THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre et de l'Univers

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

François Deschamps

préparée à l'unité de recherche UMR 6118 - Géosciences Rennes
UFR Structure et Propriété de la Matière

EVOLUTION POST-RIFT ET ENREGISTREMENT DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DES MARGES PASSIVES : EFFETS DES PROCESSUS INTRINSEQUES AUX MARGES PASSIVES

Thèse soutenue à Rennes

devant le jury composé de :

Francois GUILLOCHEAU
Professeur à l'Université de Rennes 1 / *président*

?
Ingénieur de recherche à l'IFREMER / *rapporteur*

Peter VAN DER BEEK
Professeur à l'Université Joseph Fourier / *rapporteur*

Jean BRAUN
Professeur à l'Université Joseph Fourier / *directeur de thèse*

Delphine ROUBY
Chargé de recherche à l'Université de Rennes 1 / *co-directeur de thèse*

TABLE DES MATIERES

Evolution post-rift et enregistrement des mouvements verticaux le long des marges passives : effets des processus intrinsèques aux marges passives..... 1

Table des matières..... 5

Introduction..... 13

CHAPITRE 1. – Évolution post-rift d'une marge passive..... 17

1.1. Étirement lithosphérique et évolution thermique..... 18
1.1.1. Étirement de la lithosphère par cisaillement pur..... 19
1.1.1.1. Processus d'étirement de la lithosphère..... 19
1.1.1.2. Conséquences thermiques..... 20
1.1.1.3. Conduction thermique latérale post-rift..... 21
1.1.2. Un étirement variant avec la profondeur..... 22
1.1.3. Un étirement par cisaillement simple..... 24
1.1.4. Conclusion..... 26

1.2. La flexuration d'une lithosphère amincie..... 27
1.2.1. La profondeur de fibre..... 27
1.2.2. Comportement élastique de la lithosphère..... 30
1.2.3. Relations entre l'épaisseur élastique, la profondeur de fibre et la rhéologie de la lithosphère continentale..... 32
1.2.4. Conclusion..... 33

1.3. Les processus de surface : conséquences sur la déformation d'une lithosphère amincie 33
1.3.1. Couplage érosion et isostasie flexurale..... 34
1.3.1.1. En domaine continental..... 34
1.3.1.2. En domaine marin..... 35
1.3.1.3. Géométrie et évolution temporelle du relief d'une marge passive..... 36
1.3.1.4. Surrection des reliefs..... 38
1.3.2. Couplage processus de surface et fluage de la croûte inférieure..... 39
1.3.3. Conséquences thermiques..... 40
1.3.4. Conclusion..... 40

1.4. Processus externes au système marge..... 41

1.5. Enregistrement de l'évolution post-rifting par la dénudation continentale..... 42

1.6. Enregistrement de l'évolution post-rifting par le bassin sédimentaire..... 43
1.6.1. Enregistrement de la subsidence thermique..... 44
1.6.2. Enregistrement du couplage érosion-isostasie flexurale..... 45
1.6.2.1. Érosion continentale..... 45
1.6.2.2. Érosion marine..... 47
1.6.3. Enregistrement de la charge sédimentaire..... 48
1.6.4. Enregistrement de la variation du niveau marin eustatique..... 50
1.6.5. Variations temporelles de la vitesse de sédimentation et du flux sédimentaire sur les systèmes naturels 50
1.6.6. Conclusion..... 51

1.7. Discussion - Conclusion..... 52
1.7.1. Mouvements verticaux le long des marges passives..... 52
1.7.2. Enregistrement post-rift des mouvements verticaux..... 54
1.7.2.1. Enregistrement post-rift de la dénudation continentale..... 54
1.7.2.2. Enregistrement post-rift du bassin sédimentaire..... 55

CHAPITRE 2. – Variabilité de la géométrie lithosphérique d'une marge passive..... 57

2.1. Présentation 57

2.2. Description d'une marge passive et de son évolution post-rift : la marge passive nord-namibienne 59

2.2.1. Évolution post-breakup et paléotopographie de la marge nord-namibienne pendant le Méso-Cénozoïque (résumé) 59

2.2.2. Post-breakup evolution and palaeotopography of the North Namibian Margin during the Meso-Cenozoic (article) 62

2.3. Présentation des zones d'étude 104

2.4. Présentation des coupes géologiques utilisées 106

2.4.1. Coupes crustales bibliographiques 108

2.4.2. Coupes topographiques et de sub-surface 110

2.4.2.1. Construction des profils topographiques et des coupes de sub-surface 110

2.4.2.2. Validation des coupes de sub-surface 111

2.5. Épaisseur de la lithosphère 111

2.5.1. Données utilisées 112

2.5.2. Résultats 113

2.6. Épaisseur de la croûte continentale non amincie 114

2.7. Altitude moyenne de la croûte non amincie 115

2.8. Géométrie du relief 117

2.8.1. Amplitude du relief 117

2.8.2. Longueur du relief 118

2.9. Profondeur de la fosse 119

2.10. Géométrie de la croûte continentale amincie 120

2.10.1. Distribution de l'épaisseur de la croûte continentale amincie 120

2.10.2. Longueur de la croûte continentale amincie 121

2.10.3. Relations entre la longueur de la zone amincie, la profondeur de la fosse et l'amplitude du relief : indications sur la déformation flexurale ? 123

2.11. Longueur de la transition océan-continent (TOC) 124

2.11.1. Détermination de la transition océan-continent 124

2.11.2. Résultats 125

2.12. Hauteur de la marge passive 125

2.13. Conséquences du contexte géologique régional sur la position verticale des marges passives : exemple des marges passives conjuguées de l'Atlantique Central et Sud 128

2.14. Conclusion 131

CHAPITRE 3. – Le modèle numérique Flex3D 135

3.1. Introduction 135

3.2. Flex3D : A variable elastic thickness flexural model coupled to a 3D thermal evolution model of the lithosphere and a surface processes model to study the geodynamical evolution of non-cylindrical rifted passive margins (article) 135

3.3. Utilisation du modèle numérique Flex3D au cours de cette thèse 170

3.3.1. Utilisation paramétrique de Flex3D 170

3.3.1.1. Calibration de paramètres 170

3.3.1.2. Variation de paramètres 173

3.3.2. Flex3DTools 173

3.3.2.1. Flex3DStrati : calcul de l'architecture stratigraphique à partir de Flex3D 173

3.3.2.2. DepFlex3D : vitesse des mouvements verticaux à partir de Flex3D 175

3.3.2.3. DenuSedFlex3D : vitesse de dénudation et de sédimentation à partir de Flex3D 175

3.3.3. Conclusion 175

3.4. Conclusion 176

CHAPITRE 4. – Quantification et évolution du coefficient de diffusion (kd) sur les marges passives 179

4.1. Présentation 180

4.2. Quantification de la pente de prismes sédimentaires de marges passives 182
4.2.1. Outil de calibration du coefficient de diffusion en milieu marin 182
4.2.2. Pente du prisme sédimentaire 182

4.3. Variation des vitesses de sédimentation et des flux sédimentaires sur différentes marges passives 185

4.4. Coefficient de diffusion dans de précédentes études 188
4.4.1. Coefficient de diffusion continental 188
4.4.1.1. Coefficient de diffusion sur les systèmes actuels 188
4.4.1.2. Coefficient de diffusion aux échelles de temps géologiques 189
4.4.2. Coefficient de diffusion marin 189
4.4.2.1. Calibration à partir de pentes locales et de flux sédimentaires 189
4.4.2.2. Calibration à partir de pentes de clinoformes 189
4.4.3. Conclusion 190

4.5. Quantification du coefficient de diffusion 191
4.5.1. En domaine continental (Kd_c) 191
4.5.1.1. Méthode 191
4.5.1.2. Temps de diffusion (τ) 192
4.5.1.3. Longueur du relief 194
4.5.1.4. Quantification du coefficient de diffusion 195
4.5.1.5. Conséquences de la répartition des données sédimentaires sur l'estimation du coefficient de diffusion 197
4.5.1.6. Comparaison avec les précédentes études 197
4.5.2. En domaine marin (Kd_m) 198

4.6. Variation du coefficient de diffusion continental au cours du temps 198

4.7. Validation de la calibration par la modélisation numérique 200

4.8. Conclusion 202

CHAPITRE 5. – Evolution post-rift de la marge passive de référence et enregistrement par la dénudation et par le bassin sédimentaire (modélisation cylindrique) 203

5.1. Présentation 203

5.2. Evolution post-rift de de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge passive 205
5.2.1. Evolution de la géométrie de la marge de référence simulée 208
5.2.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux 209
5.2.2.1. Syn-rift et début du post-rift (t0 à t10 Ma) 209
5.2.2.2. Evolution Post-Rift 210
5.2.3. Comparaison avec la géométrie des marges passives naturelles 212
5.2.4. Comparaison avec les mouvements verticaux de la marge nord-namibienne 212
5.2.5. Comparaison avec l'évolution du relief des marges passives 212
5.2.5.1. Relief syn-rift 212
5.2.5.2. Relief post-rift 213
5.2.6. Conclusion 213

5.3. Evolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation 214
5.3.1. Quantité totale de dénudation à t140 Ma 216
5.3.2. Evolution spatio-temporelle du taux de dénudation 216
5.3.3. Evolution spatio-temporelle du taux de sédimentation 217
5.3.4. Evolution temporelle du flux sédimentaire 217
5.3.5. Comparaison avec la dénudation et la sédimentation mesurées sur les marges passives naturelles 218
5.3.5.1. Taux et quantité de dénudation 219

5.3.5.2. Evolution temporelle du flux sédimentaire 219
5.3.6. Conclusion 220

5.4. Enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire 221
5.4.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire 221
5.4.2. Stratigraphie post-rift du prisme sedimentaire à t140 Ma 223
5.4.3. Comparaison avec les modèles stratigraphiques existants 224
5.4.4. Comparaison avec des surfaces d'érosion de prismes naturels 225
5.4.5. Conclusion 227

5.5. Conclusion 227

CHAPITRE 6. – Les processus externes (modélisation cylindrique) 229

6.1. Présentation 229

6.2. Absence de processus de surface (Kd_c= Kd_m =0) 230
6.2.1. Evolution de la géométrie de la marge simulée 232
6.2.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux 233
6.2.3. Conclusion 233

6.3. Evolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge. 234
6.3.1. Evolution de la géométrie des simulations 234
6.3.1.1. Comparaison Kd uniforme et Kd fonction du milieu 236
6.3.1.2. Conséquences géométriques d'une variabilité des Kd continentaux (Kd_c) et des Kd marins (Kd_m) 237
6.3.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux 238
6.3.2.1. Conséquences d'une variabilité des Kd continentaux (Kd_c) et des Kd marins (Kd_m) sur la vitesse des mouvements verticaux 241
6.3.3. Conclusion 242

6.4. Evolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation 242
6.4.1. Quantité totale de dénudation à t140 Ma 242
6.4.2. Evolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation 245
6.4.3. Evolution temporelle du flux sédimentaire 247
6.4.4. Conclusion 248

6.5. Enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire 249
6.5.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire 249
6.5.2. Stratigraphie post-rift du prisme sedimentaire à t140 Ma 251

6.6. Conclusion 253

CHAPITRE 7. – Les processus internes (modélisation cylindrique) 255

7.1. Présentation 255

7.2. Variation des densités lithosphériques 257
7.2.1. Evolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge 257
7.2.1.1. Evolution de la géométrie crustale des simulations 257
7.2.1.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux 259
7.2.1.3. Conclusion 262
7.2.2. Evolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation 263
7.2.2.1. Quantité totale de dénudation à t140 Ma 263
7.2.2.2. Evolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation 266
7.2.2.3. Evolution temporelle du flux sédimentaire 269
7.2.2.4. Conclusion 271
7.2.3. Enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire 271
7.2.3.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire 271
7.2.3.2. Stratigraphie post-rift du prisme sédimentaire à t140 Ma 276
7.2.4. Conclusion 278

7.3. Variation de l'état thermique de la lithosphère 279
7.3.1. Evolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge 279
7.3.1.1. Evolution de la géométrie crustale des simulations 279

7.3.1.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux 282
7.3.1.3. Conclusion 284
7.3.2. Evolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation 284
7.3.2.1. Quantité totale de dénudation à t140 Ma 284
7.3.2.2. Evolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation 286
7.3.2.3. Evolution temporelle du flux sédimentaire 287
7.3.2.4. Conclusion 289
7.3.3. Enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire 289
7.3.3.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire 289
7.3.3.2. Stratigraphie post-rift du prisme sédimentaire à t140 Ma 291
7.3.4. Conclusion 292

7.4. Variation de la profondeur de fibre 293
7.4.1. Evolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge 293
7.4.1.1. Evolution de la géométrie crustale des simulations 293
7.4.1.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux 295
7.4.1.3. Conclusion 297
7.4.2. Evolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation 297
7.4.2.1. Quantité totale de dénudation à t140 Ma 297
7.4.2.2. Evolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation 298
7.4.2.3. Evolution temporelle du flux sédimentaire 299
7.4.2.4. Conclusion 300
7.4.3. Enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire 301
7.4.3.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire 301
7.4.3.2. Stratigraphie post-rift du prisme sédimentaire à t140 Ma 303
7.4.4. Conclusion 304

7.5. Variation de la longueur de la zone amincie 305
7.5.1. Evolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge 306
7.5.1.1. Evolution de la géométrie crustale des simulations 306
7.5.1.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux 309
7.5.1.3. Conclusion 311
7.5.2. Evolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation 312
7.5.2.1. Quantité totale de dénudation à t140 Ma 312
7.5.2.2. Evolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation 314
7.5.2.3. Evolution temporelle du flux sédimentaire 316
7.5.2.4. Conclusion 317
7.5.3. Enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire 317
7.5.3.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire 317
7.5.3.2. Stratigraphie post-rift du prisme sédimentaire à t140 Ma 320
7.5.4. Conclusion 322

7.6. Variation limite de l'isostasie flexurale 324
7.6.1. Evolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge 324
7.6.1.1. Evolution limite de la géométrie crustale 324
7.6.1.2. Evolution spatio-temporelle limite de la vitesse des mouvements verticaux 326
7.6.1.3. Conclusion 327
7.6.2. Evolution spatio-temporelle limite de la dénudation et de la sédimentation 328
7.6.2.1. Quantité totale limite de la dénudation à t140 Ma 328
7.6.2.2. Evolution spatio-temporelle limite des taux de dénudation et de sédimentation 329
7.6.2.3. Evolution temporelle limite du flux sédimentaire 330
7.6.2.4. Conclusion 331
7.6.3. Enregistrement de l'évolution post-rift extreme par le bassin sédimentaire 332
7.6.3.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire 332
7.6.3.2. Stratigraphie post-rift du prisme sédimentaire à t140 Ma 334
7.6.4. Conclusion 335

7.7. Conclusion 335

CHAPITRE 8. – Principaux résultats de l'étude paramétrique sur simulations cylindriques et application à la marge passive nord-namibienne 337

8.1. Synthèse et discussion des principaux résultats obtenus au cours de l'étude paramétrique 337
8.1.1. Géométrie crustale initiale 337
8.1.2. Mouvements verticaux post-rift le long d'une marge passive 339
8.1.2.1. Effets de la subsidence thermique et de l'isostasie flexurale 339
8.1.2.2. Effets des processus de surface 341
8.1.2.3. Hierarchisation des facteurs de contrôle sur les isostasies locales et flexurales 345
8.1.3. Effets des mouvements verticaux post-rift sur la dénudation 351
8.1.3.1. Distribution spatio-temporelle des vitesses de dénudation et de sédimentation 351
8.1.3.2. Dénudation totale à t140 Ma 353
8.1.3.3. Evolution post-rift du flux de dénudation sur la marge passive 354
8.1.4. Enregistrement des mouvements verticaux post-rift par le bassin sédimentaire 357
8.1.4.1. Volume solide de sédiments déposés à t180 Ma 357
8.1.4.2. Evolution post-rift du flux sédimentaire 359
8.1.4.3. Evolution des pentes des prismes sédimentaires au cours du post-rift 361
8.1.4.4. Enregistrement stratigraphique post-rift 362

8.2. Evolution post-rift de la marge nord-namibienne 366
8.2.1. Calibration des paramètres 366
8.2.1.1. Epaisseurs élastique et lithosphérique 367
8.2.1.2. Distribution de l'épaisseur crustale 368
8.2.1.3. Profondeur de fibre 370
8.2.1.4. Les densités lithosphériques 370
8.2.1.5. Coefficient de diffusion continental et marin 371
8.2.2. Evolution post-rift de la géométrie crustale 371
8.2.2.1. Géométrie crustale à t0 371
8.2.2.2. Géométrie crustale à t130 Ma 373
8.2.3. Evolution des mouvements verticaux post-rift le long de la marge 375
8.2.4. Dénudation totale le long de la marge à t130 Ma 377
8.2.5. Evolution post-rift des flux sédimentaires et des flux de dénudation 378
8.2.6. Enregistrement stratigraphique des mouvements verticaux post-rift par le bassin sédimentaire . 380
8.2.7. Conclusions 382

CHAPITRE 9. – Géométrie 3D et évolution post-rift des marges passives : exemple des marges transformantes 384

9.1. Présentation 385

9.2. Décalage de la zone amincie (d) 387
9.2.1. Evolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux sur la marge passive 388
9.2.1.1. Evolution de la géométrie des simulations 388
9.2.1.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux post-rift 394
9.2.1.3. Conclusion 396
9.2.2. Evolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation 397
9.2.2.1. Quantité totale de dénudation à t140 Ma 397
9.2.2.2. Evolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation 400
9.2.2.3. Evolution temporelle du flux sédimentaire 402
9.2.2.4. Conclusions 403
9.2.3. Enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire 403
9.2.3.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire 403
9.2.3.2. Stratigraphie post-rift du prisme sédimentaire à t140 Ma 408
9.2.4. Conclusion 410

9.3. Largeur du décalage de la zone amincie (l) 411
9.3.1. Evolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux sur la marge passive 412
9.3.1.1. Evolution de la géométrie des simulations 412
9.3.1.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux 416
9.3.1.3. Conclusion 417
9.3.2. Evolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation 418
9.3.2.1. Quantité totale de dénudation à t140 Ma 418
9.3.2.2. Evolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation 420
9.3.2.3. Evolution temporelle du flux sédimentaire 422

9.3.2.4. Conclusion ... 423
9.3.3. Enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire ... 423
9.3.3.1. Evolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire ... 423
9.3.3.2. Stratigraphie post-rift du prisme sédimentaire à t140 Ma ... 426
9.3.4. Conclusion ... 427

9.4. Evolution post-rift d'une marge passive transformante actuelle : la marge transformante de Côte d'Ivoire ... 428
9.4.1. Présentation ... 428
9.4.2. Données utilisées dans la réalisation du modèle 3D de distribution des épaisseurs crustales ... 429
9.4.3. Géométrie crustale et paramètres imposés dans Flex3D ... 431
9.4.4. Topographie à t0 Ma ... 434
9.4.5. Dénudation et sédimentation à t90 Ma ... 435
9.4.6. Comparaison des coupes crustales modélisées avec les coupes crustales de la bibliographie ... 439
9.4.7. Conclusion ... 441

9.5. Conclusion ... 442

Conclusion ... 445

Perspectives ... 449

CHAPITRE 10. – Valorisation des compétences : un nouveau chapitre de la thèse ... 453

10.1. Cadre général de ma these ... 454
10.1.1. Présentation du laboratoire ... 454
10.1.2. Implication de ma thèse dans la recherche menée par le laboratoire ... 454
10.1.3. Pourquoi s'intéresser aux reliefs côtiers ? ... 455
10.1.4. Enjeux généraux ... 455
10.1.5. Application industrielle ... 456
10.1.6. Un cheminement personnel vers la thèse ... 456

10.2. Coût et déroulement de la thèse ... 456
10.2.1. Moyens matériels et humains ... 456
10.2.2. Gestion du temps et difficultés rencontrées ... 457

10.3. Compétences acquises ... 458
10.3.1. Compétences techniques ... 458
10.3.2. Compétences scientifiques ... 459
10.3.3. Compétences professionnelles ... 459
10.3.4. Évolution personnelle ... 460

10.4. Impact du travail et perspectives personnelles ... 461
10.4.1. Résultats et impacts de ma thèse ... 461
10.4.2. Secteurs d'emploi possibles ... 461

Bibliographie ... 463

Table des figures ... 477

Table des tableaux ... 483

INTRODUCTION

Les marges passives sont des structures lithosphériques intra-plaques, assurant la transition entre une croûte continentale non amincie et une croûte océanique. Ces marges se forment à la suite de l'étirement et de l'amincissement d'une lithosphère continentale soumise à des contraintes extensives au cours du rifting. Elles naissent de la rupture de la lithosphère continentale qui marque la fin du rifting et le début de l'expansion océanique. Du fait de leur position en bordure des continents, les marges passives sont 1°) soumises à des flux sédimentaires externes au système, produits par l'érosion de reliefs continentaux en amont de la marge, et 2°) elles sont affectées par une déformation complexe et de faible intensité qui intègre la déformation produite par les processus intrinsèques au système (ex : isostasie flexurale, subsidence thermique, processus de surface) mais aussi les déformations intra-plaques (ex : topographie dynamique produite par un point chaud), et enfin les déformations en limite de plaque (ex : flambage lithosphérique produit par l'action conjuguée de la compression exercée au niveau des zones de convergence et du ridge-push exercé au niveau des dorsales océaniques). Les bassins sédimentaires des marges passives en domaine marin et les données de dénudation en domaine continental enregistrent donc, de manière indépendante, des processus locaux (ex : isostasie flexurale, rééquilibrage thermique, processus de surface), régionaux (ex : zone de subduction, collision, point chaud, climat) ou globaux (ex : climat, eustatisme) (voir Figure 1). Seulement les enregistrements de ces processus par le bassin sédimentaire et par la dénudation se font de manière cumulée. Pour accéder à l'enregistrement des processus régionaux ou globaux, il est donc d'abord nécessaire de connaître 1°) les conséquences des différents processus intrinsèques aux marges passives sur l'évolution post-rift des mouvements verticaux (surrection et subsidence) le long des marges et 2°) l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire le long des marges passives.

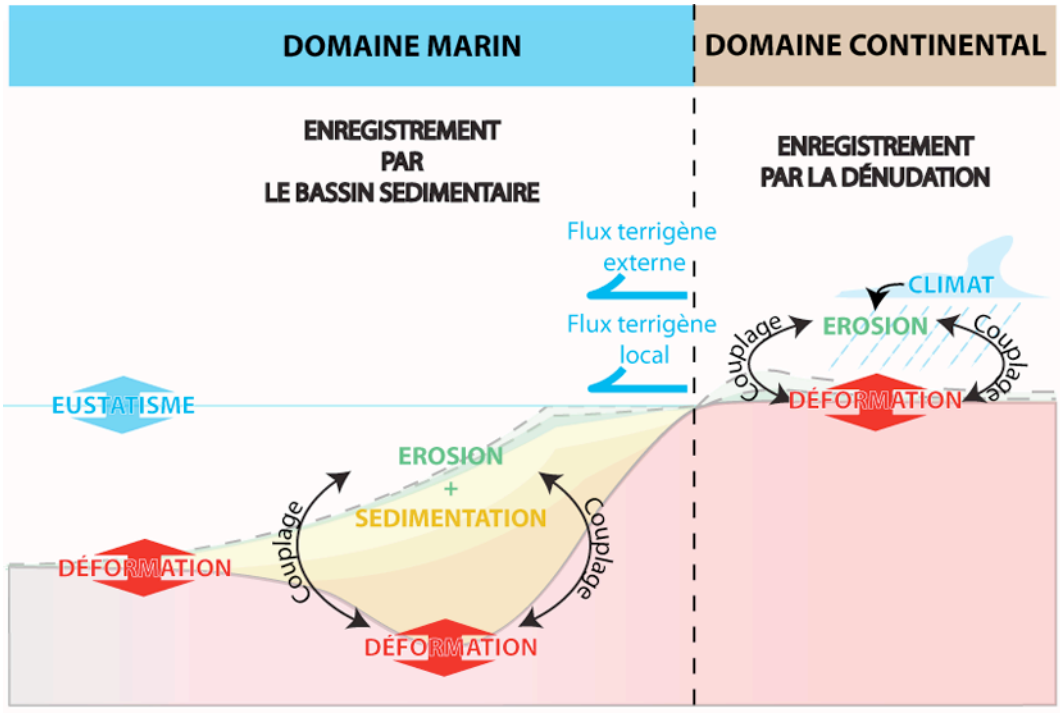


Figure 1 : enregistrements en domaine continental et en domaine marin.

Différentes études publiées se sont intéressées à la distinction et à la compréhension des différents processus affectant les marges passives au cours de leur histoire. En effet, McKenzie (1978) s'est intéressé à l'importance du processus de subsidence thermique dans les mouvements verticaux affectant la croûte continentale amincie des marges passives au cours du post-rift. D'autres travaux ont étudié le rôle de l'isostasie flexurale (ex : Braun et Beaumont, 1989; van der Beek et al., 1994; Weissel et Karner, 1989) et de son couplage avec les processus de surface (ex : Gilchrist et Summerfield, 1990; van Balen et al., 1995) pour comprendre la formation des épaulements de rift et leur évolution post-rift. L'isostasie flexurale a également été prise en compte pour comprendre l'effet de la charge sédimentaire sur la déformation affectant les bassins sédimentaires des marges passives au cours du post-rift (ex : Watts, 1989; Watts et al., 1982).

Concernant l'étude de l'enregistrement des mouvements verticaux affectant les marges passives, par la dénudation et par les bassins sédimentaires des marges passives, les précédents travaux se sont principalement intéressés :

- à l'enregistrement stratigraphique de processus locaux affectant les marges passives : l'enregistrement stratigraphique de la réponse flexurale de la lithosphère sous l'effet de la charge sédimentaire (Watts et al 1982, 1989, 2001), ou encore l'enregistrement stratigraphique de la réponse flexurale à l'érosion de la rupture de pente du prisme sédimentaire (McGinnis et al., 1993), ou enfin l'enregistrement stratigraphique de l'érosion de l'épaulement de rift et le rebond flexural associé (van Balen et al., 1995) ;

- à la quantité totale de dénudation produite par le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale (van Balen et al., 1995; van der Beek et al., 1995).

Jusqu'à présent, les études publiées sur le comportement et l'enregistrement post-rift des marges passives ont donc été principalement réalisées soit en domaine continental, soit en domaine marin. Elles ont été essentiellement effectuées à partir de modélisations numériques en 2D et n'ont pris en compte que les effets de certains processus considérés le plus souvent séparément (isostasie flexurale, processus thermiques, couplage processus de surface-isostasie flexurale). Bien que les marges passives soient des structures tridimensionnelles, nos connaissances sur les mouvements de surrection et de subsidence affectant une marge passive au cours de son histoire et sur l'enregistrement de ces mouvements verticaux par le bassin sédimentaire et par la dénudation continentale des marges passives sont donc basées essentiellement sur des études 2D et ces connaissances sont segmentées entre le milieu continental d'une part et le milieu marin d'autre part. Rares sont les études qui intègrent le système depuis le domaine non aminci jusqu'au domaine aminci.

Pour approfondir nos connaissances sur, d'une part, les conséquences des processus affectant les marges passives sur les mouvements verticaux post-rift le long des marges, et d'autre part, sur l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire des marges passives, nous avons réalisé une nouvelle étude sur les marges passives. L'originalité de celle-ci est d'avoir observé, quantifié et analysé, grâce aux simulations numériques 3D produites par le code numérique Flex3D développé par Jean Braun :

- les effets combinés des processus thermiques, de l'isostasie flexurale, et des processus de surface sur l'évolution post-rift des mouvements de surrection et de subsidence affectant les marges passives depuis le domaine non aminci jusqu'au domaine aminci ;

- l'enregistrement de ces mouvements verticaux grâce à différentes données : évolution et distribution spatiale du flux terrigène, évolution spatiale et temporelle des vitesses de dénudation et de sédimentation le long des marges passives, quantité totale de roches dénudées le long des marges passives, géométrie et architecture stratigraphique du prisme sédimentaire des marges passives.

La démarche de notre étude a été, tout d'abord, de réaliser une synthèse bibliographique sur 1°) les différents processus qui affectent les marges passives et sur leurs effets qualitatifs et quantitatifs sur la déformation (géométrie crustale, vitesses de surrection et de subsidence au cours du post-rift) le long des marges passives, et 2°) sur l'enregistrement par la dénudation continentale (vitesses de dénudation, quantité totale de dénudation), et par le bassin sédimentaire (évolution temporelle du flux sédimentaire, vitesses de sédimentation, enregistrement stratigraphique) de la déformation produite par ces différents processus affectant les marges passives. Puis, nous avons quantifié la géométrie crustale de marges passives actuelles. Ce travail permet, d'une part, de calibrer la distribution spatiale des épaisseurs crustales nécessaires au code numérique Flex3D, et d'autre part, de confronter la géométrie crustale calculée par Flex3D à partir du couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale, et les processus de surface, à la géométrie crustale de marges passives actuelles. Pour quantifier la géométrie crustale de marges passives actuelles, nous avons utilisé des coupes géophysiques publiées, des grilles numériques sur la topographie mondiale ou sur la distribution spatiale des isopaques sédimentaires. Ensuite, pour calibrer les autres paramètres de Flex3D, nous avons utilisé les résultats de travaux publiés (épaisseur lithosphérique, profondeur de fibre, épaisseur élastique), nous avons réalisé des calibrations en utilisant des données géologiques publiées (coefficients de diffusion en milieu continental et en milieu marin), et nous avons enfin utilisé des valeurs communément admises (température à la base de la lithosphère, densités du manteau, de la croûte continentale, et des sédiments).

Une fois les paramètres de Flex3D calibrés, nous avons réalisé, à partir de simulations cylindriques, une première étude paramétrique afin : 1°) d'observer, quantifier et analyser les conséquences des processus locaux sur les mouvements verticaux post-rift le long des marges passives, 2°) étudier les conséquences d'une modification de certains paramètres internes et externes de Flex3D (distribution des épaisseurs crustales le long de la zone amincie, profondeur de fibre, épaisseur lithosphérique, coefficients de diffusion en domaine continental et en domaine marin, densités du manteau et de la croûte continentale) sur les mouvements verticaux post-rift le long des marges passives, et 3°) étudier l'enregistrement des mouvements verticaux post-rift par la dénudation et par le bassin sédimentaire le long des marges passives. Cette première étude paramétrique nous a également permis de hiérarchiser les principaux contrôles exercés par les paramètres internes et externes étudiés sur le comportement et l'enregistrement post-rift des marges passives.

Nous avons ensuite réalisé une seconde étude paramétrique afin d'observer, quantifier et analyser, cette fois-ci, les conséquences des processus locaux sur les mouvements verticaux post-rift 3D affectant des géométries crustales 3D de marges passives (= marges transformantes) et sur l'enregistrement post-rift 3D de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire. Cette seconde étude paramétrique nous a permis

d'évaluer l'importance de la déformation 3D d'une marge passive par rapport à celle observée sur les simulations cylindriques au cours de la première étude paramétrique. Enfin, nous avons confronté et discuté les différents résultats obtenus au cours de nos deux études paramétriques avec notre synthèse sur les géométries crustales de marges passives actuelles, avec les données obtenues dans de précédents travaux publiés sur les marges passives (données collectées sur les systèmes naturels ou calculées à partir de modélisations numériques), et avec des études que nous avons réalisées sur certaines marges passives actuelles (marge passive nord-namibienne et marge transformante de Côte d'Ivoire).

Ce mémoire est divisé en dix Chapitres. Nous présentons dans le premier chapitre, notre synthèse bibliographique sur les différents processus affectant les marges passives au cours de leur histoire, sur les conséquences de ces processus sur la déformation affectant les marges passives et sur l'enregistrement de la déformation par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire. Le second chapitre présente notre modèle de distribution des épaisseurs crustales et des ordres de grandeur sur la variabilité des géométries lithosphériques des marges passives. Les Chapitres 3 et 4 décrivent respectivement le modèle numérique Flex3D, et la calibration des coefficients de diffusion en domaine continental et en domaine marin à partir des systèmes naturels. Les Chapitres 5, 6 et 7, présentent, quant à eux, les résultats de la première étude paramétrique. En effet, le Chapitre 5 présente une simulation numérique construite à partir du modèle de distribution des épaisseurs crustales décrit dans le Chapitre 2 et des paramètres de référence calibrés dans les Chapitres 3 et 4. Les différents résultats de cette simulation serviront de référence dans les deux études paramétriques. Les Chapitres 6 et 7 décrivent les différents résultats paramétriques obtenus en faisant varier soit les coefficients de diffusion (Chapitre 6), soit les propriétés lithosphériques (les densités mantéliques et crustales, l'épaisseur lithosphérique, la distribution des épaisseurs crustales le long de la zone amincie, la profondeur de fibre, Chapitre 7). Les principaux résultats des Chapitres 5, 6 et 7 sont synthétisés et discutés dans le Chapitre 8. Quant au Chapitre 9, il décrit les résultats de la seconde étude paramétrique sur les effets d'une géométrie crustale 3D sur le comportement et l'enregistrement post-rift d'une marge passive. Après une discussion et une conclusion générales du travail de thèse, le mémoire se clôt sur un 10ème et dernier chapitre de valorisation et de vulgarisation de la thèse. Ce travail a été réalisé dans le cadre de la formation « Un nouveau chapitre de thèse », organisée par l'Association Bernard Grégory.

CHAPITRE 1. – Évolution post-rift d'une marge passive.

L'objectif de la thèse étant, d'une part, d'étudier les effets des processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface) sur l'évolution post-rift des mouvements verticaux le long des marges passives, et d'autre part, de comprendre l'enregistrement de ces mouvements verticaux post-rift par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire des marges passives, nous avons donc tout d'abord réalisé une étude bibliographique dont l'objectif est de synthétiser les études publiées :

- sur les différents processus affectant les marges passives au cours de leur histoire,
- sur la détermination et la quantification des mouvements verticaux produits respectivement par ces processus,
- sur l'enregistrement de ces processus par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire.

Cette synthèse bibliographique doit permettre de déterminer les degrés d'importance des processus sur la déformation des marges passives. Ce travail de synthèse doit également nous permettre de déterminer les pistes de recherche à développer pour approfondir nos connaissances sur les mouvements verticaux post-rift produits par les processus intrinsèques au système marge passive (isostasie flexurale, processus thermiques, processus de surface) et sur l'enregistrement post-rift de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire.

Nous avons décrit, dans un premier temps et dans un ordre de complexité croissante, les modèles conceptuels qui ont été proposés afin d'expliquer et quantifier les déformations produites par les différents processus intervenant dans l'histoire des marges passives. Si nous nous intéressons au cours de ce mémoire essentiellement à l'évolution post-rift des marges passives, nous ne pouvons pas étudier le comportement et l'enregistrement post-rift des marges passives sans prendre en compte la déformation affectant les marges au cours du rifting (ex : étirement, amincissement, isostasie régionale). C'est pourquoi nous présentons d'abord, dans ce chapitre, les modèles conceptuels proposés pour expliquer la déformation affectant les marges passives au cours du syn-rift (voir partie 1.1). Le premier modèle conceptuel décrit est le modèle d'amincissement uniforme de McKenzie (1978) et ses conséquences post-rift comme la subsidence thermique. Les modèles conceptuels que nous présentons ensuite ont été décrits en perspective de ce premier modèle conceptuel. Ces modèles ont démontré qu'une marge passive n'est pas uniquement affectée par des processus syn-rift (étirement, amincissement, déchirure continentale), mais elle est également soumise, au cours du post-rift, à un processus de flexuration (voir partie 1.2), à des processus de surface (voir partie 1.3) et à différents processus externes au système marge (voir partie 1.4).

Ensuite, dans un second temps, nous présentons les résultats de notre synthèse bibliographique sur l'enregistrement, par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire, des mouvements verticaux affectant les marges passives au cours de leur histoire. En effet, après une présentation des résultats publiés sur la dénudation continentale des marges passives (voir partie 1.5), nous présentons différents modèles conceptuels proposés dans la bibliographie sur l'enregistrement, par le bassin sédimentaire, des

mouvements verticaux affectant les marges passives (voir partie 1.6). Ces modèles sont également décrits suivant un ordre de complexité croissante. En effet, est présenté dans un premier temps, l'enregistrement de la subsidence thermique (voir sous-partie 1.6.1), dans un second temps, l'enregistrement du couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale (voir sous-partie 1.6.2), puis l'enregistrement de la charge sédimentaire (voir sous-partie 1.6.3) et enfin l'enregistrement de l'eustatisme (voir sous-partie 1.6.4). L'enregistrement du bassin sédimentaire étant complexe, cette dernière partie se clôt sur les études publiées sur les variations temporelles de la vitesse de sédimentation et du flux sédimentaire enregistrées dans les bassins sédimentaires de marges passives actuelles (voir sous-partie 1.6.5).

1.1. ÉTIREMENT LITHOSPHERIQUE ET EVOLUTION THERMIQUE

Comprendre l'évolution post-rift d'une marge nécessite de comprendre les processus intervenant au cours de son histoire. En effet, les marges sont des structures lithosphériques amincies qui naissent de la divergence entre deux plaques tectoniques (Figure 1).

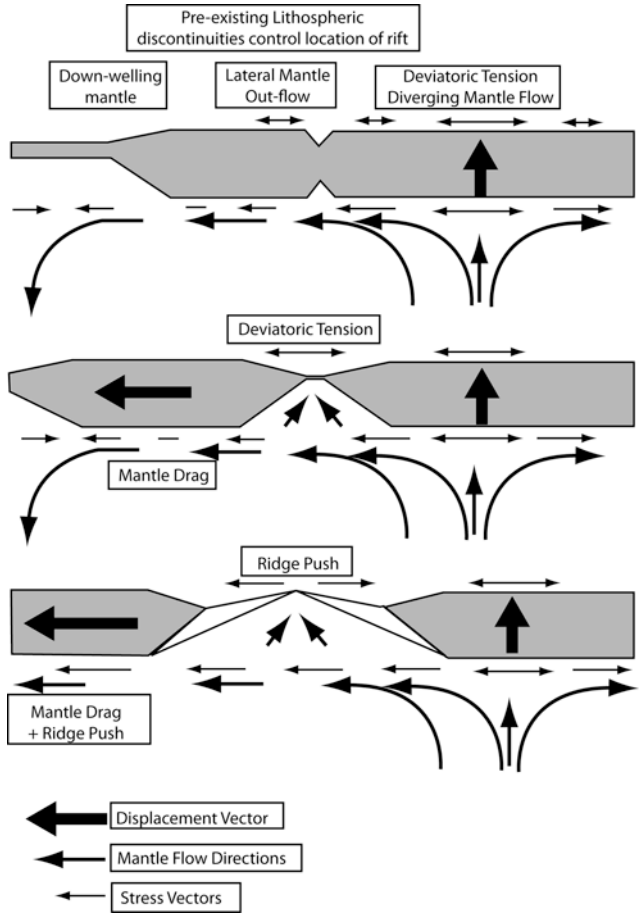


Figure 2 : initiation et évolution du rifting : le rôle de la convection mantélique.

La première figure, tout en haut, correspond à l'état de la lithosphère continentale avant le rifting. La seconde figure, au milieu, correspond au rifting, localisé au niveau de la discontinuité lithosphérique. La troisième figure, en bas, correspond à l'expansion océanique consécutive au rifting. Les différentes flèches décrivent la direction et le sens des contraintes, les mouvements mantéliques et les déplacements affectant la lithosphère continentale au cours des étapes du rifting et de l'expansion océanique. (figure d'après Ziegler et Cloetingh, 2004)

Cette divergence se fait en deux étapes : le rifting puis l'expansion océanique. Le rifting est caractérisé par des systèmes complexes de grabens produits par des contraintes extensives. Au cours du temps, l'activité du rifting augmente au niveau de la future zone de rupture continentale. L'amincissement et l'étirement de la lithosphère continentale au cours du rifting entraînent une fusion partielle du manteau lithosphérique et de l'asthénosphère, par décompression adiabatique. Les produits de fusion remontent vers la surface au niveau de la

région où la lithosphère est étirée. Les marges naissent à la fin du rifting, lorsque l'amincissement aboutit à la formation de la première croûte océanique. Cette étape, appelée « breakup », marque le début de la deuxième étape, l'expansion océanique. Cette étape se caractérise par une transgression marine, l'accrétion continue de croûte océanique au niveau de la dorsale du rift et enfin, un éloignement et une subsidence des marges passives de part et d'autre de la dorsale.

Les processus d'étirement, d'amincissement et de rupture, lors du rifting, déterminent, en grande partie, la distribution de l'épaisseur crustale le long des marges passives et donc exercent un contrôle sur l'évolution post-rift de ces structures.

Nous présentons dans cette première partie trois principaux modèles conceptuels d'étirement lithosphérique. Le premier modèle présenté est l'étirement par cisaillement pur proposé par McKenzie (1978). Les propriétés rhéologiques variant avec la pression et la température, Royden et Keen (1980) proposent un modèle conceptuel où l'étirement varie avec la profondeur. Enfin, selon Lister et al. (1986a), l'asymétrie de marges naturelles conjuguées peut être expliquée par Wernicke (1984) et son modèle conceptuel d'étirement par cisaillement simple. Pour chacun de ces modèles, nous décrivons, dans un premier temps, la géométrie de la lithosphère étirée et les hypothèses prises en compte. Nous décrivons ensuite les conséquences de cette géométrie sur les mouvements verticaux le long du rift, en simple isostasie locale puis en tenant compte des processus thermiques. Enfin, nous décrivons les conséquences de ces styles de rift sur l'évolution post-rift des marges.

1.1.1. ÉTIREMENT DE LA LITHOSPHERE PAR CISAILLEMENT PUR

Le modèle conceptuel le plus connu sur l'évolution des zones de rift et des marges passives est le modèle de McKenzie (1978). Il propose un processus d'étirement lithosphérique simple et décrit les implications de la géométrie de la lithosphère ainsi étirée sur son évolution thermique au cours du rifting et pendant le post-rift.

Nous décrivons, dans un premier temps, ce processus d'amincissement lithosphérique, puis, dans un second temps, ses conséquences sur l'évolution thermique de la lithosphère étirée.

1.1.1.1. PROCESSUS D'ETIREMENT DE LA LITHOSPHERE

Le modèle d'étirement de McKenzie (1978) est représenté sur la Figure 3. La géométrie initiale de la lithosphère est caractérisée par une épaisseur et une largeur de dimension « L ». À la fin du rifting, la lithosphère de largeur initiale « L » est étirée de manière instantanée par un cisaillement pur. Le modèle suppose une conservation de la masse au cours de l'étirement. Cet étirement est fonction d'un facteur β correspondant au rapport de l'épaisseur lithosphérique initiale sur l'épaisseur lithosphérique finale (voir Figure 3). En condition d'équilibre isostatique et pour des valeurs moyennes de 35 à 45 km d'épaisseur de la croûte continentale initiale, le résultat net de l'amincissement lithosphérique est une subsidence initiale de la surface au niveau du domaine crustal aminci et une remontée de l'asthénosphère chaude sous-jacente par compensation isostatique (McKenzie, 1978).

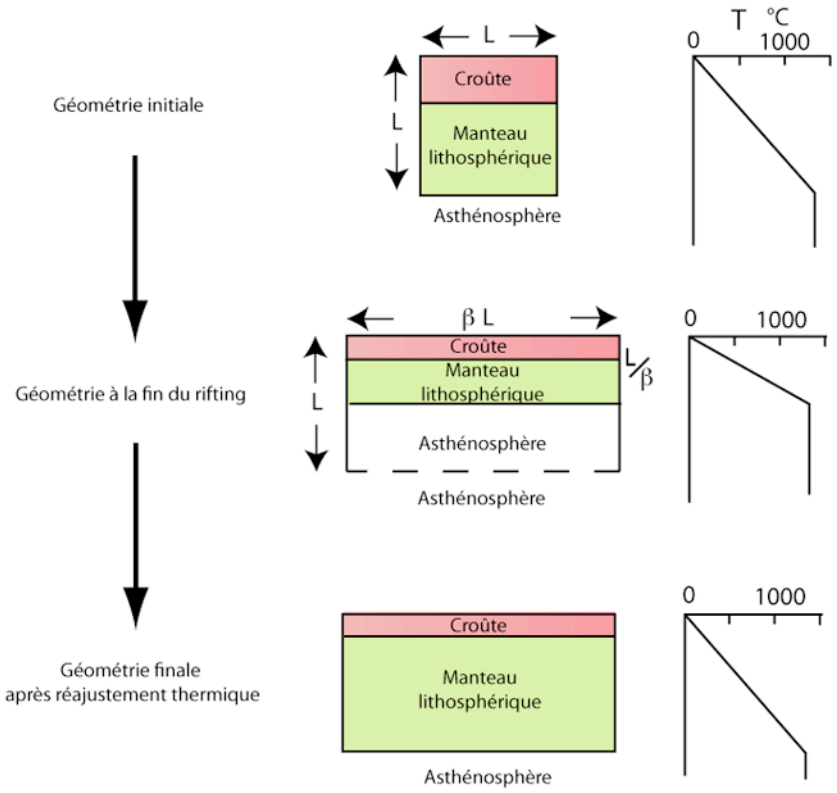


Figure 3 : Évolution syn-rift et post-rift de la géométrie de la lithosphère étirée par cisaillement pur et conséquences sur son état thermique.
(figure modifiée d'après McKenzie, 1978)

À noter que ce modèle d'étirement d'une lithosphère continentale en état d'isostasie locale ne prédit pas de mouvement vertical de la surface en dehors de la zone amincie. De ce fait, les marges passives conjuguées résultantes de ce rift seront donc marquées, d'une part, par une absence d'épaulement de rift et d'autre part, par une géométrie de croûte amincie similaire.

1.1.1.2. CONSEQUENCES THERMIQUES

Selon le modèle de McKenzie (1978), à l'état initial, le gradient géothermique est considéré comme constant (voir Figure 3) et ne prend pas en compte la radioactivité des roches continentales. La température à la base de la lithosphère initiale est supposée fixe.

À la fin du rifting, la remontée progressive de l'asthénosphère produite par l'amincissement mécanique de la lithosphère crée une augmentation du gradient géothermique dans la lithosphère (voir Figure 3). Au cours du post-rift, le rééquilibrage conductif le long des marges passives produit un refroidissement progressif de l'asthénosphère (voir Figure 3). Ce refroidissement augmente, au cours du temps, la densité des roches et modifie donc l'équilibre isostatique du domaine aminci. Ce dernier se rééquilibre par une subsidence au cours du temps qui est fonction de la quantité d'étirement (β) (McKenzie, 1978 ; voir Figure 4). L'évolution temporelle de cette subsidence thermique suit une courbe exponentielle (voir Figure 4). En effet, la subsidence est caractérisée par un approfondissement rapide du socle de la zone amincie sur les 50-60 premiers millions d'années puis un approfondissement de plus en plus lent au cours du temps. Cette subsidence thermique est amplifiée par la charge du bassin sédimentaire des marges passives (McKenzie, 1978). Ce rééquilibrage conductif de la lithosphère continentale étirée tend vers un état

conductif semblable à celui que la lithosphère connaissait avant le rifting (McKenzie, 1978 ; voir Figure 3). En revanche, l'épaisseur crustale garde son état acquis à la fin du rifting (voir Figure 3).

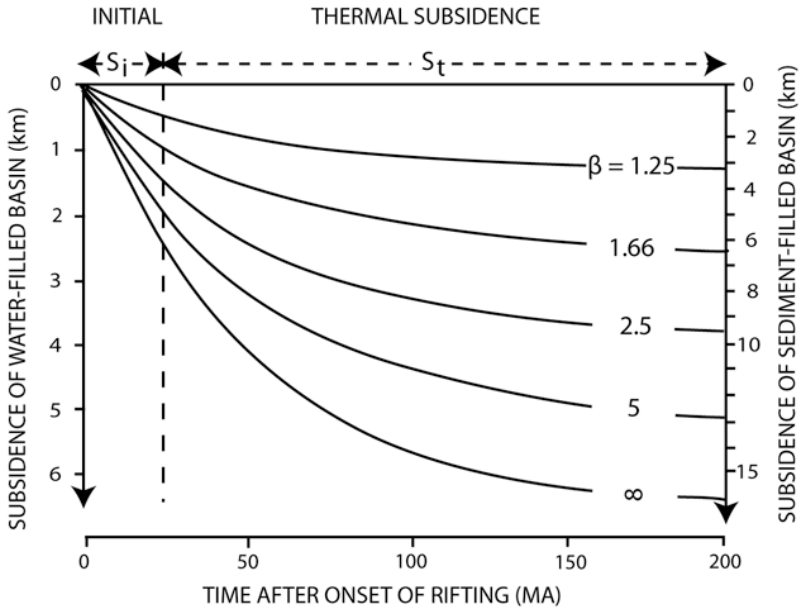


Figure 4 : courbes asymptotiques de la subsidence thermique.
(figure modifiée d'après d'Einsele, 1992)

Si : subsidence initiale ; St : subsidence thermique ; β : quantité d'étirement lithosphérique. Voir texte pour plus de détails.

1.1.1.3. CONDUCTION THERMIQUE LATERALE POST-RIFT

En étudiant les conséquences thermiques d'un amincissement par cisaillement pur d'une lithosphère soumise au rifting, McKenzie (1978) a démontré le rôle majeur du rééquilibrage conductif dans la subsidence post-rift du domaine aminci des marges passives. Leroy et al. (2008) ont approfondi l'étude de McKenzie (1978) en s'intéressant plus précisément aux conséquences de ce rééquilibrage conductif des isothermes sur la déformation le long des marges passives au cours du post-rift. Pour cela, ils ont utilisé des simulations numériques en 2D.

L'amincissement thermique produit au cours du rifting génère un gradient de température entre le domaine aminci chaud et le domaine non aminci froid. Ce gradient produit un transport latéral de chaleur par conduction, du domaine aminci vers le domaine non aminci (Cochran, 1983). Les conséquences thermiques horizontales post-rift d'un amincissement lithosphérique seraient donc un réchauffement de la transition croûte amincie - croûte non amincie sur les 80 premiers millions d'années (Leroy et al., 2008, Figure 5). Ces conséquences thermiques ont des répercussions sur l'équilibre isostatique local. En effet, un réchauffement de la transition croûte continentale amincie - croûte continentale non amincie diminue localement la densité de la croûte continentale réchauffée, produisant ainsi sa surrection. Celle-ci est cependant faible : 100 m pour les marges non volcaniques et 250 m pour les marges volcaniques (Leroy et al., 2008), et représente 10 à 25% de la surrection observée selon Leroy et al. (2008).

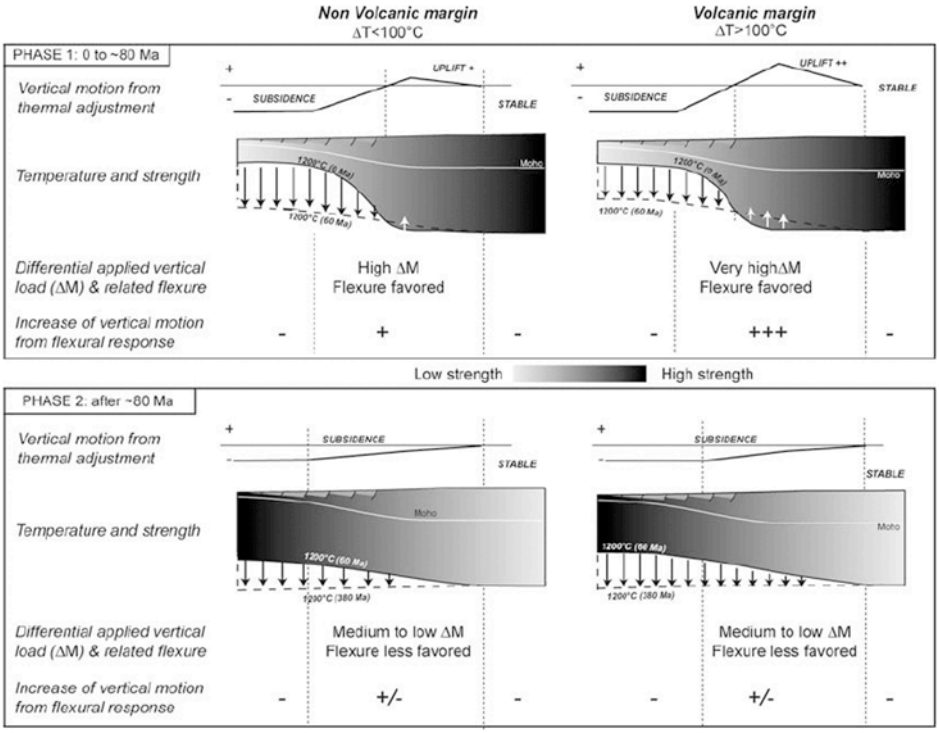


Figure 5 : Conséquences de la conduction thermique post-rift sur les mouvements verticaux des marges passives.
(figure d'après Leroy et al., 2008. Pour plus de détails, lire le texte)

1.1.2. UN ETIREMENT VARIANT AVEC LA PROFONDEUR

McKenzie (1978) propose un modèle d'étirement par cisaillement pur lors du processus de rifting d'une lithosphère continentale. Or les propriétés rhéologiques varient avec la pression et la température. La lithosphère peut donc se déformer de manière hétérogène sous l'effet des contraintes (Royden et Keen, 1980).

Royden et Keen (1980) proposent l'idée d'un étirement lithosphérique caractérisé par un étirement du manteau lithosphérique sur une distance supérieure à la distance le long de laquelle s'étire la croûte continentale (voir Figure 6).

Ce style de rift présente quatre secteurs distincts : un domaine non aminci à chaque extrémité du rift (1), un domaine lithosphérique aminci au cœur du rift (4) et deux domaines de transition. Le premier domaine de transition (2) est caractérisé par une croûte non amincie et un amincissement du manteau lithosphérique tandis que le deuxième domaine de transition (3) est caractérisé par un amincissement conjoint de la croûte et du manteau lithosphérique.

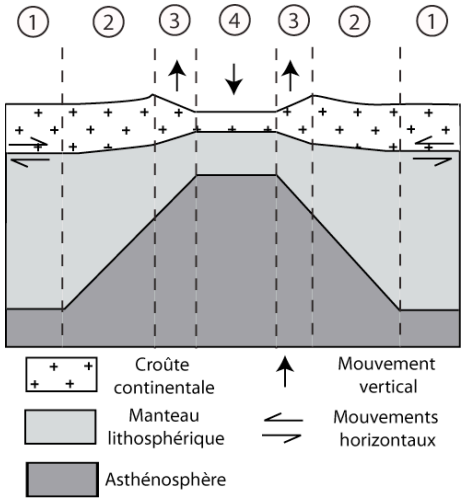


Figure 6 : modèle d'étirement variant avec la profondeur

Les chiffres encerclés correspondent à une segmentation du rift en différents domaines. Pour plus de détails, lire le texte. (figure modifiée d'après Ziegler et Cloetingh, 2004)

En isostasie locale, tout comme le modèle de McKenzie (1978), le secteur (1) est à l'équilibre tandis que les secteurs (2), (3) et (4) présentent un déficit de masse lié à l'amincissement de la partie mantélique de la lithosphère. Le centre du rift (4) est soumis à une subsidence identique à celle du modèle de McKenzie (1978).

Cette géométrie d'étirement a des conséquences thermiques particulières. En effet, un étirement plus important du manteau par rapport à celui de la croûte implique, sous les bordures du rift (3), mais également sur une partie de la croûte continentale non amincie (2), un géotherme plus élevé que celui du modèle d'étirement uniforme de McKenzie (1978). Ce géotherme élevé, en diminuant les densités des roches, contribue à la surrection de ces deux domaines.

Royden et Keen (1980) ont analysé en détail les mouvements verticaux produits par la différence de quantité d'étirement entre le manteau (β) et la croûte continentale (δ) au niveau des bordures du rift (3) (Figure 7). La Figure 7 montre que si l'étirement du manteau est nettement plus important que celui de la croûte, les bordures du rift sont affectées par une surrection (Royden et Keen, 1980). Dans le cas contraire, ces bordures subsident (Royden et Keen, 1980).

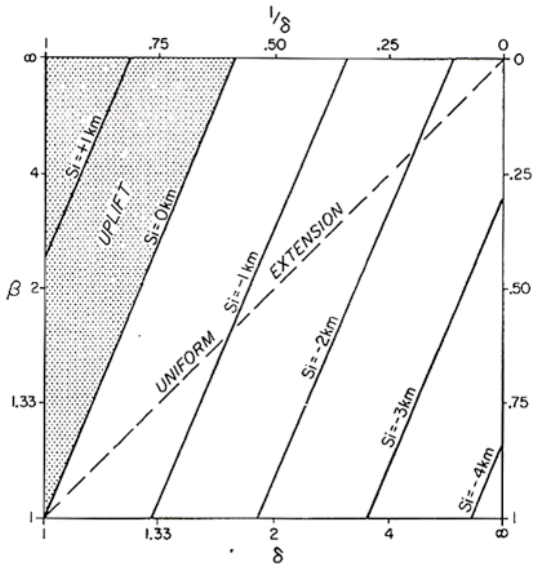


Figure 7 : conséquence d'une variation du δ et du β sur les mouvements verticaux des bordures du rift.

(figure d'après Royden et Keen, 1980)

δ : quantité d'étirement de la croûte continentale ; β : quantité d'étirement du manteau

Enfin, si les conséquences thermiques post-rift de ce modèle d'amincissement ne sont pas explicitées par les auteurs, les marges passives issues de ce style de rift doivent être cependant affectées, au cours du post-rift, par une subsidence thermique semblable à celle du modèle d'amincissement de McKenzie (1978) (voir sous-partie 1.1.1.2). Cette subsidence est localisée au niveau de la remontée du manteau asthénosphérique, c'est-à-dire au niveau des domaines (2), (3) et (4). Ces marges doivent être également affectées par une conduction thermique latérale (voir sous-partie 1.1.1.3) qui devrait générer une faible surrection à la transition entre le secteur (1) et le (2).

1.1.3. UN ETIREMENT PAR CISAILLEMENT SIMPLE

Les modèles conceptuels d'étirement proposés par McKenzie (1978) et Royden et Keen (1980) produisent des géométries de marges passives conjuguées similaires. Or les marges passives conjuguées présentent souvent des géométries du domaine aminci très différentes (De Voogd et Keen, 1987; Lister et al., 1986a, b). Ces différences de géométrie amincie entre marges conjuguées peuvent être expliquées par le modèle d'étirement lithosphérique par cisaillement simple proposé par Wernicke (1984) (Lister et al., 1986a, b, voir Figure 8). Dans ce troisième modèle, l'étirement et l'amincissement de la lithosphère au cours du rifting sont accommodés par une faille d'échelle lithosphérique (voir Figure 8)

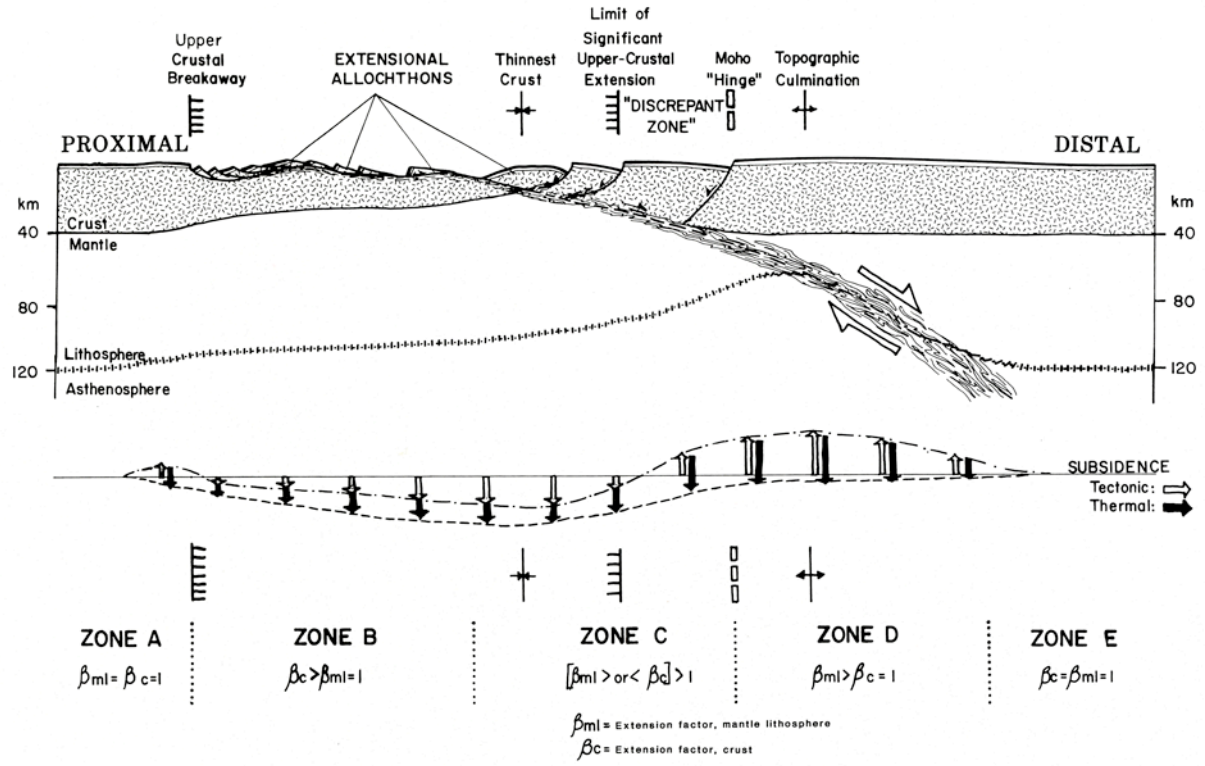


Figure 8 : modèle d'amincissement par cisaillement simple.
(figure d'après Wernicke, 1984)

βc : facteur d'amincissement crustal ; βml : facteur d'amincissement mantélique. Les 5 secteurs, de A a E, ont été déterminés à partir du rapport entre βc et βml.

Contrairement au modèle d'amincissement par cisaillement pur de McKenzie (1978), l'accommodation de l'extension par une faille lithosphérique engendre une remontée asymétrique de l'asthénosphère (Wernicke, 1984). La géométrie particulière obtenue a été divisée par Wernicke (1984) en 5 secteurs distincts en fonction du rapport entre le facteur d'amincissement crustal (δ ou βc) et le facteur d'amincissement mantélique (β ou βml) (Figure 8). Les domaines A et E présentent un δ et un β identiques, le domaine B est caractérisé par δ supérieur au β, tandis que le domaine C présente un β supérieur ou inférieur au δ (Wernicke, 1984). Enfin, le β est supérieur au δ dans le quatrième domaine (D) (Wernicke, 1984).

En condition d'isostasie locale, les conséquences de ce style d'extension sur la déformation lithosphérique syn-rift sont variables le long du rift :

- A et E : ces secteurs sont à l'équilibre.
- B : ce second secteur est défini par un manteau non aminci et une croûte continentale amincie (Wernicke, 1984). Il est donc affecté par un léger déficit de masse qui est compensé par une faible remontée de l'asthénosphère. Le remplacement de la croûte continentale par du manteau asthénosphérique plus dense génère une subsidence de ce secteur (Figure 8).
- C : ce troisième domaine présente une croûte continentale et un manteau tous deux amincis. Le comportement isostatique de ce secteur

est donc semblable aux secteurs (2) et (3) du modèle conceptuel de McKenzie (1978) (voir sous-partie 1.1.1), c'est-à-dire que l'amincissement de la lithosphère génère un déficit de masse compensé par la remontée du manteau asthénosphérique. Tout comme le secteur B, en isostasie locale, les conséquences de cet amincissement sont une subsidence du secteur C.

- D : ce quatrième secteur est le contraire du secteur B, c'est-à-dire qu'il est défini par un manteau aminci et une croûte continentale non amincie. L'amincissement du manteau lithosphérique étant isostatiquement compensé par la remontée du manteau asthénosphérique de densité comparable, ce secteur est donc proche de l'équilibre isostatique local.

Les processus thermiques modifient cependant ces différents comportements le long du rift. En effet, la remontée progressive du manteau asthénosphérique très chaud depuis le secteur A jusqu'au secteur D diminue la densité des roches. Les conséquences le long du rift sont une réduction de la subsidence du secteur B et une surrection du secteur D et par conséquent une inversion des mouvements verticaux sur le secteur intermédiaire C (Figure 8). À cela s'ajoutent les effets de la conduction thermique latérale qui génère une surrection au niveau de la transition entre le secteur A et le secteur B (Wernicke, 1984, voir Figure 8).

Les conséquences thermiques de ce modèle d'étirement sont une subsidence thermique post-rift de type McKenzie (1978) (voir sous-partie 1.1.1.2) affectant les domaines où l'asthénosphère est remontée suite à l'étirement et l'amincissement accommodés, tous deux, par la faille lithosphérique (secteurs B, C et D). En effet, le refroidissement du système au cours du temps génère un rééquilibrage conductif des isothermes au niveau des secteurs B, C et D, créant ainsi leur subsidence. Enfin, au cours du post-rift, le système devrait également être affecté par la conduction thermique latérale (voir sous-partie 1.1.1.3) au niveau des transitions entre le secteur A et B ainsi qu'entre le secteur D et E.

1.1.4. CONCLUSION

Ces trois principaux modèles conceptuels démontrent que l'évolution post-rift d'une marge est contrainte par les processus d'étirement et d'amincissement. Ces processus lithosphériques ont des conséquences, tout d'abord, sur la déformation du rift et donc sur la marge en formation puisqu'ils génèrent une subsidence au cœur du rift (McKenzie, 1978; Royden et Keen, 1980; Wernicke, 1984)**.** Ces processus influencent également l'histoire post-rift d'une marge en contrôlant la géométrie de sa zone amincie (longueur, distribution de l'épaisseur crustale). En effet, l'équilibre isostatique dépend en partie de la géométrie crustale du système. Or, les modèles de McKenzie (1978) et de Royden et Keen (1980) prédisent des marges conjuguées de géométrie identique tandis que le modèle d'étirement lithosphérique par cisaillement pur de Wernicke (1984) prédit des marges dissymétriques.

Les processus d'étirement et d'amincissement ont également des conséquences importantes sur les processus thermiques. En effet, le rééquilibrage conductif des isothermes le long des marges passives produit un refroidissement de l'asthénosphère et une subsidence thermique post-rift du domaine aminci sus-jacent par rééquilibrage isostatique (McKenzie, 1978). Cette conduction thermique depuis le domaine aminci vers le domaine non aminci génère une faible surrection des bordures du rift (Wernicke, 1984) et des épaulements de marges (100 à 250 m, Leroy et al., 2008). Enfin, le différentiel entre l'étirement crustal (δ) et

l'étirement mantélique (β) exerce un contrôle sur le géotherme et sur les mouvements verticaux affectant les bordures du rift (Royden et Keen, 1980).

1.2. LA FLEXURATION D'UNE LITHOSPHERE AMINCIE

Les modèles conceptuels présentés dans la partie précédente ne tiennent compte que de la déformation engendrée par l'isostasie locale (isostasie Airy). Or, les lithosphères amincies sont également affectées par une isostasie régionale de type flexural. Les deux premières sous-parties décrivent respectivement les deux principaux paramètres utilisés dans les modélisations numériques de précédents travaux publiés sur la déformation flexurale d'une lithosphère amincie : la profondeur de fibre (voir sous-partie 1.2.1) et l'épaisseur élastique de la lithosphère (voir sous-partie 1.2.2). Pour chacun de ces deux paramètres, nous expliquons, dans un premier temps, les modèles conceptuels associés à ces paramètres. Puis, les études sur la déformation flexurale des marges passives s'étant essentiellement intéressées à la formation des épaulements de rift, nous présentons l'importance du contrôle qu'exercent ces paramètres sur les épaulements de rift et nous présentons les conséquences d'une modification de ces paramètres sur la surrection de ces épaulements. Enfin, dans une dernière sous-partie, nous discutons des relations entre la profondeur de fibre, l'épaisseur élastique et la rhéologie de la lithosphère continentale.

1.2.1. LA PROFONDEUR DE FIBRE

Si les modèles conceptuels précédents démontrent l'importance de la distribution latérale de l'amincissement sur la déformation du rift et l'évolution post-rift des marges passives (voir partie 1.1), ces modèles ne prennent en compte que les effets de l'isostasie locale.

Les conséquences de l'isostasie régionale sur la déformation d'une lithosphère au cours du rifting ont été étudiées par Braun et Beaumont (1989) et par Weissel et Karner (1989). En effet, Braun et Beaumont (1989) se sont intéressés à la compétition entre deux processus : (1) les contraintes extensives horizontales, exercées sur les différentes couches de la lithosphère amincie, qui limitent les déplacements verticaux des niveaux les plus résistants et (2) les forces de flottaison (principe de la poussée d'Archimède) qui tentent de parvenir à un équilibre isostatique local. Afin de comprendre et approximer l'importance relative de ces deux processus en compétition, Braun et Beaumont (1989) ont proposé un modèle conceptuel qui considère, dans un premier temps, l'extension lithosphérique en absence de forces de flottaison, puis, dans un second temps, s'ajoute l'ajustement isostatique (voir la Figure 9). L'extension lithosphérique en absence d'isostasie est appelée, par les auteurs, l'amincissement intrinsèque ou « intrinsic necking ». Si les propriétés de la lithosphère sont uniformes avec la profondeur, la géométrie de l'amincissement intrinsèque devrait être caractérisée par une quantité d'amincissement identique au-dessus et en dessous de la profondeur d'amincissement (Figure 9 a, Braun et Beaumont, 1989). Les forces de flottaison devraient repositionner la région amincie à un état d'équilibre isostatique local (Braun et Beaumont, 1989). Or, sur les systèmes naturels, la rhéologie de la lithosphère n'est pas uniforme. Au contraire, la rigidité varie avec la profondeur. Des niveaux lithosphériques, comme le manteau supérieur situé sous le Moho, agissent comme des couches résistantes qui demeureront horizontales sur la géométrie produite par l'amincissement intrinsèque (Braun et Beaumont, 1989). En fonction de la profondeur initiale de ces niveaux résistants, appelés fire en modélisation numérique, la subsidence affectant le domaine aminci au centre du rift devrait

être plus ou moins forte par rapport à celle prédite dans le cas d'un équilibre isostatique local (Figure 9 b, Braun et Beaumont, 1989). Les forces de flottaison devraient, quant à elles, déplacer ensuite verticalement ce domaine aminci afin qu'il se rapproche d'un état d'équilibre isostatique local (Braun et Beaumont, 1989). Quant aux bordures du rift, un équilibre régional, correspondant à la réponse flexurale de la lithosphère amincie, devrait être atteint entre les forces de flottaison verticales et les forces exercées par les niveaux lithosphériques les plus résistants soumis aux contraintes horizontales (Braun et Beaumont, 1989). L'amplitude et la longueur d'onde des épaulements de rift et des bassins profonds adjacents dépendront des propriétés flexurales de la lithosphère, de la superposition des contraintes exercées sur les différentes couches lithosphériques et de l'écart de la géométrie de l'amincissement intrinsèque par rapport à l'équilibre isostatique (Braun et Beaumont, 1989). Par exemple, si la géométrie de l'amincissement intrinsèque respectait les conditions d'un équilibre isostatique local, les forces de flottaison ne devraient produire aucun mouvement vertical supplémentaire, aucun épaulement de rift et aucun approfondissement de bassin (Braun et Beaumont, 1989). En revanche, si la géométrie de l'amincissement intrinsèque est caractérisée par un domaine aminci peu profond au centre du rift (faible profondeur du fibre et remplacement de la croûte continentale principalement par du matériel mantélique plus dense), l'ajustement isostatique compense cet excès de masse par un fléchissement du système, créant ainsi une déflexion des épaulements de rift et une faible profondeur des bassins adjacents (Figure 9 d, Braun et Beaumont, 1989). À l'inverse, si la géométrie de l'amincissement intrinsèque présente un domaine aminci très profond (forte profondeur du fibre et remplacement de la croûte continentale principalement par de l'air), l'ajustement isostatique compense le déficit de masse par la remontée locale de matériel mantélique, créant ainsi des épaulements de rift et un approfondissement des bassins adjacents (Figure 9 c, Braun et Beaumont, 1989). Les amplitudes des épaulements et des bassins deviennent importantes lorsque la longueur d'onde de l'amincissement lithosphérique devient inférieure à la longueur d'onde flexurale locale (Braun et Beaumont, 1989).

Ce modèle conceptuel permet également d'expliquer la réponse de la lithosphère étirée à un changement des contraintes intra-plaques, en particulier dans le cas de la rupture continentale (Braun et Beaumont, 1989). En effet, si ces contraintes augmentent, les épaulements de rift et l'approfondissement des bassins adjacents produits flexuralement s'amplifient (Figure 9 c, Braun et Beaumont, 1989). À l'inverse, si les contraintes diminuent, ceci produit le fléchissement des épaulements de rift et la diminution de la profondeur des bassins adjacents (Figure 9 d, Braun et Beaumont, 1989). Le changement majeur des contraintes intra-plaques a lieu lors de la rupture continentale suite au rifting (Braun et Beaumont, 1989). En prenant l'exemple d'un rift caractérisé par un manteau lithosphérique résistant, Braun et Beaumont (1989) montrent, à l'aide d'une simulation numérique, que cette rupture continentale relâche les contraintes et produit par conséquent une subsidence des épaulements de rift (~200 m) et une surrection des bassins profonds adjacents (~200 m également). Les contraintes intra-plaques étant disparues, l'équilibre final post-rift est totalement flexural (Braun et Beaumont, 1989). Les épaulements de rift et les bassins adjacents profonds étant supportés flexuralement, ils se maintiennent donc au cours du post-rift (Braun et Beaumont, 1989). Selon les auteurs, seules l'érosion ou la déflexion sous l'effet de la charge sédimentaire du bassin adjacent peuvent affecter l'évolution de ces épaulements de rift (Braun et Beaumont, 1989).

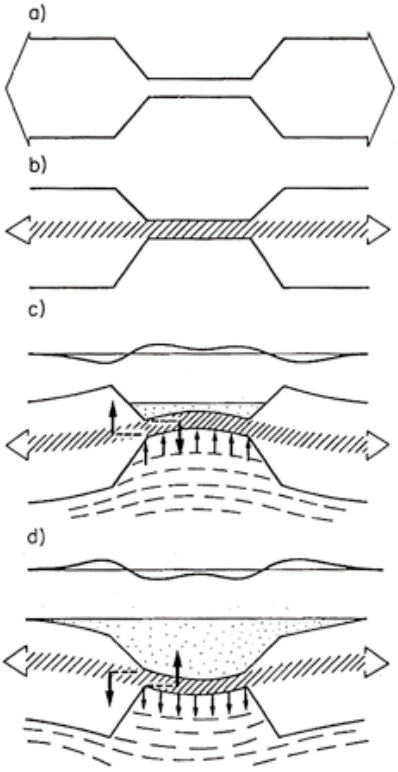


Figure 9 : profondeur du fibre et ajustement isostatique de la lithosphère.

a) Amincissement intrinsèque symétrique d'une lithosphère uniforme. Amincissement identique au-dessus et en dessous du niveau d'amincissement. b) Amincissement intrinsèque non symétrique avec une quantité d'amincissement différente au-dessus et en dessous du niveau d'amincissement. La profondeur de ce niveau est contrôlée par la profondeur du fibre (figuré diagonal). c) Réponse isostatique du cas b) montrant la réponse des forces de flottaison (petites flèches) de l'asthénosphère (traits pointillés) dans le cas d'une profondeur du fibre supérieure à la profondeur de compensation isostatique. Ceci crée des épaulements de rift et des bassins aux bordures du rift. d) Réponse isostatique du cas b) dans le cas d'une profondeur du fibre inférieure à la profondeur de compensation isostatique. La géométrie du rift obtenue est fléchie. (figure d'après Braun et Beaumont, 1989)

La profondeur du fibre discutée par Braun et Beaumont (1989) n'a pas de correspondance géologique directe, mais la lithosphère continentale s'amincit préférentiellement autour d'un niveau crustal très résistant près de la transition fragile-ductile (van der Beek et al., 1994).

Des travaux publiés sur la déformation de la lithosphère amincie (ex: Kooi et al., 1992; van der Beek et al., 1994) ont inclus dans leur modèle numérique le concept de profondeur du fibre de Braun et Beaumont (1989). Des simulations montrent qu'une profondeur de fibre inférieure à 15 km générait un très faible épaulement initial (750 m) lors du rift et une géométrie fléchie de la marge passive (Kooi et al., 1992). Dans les premiers temps de l'évolution post-rift, ce faible épaulement produit par une faible profondeur de fibre subside (Kooi et al., 1992). Cette subsidence de l'épaulement est produite par l'accentuation du fléchissement de la marge sous l'action de la subsidence thermique post-rift et de la charge sédimentaire. Si la profondeur de fibre est de 15-20km, la surrection de l'épaulement augmente et retarde ainsi la transition entre la surrection et la subsidence de l'épaulement au cours du post-rift (Kooi et al., 1992). Dans le cas d'une profondeur de fibre de 30 km, l'épaulement de rift prédit se maintient au cours du temps (Kooi et al., 1992).

L'élévation de ces épaulements dépend principalement de la longueur de la zone amincie de la marge passive et de la profondeur du fibre (van der Beek et al., 1994). Les travaux de van der Beek et al. (1994) montrent que, pour une profondeur de fibre donnée, une diminution de la longueur de la zone amincie augmente significativement la surrection des épaulements de rift (voir la Figure 10). En effet, si la longueur de la zone amincie est inférieure ou égale à la longueur d'onde flexurale du système, la réponse flexurale est élevée. En revanche, si la longueur de la zone amincie est supérieure à la longueur d'onde flexurale, la déformation est alors contrôlée par l'isostasie locale.

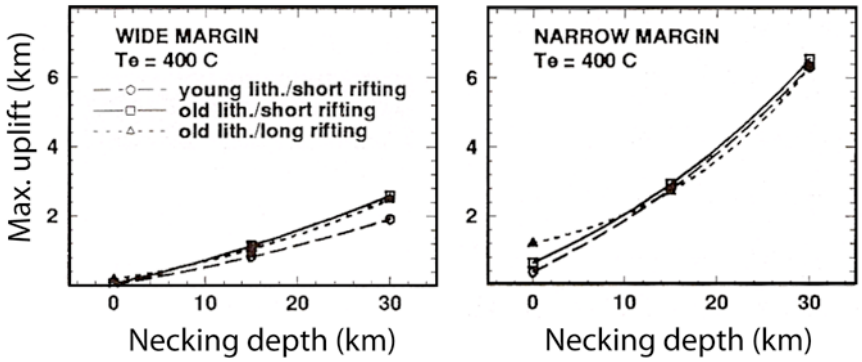


Figure 10 : conséquences de la profondeur du fibre et de la longueur de la zone amincie sur la surrection de l'épaulement.

Le graphique gauche présente les résultats d'une simulation caractérisée par une longueur de zone amincie de 200 km tandis que le graphique droit présente les résultats d'une simulation avec une longueur de zone amincie de 50 km. La jeune lithosphère continentale présente une épaisseur crustale de 30km et une épaisseur lithosphérique de 125 km. La lithosphère continentale âgée présente, quant à elle, une épaisseur crustale de 40 km et 200 km de lithosphère. (figure modifiée d'après van der Beek et al., 1994)

Cependant, le contrôle le plus fort sur la quantité de surrection est exercé par la profondeur de fibre (van der Beek et al., 1994, voir Figure 10). Lorsque les valeurs de la profondeur de fibre et de la longueur de la zone amincie sont combinées afin d'obtenir une surrection maximale (profondeur de fibre de 30 km et longueur de zone amincie étroite), l'élévation de l'épaulement obtenue est de 6 km (van der Beek et al., 1994), valeur supérieure à celle mesurée sur les systèmes extensifs naturels (~ 4000 m).

Afin de calibrer la profondeur de fibre, Cloetingh et al. (1995) ont étudié, grâce à une modélisation inverse et une synthèse de précédents travaux, 12 bassins alpins/méditerranéens et intracratoniques. Cette étude montre que la profondeur de fibre varie entre 4 et 35 km sur les bassins alpins/méditerranéens tandis que, sur les bassins intracratoniques analysés, elle peut être classée en deux groupes (Cloetingh et al., 1995) :

- profondeur de fibre intermédiaire (10-18km),
- profondeur de fibre profonde (20-40km).

Enfin, Kooi et al. (1992) montrent, grâce à des simulations numériques, qu'une profondeur d'amincissement élevée peut être une explication mécanique pour une persistance de la surrection de l'épaulement en l'absence d'anomalie thermique significative ou de sous-placages sous les épaulements.

1.2.2. COMPORTEMENT ELASTIQUE DE LA LITHOSPHERE

La lithosphère étant composée de roches ayant une certaine élasticité sous de faibles contraintes, des auteurs ont émis l'hypothèse que la lithosphère se flexurait de façon élastique. Or, ce comportement élastique est fonction de la thermicité de la lithosphère. Si la lithosphère se refroidit, l'élasticité de la lithosphère diminue et la rigidité flexurale augmente.

Afin d'analyser les comportements verticaux produits par le comportement élastique d'une lithosphère amincie, les précédentes études ont utilisé des simulations. Dans ces simulations, le comportement élastique d'une lithosphère multicouche a été approximé avec celui d'une plaque élastique caractérisée par une épaisseur « Te » (Figure 11). Pour tenir compte de l'évolution temporelle de la rigidité flexurale, certains auteurs ont défini cette

épaisseur élastique par rapport à la profondeur d'une isotherme (Kooi et al., 1992; van Balen et al., 1995; van der Beek et al., 1995; van der Beek et al., 1994; Watts et al., 1982 ; Weissel et Karner, 1989).

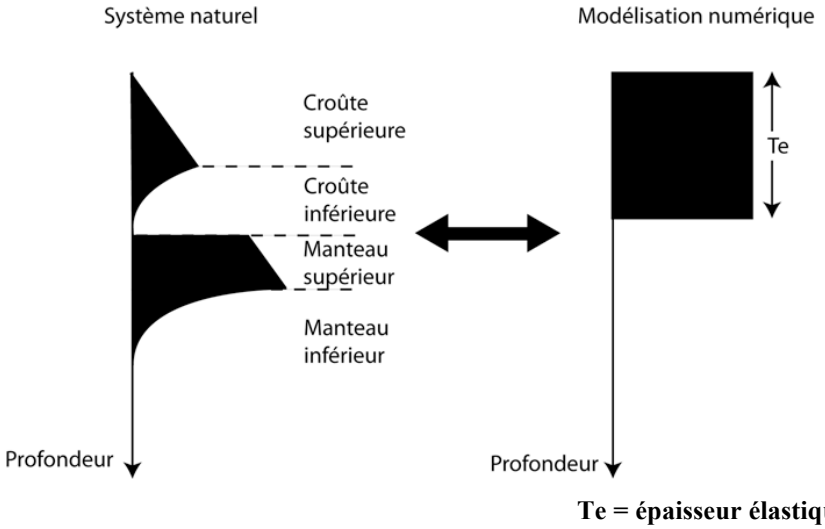


Figure 11 : correspondance entre les rhéologies des systèmes naturels et des systèmes modélisés.

Les résultats de simulations montrent que deux facteurs importants liés à la thermicité de la lithosphère affectent sa réponse flexurale et principalement les épaulements associés à son extension (Figure 12) :

- l'âge thermo-tectonique de la lithosphère : une lithosphère âgée augmente la surrection de l'épaulement (Chery et al., 1992 ; van der Beek et al., 1994) ;
- la durée du rift : un rifting court augmente la surrection de l'épaulement (van der Beek et al., 1994).

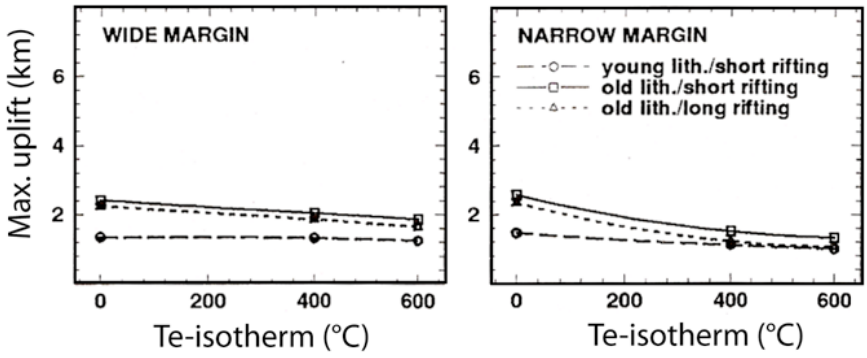


Figure 12 : conséquences de l'âge thermo-tectonique et de la durée du rifting sur la surrection de l'épaulement.

Tout comme la Figure 10, le graphique gauche présente les résultats d'une simulation caractérisée par une longueur de zone amincie de 200 km tandis que le graphique droit présente les résultats d'une simulation avec une longueur de zone amincie de 50 km. La jeune lithosphère continentale présente une épaisseur crustale de 30 km et une épaisseur lithosphérique de 125 km. La lithosphère continentale âgée présente, quant à elle, une épaisseur crustale de 40 km et une épaisseur lithosphérique de 200 km. (figure modifiée d'après van der Beek et al., 1994)

Lorsque les valeurs de ces deux facteurs de contrôle sont combinées afin d'obtenir une surrection maximale (croûte et lithosphère épaisses, durée du rifting courte), l'élévation obtenue est de 2,5 km (van der Beek et al., 1994).

1.2.3. RELATIONS ENTRE L'EPAISSEUR ELASTIQUE, LA PROFONDEUR DE FIBRE ET LA RHEOLOGIE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE

La lithosphère continentale présente une rhéologie multicouche et sa rigidité flexurale dépend de nombreux facteurs tels que l'épaisseur crustale, la composition de la lithosphère, l'âge thermique (âge du dernier événement tectonique ayant modifié l'état thermique de la lithosphère). Cette rigidité flexurale est déterminée par les propriétés cassantes et ductiles des roches constitutives de la lithosphère (Watts et Burov, 2003). Comme expliqué précédemment (voir Figure 11), l'épaisseur élastique Te intègre la contribution des couches cassantes et des couches ductiles dans la déformation de la lithosphère (Watts et Burov, 2003). En revanche, comme il existe plusieurs couches fragiles et ductiles au sein d'une lithosphère continentale, la relation entre ces couches et la part élastique de la lithosphère est très complexe (Watts et Burov, 2003). L'épaisseur élastique est contrôlée par différents facteurs comme notamment l'âge thermique de la lithosphère (voir sous-partie précédente). En effet, dans le cas d'une lithosphère continentale amincie avec un jeune âge thermique, l'épaisseur élastique est faible tandis que dans le cas de domaines cratoniques, l'épaisseur élastique y est élevée (Watts et Burov, 2003). Cette correspondance entre l'épaisseur élastique et l'âge thermique s'explique par la relation entre l'état thermique de la lithosphère continentale et sa rigidité flexurale. L'épaisseur élastique et la rigidité flexurale diminuent si la lithosphère continentale se réchauffe puisque ce réchauffement, en agissant sur le rapport entre la part des matériaux ductiles et celle des matériaux cassants au sein de la lithosphère, modifie la rhéologie du système. Enfin, remarquons que l'épaisseur élastique représente la déformation flexurale sur une échelle de temps supérieure au million d'années (Watts et Burov, 2003).

Concernant la profondeur de fibre, comme décrit dans la sous-partie précédente, celle-ci n'a pas de correspondance géologique directe. Elle devrait, en principe, correspondre directement à un niveau résistant au sein de la lithosphère. Cependant, la position du fibre est généralement considérée comme invariable au cours du temps dans les modèles cinématiques, or la résistance de couches au sein de la lithosphère peut évoluer au cours du temps en fonction de l'histoire thermique de la lithosphère. La conséquence possible est une variation temporelle de la profondeur où se situe la couche la plus résistante. À la différence de l'épaisseur élastique, la profondeur de fibre ne permet pas l'étude de l'isostasie flexurale d'une lithosphère, mais elle simule un état physique de la lithosphère soumise à des contraintes extensives (Govers et Wortel, 1999). En effet, à travers les résultats obtenus sur la Mer Noire, Cloetingh et al. (1995) montrent qu'une profondeur de fibre faible (~ 15 km) semble refléter la présence d'une lithosphère chaude tandis qu'une profondeur importante de fibre (~ 25 km) semble refléter une lithosphère intracratonique résistante avec un manteau lithosphérique résistant. Si Cloetingh et al. (1995) **montrent une forte corrélation positive** entre la profondeur de fibre et l'épaisseur élastique, pour autant, ces deux paramètres restent, en principe, différents.

En résumé, l'épaisseur élastique représente, dans les modélisations numériques, la rigidité flexurale d'une lithosphère multicouche sur une échelle de temps supérieure au million d'années. La rigidité flexurale et par conséquent l'épaisseur élastique dépendent du rapport entre la part des couches cassantes et celle des couches ductiles au sein de la

lithosphère étudiée. Quant à la profondeur de fibre, elle n'a pas de correspondance géologique directe mais elle représente, dans les modélisations numériques, l'état flexural d'une lithosphère multicouche soumise à des contraintes extensives. La profondeur de fibre est fonction de la rhéologie de la lithosphère au moment du rifting. Si l'épaisseur élastique simule la rigidité flexurale de la lithosphère pendant le rifting et au cours du post-rift, la profondeur de fibre simule, quant à elle, l'état flexural de la lithosphère uniquement pendant le rifting, c'est-à-dire sur la période où les contraintes extensives affectent la lithosphère.

1.2.4. CONCLUSION

Les marges passives sont donc affectées par une déformation intra-plaque produite, d'une part, par la compétition, au moment du rifting, entre la réponse flexurale des niveaux résistants de la lithosphère multicouche soumise à des contraintes extensives et les forces de flottaison qui tentent de parvenir à un équilibre isostatique local, et d'autre part, par le comportement élastique de la lithosphère étirée. Cette compétition entre la réponse flexurale des niveaux résistants lithosphériques et les forces de flottaison est représentée, en modélisation numérique, par le modèle de profondeur de fibre tandis que la réponse élastique de la lithosphère est représentée, sur les simulations numériques, par l'épaisseur élastique.

Les résultats numériques montrent que la flexuration d'une lithosphère amincie a comme conséquence la formation d'un épaulement et d'un bassin sédimentaire adjacent. Ils montrent également que si l'état flexural d'une lithosphère est contrôlé principalement par la profondeur de fibre, il dépend également de la longueur du domaine aminci. Quant à l'isostasie flexurale, si elle est contrôlée par l'épaisseur élastique, elle est fonction également de deux autres facteurs : l'âge thermo-tectonique et la durée du rifting. La comparaison des flexurations maximales obtenues respectivement avec la profondeur de fibre et avec l'élasticité de la lithosphère montre que le paramètre le plus important sur la surrection des épaulements est la profondeur de fibre (6 km de surrection contre 2,5 km pour le comportement élastique).

Enfin, selon Braun et Beaumont (1989), Chery et al. (1992) et Weissel et Karner (1989), en absence d'érosion, la formation des épaulements pendant le rift et leur réajustement au moment de la déchirure continentale impliquent un maintien permanent de ces reliefs.

1.3. LES PROCESSUS DE SURFACE : CONSEQUENCES SUR LA DEFORMATION D'UNE LITHOSPHERE AMINCIE

Si les précédentes études ont permis d'apporter des idées sur la déformation d'une lithosphère en contexte extensif et sur la formation d'un épaulement de rift, les effets de l'érosion, du transport et de la sédimentation dans l'évolution du système n'ont pas été discutés. Or, dans des conditions naturelles, les épaulements formés sont soumis à l'érosion. Les produits de l'érosion sont transportés vers les zones en dépôt : les bassins sédimentaires. Ces processus de surface créent un transfert de charge des zones en érosion vers les zones en déposition, modifiant ainsi l'équilibre isostatique et par conséquent la géométrie du système. Différentes études ont été réalisées sur des marges passives ou des rifts afin de déterminer la réponse flexurale d'une lithosphère amincie en présence de processus de surface et les conséquences de ces processus sur l'évolution du relief et sur l'état thermique de la lithosphère.

Dans cette troisième partie, nous présentons donc le couplage entre la déformation et les processus de surface à travers des études réalisées sur le couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale. Nous présentons ensuite des travaux parallèles qui ont étudié ce même couplage en s'intéressant, cette fois-ci, aux interactions entre les processus de surface et le fluage de la croûte continentale inférieure. Enfin, nous présentons les conséquences du couplage entre les processus de surface et la déformation sur l'état thermique de la lithosphère amincie. Tout comme dans la partie précédente, à chaque étape, nous présentons, si possible, les conséquences du ou des processus sur la déformation de la lithosphère amincie et nous présentons ensuite une quantification de ces processus.

1.3.1. COUPLAGE EROSION ET ISOSTASIE FLEXURALE

L'érosion est le processus initiateur du cycle « transfert de charge ». Son action sur le système est donc prédominante. Dans cette sous-partie, nous nous intéressons dans un premier temps aux conséquences de l'érosion sur l'isostasie flexurale en domaine continental. Mais il existe également une érosion en domaine marin. C'est pourquoi nous présentons, dans un deuxième temps, les conséquences d'une érosion marine sur l'isostasie flexurale. Le couplage entre l'érosion et la déformation exerçant un contrôle sur le relief, nous présentons ensuite les principaux modèles conceptuels expliquant la géométrie de reliefs observés le long des marges passives et leur évolution temporelle. Nous présentons enfin des travaux ayant quantifié le couplage entre l'érosion et la déformation grâce à l'estimation de la surrection du domaine continental.

1.3.1.1. EN DOMAINE CONTINENTAL

La topographie continentale de nombreuses marges passives est marquée par un épaulement dont la forme et la persistance au cours du temps sur certaines marges passives (> 100 Ma après la rupture continentale) ne peuvent être expliquées de manière satisfaisante par les modèles tectoniques d'évolution des marges passives (Gilchrist et Summerfield, 1990) :

- Les effets thermiques comme la convection à petite échelle (Buck, 1986) sont fonction du temps et deviennent faibles après 60 Ma. Ils ne peuvent donc pas expliquer les épaulements sur les marges matures (âgées de plus de 100 Ma) (Gilchrist et Summerfield, 1990).

- Les modèles comprenant la compensation régionale du processus d'étirement lithosphérique (Braun et Beaumont, 1989; Weissel et Karner, 1989,) voir partie 1.2) ou ceux comprenant l'étirement variant avec la profondeur au cours du rifting (Royden et Keen, 1980, voir partie 1.1.2) peuvent générer une surrection des épaulements au cours du rifting, mais l'amplitude de la surrection est réduite par la charge sédimentaire des bassins du rift (Gilchrist et Summerfield, 1990).

- Les modèles de sous-placage de produits mantéliques sous le Moho (White et McKenzie, 1989) produisent une surrection de la surface en forme de bombement dont la longueur est supérieure à celle des épaulements caractéristiques des marges matures (Gilchrist et Summerfield, 1990).

Pour expliquer cette persistance des épaulements sur les marges âgées de plus de 100 Ma, Gilchrist et Summerfield (1990) proposent un modèle conceptuel où la persistance des épaulements de marge s'explique par le mécanisme de réponse isostatique de la lithosphère à une dénudation post-rifting de l'épaulement de rift. En effet, cette dénudation de l'épaulement

entraîne un rebond isostatique de la lithosphère. Ce rebond crée en surface un bombement flexural au niveau des zones en érosion (Gilchrist et Summerfield, 1990, voir la Figure 11). La quantification du couplage entre l'érosion continentale et l'isostasie flexurale est abordée dans la sous-partie 1.3.1.4.

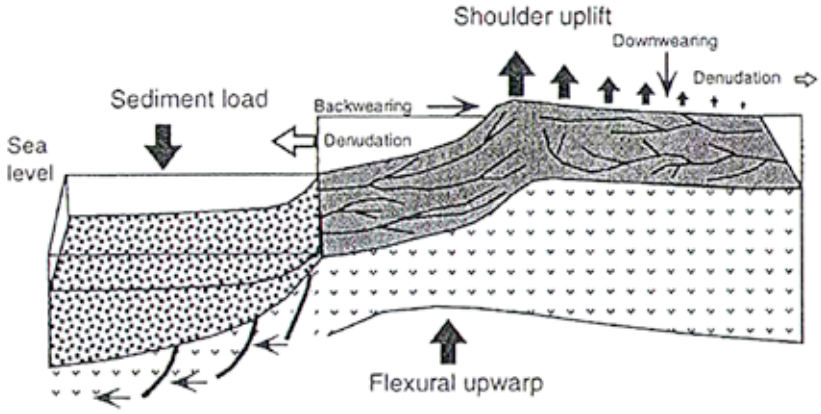


Figure 13 : réponse flexurale de la lithosphère suite à une phase de dénudation de l'épaulement de la marge passive.
(Figure d'après Gunnell et Fleitout, 2000)

Le couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale a été proposé pour différentes marges passives présentant une topographie élevée (Brésil, sud-ouest africain, est de l'Amérique du Nord, Inde et Australie, synthèse réalisée par Leroy, 2004).

1.3.1.2. EN DOMAINE MARIN

Les marges passives sont également affectées par une érosion marine. Si l'érosion continentale entraîne un rebond isostatique de la lithosphère sous-jacente, l'érosion marine, produite par exemple par une chute du niveau marin, doit également produire les mêmes conséquences en domaine marin. McGinnis et al (1993) ont réalisé une étude analysant les conséquences de l'érosion de la pente du prisme sédimentaire sur le comportement lithosphérique. Cette étude se base sur une modélisation numérique construite à partir de la technique de Bodine (1981). Le système modélisé est de dimension lithosphérique et se limite au plateau continental et au talus des marges passives. La réponse élastique du système est représentée par l'épaisseur élastique dont la valeur a été fixée à 20 km par les auteurs. Quant à l'érosion sous-marine, celle-ci est considérée comme instantanée dans le modèle numérique et elle est représentée par un recul latéral du talus continental qui varie entre 5 km (faible érosion) et 15 km (forte érosion). Les produits de l'érosion sont retirés du système.

Les résultats ainsi obtenus montrent principalement que l'érosion du talus continental génère un rebond isostatique flexural compris entre 70 et 170 m pour respectivement une érosion latérale de 5 km et de 15 km (McGinnis et al., 1993, voir la Figure 19). La magnitude et la forme de ce rebond sont contrôlées par la quantité de sédiments érodés et la résistance de la lithosphère (McGinnis et al., 1993).

Notre présentation des travaux de Gilchrist et Summerfield (1990) et de McGinnis et al (1993) montre donc que la réponse élastique d'une marge passive soumise à l'érosion, aussi bien en domaine continental qu'en domaine marin, est une surrection du secteur de la marge affectée par l'érosion. Cependant, le processus d'érosion d'un relief peut prendre différentes

formes qui sont fonction de différents facteurs : la lithologie du substratum, l'organisation du réseau de drainage et l'organisation des failles. La variabilité du processus d'érosion couplée à la déformation flexurale de la lithosphère modèle la géométrie du relief des marges passives dans l'espace et dans le temps. Afin de comprendre la formation et l'évolution temporelle des principaux reliefs observés sur les marges passives actuelles, des travaux publiés ont proposé des modèles conceptuels qui prennent en compte le couplage entre différents processus d'érosion et la déformation flexurale de la lithosphère. Nous présentons ces modèles dans la partie suivante.

1.3.1.3. GEOMETRIE ET EVOLUTION TEMPORELLE DU RELIEF D'UNE MARGE PASSIVE

Différentes géométries de relief ont été observées le long de marges passives. Nous présentons ici trois modèles conceptuels qui ont été proposés pour expliquer la formation de certains reliefs : retrait progressif de l'escarpement (scarp retreat), dégradation verticale de l'escarpement (pinned divide) et bombement (downwarping). Pour chacun de ces trois modèles, nous présentons également les conséquences théoriques de ces modèles sur la distribution des âges de traces de fission le long d'un profil côtier.

1.3.1.3.1. RETRAIT PROGRESSIF DE L'ESCARPEMENT (SCARP RETREAT)

De nombreuses marges passives présentent un escarpement localisé à plus de 100 km de l'intérieur de la côte. Le modèle conceptuel proposé par différents auteurs (Beaumont et al., 2000; Gallagher et al., 1995; Gilchrist et Summerfield, 1990, 1994; Gunnell et Fleitout, 1998 ; Tucker et Slingerland, 1994) établit un lien entre cet escarpement, associé à une faille majeure, et celui du rift.

La majorité de l'érosion de l'épaulement de rift a lieu au début du post-rift (van der Beek et al., 1995). La décharge produite par l'érosion verticale provoque une réponse isostatique flexurale, à l'origine de la propagation de l'escarpement vers l'intérieur du continent. (ex: Gilchrist et Summerfield, 1994). Ce modèle propose donc une migration, vers le continent, de l'escarpement principal du rift sous l'effet de l'érosion (Figure 14).

En terme de distribution des âges des traces de fission le long de la marge, le modèle conceptuel prédit des âges très anciens sur le domaine interne (domaine continental non affecté par la flexure) et des âges plus jeunes correspondant à l'âge du rifting sur le début du domaine aminci immergé (Figure 14). Celui-ci n'étant pas soumis à l'érosion, le dernier événement enregistré par les traces de fission doit donc être le rifting. Entre ces deux domaines, l'érosion verticale progressive et le recul associé de l'escarpement s'enregistrent par un rajeunissement progressif des traces de fission depuis la plaine côtière vers le domaine interne (Figure 14).

En terme de dénudation, ce modèle prédit un taux de dénudation majeur au niveau de la hauteur maximale de l'escarpement initial (Gallagher et Brown, 1999a).

1.3.1.3.2. DEGRADATION VERTICALE DE L'ESCARPEMENT (PINNED DIVIDE)

Pour certaines marges comme la marge sud-ouest africaine (Cockburn et al., 2000; van der Beek et al., 2002) ou australienne (van der Beek et Braun, 1999), le modèle de retrait d'escarpement est incompatible avec les données de dénudation déduites de l'analyse des traces de fission ou la localisation de la limite de partage des eaux de l'escarpement.

Un second modèle conceptuel est alors proposé (Beaumont et al., 2000; Cockburn et al., 2000; Persano et al., 2002; van der Beek et al., 2002). Il prédit une dénudation sub-homogène et horizontale de l'escarpement initial couplée à un rebond flexural. Un second escarpement se forme alors au niveau d'une limite de partage des eaux à l'intérieur du continent (Figure 14).

En terme de distribution des âges des traces de fission le long de la marge, tout comme le modèle de retrait d'escarpement, les âges du domaine interne sont vieux tandis que les âges du début du domaine aminci immergé sont les âges du rifting. Les différences se situent donc principalement au niveau du domaine de transition où est localisé l'escarpement. En effet, la dénudation étant sub-horizontale, les âges des traces de fission sont donc plus jeunes que l'âge du rifting et sont relativement constants le long du domaine de transition.

En terme de quantité de dénudation, ce modèle conceptuel prédit un taux de dénudation plus faible que celui du modèle de retrait d'escarpement présenté précédemment et ce taux est relativement constant le long de l'escarpement initial en voie d'érosion.

1.3.1.3.3. BOMBEMENT (DOWNWARPING)

Le troisième et dernier modèle conceptuel (King, 1962; Ollier et Pain, 1997) propose une lithosphère amincie affectée par une longueur d'onde de type flexural qui génère un bombement initial de l'épaulement de marge (Gallagher et Brown, 1999a). La dénudation de ce relief est supposée être comprise entre le relief initial préservé sur la côte et l'escarpement résiduel présent vers le domaine interne de la marge qui est soumis à une faible dénudation (voir Figure 14) (Gallagher et Brown, 1999a). En revanche et contrairement aux deux précédents modèles, si ce modèle de bombement tient compte d'une déformation flexurale dans la formation de l'épaulement, il néglige cependant la réponse isostatique liée à la décharge produite par la dénudation de la surface (Gallagher et Brown, 1999a). Ceci constitue la principale limite de ce modèle.

En terme de distribution des âges des traces de fission le long de la marge, le modèle conceptuel prédit des âges anciens au niveau du domaine interne mais également au niveau du début du domaine aminci immergé (Gallagher et Brown, 1999a). Entre ces deux régions, l'érosion du bombement initial entraîne un faible rajeunissement des âges des traces de fission (voir Figure 14) (Gallagher et Brown, 1999a).

En terme de quantité de dénudation, ce modèle prédit une quantité de dénudation comprise entre la surface du bombement initial et le relief côtier au pied de l'escarpement résiduel (voir Figure 14) (Gallagher et Brown, 1999a).

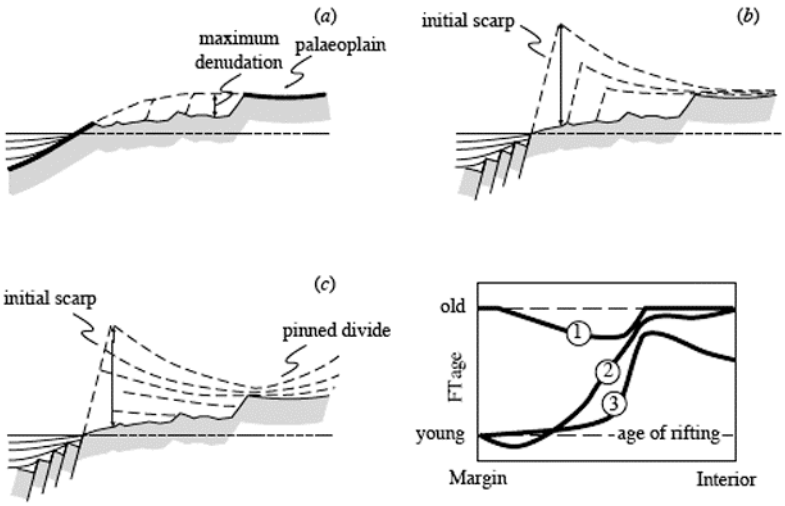


Figure 14 : modèles d'évolution temporelle du relief des marges passives.
a) Bombement. b) Retrait d'escarpement. c) Dégradation verticale de l'escarpement. d) Distribution spatiale des âges sur traces de fission en fonction des différents modèles : (1) correspond au bombement, (2) correspond au retrait d'escarpement et (3) correspond à la dégradation verticale de l'escarpement. (figure d'après Gallagher et Brown, 1999a)

Le couplage entre différents processus d'érosion et la déformation flexurale de la lithosphère exerce donc un contrôle majeur sur la géométrie du relief des marges passives au cours du temps. Afin de quantifier la surrection des reliefs de marges, des études ont été réalisées à partir de modélisations numériques et/ou à partir de l'analyse de reliefs naturels.

1.3.1.4. SURRECTION DES RELIEFS

Nous présentons dans cette quatrième sous-partie une synthèse de résultats sur la quantification de la surrection affectant les marges passives situées dans des contextes géologiques calmes (absence de rebond post-glaciaire, éloignement ou absence de zones de collision). Ces résultats ont été réalisés à partir de deux sources distinctes : la modélisation numérique (modélisations directes couplant l'isostasie flexurale et l'érosion, ou modélisation par inversion) et les données naturelles (ex : données d'incisions, plages soulevées,…). La nature des données de surrection varie suivant les auteurs. En effet, certains auteurs mesurent des taux de surrection tandis que d'autres mesurent des quantités totales de surrection.

Les modèles numériques prédisent des surrections totales de 300 m (Gunnell, 1998) à 5 km (van der Beek et al., 1994) et des taux de surrection jusqu'à 30 m/Ma (van Balen et al., 1995; van der Beek et al., 1995). Quant aux données naturelles, les études publiées de Partridge et Maud (1987, 2000) décrivent une quantité totale de surrection de 900 m à l'est de l'Afrique du Sud sur ces derniers 20 Ma (donnée obtenue à partir d'incisions, de plages soulevées, de la géomorphologie et de la bathymétrie ; synthèse extraite de Leroy, 2004)

Si ces données donnent une estimation des surrections totales et des taux de surrections sur le domaine continental des marges passives, aucune étude n'a en revanche été réalisée pour observer, quantifier et analyser :

- l'évolution temporelle de la surrection le long des marges passives,
- les conséquences des différents processus affectant les marges passives au cours du post-rift sur la surrection le long des marges passives.

1.3.2. COUPLAGE PROCESSUS DE SURFACE ET FLUAGE DE LA CROUTE INFERIEURE

Nous présentons ici un modèle conceptuel alternatif sur la compréhension du couplage entre la déformation et les processus de surface. Nous présentons dans un premier temps les conséquences de ce modèle sur la déformation d'une lithosphère amincie et ensuite une quantification des processus étudiés afin d'évaluer leur importance par rapport au modèle présenté dans la sous-partie précédente (voir sous-partie 1.3.1).

Le modèle proposé par Burov et al (Burov et Cloetingh, 1997 ; Burov et Poliakov, 2001; Burov et al., 2003) couple les processus d'érosion transport et sédimentation avec le fluage de la croûte inférieure. Selon ces auteurs, l'évolution syn-rift et post-rift serait en grande partie le résultat du couplage entre les processus de surface et la réponse de la lithosphère. L'érosion de l'épaulement de rift et le dépôt des sédiments dans le bassin sédimentaire créent une charge au niveau du bassin, et cette charge cause une flexure des niveaux résistants du système (croûte supérieure et manteau lithosphérique) et un fluage de la croûte inférieure vers le domaine en décharge, l'épaulement (Burov et Cloetingh, 1997 ; Burov et Poliakov, 2001; Burov et al., 2003, voir Figure 15).

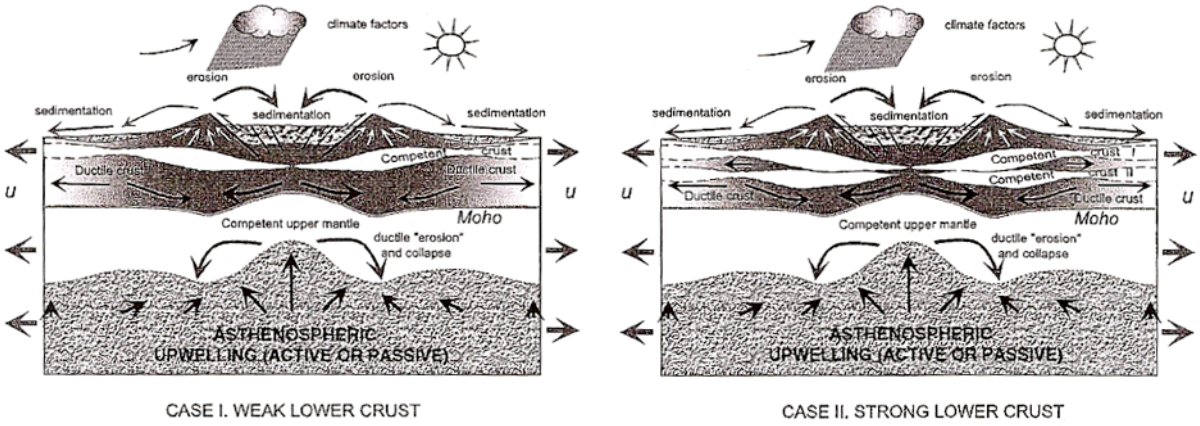


Figure 15 : Couplage entre les processus de surface et le fluage de la croûte inférieure.
Deux cas sont présentés : cas I : croûte continentale inférieure peu résistante ; cas II : croûte inférieure très résistante. (figure d'après Burov et al., 2003)

Ce fluage de la croûte inférieure faciliterait l'amincissement crustal, la subsidence, le soulèvement des épaulements et la variation de la largeur des bassins sédimentaires. Il permet donc la stabilisation de l'épaulement pendant le rift et pendant une grande partie du post-rift (Burov et Cloetingh, 1997 ; Burov et Poliakov, 2001; Burov et al., 2003).

Si l'érosion et la sédimentation deviennent faibles, le fluage de la croûte inférieure facilitera l'effondrement des épaulements de rift, l'épaississement de la croûte et le soulèvement des bassins (Burov et Cloetingh, 1997 ; Burov et Poliakov, 2001; Burov et al., 2003).

La quantité de soulèvement prédite par ce modèle est faible (1500 m à t0) par rapport à celle prédite par les modèles avec isostasie flexurale (2500 à 6000 m à t0 selon les paramètres). Par conséquent, par rapport à l'isostasie flexurale, le mécanisme de fluage de croûte sous l'effet des processus de surface exercerait un contrôle non négligeable, mais de second ordre sur la déformation de la lithosphère amincie.

1.3.3. CONSEQUENCES THERMIQUES

Le couplage entre l'isostasie flexurale et les processus d'érosion et de sédimentation n'a pas seulement des conséquences sur la réponse flexurale de la marge, il a également des conséquences sur l'état thermique de la lithosphère. En effet, le couplage érosion-isostasie flexurale crée, en surface, une exhumation de roches jadis en profondeur (Batt et Braun, 1997). Ce processus diminue donc localement l'épaisseur crustale et augmente ainsi le géotherme de la région en érosion (Batt et Braun, 1997).

Le couplage entre le processus de surface et l'isostasie flexurale modifie également l'état thermique de la lithosphère au niveau du bassin sédimentaire. En effet, le développement de prismes sédimentaires sur les domaines amincis de marges passives produit un effet de couverture (Lavier et Steckler, 1997). En augmentant la température de la croûte inférieure sous-jacente, cette couverture sédimentaire produirait un retard dans le refroidissement du système, causant ainsi une diminution de la résistance de la lithosphère et par conséquent une modification de la réponse flexurale (Lavier et Steckler, 1997). Les conséquences de la diminution de la résistance de la lithosphère sur les mouvements verticaux le long de la marge passive n'ont pas été quantifiées par les auteurs.

1.3.4. CONCLUSION

Si l'état flexural de la lithosphère étirée contrôle principalement la formation des épaulements au cours du rifting, le couplage entre la réponse élastique de la lithosphère et les processus de surface contrôle l'évolution post-rift de ces épaulements. En effet, la dénudation d'un épaulement engendre une décharge isostatique compensée par un rebond flexural de la lithosphère amincie. La vitesse de surrection sur les marges passives est estimée à quelques dizaines de mètres par million d'années et la quantité totale de surrection a été évaluée entre plusieurs centaines de mètres et quelques kilomètres. De plus, le couplage entre l'isostasie flexurale et les différents processus d'érosion qui sont fonction de la lithologie, du réseau de drainage et de la distribution des failles, modèle la géométrie de l'épaulement de marge au cours du temps.

Enfin, ce couplage du processus de surface avec l'isostasie flexurale modifie l'état thermique de la lithosphère puisque d'une part, l'érosion du relief diminue l'épaisseur crustale et augmente donc localement le géotherme, et, d'autre part, la sédimentation dans le bassin exerce un effet de couverture qui réduit le refroidissement post-rift et modifie ainsi la résistance de la lithosphère amincie.

1.4. PROCESSUS EXTERNES AU SYSTEME MARGE

Les processus décrits précédemment sont des processus intrinsèques aux lithosphères étirées. Or celles-ci n'évoluent pas dans un milieu clos et hermétique. En effet, elles sont soumises à des processus provenant de différentes origines (mantélique, climatique, tectonique régionale). Nous décrivons ces processus en fonction de leurs origines respectives et avec, si possible, une quantification des mouvements verticaux qu'ils génèrent sur la marge.

Les marges passives sont donc soumises à des processus mantéliques :

- convection à petite échelle dans le manteau supérieur au cours du rifting (Buck, 1986). Ce processus génère 800 à 1000 m maximum de surrection au niveau de l'épaulement de rift (Buck, 1986) ;

- sous-placage de matériel mantélique sous le Moho (Brodie et White, 1994; Clift, 1999 ; van der Beek et Braun, 1999). Ce processus crée une surrection de 500 à 1500 m de la croûte sus-jacente (Skogseid, 2001).

Elles sont également soumises à des processus tectoniques (synthèse réalisée par Leroy, 2004) :

- effets du ridge-push sur la déformation post-rift des marges passives : force horizontale, perpendiculaire à l'axe de la dorsale, qui résulterait d'un effet de gravité produit par la remontée du manteau sous la ride médio-océanique (Bott, 1991). Cette force horizontale serait à l'origine d'une compression post-rift des marges (marges nord-ouest européennes (Boldreel et Andersen, 1998; Cloetingh et al., 1999; Doré et Lundin, 1996; Fejerskov et al., 2000; Fjeldskaar et al., 2000; Pascal et al., 2003), marges sud-ouest africaines (Hudec et Jackson, 2002; Ransome et de Wit, 1992), marges indienne et australienne (Gunnell et al., 2003; Hill et al., 1995) ;

- La tectonique régionale. Des zones compressives ou extensives en amont de la marge passive peuvent produire un flambage de la lithosphère avec une amplitude kilométrique (Cloetingh et al., 1999; Cloetingh et al., 1990). En effet, la marge sud-est brésilienne pourrait être affectée par le flambage de la lithosphère produit par l'action conjuguée de la compression andine et du ridge-push (Lima, 1999).

Enfin, elles sont soumises à des processus climatiques : rebond isostatique engendré par la disparition d'une calotte glaciaire (Fjeldskaar et al., 2000; Japsen et Chalmers, 2000; Jordt et al., 1995; Marotta et Sabadini, 2004; Mosar, 2003; Stuevold et Eldholm, 1996 , synthèse réalisée par Leroy, 2004). Ce rebond glaciaire est bien étudié en Fenno Scandinavie par différentes méthodes (GPS continue, paléoplages surélevées…). Des valeurs de déplacements de quelques mm/an au cm/an ont été décrites plusieurs milliers d'années après la déglaciation (Dyke et al., 2000; Fjeldskaar et al., 2000; Japsen, 2000).

En résumé, à l'exception du ridge-push dont les conséquences sur les mouvements verticaux des marges sont mal connues, les processus mantéliques, tectoniques ou climatiques génèrent, sur les marges passives, des surrections atteignant 1000-1500 m. Or ces valeurs sont en dessous de celles obtenues à partir des simulations numériques modélisant un comportement élastique de la lithosphère étirée (2500 m de surrection maximale de l'épaulement, voir sous-partie 1.2.2) ou de celles calculées sur les simulations intégrant une profondeur de fibre (6000 m de surrection maximale de l'épaulement, voir sous-partie 1.2.1).

En somme, l'analyse bibliographique sur la déformation d'une lithosphère amincie et plus particulièrement sur les mouvements verticaux des épaulements de rift montre principalement que les processus intrinsèques au système (isostasie flexurale, flexuration des niveaux lithosphériques résistants) jouent un rôle majeur sur la formation des épaulements. En effet, la profondeur de fibre exerce un contrôle de premier ordre sur la flexuration lithosphérique, suivie par la longueur de la zone amincie.

1.5. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFTING PAR LA DENUDATION CONTINENTALE

Nous présentons dans cette cinquième partie une synthèse de résultats sur l'enregistrement, par la dénudation continentale, des mouvements verticaux affectant les marges passives au cours de leur histoire.

Les différents travaux publiés ont étudié la dénudation continentale des marges passives grâce à la modélisation numérique (modélisations directes couplant l'isostasie flexurale et l'érosion, ou modélisation par inversion) et à des données collectées sur les systèmes naturels (traces de fission sur apatites). Ces travaux ont essentiellement produit des mesures ponctuelles de taux de dénudation ou des quantités totales de dénudation.

Tout d'abord, les simulations numériques de van Balen et al. (1995) ont calculé une quantité totale de dénudation comprise entre 3,5 et 6 km en fonction de l'épaisseur élastique (isotherme à 300°C ou à 600°C) et de la profondeur de fibre (0 ou 25km) choisies. De plus, van Balen et al. (1995) et van der Beek et al. (1995) ont calculé une érosion totale de l'épaulement de rift au bout de 50 Ma voire 100 Ma maximum.

L'analyse des données naturelles montre ensuite une variation des taux de dénudation comprise entre 10 m/Ma au Brésil pendant le Crétacé supérieur et l'Eocène (Brown et al., 2000; Harman et al., 1998, donnée obtenue à partir de la géomorphologie, de la stratigraphie et des traces de fission) et 95 m/Ma en Afrique du Sud au Crétacé inférieur et moyen (Brown et al., 2002, donnée obtenue à partir des traces de fission ; synthèse extraite de Leroy, 2004). Enfin, les quantités totales de dénudation mesurées varient de 2,5km au SE du Groenland pendant le Cénozoïque (Clift et al., 1998, donnée obtenue à partir de traces de fission) à 7km au Brésil au Crétacé supérieur et à l'Eocène (Gallagher et al., 1994, 1995; Harman et al., 1998, donnée obtenue à partir de la géomorphologie, de la stratigraphie et des traces de fission ; synthèse extraite de Leroy, 2004). Ces valeurs d'épaisseur totale de dénudation mesurées sur les systèmes naturels sont proches des valeurs d'épaisseur totale calculées sur les simulations numériques de van Balen et al. (1995).

Cette synthèse montre donc que peu d'études ont travaillé sur les enregistrements, par la dénudation continentale, des différents processus affectant les marges passives.

1.6. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFTING PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Le bassin sédimentaire est le site d'enregistrement le plus important le long de la marge passive. Il enregistre de manière cumulée aussi bien les processus locaux affectant les marges passives (ex : isostasie flexurale, processus thermiques, processus de surface), que des processus régionaux (ex : zone de subduction, collision, point chaud, climat), ou globaux (ex : climat, eustatisme). En effet, l'évolution post-rift du bassin sédimentaire dépend principalement :

- de la subsidence thermique,
- de l'apport sédimentaire dont une partie est liée à l'érosion du relief issu de la déformation de la marge passive et l'autre partie est liée à l'érosion de reliefs en amont de la marge passive,
- de la réponse de l'isostasie flexurale à la charge et la décharge exercées respectivement par la sédimentation et l'érosion marine,
- de l'eustatisme.

S'il est possible de distinguer l'enregistrement de certains processus (ex : eustatisme) par le bassin sédimentaire des marges passives en réalisant une étude à l'échelle régionale ou globale, il est en revanche le plus souvent difficile de distinguer précisément les différents processus enregistrés par le bassin sédimentaire à travers la simple analyse locale de données collectées sur les bassins sédimentaires des systèmes naturels. Il serait donc tout d'abord nécessaire de bien comprendre, grâce aux modélisations numériques, les conséquences respectives de ces processus sur l'enregistrement post-rift du bassin des marges passives modélisées afin de pouvoir ensuite déterminer l'enregistrement de ces processus sur les données collectées sur les bassins sédimentaires naturels.

Pour présenter nos connaissances actuelles sur l'enregistrement des processus par le bassin sédimentaire, nous avons réalisé cinq sous-parties : la première sous-partie présente un modèle conceptuel sur l'enregistrement de la subsidence thermique par le bassin sédimentaire dans les conditions d'un flux sédimentaire constant. La seconde sous-partie précise, à travers la présentation de précédents travaux de simulation numérique, l'enregistrement par le bassin sédimentaire, du couplage entre les érosions continentales ou marines et l'isostasie flexurale. La sous-partie suivante décrit les conséquences de la charge sédimentaire sur la déformation du bassin. Nous présentons ensuite les conséquences de l'eustatisme sur l'enregistrement du bassin sédimentaire au cours du post-rift. Enfin, cette sixième partie du Chapitre 1 se clôt sur une présentation des évolutions temporelles de la vitesse de sédimentation et du flux sédimentaire préservé sur des marges passives actuelles.

1.6.1. ENREGISTREMENT DE LA SUBSIDENCE THERMIQUE

Nous présentons dans cette première sous-partie sur l'enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire d'une marge passive, un modèle théorique concernant l'enregistrement stratigraphique de la subsidence thermique et du flux sédimentaire.

Au début du post-rift, l'augmentation exponentielle de la subsidence thermique (voir sous-partie 1.1.1.2 et Figure 16) crée un approfondissement rapide du socle de la zone amincie. Cette subsidence augmente donc au cours du temps le volume disponible à la sédimentation, appelé aussi accommodation. Si on considère un flux sédimentaire constant, cet espace est alors plus important que le flux sédimentaire (voir Figure 16). Le rapport accommodation sur sédimentation « A/S » est supérieur à un. Cette phase est enregistrée dans le bassin sédimentaire sous la forme d'une séquence stratigraphique dite rétrogradante, c'est-à-dire un recul des corps sédimentaires vers le continent (Figure 16 & Figure 17).

Ensuite, au cours du post-rift, l'approfondissement du socle de la zone amincie sous l'effet de la subsidence thermique est de plus en plus faible. Cette augmentation plus lente de l'accommodation, associée à un flux sédimentaire toujours constant, s'enregistre, dans le bassin sédimentaire, sous la forme d'une séquence dite progradante-aggradante ($0 < A/S < 1$) (Figure 16 & Figure 17), c'est-à-dire une avancée des corps sédimentaires vers le domaine marin.

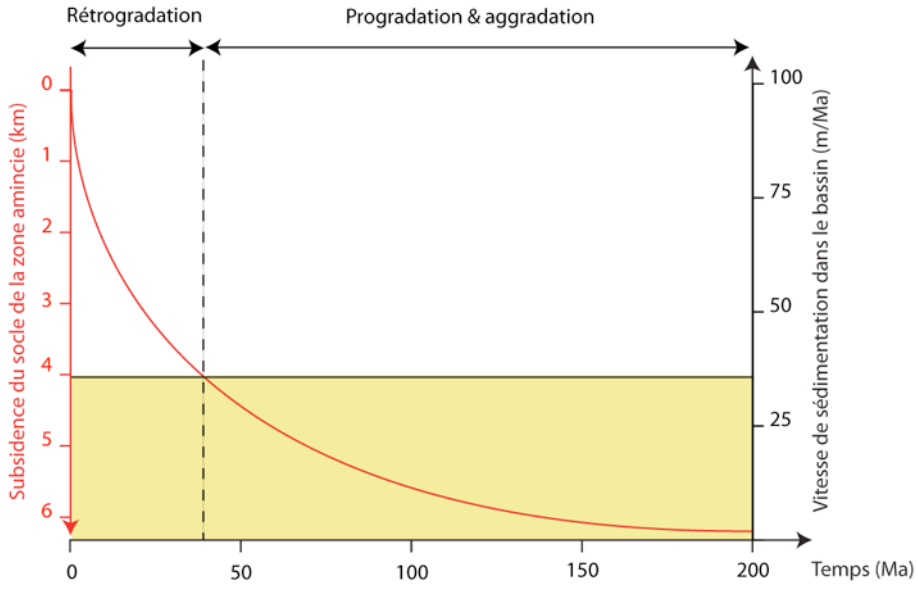


Figure 16 : évolution temporelle de la vitesse de subsidence et du flux sédimentaire au niveau du domaine aminci.

Définition des termes « rétrogradation, progradation-aggradation » dans le texte.

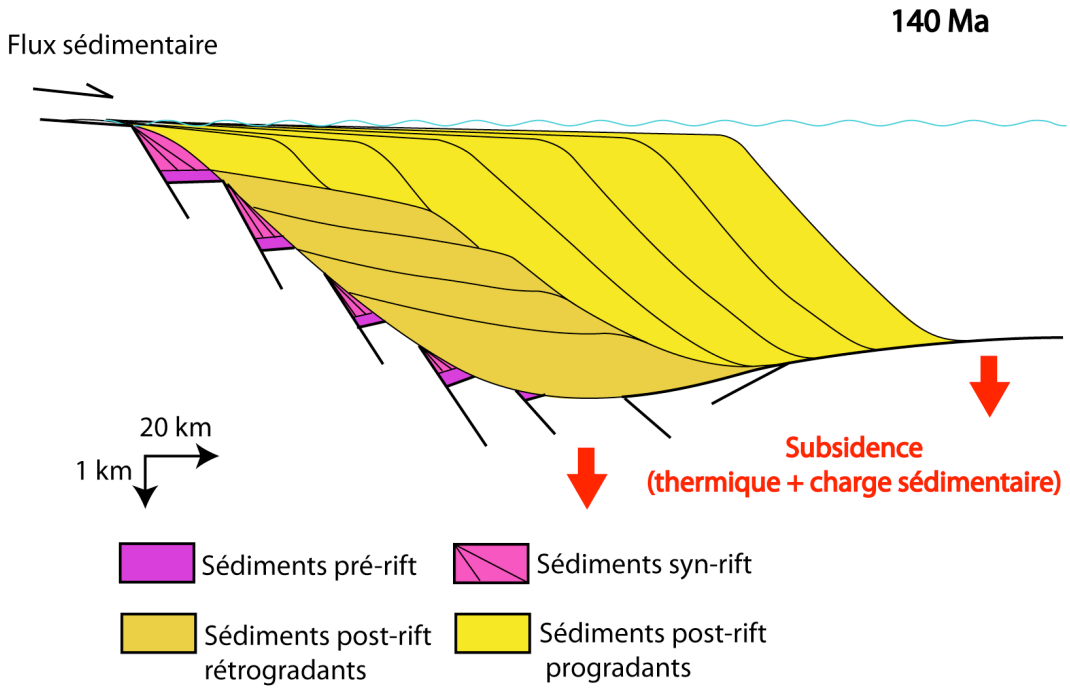


Figure 17 : enregistrement stratigraphique de la subsidence thermique à 140 Ma.
Dans ce modèle conceptuel, le flux sédimentaire est considéré comme constant.

En résumé, l'association de la subsidence thermique avec un flux sédimentaire constant produit un enregistrement stratigraphique caractérisé par une séquence stratigraphique rétrogradante puis progradante à l'échelle de la centaine de millions d'années.

1.6.2. Enregistrement du couplage erosion-isostasie flexurale

Le modèle présenté précédemment considère un flux sédimentaire constant au cours du temps. Or, dans des conditions naturelles, le flux sédimentaire varie aux échelles de temps géologiques. Il dépend du processus d'érosion, qui est contrôlé par plusieurs facteurs : le climat, le réseau de drainage, la lithologie du substratum, et de son couplage avec la déformation locale et/ou régionale (voir sous-partie 1.3.1). Nous présentons, dans cette sous-partie, l'enregistrement par le bassin sédimentaire du couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale en milieu continental puis en milieu marin.

1.6.2.1. Érosion continentale

Tout d'abord, les marges sont affectées dans les premiers temps de leur histoire par une discordance majeure connue sous le nom de « breakup unconformity ». La cause de cette discordance est encore mal comprise. Braun et Beaumont (1989) expliquent cette discordance par le rebond flexural engendré par la libération des contraintes lors de la rupture continentale (voir sous-partie 1.2.1)

Les marges passives sont également affectées par une érosion de leur épaulement issu du rifting. Cette érosion a un effet majeur sur la stratigraphie en mer (van Balen et al., 1995). En effet, l'érosion de l'épaulement crée un rebond isostatique qui affecte le bassin sédimentaire et provoque la surrection du plateau continental (van Balen et al., 1995, voir Figure 18). L'association de l'érosion et du rebond flexural augmente le flux sédimentaire entrant dans le bassin, ce qui se traduit, en terme d'enregistrement sédimentaire, par une

séquence progradante (0 < A/S < 1 ; avancée des corps sédimentaires vers le domaine marin) au début de l'histoire de la marge (voir Figure 18). Le volume et la durée de la séquence progradante augmentent avec la flexuration et l'élévation continentale pré-rift (van Balen et al., 1995). Concernant la surrection du plateau produite par la réponse flexurale à l'érosion de l'épaulement, elle s'enregistre sous la forme de structures érosives au sommet des corps sédimentaires progradants (van Balen et al., 1995, Figure 18).

Lorsque l'épaulement de rift est majoritairement érodé, la subsidence thermique associée au faible flux sédimentaire permet une modification de la nature de la séquence sédimentaire (van Balen et al., 1995). En effet, l'accommodation devient supérieure à la sédimentation et ce changement s'enregistre dans le bassin par une séquence sédimentaire rétrogradante (A/S > 1 ; recul des corps sédimentaires vers le continent). Selon van Balen et al. (1995) ces résultats sont largement en accord avec l'enregistrement sédimentaire et la géométrie des bassins observés sur la marge est américaine, sud-est brésilienne, sud-est australienne, et les Montagnes Transantarctiques.

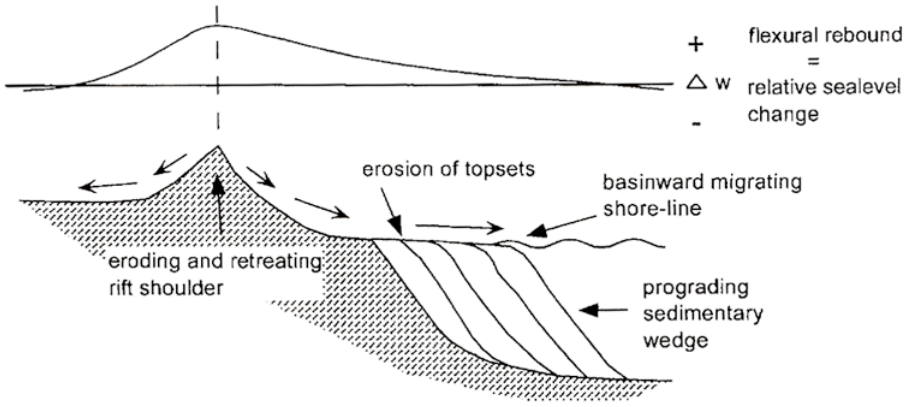


Figure 18 : Enregistrement stratigraphique du couplage érosion continentale-isostasie flexurale.

Le graphique du haut décrit la réponse isostatique le long du modèle numérique : Δw = surrection flexurale instantanée (+), et subsidence (-) induites par l'érosion de l'épaulement. Le graphique du bas décrit les processus de surface et la stratigraphie du prisme le long du modèle numérique. (figure d'après van Balen et al., 1995)

Ces résultats nous permettent de préciser le modèle conceptuel présenté précédemment (voir sous-partie 1.6.1). En effet, les travaux de van Balen et al. (1995) montrent que l'ajout d'un flux sédimentaire local au début de l'histoire post-rift d'une marge passive est enregistré par le bassin sédimentaire sous la forme d'une séquence progradante. Lorsque le relief est majoritairement érodé, le flux sédimentaire diminue. La diminution du flux et la subsidence thermique de la marge sont enregistrées dans le bassin sédimentaire sous la forme d'une séquence rétrogradante. Si ce faible flux reste constant, la subsidence thermique diminuant au cours du temps, cette phase s'enregistrera alors dans le bassin sous la forme d'une nouvelle séquence progradante.

Un flux sédimentaire variable au cours du temps modifie donc significativement l'architecture stratigraphique du bassin sédimentaire. Cependant, si la marge est affectée par une érosion continentale, elle est également affectée par une érosion marine non négligeable.

1.6.2.2. ÉROSION MARINE

Les conséquences sur l'enregistrement par le bassin sédimentaire, du couplage entre les processus d'érosion et l'isostasie flexurale en milieu marin, ont été étudiées par McGinnis et al. (1993) (voir sous-partie 1.3.1.2 pour plus de détails). Ils ont plus précisément étudié l'enregistrement stratigraphique de ce couplage. Dans le cadre de cette étude, ils ont réalisé deux simulations, une première simulation avec un plateau continental étroit (75 km) et une seconde simulation avec un plateau continental large (300 km) (voir Figure 19). Comme expliqué dans la partie 1.3.1.2, ces simulations présentent une épaisseur élastique de 20 km et chaque simulation est soumise à une érosion latérale du talus continental qui varie entre 5 et 15 km.

Les résultats montrent qu'une érosion marine de la pente continentale génère un rebond flexural du bassin sédimentaire (voir sous-partie 1.3.1.2). Ce rebond produit une chute du niveau marin relatif qui s'enregistre dans le bassin sédimentaire par une séquence progradante. Cependant, cette chute du niveau marin relatif peut être confondue, dans certains cas, avec une chute du niveau marin eustatique (McGinnis et al., 1993).

Selon McGinnis et al. (1993), la lecture de cette information dans l'enregistrement du bassin sédimentaire dépendra de la longueur du plateau continental. En effet, si le plateau continental est étroit, le rebond flexural provoque une chute du niveau marin relatif qui peut être comparable à une chute du niveau marin eustatique (McGinnis et al., 1993, voir Figure 19). Il peut donc être difficile de distinguer, sur ce type de marge, l'origine de la chute du niveau marin relatif entre une chute eustatique et un rebond flexural (McGinnis et al., 1993). En revanche, si le plateau continental est large, le rebond ne modifiera pas la position du rivage, même si une chute du niveau marin relatif peut être enregistrée localement, le long de la partie externe du plateau (McGinnis et al., 1993). Selon McGinnis et al. (1993), un plateau large permet donc une séparation spatiale utile pour distinguer l'origine de la chute du niveau marin relatif (une chute eustatique affecte le rivage tandis qu'un rebond flexural affecte le plateau au niveau de la rupture de pente).

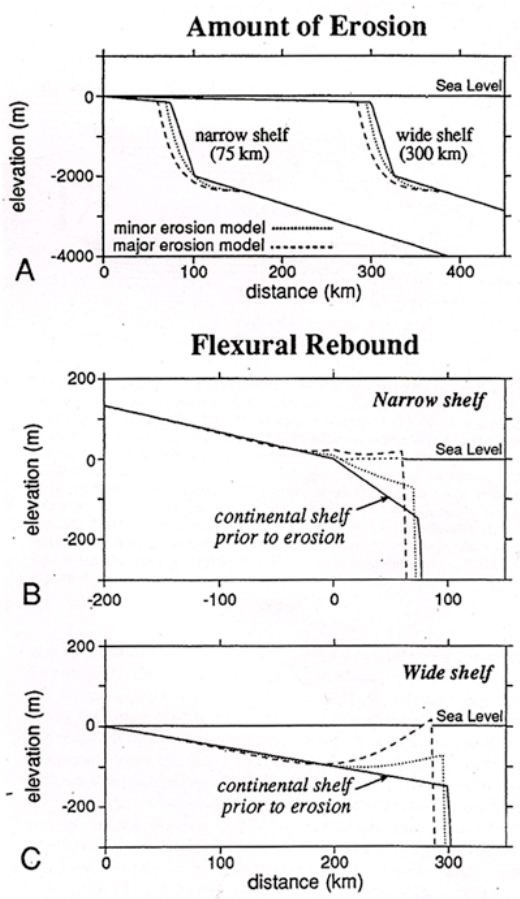


Figure 19 : érosion marine (A) et réponse flexurale de la lithosphère dans le cas de marges présentant un plateau étroit (B) ou un plateau large (C).
(figure d'après McGinnis et al., 1993)

Longueur du plateau continental étroit : 75 km; longueur du plateau continental large : 300 km.

En résumé, cette étude montre que si le couplage entre l'érosion marine et l'isostasie flexurale s'enregistre également par une séquence stratigraphique progradante et par une chute du niveau marin relatif, cet enregistrement stratigraphique peut également être produit, dans certains cas, par une chute du niveau eustatique. Seule la longueur du plateau continental peut être alors discriminante.

1.6.3. ENREGISTREMENT DE LA CHARGE SEDIMENTAIRE

Nous avons décrit jusqu'à présent les conséquences de la subsidence thermique et du flux sédimentaire issu de l'érosion de reliefs locaux sur l'enregistrement stratigraphique du bassin sédimentaire. Or, les sédiments accumulés pendant des dizaines de millions d'années dans le bassin sédimentaire représentent une charge importante sur la lithosphère qui répond par une flexuration isostatique (Watts et al., 1982).

Watts (1989) s'est intéressé aux conséquences de la charge sédimentaire sur la géométrie des corps sédimentaires et du socle du bassin sédimentaire. Il démontre, au moyen de simulations, que la réponse du socle d'une marge passive à la charge du premier corps sédimentaire est une forme flexurale qui présente une subsidence maximale immédiatement sous la charge et une surrection des bordures. L'effet de cette charge est la formation d'une géométrie des sédiments en « S » (Watts, 1989) (Figure 20 – load 1). Lors d'une

sédimentation progradante caractéristique d'une marge passive, la charge engendrée par les prochains corps sédimentaires crée une déflexion qui affecte la géométrie des premiers corps sédimentaires (Watts, 1989) (Figure 20 – load 2 & load 3). En effet, ces nouvelles charges provoquent un fléchissement et une rotation des corps sédimentaires précédents, augmentant ainsi leur pente (Watts, 1989) (Figure 20 – load 2 & load 3). Les nouvelles charges étant surimposées aux précédentes, elles forment ainsi un offlap au niveau du plateau continental et un onlap en pied de pente (Watts, 1989) (Figure 20 – load 2 & load 3). Au cours du temps, cette charge sédimentaire augmente la largeur du bassin (Watts et al., 1982).

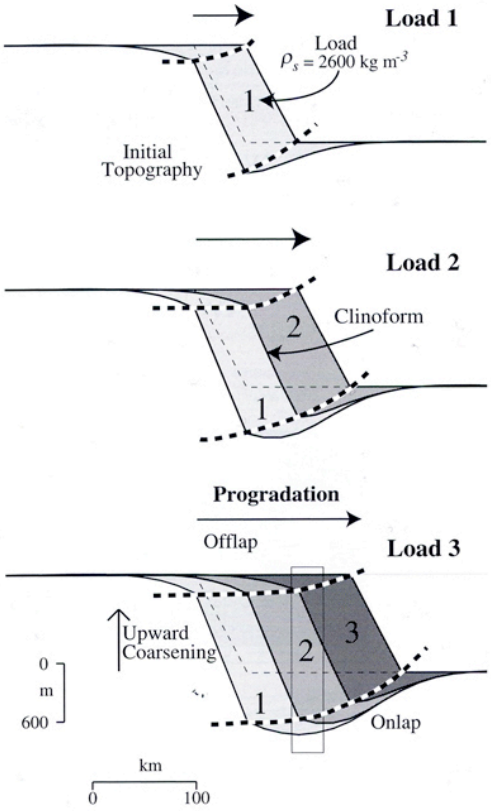


Figure 20 : flexure progressive de la lithosphère suite à une charge sédimentaire progradante.

Load 1, 2 et 3 correspondent respectivement à l'état initial, l'ajout d'une seconde charge puis d'une troisième charge. (figure modifiée d'après Watts, 2001)

En résumé, si le couplage entre la charge sédimentaire et la réponse élastique du système ne modifie pas l'état stratigraphique du bassin sédimentaire, il exerce en revanche un contrôle important sur la déformation des corps sédimentaires constituant le prisme sédimentaire ainsi que sur la géométrie du socle du bassin. En effet, non seulement une augmentation de la charge sédimentaire produit une augmentation de la largeur et de la profondeur du bassin directement sous la charge sédimentaire, mais elle crée également une augmentation de la rotation et du fléchissement des corps sédimentaires.

1.6.4. ENREGISTREMENT DE LA VARIATION DU NIVEAU MARIN EUSTATIQUE

Nous présentons ici l'enregistrement de la variation du niveau marin eustatique par le bassin sédimentaire. La variation du niveau marin eustatique au cours du temps n'est jamais prise en compte dans les modèles présentés précédemment. Or, c'est un processus à l'échelle globale qui, en faisant varier l'accommodation sur de courtes périodes de temps (20 000 ans à 100 000 ans) et avec de faibles amplitudes (dizaine de mètres), exerce un contrôle très fort sur l'enregistrement du bassin sédimentaire des marges passives au niveau des faciès sédimentaires, du profil de dépôt et sur le partitionnement volumétrique entre les parties proximales et distales du bassin sédimentaire.

L'eustatisme étant un processus global qui affecte l'enregistrement des marges passives à l'échelle du profil de dépôt, il n'a pas été pris en compte dans le travail présenté au cours de ce mémoire. En effet, notre étude est réalisée à une plus grande échelle, celle de la marge passive, et s'intéresse essentiellement aux conséquences des processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface) sur l'enregistrement post-rift du bassin sédimentaire.

1.6.5. VARIATIONS TEMPORELLES DE LA VITESSE DE SEDIMENTATION ET DU FLUX SEDIMENTAIRE SUR LES SYSTEMES NATURELS

Comprendre l'histoire d'une marge passive nécessite également d'analyser la distribution temporelle des vitesses de sédimentation ou des flux sédimentaires qui alimentent le bassin. Celles-ci sont des indicateurs de la localisation temporelle d'événements qui ont affecté l'histoire d'une marge passive ou d'un continent.

Nous présentons, ici, un résumé d'une synthèse sur les travaux de différents auteurs qui ont analysé l'enregistrement de la vitesse de sédimentation ou du flux sédimentaire post-rift dans différents bassins de marges passives : marge est-américaine (Poag et Sevon, 1989), sud-est brésilienne (Chang et al., 1992), gabonaise (Leturmy et al., 2003; Lucazeau et al., 2003), congolaise (Leturmy et al., 2003; Lucazeau et al., 2003), angolaise (Lavier et al., 2001; Leturmy et al., 2003; Lucazeau et al., 2003), namibienne (Gallagher et Brown, 1999b), sud-africaine (Tinker et al., 2008), du sud-ouest africain (Rust et Summerfield, 1990) et du Zimbabwe (Walford et al., 2005). Ces résultats, décrits en détail dans le Chapitre 4, montrent, tout d'abord, la présence fréquente d'un premier pic de vitesse de sédimentation, ou de flux sédimentaire, au début de l'histoire post-rift de la marge, qui décroît ensuite de manière exponentielle. Ce premier pic est interprété comme la relaxation de l'épaulement de rift. Un à plusieurs autres pics ont également été observés au cours du post-rift, en fonction des marges analysées. Ces pics sont associés à différents événements (climatique, tectonique, eustatique) qui ont affecté les marges à différentes périodes. Les évolutions temporelles des vitesses de sédimentation et des flux sédimentaires sont donc très variables en fonction des marges passives.

1.6.6. CONCLUSION

Les processus majeurs (isostasie flexurale, subsidence thermique, eustatisme, climat, processus mantéliques) affectant les marges passives sont enregistrés simultanément au cours du temps, par le bassin sédimentaire. Quelques études ont étudié spécifiquement l'enregistrement de certains processus. Si l'enregistrement de la subsidence thermique d'une marge soumise à un flux sédimentaire constant est considéré comme étant caractérisé par une première séquence rétrogradante suivie d'une séquence progradante, van Balen et al. (1995) a démontré que le couplage entre l'érosion continentale et l'isostasie flexurale produisait un flux sédimentaire et une réponse flexurale variables dans le temps. Le couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale, au niveau de l'épaulement, crée un flux sédimentaire local au début de l'histoire de la marge qui s'enregistre dans le bassin sous la forme d'une séquence progradante. Cette progradation est suivie par une séquence rétrogradante liée à la diminution du flux sédimentaire local en parallèle de la subsidence thermique.

Watts (2001) a, quant à lui, étudié les conséquences de la charge sédimentaire consécutive au flux sédimentaire continental, sur la déformation du bassin sédimentaire et des corps constitutifs du prisme sédimentaire de la marge passive. Cette charge augmente la largeur du bassin, elle augmente également la subsidence dans le bassin. La déflexion ainsi produite crée une rotation des corps sédimentaires. Si la charge sédimentaire ne modifie pas l'organisation des séquences sédimentaires, elle modifie cependant la géométrie du bassin sédimentaire et des corps sédimentaires du prisme.

Concernant l'eustatisme, ce processus fait varier l'accommodation sur de courtes périodes de temps (20 000 ans à 100 000 ans) et avec de faibles amplitudes (dizaine de mètres) modifiant ainsi significativement l'enregistrement du bassin sédimentaire (faciès sédimentaires, profil de dépôt, partitionnement volumétrique). Puisque ce processus est global et qu'il affecte l'enregistrement du bassin sédimentaire à une échelle inférieure à celle de notre travail, il n'a pas été pris en compte au cours de l'étude décrite dans ce mémoire.

Enfin, comprendre l'enregistrement de processus locaux, régionaux ou globaux par le bassin sédimentaire nécessite d'étudier également les variations temporelles de la vitesse de sédimentation ou du flux sédimentaire préservé dans les bassins. Les études publiées sur les variations temporelles naturelles de la vitesse de sédimentation ou du flux sédimentaire montrent qu'une marge est affectée le plus souvent par un pic au début du post-rift, suivi parfois par un ou plusieurs autres pics au cours du post-rift. Ce premier pic est interprété comme la relaxation de l'épaulement de rift tandis que les pics suivants présentent une origine et une localisation temporelle diverses (ex : événements tectoniques, climat, chute du niveau marin).

1.7. DISCUSSION - CONCLUSION

Nous concluons ce premier chapitre avec cette septième et dernière partie où nous discutons les différents points majeurs abordés sur, d'une part, les déformations produites respectivement par les différents processus affectant les marges passives au cours de leur histoire (voir sous-partie 1.7.1) et, d'autre part, sur l'enregistrement de ces déformations par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire le long des marges (voir sous-partie 1.7.2). L'analyse des principaux résultats présentés au cours de notre synthèse bibliographique nous permet ainsi de déterminer les pistes de recherche à développer pour approfondir nos connaissances sur les mouvements verticaux post-rift produits par les processus intrinsèques au système marge passive (isostasie flexurale, processus thermiques, processus de surface) et sur l'enregistrement post-rift de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire.

1.7.1. MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DES MARGES PASSIVES

Les marges passives sont des structures lithosphériques amincies qui présentent une déformation subtile intégrant la déformation intrinsèque du système (ex : isostasie flexurale, subsidence thermique), les déformations intra-plaques (ex : topographie dynamique produite par un point chaud) ainsi que les déformations en limite de plaques (ex : compression, extension). Cette déformation fine de la lithosphère s'exprime principalement en surface par un relief continental d'amplitude très variable (la centaine de mètres jusqu'à plus de quatre mille mètres).

Afin de mieux comprendre la déformation complexe affectant une lithosphère amincie, des travaux fondés majoritairement sur des modélisations numériques ont donc été réalisés afin d'observer, quantifier, et analyser les conséquences de différents processus sur les mouvements verticaux le long de la lithosphère amincie : processus thermiques (conduction thermique, convection à petite échelle), processus mécaniques (rapport d'amincissement entre le manteau et la croûte continentale, élasticité de la lithosphère, flexuration de niveaux résistants au sein de la lithosphère, fluage de la croûte inférieure), processus tectonique (présence de zones compressives à proximité, ridge-push), processus climatiques (rebond post-glaciaire). Cependant, l'analyse de la déformation d'une lithosphère amincie est le plus souvent limitée au domaine continental et à la formation de l'épaulement de rift (ex : Buck, 1986; Gilchrist et Summerfield, 1990; van der Beek et al., 1994; Weissel et Karner, 1989). Certaines études se sont intéressées, quant à elles, exclusivement à la déformation du domaine aminci (ex : McKenzie, 1978).

Concernant les mouvements verticaux continentaux, la synthèse bibliographique montre que les processus thermiques, mécaniques ou tectoniques permettent de produire un relief continental présentant une amplitude comprise entre 100 m et 2000-3000 m. Pour expliquer la formation en contexte extensif de reliefs présentant une amplitude supérieure à 3000 m, van der Beek et al (1994) montrent qu'il est nécessaire que la lithosphère étirée soit caractérisée par une faible longueur de zone amincie et un état flexural élevé. En effet, selon ces auteurs, le contrôle le plus important sur la formation d'un épaulement de marge serait l'état flexural du système au moment du rifting, représenté en modélisation numérique par la profondeur de fibre. Afin de comprendre l'évolution de cet épaulement au cours de l'histoire post-rift de la marge passive, des auteurs (ex : Gilchrist et Summerfield, 1990) se sont intéressés aux interactions existant entre l'érosion et la réponse flexurale. Ces études montrent

que l'érosion entraîne un rebond isostatique. Ce couplage érosion-isostasie flexurale modèle la géométrie de l'épaulement et explique une érosion de l'épaulement en 50-100 Ma (van Balen et al., 1995 ; van der Beek et al., 1995).

Quant aux mouvements verticaux en milieu marin, les travaux de McKenzie (1978) ont montré que la subsidence de la croûte continentale amincie des marges passives au cours du post-rift serait produite par un rééquilibrage conductif des isothermes et un réajustement isostatique. Watts et al (1982) ont, quant à eux, étudié le rôle de la charge sédimentaire sur la subsidence du bassin sédimentaire. Enfin, McGinnis et al. (1993) se sont également intéressés au couplage érosion-rebond isostatique mais en contexte marin, au niveau de la rupture de pente du prisme sédimentaire.

Notre compréhension sur les mouvements verticaux affectant une marge passive au cours de son histoire repose principalement sur des études qui n'ont pris en compte que les effets de certains processus considérés le plus souvent séparément (isostasie flexurale, processus thermiques, couplage processus de surface-isostasie flexurale). Notre compréhension sur les mouvements verticaux est également segmentée entre le milieu continental d'une part et le milieu marin d'autre part. Rares sont les études sur les mouvements verticaux d'une marge passive à intégrer le système depuis le domaine non aminci jusqu'au domaine aminci. Par conséquent, les mouvements verticaux affectant le domaine de transition entre le domaine continental et le domaine marin sont encore mal compris.

De plus, jusqu'à maintenant, les marges passives et les processus intrinsèques les affectant (processus thermiques, processus de surface, processus flexuraux…) ont été étudiés uniquement en deux dimensions. La dimension tridimensionnelle de ces structures et des processus qui les affectent n'ont jamais été pris en compte dans l'étude de l'évolution post-rift des marges passives. Par conséquent, non seulement les conséquences de processus 3D (ex : processus thermiques, processus de surface, processus flexuraux) sur les mouvements verticaux d'une marge passive sont méconnues, mais aussi leur importance par rapport aux mouvements verticaux calculés sur les simulations numériques 2D.

Le premier objectif du mémoire étant d'approfondir notre compréhension sur les conséquences des processus locaux (isostasie flexurale, processus thermiques et processus de surface) sur les mouvements verticaux post-rift affectant les marges passives, nous avons donc observé, quantifié et analysé au cours de ce mémoire, les mouvements verticaux produits par le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale, et les processus de surface le long d'une marge passive, depuis le domaine continental jusqu'au domaine marin. Nous avons utilisé pour cela un modèle numérique, développé par Jean Braun, qui modélise en 3D, les processus thermiques, le processus d'isostasie flexurale et les processus de surface le long d'une marge passive. Afin de préciser notre compréhension sur la déformation produite par ce couplage le long des marges passives, nous avons observé, quantifié et analysé les conséquences d'une modification des différents facteurs internes (profondeur de fibre, épaisseur lithosphérique, densités lithosphériques, géométrie crustale de la zone amincie) et externes (variation de l'efficacité des processus de surface) d'une marge passive, sur les mouvements verticaux post-rift le long de simulations cylindriques. Cette étude paramétrique, réalisée de manière systématique, nous a également permis de réaliser une hiérarchisation méthodique de l'importance de ces différents facteurs sur l'isostasie flexurale et sur l'isostasie locale d'une marge passive. S'il existe dans la bibliographie des tentatives de hiérarchisation de différents facteurs sur la flexuration des marges passives (voir

travaux de van der Beek et al., 1994), ces hiérarchisations concernent seulement certains facteurs et elles se limitent à l'étude de l'amplitude de l'épaulement de rift.

Nous nous sommes ensuite intéressés à l'étude des mouvements verticaux post-rift affectant une simulation présentant une géométrie crustale variant en 3D (géométrie de marge transformante) et qui est soumise à des processus thermiques, une isostasie flexurale et des processus de surface également en 3D. Ce travail a été réalisé sous la forme d'une seconde étude paramétrique. Les résultats de ce travail ont été ensuite comparés à ceux obtenus sur des simulations cylindriques de notre première étude paramétrique. Ce travail permet, d'une part, d'observer, quantifier et analyser les mouvements verticaux affectant une géométrie 3D de marge passive, et d'autre part, de comparer et hiérarchiser l'importance de cette déformation 3D par rapport à la déformation cylindrique observée sur les simulations de notre première étude paramétrique.

1.7.2. ENREGISTREMENT POST-RIFT DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Nous discutons, dans une première partie, les résultats publiés sur l'enregistrement des mouvements verticaux par la dénudation continentale, puis dans une seconde partie, les résultats publiés sur l'enregistrement des mouvements verticaux par le bassin sédimentaire.

1.7.2.1. ENREGISTREMENT POST-RIFT DE LA DENUDATION CONTINENTALE

La synthèse bibliographique présentée dans ce premier Chapitre montre que les précédents travaux publiés sur la dénudation continentale des marges passives ont essentiellement permis d'estimer, au moyen de simulations numériques ou de données collectées sur des marges passives actuelles, des quantités totales de dénudation ou des valeurs de taux de dénudation post-rift. Cependant, peu de travaux publiés ont étudié les conséquences respectives des différents processus affectant les marges passives au cours du post-rift sur la dénudation continentale des marges passives.

Pour comprendre les conséquences du couplage entre l'isostasie flexurale, les processus thermiques et les processus de surface sur la dénudation continentale des marges passives, nous avons observé, quantifié et analysé, sur l'ensemble des simulations calculées par le code numérique Flex3D au cours des deux études paramétriques, la variation temporelle du taux de dénudation ainsi que la quantité totale de la dénudation le long des différentes simulations. Si, dans les précédents travaux publiés, l'étude de la dénudation continentale est le plus souvent séparée de l'étude de l'enregistrement du bassin sédimentaire, nous avons couplé, au cours de ce mémoire, ces deux types de données afin de bien comprendre les conséquences des mouvements verticaux sur la dynamique post-rift des processus de surface le long des marges passives, et sur les enregistrements de la dénudation et du bassin sédimentaire le long des marges passives.

1.7.2.2. ENREGISTREMENT POST-RIFT DU BASSIN SEDIMENTAIRE

Le bassin sédimentaire des marges passives est le lieu d'enregistrement de processus locaux (ex : isostasie flexurale, subsidence thermique, processus de surface), régionaux (ex : zone de subduction, collision, point chaud, climat) ou globaux (ex : climat, eustatisme). Pour étudier l'enregistrement de ces différents processus par le bassin sédimentaire, différentes données sont utilisées : l'architecture stratigraphique, le flux sédimentaire, la déformation du bassin sédimentaire… Cependant, l'enregistrement cumulé des différents processus au sein d'un même bassin sédimentaire rend difficile la distinction de chacun de ces processus enregistrés. Avant d'accéder à l'enregistrement des processus régionaux ou globaux, il est tout d'abord nécessaire de distinguer et comprendre l'enregistrement des processus locaux.

Quelques études publiées, basées sur des modélisations numériques, se sont concentrées principalement sur l'enregistrement stratigraphique en 2D de processus locaux affectant les marges passives. En effet, McGinnis et al. (1993) ont étudié l'enregistrement stratigraphique de la réponse flexurale à l'érosion de la rupture de pente du prisme sédimentaire. Ensuite, van Balen et al. (1995) ont étudié l'enregistrement stratigraphique de l'érosion de l'épaulement de rift et le rebond flexural associé. Watts et al (1982, 1989, 2001) ont, quant à eux, principalement étudié les conséquences de la réponse élastique de la lithosphère à l'effet de charge sédimentaire, sur la déformation du bassin sédimentaire et des corps sédimentaires constitutifs du prisme sédimentaire.

La synthèse bibliographique montre donc que peu d'études ont été réalisées pour comprendre les effets respectifs des processus locaux, régionaux ou globaux sur l'architecture stratigraphique du prisme sédimentaire, sur l'évolution temporelle du flux sédimentaire, ou sur les déformations du bassin sédimentaire et des corps sédimentaires constitutifs du prisme. De même, on connaît également mal la part du volume sédimentaire produit par les différents processus dans le volume sédimentaire total piégé dans les bassins sédimentaires des marges passives.

Le deuxième objectif de ce mémoire étant de déterminer et comprendre l'enregistrement, par le bassin sédimentaire, des mouvements verticaux produits le long des marges passives par les processus locaux, nous avons étudié, pour chacune des simulations réalisées au cours des deux études paramétriques, le volume sédimentaire total déposé dans le bassin sédimentaire, l'évolution post-rift du flux sédimentaire, l'évolution spatio-temporelle des vitesses de sédimentation, les évolutions temporelles de l'architecture stratigraphique, des géométries du bassin sédimentaire et des corps sédimentaires constitutifs du prisme sédimentaire.

CHAPITRE 2. – Variabilité de la géométrie lithosphérique d'une marge passive.

Pour contraindre la modélisation numérique (voir Chapitre 3), nous avons dû réaliser une synthèse bibliographique non exhaustive de la géométrie de marges passives actuelles à partir principalement de coupes géophysiques publiées. L'objectif principal de cette synthèse est d'extraire de ces différentes coupes une géométrie crustale de référence nécessaire à la modélisation numérique. À travers ce travail, il nous sera également permis d'établir des ordres de grandeur sur la variabilité des géométries. Si cette synthèse permet d'extraire une géométrie synthétique fondée sur des valeurs médianes obtenues à partir de mesures effectuées sur les différentes coupes géophysiques retenues, cette géométrie de référence n'est cependant pas représentative de la géométrie de toutes les marges mondiales.

De plus, afin de mieux comprendre les mécanismes de déformation d'une marge passive, nous avons, dans un premier temps, réalisé une étude approfondie sur une marge précise, la marge namibienne. Ce travail ponctuel nous a préparés à l'étude plus générale des marges passives.

Ces différents travaux sont décrits dans ce second chapitre. Après une présentation de l'étude, nous présentons, sous forme d'un article, le travail réalisé sur la géométrie et l'évolution post-rift de la marge nord-namibienne. Nous présentons ensuite les autres zones d'études choisies, suivies par une présentation des coupes géologiques utilisées au cours de cette étude. Puis, sont décrits les résultats en fonction de critères géométriques choisis, en partant du domaine non aminci vers le domaine aminci. Les premiers critères décrits sont l'épaisseur lithosphérique non amincie, l'épaisseur de la croûte continentale non amincie, son altitude moyenne, la géométrie du relief (longueur et amplitude), la profondeur de fosse (distance entre la topographie moyenne de la croûte océanique et le domaine le plus profond du socle de la croûte amincie), la géométrie de la croûte continentale amincie, la longueur de la transition océan-continent (TOC) et, pour finir, la hauteur de la marge (distance entre l'altitude moyenne du socle de la croûte continentale non amincie et l'altitude moyenne du sommet de la croûte océanique). Enfin, l'analyse des différents critères géométriques a mis en avant l'importance du contexte régional sur la position verticale de certaines marges passives. Ce résultat est décrit dans une 13ème et dernière partie.

2.1. PRESENTATION

Les marges passives présentent actuellement une géométrie très variable et il n'existe pas de synthèse approfondie à l'échelle globale sur la géométrie lithosphérique des marges passives qui pourrait, d'une part, contraindre la géométrie crustale de référence et, d'autre part, permettre d'évaluer la variabilité de cette géométrie. Ces données sont essentielles pour contraindre les deux études paramétriques de ce mémoire.

L'objectif de l'étude présentée ici est donc de produire une géométrie crustale de référence nécessaire à la modélisation numérique et d'évaluer, par la même occasion, des ordres de grandeur sur la variabilité des critères géométriques de marges passives et de déterminer, si possible, les processus responsables et leur importance.

Pour réaliser cette analyse géométrique sur différentes marges, nous avons utilisé deux sources de données : des coupes géophysiques bibliographiques et des grilles numériques (Etopo2 pour la topographie et la carte numérisée des isopaques sédimentaires de l'Atlantique Central et Sud de la base de données d'Emery et Uchupi (1984).

La démarche de cette étude est, dans un premier temps, d'étudier en détail une marge passive, la marge nord-namibienne, afin de mieux comprendre les mécanismes de sa déformation et leur évolution au cours du post-rift. Cette étude nous a permis d'affiner notre compréhension du système marge avant de réaliser une étude plus générale sur différentes marges du globe.

Dans un second temps, nous avons choisi, à l'échelle mondiale, les différents lieux d'étude nécessaires à l'analyse géométrique de différentes marges passives. Nous avons principalement centré notre analyse sur les marges atlantiques pour différentes raisons : grand nombre de données publiées, âge de rifting s'étalant du Jurassique moyen au Crétacé inférieur, amplitude du relief très variable (quelques centaines de mètres en Mauritanie et plus de 3000 m en Afrique du Sud et Namibie), présence de marges volcaniques et non volcaniques. Puis, nous avons déterminé huit critères géométriques pertinents caractérisant une marge passive et les processus mis en jeu. Ces critères géométriques sont synthétisés sur la Figure 21. Ensuite, nous mesurons chaque critère sur les coupes géologiques sélectionnées et nous déterminons une valeur minimale, une valeur maximale, une valeur majoritaire et enfin une valeur médiane. Cette dernière est la valeur du paramètre étudié qui divise le nombre de valeurs mesurées en deux parties ayant le même nombre de valeurs. Cette valeur permet d'atténuer l'influence perturbatrice de valeurs extrêmes enregistrées dans des contextes particuliers. Quant à la valeur majoritaire, elle correspond à la valeur la plus représentée parmi les coupes analysées.

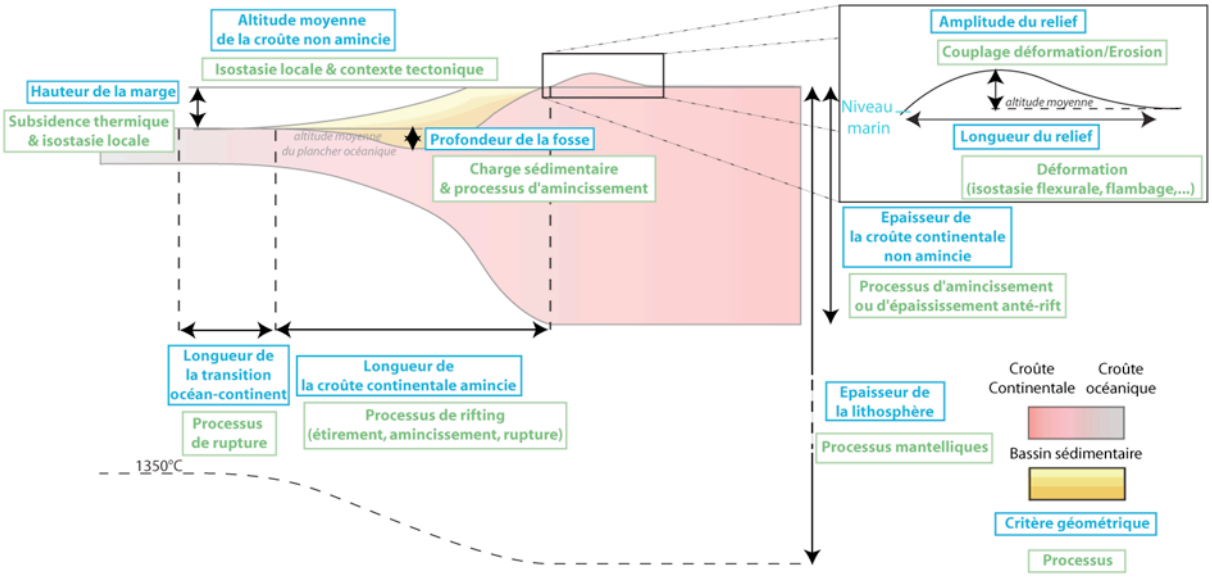


Figure 21 : critères définissant la géométrie d'une marge passive et processus majeurs associés.

Enfin, nous établissons, à partir des valeurs médianes ou des valeurs majoritaires, une géométrie de référence nécessaire pour la modélisation numérique.

2.2. DESCRIPTION D'UNE MARGE PASSIVE ET DE SON EVOLUTION POST-RIFT : LA MARGE PASSIVE NORD-NAMIBIENNE

Au cours de ce mémoire, nous étudions, d'une part, les mouvements verticaux post-rift produits par le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface le long des marges passives, et d'autre part, l'enregistrement post-rift de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire. Si notre étude est générale et se fonde sur des simulations numériques calculées à partir du modèle numérique Flex3D (voir Chapitre 3), nous avons également étudié, de manière détaillée, l'évolution post-rift d'une marge passive, la marge nord-namibienne, depuis le domaine océanique jusqu'au domaine continental. Cette étude a été réalisée à partir de données géologiques (coupes sismiques, données de puits, données de terrain, bases de données crustales, sédimentaires et topographiques) et permet une bonne comparaison avec les résultats obtenus à partir des simulations numériques réalisées dans le cadre de ce mémoire.

Cette étude est présentée sous forme d'article. Nous présentons, dans une première sous-partie, un rapide résumé de l'article, puis, dans une seconde partie, la version soumise de l'article.

2.2.1. ÉVOLUTION POST-BREAKUP ET PALEOTOPOGRAPHIE DE LA MARGE NORD-NAMIBIENNE PENDANT LE MESO-CENOZOÏQUE (RESUME)

Les marges passives présentent des caractéristiques structurales ou morphologiques qui résultent du couplage entre des effets locaux et des processus globaux. Plusieurs études ont été réalisées soit en domaine continental, soit en domaine marin. Peu d'études intègrent les deux domaines depuis la croûte inférieure jusqu'à la surface. Nous proposons donc une étude sur l'évolution post-rift de la marge nord-namibienne en terme de déplacements verticaux, de flux sédimentaires, de dénudation et de paléotopographie, depuis le domaine continental jusqu'au domaine océanique.

La marge namibienne (Figures 2 et 3 de l'article) se situe sur la bordure sud-ouest du plateau sud-africain. Elle a été formée au cours du rifting à l'origine de l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud, il y a 130 Ma. Les dernières phases du rifting sont marquées par un important événement magmatique, la province magmatique du Paraná-Etendeka qui a affecté la Namibie et le Brésil (Stollhofen et al. 1998 ; Jerram and Widdowson, 2005). Ce magmatisme a été produit par la remontée du point chaud Tristan da Cunha dont la principale phase a eu lieu il y a 132 Ma.

Concernant la topographie de la marge, du fait de l'existence du plateau sud-africain, le domaine continental de la marge est marqué par une topographie surélevée avec une altitude moyenne autour de 1200 m. Ce plateau est séparé du domaine côtier et du domaine océanique par un escarpement atteignant localement 2500 m d'altitude (Aizawa et al., 2000 ; Raab, 2001). Cet escarpement est discontinu et disparaît au niveau de la ceinture du Damara (Figure 2 de l'article). La transition entre le plateau sud-africain et le domaine océanique est donc complexe mais peu contrainte. Nous analysons cette transition au moyen d'une coupe crustale synthétique réalisée le long de la rivière de l'Ugab, près des coulées volcaniques fossiles de l'Etendeka (Figure 3 de l'article). Cette coupe mesure 1200 km de long (Figure 4 de l'article) et a été produite à partir d'observations de terrain dans la région du Damara

(Figure 5 de l'article) et d'une compilation de données : données SRTM (NASA, http://www2.jpl.nasa.gov) et Etopo2 (Smith and Sandwell, 1997) pour la topographie, Crust2 (Artemieva and Money, 2001) et de lignes sismiques crustales publiées (Light et al., 1991 ; Gladczenko et al., 1997 ; Gladczenko et al., 1998 ; Bauer et al., 2000 ; Trumbull et al., 2002) pour la profondeur du Moho, et d'une carte des isopaques sédimentaires d'Emery et Uchupi (1984) et des données sismiques publiées (Light et al., 1991) pour la géométrie du prisme sédimentaire.

Cette coupe crustale de 1200 km de long comprend 450 km de plateau sud-africain et 250 km de croûte océanique. Suivant un profil E-W, la description de la géométrie de la marge nord-namibienne montre, tout d'abord, une croûte continentale non amincie présentant une épaisseur de 38 km qui diminue légèrement à 33 km vers le domaine aminci. Le socle est formé par la ceinture du Damara qui sépare le craton du Congo au nord du craton du Kalahari au Sud (voir Figure 3 de l'article). Quant à la topographie, elle décroît progressivement jusqu'au niveau marin sans ruptures significatives, sauf au niveau des lieux de mise en place de massifs intrusifs.

Ensuite, la zone amincie présente une longueur de 400 km et correspond à une diminution de la profondeur du Moho de 38 km à l'est à 13 km à l'ouest (Figure 4 de l'article). La remontée du Moho est relativement constante sauf près de la transition océan-continent (TOC) où il existe une zone plus épaisse de 150 km de long. La zone amincie est également caractérisée par une fosse atteignant 12 km de profondeur et elle est comblée par une importante épaisseur sédimentaire. L'empilement sédimentaire y est divisé en deux unités : une première unité, à la base de l'épaisseur sédimentaire, qui correspond aux dépôts pré- et syn-rift dont l'âge varie entre le Jurassique supérieur et l'Hauterivien (formations Karoo et Etendeka) et une seconde unité correspondant aux sédiments post-rift qui débute au Barrémien et se termine à la fin du Pléistocène. Les deux unités sont séparées par une discontinuité datée au Jurassique supérieur. Les coulées volcaniques de l'Etendeka terminent la séquence sédimentaire syn-rift. De plus, cette fosse sépare une croûte continentale faiblement amincie, caractérisée par des blocs basculés orientés vers le domaine marin, d'une croûte fortement amincie marquée par des blocs basculés orientés vers le domaine continental, la présence de SDRs et d'un sous-placage (Figure 4 de l'article). Ces données indiquent une géométrie de marge à la transition entre une marge non volcanique type et une marge volcanique type.

Pour finir la description de la géométrie de la marge passive nord-namibienne, la transition entre la croûte océanique et la croûte continentale amincie correspond à une faille listrique qui coupe la totalité de la croûte et rejoint le Moho (voir Figure 4 de l'article). À l'ouest de cette faille, la croûte océanique est épaisse de 4,8 km et s'épaissit vers l'Ouest jusqu'à atteindre, au bout de 150 km, l'épaisseur habituelle de 8 km (voir Figure 4 de l'article). La couverture sédimentaire reposant sur la croûte océanique s'amincit progressivement vers l'ouest, passant de 2,5 km d'épaisseur à moins de 1 km. Au-dessus de la transition océan-continent repose un dépôt centre atteignant localement 4 km d'épaisseur (voir Figure 4 de l'article). Quant à la profondeur du plancher océanique au large de la marge namibienne, elle est plus faible (-5000 m à -4500m) que les profondeurs observées sur les autres régions de l'Océan Atlantique Sud (-5500/-6000 à -5000m environ) (voir Figure 6 de l'article). De plus, le plancher océanique au large de la marge namibienne est intrudé par de nombreux monts sous-marins dispersés. Ces données suggèrent fortement que le domaine océanique de la marge namibienne est supporté dynamiquement par un processus mantélique, comme une convection mantélique anormale ou une remontée de plume. Il est à noter que ce

domaine océanique peu profond est corrélé avec la présence du plateau sud-africain en domaine continental.

Les mouvements verticaux post-rift du socle de la marge nord-namibienne sont estimés à partir de la courbe de subsidence du domaine océanique et de la combinaison de quelques marqueurs continentaux, comme la profondeur des intrusions magmatiques, et les traces de fission sur apatites. Trois domaines, caractérisés par différentes histoires de mouvements verticaux post-rift, ont été identifiés le long de la marge nord-namibienne : 1°) un domaine continental en surrection, 2°) un domaine de transition affecté par une phase de surrection suivie par une phase de subsidence, et 3°) un domaine océanique subsidant (Figure 10 de l'article). La subsidence en mer varie le long du domaine océanique avec un maximum au niveau de la fosse profonde. L'étude couplée des mouvements verticaux en domaine marin et en domaine continental montre qu'il n'existe pas de strictes corrélations entre les taux et les quantités de surrection continentale et les taux et quantités de subsidence océanique (Figure 10 de l'article) : le taux de surrection le plus fort sur le domaine continental n'a pas été atteint au même moment que le taux de subsidence le plus fort sur le domaine océanique. Il existe une indépendance relative entre les comportements des deux domaines.

Pour finir, la reconstruction de l'évolution du domaine continental indique une dénudation régulière de 5-6 km depuis 130 Ma (Figure 8 de l'article). L'évolution décroissante de la dénudation au cours du temps correspond à la relaxation d'un relief formé à la fin du rifting. Cette dénudation régulière n'est pas compatible avec des changements de taux de surrection au cours du Crétacé supérieur comme proposés dans différentes études publiées (Smith, 1982 ; Patridge et Maud, 1987 ; Nyblade et Sleep, 2003). En intégrant les ajustements isostatiques et la dénudation de surface, la paléotopographie peut être estimée depuis la fin du rifting jusqu'à maintenant (Figure 11 de l'article). L'estimation de l'évolution temporelle de la paléotopographie du domaine continental de la marge passive nord-namibienne indique : 1°) la présence d'un haut plateau (> 1000 m) depuis au moins l'Hauterivien, 2°) une topographie élevée avant la mise en place des coulées basaltiques Etendeka, 3°) une élévation maximale due à la mise en place des coulées basaltiques Etendeka et non au rifting, et 4°) un haut plateau régulièrement érodé au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. L'origine du haut plateau sud-africain est donc ancienne. Il a probablement été formé au cours du Karoo. L'association d'une faible profondeur du plancher océanique au large de la marge namibienne et l'existence du haut plateau sud-africain en domaine continental suggère un support dynamique de la topographie par des processus mantéliques depuis au moins 140 Ma.

2.2.2. POST-BREAKUP EVOLUTION AND PALAEOTOPOGRAPHY OF THE NORTH NAMIBIAN MARGIN DURING THE MESO-CENOZOIC (ARTICLE)

Elsevier Editorial System(tm) for Tectonophysics
Manuscript Draft

Manuscript Number:

Title: Post-breakup evolution and palaeotopography of the North Namibian Margin during the Meso-Cenozoic

Article Type: Research Paper

Keywords: Namibia
Passive Margin
palaeotopogaphy
vertical displacement.

Corresponding Author: Dr Olivier Dauteuil, Ph.D.

Corresponding Author's Institution: UMR-CNRS 6118

First Author: François Deschamps, student

Order of Authors: François Deschamps, student; Olivier Dauteuil, Dr; Olivier Bourgeois, Dr; Antoine Mocquet, Pr; François Guillocheau, Pr

Abstract: Passive margins display diverse structural and morphological patterns that result from the coupling between local effects and global processes. Several studies were performed either on continental or on oceanic domains; however, few of them integrate both domains from the lower crust to the surface. We propose such an approach to constrain the post breakup evolution of the northern Namibian margin in terms of vertical displacements, sediment fluxes, denudation and palaeotopography.
The Namibian margin belongs to the margins that border the elevated South African plateau. Its eastern side is a plateau with an average elevation of about 1200 m. A coastal scarp that reaches locally 2200 m in height separates this high plateau from the coastal plain and the offshore domain. This scarp is discontinuous and disappears where the Paleo-Proterozoic Damara belt crosses the coast. We analyse this transition thanks to a synthetic crustal cross-section based on compilation of previously published data and of new field data.
A deep sedimentary trough marks the crustal structure of the margin. This trough separates the proximal thinned crust with landward tilted blocks from the distal, extremely thinned crust with seaward tilted blocks. This latter domain is associated to Seaward Dipping Reflectors and to an underplated magmatic body. It reveals a complex flowing pattern of the ductile crust controlled by magmatism.
Post-breakup vertical motions of the crust were estimated thanks to subsidence curves offshore and with the combination of several markers such as the depth of magmatic intrusion and Apatite Fission Tracks onshore. Three domains are recognized across the margin: a continuously subsiding oceanic domain, a continuously uplifting continental domain and a transitional domain, located on both sides of the present-day shoreline, with successive phases of uplift and subsidence. This latter domain is affected by a flexure that has been recorded onshore in the Etendeka lava flows and in Cenozoic conglomerate deposits. The offshore subsidence varies across the oceanic domain with a maximum above the trough. The reconstruction of the onshore evolution indicates a regular denudation of 5-6 km, since 130 Ma. By integrating isostatic adjustment and surface denudation, the onshore palaeotopogaphy can be approximately assessed from the time of rifting to the present day. The

topographic surface remained above 1000 m (probably around 1500 m) since continental breakup and the elevation then decreased progressively. No event like uplift was detected during the late Cretaceous. Therefore, the southern African plateau was present since 130 Ma, at least, and results from an older event.

Namibia - 17/11/09

Post-breakup evolution and palaeotopography of the North Namibian Margin during the Meso-Cenozoic

François Deschamps[1], Olivier Dauteuil[1*], Olivier Bourgeois[2], Antoine Mocquet[2], F. Guillocheau[1]

[1]UMR CNRS 6118 Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu F-35042 Rennes Cedex

[2]Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, CNRS, UMR 6112, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UFR des Sciences et des Techniques, B. P. 92208, 2 rue de la Houssinière 44322 Nantes, France

François Deschamps (francois.deschamps@univ-rennes1.fr)
Olivier Dauteuil* (33 223 236 968 - olivier.dauteuil@univ-rennes1.fr)
Olivier Bourgeois (olivier.bourgeois@univ-nantes.fr)
Antoine Mocquet (antoine.mocquet@univ-nantes.fr)
F. Guillocheau (francois.guillocheau@univ-rennes1.fr)

* Corresponding author

*Manuscript
Click here to download Manuscript: NamibiaV3.docx
Click here to view linked References

Post-breakup evolution and palaeotopography of the North Namibian Margin during the Meso-Cenozoic

François Deschamps[1], Olivier Dauteuil[1*], Olivier Bourgeois[2], Antoine Mocquet[2], F. Guillocheau[1]

[1]UMR CNRS 6118 Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu F-35042 Rennes Cedex

[2]Université de Nantes, Nantes Atlantique Universités, CNRS, UMR 6112, Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UFR des Sciences et des Techniques, B. P. 92208, 2 rue de la Houssinière 44322 Nantes, France

François Deschamps (francois.deschamps@univ-rennes1.fr)
Olivier Dauteuil* (33 223 236 968 - olivier.dauteuil@univ-rennes1.fr)
Olivier Bourgeois (olivier.bourgeois@univ-nantes.fr)
Antoine Mocquet (antoine.mocquet@univ-nantes.fr)
F. Guillocheau (francois.guillocheau@univ-rennes1.fr)

* Corresponding author

Abstract

Passive margins display diverse structural and morphological patterns that result from the coupling between local effects and global processes. Several studies were performed either on continental or on oceanic domains; however, few of them integrate both domains from the lower crust to the surface. We propose such an approach to constrain the post breakup evolution of the northern Namibian margin in terms of vertical displacements, sediment fluxes, denudation and palaeotopography.

The Namibian margin belongs to the margins that border the elevated South African plateau. Its eastern side is a plateau with an average elevation of about 1200 m. A coastal scarp that reaches locally 2200 m in height separates this high plateau from the coastal plain and the offshore domain. This scarp is discontinuous and disappears where the Paleo-Proterozoic Damara belt crosses the coast. We analyse this transition thanks to a synthetic crustal cross-section based on compilation of previously published data and of new field data.

A deep sedimentary trough marks the crustal structure of the margin. This trough separates the proximal thinned crust with landward tilted blocks from the distal, extremely thinned crust with seaward tilted blocks. This latter domain is associated to Seaward Dipping Reflectors and to an underplated magmatic body. It reveals a complex flowing pattern of the ductile crust controlled by magmatism.

Post-breakup vertical motions of the crust were estimated thanks to subsidence curves offshore and with the combination of several markers such as the depth of magmatic intrusion and Apatite Fission Tracks onshore. Three domains are recognized across the margin: a continuously subsiding oceanic domain, a continuously uplifting continental domain and a transitional domain, located on both sides of the present-day shoreline, with successive phases of uplift and subsidence. This latter domain is affected by a flexure that has been recorded onshore in the Etendeka lava flows and in Cenozoic conglomerate deposits. The offshore subsidence varies across the oceanic domain with a maximum above the trough. The reconstruction of the onshore evolution indicates a regular denudation of 5-6 km, since 130 Ma. By integrating isostatic adjustment and surface denudation, the onshore palaeotopogaphy can be approximately assessed from the time of rifting to the present day. The topographic surface remained above 1000 m (probably around 1500 m) since continental breakup and the elevation then decreased progressively.

No event like uplift was detected during the late Cretaceous. Therefore, the southern African plateau was present since 130 Ma, at least, and results from an older event.

Keywords:
Namibia, Margin, palaeotopogaphy, vertical displacement.

A- Introduction

Passive margins are key geodynamic features that record both continental evolution and oceanic changes. Their evolution results from two main phases: a continental stretching episode that lasts tens to hundreds millions years and that ends when oceanic spreading starts; and then a phase of readjustment driven by thermal balance of the lithosphere thinned previously during the stretching stage. Classically these two episodes are studied independently because the processes involved are different. However, recent works [Clemson et al., 1997; Lundin and Dore, 2002; Tsikalas et al., 2008] highlight that the post-breakup evolution is controlled by the rifting episode in terms of subsidence timing and location coupled with climatic conditions, eustatic changes and geodynamic events. These later processes control sediment accumulation in the marginal basin whose shape, which varies drastically from one margin to another.

Vertical displacements are amongst the key parameters that control material transfers from land to sea (Fig.1). Inland, the relief that produces the material results from the balance between erosion/weathering and uplift [Bonnet and Crave, 2003]. For a given climate, slow uplift does not maintain enough elevated terrain to be eroded and thus the mass transfer decreases with time. By contrast, fast uplift generates high terrains submitted to erosion and mass transfers to the sea increases with time. Furthermore, local vertical displacements may modify the path of sediments from the land to the sea: they may offset or stop the transport to the basin. Offshore, basement vertical displacements result from subsidence driven by thermal adjustment and sediment loading [MacKenzie, 1978]. Thus, there is an uplifting domain on the continent [Gunnel, 1998; Japsen and Chalmers, 2000; Japsen et al., 2006; Leroy et al., 2007] associated to a subsiding oceanic domain [MacKenzie, 1978; Brun and Lucazeau, 1988; Hall and White, 1994]. The question remains, however, of the nature of the transition between these two domains: is it progressive

or sharp? Does this transition evolve in time? What are the parameters that control its structure and development?

To answer these questions, margins must be studied globally: from the inner part of the continent (the drainage basin) down to the deep ocean (the sedimentary basin), and from the surface down to the Moho. In this paper, we apply this approach to the northern Namibian margin, by integrating geophysical and geological data, from the South African plateau onshore to the oceanic crust offshore. From a synthesis of previously published data and of new field observations, we compile a crustal cross-section and propose a structural model for this margin. Then we estimate vertical displacements across the margin and discuss the topographic evolution of the area.

B- Morphological and Geological Setting

The Namibian margin (Fig. 2, 3) borders the high South-western African plateau whose elevation ranges between 800 m and 1400 m. Coastal reliefs, up to 2500 m in elevation in some places, separates this high plateau from the coastal plain [Aizawa et al., 2000; Raab, 2001]. This scarp is more or less high along the coast: around 400 to 600 m in general. However this scarp is nearly absent where the Damara belt is exposed (Fig. 2). The coastal plain corresponds to a gently sloping surface that joins the base of the scarp, at an elevation of about 200 m, to the shoreline. A few short intermittent rivers cross the coastal plain forming more or less parallel patterns. Only three rivers are connected permanently to the South African plateau: the Fish/Orange river in the south and the Ugab and Kunene rivers in the north.

The Namibian margin was formed during the opening of the South Atlantic Ocean, 130 Ma ago. This new ocean separated the South American and African continents that were formed previously by collisions of several proterozoic cratons [Powell et al., 2001; Jacobs et al., 2008]. The Congo craton in the north and the Kalahari craton in the south constitute the Namibia basement. They are separated by the Damara orogenic belt, which results from the collision between these two cratons (Fig. 3). Two panafrican belts, the Kaoko belt in the north and the Gariep belt in the south, stretch along the Namibian coast [Goscombe and Gray, 2007]. This

Panafrican orogeny ended by a gravitational collapse episode that thinned the crust and allowed the settling of the Karoo sedimentary formation during Permo-Jurassic times. The opening of the South-Atlantic Ocean, at the end of the Jurassic occurred at the end of the collapse phase of the Panafrican orogen. The Mesozoic rifting propagated from South to North until the Lower Cretaceous [Clemson et al., 1997]. The last phases of the rifting are contemporaneous with a huge magmatic event (the Etendeka-Parana volcanic episode) that affected Namibia and Brazil [Stollhofen et al., 1998; Jerram and Widdowson, 2005]. This magmatic episode, consecutive to a hot spot upraise, had its main phase at 132 Ma and several secondary pulses at 130 Ma and 125 Ma. Then the margin underwent a low subsidence phase influenced by the uplift of the south African plateau during the upper Cretaceous and the Tertiary [Pickford, 1998]. After continental break up the inland underwent a more or less continuous phase of weathering and erosion that may have reached 5 km in depth in some places [Ghallager and Brown, 1999; Brown et al., 2000; Raab et al, 2002]. Therefore after the continental rifting the onshore and offshore domains underwent opposite vertical motions. Our purpose is to constrain the transition between these two domains and correlate the timing between the different events in the two domains.

C- METHODOLOGY AND DATA

The evolution model presented in this work is based on a synthetic crustal cross section stretching from the Atlantic Ocean to Southern African Plateau. This geological section was used to estimate the vertical displacements on the basis of subsidence curves for the offshore domain and of geomorphologic field data for the onshore part. The studied section is located in northern Namibia (Fig. 3). It follows the Ugab River that crosses the coastal scarp close to the outcrops of Etendeka flood basalts. The inland part of this area includes scarce Meso-Cenozoic units that constrain the deformation timing.

The section was built at a crustal scale, from the oceanic domain to the South-African continent, i.e. on a length of 1200 km. This length is unusual but compulsory to understand the transition between the offshore and the onshore and the processes involved at large scale. The topography was extracted from the SRTM and ETOPO2 databases [Smith and Sandwell, 1997], the depth of the Moho from CRUST2

[Artemieva and Money, 2001] and from a seismic line [Light et al., 1991; Gladczenko et al., 1997; Gladczenko et al., 1998; Bauer et al., 2000; Trumbull et al., 2002], the geometry of the sedimentary marginal wedge from the maps of Emery and Uchupi [1984] and seismic data [Light et al, 1991]. These various data were resampled at the same scale to build the final cross-section of figure 4. The details of the structures result from interpreted seismic lines previously published [Light et al., 1991]. They were complemented by field data collected in the area of the Ugab River to study the geometry of post-breakup continental deposits. The detailed analysis of the onshore topography was made from one 600 km long profiles crossing the Ugab region, a 500 km long profile across the Etendeka massif and the profile along the Ugab River. These various cross-sections were equipped with geological data thus making it possible to have surface-reference marks with a timing approximately well established.

Subsidence curves were estimated using the OSXBackstrip software [Reference], with a mean lithology attributed to each unit, sea level estimated from eustasic curves and classical evolution laws of porosity with depth [Allen and Allen, 1990; Watt, 2001]. The computed tectonic subsidence was used to estimate the vertical displacement of the offshore part of the margin.

The description follows the three parts of the margin: the undeformed continent, the stretched crust and the oceanic segment with a discussion about the continent-ocean boundary (COB). The section is 1200 km long including 450 km of the southern African plateau and 250 km of the oceanic crust.

D- The unstretched continent

The unstretched part of the margin is located on the eastern part of the section. The South African plateau has an average elevation of 1200 m in this region. Westward the relief becomes higher and more dissected with an average elevation of 1400 m at a distance of 250 km from the coast, with the highest summits reaching nearly 2000 m and the lowest valleys being 1100 m in elevation. Then the elevation decreases gradually down to sea level without significant ruptures, except where there are intrusive massifs. The crust has a thickness of 38 km and thins slightly westwards to 33 km.

The Damara belt that separates the Congo craton to the north from the Kalahari craton to the south forms the basement in this region. The Damara orogeny ended 500 Ma ago and the Damara sequence consists of metasediments, metavolcanics, intrusive rocks and clastic sediments resulting from a complete orogenic cycle including the continental breakup, the orogen genesis and the orogen erosion. Continental sediments of the Karoo formation and Meso-Cenozoic sedimentary and volcanic sequences cover the residual relief of the Damara cycle. The Cenozoic sedimentary deposits end with the 600 m thick Kalahari sequence. This sequence forms a wide basin filled by aeolian sand and lacustrine clays [Johnson et al., 1996; Miller, 1997; Haddon, 2000; Haddon and McCarthy, 2005]. Data from apatite fission tracks indicate that this area underwent a denudation of 5 km since continental breakup [Ghallager and Brown, 1999; Brown et al., 2000].

The Ugab valley incises down to 300 m through the sedimentary Meso-Cenozoic cover and the Damara basement (Fig. 5). Conglomerates whose elements come from the dismantling of the basement partly fill up the valley. These conglomerates are believed to have formed during the Cenozoic [Reference]. Their present day thickness increases westward from 50 m to 100 m. The size of the elements varies from a few centimetres to one meter. The interstitial argilo-carbonated matrix becomes dominant towards the West. Some palaeosoils are interbedded in these deposits. These deposits correspond to mudflows and debris-flows resulting from the dismantling of the basement hills. No volcanic element coming from the Etendeka flood basalts was observed; thus these conglomerates were formed after the erosion of the basalts. The basement and the surface of the conglomerates are intensely calcretized. The conglomerate base corresponds to an erosional surface affecting the Damara basement and displays a seaward bend. The top of the conglomerates corresponds to a set of small steps whose the mean elevation decreases gradually towards the sea. The bend is slightly more important for the base of the conglomerates than for the summit surface.

The Ugab valley is located south of a basaltic massif remaining after intense erosion of the Etendeka flood basalts. At the present-day, this lava pile is 600 m thick and is slightly (<1 degree) tilted seaward at regional scale (Figure 5). The basalt flows lay either on Karoo sediments or directly on the Damara basement indicating

that the Karoo cover was largely eroded before the Etendeka event. These lava flows are systematically higher than the conglomerates previously described and can reach an elevation of 1600 m. The contact between the basalts and the basement is bended seaward with a slope greater than this observed for the conglomerates (Figure 5).

Large igneous massifs composed of acid to basic materials intrude the exposed Damara belt: from West to East the complexes of Cape Cross, Messum, Brandberg, Okenyenya, Paresis and Okorusu [Ewart et al., 2002; Frindt et al., 2004]. They are gathered into a 150-km-wide zone striking NE-SW from the coast. Many of these intrusions were largely investigated [Mingram et al., 2000; Ewart et al., 2002; Bauer et al., 2003; Frindt et al., 2004; Trumbull et al., 2004; Wigand et al., 2004]. They have roughly round shapes reaching 20 km in diameter at the surface and are made up of successive intrusions of acid to basic materials largely intruded by dykes. The silicic intrusions have trace element patterns typical of A-type granites The evolution of these complexes occurred during over 13 Ma and corresponds to a succession of volcanic and intrusive phases separated by sagging, collapse and uplift phases [Ewart et al., 2002]. These igneous massifs intrude the Etendeka basalt flows. The ages of these intrusions range between 137 and 124 Ma therefore they are contemporaneous or slightly younger than the Etendeka basaltic lava flows observed onshore and offshore which were dated at 132 Ma. The acid events occurred preferentially during the first stages of the evolution and ended at 129 Ma, while basaltic magmatism lasted until 123 Ma (see a complete synthesis in Wigand et al., 2004). Geophysical investigations of the Messum ring complex provided a deep image of this intrusion: the depth of the intrusive complex reaches 5-6 km below the surface. The crust is intruded at greater depth by basic to acid dykes recording differentiation and crustal contamination. They affect the crust down to the Moho where a cumulative body is expected [Bauer et al., 2000; Bauer et al., 2003]. Several observations argue in favour of a 3-4 km cooling depth of the igneous massifs: indeed they intruded over 1 km, at least, a basalt cover thick of 5-6 km.

E- The stretched segment

The stretched segment is 400 km long and corresponds to a decrease of the Moho depth from 38 km in the East to 13 km in the West (Figure 4). The Moho upraise is relatively constant except close to the COB where exists a thicker zone 150 km wide. This abnormal zone has a maximum thickness of 4 km [Bauer et al., 2000]. The crustal thinning reaches 32 km, i.e. 84% of the undeformed continental crust (this value does not take into account the Meso-Cenozoic erosion that can reach 3 km locally).

The marginal basin displays an important thickness: the depth of the basement reaches 12 km in the deepest zone that is located in the middle part of the thinned crust. It corresponds to the 8 km-thick Meso-Cenozoic deposits, which have to be added to the 2 km of Karoo sediment. This deep basin forms a 60 km-wide sedimentary trough. Several unconformities cut off the sedimentary succession that can be divided into two units: on one hand the pre-to-synrift deposits whose ages range from Upper Jurassic to Hauterivian (Karoo and Etendeka formations) and on the other hand post-rift deposits starting at the Barremian and ending at the Pleistocene. The discontinuity names come from Light et al. (1991). A main discontinuity, named Q separates these two units: it is assumed to be the break-up unconformity. Conglomerates, mudstones and sandstones resulting from the erosion of remains of the Damara orogen represent the upper Permian to Jurassic rocks that were deposited under continental conditions. The deep trough is filled by two formations: the clastic Karoo deposits with a homogeneous thickness overlain by the terrigenous Etendeka formation whose thickness increases westward. These two units are separated by an unconformity that we assign to the Upper Jurassic. The Etendeka volcanic flows end the synrift deposits. These basaltic flows extend massively on the deeper western part of the margin where their thickness reaches 4 km. The summit of the volcanics corresponds to the “Q” erosive surface that achieves the synrift sequence. The post-rift sequence corresponds to marine deposits whose ages range from Lower Cretaceous to Tertiary. Two discontinuities of the Turonian and the base of the Tertiary (named L) affect this sedimentary. The Turonian surface limits deformed deposits indicating unsteady slope. The post-rift deposits occurred under marine conditions that started during Aptian, i.e.: 10-15 Ma after the end of

Etendeka event, and 3-8 Ma after the first setting of the oceanic crust. Thus it exists a time lap between the end of the rifting and the appearance of open marine conditions.

The post-breakup sedimentary cover displays two contrasting deformation patterns: one affecting the shallow eastern domain and the second one observed on the western deep part. The limit corresponds to the deep sedimentary trough. The deposits of the eastern domain are partially affected by normal faults dipping seaward and defining landward tilted blocks. The vertical throw of these faults increases towards the ocean. In this region, the current thickness of the crust is about one third of the initial crustal thickness. The structure of the western domain is mainly shaped by listric faults dipping landward. They isolate tilted blocks of various lengths: the longer one is 100 km long. The size of the tilted blocks decreases toward the OCB. The main seaward titled block is overlaid by Etendeka lava flows forming seaward dipping reflectors (SDRs). This block is bounded to the East by a large fault that forms the western limit of the deep trough. This fault controls the upper Karoo to lower Etendeka depositional centres. Thus it is the main structural feature acting since the Karoo at least. Thus the deep trough is at the junction between two fault sets: one dipping eastward and a second one dipping westward. This trough had a long evolution that started during the Karoo stage at least. The seaward tilted blocks are located on the deepest domain covered only by lava flows and without Karoo-Etendeka sediments. Also the main tilted block is a topographic high that was present at the beginning of the rifting and that deepened during the last effusive stage of rifting when the distal faults were active.

E- The Oceanic part

The third part of the margin, corresponding to the oceanic crust, is located on the westernmost side of the section. On passive margins, the transition between the ocean and the continent is often difficult to determine precisely. Indeed it often exists a transitional zone formed of exhumed mantle between the continental and the oceanic crusts, and/or a sediment cover that prevents a simple survey. The mantle rocks of the transitional zone may also produce a magnetic signal that can be erroneously attributed to the oceanic crust. This difficulty is emphasised on volcanic passive margins where synrift volcanic flows produce magnetic anomalies too. On the crustal section presented here, the different magnetic anomalies located above

the deepest parts of the margin are plotted on figure 4. The M2-M3 magnetic anomalies are the first ones that clearly belong to the oceanic crust; they correspond to an age of 122-123 Ma. The M4 to M10 anomalies are located above the seaward dipping reflectors and thus are associated to the lava erupted during the rifting phase. Thus the simple determination of magnetic anomalies is not sufficient to locate accurately the OCB in volcanic margin. The combination of a crustal section with magnetic anomalies is imperative to localize the OCB with accuracy. Also, it is possible to determine the structure of the transition. The last small continental blocks are limited by listric faults dipping eastward. A major listric fault limits the last continental block from the oceanic crust. This fault crosses the entire crust and joins the Moho. Westward of this latter fault, the oceanic crust is thin (4.8 km) and thickens up to 8 km westward, the usual thickness of oceanic crust. The zone with a thin oceanic crust is 150 km long.

The sedimentary cover has a maximum thickness of 2.5 km that decreases westward to less than one kilometre. Mesozoic sediments mainly form the cover, while Cenozoic deposits are lacking or are very thin. The sediment thickness decreases progressively westward. Above the OCB, there is a wedge-shaped depocentre 4 km in maximal thickness.

The seafloor is statistically shallower offshore Namibia than in other areas of the south-Atlantic Ocean (figs. 6a and 6b). The distribution of bathymetry displays deep values restricted to –5000 m with a maximum at -4500 m while the other sectors of the South Atlantic Ocean are deeper with depth of –5500/-6000 m and a maximum around –5000 m. The bathymetric difference of the sea bottom reaches at least 500 m, after correcting thermal subsidence and sediment loading (fig. 6c). This anomalously elevated area is limited by the Walvis ridge to the north and by the Aghuila-Falkland transform zone to the south. In the SE sector, the ocean floor is intruded by numerous scattered seamounts. It strongly suggest that this oceanic domain is dynamically supported by a mantle process such an abnormal mantle convection or a plume dynamics. It has to be noted that this shallow ocean domain is correlated the South African plateau.

F- Discussion

1. A typical volcanic margin?

Volcanic passive margins are generally seen as narrow stretched continental structures i) associated to intense magmatism, ii) with few or no sedimentation during continental rifting and 3) structurally controlled by landward-dipping faults [Geoffroy, 2005]. These characteristics are drastically different from the accepted features of non-volcanic margins: a domination of seaward dipping faults and a large sediment supply during rifting. These differences in rifting patterns lead different authors to propose different deformational processing responsible for these two margin end-members involving largely mantle processes in the case of volcanic margins [Bourgeois et al., 2005, Chauvet et al., 2009]. Furthermore, it is commonly assumed that these differences do not modify significantly the post-breakup evolution. However, a recent work [Leroy et al., 2007] indicates that the post-rift subsidence is slower in volcanic margins than in non-volcanic margins because of the initial higher thermal anomaly that cools slower.

The northern Namibian margin was generated during the intense Etendeka magmatic event; however it displays characteristics belonging to the non-volcanic margins. The length of this stretched margin reaches 300 km that is usual for a non-volcanic margin. The structure of this margin displays two different domains: an eastern domain corresponding to the upper part of the margin with landward-tilted blocks as described on non-volcanic margins, and the second western domain located on the lower part of the margin with seaward-tilted block interpreted as tilted volcanic flows typical of volcanic margins. These SDRs are interpreted as volcanic flows limited by landward-dipping fault with listric shapes: this pattern corresponds to volcanic rollovers as described in Iceland [Bourgeois et al., 2005]. This magmatic rollover pattern is symptomatic of an extensional context contemporaneous with a large magma supply [Bourgeois, 2000; Bourgeois et al., 2005; Chauvet et al., 2009]. The second evidence of intense magmatism is attested by the shape of the Moho that displays a curved shape with P-wave seismic velocity values intermediate between lower crust and mantle velocities (i.e., > 7.6 km/s) compatible with underplated basic material. This domain is largely intruded by basic material and

corresponds to a transitional igneous crust as defined by Bauer et al. [2000]. All these evidences attest that the northern Namibian margin is a volcanic margin.

The opposite polarity of block tilting between the distal and proximal parts of the margin imposes a particular stretching pattern during continental breakup. Two possibilities can be advanced depending on the timing between the two block tilting: either they are generated simultaneously or successively. The landward tilted blocks involved the Karoo to lower Cretaceous deposits while the seaward tilted blocks mainly affected basaltic units. It results that the landward tilting started before the seaward tilting. This chronology is also described in Norway [Gernigon et al., 2006]. Brun [1999] proposed that the block tilting polarity is governed by the flowing of the underlying viscous layer. The flowing of the ductile layer generates a shearing at the interface between the ductile and brittle layers that imposes the rotation of the tilted blocks. According to this model, in a symmetrical graben the viscous layer flows away from the divergent boundary located at the intersection between the two first conjugate normal faults. On the Namibian margin (Fig. 7), the deep Karoo trough separates two domains with opposite shearing at the interface between brittle and ductile layer. This shearing change occurred at different times of the crustal thinning (Fig. 7). The first thinning step generated the Karoo trough during Mid-Triassic that thinned partly the crust, then the lower Cretaceous rifting in a magmatic context generated seaward tilting before a complete thinning of the crust. This deformation timing is associated with a westward migration of the thinning. This model should be further investigated on the conjugated margin in South America. Also, the northern Namibian margin displays a combined deformation pattern that results from the inherited structure (the Karoo rift) and from the intense magmatism (Etendeka-Parana event).

2. Post-breakup evolution

The post-breakup evolution of the Namibian margin results from the coupling of three processes: sediment transfer from the continent to the ocean, thermal subsidence of the offshore part and uplift of the South African plateau. The material transfer is controlled by several factors that may vary in time and in space: climate, eustatism, local tectonics, inherited topography, and rifting process. In the study area, the amount of continental denudation can be estimated by two independent ways:

the paleo-depth of magmatic intrusions and the fission tracks analyses performed on apatite minerals.

2.1 Continental denudation.

The Damara corridor shows several magmatic complexes having more or less acid and basic material that intruded the basement and the Karoo formations. The context of Brandberg complex constrains the timing and the amount of denudation. This massif intrudes the Karoo formation and the base of the Etendeka floods [Schmidt et al., 2000]. This intrusion occurred 132 ±1 Ma ago. Schmidt et al. [2000] determined the PT conditions during the intrusion: 2-3 Kbar and 970°± 30°C, respectively. This indicates that rocks of the complex that currently crop out at the top of the Brandberg were initially emplaced at a depth of 6 km at least, and therefore that the summit of the Karoo formation and the Brandberg were covered by 6 km of basalt flows, 132 Ma ago. This estimate is consistent with previous studies about the thickness of the Parana-Etendeka floods [Peate, 1997]. The Messum complex has the same characteristics: the intrusion depth was roughly determined at 2-3 km a least, 129±1 Ma ago. Also, the thickness of the basaltic cover was 2-3 km at least. The second constrain comes from the Apatite fission tracks that provide an age of 90 Ma around the Brandberg massif [Gallagher and Brown, 1999; Brown et al., 2000; Raab et al., 2000]. Thus, it means that the rock was at 110°C temperature (the closure temperature for apatite) at this time. Therefore, the cover thickness ranged from 2 to 4.5 km depending on the local inferred geotherm, respectively 55°C/km and 25°C/km.

Thus, between 130 and 90 Ma, the cover thickness above the magmatic complex decreased from 6-7 km to 2-4.5 km, that corresponds to a denudation of 1.5 to 5 km in 40 Ma (Fig. 8). From 90 Ma until today, the denudation ranged from 2 to 4.5 km. This rough estimate shows that the erosion was slightly more important during the 40 first Ma than during the last 90 Ma. This denudation pattern corresponds to a classical relaxation of a relief affected by an event at the end of the rifting. This regular denudation is not compatible with a change of surrection rate as proposed previously in the late Cretaceous [Smith, 1982; Partridge and Maud, 1987]; Nyblade and Sleep 2003].

2.2 Vertical displacements.

Vertical motions occurring along passive margin are better documented offshore than onshore. Studies about the post-breakup evolution described more or less continuous downward motion induced by thermal cooling, sediment loading and tectonics [MacKenzie, 1978]. However, onshore displacements are generally poorly constrained because of the lack of markers: indeed they are progressively eroded. Consequently, no links have been established so far between the displacements onshore and offshore.

The offshore deposits record the whole evolution of the margin. Three main depositional sequences characterise the evolution of the Namibian margin: a continental syn-rift sequence was deposited during the Barremian, then shallow marine deposits were emplaced during the Aptian and an open marine sequence was deposited until today. The chronological gap between the end of rifting and the appearance of an open marine context indicates that the subsidence started 5 to 10 millions years after continental breakup. The post breakup evolution of the margin is illustrated by subsidence curves on Fig. 9. Total and tectonic subsidences were computed for three synthetic logs corresponding to the three main structural domains described in the previous section. These domains display different behaviours. The middle domain shows the greater amount of subsidence: 3.3 km, compared to the 2.5 km of the two other domains. The proximal domain displays a regular tectonic subsidence of 5-8 m/Ma after breakup with an increase to 16 m/Ma at the beginning of the Tertiary. The middle domain subsides with a rate of 16 m/Ma after breakup, which increases after the Turonian (24 m/Ma) and decreases to 16m/Ma during the Cenozoic. The distal domain shows a slow subsidence until the Turonian (2.5 m/Ma), a fast subsidence (33 m/Ma) until the Maestrichian and then a lower subsidence. Thus the subsidence varies drastically across the margin. The rate is generally low (3 to 9 m/Ma) with a phase of high rate (greater than 16 m/Ma) during the Cenozoic in the proximal domain. None of the three profiles display a classical and regular decrease of subsidence rate as assumed on passive margins. These subsidence variations reveal that basement structures initiated during the rifting stage control the post-rift subsidence pattern. More specifically, the sedimentary middle trough formed during rifting remains the locus of high sediment accumulation long after breakup.

Onshore, minimal vertical motions of the crust can be evaluated thanks to the isostatic readjustment of the topographic surface generated by denudation (Fig. 8). These values will be greater if the topography is not compensated. A minimal value for the vertical motion of the rock basement was determined for two periods using the Airy-Heiskanen Model with basalt density of 3.1, sediment density of 2.8 and mantle density of 3.3. The denudation (comprised between 3 and 6 km according to FT data and to the depth of emplacement of magmatic intrusion) produced an isostatic uplift of 1.35-3.6 km from 130 to 90 Ma and of 1.7-3.8 km since 90 Ma, that correspond to rates of 33-90 m/Ma and of 19-42 m/Ma, respectively. Thus, the uplift rate decreased by half after the Turonian. Before 130 Ma, the Etendeka flood basalts that generated a subsidence of 5.5-6.6 km loaded the continental crust.

Figure 10 sums up the vertical motions across the margin for 4 time steps. Three domains with different histories of post-rift vertical motions exist: 1) a continuously uplifting continental domain, 2) a transitional domain with an uplift stage followed by a subsidence stage, and 3) a continuously subsiding oceanic domain. The transitional domain, 100 km long, is mainly located in the proximal offshore. It is located above the upper part of the thinned margin with landward titled blocks. The subsiding area includes the deep Karoo through and the seaward tilted blocks. This analysis shows that there is no strict correlation between continental uplift and oceanic subsidence in terms of rates and amounts: the highest uplift rates in the continent did not occur at the same time as the highest subsidence rates in the oceanic domain. There is a relative independence of the behaviour of the two domains

2.3 Continental topography

Combining the rock vertical motion and the denudation, the mean elevation over time of the continental surface can be estimated, from the current elevation of a singular point. We choose the intersection between the Karoo sediments, the Etendeka flood basalts and the Brandberg massif whose current elevation is around 1000 m (Fig. 11). The topographic elevation was comprised between 1200 and 1500 m 90 Ma ago and between 1400 m and 2100 m 130 Ma ago, at the end of the rifting stage. Before the emplacement of the Etendeka flood basalts, the elevation was estimated assuming a basalt thickness of 6 km. It results in an elevation of 0.9 km to

1.6 km. This value is consistent with the continental conditions of Karoo deposits [Johnson et al., 1996; Jerram and Widdowson, 2005].

This rough estimate of palaeotopogaphy over time reveals: 1) the presence of a high plateau (> 1000 m) since the Hauterivian at least, 2) an elevated topography before the emplacement of the Etendeka flood basalts at the end of Karoo deposit, 3) a maximum elevation due basalt flooding and not to rifting, and 4) a high elevation during the Mesozoic and the Cenozoic that was regularly eroded. Therefore, the global evolution corresponds to an elevated plateau (around 1000 m) present since the lower Cretaceous, overlain by a thick basaltic cover increasing the elevation of 500 m, then constantly eroded and weathered during 120 Ma. The origin and the age of this pre-existing high plateau are unknown. Several authors suggested a genesis prior to Gondwana breakup [Gilchrist and Summerfield, 1994; van der Beek et al., 2002; Pysklwec and Mitovica, 1999; Doucoure and de Wit, 2003]. Our work pointed out that the high continental plateau is associated to less deep oceanic domain. Therefore, this world area (Southern Africa and SE Atlantic ocean) is elevated compared to other world part located outside plate boundaries. It suggests that mantle processes dynamically support the topography since 140 Ma, at least. Our analysis does not support an uplift that rejuvenated the relief during the Upper Cretaceous as proposed by Smith [1982], Partridge and Maud [1987], Nyblade and Sleep [2003].

Conclusion

This study devoted to the northern margin of Namibia allows us to produce a crustal geological section from the southern-African plateau to the continental/ocean transition thanks to a compilation of published seismic lines, field data and previous works. This integrated synthesis shows that the structure of the thinned continent is complex, with landward tilted blocks in the proximal part and seaward dipping blocks in the distal part. These two domains are separated by a deep through that was formed during Karoo rifting, several tens millions years before the Atlantic rifting phase. The change of block polarity corresponds to the location of anomalous thick

crust in the stretched domain. From mechanical models, we suggest that the flowing of the deep ductile layer controls the polarity of the crustal tilted blocks.

Vertical displacements across the margin vary in space and time. The continental part is mainly affected by a regular uplift that started at the end of rifting. The oceanic domain subsides progressively. An intermediate domain with an uplift phase followed by a subsidence phase separates the two other domains. This latter domain is located on both sides of the shorelines thus its location is controlled by the vertical motions and the eustatic level. A reconstruction of the palaeotopogaphy including rock exhumation and isostatic adjustment pointed out an elevated topography (at least 1000m) since the beginning of the rifting and maybe before. There is no evidence of an uplift phase in the late Cretaceous. Therefore, the origin of the high plateau in northern Namibia is ancient; it was formed probably during Karoo times.

Acknowledgements:

This work was supported by CNRS-INSU GDR Marges, Actions Marges and by the INSU program “Relief de la Terre”. We thank a lot helpful discussions with J. Braun and K. Gallagher.

Figure caption

Figure 1: Classical schematic view of processes acting at passive margins. Note the current lack of a satisfactory model of displacement at the junction between land and sea can correspond either to a flexure or to a faulted zone.

Figure 2: The Namibia margin: a) The study zone inside the African plate; b) 3D view of the Namibian crustal configuration with 3D view of Moho depth from GTOPO30 and Crust5 databases; c) crustal section showing the transition between the southern African plateau and the ocean (data from GTOPO30) and the Moho shape.

Figure 3: Simplified geological map of Namibia with the major formations located onshore and offshore. The thick black line indicates the location of the studied section and the box indicates the location of the map of figure 5.

Figure 4: Crustal cross-section of the northern Namibian margin (see location in figure 3). Compilation from published seismic data of Light et al. (1991) and Bauer et al. (2000). Note the complex structural pattern of the stretched domain. The upper curve displays the topographic profile with exaggerated scale.

Figure 5: The area of Ugab River and Etendeka flood basalts: a) simplified geological cross-section along the Ugab river (profile A) and across the Etendeka volcanic sequence; b) extrapolation of the main geological surfaces illustrating the bending of the crust in this area; c) simplified geological map.

Figure 6: Bathymetry of the South-Atlantic Ocean analysed in 4 sectors: NW sector located offshore Brazil, SW sector offshore Argentina, NE offshore Angola and SE sector offshore Namibia. a) Bathymetry of the South Atlantic Ocean, b) histograms by 500 m elevation classes of the four sectors. These sectors have different depth distributions, c) Topography and basement profiles in SW and SE parts of Atlantic ocean, note that the SE Atlantic are systematically higher than SW Atlantic.

Figure 7: Structural pattern and rifting mechanics at lithospheric scale. The brittle-ductile boundary was drawn to show the probable relationships between upper and lower parts of the crust. Note the location of a velocity anomaly below the seaward-dipping crustal block.

Figure 8: Estimate of cover thickness and vertical displacements since Valanginian. This evolution is based on two arguments: 1) the depth and the age of the Brandberg intrusion inside the Etendeka basalts (2-3 kbar at 130 Ma) and 2) AFT data that indicate a temperature of 110°C at 90 Ma. The vertical motions are deduced from an isostatic adjustment resulting from variation of loading (basalt flooding and erosion).

Figure 9: Details of stratigraphic sequences with onshore and offshore correlation between the main geological surfaces. Three subsidence curves were computed thanks to the OSXbackstrip software. They display different patterns indicating that the structure acquired during rifting controls the subsidence after continental break-up. The elevation remained high (> 1000 m). It was higher during the Etendeka flowing with a 1.5 km elevation, and then it decreased regularly.

Figure 10: Vertical displacements across the margin for 4 periods: 134-130, 130-90, 90-66, 66-0 Ma. Note the differences in vertical motion across the margin.

Figure 11: Evolution of the continental topography from Valanginian until today. This evolution is based on a combination between rock motions, cover thickness (figure 8) and the present-day elevation of a point located the intersection between the Karoo sediment, Etendeka basalt a Brandberg intrusion. Note that since the Valanginian, it exists a high plateau (> 1000 m) in that place.

Table Caption:

Table 1: summary of amounts and rates of vertical motion along the northern Namibian margin.

Location	*Distal offshore*		*Middle offshore*		*Proximal offshore*		*Onshore*	
Period (Ma)	*amount m*	*rate m/Ma*	*amount m*	*rate m/Ma*	*amount m*	*rate m/Ma*	*amount m*	*rate m/Ma*
0-66	*-600*	*-9*	*-1050*	*-16*	*-1000*	*-16*	*990* *2650*	*15* *40*
66-90	*-800*	*-33*	*-580*	*-24*	*-190*	*-8*	*360* *970*	*15* *40*
90-130	*-107*	*-2.5*	*-644*	*-16*	*-190*	*-5*	*1700* *3800*	*33* *90*
130-134	*28*	*7*	*-30*	*-7.5*	*-20*	*-5*	*-5500* *-6600*	*-1375* *-1650*

References.

Aizawa, M., Bluck, B., Cartwright, J., Milner, S., Swart, R. & Ward, J. 2000. Constraint on geomorphological evolution of Namibia from the offshore stratigraphic record. *Communs geol. Surv. Namibia* 12, 337-346.

Allen, P.A. & Allen, J.R. 1990. Basin Analysis, Principles and Applications. *Blackwell Scientific Publications*.

Artemieva, I. M. & Mooney, W. D. 2001. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study. *Journal of Geophysical Research* 106, 16387-16414.

Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R. B. & Weber, K. 2000. Deep structure of the Namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies. *Journal of Geophysical Research* 105(B11), 25,829-25,853.

Bauer, K., Trumbull, R. B. & Vietor, T. 2003. Geophysical images and a crustal model of intrusive structures beneath the Messum ring complex, Namibia. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 65-80.

Bonnet, S. & Crave, A. 2003. Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology* 31(2), 123-126.

Bourgeois, O., 2000. Processus d'extenion lithospheric en Islande, interactions avec les callotes glaciaires quaternaires. PhD thesis, University of Rennes 1, Rennes. 279 pp.

Bourgeois, O., Dauteuil, O. & Hallot, E. 2005. Rifting above a mantle plume: the Icelandic Plateau. *Geodinamica acta* 18/1, 56-80.

Brown, R. W., Gallagher, K., Gleadow, A. J. W. & Summerfield, M. A. 2000. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: *Geomorphology and global tectonics* (edited by Summerfield, M. A.). John Wiley & Sons, LTD, 255-281.

Brun, J.-P. 1999. Narrow rifts versus wide rifts: inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Phil. Trans R. Soc. Lond.* 357, 695-712.

Brun, M. V. L. & Lucazeau, F. 1988. Subsidence, extension and thermal history of the West African margin in Senegal. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 204-220.

Chauvet, F., Bourgeois O, Dauteuil O, Magmatism during rifting controls the polarity of tilted blocks. AGU Fall Meeting, San Francisco, 14-18 december 2009

Clemson, J., Cartwright, J. & Booth, J. 1997. Structural segmentation and the influence of basement structure on the Namibian passive margin. *Journal of the Geological Society, London* 154, 477-482.

Doucoure, C. M. & de Wit, M. J. 2003. Old inherited origin for the present near-bimodal topography of Africa. *Journal of African Earth Sciences* 36(4), 371-388.

Emery, K. O., and Uchupi, E., 1984. The geology of the atlantic ocean: Berlin, Springer Verlag, 1050 p

Ewart, A., Milner, S. C., Duncan, A. R. & Bailey, M. 2002. The Cretaceous Messum igneous complex, S.W. Etendeka, Namibia: reinterpretation in terms of a downsag-cauldron subsidence model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114, 251-273.

Frindt, S., Trumbull, R. B. & Romer, R. L. 2004. Petrogenesis of the Gross Spitzkoppe topaz granite, central western Namibia: a geochemical and Nd/Sr/Pb isotope study. *Chemical Geology* 2006(1-2), 43-71.

Gallagher, K. & Brown, R. 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: *The oil and gas habitats of the South Atlantic* (edited by Cameron, N. R., Bate, R. H. & Clure, V. S.) 153. Geological Society of London, Special Publications, 41-53.

Geoffroy, L. 2005. Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geosciences* 337(16), 1395-1408.

Gernigon, L., F. Lucazeau, F. Brigaud, J.-C. Ringenbach, S. Planke, and B. Le Gall, 2006, A moderate melting model for the Voring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling: Implication for the meaning of the lower crustal bodies: Tectonophysics, v. 412, p. 255-278.

Gilchrist, A. R. & Summerfield, M. A. 1994. Tectonic models of passive margin evolution and their applications for theories of long term landscape development. In: *Process models and theoretical geomorphology* (edited by Kirkby). John Wiley and Sons, London, 55-84.

Gladczenko, T. P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S. & Skogseid, J. 1997. South-Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society, London* 154, 465-470.

Gladczenko, T. P., Skogseid, J. & Eldholm, O. 1998. Namibia volcanic margin. *Marine Geophysical Researches* 20, 313-341.

Goscombe, B. & Gray, D. R. 2007. The Coastal Terrane of the Kaoko Belt, Namibia: Outboard arc-terrane and tectonic signification. *Precambrian Research* 155, 139-158.

Gunnell, Y., 1998, Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions. *Global and Planetary Change* 18, 47-57.

Haapala, I., Frindt, S. & Kandara, J. 2007. Cretaceous Gross Spitzkoppe and Klein Spitzkoppe stocks in Namibia: Topaz-bearing A-type granites related to continental rifting and mantle plume. *Lithos* 97(1-2), 174-192.

Haddon, I. G. 2000. Kalahari group sediments. In: *The Cenozoic of Southern Africa* (edited by Partridge, T. C. & Maud, R. R.). *Oxford Monographs on Geology and Geophysics* 40. University Press, Oxford, 173-181.

Haddon, I. G. & McCarthy, T. S. 2005. The Mesozoic-Cenozoic interior sag basins of Central Africa: The Late Cretaceous-Cenozoic Kalahari and Okavango basins. *Journal of African Earth Sciences* 43, 316-333.

Hall, B. D. & White, N. 1994. Origin of anomalous Tertiary subsidence adjacent to North Atlantic continental margins. *Marine and Petroleum Geology* 11(6), 702-714.

Jacobs, J., Pisarevsky, S., Thomas, R. J. & Becker, T. 2008. The Kalahari Craton during the assembly and dispersal of Rodinia. *Precambrian Research* 160(1-2), 142-158.

Japsen, P. & Chalmers, J. A. 2000. Neogene uplift and tectonics around the North Atlantic: overview. *Global and Planetary Change* 24, 165-173.

Japsen, P., Bonow, J. M., Green, P. F., Chalmers, J. A. & Lidmar-Bergstrom, K. 2006. Elevated, passive continental margins: Long-term highs or Neogene uplifts? New evidence from West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters* 248(1-2), 330-339.

Jerram, D. A. & Widdowson, M. 2005. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism. *Lithos* 79(3-4), 385-405.

Johnson, M. R., Van Vuuren, C. J., Hegenberger, W. F., Key, R. & Show, U. 1996. Stratigraphy of the Karoo Supergroup in southern Africa: an overview. *Journal of African Earth Sciences* 23(1), 3-15.

Leroy, M., Gueydan, F. & Dauteuil, O. 2007. Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2-D conductive modelling. *Geophysical Journal International* 172(1), 464-476.

Light, M. P. R., Banks, N. L., Greenwood, J., Maslanyj, M., Horn, I. W., Davidson, K. & Simon, P. 1991. Sismostratigraphie, stratigraphie séquentielle et tectonique de l'offshore de la Namibie. In: *Géologie Africaine*. Coll. Géol. Libreville, recueil des communications, 6-8 May 1991, 77-97.

Lundin, E. & Dore, A. G. 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian-Greenland Sea. *Marine and Petroleum Geology* 19(1), 79-93.

MacKenzie, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 25-32.

Miller, R. M. 1997. The Owanbo Basin of Northern Namibia. In: *African basins. Sedimentary basins of the world* (edited by Selley, R. C.). *Sedimentary basins of the World* 3. Elsevier, Amsterdam, 237-268.

Mingram, B., Trumbull, R. B., Littman, S. & Gerstenberger, H. 2000. A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components. *Lithos* 54(1-2), 1-22.

Nyblade, A. A. & Sleep, N. H. 2003. Long lasting epiorogenic uplift from mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4(12), 1105, doi:10.1029/2003GC000573.

Partridge, T. C. & Maud, R. R. 1987. Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. *South African Journal of Geology* 90(2), 179-208.

Pickford, M. 1998. Onland Tertiary marine strata in southwestern Africa: eustasy, local tectonics and epeirogenesis ß epiorogenesis ? in a passive continental margin setting. *South African Journal of Science* 94, 5-8.

Powell, C. M., Jones, D. L., Pisarevsky, S. & Wingate, M. T. D. 2001. Palaeomagnetic constraints on the position of the Kalahari craton in Rodinia. *Precambrian Research* 10(1-4), 33-46.

Pysklwec, R. N. & Mitrovica, J. X. 1999. The role of subduction induced subsidence in the evolution of the Karoo Basin. *Journal of Geology* 107, 155-164.

Raab, M. J. 2001. The geomorphic response of the passive continental margin of Northern Namibia to Gondwana break-up and global scale tectonics, Universite Georg-August, Gottingen.

Raab, M. J., Brown, R. W., Gallagher, K., Carter, A. & Weber, K. 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics* 349, 75-92.

Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell, 1997. Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, v. 277, p. 1957-1962.

Schmitt, A. K., Emmermann, R., Trumbull, R. B., BŸhn, B. & Henjes-Kunst, F. 2000. Petrogenesis and 40Ar/39Ar geochronology of the Brandberg complex, Namibia: evidence for a major mantle contribution in metaluminous and peralkaline granites. *Journal of Petrology* 41(8), 1207-1239.

Smith, A. G. 1982. Late Cenozoic uplift of stable continents in a reference frame fixed to South America. *Nature* 296, 400-404.

Stollhofen, H., Gerschutz, S., Stanistreet, I. G. & Lorenz, V. 1998. Tectonic and volcanic controls on Early Jurassic rift-valley lake deposition during emplacement of Karoo flood basalts, southern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140(1-4), 185-215.

Trumbull, R. B., Harris, C., Frindt, S. & Wigand, M. 2004. Oxygen and neodymium isotope evidence for source diversity in Cretaceous anorogenic granites from Namibia and implications for A-type granite genesis. *Lithos* 73(1-2), 21-40.

Trumbull, R. B., Sobolev, S. V. & Bauer, K. 2002. Petrophysical modeling of high seimic velocity crust at the Namibian volcanic margin. In: *Volcanic rifted margins* (edited by

Menzies, M., Klemperer, S. L., Ebinger, C. J. & Baker, J.) 362. Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, 221-230.

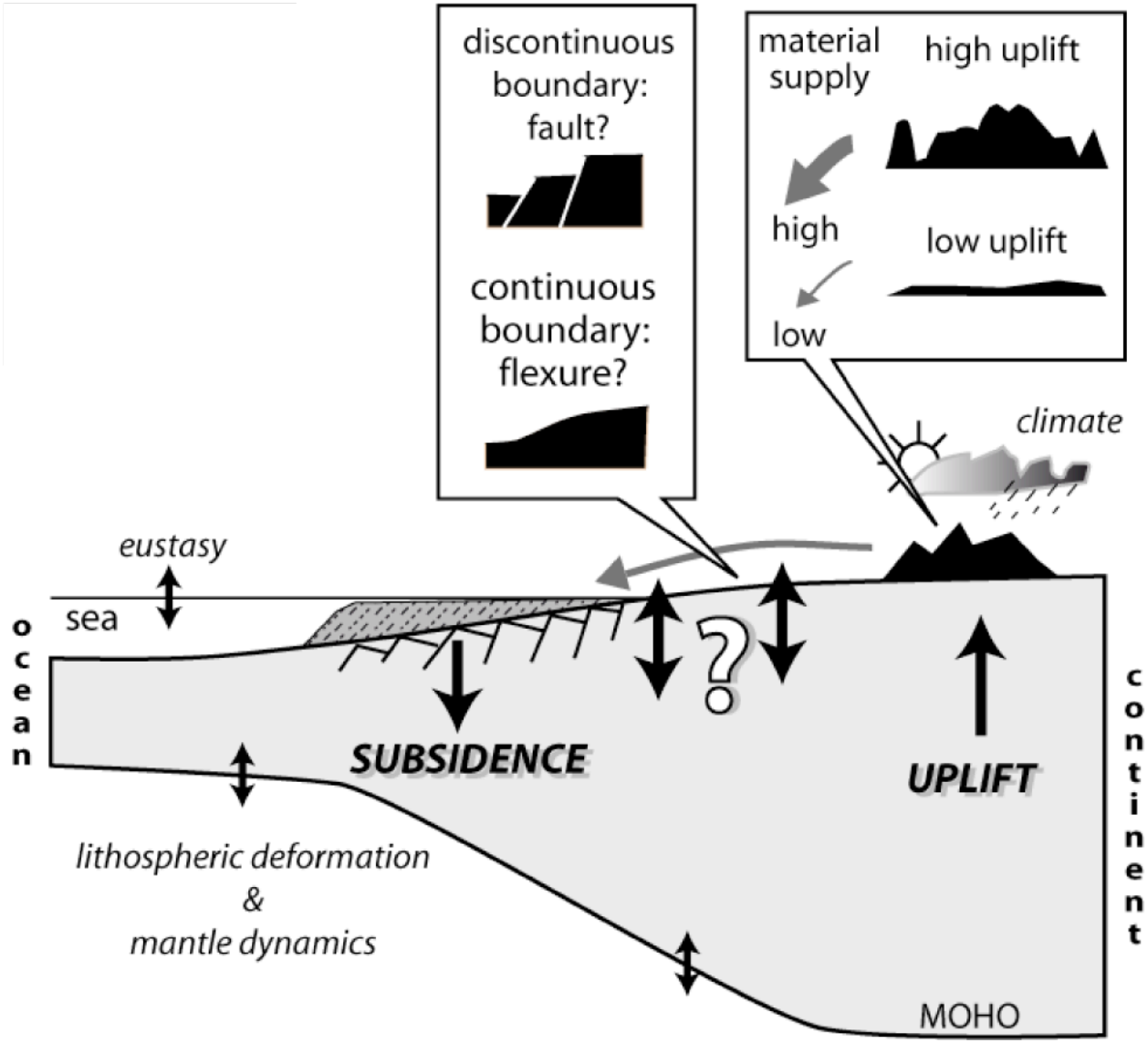
Tsikalas, F., Faleide, J. I. & Kusznir, N. J. 2008. Along-strike variations in rifted margin crustal architecture and lithosphere thinning between northern Voring and Lofoten margin segments off mid-Norway. *Tectonophysics* 458(1-4), 68-81.

Van der Beek, P., Summerfield, M., A., Braun, J., Brown, R., W. & Fleming, A. 2002. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *Journal of Geophysical Research* 107(B12), 2351, doi:10.1029/2001JB000744.

Watts, A.B. 2001. Isostasy and Flexure of the Lithosphere. C*ambridge University Press*.

Wigand, M., Schmitt, A. K., Trumbull, R. B., Villa, I. M. & Emmermann, R. 2004. Short-lived magmatic activity in an anorogenic subvolcanic complex: 40Ar/39Ar and ion microprobe U/Pb zircon dating of the Erongo, Damaraland, Namibia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130(3-4), 285-305.

Figure


discontinuous boundary: fault?
continuous boundary: flexure?
material supply
high uplift
high
low uplift
low
climate
eustasy
sea
ocean
?
SUBSIDENCE
UPLIFT
continent
lithospheric deformation & mantle dynamics
MOHO

Figure

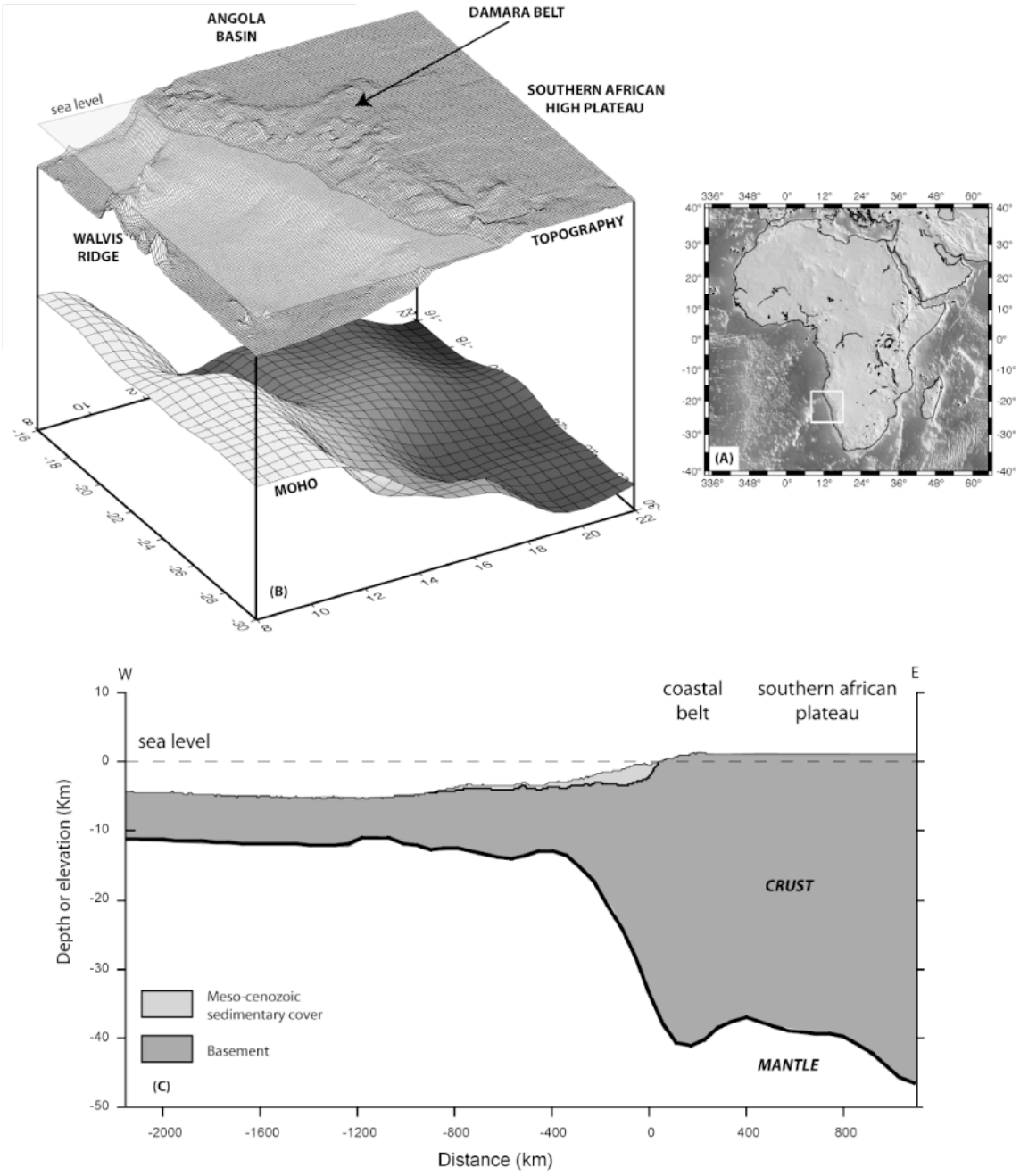


Figure 2

Figure

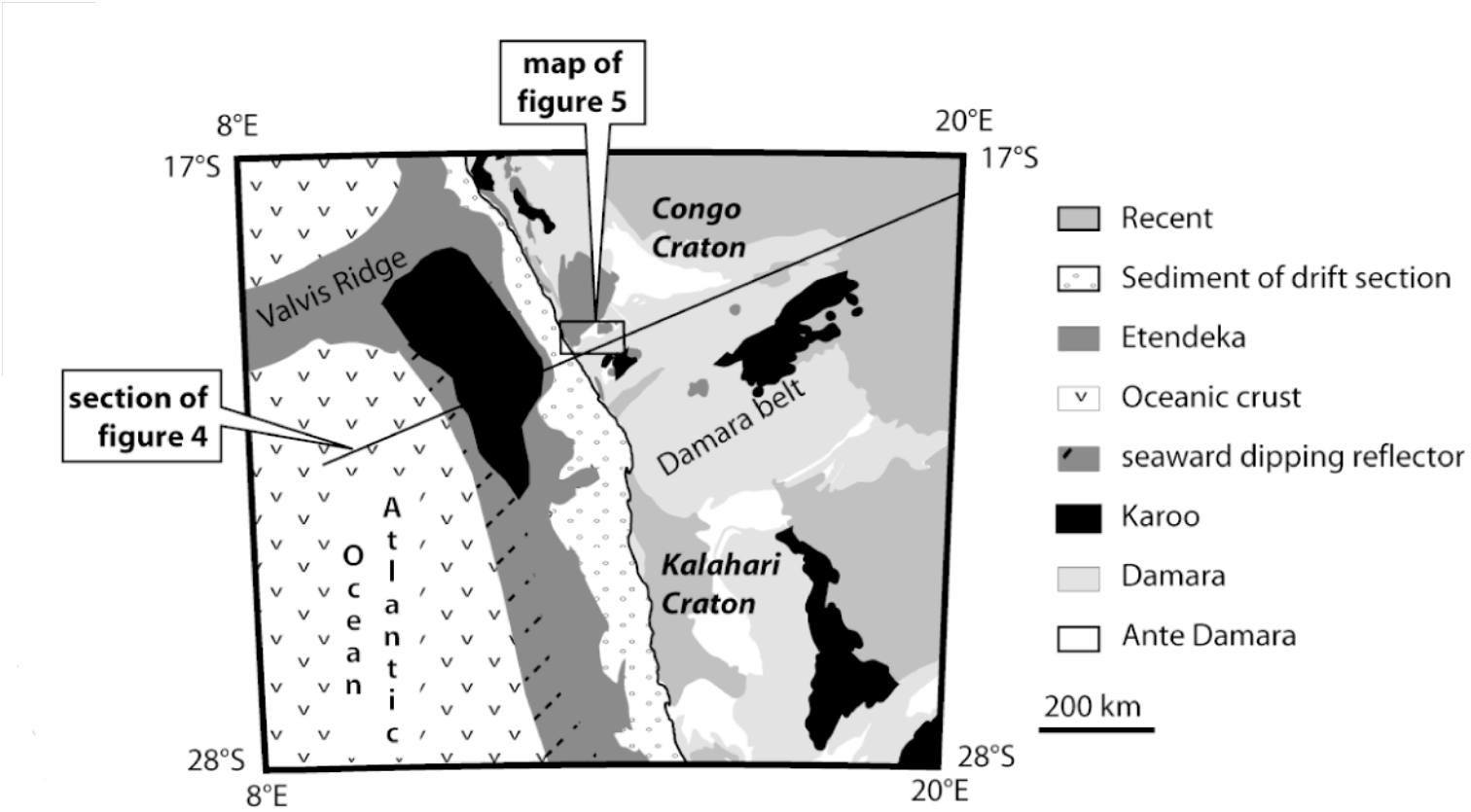


Figure 3

Figure

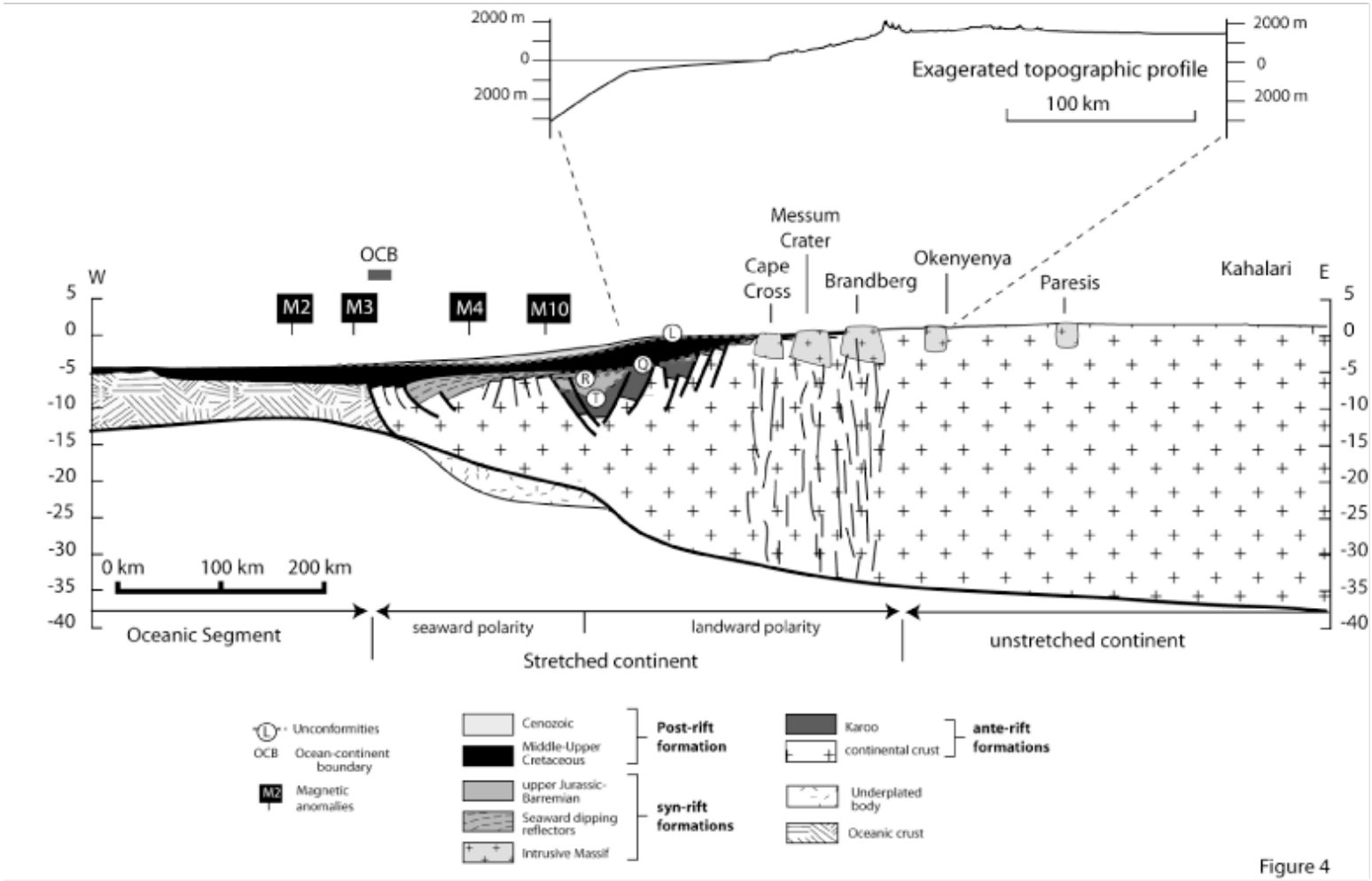


Figure 4

Figure

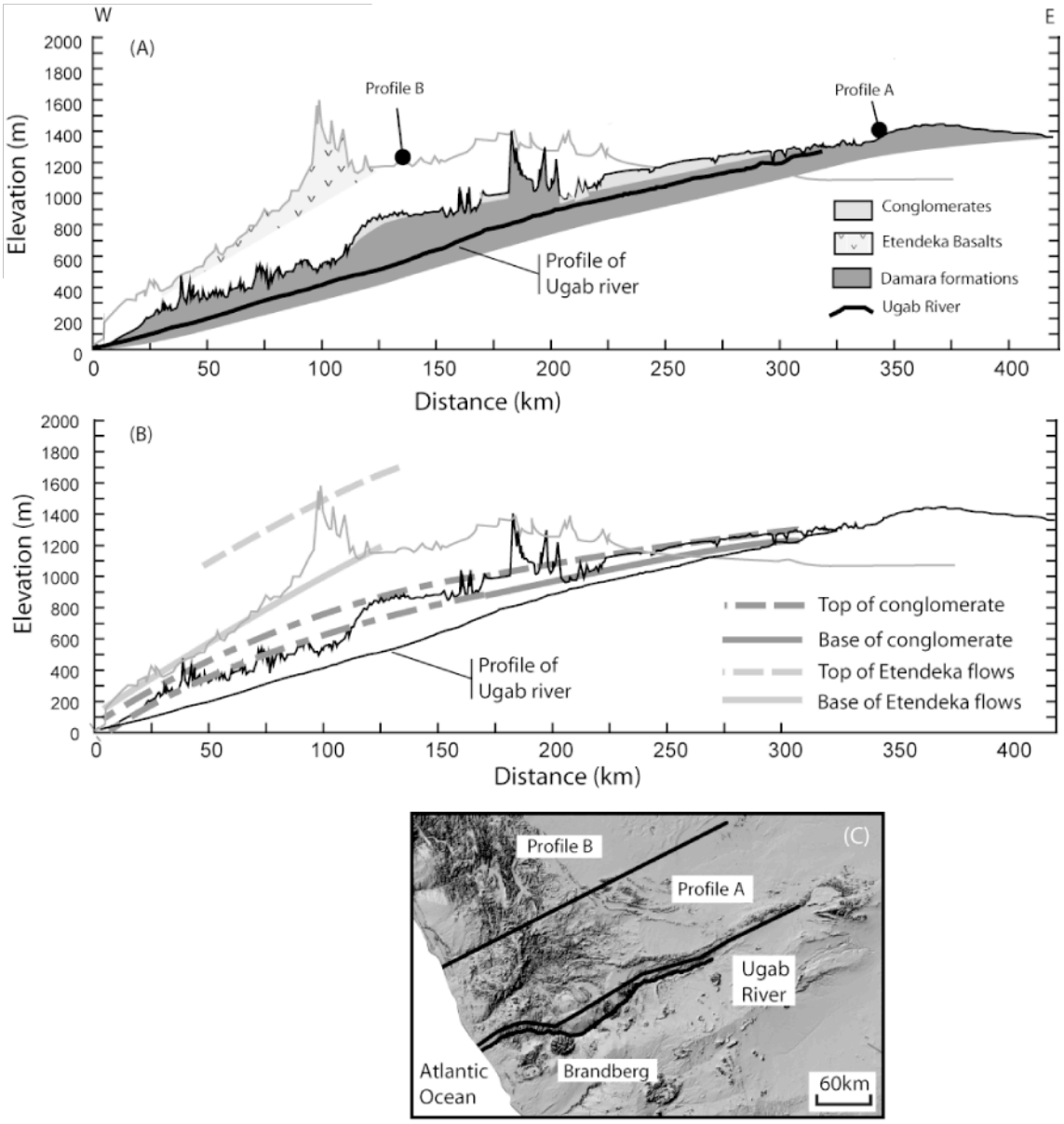
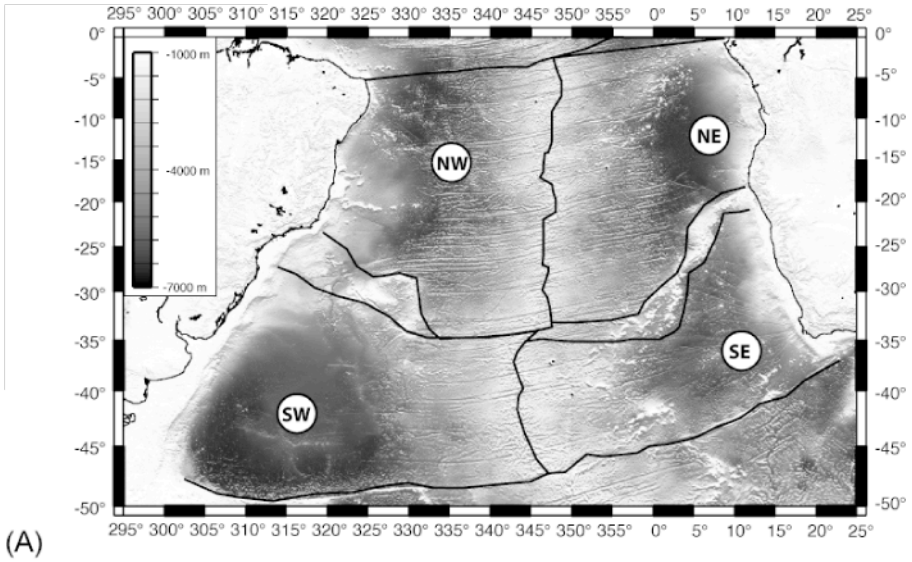
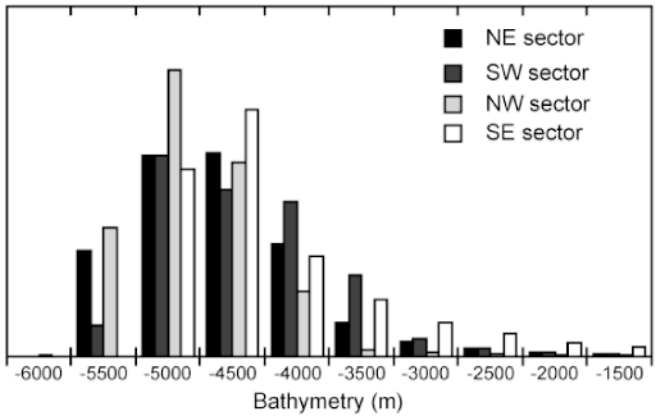


figure 5

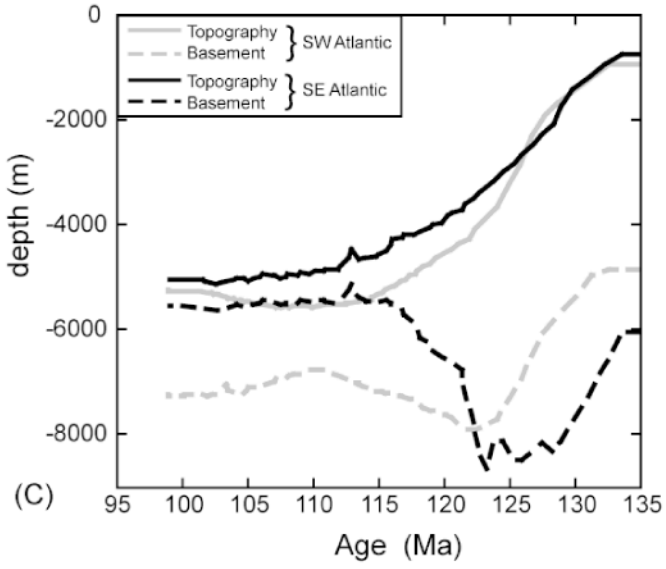
Figure



(A)



(B)



(C)

Figure 6

Figure

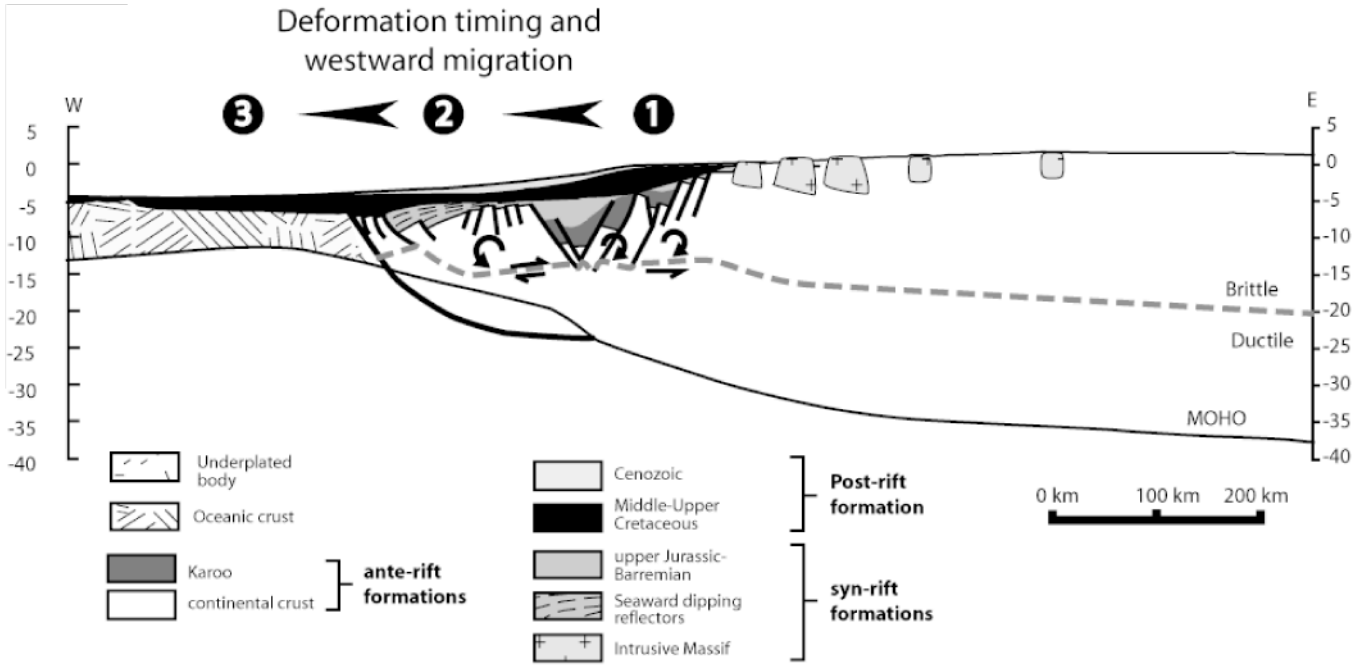


Figure 7

Figure

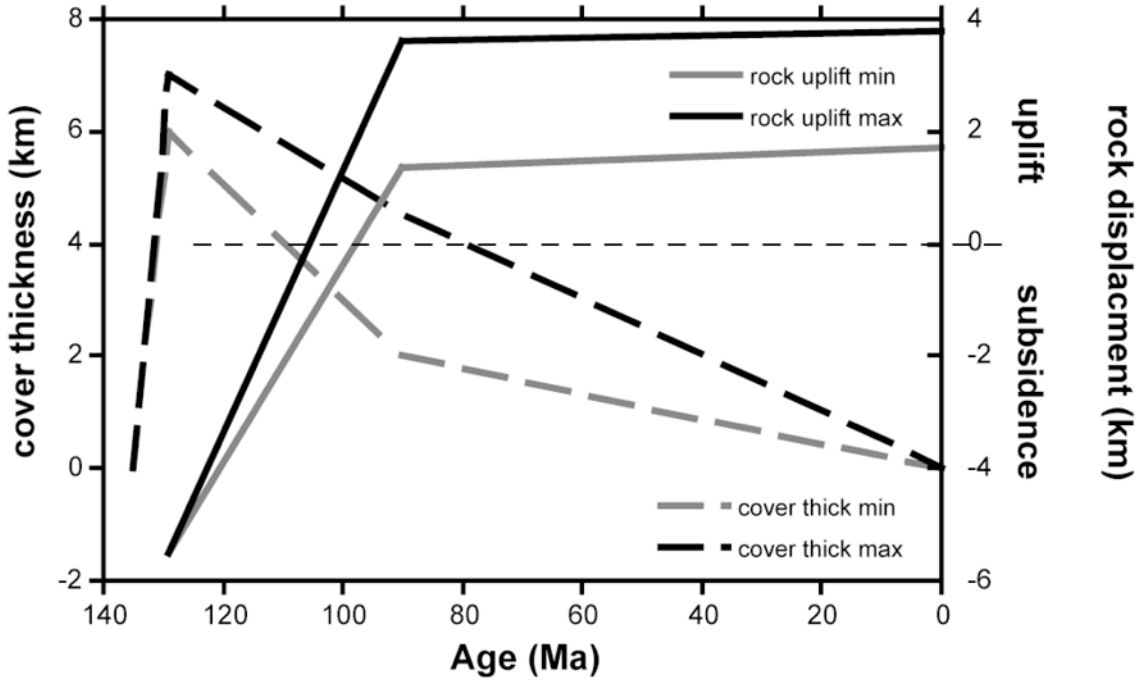


figure 8

Figure

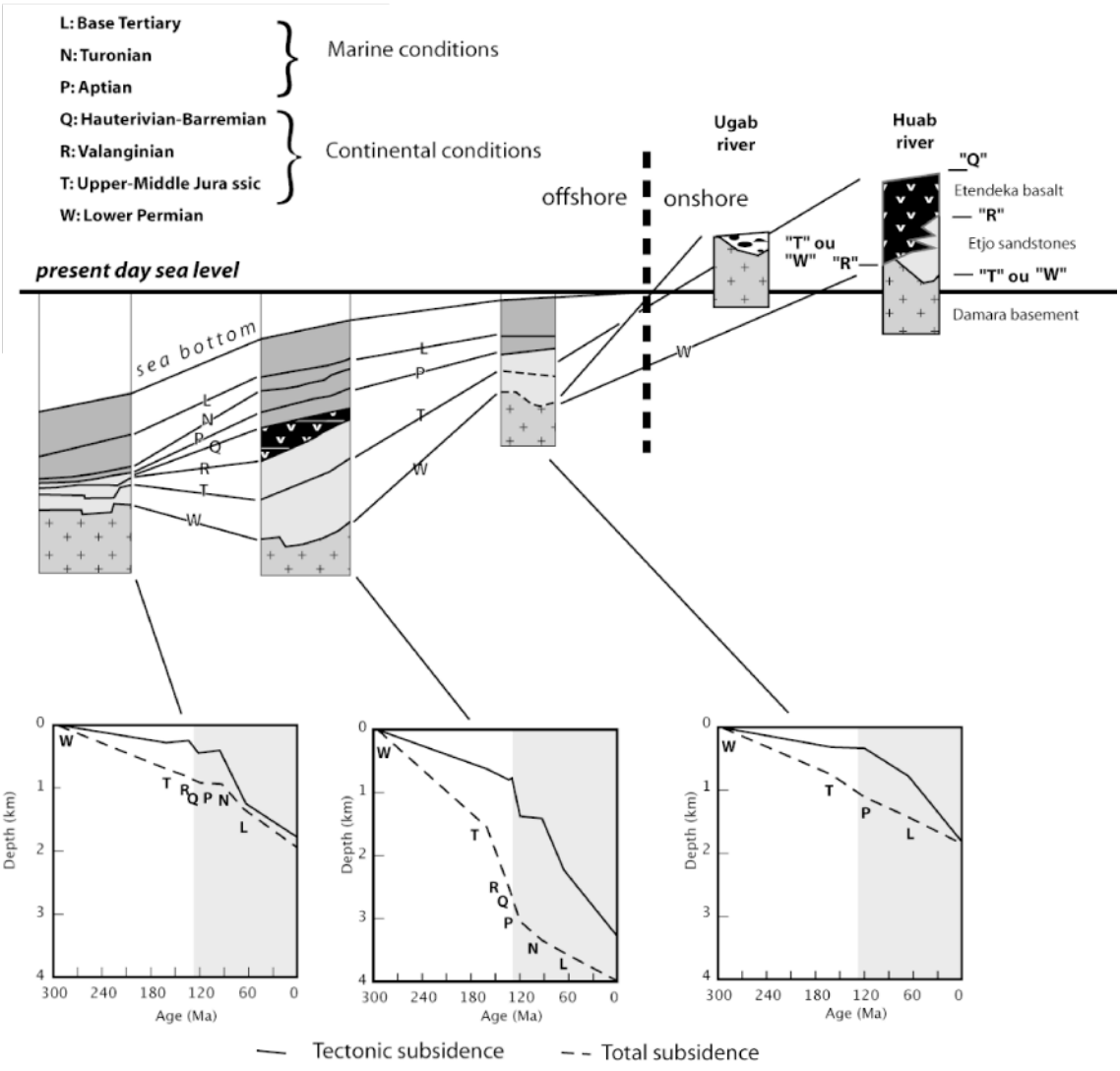


figure 9

Figure

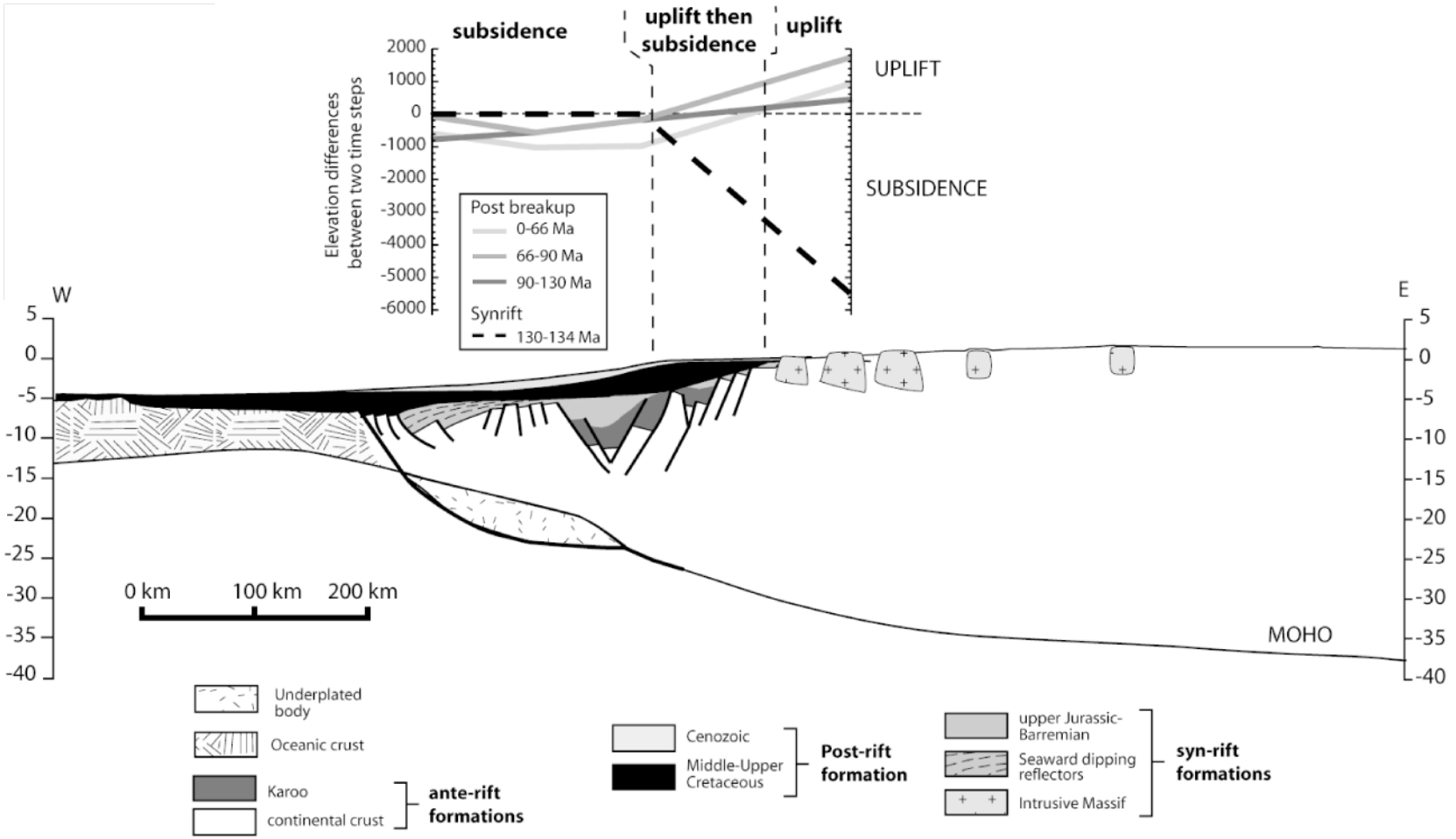


figure 10

Figure

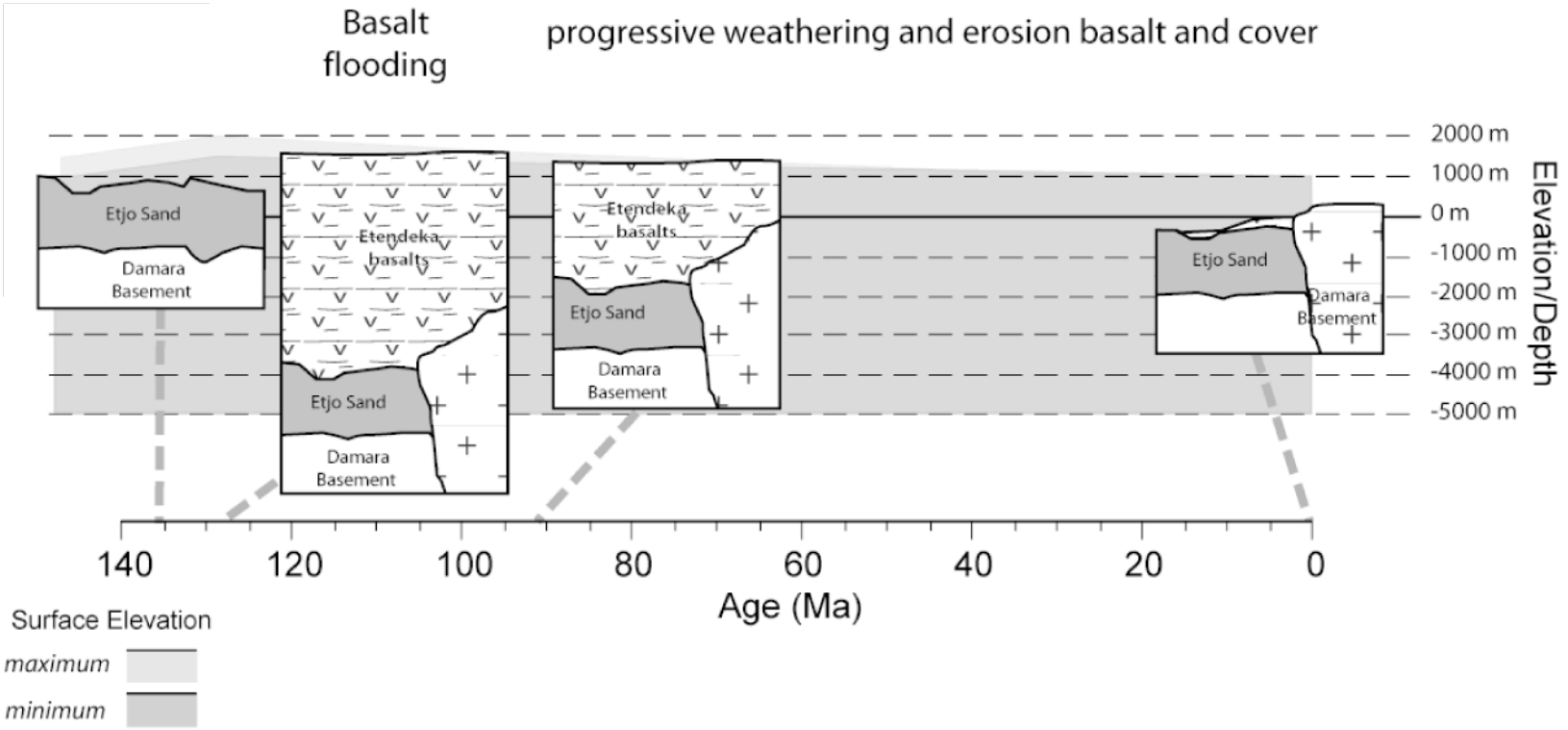


figure 11

2.3. PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE

Ce travail est réalisé à partir de 15 zones d'étude (Figure 22) choisies en fonction de l'âge du rifting, de la variabilité géométrique des marges, des différents contextes géologiques ainsi que du caractère conjugué de certaines marges.

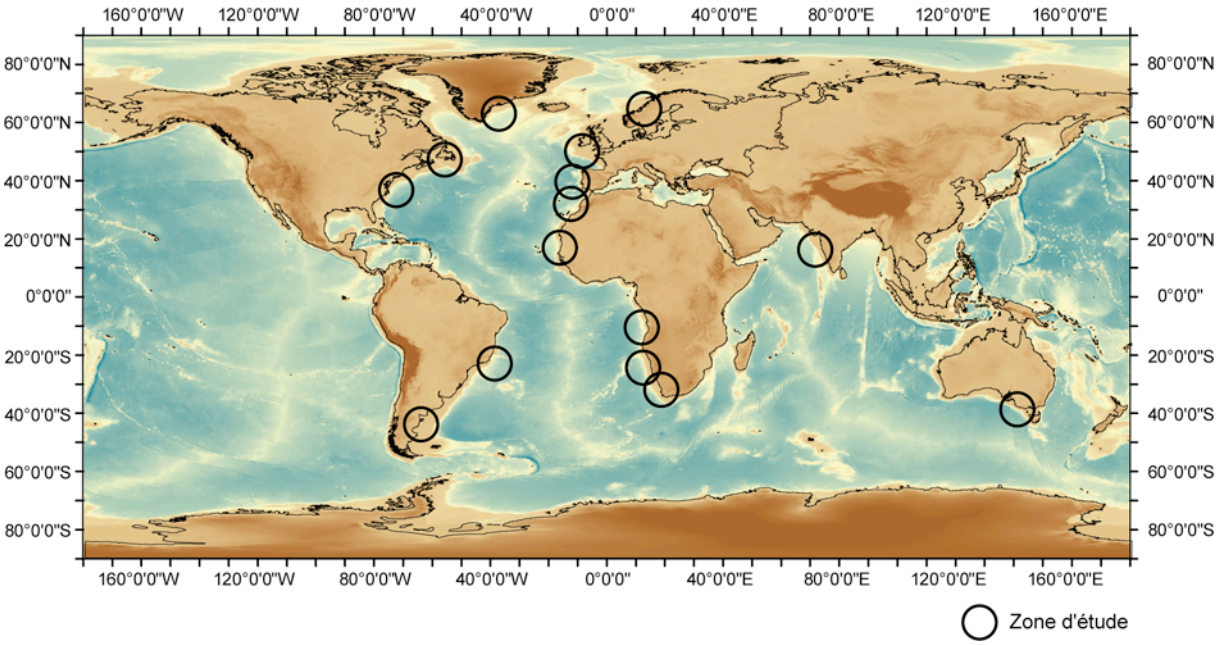


Figure 22 : localisation des zones d'étude

Les 15 zones d'étude sont :

- **la marge norvégienne** et **la marge du Groenland** qui sont considérées comme les marges passives volcaniques types. Elles ont été formées durant l'ouverture de la mer de Norvège, au Paléocène-Eocène.

- **Les marges britanniques (Edoras Bank, Goban Spur, Hatton Bank)** sont des marges passives dont l'âge du rifting est mal connu, à l'exception de la marge d'Hatton Bank (déchirure continentale au Crétacé Moyen, Barton et White, 1997**)**.

- **La marge canadienne** et **la marge marocaine** sont deux marges conjuguées liées aux premières phases de l'éclatement de la Pangée. Le rifting eut lieu au cours de la période Trias-Lias et fut marqué, dans sa phase terminale, par un épisode magmatique majeur : le CAMP (Central Atlantic Magmatic Province) (Maillard et al., 2006).

- **La marge ibérique** est née de l'ouverture de l'Océan Atlantique Central-Nord entre le Jurassique et le Crétacé inférieur. Elle est considérée comme la marge passive non volcanique type. Or, cette marge est complexe du fait de la présence d'une ride de péridotite à la transition entre la croûte océanique et la zone amincie. Elle est également complexe du fait de la géométrie irrégulière de sa croûte amincie. En effet, celle-ci présente un niveau crustal intermédiaire.

- **La marge est-américaine** et **la marge mauritanienne** sont également des marges passives conjuguées qui ont été formées au cours du début de l'éclatement de la Pangée, au Trias supérieur. La première croûte océanique est apparue au Jurassique Moyen, lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique Central.

- La marge angolaise a été formée il y a 120 Ma, lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud.

- **La marge du Parana** et **la marge namibienne** sont également deux marges passives conjuguées créées il y a 135 Ma, lors de l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud. Ces marges sont inscrites dans un contexte régional particulier puisqu'elles se situent au niveau d'anomalies topographiques dont l'origine est encore débattue.

- **La marge d'Argentine** et **la marge sud-africaine** sont des marges passives conjuguées formées au début de l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud (135 Ma), comme les marges du Parana et de la Namibie. De même, la marge d'Argentine et la marge sud-africaine sont situées dans un contexte régional particulier puisque la marge d'Argentine se situe dans un contexte d'avant-pays tandis que la marge sud-africaine se situe, tout comme la marge namibienne, au niveau du plateau sud-africain.

- La marge sud-est australienne a été formée suite à un rifting qui débuta au Jurassique Supérieur (Tithonien, 145-140 Ma) et se termina au Turonien (~90Ma) (Miller et al., 2002).

- La marge ouest-indienne a été formée suite à la séparation de l'Inde et de Madagascar à la fin du Crétacé (Todal et Edholm, 1998). Cette marge se situe au niveau des Trapps du Deccan.

S'il n'a pas été observé de volcanisme syn-rift sur certaines marges (Goban Spur, Edoras Bank, la marge mauritanienne, la marge sud-est australienne - Finlayson et al., 1998, et la marge angolaise - Contrucci et al., 2004), d'autres marges peuvent présenter un caractère volcanique syn-rift plus ou ou moins marqué. En effet, sur certaines marges, il a été observé uniquement des épanchements basaltiques très particuliers, appelés Seaward Dipping Reflector (SDR) (la marge du Parana - Bauer et al., 2000, la marge d'Argentine - Bauer et al., 2000, et la marge sud-africaine - Bauer et al., 2000). Sur d'autres marges présentant également des SDR, il a été observé des sous-placages de matériel mafique sous la croûte continentale (la marge norvégienne, la marge du Groenland, la marge d'Hatton Bank - White et al., 2008, la marge est- américaine - Holbrook et al., 1994a; Holbrook et al., 1994b, la marge namibienne - Gladczenko et al., 1998, et la marge ouest-indienne - Hinz, 1981; Todal et Edholm, 1998).

2.4. PRESENTATION DES COUPES GEOLOGIQUES UTILISEES

Il existe des bases de données mondiales sur l'épaisseur crustale (Pasyanos et Nyblade, 2007 pour le continent africain et Mooney et al., 1998 pour le monde), mais leur résolution est trop faible pour réaliser une analyse géométrique précise. Nous avons donc analysé des coupes géologiques crustales obtenues dans la bibliographie ainsi que des données provenant de trois bases de données mondiales :

- la synthèse globale de l'épaisseur lithosphérique d'Artemieva (2006) ;
- le modèle numérique de la topographie globale, Etopo2 (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html);
- et la carte d'isopaque sédimentaire de l'Atlantique Central et Sud de la base de données d'Emery et Uchupi (1984).

S'il existe des modèles numériques de la topographie mondiale plus précis qu'Etopo2 (données SRTM, GTOPO 30), pour autant ces données ne concernent uniquement que le domaine continental. Or notre étude s'étendant du domaine continental jusqu'au domaine marin, Etopo2 est la seule base de données qui nous permet d'obtenir des topographies homogènes aussi bien à terre qu'en mer. Concernant la précision de la base de données, si la résolution d'Etopo2 est de 2 arcminutes, la résolution de nos simulations est, quant à elle, principalement de 10,2 arcminutes. La résolution d'Etopo2 est donc suffisante pour notre étude. Quant au choix de la base de données d'épaisseurs sédimentaires d'Emery et Uchupi (1984), s'il existe également d'autres bases de données sur les isopaques sédimentaires comme la base de données mondiale d'Exxon ou les cartes géologiques de l'Afrique éditées par l'UNESCO en 1990, celles-ci ne donnent une information que sur les isopaques totales de tous les bassins sédimentaires et elles ne permettent pas une vérification des données. Les avantages de la base de données d'Emery et Uchupi (1984) est justement une mise à disposition des sources, principalement des données de forage et des profils sismiques, qui ont permis la réalisation des cartes d'isopaques. De plus, elle nous donne les isopaques sédimentaires des bassins de marges passives uniquement et sur deux pas de temps : isopaques sédimentaires totales et isopaques sédimentaires du Néogène. Enfin, les cartes d'isopaques concernent tout l'Atlantique, du nord au sud. Or, cet Océan est bordé par les marges passives et constitue notre principal chantier d'étude.

Au total, 44 coupes ont été utilisées au cours de l'étude et elles sont réparties sur 15 zones d'étude (Figure 22). Le Tableau 1 présente les différentes coupes par zone d'étude et en fonction des sources utilisées (bibliographie ou bases de données mondiales) ainsi que des données géophysiques utilisées.

Afin de présenter les coupes géologiques utilisées, nous avons divisé cette quatrième partie en deux sous-parties. Dans un premier temps, nous présentons les coupes crustales bibliographiques et, dans un second temps, nous présentons des coupes topographiques et des coupes de sub-surface obtenues à partir des bases de données Etopo2 et d'Emery et Uchupi (1984).

Zone d'étude		auteurs	Nombre de coupes	Sismique réfraction	Sismique réflexion	Gravimétrie	Topographie *Etopo2*	Prisme Sédimentaire *Emery and Uchupi (1984)*	Détails supplémentaires
Marge norvégienne		Gomez et al (2004)	2						+ Données de puits
		Tsikalas et al (2005)	6						+ 3 profils sont issus de la sismique réflexion et réfraction. Les 3 autres sont issus en grande partie de la gravimétrie
		Gernigon et al (2006)	1						+ données de puits pour évaluer la vitesse dans les sédiments, le flux de chaleur et la calibration des horizons + Altimétrie satelittaire, Etopo2, grille digitale de sédiments pour étendre la coupe du domaine continental justqu'au domaine océanique
		Barton and White (1997)	2						+ Coupes crustales issues principalement de données de sismique réfraction
			1						+ Profil topographique moyen construit à partir de cinq profils
Marge du Groenland		Korenaga et al (2001)	1						
		Nielsen et al (2002)	1						
		Hopper et al (2003)	1						
Marges britanniques	Marge Edoras Bank	Barton and White (1997)	1						+ Coupes crustales issues principalement de données de sismique réfraction
	Marge Hatton Bank	Barton and White (1997)	1						
	Marge Goban Spur	Barton and White (1997)	1						
Marge canadienne		Funck et al (2004)	1						
Marge ibérique		Beslier et al (1993)	1						
		Zelt et al (2003)	1						
Marge est-américaine		Holbrook et al (1994)	1						
		Watts et al (1999)	1						
			1						+ Coupe de sub-surface moyenne obtenue à partir de dix coupes
Marge marocaine		Mailard et al (2006)	1						+ Données de puits
Marge mauritanienne			1						+ Coupe de sub-surface moyenne obtenue à partir de dix coupes
Marge angolaise		Moulin (2003)	3						
			1						+ Coupe de sub-surface moyenne obtenue à partir de dix coupes
Marge du Parana		Leyden et al (1971)	2						
			1						+ Coupe de sub-surface moyenne obtenue à partir de dix coupes
Marge namibienne		Gladczenko et al (1998)	2						
		Bauer et al (2000)	2						
			1						+ Coupe de sub-surface moyenne obtenue à partir de dix coupes
Marge sud-africaine			1						+ Coupe de sub-surface moyenne obtenue à partir de dix coupes
Marge d'Argentine			1						+ Coupe de sub-surface moyenne obtenue à partir de dix coupes
Marge sud-est australienne		Finlayson et al (1998)	1						+ Données de puits
			1						+ Profil topographique moyen construit à partir de cinq profils
Marge ouest-indienne		Todal and Edholm (1998)	1						+ Modèle crustale établi à partir de deux profils et de la gravimétrie
			1						+ Profil topographique moyen construit à partir de cinq profils
Nombre de coupes crustales utilisées au cours de cette étude			44						

Tableau 1 : présentation des coupes étudiées en fonction des zones d'étude.
Le tableau mentionne les données utilisées.

2.4.1. COUPES CRUSTALES BIBLIOGRAPHIQUES

Parmi les 44 coupes analysées, 34 coupes sont issues de travaux antérieurs publiés et sont réparties sur 12 zones d'étude (Tableau 1 et Figure 22). Celles-ci constituent donc la base de notre étude. Ces coupes crustales résultent d'une compilation de données géophysiques (sismique réflexion, sismique réfraction et gravimétrie) (Tableau 1).

La Figure 23 illustre une coupe par zone d'étude. Le choix des coupes de la littérature a été conditionné par la qualité de l'information sur la géométrie crustale : géométrie du socle et du Moho. La géométrie des différents prismes sédimentaires présents sur les marges a été simplifiée. La difficulté a été de trouver des coupes qui intègrent l'ensemble de la structure d'une marge passive, depuis la partie continentale non amincie jusqu'à la croûte océanique. Certaines coupes commencent au niveau de croûte non amincie et se terminent au niveau de la croûte océanique, par exemple la marge marocaine (Maillard et al., 2006). D'autres coupes débutent au niveau de la croûte amincie et s'achèvent au niveau de la croûte océanique (ex : la marge angolaise, Moulin, 2003). Enfin, la coupe ibérique de Zelt et al. (2003) inclut le début de la croûte amincie jusqu'à la transition océan-continent (TOC).

Ces coupes montrent que la géométrie de la zone amincie est très variable selon les marges passives (Figure 23). En effet, si la zone amincie du Groenland présente, à certains endroits, la longueur la plus faible de notre étude, la zone amincie de la Norvège présente, quant à elle, la longueur la plus importante. Concernant les marges britanniques (Edoras Bank, Goban Spur, Hatton Bank), leurs caractéristiques principales sont d'être des marges immergées et étroites. La géométrie de la zone amincie de la marge canadienne, de la marge marocaine et de la marge angolaise est marquée par une décroissance rapide de l'épaisseur crustale suivie par une décroissance plus lente. Les marges est- américaine et mauritanienne présentent une fosse profonde (distance entre l'altitude moyenne du plancher océanique et le domaine le plus profond du socle de la croûte amincie) associée à un bassin sédimentaire important. Quant à la marge namibienne, celle-ci présente une zone amincie caractérisée par une diminution rapide de l'épaisseur crustale suivie par un niveau crustal intermédiaire d'épaisseur plus ou moins constante. La transition entre ces deux segments est marquée par une fosse et une épaisseur crustale localement plus faible. Enfin, les marges sud-est australiennes et ouest-indiennes ont une géométrie de zone amincie caractérisée par une décroissance progressive.

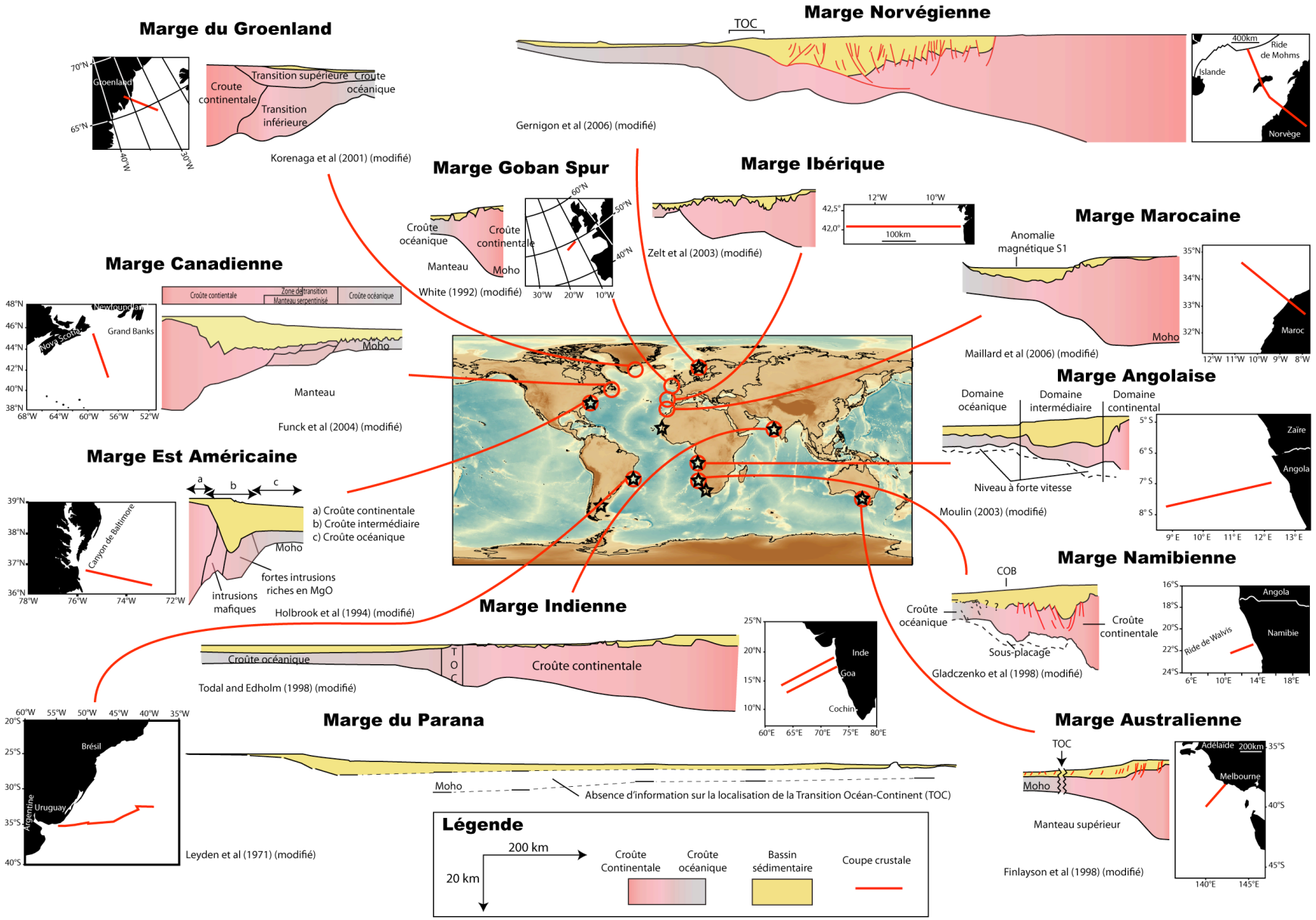

Marge du Groenland
Groenland
70°N
65°N
40°W
30°W
Croute continentale
Transition supérieure
Croute océanique
Transition inférieure
Korenaga et al (2001) (modifié)
Marge Norvégienne
TOC
Gernigon et al (2006) (modifié)
400km
Ride de Mohms
Islande
Norvège
Marge Goban Spur
Croûte océanique
Croûte continentale
Manteau
Moho
White (1992) (modifié)
60°N
50°N
40°N
30°W
20°W
10°W
Marge Ibérique
12°W
10°W
42,5°
42,0°
100km
Zelt et al (2003) (modifié)
Marge Marocaine
Anomalie magnétique S1
Moho
Maillard et al (2006) (modifié)
35°N
34°N
33°N
32°N
Maroc
12°W 11°W 10°W 9°W 8°W
Marge Canadienne
Croûte continentale
Zone de transition
Manteau serpentinisé
Croûte océanique
Terre-Neuve
Grand Banks
Nova Scotia
Moho
Manteau
48°N
46°N
44°N
42°N
40°N
38°N
68°W 64°W 60°W 56°W 52°W
Funck et al (2004) (modifié)
Marge Angolaise
Domaine océanique
Domaine intermédiaire
Domaine continental
Niveau à forte vitesse
Moulin (2003) (modifié)
5° S
6° S
7° S
8° S
Zaïre
Angola
9° E 10° E 11° E 12° E 13° E
Marge Est Américaine
a
b
c
a) Croûte continentale
b) Croûte intermédiaire
c) Croûte océanique
Moho
fortes intrusions riches en MgO
intrusions mafiques
Holbrook et al (1994) (modifié)
39°N
38°N
37°N
36°N
Canyon de Baltimore
78°W 76°W 74°W 72°W
Marge Namibienne
COB
Croûte océanique
Croûte continentale
Sous-placage
Gladczenko et al (1998) (modifié)
Angola
Namibie
Ride de Walvis
16°S
18°S
20°S
22°S
24°S
6°E 10°E 14°E 18°E
Marge Indienne
Croûte océanique
T O C
Croûte continentale
Todal and Edholm (1998) (modifié)
25°N
20°N
15°N
10°N
Inde
Goa
Cochin
60°E 65°E 70°E 75°E 80°E
Marge du Parana
60°W 55°W 50°W 45°W 40°W 35°W
20°S
25°S
30°S
35°S
40°S
Brésil
Argentine
Uruguay
Leyden et al (1971) (modifié)
Moho
Absence d'information sur la localisation de la Transition Océan-Continent (TOC)
Marge Australienne
TOC
Moho
Manteau supérieur
Finlayson et al (1998) (modifié)
Adélaïde
200km
Melbourne
35°S
40°S
45°S
140°E 145°E
Légende
200 km
20 km
Croûte Continentale
Croûte océanique
Bassin sédimentaire
Coupe crustale

Figure 23 : localisation des zones d'étude et présentation de coupes crustales utilisées.
Les coupes ont été dessinées à la même échelle. A côté de chaque marge présentée est associé un plan de position de la coupe. Chaque marge passive est rattachée par un trait rouge à sa zone d'étude respective. Les cercles rouges et les étoiles noires sur la carte du monde localisent les 15 zones d'étude et représentent la nature de la donnée : cercles rouges = coupes crustales ; étoiles noires = profils topographiques et coupes de sub-surface (Etopo2 et isopaques sédimentaires d'Emery et Uchupi, 1984).

2.4.2. COUPES TOPOGRAPHIQUES ET DE SUB-SURFACE

Les dix coupes restantes sont de simples coupes topographiques ou des coupes de sub-surface. Ces dernières associent un profil topographique et un profil de socle le long d'une marge passive (Figure 24). Ces dix coupes sont réparties sur dix lieux d'étude (Figure 23) et intégrent le domaine continental et le domaine marin.

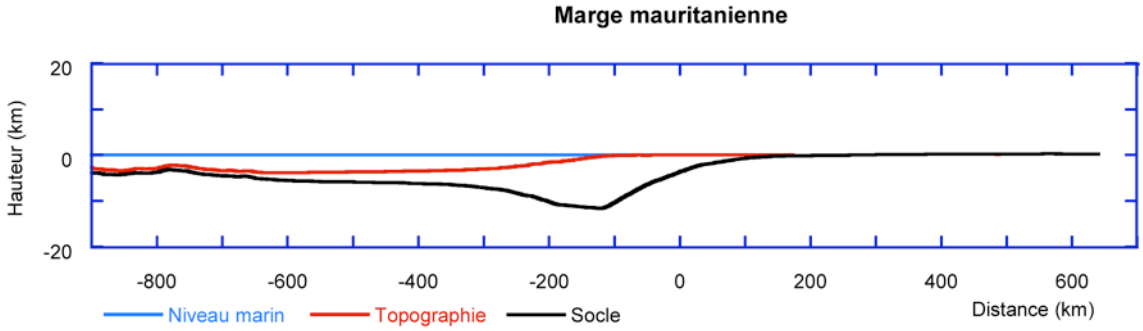


Figure 24 : exemple de coupe de sub-surface : la marge mauritanienne.

Parmi ces dix coupes, trois sont des profils topographiques (marges norvégienne, indienne et australienne) et les sept coupes restantes sont des coupes de sub-surface localisées sur les marges de l'Atlantique Central et Sud.

Pour diverses raisons, nous n'avons pas pu construire de coupes de sub-surface pour cinq zones d'étude : épaisseur importante de glace au Groenland ; présence, au Canada, d'un relief de grande longueur d'onde (1000 km) produit par le rebond post-glaciaire Holocène ; topographie ibérique liée à la compression pyrénéenne ; relief de limite de plaque au Maroc et enfin l'immersion des marges britanniques (topographie lissée par les dépôts sédimentaires).

Dans un premier temps, nous expliquons la méthode de construction des profils topographiques et des coupes de sub-surface puis nous validerons, dans une seconde sous-partie, les coupes de sub-surface en les confrontant avec des résultats obtenus à partir de coupes géophysiques de la littérature.

2.4.2.1. CONSTRUCTION DES PROFILS TOPOGRAPHIQUES ET DES COUPES DE SUB-SURFACE

Les profils topographiques ont été extraits d'Etopo2, une grille numérique de la topographie globale terrestre dont la résolution est de 2 x 2 arcminutes. Ces données dérivent d'observations d'altimétries satellitaires combinées à des mesures écho-sondeurs à partir de navires. Concernant les profils de socle des coupes de sub-surface (Figure 24), ils ont été construits à partir des isopaques sédimentaires totales de l'Atlantique Central et Sud de la base de données d'Emery et Uchupi (1984) (Tableau 1). Ces isopaques ont été établies à partir de profils sismiques et de forages. Pour obtenir la géométrie du socle, nous avons converti, dans un premier temps, ces cartes en grilles numériques via le modeleur GOCAD. Nous avons

ensuite soustrait les données d'épaisseur totale de sédiments aux données topographiques d'Etopo2.

Pour ne pas prendre en compte les effets locaux, nous avons réalisé, pour chacun des 3 profils topographiques,une série de cinq profils que nous avons ensuite moyennés. Concernant chacune des sept coupes de sub-surface, nous avons réalisé une série de dix coupes topographiques associées à dix coupes de socle qui ont été ensuite moyennées.

2.4.2.2. VALIDATION DES COUPES DE SUB-SURFACE

Pour vérifier la pertinence sur la géométrie des coupes de sub-surface ainsi obtenues, nous avons voulu les comparer avec des coupes crustales de la bibliographie. Or quatre zones d'étude présentent à la fois des coupes crustales et des coupes de sub-surface : la marge est-américaine, la marge angolaise, la marge du Parana et la marge namibienne. Cette comparaison est résumée dans le Tableau 2 et se concentre sur deux critères géométriques : la profondeur de fosse et la hauteur de marge.

	Profondeur de fosse (km)		Hauteur de marge (km)	
	Coupes Crustales	Coupes de sub-surface	Coupes Crustales	Coupes de sub-surface
marge est américaine	6	6	11,03	6,01
marge angolaise	3	2	8,65	7,78
marge du Parana	2	2	5,94	5,81
marge namibienne	7	6	7,56	7,50

Tableau 2 : comparaison des résultats obtenus à partir des coupes crustales et des coupes de sub-surface.

Mis à part la hauteur de la marge est-américaine (5 km de différence entre les deux types de coupes), la comparaison montre que si la différence entre les mesures des deux coupes est quelquefois égale à un kilomètre (ex : profondeur de fosse et hauteur de marge de la marge angolaise), elle y est souvent inférieure (ex : profondeur de fosse et hauteur de la marge du Parana). Au regard de la dimension pluri-kilométrique de ces paramètres, cette imprécision apparaît donc raisonnable.

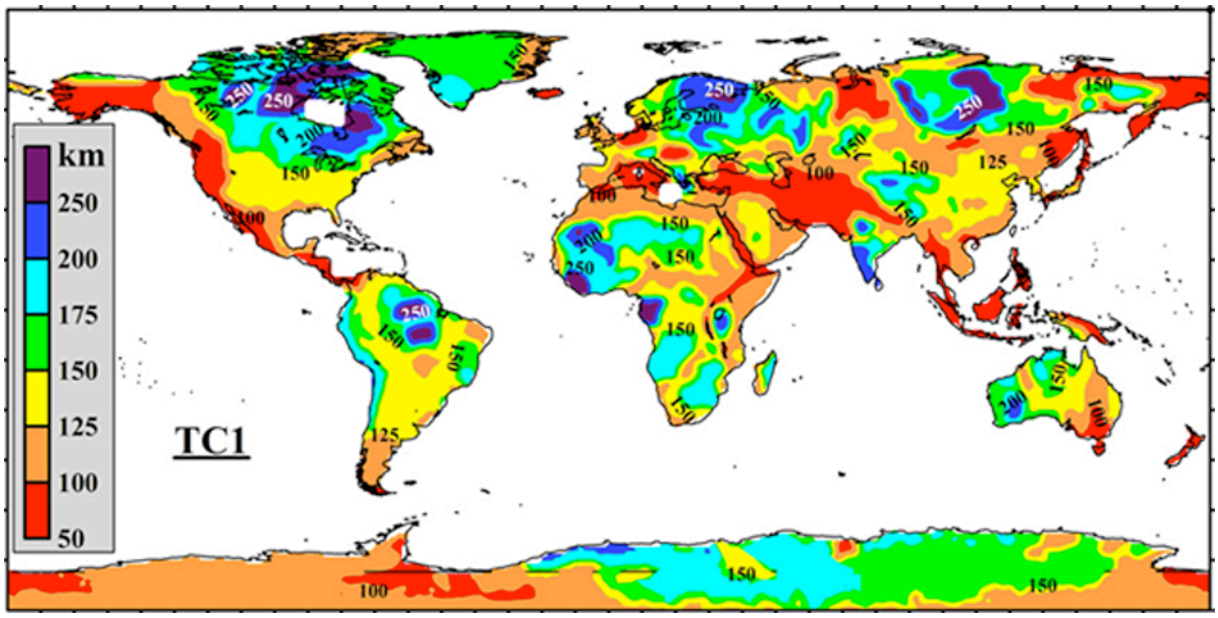
2.5. ÉPAISSEUR DE LA LITHOSPHERE

Pour commencer la présentation des résultats géométriques obtenus, nous décrivons, en premier, l'épaisseur de la lithosphère. Cette épaisseur est définie à partir de la profondeur de l'isotherme 1330°C – 1350°C. Ce paramètre est obtenu à partir des cartes d'épaisseur lithosphérique d'Artemieva (2006) et il renseigne principalement sur l'activité des processus mantéliques (point chaud, convection à petite échelle) et sur l'état thermique des lithosphères (présence de cratons ou lithosphères amincies).

Nous présentons, dans une première sous-partie, les données utilisées puis, dans une seconde sous-partie, les résultats obtenus.

2.5.1. DONNEES UTILISEES

La troisième base de données utilisée dans la construction de la géométrie lithosphérique de marges passives est l'estimation de l'épaisseur de la lithosphère à l'échelle mondiale, effectuée par Artemieva (2006) grâce à un modèle thermique de résolution 1°x1° en longitude et latitude (voir Figure 25). Pour réaliser ce modèle, Artemieva (2006) a calculé des géothermes lithosphériques à partir de deux bases de données : une compilation des données sur le flux de chaleur de Pollack et al. (1993), et une compilation des âges de la croûte continentale moyennée sur une grille de 1°x1°.



(figure d'après Artemieva, 2006)

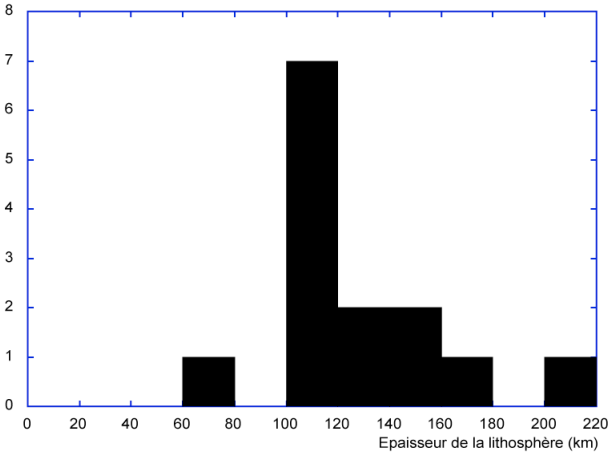
Figure 25 : épaisseur de la lithosphère estimée à partir d'un modèle thermique.
(grille 1°x1° avec une interpolation par un filtre low-pass, Artemieva, 2006) (voir texte pour des détails sur la fabrication de cette carte)

Le nombre total de mesures de flux de chaleur de la base de données est proche de 300 pour la croûte archéenne et 1000 pour la croûte protérozoïque (Artemieva et Mooney, 2001). Les données sur le flux de chaleur de sub-surface sont basées sur la mesure de gradient thermique et la conductivité dans les forages (Artemieva et Mooney, 2001). Comme la couverture des mesures de puits est inégale et éparse dans beaucoup de régions, les données de flux de chaleur ne permettent de contraindre les géothermes lithosphériques que sur seulement 40% environ des continents (Artemieva, 2006). Des mesures de flux de chaleur manquent : ~80% de l'Amérique du Sud, ~70% de l'Afrique, de grandes régions de l'Asie, tout l'Antarctique, la majeure partie du Groenland, des régions arctiques de l'Amérique du nord et l'Est de la Russie (Artemieva, 2006). Néanmoins, un nombre de mesures de flux de chaleur sur des régions continentales de différents âges permet une analyse statistique significative des géothermes lithosphériques sur des régions dont l'âge crustal est connu et le flux de chaleur inconnu (Artemieva, 2006). Ceci permet d'étendre le modèle à toutes les régions continentales (à l'exclusion des régions submergées) (Artemieva, 2006). Les données sur l'âge de la croûte continentale sont basées sur les travaux de Goodwin (1996), Fitzgerald (2002) et Condie (2005) et ont été vérifiées par Artemieva (2006) grâce à des données tectoniques et géologiques régionales.

Ainsi, il a été calculé des gradients géothermiques sur l'ensemble du globe qui ont servi à définir l'épaisseur de la lithosphère en considérant que l'isotherme 1330°C correspondait à sa base (Artemieva, 2006). Compte tenu de la méthode utilisée et de la densité des points de mesure, il existe une incertitude de 25% sur l'épaisseur lithosphérique estimée.

2.5.2. RESULTATS

La résolution de la carte d'Artemieva (2006) étant de 1°x1°, nous avons déterminé une épaisseur lithosphérique sur 14 marges. Faute de données lithosphériques dans le domaine océanique, l'épaisseur lithosphérique des marges britanniques (Hatton Bank, Edoras Bank, Goban Spur) n'a pu être déterminée. L'épaisseur lithosphérique actuelle varie entre 75 km (marge australienne) et 200 km (marge ouest-indienne) (Figure 25 et Figure 26). La valeur médiane est de 113 km d'épaisseur tandis que la valeur majoritaire est d'environ 100 km.



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Epaisseur lithosphérique (km)	75	105	113	200	14

Figure 26 : distribution de l'épaisseur de la lithosphère sur les différentes zones d'étude

Ces valeurs de 100-115 km sont les valeurs communément admises pour une lithosphère continentale stable. La faible épaisseur lithosphérique de la marge australienne s'explique par la présence d'un point chaud dans cette région (Betts et al., 2002) tandis que la forte épaisseur lithosphérique de la marge ouest-indienne est localisée au niveau du craton archéen de Dharwar. Si ces cratons sont souvent considérés comme des domaines froids (Jaupart et Mareschal, 2007), ils peuvent être affectés, au cours du temps, par des épisodes volcaniques susceptibles de réchauffer la lithosphère. Le craton archéen de Dharwar a été affecté par le plus célèbre épisode volcanique de l'histoire de la Terre, les Trappes du Deccan qui se sont mis en place à la limite Crétacé-Tertiaire et pourtant, cet épisode volcanique majeur ne semble pas avoir perturbé l'état thermique de la lithosphère.

En dehors de l'Inde, il existe trois autres régions où la lithosphère présente une épaisseur supérieure ou égale à 200 km : l'Atlantique Central et au Nord de l'Atlantique Sud. Ces épaisseurs sont associées aux cratons ouest-africain, amazonien et congolais, fracturés pendant le Mésozoïque. Les marges ibérique, somalienne, argentine ou canadienne (Nouvelle-Ecosse) présentent une épaisseur lithosphérique de seulement 100 km.

L'épaisseur actuelle de la lithosphère varie donc d'un facteur 2 à un facteur 3 selon les marges. L'origine de cette variabilité importante semble être complexe et les auteurs

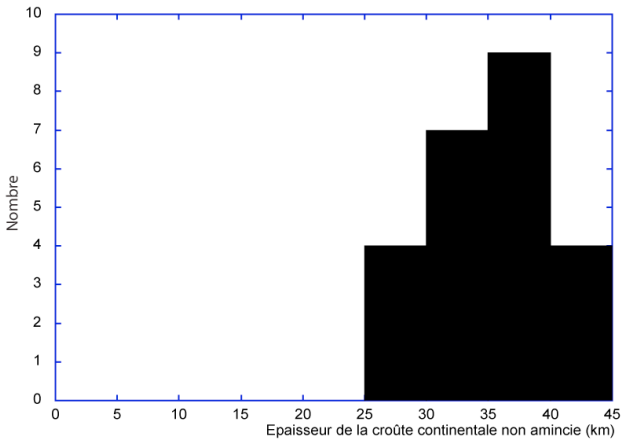
l'expliquent par trois facteurs : 1°) l'âge du continent impliqué qui impose une épaisseur initiale à la lithosphère ; 2°) l'âge de la marge qui contrôle le réajustement thermique induit par la déchirure continentale ; 3°) l'histoire post-rifting comme la présence d'un magmatisme ultérieur qui réchauffe la marge.

2.6. ÉPAISSEUR DE LA CROUTE CONTINENTALE NON AMINCIE

L'épaisseur de la croûte continentale non amincie correspond à la hauteur la plus élevée et stable entre le socle et le Moho (Figure 21). Si la coupe n'intègre pas cette croûte continentale non amincie, nous mesurons l'épaisseur au niveau de l'extrémité de la coupe où la distance entre ces deux surfaces est la plus grande. Ceci donne ainsi une estimation minimale de l'épaisseur crustale non amincie. Cette épaisseur renseigne sur l'histoire anté-rift de la marge (processus d'amincissement ou d'épaississement antérieurs au rifting).

Nous avons mesuré la variabilité de l'épaisseur de la croûte continentale non amincie (Figure 21), sur 22 coupes crustales (Figure 27). Trois profils crustaux norvégiens de Tsikalas et al (2005) n'ont pas été pris en compte puisque la profondeur du Moho repose essentiellement sur de la gravimétrie. Celle-ci est moins précise que les données sismiques. Les neuf autres coupes n'ont également pas été prises en compte puisqu'elles n'intègrent qu'une partie de la zone amincie (12 à 22 km d'épaisseur maximale de croûte continentale).

L'épaisseur de la croûte continentale non amincie varie entre 26 km (marge d'Hatton Bank, Barton et White, 1997) et 43 km (marge norvégienne, Gomez et al., 2004, voir Figure 27). La valeur médiane est de 35 km d'épaisseur tandis que la valeur majoritaire est de 36 km d'épaisseur (Figure 27).



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Epaisseur de la croûte continentale non amincie (km)	26	36	35	43	21

Figure 27 : distribution de l'épaisseur de la croûte continentale non amincie (21 mesures).

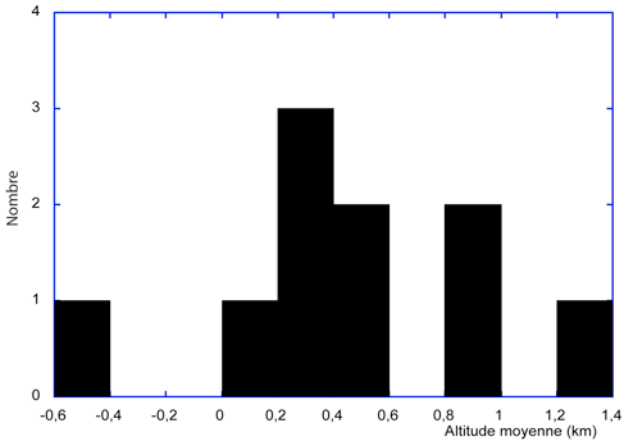
Ces valeurs sont supérieures aux 28 km d'épaisseur de croûte calculés au niveau des marges par Pasyanos et Nyblade (2007) et sont en accord, d'une part, avec l'estimation réalisée par Mooney et al. (1998) sur ces mêmes marges (30–40km), et d'autre part, avec la valeur communément admise pour une épaisseur crustale moyenne (37km).

La croûte continentale non amincie actuelle est, dans une certaine mesure, une image de la géométrie de la croûte continentale avant le rifting. La variabilité observée est donc due essentiellement à l'histoire anté-rifting du continent. Si une épaisseur de 36 km correspond à une croûte continentale anté-rift, une forte épaisseur crustale nécessite un épisode d'épaississement au cours d'un orogène tandis qu'une faible épaisseur indique soit un rééquilibrage post-orogénique, soit une ou plusieurs phases d'amincissement précédant la déchirure continentale. En effet, la formation de la marge d'Hatton Bank a été réalisée suite à deux étapes de rifting : la croûte continentale non amincie, correspondant au « Rockall Plateau », s'est séparée du continent européen au Jurassique Supérieur puis une seconde phase de rifting au Crétacé Moyen est à l'origine de la formation de la marge d'Hatton Bank. Quant à la marge norvégienne, son surépaississement est probablement dû à l'orogénèse calédonienne qui a affecté cette région du Silurien inférieur au Dévonien moyen.

2.7. ALTITUDE MOYENNE DE LA CROUTE NON AMINCIE

L'altitude moyenne de la croûte non amincie est mesurée dans la partie interne de la marge souvent marquée par une topographie sub-plane (Figure 21). Elle correspond à la moyenne des faibles variations topographiques observées dans ce domaine interne. Cette altitude renseigne sur l'équilibre isostatique local et indirectement sur le contexte tectonique (soulèvement des marges produit par un processus mantélique, subsidence tectonique).

Pour évaluer la variabilité de l'altitude moyenne de la croûte non amincie, nous avons utilisé les dix profils topographiques (Figure 28). Les mesures sont peu nombreuses et présentent une très grande variabilité. L'altitude moyenne varie de –550 m sur la marge d'Argentine à 1350 m sur la marge namibienne (Figure 28). La valeur médiane est de 410 m et la valeur majoritaire est de 270 m (Figure 28).



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Altitude moyenne de la croûte non amincie (km)	-0,55	0,27	0,41	1,35	10

Figure 28: distribution de l'altitude moyenne de la croûte non amincie (10 mesures).

Si certaines altitudes moyennes peuvent être la simple conséquence d'un équilibre isostatique local lié à l'épaisseur crustale, d'autres altitudes moyennes sont la conséquence de processus plus complexes liés à un contexte géologique régional particulier. Une relation simple entre l'épaisseur de la croûte non amincie et l'altitude moyenne est cependant difficile à démontrer sur cette étude du fait du faible nombre de mesures d'altitudes et de la difficulté à évaluer l'épaisseur de la croûte non amincie (Figure 29).

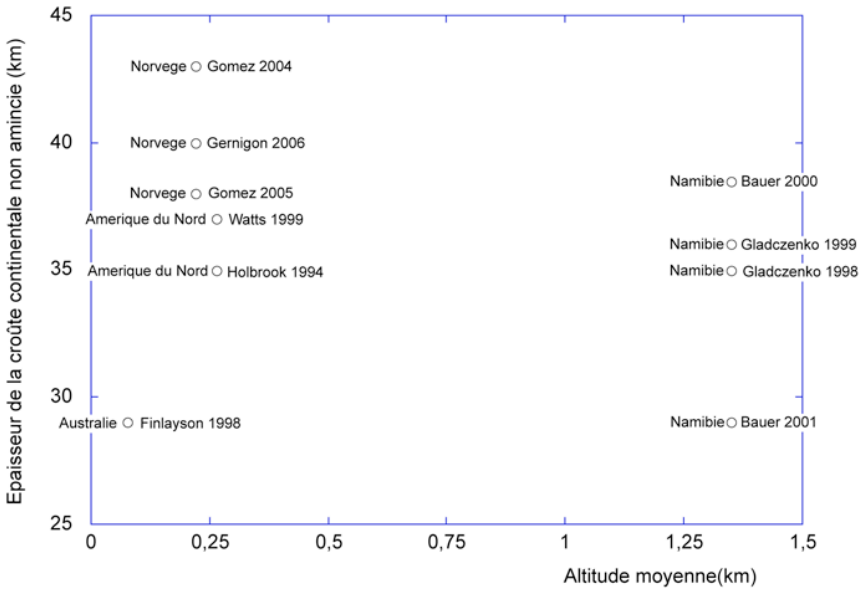


Figure 29 : relation entre l'épaisseur de la croûte continentale non amincie et l'altitude moyenne.

Les résultats montrent néanmoins l'importance du contexte géologique régional. En effet, le fait que le socle de la croûte non amincie de la marge d'Argentine soit situé sous le niveau marin (Figure 40) s'expliquerait par la présence, en amont, de la zone de subduction et la formation de la Cordillère Andine, transformant la marge en bassin d'avant-pays par flambage. La surélévation des marges namibienne et sud-africaine s'explique, quant à elle, par la présence du plateau Sud Africain dont l'origine et l'âge sont encore mal définis :

- surrection périodique créée par un ou plusieurs panaches mantéliques durant le Mésozoïque (Nyblade et Sleep, 2003) ;
- surrection relativement continue pendant le Mésozoïque. Elle aurait été produite par un rebond causé par une période de dénudation après une baisse brutale du niveau marin suite à l'éclatement du Gondwana (van der Beek et al., 2002) ;
- surrections débutées à la fin du Trias et causées par le rebond dynamique après le détachement d'un slab (Pysklywec et Mitrovica, 1999) ;
- surrection rapide produite par un sous-placage magmatique au Jurassique (Cox, 1989) ;
- surrection rapide due à une délamination de la lithosphère inférieure au Crétacé Supérieur (Gallagher et Brown, 1999b) ;
- période de surrection variable car dépendant fortement de la viscosité du manteau (Gurnis et al., 2000).

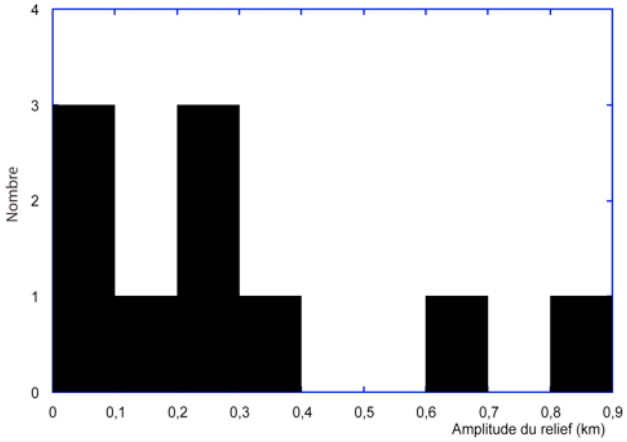
2.8. GEOMETRIE DU RELIEF

Nous définissons le relief comme une région à proximité de la zone amincie qui présente une altitude supérieure à l'altitude moyenne de la croûte non amincie**.** La géométrie du relief peut être définie à travers deux critères géométriques : l'amplitude et la longueur du relief (Figure 21). Nous présentons chacun de ces critères dans les deux sous-parties suivantes.

2.8.1. AMPLITUDE DU RELIEF

L'amplitude du relief correspond à la différence d'altitude entre le point culminant du relief actuel et l'altitude moyenne de la croûte non amincie définie précédemment (voir partie 2.7 et Figure 21**)**. Ce critère renseigne sur le couplage entre la déformation affectant les marges et les processus d'érosion.

Afin d'évaluer la variabilité de l'amplitude du relief continental, nous avons utilisé dix profils topographiques moyens (Figure 30). Les mesures sont peu nombreuses et présentent une très grande variabilité. En effet, les résultats obtenus montrent une absence de relief sur la marge d'Argentine et une valeur maximale atteignant 880 m sur les Appalaches de la marge est-américaine (Figure 30). Enfin, la valeur médiane et la valeur majoritaire ont une valeur identique : 280 m (Figure 30).



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Amplitude du relief (km)	0	0,28	0,28	0,88	10

Figure 30 : distribution de l'amplitude du relief (10 mesures).

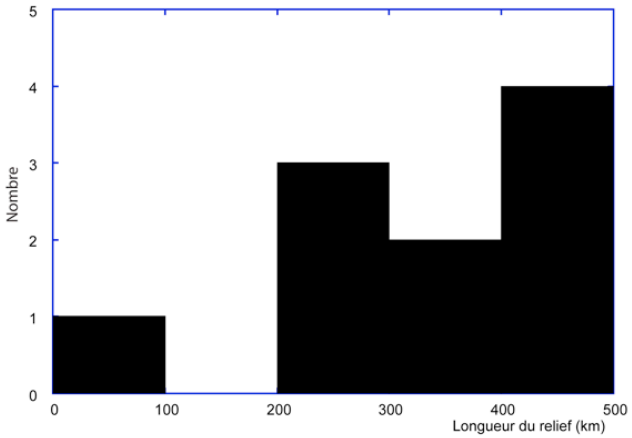
Etant donné le très faible nombre de mesures et leur grande variabilité, les valeurs majoritaire et médiane ne sont pas significatives. Cependant la variabilité de l'amplitude du relief montre, à l'exception des Appalaches qui sembleraient être les vestiges d'un ancien relief orogénique, que celle-ci dépend principalement de deux principaux processus : l'érosion et l'isostasie flexurale. En effet, l'escarpement des marges sud-africaine et namibienne est interprété comme un épaulement de rift maintenu par un couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale (ex: Gilchrist et Summerfield, 1990, 1994). L'histoire du relief de la Norvège (627 m d'amplitude) est, quant à lui, plus complexe. La marge a été soumise à une flexure syn-rift à l'origine de la formation d'un épaulement de rift mais celui-ci a été affecté, pendant l'histoire post-rift de la marge, par une surrection amplifiée par un rebond isostatique post-glaciaire (Helle et al., 2007; Stuevold et Eldholm, 1996). Enfin, certaines marges comme la

marge d'Argentine ou la marge mauritanienne ne présentent pas de relief actuellement. Si cette observation peut indiquer une absence de formation de relief, elle peut également indiquer une érosion quasi complète de relief(s) au cours de l'histoire de la marge.

2.8.2. LONGUEUR DU RELIEF

La longueur du relief correspond à la distance entre l'intersection de la topographie avec le niveau marin et le point d'inflexion de la topographie, situé à la transition entre le relief et l'altitude moyenne de la croûte non amincie (Figure 21). Ce critère géométrique renseigne sur la nature de la déformation (isostasie flexurale, flambage,…).

Comme pour l'amplitude du relief, les dix profils topographiques moyens ont été utilisés pour évaluer la variabilité de la longueur du relief continental (Figure 31). Les résultats obtenus montrent une longueur maximale de 492 km sur les Appalaches de la marge est-américaine (Figure 31). La valeur médiane est de 368 km et la valeur majoritaire, de 450 km (Figure 31).



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Longueur du relief (km)	0	450	368	492	10

Figure 31 : distribution de la longueur du relief (10 mesures).

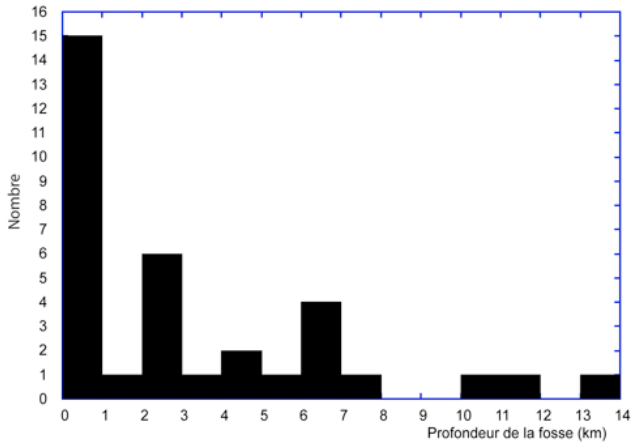
Deux groupes de valeurs sont présents sur le diagramme de la Figure 31 : le premier entre 200 et 300 km de longueur et le second entre 400 et 500 km de longueur. Si, du fait du faible nombre de mesures, aucun de ces deux groupes de valeurs n'est significatif, ils ont été cependant également retrouvés lors de deux études, décrites dans le Chapitre suivant (Chapitre 4), où, d'une part, nous avons mesuré avec précision des longueurs du relief le long de la marge namibienne et, d'autre part, nous avons calculé une variabilité de la longueur du relief érodé de marges passives. Cette variabilité de la longueur du relief peut traduire une variation de la longueur d'onde de la déformation (isostasie flexurale, flambage) affectant les marges passives.

2.9. PROFONDEUR DE LA FOSSE

Nous définissons la profondeur de la fosse comme étant la distance entre la topographie moyenne de la croûte océanique (= altitude moyenne du fond océanique) et le domaine le plus profond du socle de la croûte amincie **(**Figure 21**)**. Cette profondeur renseigne, d'une part, sur l'importance de la flexuration imposée par la charge sédimentaire sur le domaine aminci et, d'autre part, sur le processus d'amincissement (structure héritée du rift ou amincissement anté-rift).

Nous avons évalué la profondeur de la fosse à partir des sept coupes de sub-surface et 27 coupes crustales. Sept coupes crustales n'ont pas été utilisées à cause principalement d'un manque de résolution sur la géométrie du socle au niveau du bassin sédimentaire.

La distribution montre que la fosse est présente sur la moitié des coupes. Sa profondeur varie entre 1 km (marge d'Argentine) et 13 km (marge norvégienne, Gernigon et al., 2006, voir Figure 32). Sa valeur médiane est de 2 km.



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Profondeur de la fosse (km)	0	0	2	13	34

Figure 32 : distribution de la profondeur de la fosse (34 mesures).

La fosse est un domaine du bassin peu étudié. Sa formation et son évolution spatio-temporelle sont relativement méconnues. Elle peut être une structure héritée du rift ou d'un amincissement anté-rift comme dans le cas de la marge namibienne (6-7 km de profondeur) (Gladczenko et al., 1998). Elle peut également être une structure post-rift créée par la charge du bassin sédimentaire sus-jacent. Son évolution spatio-temporelle peut également être dépendante de cette charge (Watts, 2001) et de la subsidence thermique (McKenzie, 1978).

2.10. GEOMETRIE DE LA CROUTE CONTINENTALE AMINCIE

Les marges passives sont à la transition entre le continent et la croûte océanique. Cette transition s'effectue par l'intermédiaire d'un domaine de croûte continentale amincie dont la géométrie dépend des processus extensifs à l'origine de l'amincissement et de l'histoire de cet amincissement. Cette partie est divisée en trois sous-parties décrivant tout d'abord, la variation d'épaisseur de la croûte continentale le long du domaine aminci, puis, la longueur de ce domaine aminci et enfin, dans une troisième sous-partie, nous présentons une étude sur les relations entre la longueur de la zone amincie, la profondeur de fosse et l'amplitude du relief des marges, afin de tenter d'analyser la déformation flexurale affectant les différentes marges choisies.

2.10.1. DISTRIBUTION DE L'EPAISSEUR DE LA CROUTE CONTINENTALE AMINCIE

Classiquement, la géométrie de la zone amincie est représentée comme une diminution continue de l'épaisseur de la croûte continentale de 37 km à 0 km au niveau de la Transition Océan-Continent. Certaines marges passives, comme la marge indienne ou la marge de Goban Spur, présentent en effet, une diminution progressive de l'épaisseur de la croûte continentale depuis la croûte non amincie vers la croûte océanique (Figure 33).

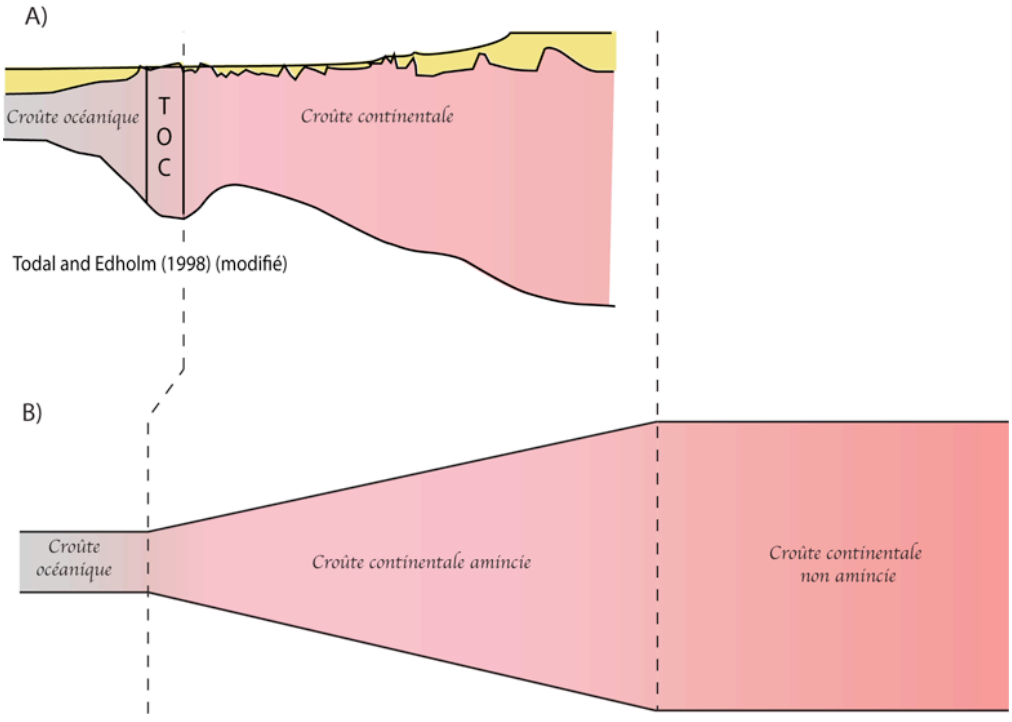


Figure 33 : diminution continue de l'épaisseur de la croûte amincie.
A) : exemple de la coupe crustale de la marge indienne (Figure 23 pour la localisation de la coupe). B) : modèle d'amincissement continu

Cependant, les marges analysées au cours de cette étude montrent souvent une diminution irrégulière de l'épaisseur crustale. Cette zone amincie est en général caractérisée par une diminution importante de l'épaisseur de la croûte continentale sur une relativement courte distance (50-100 km) puis une diminution plus faible de cette épaisseur jusqu'à

atteindre l'épaisseur de la croûte océanique (Figure 34). Cette diminution par paliers forme un segment intermédiaire de croûte continentale d'épaisseur grossièrement constante. Nous appellerons ce segment intermédiaire le « plateau crustal ». Il est caractérisé par une largeur W_p et une épaisseur h_p.

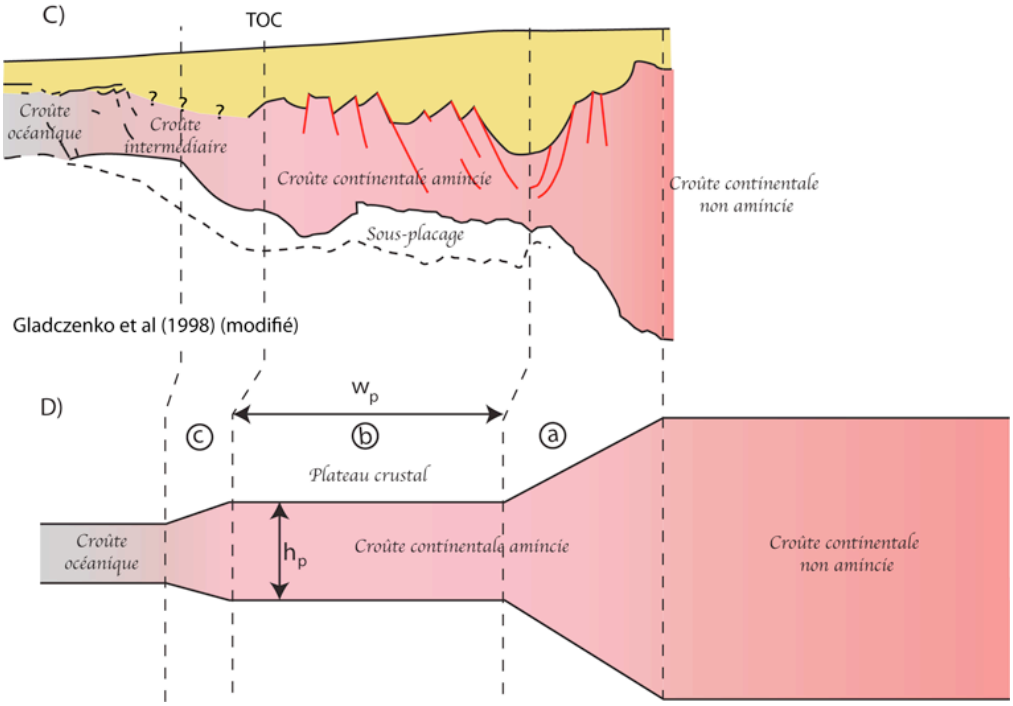


Figure 34 : diminution discontinue de l'épaisseur de la croûte amincie.
C) : exemple de la coupe crustale namibienne (Figure 23 pour la localisation de la coupe). D) : modèle d'amincissement discontinu avec a) zone d'amincissement proximale, b) plateau crustal défini par une largeur W_p et une épaisseur h_p, et c) zone d'amincissement distale.

Ces deux géométries de la zone amincie traduisent une histoire différente du rifting : la diminution continue de l'épaisseur de la croûte amincie marquerait un amincissement réalisé au cours d'une seule phase du rifting. La diminution discontinue de l'épaisseur de la croûte amincie marquerait un amincissement réalisé soit en une fois avec une zone de transfert de l'étirement, soit en deux phases séparées par un laps de temps plus ou moins long. Dans le premier cas, le plateau crustal correspondrait à une zone de résistance lors du processus d'amincissement. Dans le second cas, le plateau crustal serait le témoin d'un amincissement en deux étapes (Ren et al., 2003; Wangen et al., 2008).

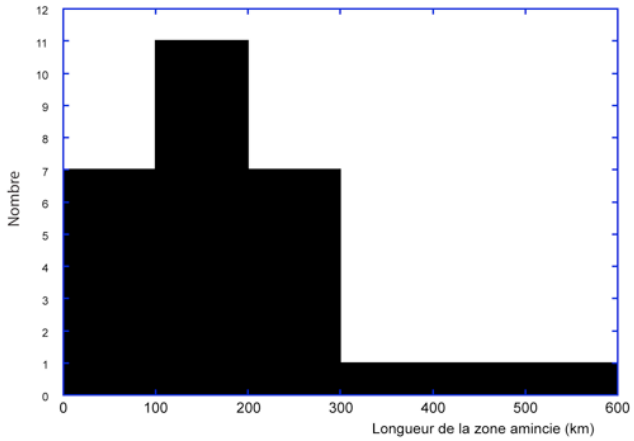
2.10.2. LONGUEUR DE LA CROUTE CONTINENTALE AMINCIE

La longueur de la croûte continentale amincie est, par définition, la distance le long de laquelle l'épaisseur de la croûte continentale diminue pour atteindre l'épaisseur de la croûte océanique. Nous avons donc mesuré la distance entre le début de la transition océan-continent, lorsqu'elle est indiquée par les auteurs, et le début de l'amincissement de la croûte continentale. Si la TOC et la croûte continentale non amincie ne sont pas indiquées sur la coupe, nous mesurons la distance entre la fin géométrique de l'amincissement et l'extrémité de la coupe où la distance entre ces deux surfaces est la plus grande. La valeur ainsi obtenue est donc une estimation minimale de la longueur de la zone amincie. Cette longueur renseigne

sur les processus de rifting (amincissement, étirement et rupture symétriques ou assymétriques, polyphasage du rifting).

Nous avons évalué la longueur de la croûte continentale amincie sur 28 coupes (Figure 35). Les trois profils crustaux norvégiens de Tsikalas et al. (2005) et le profil crustal indien de Todal et Edholm (1998) n'ont pas été pris en compte puisque la profondeur du Moho est contrainte essentiellement par la gravimétrie. Les deux coupes crustales du Paraná de Leyden et al. (1971) n'ont également pas été prises en compte car la géométrie du Moho ne permet pas d'obtenir une longueur de croûte amincie fiable.

Les mesures montrent que la longueur de la croûte amincie varie entre 36 km (marge du Groenland, Nielsen et al., 2002) et 557 km (marge norvégienne, Gernigon et al., 2006) soit un facteur proche de 20. Cette variabilité s'explique par la conjonction de différents processus : la durée du rifting (un rifting long semble favoriser l'augmentation de la longueur de la zone amincie), l'obliquité du rifting (crée une asymétrie du rift,), la rhéologie de la lithosphère lors du rifting (zones de faiblesse ou zones résistantes préexistantes contrôlant l'axe du rift et créant ainsi des marges asymétriques) (ex: Cloetingh et al., 1995; Dauteuil et Brun, 1993; Gueydan et al., 2008; McClay et White, 1995; Zeyen et al., 1997). La valeur médiane est de 160 km de longueur tandis que la valeur majoritaire est de 142 km (Figure 35). Ces valeurs sont des estimations minimales de la longueur de la zone amincie des marges passives analysées puisqu'une partie des mesures a été faite sur des coupes n'atteignant pas la croûte continentale non amincie. De plus, la zone amincie peut s'étendre sur le domaine émergé des marges passives. Or ce domaine émergé est rarement représenté sur les coupes crustales de la littérature.



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Longueur de la croûte continentale amincie (km)	36	142	160	557	28

Figure 35 : distribution de la longueur de la croûte continentale amincie (28 mesures).

2.10.3. RELATIONS ENTRE LA LONGUEUR DE LA ZONE AMINCIE, LA PROFONDEUR DE LA FOSSE ET L'AMPLITUDE DU RELIEF : INDICATIONS SUR LA DEFORMATION FLEXURALE ?

Comme démontré par van der Beek et al. (1994), une variation de la longueur de la zone amincie modifie la flexuration des marges passives. Afin de mieux comprendre les mouvements verticaux affectant les différentes marges étudiées, nous avons tenté de corréler les trois critères géométriques : l'amplitude du relief, la profondeur de fosse et la longueur de la zone amincie. Seulement, la réalisation de cette corrélation est difficile du fait des lacunes sur les données utiles à cette étude. En effet, s'il a été possible de mesurer une longueur de zone amincie sur certaines marges passives, la mesure de l'amplitude de leur relief n'a pu être réalisée (voir sous-partie 2.4.2). Inversement, si certaines marges passives étudiées ont une amplitude de relief mesurée, en revanche, il n'a pas été possible de mesurer la profondeur de fosse (voir sous-partie 2.9) ou la longueur de la zone amincie (voir sous-partie 2.10.2). Au final, seules quatre marges passives sont utilisables pour la corrélation : la marge angolaise, la marge namibienne, la marge norvégienne et la marge nord-américaine. Le résultat est décrit sur la Figure 36.

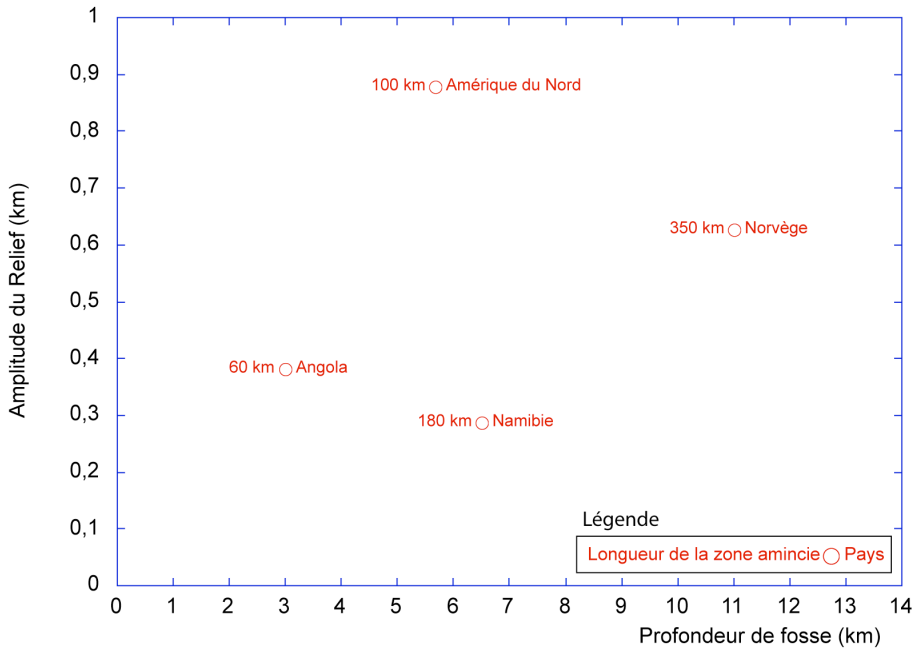


Figure 36 : relations entre la profondeur de fosse, l'amplitude du relief et la longueur de la zone amincie.

A droite des points est marquée la marge passive correspondant aux mesures et à gauche des points est marquée la longueur de la zone amincie de la marge. Cette longueur est une valeur médiane des mesures réalisées sur les différentes coupes prises en compte sur une zone d'étude.

Si cette étude semble montrer une absence de corrélation entre les différents critères géométriques retenus, ce résultat n'est pas significatif et des conclusions sont impossibles, étant donné le très faible nombre de points. De plus, l'amplitude du relief mesuré n'est sans doute pas un critère pertinent pour extraire des informations sur les mouvements flexuraux affectant les marges puisque la géométrie du relief est façonnée au cours du temps par l'action des processus de surface. Par conséquent, le lien entre l'amplitude du relief et la déformation flexurale n'est sans doute pas aussi simple.

2.11. LONGUEUR DE LA TRANSITION OCEAN-CONTINENT (TOC)

La transition entre une croûte continentale amincie et une croûte océanique est complexe et reste encore mal comprise. Nous présentons, dans une première sous-partie, les différents critères utilisés par les auteurs afin de déterminer cette TOC puis nous présentons, dans une seconde sous-partie, les résultats obtenus.

2.11.1. DETERMINATION DE LA TRANSITION OCEAN-CONTINENT

La transition océan-continent est représentée soit par une limite franche entre les croûtes océanique et continentale, soit par une transition très complexe ayant une définition et un positionnement variables selon les auteurs. Les critères suivants ont été utilisés par différents auteurs :

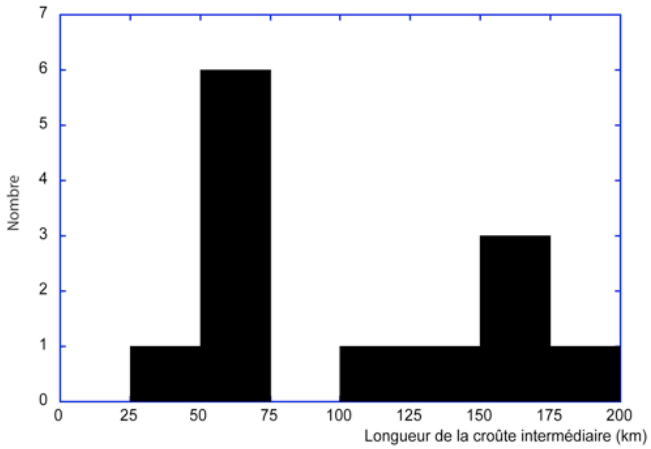
- les premières anomalies magnétiques (Maillard et al., 2006; Tsikalas et al., 2005) ;
- la géométrie des anomalies gravimétriques caractérisée par un maxima au niveau de la TOC (Bauer et al., 2000; Todal et Edholm, 1998 ; Watts et al., 1999) ;
- des données pétrologiques qui mettent en évidence soit un contact entre deux manteaux péridotitiques différents (Brun et Beslier, 1996; Manatschal et al., 2006; Nicolas, 1985; Rosenbaum et al., 2008) soit une intercalation d'une ride péridotitique entre une croûte océanique et une croûte continentale (Beslier et al., 1993), ou enfin une croûte avec une composition intermédiaire caractérisée par la présence de matériaux mafiques entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique (Charpentier et al., 1998; Manatschal et al., 2006; Nicolas, 1985) ;
- des données sismiques (Bauer et al., 2000 ; Beslier et al., 1993 ; Funck et al., 2004 ; Gladczenko et al., 1998 ; Gomez et al., 2004 ; Holbrook et al., 1994a ; Hopper et al., 2003 ; Maillard et al., 2006; Moulin, 2003 ; Todal et Edholm, 1998 ; Tsikalas et al., 2005 ; Zelt et al., 2003) qui montrent une augmentation de ~10% de la vitesse au niveau de la transition ;
- le dernier bloc de croûte continentale (Beslier et al., 1993; Boillot et al., 1987) ;
- la géométrie de la bathymétrie et du Moho : point d'inflexion en bas de pente continentale et point d'inflexion où la croûte cesse de diminuer d'épaisseur (Finlayson et al., 1998).

La variabilité de ces différents critères montre à quel point il est difficile de localiser et caractériser la géométrie précise de cette transition océan-continent.

2.11.2. RESULTATS

La transition océan-continent présente une longueur très variable, comprise entre quelques dizaines de kilomètres et plus de cent kilomètres. Nous avons mesuré cette longueur uniquement lorsque celle-ci est décrite sur les différentes coupes crustales utilisées.

Treize coupes décrivent cette TOC. Les mesures indiquent une longueur qui varie entre 26 km (marge est-américaine, Watts et al., 1999) et 183 km (marge angolaise, Moulin, 2003, voir Figure 37). La valeur médiane est quant à elle de 72 km tandis que la valeur majoritaire est de 66 km.



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Longueur de la croûte intermédiaire (km)	26	66	72	183	13

Figure 37 : distribution de la longueur de la croûte intermédiaire (13 mesures).

Ces résultats montrent que la longueur de la Transition Océan-Continent peut atteindre près de 200 km. Si cette transition est parfois définie par un simple contact tectonique, cette transition peut aussi être une transition compositionnelle sur une distance importante (une soixantaine de kilomètres). C'est le cas, par exemple, de la marge namibienne dont la transition entre le continent et la croûte océanique est accommodée par une faille faiblement pentée au contact de la croûte océanique et une croûte de composition intermédiaire de 70-100 km sous les SDR (voir sous-partie 2.2).

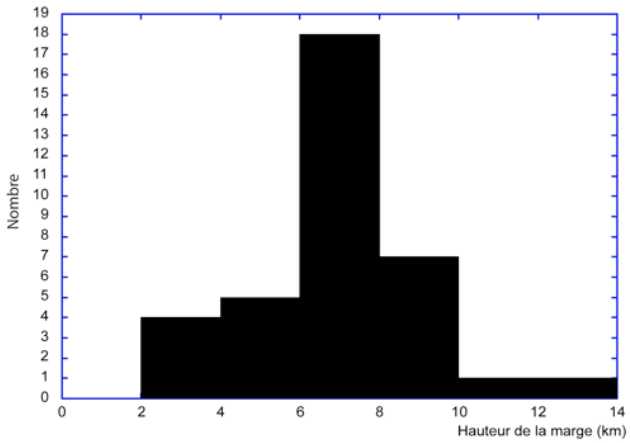
2.12. HAUTEUR DE LA MARGE PASSIVE

La hauteur de la marge passive est la distance entre l'altitude moyenne du socle de la croûte continentale non amincie et l'altitude moyenne du sommet de la croûte océanique **(**Figure 21**)**. Si la coupe n'indique pas la croûte continentale non amincie, nous approximons la hauteur de marge en considérant cette hauteur comme étant la distance entre le zéro marin et l'altitude moyenne des fonds océaniques.

Ce critère géométrique intègre donc les mouvements verticaux du domaine interne et du domaine distal de la marge. Il renseigne donc sur l'équilibre isostatique, à grande échelle, de la marge passive. Il renseigne également sur la subsidence thermique qui affecte la croûte océanique et la croûte continentale amincie.

Pour évaluer la hauteur de la marge, les sept coupes de sub-surface et 29 coupes sur les 34 coupes crustales retenues ont été utilisées. Les coupes de Hatton Bank et Eddoras Bank (Barton et White, 1997) ainsi que la coupe ibérique de Zelt et al. (2003), une coupe norvégienne de Gomez et al. (2004) et une coupe norvégienne de Barton et White (1997) n'étaient pas exploitables : dans les deux premiers et le dernier cas, le sommet de la croûte océanique est mal imagé, la coupe du troisième cas n'atteint pas la croûte océanique et dans le quatrième et avant-dernier cas, la coupe manque de résolution pour mesurer une hauteur de marge.

Les hauteurs varient entre 2,6 km (marge du Groenland, Korenaga et al., 2001) et 13 km (marge est-américaine, Holbrook et al., 1994a, voir Figure 38). Les valeurs médianes et majoritaires ont une valeur identique (6,6 km).



	Valeur minimale	Valeur majoritaire	Valeur médiane	Valeur maximale	Nombre de données
Hauteur de la marge (km)	2,6	6,6	6,6	13	36

Figure 38 : distribution de la hauteur de la marge sur 36 coupes.

Cette hauteur est principalement contrôlée par deux processus : l'isostasie et la subsidence thermique. En effet, la marge passive est une croûte continentale de densité 2800 kg/m^3 environ en contact avec une croûte océanique présentant une densité plus forte (densité de 2900 kg/m^3) et croissante au cours du temps. Ces deux croûtes reposent sur un manteau de densité 3300 kg/m^3 environ.Or ces couches ne sont pas homogènes et les croûtes continentales amincies (voir partie 2.10) et océaniques présentent une géométrie crustale variable en fonction des marges. Une modification des densités de ces couches (ex : intrusion mafique dans la croûte continentale amincie, hétérogénéité dans le manteau lithosphérique), l'ajout d'une charge sédimentaire ou volcanique sur les croûtes, ou enfin une variation de la géométrie crustale modifie l'équilibre isostatique et fait donc varier la hauteur des marges passives.

L'augmentation de la densité de la croûte océanique au cours du temps est due au refroidissement thermique (Parsons et Sclater, 1977). Ce processus se traduit sur la marge, par une subsidence thermique de la zone amincie et de la croûte océanique rapide au moment de la formation de la première croûte océanique et qui ralentit ensuite progressivement. Ce processus commun à toutes les marges explique la tendance observée sur la Figure 39. En effet, celle-ci montre une augmentation de la hauteur de la marge avec l'âge. Elle explique donc qu'un grand nombre de marges présentent actuellement une hauteur de 7 km±1 (marges norvégienne, ibérique, angolaise, namibienne, mauritanienne, sud-africaine et d'Argentine).

Cependant, la Figure 39 montre que la corrélation entre l'âge de la marge et sa hauteur n'est pas simple. En effet, les marges centre-atlantique, les plus anciennes, comme les marges conjuguées marocaine et canadienne (8 - 9 km de hauteur et rifting au Trias-Lias : 250 à 180Ma), présentent des hauteurs comparables à des marges plus jeunes comme la marge angolaise (8-10 km de hauteur et rifting à 120 Ma). Cette observation montre l'importance de l'isostasie locale dans le contrôle de la hauteur de la marge. En effet, ce contrôle est très net entre la marge canadienne (8 km de hauteur) et la marge est-américaine de même âge (11-13 km de hauteur). Contrairement à la marge canadienne, la marge est-américaine présente un volume volcanique (Holbrook et al., 1994a) et un volume sédimentaire (Holbrook et al., 1994a ; Watts et al., 1999) considérables, reposant sur une zone amincie deux fois moins longue (~ 100km pour la marge est-américaine et ~ 200 km pour la marge canadienne) et sur la croûte océanique. Ces volumes exercent une charge plus importante sur la croûte océanique qui dès lors subside. Concernant la faible hauteur de la marge du Groenland, son origine est méconnue et peut être associée à un caractère volcanique particulier de la marge du fait de la présence du point chaud islandais à proximité (état thermique suffisamment élevé pour retarder significativement la subsidence thermique ou anomalie positive de densité dans le manteau).

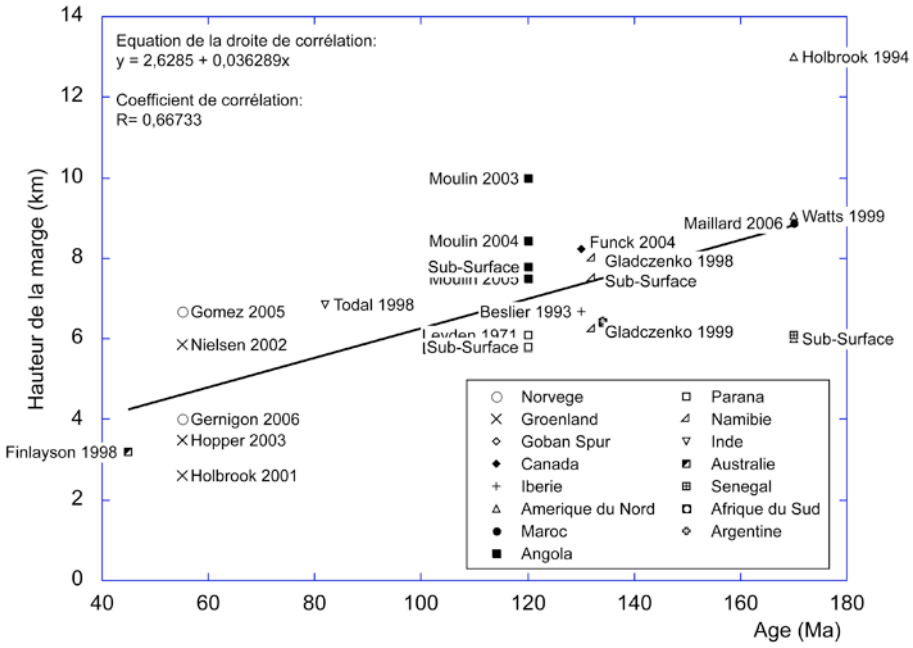


Figure 39 : relation entre la hauteur et l'âge de la marge.

Si le refroidissement thermique de la croûte océanique explique la subsidence des marges au cours du temps, l'isostasie exerce un contrôle non négligeable sur la position verticale du plancher océanique.

2.13. CONSEQUENCES DU CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL SUR LA POSITION VERTICALE DES MARGES PASSIVES : EXEMPLE DES MARGES PASSIVES CONJUGUEES DE L'ATLANTIQUE CENTRAL ET SUD

La comparaison des résultats des critères géométriques entre les marges conjuguées de l'Atlantique Central et l'Atlantique Sud a permis l'observation des effets du contexte géologique régional sur la position verticale des marges passives. En effet, si les marges de l'Atlantique Central (marge est-américaine, marge mauritanienne) ne sont pas affectées par des zones actives (subduction, collision) ou des reliefs à grande longueur d'onde, il en est différemment pour les marges passives de l'Atlantique Sud. Nous présentons, dans cette partie, une comparaison entre la position verticale de marges passives conjuguées de l'Atlantique Central et celle de marges passives conjuguées de l'Atlantique Sud dont certaines sont soumises soit à une zone active (la marge d'Argentine est située à proximité de la cordillère andine) ou à une déformation à grande longueur d'onde (les marges namibienne et sud-africaine sont affectées par le plateau sud-africain).

Quatre couples de marges conjuguées ont été choisies. Du Nord au Sud :

- les marges est-américaine et mauritanienne. Le choix de ces marges se justifie par l'éloignement de la Mauritanie avec le Nord de l'Afrique qui est soumis à un raccourcissement ;

- les marges du Nord-Paranà et de l'Angola et les marges du Sud-Paranà et de la Namibie. L'intérêt de ces coupes réside dans leur localisation au centre de l'Atlantique Sud. Elles encadrent deux structures conjuguées majeures, partageant les marges de l'Atlantique Sud en deux régions distinctes : les rides volcaniques de Walvis et de Rio Grande. En effet, le Sud de ces rides est caractérisé par un relief élevé en Afrique (le plateau sud-africain) et un relief inexistant en Amérique du Sud, tandis que le Nord de ces rides est caractérisé par un relief non négligeable de part et d'autre de l'Atlantique (dépasse les 500 m) ;

- les marges d'Argentine et d'Afrique du Sud (voir partie 2.7).

Nous avons réalisé, pour chaque marge, une série de trois (marges est-américaine, mauritanienne, angolaise, namibienne et marge du Paranà) à cinq coupes (marges d'Argentine et d'Afrique du sud) de sub-surface (voir sous-partie 2.4.2) dans des régions contiguës lors de l'ouverture des Océans Atlantique Central et Sud. Les localisations ont été choisies sur la base d'une reconstitution cinématique récente de l'Océan Atlantique Sud (Moulin, 2003). Chaque coupe de sub-surface a été complétée par un profil d'âge de la croûte océanique obtenu à partir de la grille numérique de Müller et al. (1997). Cette grille, construite à partir des anomalies magnétiques et des modèles globaux de cinématique des plaques tectoniques, a une résolution de 6 arcminutes. L'intérêt du profil d'âge le long de chaque coupe est de s'assurer que nous comparons la position verticale de planchers océaniques conjugués de même âge. En effet, la position verticale du plancher océanique est en partie contrôlée par la subsidence thermique qui augmente au cours du temps. Les profils et les coupes ont été ensuite moyennés sur chaque marge afin de filtrer les anomalies locales. Une altitude moyenne a été calculée

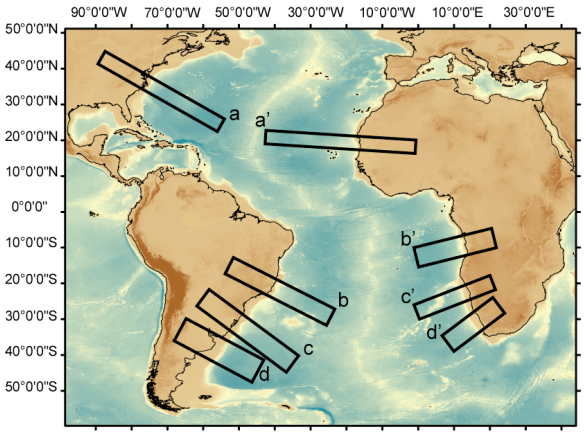
dans le domaine continental et dans le domaine marin sur chaque coupe de sub-surface. Dans le domaine continental, l'altitude moyenne a été calculée à proximité du relief de la marge (voir partie 2.7) tandis que dans le domaine marin, l'altitude moyenne est calculée sur une longueur de croûte océanique dont l'âge est identique sur chaque coupe conjuguée. La Figure 40 illustre la comparaison des quatre couples de marges conjuguées ainsi que la position des huit coupes moyennes sur une carte de l'Atlantique Central et Sud.

Nous allons décrire les résultats du Nord au Sud. La Figure 40 montre que les marges est-américaine et mauritanienne présentent une différence d'altitude très faible, aussi bien entre les altitudes moyennes continentales (50 m) que les altitudes moyennes océaniques (320 m). Malgré la présence des Appalaches sur la marge est-américaine, ces marges ont une géométrie du socle et une position verticale très proches.

Les marges conjuguées du Nord-Paraná et de l'Angola montrent, quant à elles, quelques différences. En effet, les altitudes moyennes continentales et océaniques de la marge du Paraná sont surélevées respectivement de 160 m et 650 m environ par rapport aux altitudes continentales et océaniques de la marge angolaise. Si la différence d'altitude de 160 m est trop faible pour être significative, la différence d'altitude de 650 m serait, quant à elle, probablement due aux effets combinés de la charge sédimentaire du prisme angolais, qui est plus important que celui de la marge du Nord-Paranà, et aux effets thermiques du parcours du point chaud de Tristan da Cunha sur le plancher océanique de la marge du Nord-Paranà. Dans le premier cas, la charge sédimentaire importante augmente la profondeur du plancher océanique angolais tandis que dans le second cas, l'effet thermique du point chaud a ralenti la subsidence thermique du plancher océanique de la marge du Nord-Paraná.

Les différences s'accentuent et s'inversent au Sud des rides de Walvis et de Rio Grande. En effet, il existe un décalage très important entre les altitudes moyennes continentales (1065 m) et océaniques (1890 m) des marges conjuguées du Sud-Paranà et de Namibie. Il semblerait que la marge namibienne soit surélevée d'environ 1000 m par rapport à la marge sud du Parana, aussi bien dans le domaine marin que dans le domaine continental. Ces 1000 mètres de différence correspondent à la hauteur du plateau sud-africain dont l'origine est débattue (voir partie 2.7). Les 900 m d'écart supplémentaire entre les deux marges, dans le domaine océanique, peuvent être la conséquence, d'une part, de la charge sédimentaire du prisme de la marge du Sud-Paranà, qui est plus important que celui de la marge namibienne, et, d'autre part, de l'effet thermique du parcours du point chaud de Tristan da Cunha sur le plancher océanique namibien.

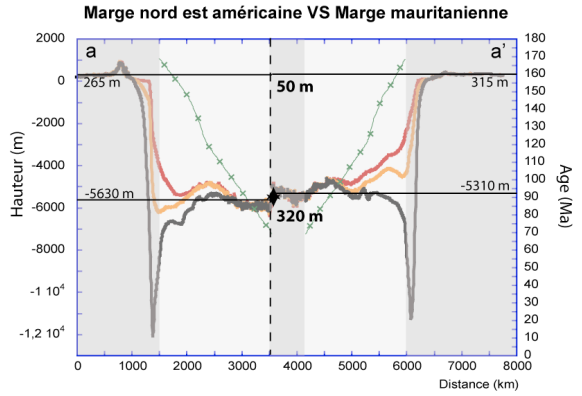
La surélévation de 1000 m observée entre la marge namibienne et la marge du Sud Paraná est également présente entre les deux dernières marges conjuguées, la marge d'Argentine et la marge sud-africaine, mais elle est amplifiée de 500 m environ (1480 m de différence d'altitude entre ces deux marges). Cette augmentation de 500 m correspond à la quantité de subsidence du socle de l'Argentine dans le domaine continental. Ces 500 m de subsidence de la marge d'Argentine s'expliqueraient donc par la présence de la Cordillère Andine en amont de la marge (voir sous-partie 2.7). Quant aux 300 m environ d'écart supplémentaire entre les deux marges, dans le domaine océanique, ils peuvent être la conséquence de la charge exercée par le volume sédimentaire sur le plancher océanique de l'Argentine.

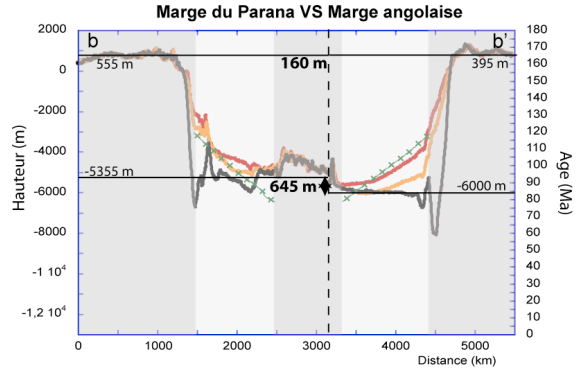


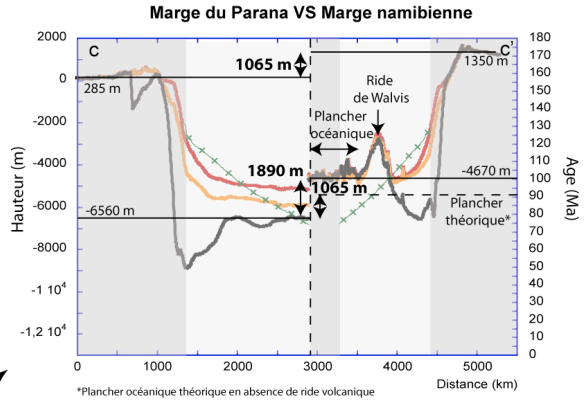
Position des coupes des différentes marges passives conjuguées

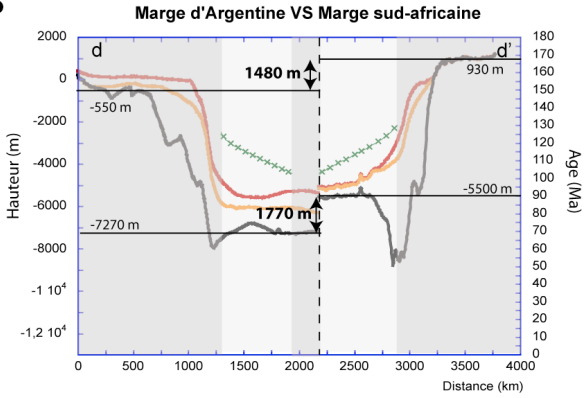
N W E

S









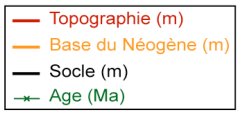


Figure 40 : comparaison de la position verticale de trois couples de marges conjuguées de l'Atlantique Central et Sud.

Les coupes de sub-surface ont été extraites d'Etopo2 et de la base de données d'Emery et Uchupi (1984) tandis que les profils d'âge ont été extraits de la base de données de Müller et al. (1997). A gauche des graphiques, sont représentées les coupes de sub-surface des marges américaines tandis qu'à droite sont représentées les coupes de sub-surface des marges ouest-africaines. La distance sur chaque graphique est mesurée suivant un axe Ouest-Est et décrit la distance totale des deux coupes réunies. Les chiffres en gras et les doubles flèches représentent la différence d'altitude entre les altitudes moyennes continentales, d'une part, et océaniques, d'autre part, entre chaque marge conjuguée. Les altitudes océaniques comparées sont choisies en fonction de leur âge identique sur les deux coupes.

Ce travail montre une différence de 1000 m environ entre le Sud de l'Afrique et le Sud de l'Argentine aussi bien à terre qu'en mer. Cette anomalie topographique au niveau du Sud de l'Afrique est connue (Nyblade et Robinson, 1994) et reste mal comprise. Elle a fait l'objet de nombreux travaux de recherche (i.e. Cox, 1989; Gallagher et Brown, 1999b; Gurnis et al., 2000; Nyblade et Sleep, 2003; Pysklywec et Mitrovica, 1999; van der Beek et al., 2002) et différentes hypothèses ont été proposées (voir partie 2.7). Notre étude montre que le soulèvement de 1000 m environ du plancher océanique et du domaine continental africain traduit une origine profonde, mantélique de l'anomalie topographique. En effet, le soulèvement du plancher océanique ne peut être expliqué par le ridge-push puisque la plaque océanique est trop rigide pour se déformer sous l'effet de cette force. La déformation produite par le ridge- push affecte préférentiellement les marges passives au niveau de la transition océan-continent (Bott, 1991). Ce ne peut être également la subsidence thermique puisque celle-ci affecte de la même façon l'ensemble des marges. Donc cette anomalie topographique ne peut correspondre qu'à une topographie soutenue dynamiquement par des processus mantéliques comme la remontée d'un plume. En revanche, ce travail ne permet pas de préciser l'histoire de la mise en place de cette anomalie.

Enfin, cette étude comparative montre l'importance du contexte géologique régional dans le contrôle de la position verticale des marges passives. Les marges étant souvent étudiées seules, cette étude démontre que pour mieux comprendre l'évolution d'une marge passive, il est nécessaire de l'étudier en comparaison de sa conjuguée mais également en comparaison des marges conjuguées environnantes.

2.14. CONCLUSION

Cette analyse paramétrique a permis tout d'abord d'extraire, à partir des valeurs médianes et majoritaires de chaque critère géométrique, une géométrie de référence qui nous est nécessaire pour contraindre la modélisation numérique (Chapitre 3 et Chapitre 5) mais qui ne représente pas un modèle synthétique représentatif de toutes les marges mondiales. En effet, en construisant ce modèle géométrique de marge à partir des valeurs médianes et majoritaires de huit critères géométriques (voir Figure 41), il représente une géométrie crustale filtrée qui synthétise les valeurs géométriques les plus répandues parmi les valeurs mesurées sur les marges sélectionnées. Il présente donc des caractéristiques communes et des différences notables par rapport à ces marges.

Ce travail nous a permis ensuite d'évaluer des ordres de grandeur sur la variabilité géométrique des marges passives. Ces ordres de grandeur nous permettent d'imposer des limites réalistes aux simulations numériques et de comprendre ainsi les processus mis en jeu qui peuvent expliquer ces différences.

Cette géométrie de référence, présentée sur la Figure 41, est une structure qui s'étend sur 680 km minimum (valeur minimum du fait de la sous- estimation sur la longueur du domaine aminci) entre le domaine océanique et le domaine continental. En effet, une marge est comprise entre la transition océan-continent et la terminaison du relief de la marge (point d'inflexion entre le relief et l'altitude moyenne de la croûte non amincie) qui peut s'étendre jusqu'à 450-500 km sur le domaine continental de la marge. Cette longueur totale de marge varie de 310 à 1240 km.

La longueur totale de 680 km comprend 160 km de longueur de zone amincie et 66 km de longueur de croûte intermédiaire. L'épaisseur crustale le long de la marge varie de 36 km au niveau du domaine non aminci à 7 km au niveau de la croûte océanique. Quant à l'épaisseur lithosphérique, elle est de 100 km environ au niveau du domaine non aminci. Concernant la géométrie du socle, la profondeur de fosse atteint 2 km et la hauteur de la marge est de 6,6 km. Enfin la topographie le long de la marge est caractérisée par une altitude moyenne de la croûte non amincie de 270 m et un relief présentant une longueur de 450 km et une amplitude de 280m.

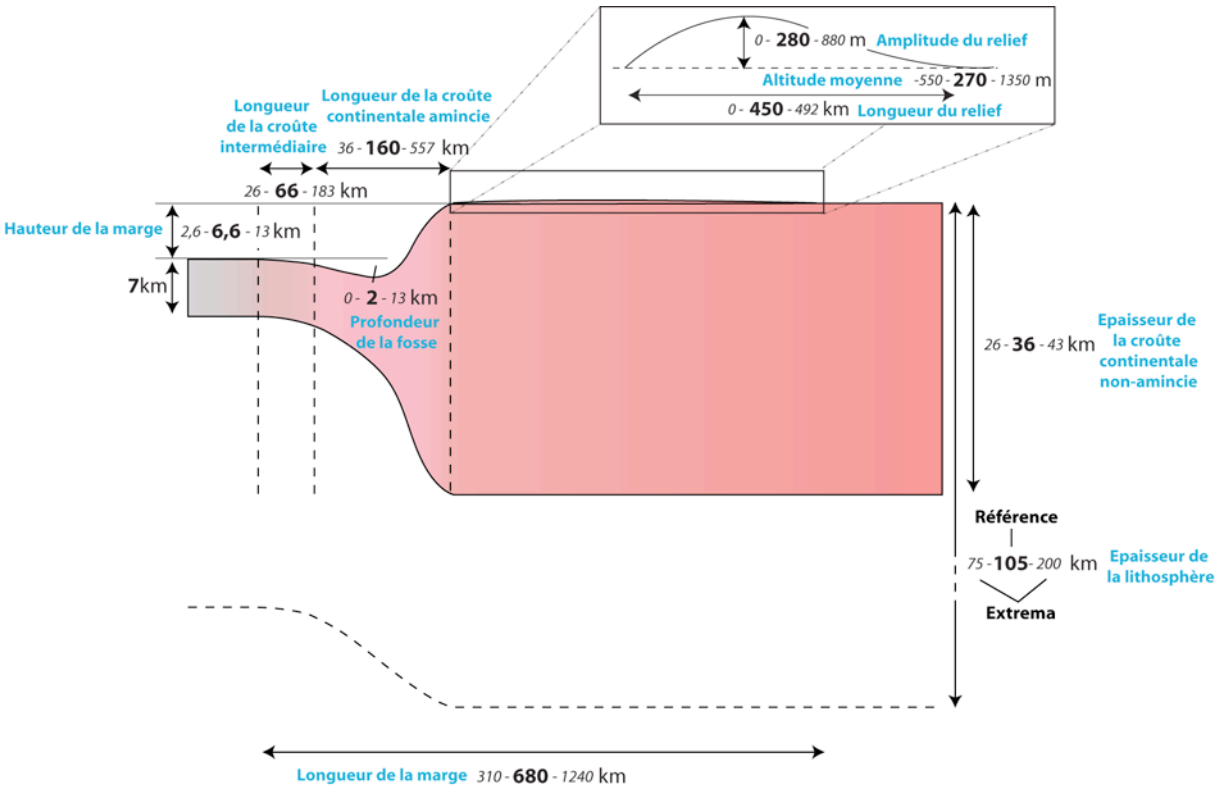


Figure 41 : géométrie crustale de référence.

Elle a été construite à partir des valeurs médianes et majoritaires mesurées pour chaque paramètre. Chaque paramètre est décrit par une valeur de référence et sa variabilité, à l'exception de l'épaisseur de la croûte océanique qui est définie, dans le cadre de cette étude, par une valeur communément admise de 7 km. Enfin, la longueur de la marge est la somme des différentes valeurs de la longueur de la transition océan-continent, la longueur de la zone amincie et la longueur du relief.

La gamme de variation des critères géométriques permet d'appréhender la variabilité des processus à l'origine de ces valeurs géométriques (Figure 21). Ainsi, il apparaît que la géométrie du domaine aminci présente la plus grande variabilité. Le timing et les modalités du rifting sont donc importants à contraindre et à intégrer dans la réflexion. Avec cette étude, nous voulions essayer de déterminer, sur chaque critère géométrique, le processus qui exerçait le contrôle le plus important. Or, s'il a été possible de déterminer le contrôle de processus sur

un certain nombre de critères, la hiérarchisation des différents processus contrôlant chaque critère reste encore mal connue. Afin de hiérarchiser ces processus et comprendre leur action sur la dynamique flexurale des marges passives au cours du post-rift, nous avons utilisé la modélisation numérique qui est présentée dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 3. – Le modèle numérique Flex3D

Dans ce troisième chapitre, nous présentons, dans un premier temps, un nouveau code numérique que nous avons utilisé au cours de cette étude et je vous présente ensuite ma contribution personnelle dans l'obtention des résultats numériques.

3.1. INTRODUCTION

Pour étudier l'évolution post-rift des mouvements verticaux affectant une marge passive soumise à des processus thermiques, de l'isostasie flexurale et des processus de surface, et comprendre l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire, nous avons utilisé un nouveau modèle numérique, nommé Flex3D, développé par Jean Braun en 2005. Ce modèle numérique calcule la déflection de la surface d'une plaque élastique mince et d'épaisseur variable. Nous supposons que l'épaisseur élastique est contrôlée par la profondeur d'une isotherme. En effet, l'isostasie flexurale est couplée à des processus thermiques. Flex3D inclut un rééquilibrage des isothermes déstabilisées lors d'un amincissement considéré comme instantané dans ce code. L'isostasie flexurale et les processus thermiques sont également couplés à des processus de surface représentés par une loi de diffusion (transport linéairement proportionnel à la pente et conservation de la masse).

Dans un premier temps, nous présentons en détail et sous la forme d'un article, le modèle numérique Flex3D. Des résultats 2D et 3D obtenus avec Flex3D y sont comparés avec des données naturelles. Je présente ensuite mon travail personnel réalisé à partir du modèle numérique Flex3D.

3.2. FLEX3D : A VARIABLE ELASTIC THICKNESS FLEXURAL MODEL COUPLED TO A 3D THERMAL EVOLUTION MODEL OF THE LITHOSPHERE AND A SURFACE PROCESSES MODEL TO STUDY THE GEODYNAMICAL EVOLUTION OF NON-CYLINDRICAL RIFTED PASSIVE MARGINS (ARTICLE)

Flexure of the lithosphere and the geodynamical evolution of non-cylindrical rifted passive margins: results from a numerical model incorporating variable elastic thickness, surface processes and 3D thermal subsidence

Jean Braun*& François Deschamps

Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, CNRS, Rennes Cedex CS 35042, France

July 2008

Abstract

We present a new numerical model to calculate the surface deflection of a two-dimensional, yet variable thickness, thin elastic plate. The model is based on a multi-grid, finite difference solution of the fourth-order differential equation that incorporates the terms arising from the non-uniform thickness assumption. The model has been developed to calculate the flexural response of the continental lithosphere subjected to an arbitrary, instantaneous stretching. The flexural model is coupled to (a) a finite element, three dimensional thermal model incorporating the conduction, advection and production terms that allows to compute the thermal subsidence resulting from the stretching-induced perturbation of the isotherms, assuming that the effective elastic thickness is controlled by the depth to a given isotherm; and (b) a finite difference surface processes model that assumes that transport is linearly proportional to slope leading to a second-order, diffusion-type partial differential equation. The model also incorporates the effect of sediment compaction. We

*Corresponding author: Jean Braun, Jean.Braun@univ-rennes1.fr, Fax: +33(0)2 2323 6780

present a series of simple benchmarks that demonstrate the accuracy of the model. We also present results of simple 2-D and 3-D stretching experiments highlighting the importance of 3-D flexural effects and the assumed variable elastic thickness on the development of a passive margin and its thermal evolution. Finally, we compare the results of a numerical experiment with a synthetic cross-section built from a wide range of observations collected along a segment of the passive continental margin off western Namibia.

Keywords

Flexural isostasy, Passive margin, Surface processes, Thermal evolution, Variable elastic thickness, Flex3D

Introduction

Flexural effects during extension and stretching of the continental lithosphere lead to rift flank uplift and overdeepening of the adjacent rift basin areas (Vening Meinesz, 1950; Beaumont, 1982; Braun and Beaumont, 1989). With a few exceptions (vanWees and Cloetingh, 1996), most quantitative studies of these flexural effects have been limited to two-dimensional analyses (Braun and Beaumont, 1989; Weissel and Karner, 1989; Chéry et al., 1992). In particular, flexural effects along non-cylindrical passive margin segments, such as commonly observed where large fracture zones intersect the continent, have not been quantitatively assessed. This is true too for the three-dimensional patterns of the ensuing thermal subsidence. Although sophisticated models have been developed to simulate the complex sedimentary architecture associated with tectonic subsidence and/or sea level change (Bitzer and Pflug, 1989; Grandjeon and Joseph, 1999, among many others), none has so far been properly linked to a three-dimensional flexural and thermal model of the underlying lithosphere to study the complex behavior of this coupled system.

Here, we present a recently developed numerical model, which we called **Flex3D**, that combines a state-of-the-art solver for the thin elastic plate flexure equation with a surface processes model and a three-dimensional model of the thermal evolution of the underlying lithosphere. We demonstrate its usefulness in quantifying the uplift and

subsidence patterns associated with rifting and their evolution through time following a rifting event that leads to the formation of a passive continental margin. We highlight the importance of three dimensional effects, focusing on the complex geometry of passive margins in the vicinity of an important 'jog' connecting two linear segments and on the effects of strongly varying elastic thickness across the continent-ocean transition following continental rifting. We demonstrate the enhancement of flexural effects where the margin is not linear. Finally, we show how our predictions can be directly compared to the geometry of a passive margin, off the coast of western Namibia.

The flexural model

Basic equation

The deflection, w, of a thin elastic plate subjected to a vertical load q, an in-plane stress field $[\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{xy}]$ and floating on an inviscid fluid of density ρ_a is governed by the following equation (vanWees and Cloetingh, 1994):

$$\begin{aligned} D\frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + D\frac{\partial^4 w}{\partial y^4} + 2D\frac{\partial^4 w}{\partial x^2 \partial y^2} + 2\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial^3 w}{\partial x^3} + \frac{\partial^2 D}{\partial x^2}\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + 2\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial^3 w}{\partial y^3} + \frac{\partial^2 D}{\partial y^2}\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \\ +\nu\frac{\partial^2 D}{\partial y^2}\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \nu\frac{\partial^2 D}{\partial x^2}\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + 2\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial^3 w}{\partial x \partial y^2} + 2\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial^3 w}{\partial x^2 \partial y} + 2(1-\nu)\frac{\partial^2 D}{\partial x \partial y}\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y} \\ = q + \Delta\rho g w + \sigma_{xx} h\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \sigma_{yy} h\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + 2\sigma_{xy} h\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y} \end{aligned} \quad (1)$$

where D is the flexural rigidity, given by:

$$D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)} \quad (2)$$

$\Delta\rho = \rho_a - \rho_w$ (where ρ_w is the density of water assumed to fill the space created by the deflection of the plate), g is the acceleration due to gravity, h is effective elastic thickness (EET), E is Young's modulus and ν is Poisson's ratio. ν is assumed to have a uniform value, but E and h are allowed to vary spatially.

Assuming that the plate thickness and elastic rigidity are uniform, Equation 1 would reduce to the well-known biharmonic equation (Bodine et al., 1981):

$$\begin{aligned} D\frac{\partial^4 w}{\partial^4 x} + D\frac{\partial^4 w}{\partial^4 y} + 2D\frac{\partial^4 w}{\partial^2 x \partial^2 y} \\ = q + \Delta\rho g w + \sigma_{xx} h\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \sigma_{yy} h\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + 2\sigma_{xy} h\frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y} \end{aligned} \quad (3)$$

for which there exist analytical solutions corresponding to a variety of boundary conditions (see Watts (2001), for example). Here we will assume that D and h vary in an arbitrary manner in space and time. Consequently equation (1) needs to be solved numerically.

The domain of integration is a rectangular area of dimensions L_x by L_y. Boundary conditions are zero deflection ($w = 0$) and zero bending ($\partial^2 w/\partial n^2 = 0$, where n is the direction normal to the boundary), on all four domain boundaries ($x = 0$, $x = L_x$, $y = 0$, $y = L_y$).

The load

Our main purpose is to solve Equation 1 to estimate the deflection of the lithosphere following a rifting event during which the crust of original thickness h_c^0 is thinned by a factor $\delta = h_c^0/h_c$ and the mantle part of the lithosphere of original thickness h_m^0 is thinned by a factor $\beta = h_m^0/h_m$. Following Braun and Beaumont (1989) and Weissel and Karner (1989), the strength profile of the lithosphere can be approximated, to first order, by a strong fiber located at a depth z_n, also called the necking depth, i.e. the depth along which the lithosphere would neck if it was not subjected to isostasy. Under such an assumption, thinning of the crust induces a vertical deflection of amplitude

$$w_\delta = -(1 - 1/\delta)z_n \tag{4}$$

which generates a vertical, isostaticly-driven load, q_δ, of amplitude:

$$q_\delta = (1 - 1/\delta)z_n \Delta\rho g - (1 - 1/\delta)h_c(\rho_m - \rho_c)g \tag{5}$$

Thinning of the lithosphere induces also a thermal load, q_t, of amplitude:

$$q_t = \int_0^{h_c+h_m} \rho(z) g \alpha_v \Delta T(z)\, dz \tag{6}$$

where α_v is the coefficient of thermal expansion and $\Delta T(z)$ the difference in temperature at depth z before and after the extension. Finally, the loading/unloading associated with sedimentation and erosion processes can be approximated by an additional load, q_s, of amplitude:

$$q_s = -(\rho_s - \rho_w)g z_s \tag{7}$$

where z_s is the accumulated (fully compacted) sediment thickness ($z_s > 0$) that replaces the water assumed to fill the gap created by the deflection of the surface (Equation 1), or the thickness of eroded material ($z_s < 0$).

Finite difference discretization

Equation (1) is solved on a two-dimensional rectangular grid with regular spacings Δx and Δy, using the following centered finite difference operators at a point of integer coordinates (i, j):

$$
\begin{aligned}
\frac{\partial \psi}{\partial x}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i+1,j)} - \psi_{(i-1,j)}}{2\Delta x} \\
\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i+1,j)} - 2\psi_{(i,j)} + \psi_{(i-1,j)}}{\Delta x^2} \\
\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial y}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i+1,j+1)} - \psi_{(i-1,j+1)} - \psi_{(i+1,j-1)} + \psi_{(i-1,j-1)}}{4\Delta x \Delta y} \\
\frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i,j+1)} - 2\psi_{(i,j)} + \psi_{(i,j-1)}}{\Delta y^2} \\
\frac{\partial^3 \psi}{\partial x^3}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i+2,j)} - 2\psi_{(i+1,j)} + 2\psi_{(i-1,j)} - \psi_{(i-2,j)}}{2\Delta x^3} \\
\frac{\partial^3 \psi}{\partial x^2 \partial y}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i+1,j+1)} - 2\psi_{(i,j+1)} + \psi_{(i-1,j+1)} - \psi_{(i+1,j-1)} + 2\psi_{(i,j-1)} - \psi_{(i-1,j-1)}}{2\Delta x^2 \Delta y} \\
\frac{\partial^3 \psi}{\partial x \partial y^2}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i+1,j+1)} - 2\psi_{(i+1,j)} + \psi_{(i+1,j-1)} - \psi_{(i-1,j+1)} + 2\psi_{(i-1,j)} - \psi_{(i-1,j-1)}}{2\Delta x \Delta y^2} \\
\frac{\partial^3 \psi}{\partial y^3}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i,j+2)} - 2\psi_{(i,j+1)} + 2\psi_{(i,j-1)} - \psi_{(i-,j-2)}}{2\Delta y^3} \\
\frac{\partial^4 \psi}{\partial x^4}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i+2,j)} - 4\psi_{(i+1,j)} + 6\psi_{(i,j)} - 4\psi_{(i-1,j)} + \psi_{(i-2,j)}}{\Delta x^4} \\
\frac{\partial^4 \psi}{\partial y^4}|_{(i,j)} &\approx \frac{\psi_{(i,j+2)} - 4\psi_{(i,j+1)} + 6\psi_{(i,j)} - 4\psi_{(i,j-1)} + \psi_{(i,j-2)}}{\Delta y^4}
\end{aligned}
\tag{8}
$$

The partial differential equation (Equation 1) reduces to a set of coupled linear equations, one for each point (i, j) of the regular grid connecting (i, j) to its 12 closest neighbours which can be expressed symbolically in the following matrix form:

$$\mathbf{AW} = \mathbf{Q} \tag{9}$$

where $\mathbf{A}$ is a positive definite matrix, $\mathbf{W}$ the vector of unknown displacements of length equal to the total number of points on the regular grid and $\mathbf{Q}$ a load vector of same length.

Multigrid solver

In order to solve this large system of algebraic equations, a multi-grid, iterative method (Hackbusch, 1985) is used. This method uses a set of nested grids of resolution $(2^l+1) \times (2^l+1)$ for $l = l_{min}, l_{max}$ and requires three basic ingredients: a smoothing operator that improves the solution at any given level, l; a prolongation operator that interpolates the residual from a coarse grid (level l) to a fine grid (level $l+1$); and a restriction operator that transfers the information (the residual) from fine to coarse grids. Here we use a Gauss-Siedel iterative scheme for the smoothing operator, a bilinear interpolation for the prolongation operator and its adjoined for the restriction operator. We also make use of W-cycles to accelerate the convergence of the algorithm while performing less smoothing operations on the finer grid levels (Hackbusch, 1985).

At each grid level l, the linear system of equations is constructed from the finite difference approximation described above at resolution $\Delta x = L_x/(2^l+1)$ and $\Delta y = L_y/(2^l+1)$. The problem parameters such as the EET and loads are defined on the finer grid and interpolated using the restriction operator on each of the imbricated coarser grids. This is a standard technique to solve large system of algebraic equations using the multi-grid method. We refer the reader to Hackbusch (1985) for more details on the multi-grid method.

The surface processes model

The large-scale, first-order evolution of surface topography can be approximated by assuming a transport law linearly proportional to slope (Moretti and Turcotte, 1985). By conservation of mass, this leads to the following PDE governing the evolution through time of the surface topography, z_t:

$$\frac{\partial z_t}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} K_D \frac{\partial z_t}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} K_D \frac{\partial z_t}{\partial y} \tag{10}$$

where K_D is the diffusivity (or transport constant). No flux boundary conditions ($\partial z_t/\partial n$, where n is the direction normal to the boundary) are imposed on all boundaries (i.e. at $x = 0$, $x = L_x$, $y = 0$ and $y = L_y$). The solution of this equation leads to the erosion of regions characterized by a negative curvature (hill tops) and deposition in regions characterized by a positive curvature (valley bottoms).

We also solve this equation by finite difference approximation using some of the finite difference operators described in Equation 8 taking into account any potential spatial variations in the diffusivity K_D, such as expected between onshore and offshore areas. We use an explicit time marching scheme. The numerical grid is identical to the finest grid used to solve the flexure equation. Note, however, that although this equation is certainly appropriate to describe the transport of sediment and its deposition in broad basins/depressions, it will underestimate the rate of erosion of high relief areas because the model discretization is not sufficient to capture slopes in orogenic (or rapidly uplifting) areas.

Fully-compacted sediment thickness or total amount of erosion, z_s, is stored at every node of the numerical grid, as well as the exhumation/sedimentation rate. These quantities are used to calculate the erosion/sedimentation load of Equation 7, as well as the vertical advection velocity, v, that is needed to solve the heat transfer Equation 13, described below.

Sediment compaction is approximated by using an exponential law for porosity, ϕ:

$$\phi = \phi_0(1 - \mathbf{e}^{-z/z_c}) \tag{11}$$

where ϕ_0 is surface porosity, and z_c is the porosity reduction e-folding length scale. At each time step, the topography, z_t, is first estimated by adding the decompacted sediment thickness, z_{ds}, to the computed lithospheric deflection, w. Decompacted sediment thickness is calculated by solving the following non-linear equation:

$$z_{ds} - \phi_0 z_c(1 - \mathbf{e}^{-z_{ds}/z_c}) = z_s \tag{12}$$

using a first-order Newton-Raphson scheme. The time evolution of z_t is then computed by solving Equation 10 using a time step that is several orders of magnitude smaller than the time step used between successive solutions of the elastic plate bending equation (Equation 1) . The new topography is used to adjust the sediment thickness or erosion depth.

The thermal model

The transport of heat by conduction and vertical advection in the Earth's crust is governed by the following PDE:

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + v\frac{\partial T}{\partial z}\right) = \frac{\partial}{\partial x}k\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}k\frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z}k\frac{\partial T}{\partial z} + \rho H \tag{13}$$

where T is the temperature, c is the specific heat, v is the vertical velocity of rocks with respect to the free surface, k is the conductivity and H the production of heat per unit mass by radioactive elements. It is commonly assumed that the surface is at a constant temperature ($T = 0$ at $z = z_t(x, y, t)$) as well as the base of the lithosphere ($T = T_L$ at $z = -L = -(h_c + h_m)$).

To solve this equation, we use a finite element code, **Pecube**, designed to solve the heat equation in three dimensions, including the effects of a complex, time-evolving upper surface and vertical advection by erosion/sedimentation (Braun, 2003). The advection velocity is derived from the exhumation/sedimentation rate predicted by the surface processes model. Note that horizontal advection (by movement along faults, for example) is not taken into account. This is not a limitation as we are interested here in the post-extension, subsidence phase in the development of a sedimentary basin, during which vertical motion dominates. We use an implicit time-marching scheme as described in Braun (2003).

The computed temperature is used to calculate the density of each lithospheric column and the corresponding vertical load (see Equation 6). The depth to a given isotherm at a temperature T_l, usually taken to be approximately 450°C, is used to defined the EET as suggested by McKenzie and Fairhead (1997).

Time-marching scheme

At the start of computations, the lithosphere is instantaneously stretched by an imposed factor $\beta(x, y)$, simulating a rapid phase of continental thinning. The flexural equation is solved for the initial load resulting from the stretching, i.e. derived from Equation 5 and Equation 6, using an EET distribution that is derived from the advected geometry of the isotherms. The resulting surface topography is used as an initial condition for

the surface processes model that is allowed to evolve over a step $\Delta t = 1$ Myr. The time step used to solve the surface processes/transport equation (Δt_s) is much smaller than Δt and is adjusted to be much smaller than the corresponding diffusive time scale L^2/K_D (where $L = \min(L_x, L_x)$). The resulting surface topography and estimates of erosion/sedimentation are then used as input for the solution of the thermal equation that is advanced in time for 1 Myr too. The time step for the solution of the thermal equation, Δt_t, is chosen to be smaller than the smallest of the conductive ($L^2 \rho c/k$) and advective ($(h_C + h_m)/v$) time scales.

At the end of this first step (of length $\Delta t = 1$ Myr), a new load is estimated from the computed distribution of sediment thickness and total amount of erosion, the computed temperature is used to estimate the thermal load and the EET distribution, and the procedure described above is repeated for another step of 1 Myr. This time marching procedure is described in Figure 1.

[Figure 1 about here.]

Validation

Point load

The analytical solution for the deflection, w, of a uniform thin elastic plate under a point load, q_0, is given by (Brotchie and Silvester, 1969):

$$w = \frac{q_0 \alpha^2}{2\pi D} \mathbf{ke}i\left(\frac{r}{\alpha}\right) \tag{14}$$

where r is the radial distance to the point load and α is the flexural parameter:

$$\alpha = \sqrt[4]{\frac{D}{\Delta \rho g}} \tag{15}$$

and $\mathbf{ke}i$ is the zeroth-order Kelvin function (Abramowitz and Stegun, 1970). In Figure 2, we compare this analytical solution with that obtained with **Flex3D** for various fine grid resolutions (l_{max}). The agreement is very good and improves with increasing spatial resolution, confirming that the finite difference scheme and multi-grid algorithm are suitable to solve the flexure equation and are properly implemented.

[Figure 2 about here.]

One-dimensional thermal subsidence

To test the thermal subsidence model, we have performed a simple experiment in which the entire lithosphere has been uniformly stretched by a factor 2 assuming that the lithosphere is in isostatic equilibrium (zero flexural rigidity). The surface subsidence can be directly compared to the solution obtained by McKenzie (1978) and is show in Figure 3. The numerical solution is offset by 65 m (or 1.6%) in comparison with the analytical solution. This difference is due to the small deflection hypothesis on which the flexure equation (Equation 1) is based and which has also been used in calculating the isostatic load (Equation 5). This load does not take into account that the mantle lithosphere thickness must be adjusted (decreased) by an amount equal to the surface deflection, as assumed by McKenzie (1978). Otherwise, the time evolution of the two solutions is identical within numerical roundoff error.

[Figure 3 about here.]

Flexure at a passive margin

The importance of flexural effects during rifting of the continental lithosphere is now widely recognized (Braun and Beaumont, 1989; Weissel and Karner, 1989; Chéry et al., 1992). Stretching of the continental lithosphere leads to necking, i.e. deflection of the upper and lower surfaces, in proportions dictated by the position of the necking depth, which commonly corresponds to the level of greatest strength within the lithosphere (Braun and Beaumont, 1989; Weissel and Karner, 1989). Necking leads to a vertical redistribution of mass which, by isostasy, leads to a deflection of the strong fiber. This deflection is, in turn, resisted by the flexural strength of the lithosphere and induces vertical movements: uplift of the rift shoulders and over-subsidence of the marginal basin (Beaumont, 1982; Braun and Beaumont, 1989), when the strong fiber is located at shallow to intermediate depths.

To illustrate this point, we have performed a series of experiments using **Flex3D** in which the lithosphere has been stretched by an amount β, the spatial distribution of which

is given by:

$$\beta(x,y) = 1 + \frac{\beta_{max}}{2}\left(\frac{2}{\pi}\ tan^{-1}\left(\frac{x - x_0}{dx}\right) + 1\right) \tag{16}$$

where:

$$x_0 = \bar{x}_0 + \frac{dx_0}{\pi}\ tan^{-1}\left(\frac{y - y_0}{dy}\right) \tag{17}$$

and is illustrated in Figure 4. This expression represents to first order the stretching geometry observed along many continental passive margins: a variation in crustal thickness from a reference continental value ($\beta = 1$) to a thinned continental thickness ($\beta = \beta_{max}$), across the margin of half-width dx that is locally perturbed by a lateral offset of amplitude dx_0 and half-width dy corresponding, for example, to the on-land terminations of major oceanic fracture zones (Figure 4b), probably inherited from relay structures in the original rift geometry (Figure 4a). Small dx values correspond to narrow margins that commonly develop during oblique rifting (Davison, 1997); large dx correspond to broad margins that are associated with diffuse, non-localized extension of the crust, probably in response to the presence of a weak lower crust (Huismans and Beaumont, 2008). For simplicity, i.e. to focus on the flexural effects generated by the continental thinning, we did not include the continent-ocean transition which usually corresponds to another more or less abrupt variation in crustal thickness from attenuated continental crust (20-10 km) to oceanic crust (8 km). Finally, we will assume that relay structures correspond to regions of offset in crustal thickness (resulting from offset in crustal stretching parameters) that are not substantially weaker than the surrounding areas: their elastic thickness is in proportion to their crustal thickness. This is justified when considering the strength of the entire lithosphere, as relay structures are more than likely crustal-scale features, with relatively low levels of volcanism.

[Figure 4 about here.]

Flexure at a cylindrical (2D) passive margin

We computed the initial deflection of the surface of the lithosphere assuming instantaneous stretching. In Figure 5, we first present the results of two model runs characterized by a 2-D geometry: x and $y \in [0, 1500$ km$]$, $\bar{x}_0 = 750$ km, $dx = 15$ km, $\beta_{max} = 2$ and

$dx_0 = 0$. The thermal lithosphere is 125 km thick. The base of the lithosphere is held at a constant temperature of 1300°C. The crust is 35 km thick. Young modulus is 7×10^{10} Pa. Poisson's ratio is 0.25. Water, crustal and mantle densities are 1000, 2800 and 3300 kg/m^3, respectively. The coefficient of thermal expansion is 3.2×10^{-5} °C^{-1}. In the first model run, we computed the complete flexural response, assuming a necking depth of 25 km; in the second model run, we assumed local isostasy (zero flexural rigidity). The results shown in Figure 5 demonstrate that, for that particular yet realistic choice of parameters, the flexural effects are important: the basin over-subsidence is in excess of 2000 m, while the rift flanks are uplifted by more than 1650 m. In addition to these features, secondary bulges of 200-300 m amplitude develop on either sides of the margin, one giving rise to a small depression (basin) on the continental side of the margin, the other, on the ocean side of the margin, giving rise to a secondary uplift that isolates the over-deepened section of the marginal basin from the adjacent ocean floor.

[Figure 5 about here.]

The amplitude of these out-of-local-isostatic effects is determined by (in order of increasing importance) (1) the EET or, for a given geothermal gradient, the isotherm defining the thickness of the elastic lithosphere (T_l), (2) the necking depth (z_n) and (3) the margin half-width (dx). This is demonstrated by a series of model runs which we performed by systematically varying several of these parameters. The results are shown in Table 1 where, for each set of parameters, the minimum (Δw_{min}) and maximum (Δw_{max}) values of the difference between the computed deflection and that obtained under local isostatic conditions (zero flexural rigidity) are shown. These numbers correspond approximately to the amount of over-deepening of the basin (Δw_{min}) and the height of the rift flank uplift (Δw_{max}), as shown on Figure 5. Varying the EET (Table 1a, runs 1 to 5), shows a weak, linear dependence of the amplitude of the flexural effects; varying the necking depth (Table 1b, runs 1 and 6 to 11) shows a strong, quasi-linear dependence; varying the margin width (Table 1c, runs 1 and 12 to 15) shows a strong inverse dependence.

[Table 1 about here.]

Flexure at a non-cylindrical (3D) passive margin

We performed another set of numerical experiments in which we imposed, at the center of the model, a lateral offset (dx_0) of 150 km to the region of transitional lithospheric thickness ($1 < \beta < \beta_{max} = 2$) making the margin, and the problem, tri-dimensional. All other parameters were set identical to that of model run 1. The predicted deflection is shown in Figure 6 for a transition zone half-width (dy) of 15 km, equal to the margin width. Away from the offset, near the edges of the model, the solution is identical to that obtained in the two-dimensional case (model run 1). In the vicinity of the offset, near the center of the model, the flank uplift and over-deepening are amplified along the section of the margin running sub-parallel to the strike of the offset structure (the hypothesized fracture or transfer zone of Figure 4). On the 'continental' side (where $\beta = 1$), the flank uplift is reduced in amplitude; on the 'oceanic' side (where $\beta = 2$), the basin over-deepening is reduced.

[Figure 6 about here.]

In the other numerical experiments of this set, the half-width of the transition zone (dy) was varied systematically. The results are shown in Table 1 and demonstrate that this amplification/damping of the flexural effects in the vicinity of the offset are strongly controlled by the width of the transition zone. For a narrow transition ($dy = 10$ km, run 17), the maximum flank uplift and over-deepening amplitudes are approximately twice as large as in the pure 2D case. For a broad transition ($dy = 150$ km, run 20), the flank uplift and over-deepening amplitudes tend towards the values computed for the pure 2D case.

Importance of a non-uniform elastic thickness

We have performed another experiment, similar to that shown in Figure 6 but imposing a uniform EET value of 43.5 km, i.e. equal to the mean value of the EET in the variable EET experiment. The difference between the two solutions is shown in Figure 7a as a color contour map of the difference between the initial, instantaneous surface deflection assuming a varying EET and the surface deflection assuming a uniform EET. The results show that neglecting the spatial variations of the EET leads to an error of several hundreds

meters in the amplitude of the surface deflection, which is approximately 10% of the total predicted flexural contribution to the surface deflection.

[Figure 7 about here.]

The larger the maximum extension factor, β_{max}, the stronger the variation in EET affects the solution. For an extension factor of 4, the difference between the two solutions (with or without a spatially variable EET) is of the order of 600 m or 30% of the flexural contribution (Figure 7b). The difference is largest on either sides of the transition region between the unstretched and most thinned lithosphere, and most negative inside the transition region.

Subsidence history of a non-cylindrical passive margin

Time integrated subsidence

The main purpose of the diffusive surface processes model that we have implemented in **Flex3D** is to record the subsidence of the margin in terms of a synthetic stratigraphy that can be directly compared to real isopach maps. In Figure 8 are shown predicted sediment thickness maps predicted by the model at times 10, 50 and 180 Myr since stretching. The model parameters are identical to those used in the model run 16 of Table 1, except for the transport constant (or diffusivity), K_D, which we arbitrarily set to 10^8 m^{2}yr^{-1}. The predicted sediment thickness increases as a function of time (Figure 8a-c) as a result of the erosion of the uplifted flanks and adjacent regions. The sediment thickness reaches approximately 5000 m after 180 Myr. The part of the sedimentary basin adjacent to the offset in the margin geometry (centre of the model) has accumulated an additional 1500 m of sediment, in comparison with the regions distant from the offset structure. This additional sediment was generated by the erosion of the enhanced flexural uplift of the adjacent continental area. The initial flexural uplift of the rift flank of $\approx$ 3200 m (Table 1) has been amplified by the erosional unloading to reach a total of 4500 m of exhumation in the area. It is to be noted, however, that the total sediment volume is rather small (less than 5000 m thickness on average, over a 100 km wide region) in comparison to most sedimentary basins found along passive margins. This is because, in our model, the

sedimentary fill is entirely derived from the erosion of the uplifted flank; there is no remote source of material, such as the erosion of a continental plateau or an actively uplifting inland area. This is also the reason why the maximum sediment thickness ($\approx$ 5000 m) is reached early on in the development of the basin. From 10 Myr onward, the basin (and the adjacent region of exhumation) widen with no significant deepening.

[Figure 8 about here.]

Imposing a strong reduction in diffusivity from the continental to the oceanic areas (Figure 8d-f), as may be expected in nature (Deschamps, 2009), leads to a much narrower and thinner sedimentary basin as well as a reduced erosion of the uplifted flanks.

Time-varying elastic thickness

Lastly, we have performed a model run similar to that presented in Figure 8a-c but assuming a spatially-uniform and constant EET of 43.5 km. In Figure 9, we present the evolution through time of the predicted maximum surface deflection for the two models. The solutions differ by several hundreds meters in the early stages of subsidence, with an accelerated subsidence in the early stages of cooling (first few Myrs) for the varying-EET case, but converge towards the same solution. This is because any spatial variation in EET is linked to local variations in the temperature structure of the lithosphere which are smoothed out by thermal conduction as the solution evolves through time.

[Figure 9 about here.]

Example of application to a real margin

Finally, we demonstrate how **Flex3D** can be used to quantify the relationship that exists between an assumed initial stretching geometry (derived from seismic imaging of the present-day Moho geometry) and the final sedimentary stratigraphy, i.e. whether the marginal basin subsidence is mostly the result of thermal contraction of the stretched lithosphere and the ensuing flexural isostasy, under the assumption that sedimentary supply is limited to local, near-margin sources (there is conservation of mass at the margin scale environment, as assumed in the surface processes model used in **Flex3D**).

In Figure 10a, we present a synthetic cross-section of the margin off western Namibia based on data from Gladczenko et al. (1998); Light et al. (1992); Emery and Uchupi (1984) and Bassin et al. (2000). For further details on how this section was constructed, see Deschamps et al. (prep). We performed a numerical experiment using **Flex3D** in which we imposed an initial stretching parameter (β) profile such that the final (extended) crustal thickness matches, to first-order, the observed crustal thickness. This profile is made of four sections (from right to left): the unextended lithosphere characterized by a 38 km thick crust, a 236 km-wide section at 9 km crustal thickness, a 100 km-wide section at 15 km crustal thickness and the fully extended lithosphere (representing the oceanic lithosphere) at 7 km crustal thickness. Other model parameters are: $E = 7 \times 10^{10}$ Pa, $\nu = 0.25$, $\rho_w = 1000$ kg/m^3, $\rho_s = 2400$ kg/m^3, $\rho_c = 2800$ kg/m^3, $\rho_m = 3300$ kg/m^3, $\alpha_v = 3.2 \times 10^{-5}$ 1/°C, $z_n = 25$ km, $\phi_0 = 0.1$, $z_c = 1$ km, $K_D = 3 \times 10^{10}$ m^2/Myr, $K_{Dw} = 3 \times 10^8$ m^2/Myr (diffusion coefficient for sediment transport under water) and $T_l = 450$°C. The results are shown in Figure 10b as predicted crustal geometry and stratigraphy after 140 Myr of computations. This time span is assumed to represent the evolution of the system since onset of sea-floor spreading off the coast of this part of Africa where continental rifting ceased some 127 Ma (Gladczenko et al., 1998).

[Figure 10 about here.]

The model predictions display a basin geometry that is rather similar to that observed in the Namibian margin, with two overdeepenings on either sides of a central, plateau-like basement high. The timing of sedimentation, as evidenced by the observed and predicted stratigraphies, is also relatively comparable between the model and the observations; the proportion of syn- and post-rift sediment volumes is consistent between model and observation; but the total volume of sediment is substantially smaller in the numerical experiment, suggesting that some of the sediment supplied to the marginal basin has come from a remote source (the interior of the continent, away from the uplifted margin) or by carbonate deposition. The volume of volcanic rocks in the lower part of the basin is also unknown but could contribute to a non-negligeable fraction of the observed syn-rift unit (Gladczenko et al., 1998).

Conclusions

We have developed and presented **Flex3D** a new three-dimensional model to compute the subsidence/uplift history of a passive margin following instantaneous, arbitrary stretching of the lithosphere. Based on a series of model runs, we can conclude that:

- coupled with a three dimensional thermal model and a first-order, large-scale surface processes model, **Flex3D** allows to follow the evolution of a passive margin in space and time, including the effects associated with a spatially- and time-varying effective elastic thickness (EET) which is defined as the depth to a given isoterm;
- **Flex3D** is accurate both in its flexural and thermal calculations;
- the amplitude of flexural effects are a function of (a) the assumed EET (or choice of isotherm defining the EET), (b) the necking depth and (c) the imposed margin width;
- three-dimensional offsets in the margin geometry amplify the flexural response by locally increasing the predicted rift flank uplift magnitude and basin overdeepening;
- neglecting spatial variations in EET affects the amplitude and extent of the flexural response, especially for large values of the stretching factor β;
- during cooling of the initially stretched lithosphere, predicted sediment isopach maps show a maximum in the regions directly adjacent to imposed offsets in the margin geometry; this is also true for the predicted total exhumation which displays a local maximum in the vicinity of the offset (or relay) zone; this additional sediment thickness and associated basement erosion takes place during the early stages of evolution of the passive margin, i.e. within 10 Myr of the stretching event;
- using a geometry for the stretched continental crust that is derived from a synthetic cross section of the passive margin off the west coast of Namibia, we reproduced with accuracy the subsidence patterns observed in the overlying passive margin sedimentary basin, although underestimating the total volume of sediment deposited, in part due to the assumption of local sediment sources built into the diffusive surface processes model we use.

Acknowledgments

The work described in this paper has been supported by a PhD scholarship (F. D.) and a Chaire d'Excellence (J. B.) awarded by the Agence Nationale de la Recherche (ANR).

References

ABRAMOWITZ, M. AND STEGUN, I. (1970). *Handbook of Mathematical functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables*. Dover, ninth edition.

BASSIN, C., LASKE, G., AND MASTERS, G. (2000). The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Trans. AGU*, **81**, F897.

BEAUMONT, C. (1982). Evolution of rifted continental margins: Comparison of models and observations for the Nova Scitian margin. *Geophys. J. Roy. Astr. S.*, **70**, 667–715.

BITZER, K. AND PFLUG, R. (1989). DEPO3D: a three-dimensional model for simulating clastic sedimentation and isostatic compensation in sedimentary basins. In Cross, T., editor, *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, pages 335–348, Englewood Cliffs, New Jersey. Prentice-Halls.

BODINE, J., STECKLER, M., AND WATTS, A. (1981). Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.*, **86**(3695–3707).

BRAUN, J. (2003). Pecube: A new finite element code to solve the heat transport equation in three dimensions in the Earth's crust including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography. *Comput. Geosci.*, **29**, 787–794.

BRAUN, J. AND BEAUMONT, C. (1989). A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology*, **17**, 760–764.

BROTCHIE, J. AND SILVESTER, R. (1969). On crustal flexure. *J. Geophys. Res.*, **74**(22), 5240–5252.

CHÉRY, J., LUCAZEAU, F., DAIGNIÈRES, M., AND VILOTTE, J. (1992). Large

uplift of rift flanks : a genetic link with lithospheric rigidity ? *Earth Planet. Sc. Lett.*, **112**, 195–211.

DAVISON, I. (1997). Wide and narrow margins of the brazilian south atlantic. *J. Geol. Soc. London*, **154**, 471–476.

DESCHAMPS, F. (2009). *Flexural modelling of African margins*. Unpublished phd thesis, Université de Rennes 1, Rennes.

DESCHAMPS, F., DAUTEUIL, O., BOURGEOIS, O., MOCQUET, A., AND ROUBY, D. (inprep). The North Namibian margin. *Tectonophysics*.

EMERY, K. AND UCHUPI, E. (1984). *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer-Verlag, New York.

GLADCZENKO, T., SKOGSEID, J., AND ELDHOM, O. (1998). Namibia volcanic margin. *Mar. Geophys. Res.*, **20**, 313–341.

GRANDJEON, D. AND JOSEPH, P. (1999). Concepts and applications of a 3D multiple lithology diffusive model in stratigraphic modeling. In Harbaugh, J., Watney, W., Rankey, E., Slingerland, R., Goldstein, R., and Franseen, E., editors, *Numerical experiments in stratigraphy; recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*, number 62 in Special Publications, pages 197–210, Tulsa, OK, USA. SEPM.

HACKBUSCH, W. (1985). *Multi-Grid Methods and Applications*. Springer-Verlag.

HUISMANS, R. AND BEAUMONT, C. (2008). Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *Geology*, **36**, 163–166.

LIGHT, M., MASLANYJ, M., AND BANKS, N. (1992). New geophysical evidence for extensional tectonics on the divergent margin offshore Namibia. In Storey, B., Alabaster, T., and Pankhurst, R., editors, *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, volume 68 of *Geological Society of London Special Publication*, pages 257–270.

MCKENZIE, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **40**, 25–32.

MCKENZIE, D. AND FAIRHEAD, D. (1997). Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, **102**(B12), 27,523–27,552.

MORETTI, I. AND TURCOTTE, D. (1985). A model for erosion, sedimentation, and flexure with application to New Caledonia. *J. Geol.*, **3**, 155–168.

VANWEES, J. AND CLOETINGH, S. (1994). A finite difference technique to incorporate spatial variations in rigidity and planar faults into 3-D models for lithospheric flexure. *Geophys. J. Int.*, **117**, 179–195.

VANWEES, J. AND CLOETINGH, S. (1996). 3D Flexure and intraplate compression in the North Sea Basin. *Tectonophysics*, **266**, 343–359.

VENING MEINESZ, F. (1950). Les grabens africains résultants de compression ou de tension dans la crôute terrestre. *Colonial Instit. Amsterdam Bull.*, **21**(539–552).

WATTS, A. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge University Press.

WEISSEL, J. AND KARNER, G. (1989). Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13,919–13,950.

List of Figures

1 Workflow describing how the various components of the model are combined to march the total solution through time. See text for a more detailed description. 23

2 Comparison between analytical and numerical solutions for a point load problem.The thick line corresponds to the analytical solution and the various thin lines to the numerical solutions derived using the finite difference approximation, and various grid resolutions; 512×512 or $l_{max} = 9$, 256×256 or $l_{max} = 8$, 128 × 128 or $l_{max} = 7$, 64 × 64 or $l_{max} = 6$ and 32 × 32 or $l_{max} = 5$. 24

3 Comparison between analytical and numerical solutions for a thermal subsidence experiment in which the lithosphere has been stretched by a factor 2. The thick solid line is the exact analytical solution as presented by McKenzie (1978) in his equation (8); the crosses represent the numerical solution obtained with **Flex3D**. 25

4 Geometry of a non-cylindrical passive margin. a) Sketch of pre-rift geometry; b) of post-rift or passive margin geometry; c) geometrical explanation of the various parameters used in the parameterization of the stretching factor fonction (Equation 16) used in this study. 26

5 Surface deflection corresponding to uniform stretching of the lithosphere across a synthetic, two-dimensional passive margin as computed by **Flex3D**. See complete description of the two model runs in the text. The thick line corresponds to the full flexural isostatic solution; the thin line corresponds to the local isostatic solution. 27

6 3D views of the surface deflection corresponding to uniform stretching of the lithosphere across a non-cylindrical passive margin as computed by **Flex3D**. Model parameters given in the text. a) Oblique top view; b) oblique bottom view. Arrows indicate regions of amplified/damped flexural response in the vicinity of the imposed lateral offset. Colors are proportional to surface deflection; black lines are contours of surface deflection at 1 km intervals. There is a 1:10 vertical exaggeration of the surface topography. 28

7 Contours of the difference in predicted surface deflection between an numerical run in which the spatial variation in EET (related to the spatially variable temperature structure of the lithosphere) is properly taken into account and one in which it has been neglected. β is assumed to vary according to Equation 16 between a) 1 and 2 and b) 1 and 4. Thin lines are contour at 50 m intervals. 29

8 Contour maps of predicted sediment thickness, assuming the exponential compaction law of Equation 11 with $z_c = 1000$ m and $\phi_0 = 10\%$. Color scheme and contour values are the same for all panels. Thin black contours are every 1000 m. a) to c) Time evolution assuming a uniform diffusivity of 10^8 m^{2}Myr^{-1}; d) to f) assuming 2 order of magnitude decrease in diffusivity between continental, K_D, and oceanic areas, $K_{D,w}$. 30

9 Predicted maximum surface deflection for two runs that only differ in the assumed EET: the thick line corresponds to a uniform EET of 43.5 km; the thin line corresponds to a spatially and time-evolving EET that is linked to the 450°C isotherm. Other model parameters are identical to those of model run 16 in Table 1. 31

10 a) Composite cross-section of the margin crustal-scale structure and sedimentary basin stratigraphy. Locations of volcanic centers, magnetic anomalies and the Ocean-Continent Boundary have been projected on the cross-section. Data from Gladczenko et al. (1998); Light et al. (1992); Emery and Uchupi (1984) and Bassin et al. (2000). b) Numerical model simulation using the crustal geometry of a) as input to define the initial crustal stretching factor profile. See text for further detail and model parameter values. 32

BRAUN and DESCHAMPS: 3D flexure at passive margin 22

9 Predicted maximum surface deflection for two runs that only differ in the assumed EET: the thick line corresponds to a uniform EET of 43.5 km; the thin line corresponds to a spatially and time-evolving EET that is linked to the 450°C isotherm. Other model parameters are identical to those of model run 16 in Table 1. 31

10 a) Composite cross-section of the margin crustal-scale structure and sedimentary basin stratigraphy. Locations of volcanic centers, magnetic anomalies and the Ocean-Continent Boundary have been projected on the cross-section. Data from Gladczenko et al. (1998); Light et al. (1992); Emery and Uchupi (1984) and Bassin et al. (2000). b) Numerical model simulation using the crustal geometry of a) as input to define the initial crustal stretching factor profile. See text for further detail and model parameter values. 32

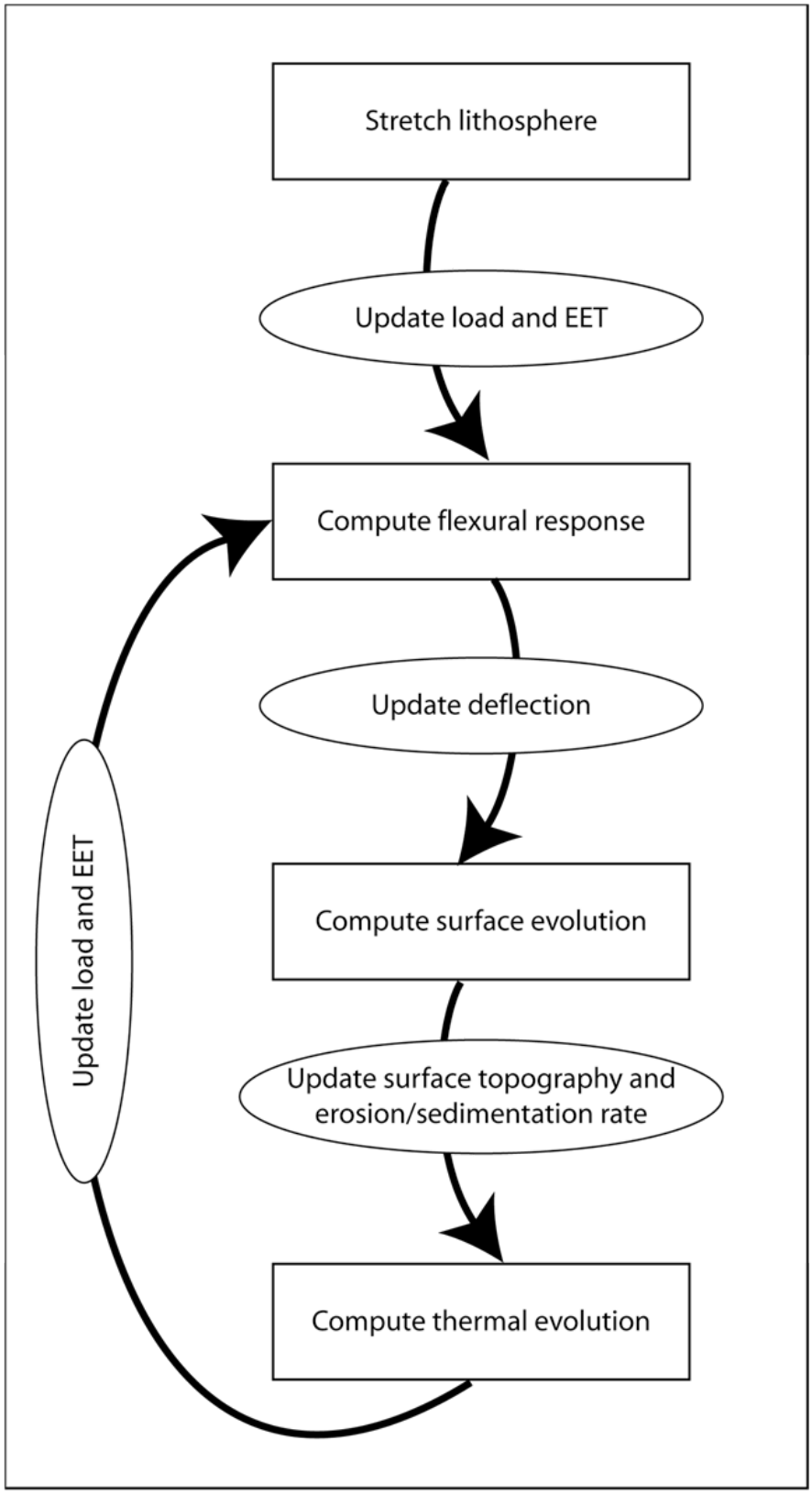


Figure 1: Workflow describing how the various components of the model are combined to march the total solution through time. See text for a more detailed description.

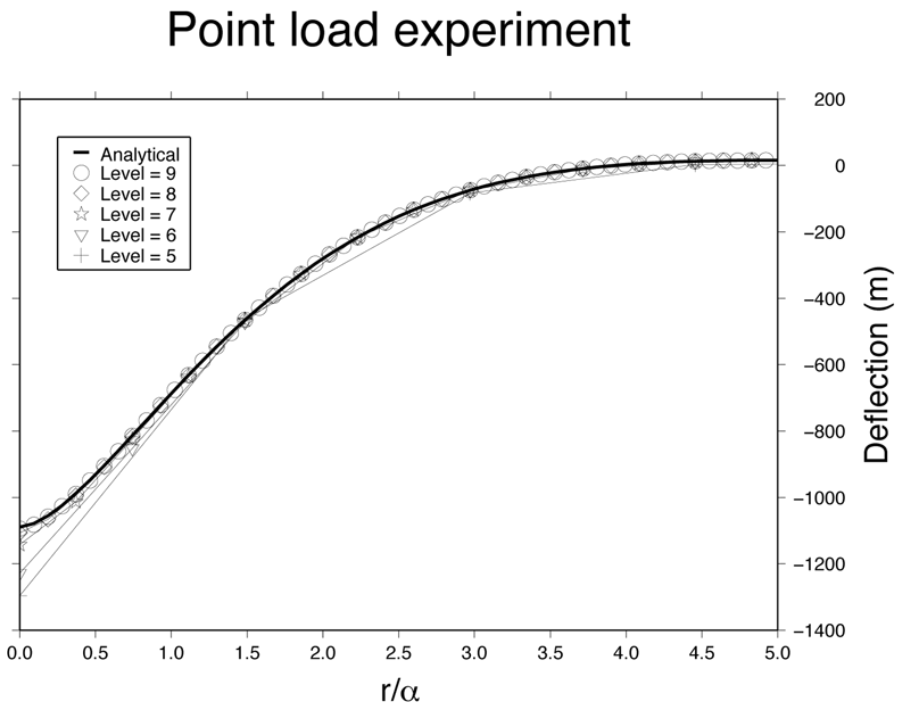


Figure 2: Comparison between analytical and numerical solutions for a point load problem.The thick line corresponds to the analytical solution and the various thin lines to the numerical solutions derived using the finite difference approximation, and various grid resolutions; 512×512 or $l_{max} = 9$, 256×256 or $l_{max} = 8$, 128×128 or $l_{max} = 7$, 64×64 or $l_{max} = 6$ and 32×32 or $l_{max} = 5$.

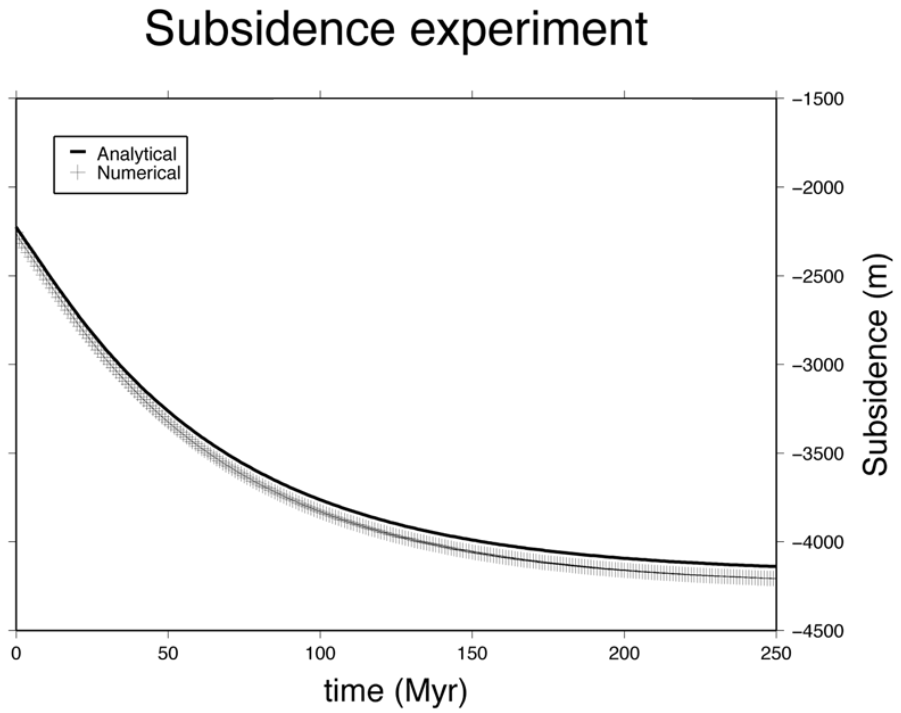


Figure 3: Comparison between analytical and numerical solutions for a thermal subsidence experiment in which the lithosphere has been stretched by a factor 2. The thick solid line is the exact analytical solution as presented by McKenzie (1978) in his equation (8); the crosses represent the numerical solution obtained with **Flex3D**.

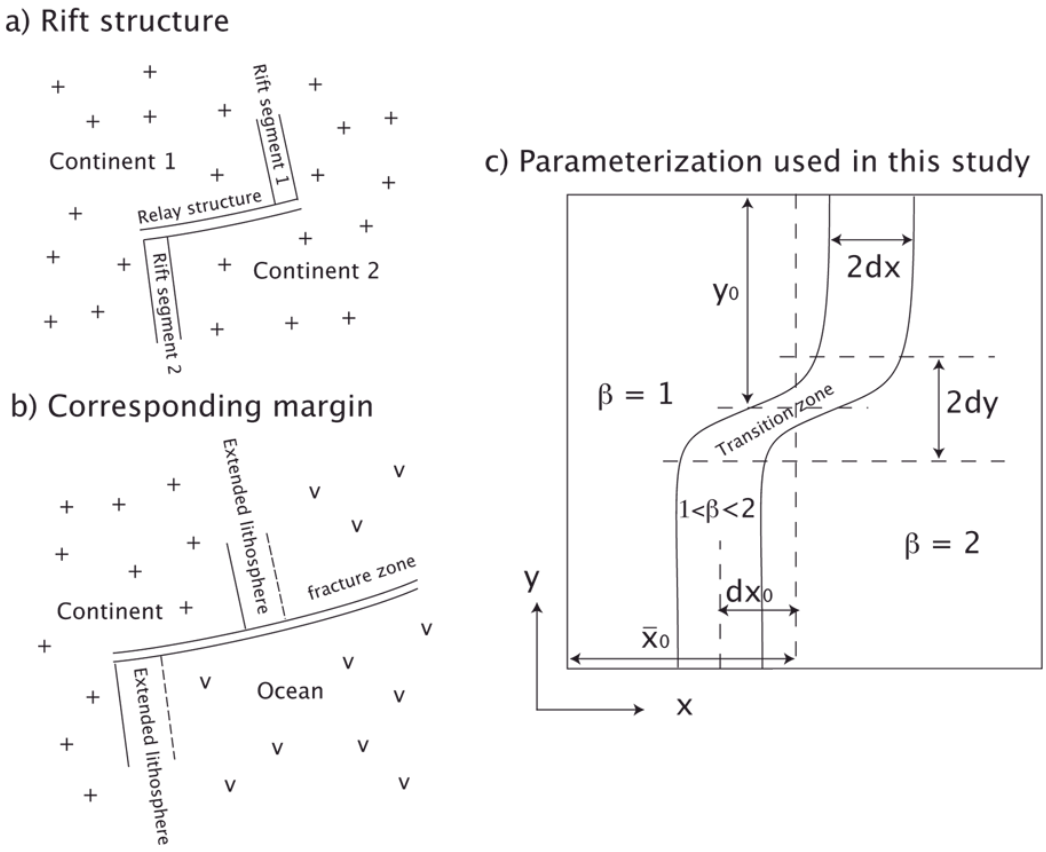


Figure 4: Geometry of a non-cylindrical passive margin. a) Sketch of pre-rift geometry; b) of post-rift or passive margin geometry; c) geometrical explanation of the various parameters used in the parameterization of the stretching factor fonction (Equation 16) used in this study.
dx is the half-width of the margin where beta varies from 1 (unstretched lithosphere) to β_{max} (stretched lithosphere); dx_0 is the offset amplitude in the assumed 3D margin geometry; dy_0 is the half-width of the transition zone.

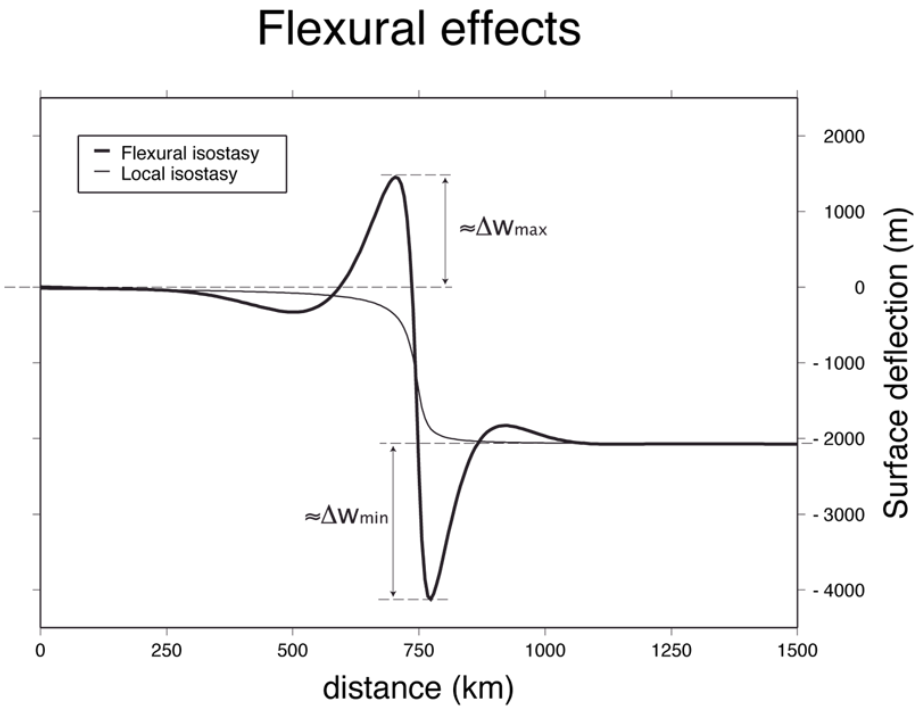


Figure 5: Surface deflection corresponding to uniform stretching of the lithosphere across a synthetic, two-dimensional passive margin as computed by **Flex3D**. See complete description of the two model runs in the text. The thick line corresponds to the full flexural isostatic solution; the thin line corresponds to the local isostatic solution.

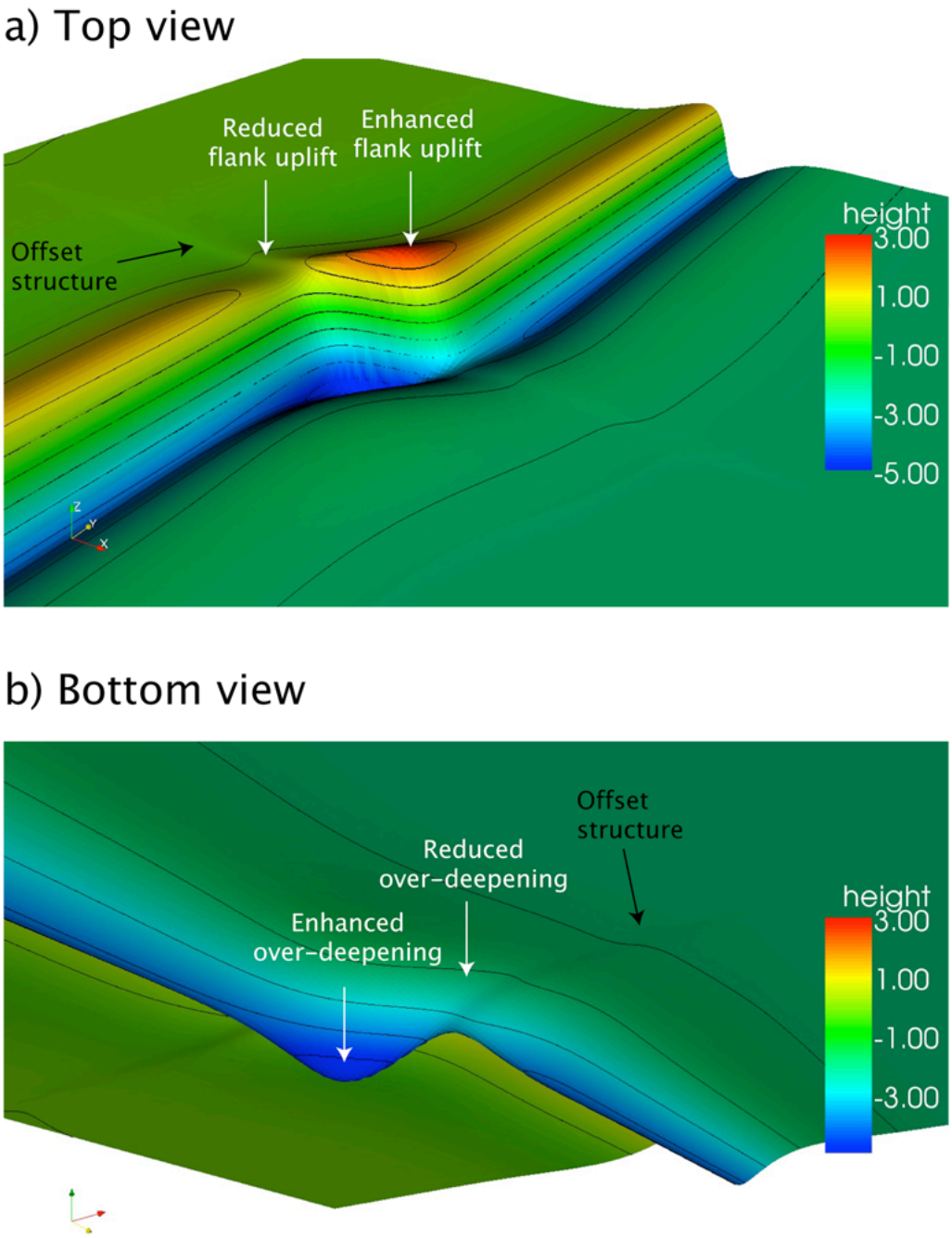


Figure 6: 3D views of the surface deflection corresponding to uniform stretching of the lithosphere across a non-cylindrical passive margin as computed by **Flex3D**. Model parameters given in the text. a) Oblique top view; b) oblique bottom view. Arrows indicate regions of amplified/damped flexural response in the vicinity of the imposed lateral offset. Colors are proportional to surface deflection; black lines are contours of surface deflection at 1 km intervals. There is a 1:10 vertical exaggeration of the surface topography.

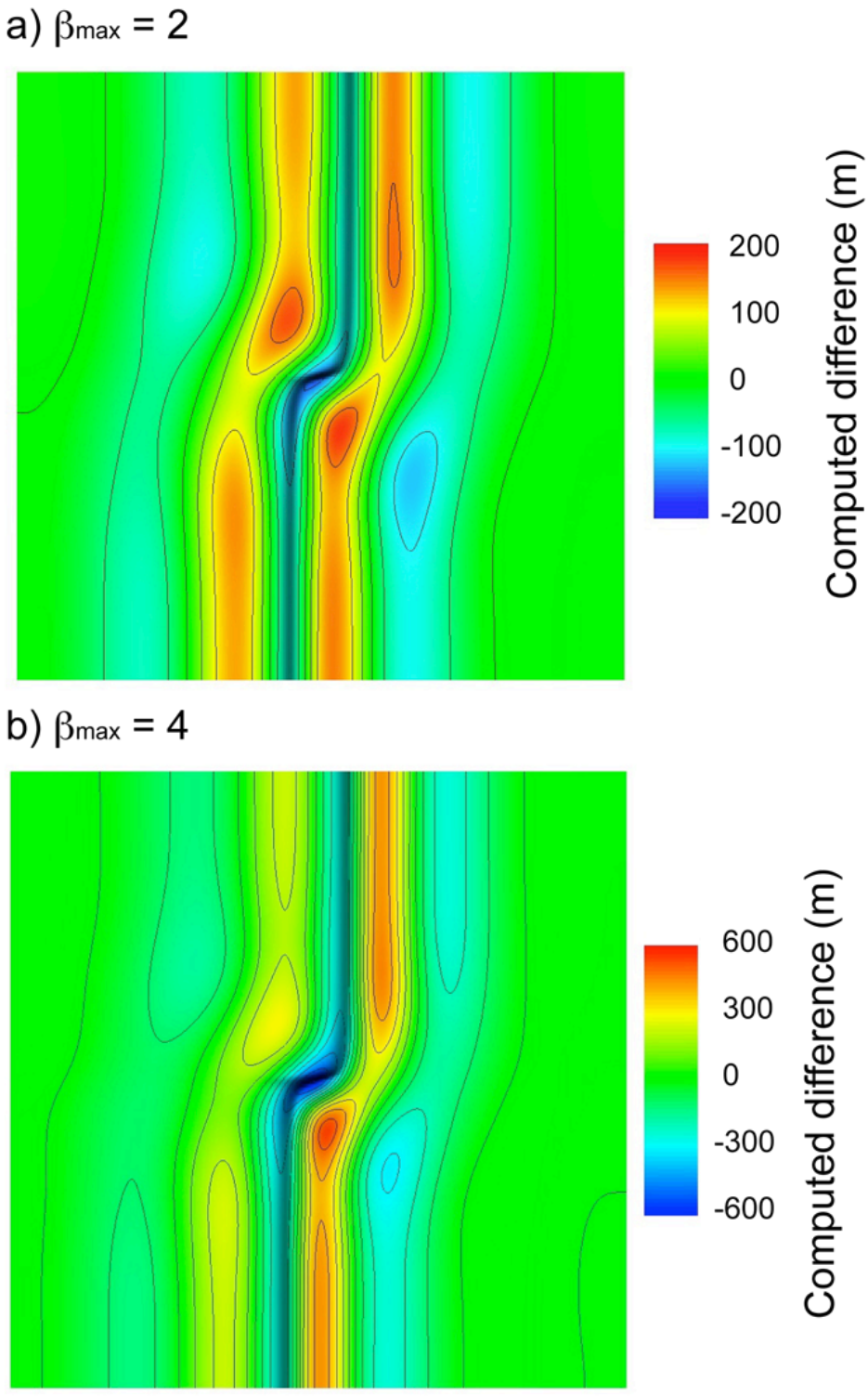


Figure 7: Contours of the difference in predicted surface deflection between an numerical run in which the spatial variation in EET (related to the spatially variable temperature structure of the lithosphere) is properly taken into account and one in which it has been neglected. β is assumed to vary according to Equation 16 between a) 1 and 2 and b) 1 and 4. Thin lines are contour at 50 m intervals.

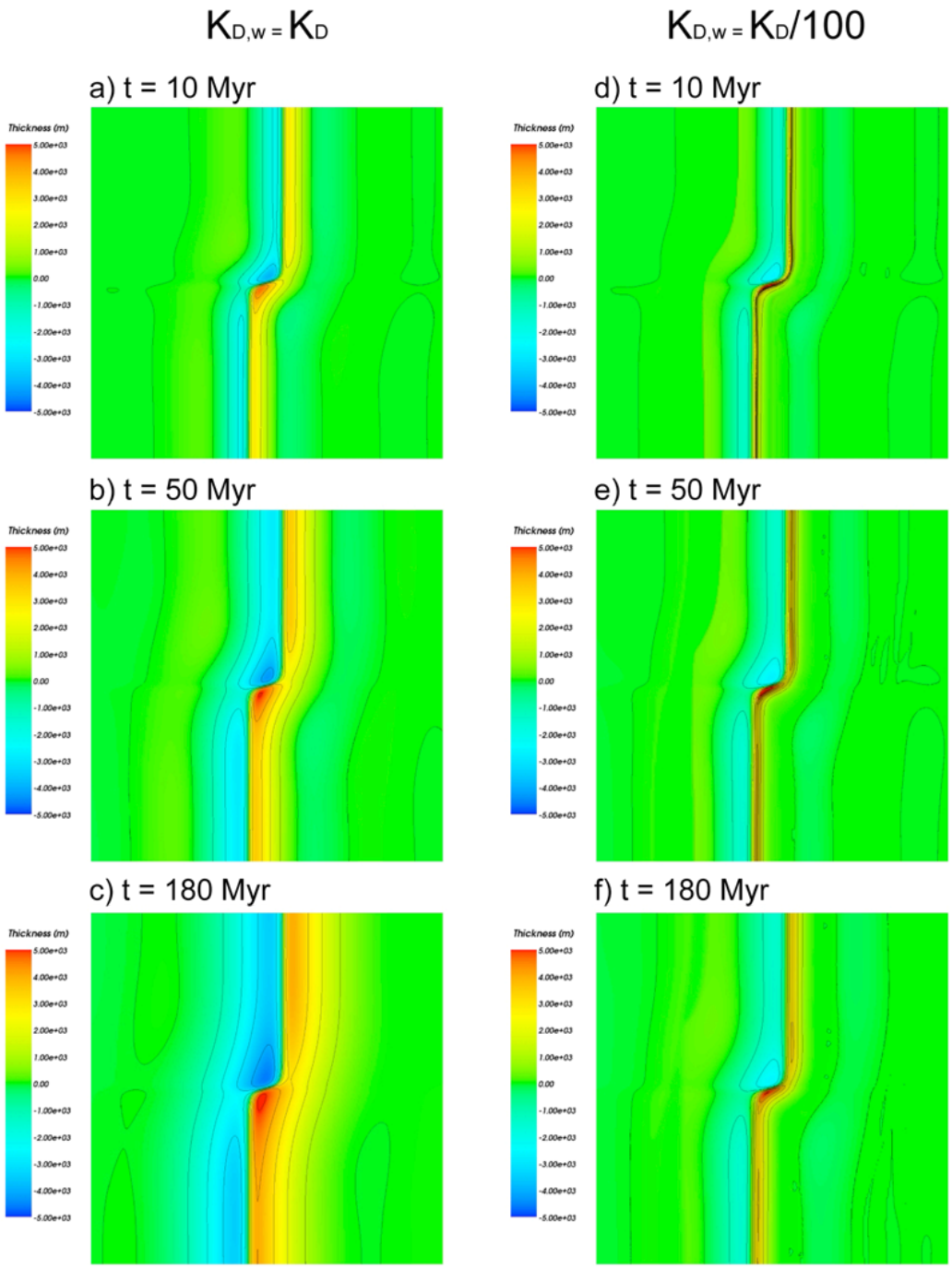


Figure 8: Contour maps of predicted sediment thickness, assuming the exponential compaction law of Equation 11 with $z_c = 1000$ m and $\phi_0 = 10\%$. Color scheme and contour values are the same for all panels. Thin black contours are every 1000 m. a) to c) Time evolution assuming a uniform diffusivity of 10^8 m^{2}Myr^{-1}; d) to f) assuming 2 order of magnitude decrease in diffusivity between continental, K_D, and oceanic areas, $K_{D,w}$.

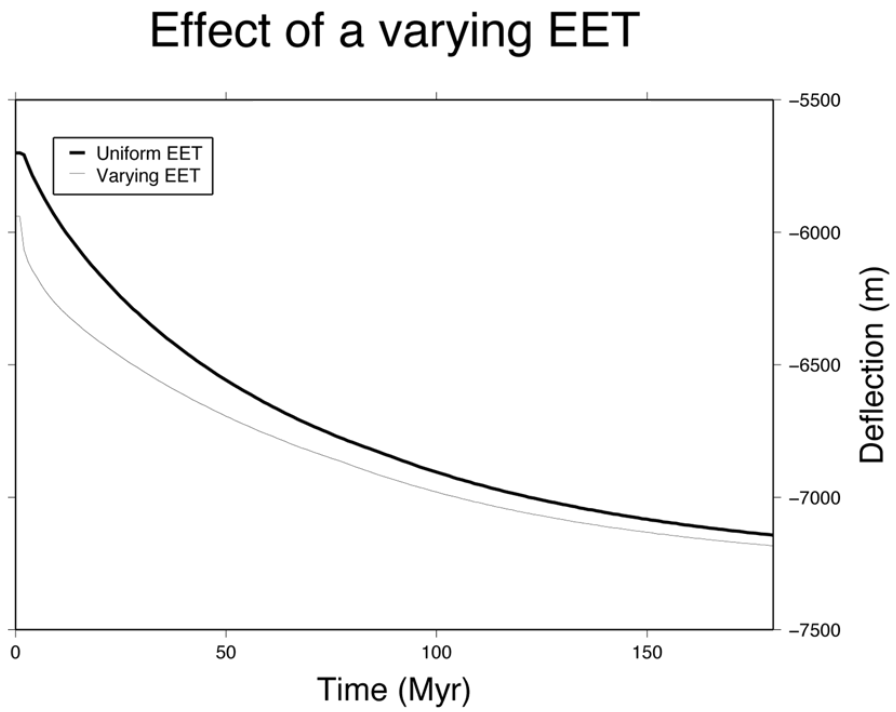


Figure 9: Predicted maximum surface deflection for two runs that only differ in the assumed EET: the thick line corresponds to a uniform EET of 43.5 km; the thin line corresponds to a spatially and time-evolving EET that is linked to the 450°C isotherm. Other model parameters are identical to those of model run 16 in Table 1.

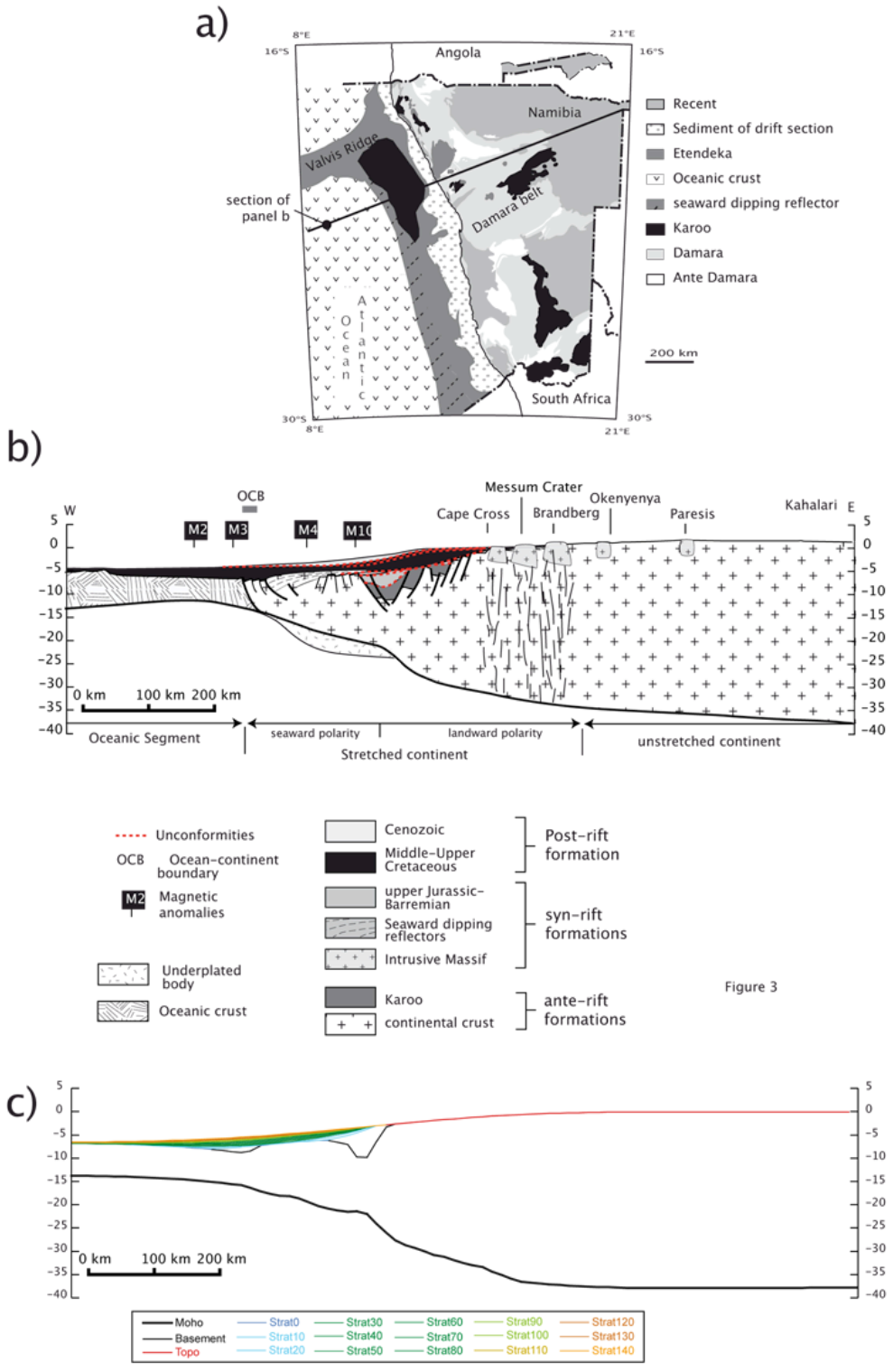


Figure 10: a) Composite cross-section of the margin crustal-scale structure and sedimentary basin stratigraphy. Locations of volcanic centers, magnetic anomalies and the Ocean-Continent Boundary have been projected on the cross-section. Data from Gladczenko et al. (1998); Light et al. (1992); Emery and Uchupi (1984) and Bassin et al. (2000). b) Numerical model simulation using the crustal geometry of a) as input to define the initial crustal stretching factor profile. See text for further detail and model parameter values.

List of Tables

1 Results of several model experiments illustrating the flexural effects (rift shoulder uplift and basin over-subsidence) discussed in the text. Δw_{min} and Δw_{max} are the minimum and maximum values of the difference between the computed surface deflection and the local isostatic subsidence. T_l is the value of the isotherm defining the EET; it is linearly related to the EET; z_n is the necking depth; dx, dy and dx_0 are the half-width of the margin, the half-width of the transition zone and the offset across the transition zone as illustrated in Figure 4 and defined in Equation16. The run numbers are cited for cross-reference and do not correspond to any logical order. 34

Run	T_l	z_n	dx	dy	dx_0	Δw_{min}	Δw_{max}
(a) Effective Elastic thickness, EET (or T_l)							
3	350	25	15	15	0	-2056	1676
5	400	25	15	15	0	-2170	1766
1	450	25	15	15	0	-2270	1853
4	500	25	15	15	0	-2358	1927
2	550	25	15	15	0	-2444	1993
(b) Necking depth, z_n							
6	450	0	15	15	0	-370	452
7	450	10	15	15	0	-637	518
8	450	20	15	15	0	-1726	1408
1	450	25	15	15	0	-2270	1853
9	450	30	15	15	0	-2815	2297
10	450	40	15	15	0	-3904	3187
11	450	50	15	15	0	-4993	4077
(c) Margin width, dx							
14	450	25	10	15	0	-2818	2250
1	450	25	15	15	0	-2270	1853
12	450	25	30	15	0	-1363	1110
13	450	25	45	15	0	-896	726
15	450	25	150	15	0	-107	158
(d) 3D Transition zone width, dy							
17	450	25	15	10	150	-4524	3085
16	450	25	15	15	150	-3943	3168
18	450	25	15	30	150	-3351	2809
19	450	25	15	45	150	-3049	2555
20	450	25	15	150	150	-2435	2003
1	450	25	15	15	0	-2270	1853

Table 1: Results of several model experiments illustrating the flexural effects (rift shoulder uplift and basin over-subsidence) discussed in the text. Δw_{min} and Δw_{max} are the minimum and maximum values of the difference between the computed surface deflection and the local isostatic subsidence. T_l is the value of the isotherm defining the EET; it is linearly related to the EET; z_n is the necking depth; dx, dy and dx_0 are the half-width of the margin, the half-width of the transition zone and the offset across the transition zone as illustrated in Figure 4 and defined in Equation16. The run numbers are cited for cross-reference and do not correspond to any logical order.

3.3. UTILISATION DU MODELE NUMERIQUE FLEX3D AU COURS DE CETTE THESE

Dans cette dernière partie, je présente le travail que j'ai réalisé par rapport au code Flex3D. Je présente dans un premier temps mon utilisation paramétrique de Flex3D, puis Flex3DTools, trois petits programmes que j'ai écrits en fortran afin de traiter les résultats de Flex3D. Enfin cette partie se clôt sur une présentation de la mise en forme des résultats.

3.3.1. UTILISATION PARAMETRIQUE DE FLEX3D

Cette utilisation a tout d'abord nécessité de calibrer les différents paramètres inclus dans Flex3D (Tableau 3) par rapport aux systèmes naturels, puis nous avons pu faire varier ces paramètres.

3.3.1.1. CALIBRATION DE PARAMETRES

L'une des principales étapes dans l'utilisation du modèle numérique Flex3D a été la calibration des paramètres (Tableau 3) :

- épaisseur de croûte continentale de référence (épaisseur d'une croûte continentale non amincie présentant un équilibre isostatique caractérisé par le positionnement de la surface à l'altitude 0) ;
- épaisseur de croûte continentale non amincie ;
- longueur de la zone amincie ;
- épaisseur minimale de la croûte continentale amincie (épaisseur représentant, dans Flex3D, la croûte océanique) ;
- profondeur de fibre ;
- épaisseur de la lithosphère ;
- coefficient de diffusion en domaine continental et en domaine marin.

La calibration de ces paramètres a nécessité différents travaux de synthèse à partir de la bibliographie. En effet, la calibration de l'épaisseur de croûte continentale de référence ainsi que les calibrations de la géométrie crustale et de l'épaisseur de la lithosphère ont été réalisées à partir d'une synthèse de coupes crustales de la bibliographie et d'une carte d'épaisseur lithosphérique publiée (voir Chapitre 2). Il est à noter que la longueur de la zone amincie de référence (275 km) est supérieure à celle définie dans le Chapitre 2 (160 km). Cette différence s'explique, d'une part, par la prise en compte de la longueur de la croûte intermédiaire (66 km) (voir Chapitre 2) dans la longueur de la croûte amincie de référence, et d'autre part, par une prise en compte d'une sous-estimation de 50 km sur la longueur de la zone amincie mesurée à partir des profils sismiques (voir Chapitre 2). Cette estimation de la sous-estimation a été obtenue à partir d'une simple mesure sur la marge nord namibienne (voir Chapitre 2). En effet, nous avons mesuré 50 km de distance entre le premier bloc basculé observé par Mountney et al. (1998) sur le domaine côtier et le début du profil sismique de Gladczenko et al. (1998). Par manque de temps, nous n'avons pu réaliser une

étude globale sur la mesure de la sous-estimation, cependant si la valeur de 50 km n'est probablement pas significative, elle demeure néanmoins raisonnable.

Pour l'épaisseur de la croûte continentale de référence, nous avons utilisé la valeur de référence de l'épaisseur de la croûte continentale non amincie calculée au Chapitre 2 (36 km). Ces deux paramètres ont donc une valeur identique de 36 km (Tableau 3). Ceci permet de modéliser une marge de référence dont la position verticale est calée par rapport au zéro.

La calibration de la profondeur de fibre a, quant à elle, été réalisée à partir, d'une part, de la bibliographie (voir Chapitre 1) (profondeur de fibre intermédiaire :4 km et 18 km et profondeur de fibre profonde : 20-40 km, Cloetingh et al. (1995) et d'autre part, de la comparaison entre des simulations et la géométrie de la marge namibienne (voir Chapitre 2.). La profondeur de fibre que nous avons considérée comme notre valeur de référence est la profondeur 25 km.

La calibration du coefficient de diffusion a été définie à partir de courbes d'évolution temporelle des vitesses de sédimentation enregistrées dans les bassins des marges passives. Ceci sera développé dans le Chapitre 4. A l'exception du niveau marin qui est une valeur arbitraire qui tient compte du caractère émergé du domaine continental des marges, la valeur des paramètres restants est une valeur communément admise (Tableau 3).

Paramètre		Calibration	Symbole	Valeur de référence
Résolution de la grille				128 x 128
Taille de la grille				2444 x 2444 km
Gravité			g	9,81 m/s^2
Coefficient d'expansion thermique			α_v	3,2 $.10^{-5}$ m
Module de young			E	7 $.10^{10}$ Pa
Coefficient de poisson			υ	0,25
Profondeur de compaction			ϕ_0	0,1
Densité	Sédiments		ρ_S	2400 kg/m^3
	Croûte continentale		ρ_c	2800 kg/m^3
	Manteau		ρ_m	3300 kg/m^3
	eau		ρ_w	1000 kg/m^3
Epaisseur de croûte continentale de référence		Chapitre 3 - Géométrie lithosphérique moyenne et variabilité d'une marge passive	$EpCrust_{Ref}$	36 km
Epaisseur de la croûte continentale non amincie		Chapitre 3 - Géométrie lithosphérique moyenne et variabilité d'une marge passive	EpCrust	36 km
Longueur de la zone amincie		Chapitre 3 - Géométrie lithosphérique moyenne et variabilité d'une marge passive	$L_{zone\ amincie}$	278 km
Epaisseur minimale de la croûte continentale amincie		Chapitre 3 - Géométrie lithosphérique moyenne et variabilité d'une marge passive	$EpCrust_{Min}$	7 km
Température déterminant l'épaisseur élastique		McKenzie and Fairhead (1997)	Te	450°C
Profondeur de la fibre		Cloetingh et al (1995)	Neck	25 km
Température de la base de la lithosphère			T_{Litho}	1350°C
Epaisseur de la lithosphère		Chapitre 3 - Géométrie lithosphérique moyenne et variabilité d'une marge passive	$P_{isoth\ 1350°C}$	100 km
Coefficient de diffusion (kd)	Continental	Chapitre 5 - Quantification et évolution du coefficient de diffusion (kd) sur les marges passives	Kd_c	3 $.10^{10} m^2/Ma$
	Marin	Chapitre 5 - Quantification et évolution du coefficient de diffusion (kd) sur les marges passives	Kd_m	3 $.10^{8} m^2/Ma$
Niveau marin			N_m	- 100 m

Tableau 3 : paramètres de Flex3D

3.3.1.2. VARIATION DE PARAMETRES

Afin d'évaluer l'influence des paramètres sur les mouvements verticaux et leur enregistrement dans le bassin sédimentaire, j'ai modifié, dans l'environnement XCode, leur valeur dans Flex3D.

A l'exception de l'épaisseur de la croûte continentale non amincie, de la longueur et de la variation de l'épaisseur de la croûte continentale amincie, de l'épaisseur minimale de la croûte continentale amincie, faire varier les paramètres dans Flex3D nécessite de modifier un nombre dans la routine principale « main.f90 ». Afin d'imposer une épaisseur de croûte continentale non amincie, une longueur et une variation de l'épaisseur de la croûte continentale amincie, une épaisseur minimale de la croûte continentale amincie au modèle Flex3D, je produis des fichiers « .txt » comprenant :

- les dimensions de la grille, en degré et selon les axes x et y,
- la localisation de la grille dans un repère spatial organisé en longitudes et latitudes,
- la taille, en degré, des cellules composant la grille,
- une valeur d'épaisseur crustale dans chaque cellule de la grille.

Ces fichiers sont ensuite lus par Flex3D et constituent la base des simulations.

3.3.2. FLEX3DTOOLS

Afin de traiter les différents résultats produits par Flex3D, j'ai réalisé trois petits programmes regroupés sous le nom « Flex3DTools ». Je décris dans cette sous-partie ces trois programmes qui sont : Flex3DStrati, DepFlex3D et DenuSedFlex3D

3.3.2.1. FLEX3DSTRATI : CALCUL DE L'ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE A PARTIR DE FLEX3D

Une partie de mon travail, en modélisation numérique, a été le développement d'un code permettant d'extraire une géométrie crustale et une architecture stratigraphique à partir des différents fichiers de sortie de Flex3D. En effet, grâce au couplage de processus de surface, de processus thermiques et d'un processus flexural, Flex3D calcule, en 3D, une géométrie crustale, une topographie et une quantité d'érosion et de sédimentation sur chaque maille de la grille, à chaque pas de temps. Ces différentes données sont enregistrées, par pas de temps, dans des fichiers spécifiques.

Tout d'abord, j'ai développé en langage C, un code numérique 2D appelé Flex3DStrati, qui permet :

- la lecture des différents fichiers de sortie de Flex3D (épaisseur de sédiments et quantité d'érosion, épaisseur crustale, topographie, déflection, épaisseur élastique) ;
- le calcul de la profondeur du Moho à partir de la déflection et de l'épaisseur crustale ;

- de déterminer la profondeur des réflecteurs à partir de l'épaisseur de sédiments compactés. Le principe est d'additionner à la déflection calculée à un temps « t », les épaisseurs de sédiments compactés calculés au temps « t » et aux temps antérieurs (plus anciens) (t-1, t-2, t-3, etc). Des épisodes d'érosion peuvent suivre des épisodes de déposition et inversement, je me suis donc assuré avec l'aide de Jean Braun que l'érosion tardive des réflecteurs déterminés pour des temps antérieurs était bien prise en compte (Pour chaque temps, nous vérifions que les réflecteurs antérieurs se situent toujours à des profondeurs plus importantes) ;

- de déterminer la position du socle (réflecteur correspondant au temps initial de la simulation) ;

- d'écrire, pour chaque pas de temps et suivant un axe en longitude ou en latitude que je précise, les différents résultats obtenus sous forme d'un tableau, dans un fichier « txt ». Les lignes du tableau peuvent être assimilées à des puits, c'est-à-dire qu'elles décrivent la position verticale des surfaces à un point donné. Les colonnes correspondent à la géométrie de chaque surface le long de la marge. Chaque fichier contient donc les différentes données nécessaires à la construction d'une coupe crustale pour un pas de temps.

Avec l'aide de Jean Braun, nous avons réécrit ce code numérique en 3D sous Fortran 90. Jean Braun a augmenté sa flexibilité, l'a optimisé et a amélioré la mise en page du fichier de sortie « txt ». Il a également ajouté au code, un calcul des volumes de sédiments totaux déposés dans les bassins sédimentaires. Nous avons ajouté un calcul des vitesses de sédimentation au cours du temps. Ces deux informations sont écrites sous forme de tableau dans un fichier séparé nommé « EvolSed.txt ». De plus, Jean Braun a ajouté à Flex3DStrati une loi de décompaction des sédiments. La décompaction se déroule en deux étapes. Nous considérons, dans un premier temps, l'épaisseur de sédiments entre la surface et un réflecteur donné. Cette épaisseur est corrigée pour la décompaction. Dans un deuxième temps, nous réajustons la position de tous les réflecteurs pour que la position du premier réflecteur (correspondant au temps initial) se retrouve bien sur le socle. Enfin, Jean Braun a ajouté un script permettant de produire, pour chaque pas de temps, des fichiers VTK. Ces fichiers permettent de visualiser en 3D et sous mayavi (http://mayavi.sourceforge.net/), les résultats obtenus.

Les fichiers « txt » dont j'ai besoin sont importés dans Excel où ils sont enregistrés sous forme « xls » afin d'être archivés mais également afin d'être ouverts ensuite sous Kaleidagraphe. Ce dernier programme me permet de réaliser les graphiques présentés dans ce mémoire (voir Chapitres 5, 6, 7, 8). Il en est de même pour les fichiers « txt » des deux programmes suivants.

3.3.2.2. DepFlex3D : vitesse des mouvements verticaux a partir de Flex3D

J'ai également développé sous Fortran 90, un petit code 2D, DepFlex3D, qui calcule, à partir de la déflection calculée par Flex3D, une vitesse des mouvements verticaux le long de la marge et au cours du temps. Dans un premier temps, ce code lit les fichiers où est enregistrée la déflection calculée par Flex3D par pas de temps. Il calcule ensuite la différence de hauteur entre la déflection calculée par Flex3D au temps « t » et la déflection calculée au temps « t-1 ». La valeur obtenue est donc une quantité de mouvement vertical par incrément de temps. On calcule à partir de cette valeur une vitesse de subsidence ou de surrection. Ce code écrit ensuite la totalité de ces vitesses de mouvements verticaux sous la forme d'un tableau, dans un fichier « txt ». La mise en page de ce fichier de sortie fut améliorée par Jean Braun. Les lignes du tableau correspondent aux valeurs calculées sur chaque pas de temps tandis que les colonnes correspondent à la position des valeurs le long de la marge pour un pas de temps.

3.3.2.3. DenuSedFlex3D : vitesse de denudation et de sedimentation a partir de Flex3D

Le but de ce programme est de calculer, à chaque pas de temps, la vitesse de sédimentation ou de dénudation le long de la marge. J'ai développé ce dernier programme en reprenant l'écriture du programme précédent DepFlex3D. Il existe deux différences entre DepFlex3D et DenuSedFlex3D. La première est que les fichiers de départ lus par DenuSedFlex3D sont les fichiers de Flex3D où sont écrits les calculs d'érosion et de sédimentation par pas de temps. La deuxième différence est l'écriture d'un fichier « txt » supplémentaire à celui des vitesses de sédimentation et de dénudation, qui reporte l'épaisseur totale de dénudation le long de la marge et par pas de temps.

3.3.3. Conclusion

Ma contribution personnelle par rapport à Flex3D est donc, d'une part, la calibration des différents paramètres de Flex3D et la variation de ces paramètres et, d'autre part, le développement d'une série de trois petits programmes complémentaires à Flex3D. Ces programmes permettent de traiter les résultats obtenus par Flex3D en tableaux de données directement exploitables et convertibles en graphiques mais également de réaliser certains calculs précis, notamment des vitesses (vitesses d'uplift, de subsidence, de sédimentation, de dénudation). Cependant, un programme se démarque des deux précédents, Flex3DStrati, puisque celui-ci permet de construire une architecture stratigraphique à partir des épaisseurs sédimentaires totales calculées par Flex3D.

3.4. CONCLUSION

Pour étudier l'évolution post-rift des mouvements verticaux affectant une marge passive soumise à des processus thermiques, de l'isostasie flexurale et des processus de surface, et comprendre l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire, nous utilisons un nouveau modèle numérique tridimensionnel, appelé Flex3D, qui calcule le comportement et l'enregistrement post-rift d'une marge passive formée à partir d'un amincissement instantané de la lithosphère (temps initial de la simulation).

Une série de simulations permet de conclure que :

- le couplage en trois dimensions dans Flex3D, d'un modèle thermique avec un modèle de processus de surface et la prise en compte des effets associés d'une modification spatio-temporelle de l'épaisseur élastique définie à partir de la profondeur d'une isotherme donnée, permettent de suivre l'évolution spatio-temporelle d'une marge passive ;

- les calculs flexuraux et thermiques de Flex3D sont exacts ;

- l'amplitude des effets flexuraux est contrôlée par l'épaisseur élastique (ou par le choix de l'isotherme définissant l'épaisseur élastique), la profondeur de fibre et la largeur de la zone amincie ;

- le décalage tridimensionnel dans la géométrie de la marge amplifie la réponse flexurale en localisant l'augmentation de la surrection de l'épaulement de rift prédit et la subsidence du bassin à proximité ;

- négliger la variation spatiale de l'épaisseur élastique affecte l'amplitude et l'extension de la réponse flexurale, particulièrement pour des valeurs importantes du facteur d'étirement β ;

- pendant le refroidissement de la lithosphère étirée, la carte des isopaques sédimentaires prédites montre une épaisseur maximale au niveau de la région adjacente au décalage imposé, c'est également vrai pour la quantité totale d'exhumation prédite qui est maximale de l'autre côté de ce même décalage ; cette épaisseur sédimentaire et la quantité d'exhumation du socle se forment dans les premiers temps de l'histoire de la marge, sur les 10 premiers millions d'années de la simulation ;

- en utilisant la géométrie d'une croûte continentale étirée déduite d'une coupe synthétique de la marge passive de la côte ouest de la Namibie, nous avons reproduit avec exactitude la subsidence observée dans le bassin sédimentaire de la marge passive, bien que le volume sédimentaire total prédit soit sous-estimé en partie à cause de l'hypothèse d'une source de sédiments locale produite par le modèle de processus de surface diffusif que nous utilisons.

Flex3D est donc un outil performant pour la simulation de la déformation le long d'une marge passive soumise à l'isostasie flexurale, des processus thermiques et des processus de surface.

Ce code numérique est associé à Flex3DTools qui comprend trois petits programmes : Flex3DStrati, DepFlex3D, DenuSedFlex3D. Ces programmes permettent de réaliser des calculs annexes à Flex3D (calculs de vitesses de sédimentation, de dénudation, de mouvements verticaux) et de convertir les résultats obtenus par Flex3D en tableaux de données exploitables. Parmi ces trois programmes, Flex3DStrati se singularise car il permet de construire une architecture stratigraphique à partir des épaisseurs sédimentaires totales calculées par Flex3D.

CHAPITRE 4. – Quantification et évolution du coefficient de diffusion (kd) sur les marges passives

Différentes lois sont utilisées dans les modélisations numériques pour approximer les processus de surface, notamment la loi couplant des processus diffusifs et des processus de transport fluvial (i.e. Kooi et Beaumont, 1994) ou la loi de diffusion (i.e. Granjeon, 1997). La loi diffusion-transport fluvial est employée pour approximer les processus d'érosion et de transport sur le domaine continental. Cette loi tient compte des processus de versant (ex : glissement gravitaire à petite échelle) et des processus de rivière (ex : érosion de rivière, transport fluvial à grande échelle). Cette loi est donc adaptée pour réaliser une étude fine de l'évolution du relief, c'est-à-dire à l'échelle des bassins versants ou des rivières. Quant à la loi de diffusion, elle s'applique aussi bien au transport qu'à l'érosion et la sédimentation si l'on suppose que le système est capable de fournir tout le sédiment qu'il est capable de transporter, en tout lieu et à tout instant. Si, pour la sédimentation, cette loi ne pose aucun problème, en revanche, pour l'érosion, cela n'est vrai en général que dans les systèmes sédimentaires (le réseau de transport est en contact uniquement avec du sédiment mais jamais avec le socle) ou dans les systèmes à grande échelle comme les épaulements de marges que nous étudions au cours de ce mémoire. C'est pourquoi elle est généralement utilisée pour approximer les processus de surface en domaine marin uniquement et elle est couplée avec la loi diffusion-transport fluvial pour les processus de surface continentaux.

Puisque nous travaillons à grande échelle, notre but n'est donc pas de prédire le comportement du système à l'échelle d'un bassin versant ou d'une rivière, mais le comportement d'un relief présentant une amplitude et une largeur définies. Notre choix d'utiliser la loi de diffusion dans le cadre de notre travail se justifie par deux observations :

- Si, en général, la vitesse d'érosion dans les systèmes dominés par l'érosion fluviatile est proportionnelle à la pente, à l'échelle d'un relief (chaîne de montagnes, épaulement de rift) la courbure et la pente sont, au premier ordre, proportionnelles à la hauteur moyenne du relief et à sa largeur (Figure 42). Ceci est vrai, en général, de la pente locale également, qui sera d'autant plus élevée que la pente régionale sera grande, sauf pour les reliefs jeunes où le relief local peut être différent de la pente régionale. Il est habituellement plus grand. C'est le cas par exemple des bords d'un plateau comme celui du Tibet.

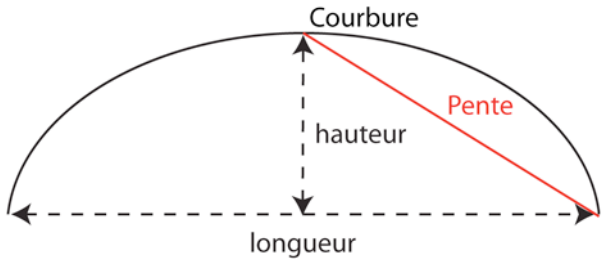


Figure 42 : à grande échelle, la courbure et la pente sont proportionnelles à la hauteur moyenne et à la largeur du relief.

- Tous les systèmes géomorphologiques en érosion, quelle que soit la loi d'érosion locale (érosion fluviatile, glaciaire, etc), montrent un comportement temporel de type décroissance exponentielle des reliefs. Une loi de diffusion produit également et de manière générale une évolution temporelle du système de type décroissance exponentielle et en particulier pour les systèmes en relaxation. Il existe cependant des systèmes comme les plateaux où ce n'est pas la taille de l'objet qui détermine son comportement mais la taille de l'élément en érosion, comme les bords du plateau.

Si la loi de diffusion ne nous permet pas de produire dans Flex3D des reliefs et leur évolution temporelle, elle nous permet en revanche de produire, au premier ordre, un transfert de charge à travers la marge et ainsi étudier la réponse flexurale du système et les flux sédimentaires correspondants.

Cette loi de diffusion, présente dans Flex3D, est représentée par l'équation : $\frac{\partial h}{\partial t} = k_d \frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$. Cette loi implique une conservation de la masse et signifie que la divergence du flux sédimentaire $\frac{\partial h}{\partial t}$ est proportionnelle à la courbure topographique $\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$ selon le facteur k_d, c'est-à-dire le coefficient de diffusion.

Avec cette loi, l'érosion, le transport et la sédimentation dépendent donc d'un seul et unique paramètre, le coefficient de diffusion. Contraindre les processus de surface dans Flex3D nécessite donc de calibrer ce coefficient de diffusion. Pour cela, nous avons réalisé une synthèse bibliographique sur les distributions temporelles de la vitesse de sédimentation et du flux sédimentaire enregistrées dans les bassins de marges passives. Après une présentation de l'étude, nous présentons la quantification de la pente de prisme sédimentaire de marges passives. C'est un critère nécessaire pour comparer les résultats numériques avec les objets naturels. Puis, nous présentons une synthèse bibliographique sur les variations de la vitesse de sédimentation et du flux sédimentaire sur différentes marges passives. Ensuite, sont présentés les coefficients de diffusion estimés dans de précédentes études, suivis par notre quantification du coefficient de diffusion aussi bien en domaine continental qu'en domaine marin. Puis, dans une sixième partie, nous décrivons notre étude sur la variation temporelle du coefficient de diffusion. Pour valider notre calibration du coefficient de diffusion, nous comparons, dans une dernière partie, les résultats obtenus à partir de simulations numériques présentant des coefficients de diffusion calibrés à des données obtenues sur des systèmes naturels.

4.1. PRESENTATION

Pour approximer le comportement des processus de surface (érosion, transport et sédimentation), nous utilisons, dans la modélisation numérique Flex3D, une loi de diffusion. Cette loi est contrôlée par un paramètre : le coefficient de diffusion (kd). Afin de calibrer ce coefficient de diffusion, il a été nécessaire dans un premier temps de chercher dans la bibliographie des valeurs de coefficient de diffusion qui nous seraient utiles pour contraindre Flex3D. Si des études utilisant une loi de diffusion-transport fluvial ont utilisé un coefficient de diffusion (i.e. Kooi et Beaumont, 1994; van Balen et al., 1995; van der Beek et al., 1995), sa faible valeur (i.e. 2 à 5 $.10^6$ m^2/Ma, van der Beek et al., 1995) est adaptée pour représenter les processus d'érosion à petite échelle (glissement gravitaire). Or, travaillant à grande échelle, nous avons donc concentré notre recherche sur des études se basant uniquement sur

une loi de diffusion simple. Différentes valeurs de coefficients de diffusion ont été ainsi obtenues. Cette variabilité s'explique par la taille de l'objet étudié : d'un corps sédimentaire (Driscoll et Karner, 1999), à un bassin sédimentaire (Granjeon, 1997**)** ; et l'échelle de temps sur laquelle l'étude a été réalisée : du Crétacé (Granjeon, 1997), à l'actuel (Castelltort et Van den Driessche, 2003). Etant donné cette variabilité, nous avons donc réalisé une nouvelle calibration du coefficient de diffusion à l'échelle d'une marge passive et aux échelles de temps géologiques. Les marges passives étant à l'interface entre un domaine marin et un domaine continental, elles sont soumises à des processus physiques différents selon les milieux. En effet, le milieu aérien est essentiellement en érosion et en transport tandis que le milieu marin est essentiellement en sédimentation. Pour représenter ces observations, nous avons calibré un coefficient de diffusion différent pour chaque milieu.

L'évolution temporelle du flux sédimentaire prédit par la loi de diffusion étant une décroissance exponentielle fonction d'un flux sédimentaire initial, de la longueur du relief érodé et du coefficient de diffusion, calibrer ce coefficient de diffusion nécessite donc, en retour, d'approximer la décroissance de la vitesse de sédimentation mesurée sur les systèmes naturels par une exponentielle, de déterminer la longueur du relief érodé en se basant sur celle de reliefs actuels de marges et enfin, de valider les résultats en comparant les simulations présentant les coefficients de diffusion nouvellement calibrés avec les systèmes naturels.

Nous avons donc réalisé une synthèse bibliographique sur les évolutions temporelles des vitesses de sédimentation et du flux sédimentaire enregistrées dans les bassins des marges passives. Les évolutions montrent, pour l'ensemble des exemples, un pic puis une décroissance des vitesses de sédimentation et des flux sédimentaires. Nous avons approximé ces décroissances temporelles par une exponentielle : $V = Vo.e^{\frac{1}{\tau}t}$ (V = vitesse de sédimentation ou flux sédimentaire, Vo = vitesse de sédimentation initiale ou flux sédimentaire initial, t = temps) dont la décroissance dépend en partie du temps de diffusion τ. Ce temps de diffusion est le temps nécessaire à l'érosion de la majeure partie d'un relief en relaxation. Il est fonction de la longueur du relief érodé (L) et du coefficient de diffusion (k_d) ($\tau = \frac{L^2}{k_d}$). Connaissant τ et après avoir estimé une longueur de relief érodé, nous avons donc pu déterminer un coefficient de diffusion dans le domaine continental. Nous avons comparé les résultats obtenus avec ceux des précédentes études. Pour définir un coefficient de diffusion dans le domaine marin, nous avons utilisé les résultats d'une étude dont le coefficient de diffusion continental était en accord avec nos résultats. Pour valider ces résultats, nous avons imposé ces coefficients calibrés dans le code Flex3D et nous avons comparé les résultats obtenus avec les données collectées sur des systèmes naturels (pente du prisme et distribution des sédiments le long de la marge).

Pour réaliser cette étude, nous avons essentiellement travaillé sur des marges passives atlantiques comme la marge sud-est brésilienne ou la marge est-américaine. Nous avons plus particulièrement étudié les marges centre et sud-africaines (Angola, Gabon, Congo, Namibie, Afrique du Sud, Zimbabwe).

4.2. QUANTIFICATION DE LA PENTE DE PRISMES SEDIMENTAIRES DE MARGES PASSIVES

Calibrer un paramètre nécessite d'avoir des points de comparaison entre une simulation et un objet naturel. Nous présentons dans une première sous-partie les raisons de l'utilisation de la pente sédimentaire comme outil de comparaison. Puis, dans une seconde sous-partie, nous présentons une synthèse des pentes sédimentaires, que nous avons réalisée à partir de données bibliographiques, notamment des coupes géophysiques présentées dans le Chapitre 2.

4.2.1. OUTIL DE CALIBRATION DU COEFFICIENT DE DIFFUSION EN MILIEU MARIN

La loi de diffusion que nous utilisons implique que le flux sédimentaire soit proportionnel à la pente quel que soit le milieu (Figure 43). Or, dans Flex3D, si l'utilisateur fixe la valeur des coefficients de diffusion, les pentes sont quant à elles calculées par le code numérique. En effet, la pente du relief continental est contrôlée initialement par l'isostasie flexurale tandis que la pente sous-marine varie en fonction du flux sédimentaire et du coefficient de diffusion marin (Figure 43). Ce flux sédimentaire étant contrôlé par la pente continentale et le coefficient de diffusion continental (Figure 43), la pente sous-marine modélisée dépend donc, en premier lieu, de la valeur des coefficients de diffusion utilisés. La comparaison de ces pentes modélisées avec les pentes sédimentaires naturelles permet donc d'effectuer une vérification sur le réalisme des coefficients de diffusion utilisés.

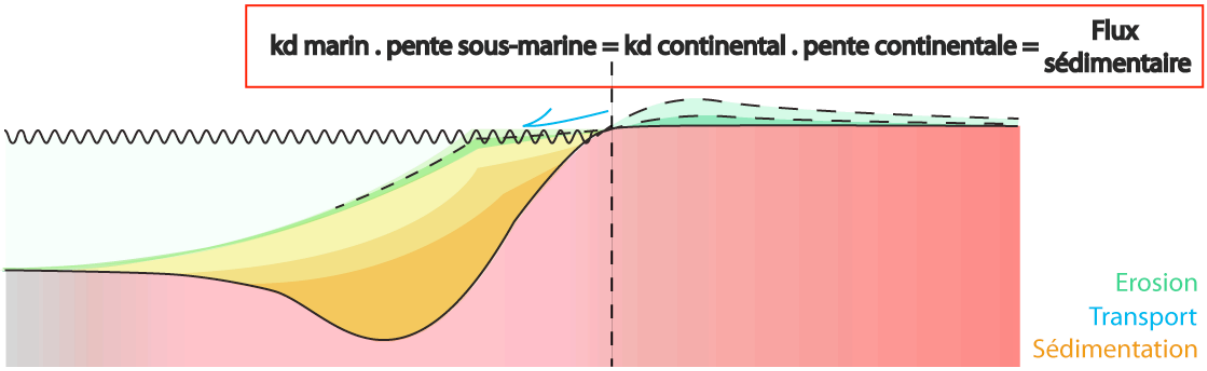


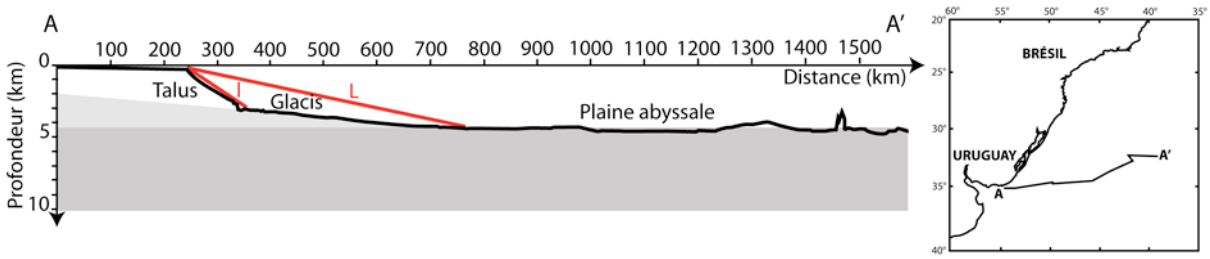
Figure 43 : proportionnalité entre le flux sédimentaire et les pentes dans les différents milieux.

Détails et explications dans le texte.

4.2.2. PENTE DU PRISME SEDIMENTAIRE

Le profil topographique du prisme sédimentaire des marges passives est caractérisé par un plateau, un talus et un glacis continental (Figure 44). Or, selon les coupes disponibles, les profils topographiques sont plus ou moins complets. En effet, si certaines coupes intègrent l'ensemble du prisme sédimentaire, d'autres coupes n'intègrent que le plateau et une partie du talus continental. Pour tenir compte d'un maximum de données, nous avons mesuré, en fonction de la longueur et de la résolution des coupes, deux types de pentes correspondant à deux échelles de mesures (Figure 44) : le talus continental (l) (distance inférieure à 50km) et

la pente régionale (L). Celle-ci est comprise entre le haut du talus et la fin du glacis (50 à 500km de distance environ)



(figure modifiée d'après Leyden et al., 1971)

Figure 44 : exemple de mesures de la pente du talus (l) et de la pente régionale (L).
Profil topographique obtenu à partir d'une coupe sismique au large du Paranag. Les pentes mesurées sont décrites par un triangle rose transparent.

Les données bibliographiques utilisées regroupent des marges très variées (marges volcaniques comme au Groenland ou en Namibie, marges non-volcaniques comme la marge de l'Ibérie, marge décrochante en Côte d'Ivoire, bassins sédimentaires contrôlés tectoniquement comme au Nigeria, ou affectés par la tectonique salifère comme en Angola) situées dans des régions très différentes (Tableau 4). Ces données se divisent en deux sources principales :

- des coupes crustales de marges passives (Groenland - Korenaga et al., 2001 -, Norvège - Tsikalas et al., 2005 -, Atlantique Nord - Barton et White, 1997; White, 1992 -, Canada - Funck et al., 2004 -, Marge est-américaine - Holbrook et al., 1994a; Holbrook et al., 1994b; Watts et al., 1999 -, Ibérie - Beslier et al., 1993; Zelt et al., 2003 -, Maroc - Maillard et al., 2006 -, Congo - Lavier et al., 2000 -, Angola - Moulin, 2003 -, Namibie - Bauer et al., 2000; Gladczenko et al., 1998; Trumbull et al., 2002 -, Parana - Leyden et al., 1971 -, Inde - Todal et Edholm, 1998 -, Australie - Finlayson et al., 1998). La majorité de ces coupes sont présentées dans le Chapitre 2.

- Des coupes de bassins sédimentaires (Mauritanie - Bussell et al., 2001 - , Sénégal - Guiraud et al., 1987 -, Guinée-Bissau - Bungener, 1995 -, Côte d'Ivoire - De Caprona, 1992 -, Nigeria - Haak et al., 2000 -, Angola - Hudec et Jackson, 2004 -, Afrique du Sud - Brown et al., 1995a; De Swardt et McLachlan, 1982 -, Tanzanie - Mbede et Dualeh, 1997 -, Kenya - Mbede et Dualeh, 1997).

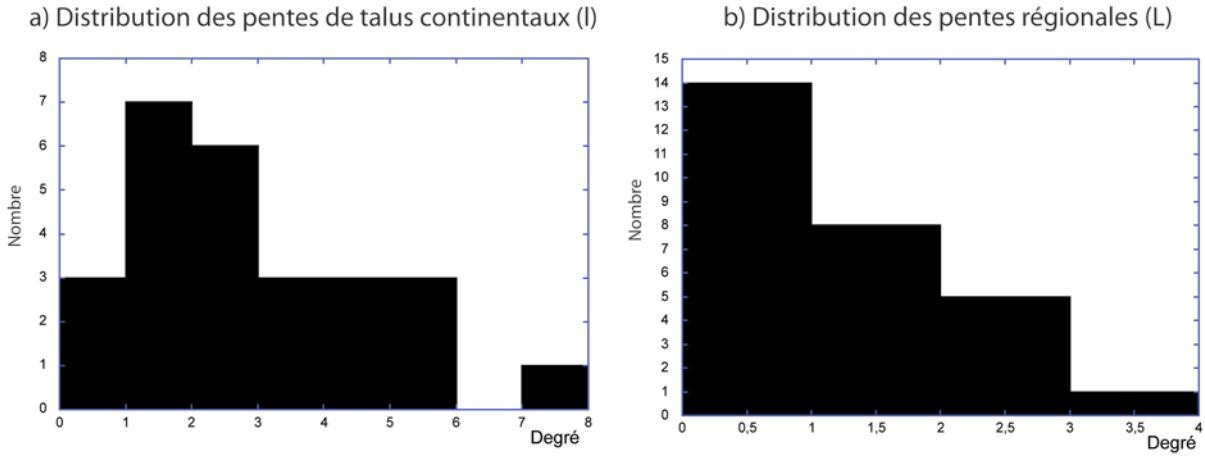
Marge	Auteurs	Pente l (degré)	Pente L (degré)
Groenland	Korenaga et al (2001)		0,84
Norvège	Tsikalas et al (2005)	2,90 4,07	2,25 3,02
Atlantique Nord	Barton et al (1997)		1,28
	White(1992)		2,23
Canada	Funck et al (2004)	4,93	0,98
Est-américaine	Etopo2		0,53
	Holbrook et al (1994)	2,49	1,55
	Watts et al (1999)	3,58	2,19
Ibérie	Beslier et al (1993)		1,35
	Zelt et al (2003)	5,71 2,86	2,24
Maroc	A. Maillard et al (2006)	3,72	
Mauritanie	Bussell et al (2001)	1,84	
Sénégal	Guiraud et al (1987)	7,83 2,22	
Guinée-Bissau	Bungener (1995)	5,29	2,39
Côte d'Ivoire	De Caprona et al (1992)	5,29	
Nigéria	Haack et al (2000)	1,04	
Congo	Lavier et al 2000	1,09	
Angola	Moulin (2003)	1,00 0,89	0,90 1,40 1,05
	Hudec et al (2004)		0,85
Namibie	Bauer et al (2000)		0,94 1,18
	Trumbull (2002)		0,99 1,19
	Gladczenko et al (1998)		0,43 0,77 0,94
Afrique du Sud	AAPG line2	1,11	
	AAPG line1	2,05	
	De Swardt et al (1982)	1,62	0,83
Tanzanie	Mbede et al (1997)	4,71	1,11
Kenya	Mbede et al (1997)	0,80	
Parana	Leyden et al (1971)	1,74 1,78	0,47 0,47
Inde	Todal et al (1998)	2,86	0,76
Australie	Finlayson et al (1998)	3,82	1,25

Tableau 4 : pentes sédimentaires mesurées sur le talus et régionalement sur différentes marges passives.

Mesures extraites de coupes crustales et de coupes de bassins publiées. Pente l : pente du talus continental ; Pente L : pente régionale. Plus de détails dans le texte.

En fonction du type de pente, nous avons reporté les différentes mesures obtenues sur deux histogrammes (Figure 45). Une valeur minimale, médiane et maximale a été calculée pour chaque type de pente. Les résultats montrent que la majorité des pentes régionales sont inférieures à 1°. Les pentes des talus varient de 0,8° à 8° avec une valeur médiane à 2,5° environ. La majorité des pentes régionales varient, quant à elles, entre 1 et 3°. Leur variabilité est comprise entre 0,4° et 3° avec une valeur médiane à 1°. Nous avons comparé nos résultats sur les pentes des talus sédimentaires avec une synthèse globale réalisée par Olariu et Steel (2009) sur différentes marges continentales. Ces mesures de pentes ont été réalisées à partir de la base de données Etopo2 qui présente une résolution de 2 x 2 arcminutes (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/fliers/01mgg04.html). Cette synthèse montre des valeurs de pente variant de 0,31° à 4,7° et une valeur médiane de 1,56°. Ces valeurs sont plus faibles que

nos mesures sur les talus (0,8° à 8° et une valeur médiane de 2,5°). Ces différences peuvent s'expliquer en partie par les imprécisions sur nos mesures réalisées sur les profils sismiques.



c) Comparaison

	Valeur minimale	Valeur médiane	Valeur maximale
Pente l	0,80	2,68	7,83
Pente L	0,43	1,05	3,02

Figure 45 : variation des pentes des talus (l) et des pentes régionales (L) sur les systèmes naturels étudiés.
c) comparaison entre les pentes des talus continentaux et les pentes régionales.

Les différentes coupes utilisées nous ont donc permis d'estimer une variabilité de la pente de prismes sédimentaires comprise entre 0,8° à 7,8° pour les talus continentaux et 0,4° à 3° pour les pentes régionales.

4.3. VARIATION DES VITESSES DE SEDIMENTATION ET DES FLUX SEDIMENTAIRES SUR DIFFERENTES MARGES PASSIVES

Calibrer le coefficient de diffusion aux échelles de temps géologiques nécessite de connaître l'histoire des reliefs passés. Pour lire cette histoire, il faut regarder l'enregistrement des bassins sédimentaires, lieu de piégeage des produits de l'érosion de ces reliefs. Or, les seules données bibliographiques que nous avons à disposition sont des courbes de variations temporelles de la vitesse de sédimentation ou du flux sédimentaire obtenues à partir de différents bassins sédimentaires de marges passives. L'étude présentée dans ce chapitre se base donc uniquement sur ces données.

Les marges étudiées sont principalement centre et sud-africaines (Angola, Gabon, Congo, Namibie, Afrique du Sud et Zimbabwe). Le principal intérêt de ces régions est leur position relativement fixe au cours du méso-cénozoïque (zone climatique constante au cours du temps) et l'absence d'orogène au cours de cette période (absence d'importants flux sédimentaires externes produits par l'érosion des chaînes de collision). Cette étude comprend également quelques marges péri-atlantiques (Sud-Est du Brésil, Est des Etats-Unis).

Ces courbes bibliographiques ont été réalisées à partir de données diverses (coupes sismiques, isopaques, puits) mais, contrairement à la marge est-américaine ou à la marge du Zimbabwe, ces courbes n'incluent pas toutes l'intégralité du prisme sédimentaire (Figure 46). En effet, sur l'ensemble des études utilisées, seules deux études : Poag et Sevon (1989) (marge est-américaine) et Walford et al. (2005) (marge du Zimbabwe) ont construit des courbes d'évolution du flux sédimentaire à partir de l'intégralité du bassin sédimentaire. Les coefficients de diffusion déterminés à partir de ces deux études seront donc fondés sur un enregistrement sédimentaire complet. En revanche, comme pour la mesure des pentes sédimentaires (voir sous-partie 4.2.2), certaines courbes de vitesses de sédimentation ou de flux sédimentaire n'intègrent que la zone comprise entre le plateau continental et la moitié du talus, tandis que d'autres sont basées sur une coupe de bassin complète mais seulement en 2D. Ces données peuvent être réparties en deux types (voir Figure 46) :

- répartition des données entre le plateau continental et le talus : Angola (Lavier et al., 2001, données sismiques), Namibie (Gallagher et Brown, 1999b, isopaques et profils sismiques), Afrique du Sud (Tinker et al., 2008, profils sismiques et données de puits), Sud-Ouest de l'Afrique (Namibie et Afrique du Sud, Rust et Summerfield, 1990, données de puits), sud-est du Brésil (Chang et al., 1992, données de puits) ;

- répartition des données le long de tout le prisme : Gabon, Congo et Angola (Lucazeau et al., 2003, données sismiques), Zimbabwe (Walford et al., 2005, profils sismiques et données de puits), est des Etats- Unis (Poag et Sevon, 1989, profils sismiques et données de puits).

a) b)

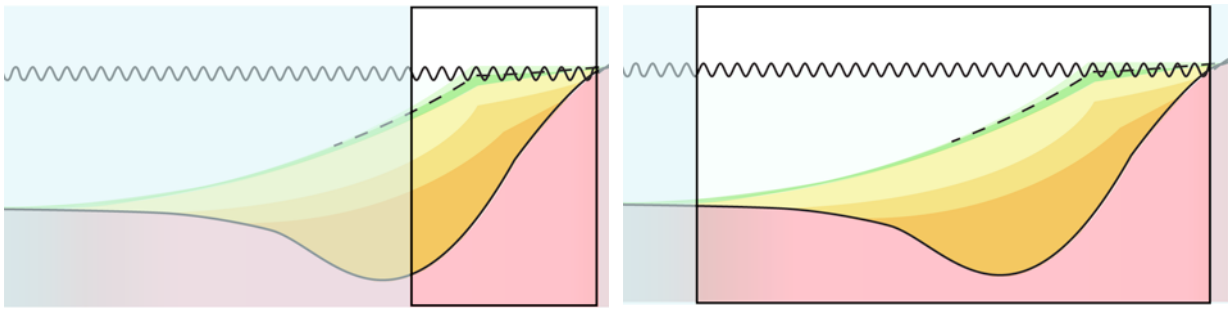


Figure 46 : répartition des données sur le prisme sédimentaire.
a) données sur le plateau et le talus continental ; b) données le long du prisme sédimentaire.

Nous comparerons les résultats obtenus à partir de ces deux types de répartition de données afin d'évaluer les marges d'erreur sur les coefficients de diffusion calculés.

Les courbes de vitesses de sédimentation ou de flux sédimentaire montrent souvent la présence, juste après le rifting ou quelques millions d'années après, d'un premier pic suivi par une décroissance rapide comparable à une décroissance exponentielle. Certaines marges présentent d'autres pics au cours du post-rift : un deuxième pic dans le cas des marges gabonaise, namibienne, sud-africaine ou brésilienne, ou deux autres pics dans le cas de la marge est-américaine ou sur un puits (Kudu 9A-1) de la marge sud-ouest africaine (voir Figure 47).

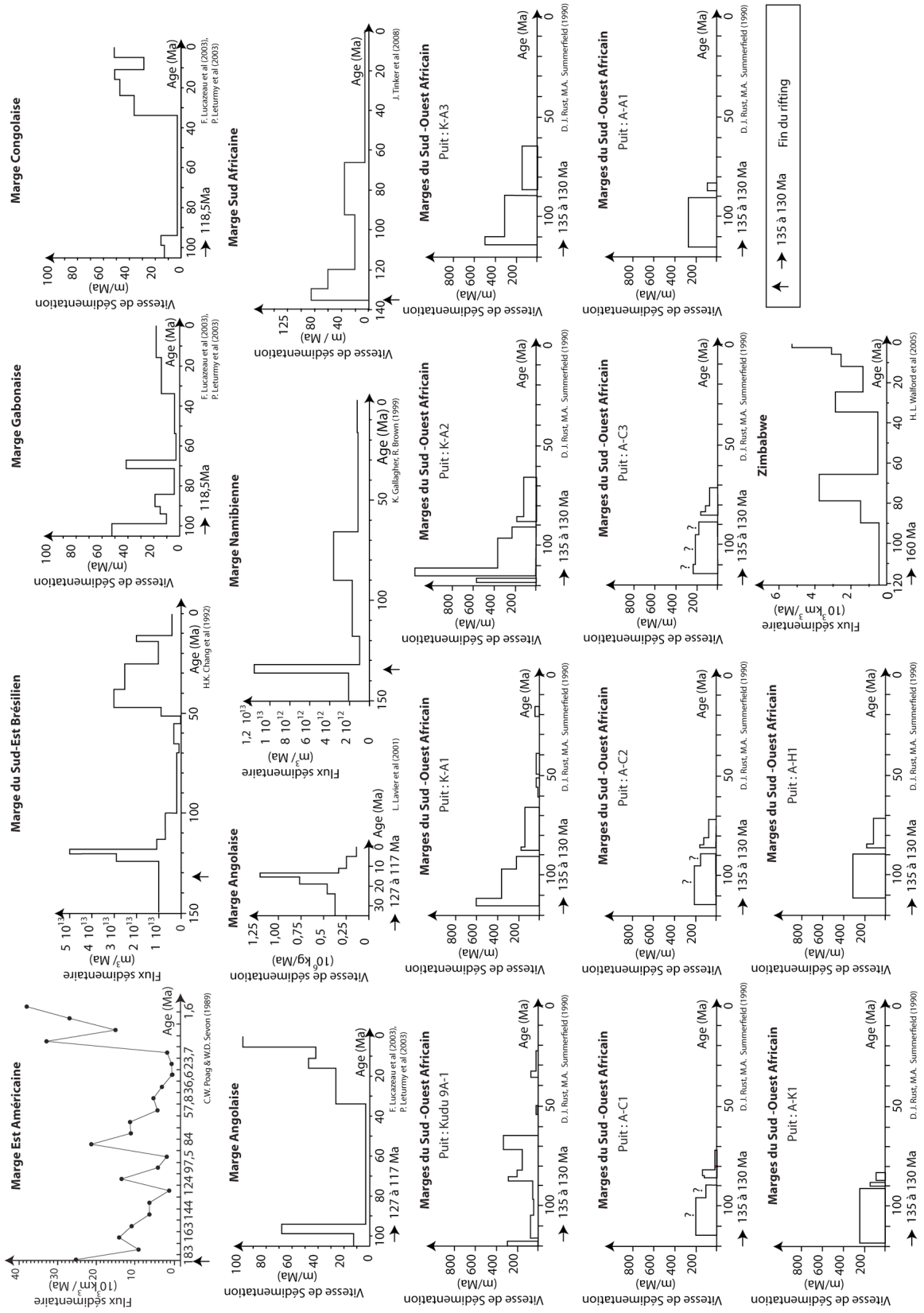


Figure 47 : variation des vitesses de sédimentation ou de flux sédimentaire post-rift sur différentes marges passives.

De nombreux pics de vitesses de sédimentation ou de flux sédimentaire présentent une décroissance au cours du temps, comparable à une décroissance exponentielle. Au cours du post-rift, il existe, selon les différentes marges, un à trois pics de vitesses de sédimentation ou de flux sédimentaire.

L'origine du premier pic est la relaxation du relief formé par la réponse flexurale à la rupture continentale (Gallagher et Brown, 1999b; Lucazeau et al., 2003; Poag et Sevon, 1989). Le décalage parfois observé entre la fin du rift et la formation du premier pic peut s'expliquer par une absence de données sur cette période (Rust et Summerfield, 1990). Les autres pics de flux ou de vitesses de sédimentation mesurés au cours du post-rift de cetaines marges passives étudiées correspondent à différents événements. En effet, concernant la marge est- américaine, Poag et Sevon (1989) expliquent le second événement (≈120 à ≈95 Ma) par un épisode tectonique tandis qu'ils attribuent le troisième et dernier événement (≈85 à ≈30 Ma) à un événement climatique (une augmentation de la pluviométrie modifie l'efficacité de l'érosion). Sur les marges du Zimbabwe et de la Namibie, les événements compris entre 80 Ma et 60 Ma sont expliqués par un uplift (création d'un relief qui sera soumis instantanément à l'érosion) et/ou par une chute du niveau marin (une chute du niveau marin augmente la pente locale et par conséquent l'érosion) (Walford et al., 2005). Sur la marge sud-est brésilienne, l'événement compris entre 40 Ma et 10 Ma est expliqué par une chute du niveau marin (Gallagher et Brown, 1999b). Enfin, sur l'Angola, l'événement compris entre 15 et 5 Ma signe un changement climatique global lié à la mise en place de la calotte glaciaire antarctique (Lavier et al., 2001).

Etant donné la géométrie des différentes décroissances des vitesses de sédimentation ou des flux sédimentaires et afin de calculer un coefficient de diffusion, nous faisons l'hypothèse que quelle que soit la nature de l'événement (climatique, eustatique, tectonique), les décroissances des vitesses de sédimentation ou des flux sédimentaires sont exponentielles. Cette hypothèse est raisonnable puisque ces événements déséquilibrent le système de manière ponctuelle et celui-ci réagit par relaxation.

4.4. COEFFICIENT DE DIFFUSION DANS DE PRECEDENTES ETUDES

Avant de calculer un coefficient de diffusion à terre et en mer, nous avons synthétisé les coefficients de diffusion estimés dans de précédentes études publiées. Nous présentons, dans une première sous-partie, les estimations sur les coefficients de diffusion continentaux puis, dans une seconde sous-partie, celles sur les coefficients de diffusion marins.

Les études publiées présentant des coefficients de diffusion dans différentes unités, par souci de comparaison, nous les avons harmonisées en m^2/Ma.

4.4.1. COEFFICIENT DE DIFFUSION CONTINENTAL

Les précédentes estimations des coefficients de diffusion continentaux ont été réalisées pour des périodes différentes. Nous présentons, dans une première sous-partie, les coefficients de diffusion estimés sur les systèmes actuels, et, dans une deuxième sous-partie, ceux estimés sur des échelles de temps géologiques.

4.4.1.1. COEFFICIENT DE DIFFUSION SUR LES SYSTEMES ACTUELS

Castelltort et Van Den Driessche (2003) ont établi un bilan sur des systèmes actuels à l'échelle du bassin versant. Pour calculer un coefficient de diffusion, les auteurs ont utilisé une équation de transport (Tableau 5). Ils l'ont appliquée sur la base de données de Hovius (1998), composée de 93 bassins versants actuels. Ce coefficient de diffusion est calculé en utilisant les mesures du flux sédimentaire (Q), la largeur des rivières (w) et la pente moyenne

($\frac{\partial h}{\partial x}$). Ils obtiennent un coefficient de diffusion compris entre 2.10^{11} m^2/Ma et 2.10^{14} m^2/Ma (Tableau 5).

Le coefficient de diffusion calculé à partir des systèmes actuels est élevé. Il traduit donc un flux sédimentaire également fort. Ce constat a été observé sur certaines études faites sur les variations temporelles des vitesses de sédimentation ou des flux sédimentaires (Lavier et al., 2001; Poag et Sevon, 1989). Les vitesses de sédimentation ou les flux sédimentaires augmentent depuis ces 20 derniers millions d'années. Selon les auteurs, l'origine de ces augmentations est un changement climatique global lié à la mise en place de la calotte glaciaire antarctique.

4.4.1.2. COEFFICIENT DE DIFFUSION AUX ECHELLES DE TEMPS GEOLOGIQUES

Grandjeon (1997) a établi un bilan des coefficients de diffusion sur des systèmes anciens (bassin du San Juan - USA - et bassin de Paris au Crétacé). Sur le bassin de San Juan, l'auteur a calibré un coefficient de diffusion en supposant une pente continentale (0,1 à 0,5 mètres par kilomètre) (Granjeon, 1997). Sur le bassin de Paris, il a calibré le coefficient en estimant un flux de sédiments qu'il considère uniforme sur toute la bordure ouest du bassin (Granjeon, 1997). Il a ensuite affiné cette estimation par des méthodes d'inversion à l'aide du code Dionysos (Granjeon, 1997). Il obtient ainsi des valeurs de kd comprises entre $2 .10^{10}$ m^2/Ma et $5 .10^{11}$ m^2/Ma (Tableau 5).

Dans les systèmes anciens, le coefficient de diffusion continental est donc plus faible que celui calculé sur les systèmes actuels.

4.4.2. COEFFICIENT DE DIFFUSION MARIN

Les estimations publiées sur les coefficients de diffusion marins ont été réalisées à partir d'objets de différentes tailles. Nous présentons, dans une première sous-partie, les coefficients de diffusion calibrés à partir de pentes locales et de flux sédimentaires, puis, dans une deuxième sous-partie, ceux calibrés à partir de pentes de clinoformes.

4.4.2.1. CALIBRATION A PARTIR DE PENTES LOCALES ET DE FLUX SEDIMENTAIRES

Granjeon (1997) a calibré le coefficient de diffusion marin, sur le bassin de San Juan, en estimant l'ancienne pente de la plaine côtière (1 à 4 mètres par kilomètre) à partir de données de puits. Sur le bassin de Paris, l'auteur a calibré le coefficient de diffusion marin de la même manière que le coefficient de diffusion continental (voir sous-partie 4.4.1.2). Il obtient un coefficient de diffusion variant entre $1 .10^8$ m^2/Ma et $8 .10^9$ m^2/Ma (Tableau 5). Selon cet auteur, il existerait donc un facteur d'environ 10^2 entre les coefficients de diffusion marins et continentaux.

4.4.2.2. CALIBRATION A PARTIR DE PENTES DE CLINOFORMES

A la différence de Granjeon (1997), Driscoll et Karner (1999) ont calibré qualitativement le coefficient de diffusion à partir de la pente des clinoformes. Cette étude a donc été réalisée à une petite échelle spatiale. Contrairement aux précédentes estimations du coefficient de diffusion fondées sur une équation de transport (Castelltort et Van den

Driessche, 2003; Granjeon, 1997), les auteurs ont utilisé une équation de diffusion. Le coefficient utilisé varie entre 5 $.10^3$ m^2/Ma et 5 $.10^5$ m^2/Ma (Driscoll et Karner, 1999) (Tableau 5).

Ces coefficients de diffusion marins ont donc une différence d'un facteur 10^7 par rapport à ceux continentaux calculés par Granjeon (1997) et une différence de 10^8 à 10^9 avec les coefficients de diffusion continentaux calculés par Castelltort et Van Den Driessche (2003). Ces coefficients de diffusion marins sont donc très faibles par rapport à ceux continentaux. Cette faiblesse s'explique par la petite taille de l'objet étudié.

Références	Formule	Milieu	Calibrage		Échelle d'observation	Valeur du kd (m^2/Ma)
			Outil	Valeurs		
Castelltort & Van den Driessche (2003)	Equation de transport $Q = -k.w(\frac{dh}{dx})$	Continental	flux sédimentaire (10^6 m^3/an, Ds=2,7) largeur de rivières pente moyenne	Min :0,1 Moy :3,7 Max :508,5 Min :0,1 Moy :1,5 Max :16,5	Bassin versant - longueur : 360km à 6670km -hauteur : 325m à 8848m	Min : 2 $.10^{11}$ Moy : 3 $.10^{12}$ Max : 2 $.10^{14}$
Granjeon (1997)	Equation de transport $Q = -k(\frac{dh}{dx})$	Continental	pentes flux sédimentaires (km^3/Ma)	Min :0,03 Max :0,23 Min :70 Moy :120 Max :900	Pente locale - longueur : 1 à 10km - hauteur : 10aines m	Min : 2 $.10^{10}$ Moy : 2,5 $.10^{10}$ Max : 4,8 $.10^{11}$
		Marin	pentes	Min : 0,01 Max :0,1	Pente locale - longueur : 1 à 10km - hauteur : 10aines m	Min : 1 $.10^8$ Moy : 6 $.10^8$ Max : 8 10^9
Driscoll & Karner (1999)	Equation de diffusion $\frac{dh}{dt} = k(\frac{d^2h}{d^2x})$	Marin	la pente	Mesure qualitative	Clinoforme : - longueur : 10^{aines} km - hauteur : 100^{aines} m	Min : 5 10^3 Moy : X Max : 5 10^5

Tableau 5 : valeurs du coefficient de diffusion déterminé par différents auteurs dans des milieux différents : continental et marin.

4.4.3. CONCLUSION

Les études présentées montrent une très grande gamme de coefficients de diffusion, aussi bien dans le domaine continental que dans le domaine marin. Cette variabilité est liée à la différence de taille et d'échelle de temps entre les différents objets étudiés. Or, la marge passive est une structure de quelques centaines à plusieurs centaines de kilomètres de long sur quelques kilomètres de hauteur et qui évolue aux échelles de temps géologiques (~90 à ~170 Ma). Pour obtenir un coefficient de diffusion adapté à notre étude sur les marges passives, nous avons donc réalisé une nouvelle calibration basée sur l'analyse des évolutions temporelles des vitesses de sédimentation et des flux sédimentaires mesurés dans les bassins sédimentaires de marges passives. Cette étude est expliquée dans la partie suivante.

4.5. QUANTIFICATION DU COEFFICIENT DE DIFFUSION

Nous présentons, dans une première sous-partie, notre estimation du coefficient de diffusion continental puis, dans une seconde sous-partie, notre estimation du coefficient de diffusion marin.

4.5.1. EN DOMAINE CONTINENTAL (KD_C)

La calibration du coefficient de diffusion continental est basée sur une synthèse bibliographique de courbes de vitesses de sédimentation et de flux sédimentaires enregistrés dans les bassins de marges passives (voir partie 4.3). Nous présentons, dans une première sous-partie, la méthode que nous avons utilisée pour obtenir un coefficient de diffusion. Ensuite, dans les deuxième et troisième sous-parties, nous décrivons respectivement les résultats obtenus sur le temps de diffusion puis sur l'estimation de la longueur du relief érodé. Ce sont deux paramètres nécessaires dans le calcul du coefficient de diffusion. Dans une quatrième sous-partie, nous présentons nos coefficients de diffusion continentaux calibrés. Nous évaluons ensuite, dans une cinquième sous-partie, les marges d'erreur induites sur nos résultats par les différentes distributions des données sédimentaires, à l'origine des courbes de vitesses de sédimentation et de flux sédimentaires (voir partie 4.3). Enfin, dans une dernière sous-partie, nous comparons nos résultats avec les coefficients de diffusion continentaux des précédents travaux publiés.

4.5.1.1. METHODE

À partir des différentes courbes de vitesses de sédimentation et de flux sédimentaires, nous avons approximé les décroissances temporelles par une équation exponentielle (voir partie 4.3). Pour réaliser cette opération, nous avons déterminé les ordonnées et les abscisses de chaque point des courbes afin de produire des tableaux sur excel, puis des graphiques sur le logiciel kaleidagraph. Nous avons ensuite utilisé l'option « ajustement exponentiel de la courbe » comprise dans le programme Kaleidagraph afin d'obtenir, d'une part, le tracé de la courbe et, d'autre part, la puissance de l'exponentielle. Or, cette puissance est fonction du temps de diffusion (τ = temps nécessaire pour éroder la majorité du relief) (Figure 48, équation 1 : $V = Vo.e^{\frac{1}{\tau}t}$). Ce temps de diffusion est nécessaire dans le calcul du coefficient de diffusion (Figure 48, équation 2 : $\tau = \frac{L^2}{k_d}$).

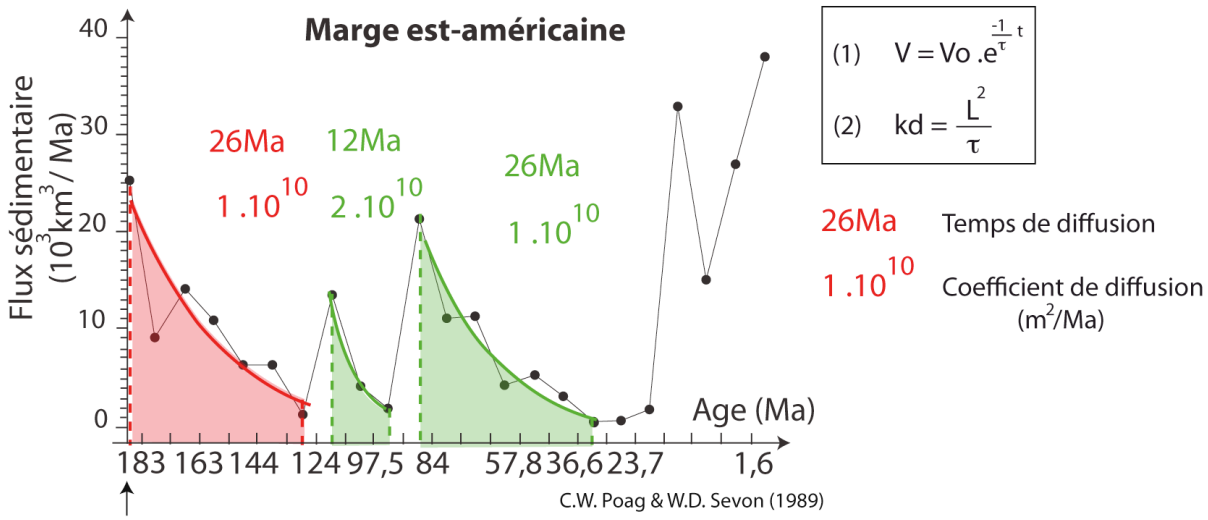


Figure 48 : exemple de calcul du temps de diffusion et du coefficient de diffusion sur la marge est- américaine.

Approximation de la décroissance du flux sédimentaire au cours du temps par une courbe exponentielle. La courbe rouge indique un événement proche de la fin du rift tandis que les courbes vertes indiquent un événement post-rift. Équation 1 : équation exponentielle approximant la diminution du flux sédimentaire au cours du temps. V : flux sédimentaire ; Vo : flux sédimentaire initial ; τ : temps de diffusion. Équation 2 : relation entre le coefficient de diffusion et le temps de diffusion. kd : coefficient de diffusion ; τ : temps de diffusion ; L : longueur du relief en érosion.

Seulement, comme le montre l'équation (2), un second paramètre est nécessaire dans le calcul du coefficient de diffusion: la longueur du relief érodé (L). Or, sa variabilité est mal connue mais nous avons réalisé, au cours de cette thèse, une synthèse géométrique de marges passives où nous avons mesuré une variabilité de la longueur de leur relief (voir Chapitre 2). Nous avons approfondi cette étude en étudiant avec précision la longueur du relief de la marge namibienne, le chantier d'étude principal de cette thèse. Une fois les coefficients de diffusion estimés, nous avons évalué les marges d'erreur induites par les différentes répartitions des données sédimentaires à l'origine des courbes de vitesses de sédimentation et de flux sédimentaires (Figure 46). Afin de valider ces résultats, nous les avons comparés avec les coefficients de diffusion continentaux déterminés dans les précédentes études (Castelltort et Van den Driessche, 2003; Granjeon, 1997).

4.5.1.2. TEMPS DE DIFFUSION (τ)

Le temps de diffusion τ est le temps nécessaire pour éroder la majorité du relief. Le calcul de ce τ est réalisé à partir de l'approximation de la décroissance des courbes de vitesses de sédimentation et de flux sédimentaires par une exponentielle. Nous présentons, sur la Figure 49, les différents temps de diffusion calculés sur les différentes marges. Nous distinguons deux groupes de valeurs :

- 10±2 Ma (marge est-américaine, sud-est brésilienne, gabonaise, namibienne, sud-africaine, certains puits de la marge sud-ouest africaine : Kudu 9A-1, A-C1, A-C3, A-K1, A-H1)

- 23±3Ma (marge est-américaine et certains puits de la marge sud-ouest africaine : K-A1, K-A3A-C2)

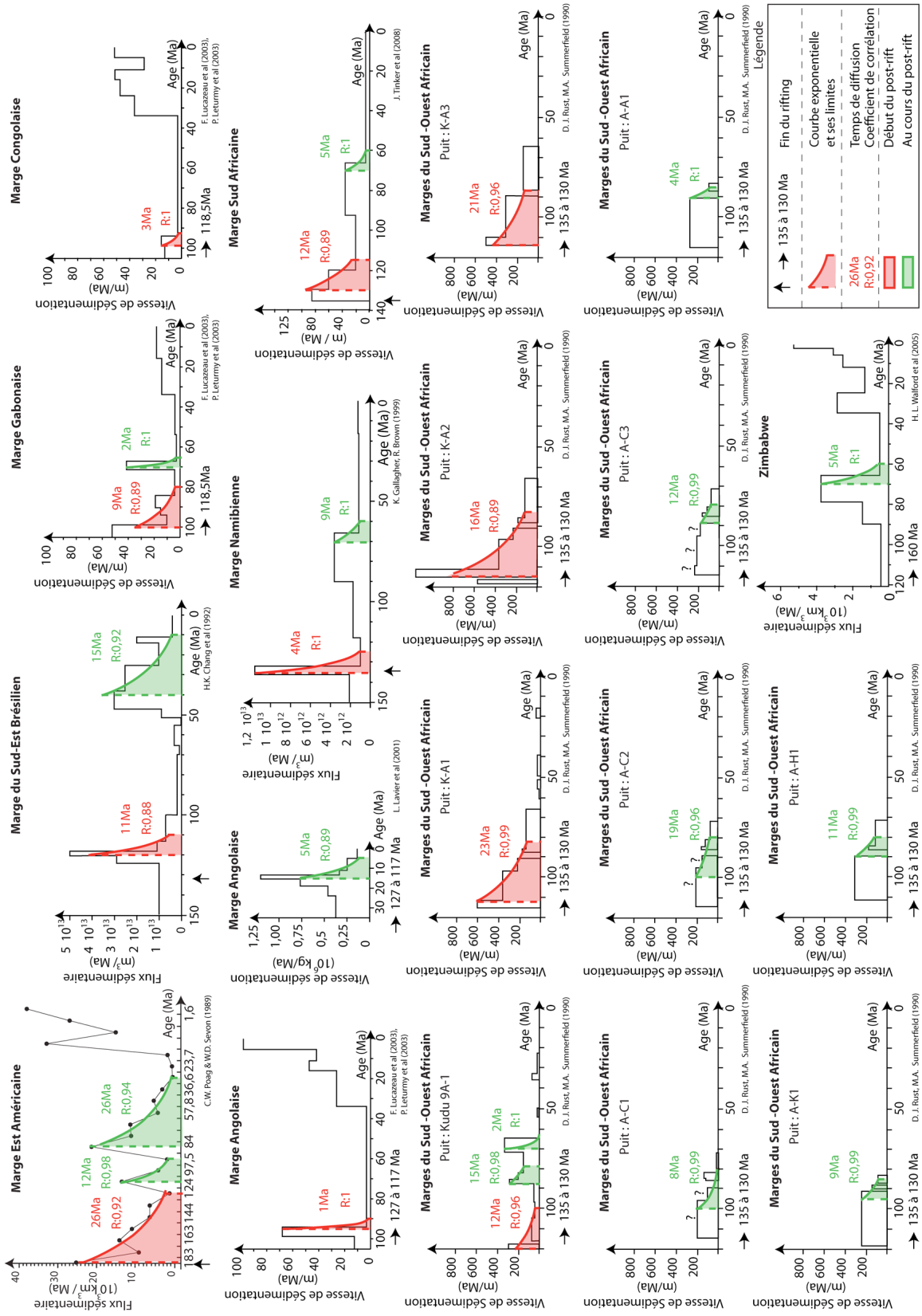


Figure 49 : variation du temps de diffusion sur différentes marges passives au cours du post-rift.

Ce temps de diffusion varie entre 1Ma (marge angolaise) et 26Ma (marge est-américaine) (Figure 49 et Tableau 6). De plus, la valeur médiane calculée à partir de l'ensemble des temps de diffusion est de 10 Ma (Tableau 6).

	Temps de diffusion global (Ma)
minimum	1
médian	10
maximum	26

Tableau 6 : variabilité du temps de diffusion global.
Nous avons déterminé la valeur la plus petite, la plus grande et une valeur médiane. Ces valeurs statistiques sont établies à partir de l'ensemble des valeurs calculées au cours de cette étude (Figure 49).

En résumé, le temps moyen nécessaire à la relaxation d'une majeure partie d'un relief de zone stable est de l'ordre de 10 Ma et semble inférieur à 30 Ma, c'est-à-dire un temps inférieur aux processus thermiques (subsidence thermique : 60 à 100 Ma).

4.5.1.3. LONGUEUR DU RELIEF

Pour calculer le coefficient de diffusion à partir de l'équation (2), nous avons déterminé au préalable, la variabilité de la longueur du relief érodé. Cette détermination se base donc sur la synthèse géométrique de marges passives décrite dans le Chapitre 2 et sur une analyse précise du relief de la marge namibienne. La Namibie présente un relief en antiforme (deuxième partie du Chapitre 2) séparant le plateau africain de la plaine côtière. Il est donc distinct et facile à mesurer. Nous avons ensuite comparé ce relief namibien à un relief flexural modélisé dans Flex3D.

Trois profils topographiques sont présentés dans cette sous-partie (Figure 50) :

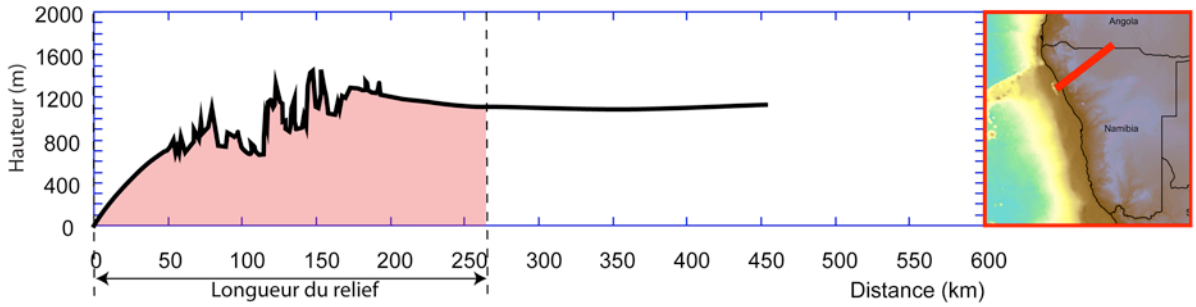
(A) un profil au nord de la Namibie ;

(B) un profil moyenné au centre de la Namibie (Damara). Ce profil est construit à partir de 10 profils topographiques effectués sur la région du Damara ;

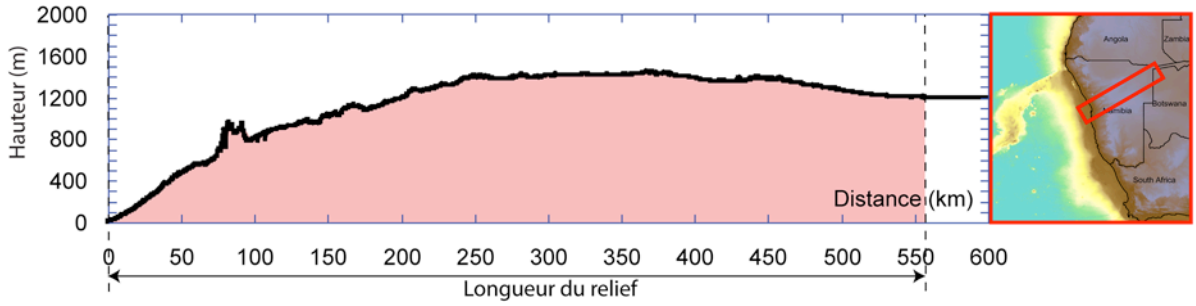
(C) un profil modélisé par le code Flex3D.

Les deux profils topographiques namibiens sont obtenus à partir d'un modèle numérique de terrain de 90 mètres de résolution. Le profil modélisé est, quant à lui, obtenu sur la simulation de référence à t0 Ma. À ce moment précis, la marge n'est affectée ni par les processus de surface, ni par les processus thermiques. Le relief ainsi produit résulte uniquement de l'isostasie flexurale. Les profils namibiens montrent une variation de longueur comprise entre 250 et 550 km tandis que la longueur de relief calculée sur la simulation de référence est de 460 km. Ces valeurs sont en accord avec les valeurs obtenues à travers la synthèse géométrique de marges passives (Chapitre 2). En effet, l'étude de la variabilité de la longueur du relief de marge passive a montré que la valeur majoritaire est de 450 km et qu'il existe deux groupes de valeurs (voir Chapitre 2) : le premier entre 200 et 300 km de longueur et le second entre 400 et 500 km de longueur.

A)



B)



C)

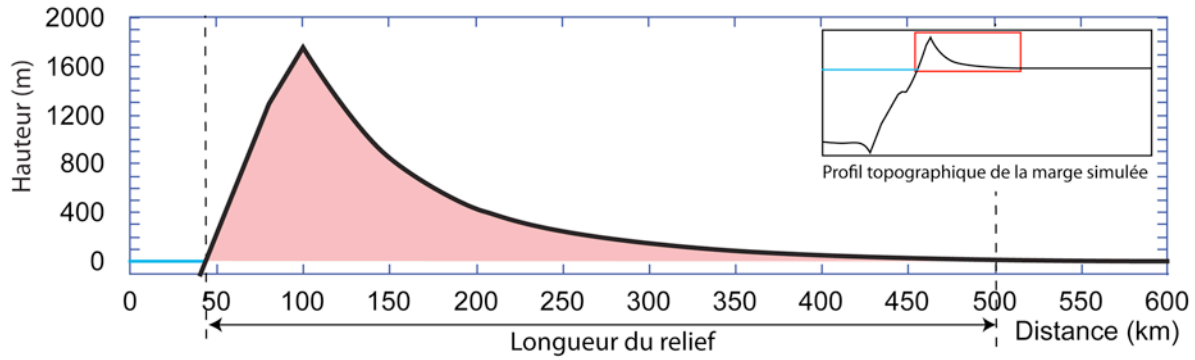


Figure 50 : variabilité dans la longueur d'un relief de marge passive.

A) profil topographique au nord de la Namibie. B) profil topographique moyen au centre de la Namibie (Le Damara). C) profil topographique modélisé par Flex3D. Résultat obtenu sur la simulation de référence à t0 Ma. La longueur de relief mesuré sur chacun des profils est en rouge. Plus de détails dans le texte.

La longueur du relief varie donc principalement entre 250 et 550 km environ. Nous utiliserons ces valeurs pour estimer un coefficient de diffusion. Nous calculerons également le coefficient de diffusion obtenu dans le cas d'une longueur de relief érodé de 1000 km. Ceci permettra d'évaluer la sensibilité du calcul du coefficient de diffusion.

4.5.1.4. QUANTIFICATION DU COEFFICIENT DE DIFFUSION

Nous avons tout d'abord calculé la variabilité du coefficient de diffusion à partir de l'ensemble des temps de diffusion de chaque marge étudiée, en prenant comme hypothèse sur la longueur du relief érodé : 250 et 550 km (Tableau 7). Les résultats montrent d'une part que

l'ensemble de ces coefficients de diffusion sont compris entre 2 .10^9 m^2/Ma et 2 .10^{11} m^2/Ma et d'autre part que les coefficients de diffusion affectant les différentes marges sont comparables entre eux.

$kd = \frac{L^2}{\tau}$		Angola		sud-est du Brésil		Namibie		Marge nord-américaine		sud-ouest de l'Afrique		Congo		Gabon		Afrique du sud		Zimbabwe	
Longueur du relief (km)		250	550	250	550	250	550	250	550	250	550	250	550	250	550	250	550	250	550
Coefficient de diffusion (m^2/Ma)	minimum	1 .10^{10}	6 .10^{10}	4 .10^9	2 .10^{10}	7 .10^9	3 .10^{10}	2 .10^9	1 .10^{10}	3 .10^9	1 .10^{10}			7 .10^9	3 .10^{10}	5 .10^9	3 .10^{10}		
	médian	3 .10^{10}	1 .10^{11}	5 .10^9	2 .10^{10}	1 .10^{10}	5 .10^{10}	2 .10^9	1 .10^{10}	5 .10^9	3 .10^{10}	2 .10^{10}	1 .10^{11}	2 .10^{10}	1 .10^{11}	9 .10^9	4 .10^{10}	1 .10^{10}	6 .10^{10}
	maximum	4 .10^{10}	2 .10^{11}	6 .10^9	3 .10^{10}	2 .10^{10}	7 .10^{10}	5 .10^9	2 .10^{10}	4 .10^{10}	2 .10^{11}			4 .10^{10}	2 .10^{11}	1 .10^{10}	6 .10^{10}		

Tableau 7 : variation du coefficient de diffusion sur les différentes marges passives.
Deux hypothèses sont prises en compte pour L (longueur du relief érodé) : 250 et 550km. Les valeurs minimales, médianes et maximales sont calculées à partir de l'ensemble des temps de diffusion de chaque marge.

Dans un second temps, nous avons calculé cette variabilité à partir de l'ensemble des temps de diffusion, toutes marges confondues. Les hypothèses prises en compte sur la longueur du relief dans ce cas-ci sont 250 km, 550 km et 1000 km. Quelle que soit l'hypothèse sur la longueur du relief érodé, ces résultats montrent qu'il existe un facteur 10 environ entre la valeur minimale et maximale du coefficient de diffusion (Tableau 8). De plus, le coefficient de diffusion médian est de 6 .10^9 m^2/Ma pour une longueur de relief érodé de 250km, 3 .10^{10} m^2/Ma pour une longueur de relief érodé de 550km et enfin 1.10^{11} m^2/Ma pour une longueur de relief érodé de 1000 km (Tableau 8). Le doublement de la longueur du relief augmente donc seulement d'un facteur 3 à 5 la valeur médiane. Augmenter de 250 km à 1000 km la distance du relief érodé augmente seulement le coefficient de diffusion d'un facteur 15-20, soit une valeur maximale à 7.10^{11} m^2/Ma.

	Coefficient de diffusion global (m^2/Ma)		
Longueur du relief (km)	250	550	1000
minimum	2 .10^9	1 .10^{10}	4 .10^{10}
médian	6 .10^9	3 .10^{10}	1 .10^{11}
maximum	4 .10^{10}	2 .10^{11}	7 .10^{11}

Tableau 8 : variabilité du coefficient de diffusion global.
Ce coefficient est un coefficient de diffusion établi à partir de l'ensemble des coefficients de diffusion calculés au cours de cette étude. Une valeur minimale, médiane et maximale a été calculée pour trois hypothèses sur la longueur du relief érodé : 250, 550 et 1000 km.

Les coefficients de diffusion continentaux que nous avons estimés sont donc compris entre 10^9 m^2/Ma et 10^{11} m^2/Ma. Les conséquences d'une variation importante de la longueur du relief érodé (250 à 1000 km) sur l'estimation du coefficient de diffusion seraient donc relativement faibles. Les résultats montrent également que, quelles que soient les marges étudiées et leur position géographique, les coefficients de diffusion approximant le comportement des processus de surface affectant ces marges restent comparables.

4.5.1.5. CONSEQUENCES DE LA REPARTITION DES DONNEES SEDIMENTAIRES SUR L'ESTIMATION DU COEFFICIENT DE DIFFUSION

Nous avons calculé la variabilité des coefficients de diffusion sur l'ensemble des courbes produites à partir, d'une part, de données réparties entre le plateau continental et le début du talus et, d'autre part, de données distribuées le long des prismes sédimentaires (voir partie 4.3 et Figure 46). Ces calculs ont été réalisés en tenant compte des deux hypothèses sur la longueur du relief érodé (250 km et 550 km, voir Tableau 9).

Si la longueur du relief en érosion est de 250 km, la valeur médiane du coefficient de diffusion varie de 9.10^9 m^2/Ma à 6.10^9 m^2/Ma entre les deux types de données. Cette valeur médiane varie de 4.10^{10} m^2/Ma à 3.10^{10} m^2/Ma dans le cas d'une longueur de relief érodé de 550 km. Les différents coefficients de diffusion obtenus présentent donc des valeurs proches.

Répartition des données		Le long du prisme		Plateau et talus continental	
Longueur du relief (km)		250	550	250	550
Coefficient de diffusion (m^2/Ma)	minimum	2.10^9	1.10^{10}	3.10^9	1.10^{10}
	médian	9.10^9	4.10^{10}	6.10^9	3.10^{10}
	maximum	4.10^{10}	2.10^{11}	4.10^{10}	2.10^{11}

Tableau 9 : comparaison des coefficients de diffusion obtenus à partir de répartitions différentes des données sur le prisme sédimentaire (voir partie 4.3).
Une valeur minimale, médiane et maximale a été calculée à partir de l'ensemble des coefficients de diffusion obtenus grâce aux données sédimentaires complètes d'une part et aux données sédimentaires partielles d'autre part.

Cette comparaison suggère donc qu'une différence dans la répartition des données (coupes sismiques, isopaques, puits) le long du prisme sédimentaire aurait peu d'influence sur l'estimation du coefficient de diffusion.

4.5.1.6. COMPARAISON AVEC LES PRECEDENTES ETUDES

Pour valider les précédents résultats, nous les comparons maintenant avec les coefficients de diffusion continentaux obtenus dans les études de Castelltort et Van Den Driessche (2003) et Granjeon (1997) (voir partie 4.4). Cette comparaison est présentée dans le Tableau 10.

Cette comparaison montre, tout d'abord, que les coefficients de diffusion que nous avons calculés précédemment sont faibles, comparés à ceux obtenus sur les systèmes actuels (Castelltort et Van den Driessche, 2003). En effet, sur les valeurs maximales, cette différence est comprise entre un facteur 10^3 et 10^4. Quant aux coefficients de diffusion calculés avec une longueur de relief érodé de 250 km, ils sont faibles par rapport à ceux de Granjeon (1997) : un facteur 10 à un facteur 10^4. Enfin, si la longueur du relief érodé est de 550km, les coefficients de diffusion obtenus sont comparables aux résultats de Granjeon (1997).

		Castelltort & Van den Driessche (2003) [1]	Granjeon (1997) [2]	Notre étude [3]	
				250km	550km
kd (m^2/Ma)	Minimum	2.10^{11}	2.10^{10}	2.10^{9}	1.10^{10}
	Moyen[1][2] / Médian[3]	3.10^{12}	3.10^{10}	6.10^{9}	3.10^{10}
	Maximal	2.10^{14}	5.10^{11}	4.10^{10}	2.10^{11}

Tableau 10 : comparaison entre nos résultats et ceux des précédentes études.

Si le coefficient de diffusion continental pour notre modélisation Flex3D est désormais contraint à l'échelle du relief d'une marge passive, le coefficient de diffusion marin reste à définir.

4.5.2. EN DOMAINE MARIN (KD_M)

Les coefficients de diffusion continentaux, calculés à partir d'une longueur de relief érodé de 550 km, étant en accord avec ceux de Grandjeon (1997), nous utiliserons dans notre modélisation Flex3D, les résultats de son travail sur les coefficients de diffusion marins. Ces résultats sont décrits dans la sous-partie 4.4.2.1 : le coefficient de diffusion marin serait inférieur d'un facteur 10^2 à celui continental.

4.6. VARIATION DU COEFFICIENT DE DIFFUSION CONTINENTAL AU COURS DU TEMPS

Le coefficient de diffusion continental et le coefficient de diffusion marin étant désormais contraints, nous nous sommes intéressés à leur évolution temporelle. Le coefficient de diffusion marin (Kd_m) étant calibré par rapport au coefficient de diffusion continental ($Kd_c = 10^2\ Kd_m$), nous nous sommes donc intéressés uniquement, dans cette partie, au coefficient de diffusion continental. De plus, au vu des précédents résultats, seule une longueur de relief érodé de 550 km sera prise en compte dans le calcul de ce coefficient.

Les résultats montrent que le coefficient de diffusion global est sensiblement identique au début du post-rift et au cours du post-rift : valeur minimale : 1.10^{10} m^2/Ma ; valeur médiane : 3.10^{10} m^2/Ma ; valeur maximale : 1 à 2.10^{11} m^2/Ma (Tableau 11).

	Coefficient de diffusion global (m^2/Ma)	
Age	Début du post-rift	Au cours du post-rift
minimum	1.10^{10}	1.10^{10}
médian	3.10^{10}	3.10^{10}
maximum	1.10^{11}	2.10^{11}

Tableau 11 : variation du coefficient de diffusion global pendant le post-rift.
Il est établi à partir de l'ensemble des valeurs calculées au cours de cette étude (Figure 51). Deux périodes sont prises en compte : le début du post-rift et au cours du post-rift. Pour chacune de ces deux périodes, une valeur minimale, médiane et maximale a été calculée.

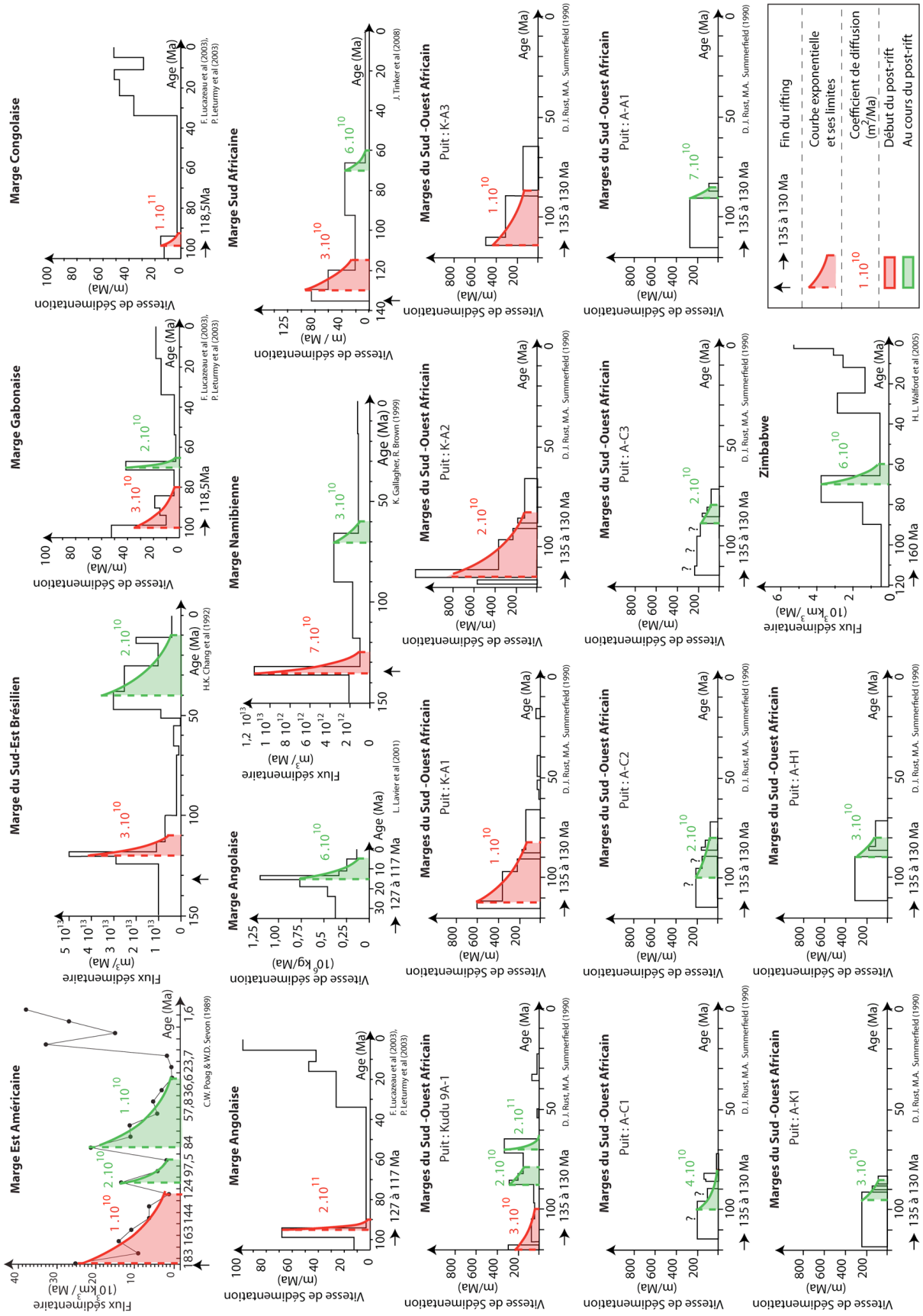


Figure 51 : variation du coefficient de diffusion sur différentes marges passives au cours du post-rift.

Ces coefficients de diffusion ont été calculés à partir d'une longueur du relief érodé fixée à 550 km et des temps de diffusion calculés dans la sous-partie 4.5.1.2.

Ce résultat est observable à l'échelle d'une marge passive. En effet, la marge est-américaine présente un coefficient de diffusion relativement stable au cours du temps (Figure 51), malgré les différents événements qui ont affecté cette marge passive (voir partie 4.3).

Le coefficient de diffusion semble donc varier peu ou pas au cours du temps. Ceci signifie que, quelle que soit la nature des événements affectant une marge passive, la réponse du système semble constante au cours du temps. La raison est que ce sont des événements ponctuels qui déséquilibrent le système et celui-ci réagit alors par relaxation. Enfin, cette constance du coefficient de diffusion au cours du temps, malgré des origines diverses, notamment climatique, montre que les vitesses de sédimentation et les flux sédimentaires, et par conséquent les coefficients de diffusion calculés, ne semblent pas être de bons indicateurs de l'importance de l'activité érosive du Climat sur la dynamique des reliefs. En effet, la formation d'un flux sédimentaire est fonction :

- de l'existence d'un relief potentiellement érodable et,
- en fonction des climats, de la part de l'érosion chimique et de la part de l'érosion mécanique qui rentrent dans la constitution des flux sédimentaires. Lors du démantèlement d'un relief, la part d'érosion chimique et la part d'érosion mécanique varient en fonction du climat. L'érosion mécanique alimente le flux tandis qu'une part plus ou moins importante de l'érosion chimique reste in-situ, et l'autre part restante alimente également le flux sédimentaire.
- du temps de transport réalisé entre la formation de la particule de sédiment sur le lieu de production et son dépôt dans le bassin sédimentaire.

Ce problème est donc compliqué et il n'est pas possible pour nous d'y répondre de manière simple dans le cadre de ce mémoire.

4.7. VALIDATION DE LA CALIBRATION PAR LA MODELISATION NUMERIQUE

Dans cette dernière partie, nous validons, au moyen du code Flex3D, les coefficients de diffusion continentaux et marins précédemment calibrés. Pour valider la calibration, l'objectif est de voir si un coefficient de diffusion continental de $3 .10^{10}$ m^2/Ma et un coefficient de diffusion marin de $3 .10^{8}$ m^2/Ma permettent d'obtenir des simulations cohérentes avec les données géologiques.

Nous avons réalisé deux simulations, construites à partir de la géométrie de référence définie dans les Chapitres 2 et 3, et caractérisées par un coefficient de diffusion continental fixé à $3 .10^{10}$ m^2/Ma et un coefficient de diffusion marin variable :

A. une simulation avec un coefficient de diffusion marin à $3 .10^{7}$ m^2/Ma, soit une différence d'un facteur 10^3 entre le coefficient de diffusion continental et le coefficient de diffusion marin ;

B. une simulation avec un coefficient de diffusion marin à $3 .10^{8}$ m^2/Ma, soit une différence d'un facteur 10^2 entre les deux coefficients de diffusion.

Nous avons ensuite analysé la cohérence de ces résultats numériques avec les données géologiques, en confrontant la géométrie du prisme sédimentaire modélisé avec celle de systèmes naturels (voir partie 4.2). Pour cela, nous avons réalisé une coupe géologique sur chaque simulation, aux temps t0 et t140 Ma. Nous avons ensuite mesuré la pente du prisme sédimentaire obtenu. Les résultats numériques sont décrits sur la Figure 52.

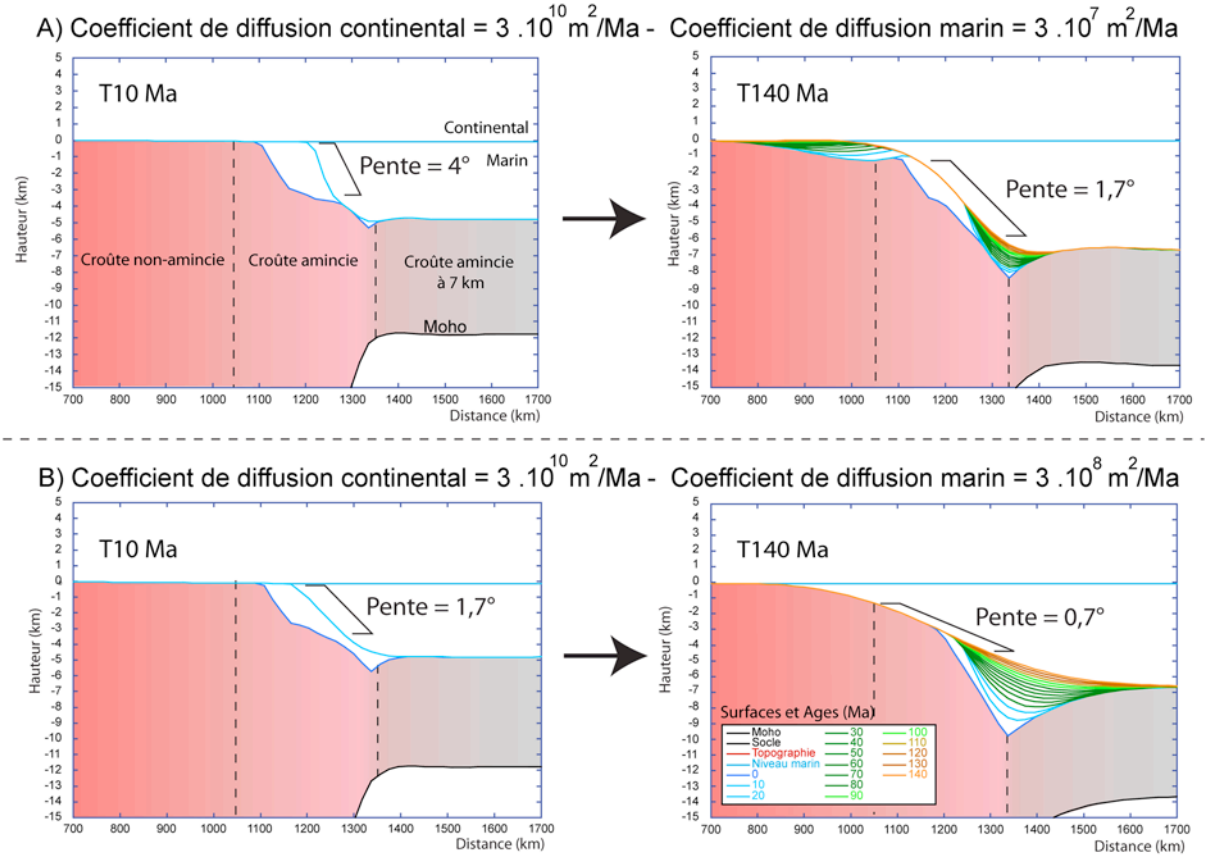


Figure 52 : test de coefficients de diffusion calibrés sur les simulations.

Etat des simulations à t0 Ma et t140 Ma. Les âges correspondent aux limites de couches supérieures des corps sédimentaires déposés tous les 10 Ma dans les bassins. Les coefficients de diffusion continentaux sont fixés à 3 .10^{10} m^2/Ma. Seuls les coefficients de diffusion marins varient : A) Simulation avec une différence de coefficient de diffusion de 10^3 entre le milieu marin et le milieu continental ; B) Simulation avec une différence de coefficient de diffusion de 10^2 entre les deux milieux.

Etant donné la taille des pentes simulées, nous pouvons les classer dans les pentes régionales définies dans la sous-partie 4.2.2. Ces pentes régionales simulées varient entre 0,7 et 4°, ce qui est plus important que la variabilité mesurée sur les pentes régionales naturelles (0,4° à 3°) (voir sous-partie 4.2.2.). De plus, la majorité de ces pentes naturelles sont inférieures à 1° (Figure 45) et les sédiments piégés dans les bassins sont transportés à plusieurs centaines de kilomètres offshore, jusque sur la croûte océanique. Or, la première simulation (A) présente une faible capacité de transport qui se traduit par une pente élevée (entre 4° à t10 Ma et à 1,7° à t140 Ma) et surtout des dépôts sédimentaires localisés au niveau de la croûte non amincie et amincie. La seconde simulation est caractérisée, quant à elle, par une capacité de transport plus importante qui se traduit par une pente comprise entre 1,7° à t10 Ma et 0,7 à t140 Ma, ainsi que des dépôts sédimentaires localisés au niveau de la croûte amincie mais également au niveau de la croûte amincie de 7 km d'épaisseur, équivalente à la croûte océanique (celle-ci n'est pas modélisée dans Flex3D). Ces résultats montrent donc que l'écart d'un facteur 10^3 entre le coefficient de diffusion continental et le coefficient de diffusion marin est trop important. En effet, seule la simulation (B), caractérisée par des

coefficients de diffusion calibrés (Kd_c : 3 .10^{10} m^2/Ma et Kd_m : 3 .10^8 m^2/Ma), permet d'obtenir des résultats géométriques cohérents avec les données géologiques.

La pente sédimentaire et la distribution des sédiments le long des marges confirment donc que les coefficients de diffusion calibrés, caractérisés par une différence de 10^2 entre les coefficients de diffusion continentaux et marins (Granjeon, 1997), sont la meilleure hypothèse pour le code numérique Flex3D. Les faibles coefficients de diffusion de Driscoll et Karner (1999) peuvent s'expliquer par une différence d'échelle spatiale par rapport à notre étude.

4.8. CONCLUSION

Notre travail a permis, dans un premier temps, d'estimer un temps caractéristique de relaxation de reliefs de zones dites stables (éloignées de zones actives) entre 1 et 30 Ma.

Les coefficients de diffusion que nous avons estimés varient entre 10^9 m^2/Ma et 10^{11} m^2/Ma, si la longueur du relief érodé varie entre 250 km et 1000 km. Ces coefficients sont donc peu influencés par cette longueur. De plus, les coefficients de diffusion calculés à partir d'une longueur de relief érodé de 550 km (10^{10} m^2/Ma à 10^{11} m^2/Ma) sont en accord avec ceux calculés par Grandjeon (1997) sur des systèmes anciens. Ils sont cependant inférieurs à ceux calculés par Castelltort & Van Den Driessche (2003) sur les systèmes actuels. Ceci s'explique probablement par la taille de l'objet étudié et l'échelle de temps sur laquelle se fait l'étude.

Nous retenons donc comme valeurs de coefficient de diffusion continental pour notre modélisation Flex3D, les valeurs comparables à celles de Grandjeon (1997) et obtenues à partir d'une longueur de relief érodé de 550 km (Kd_c : 3 .10^{10} m^2/Ma). Concernant le coefficient de diffusion marin, nous utiliserons les résultats de Granjeon (1997) : le coefficient de diffusion marin serait inférieur d'un facteur 10^2 à celui continental (Kd_m : 3 .10^8 m^2/Ma). Les résultats de la modélisation numérique valident ces coefficients de diffusion continental et marin. Ils sont la meilleure hypothèse pour le code numérique Flex3D.

Enfin, les résultats montrent que ces coefficients de diffusion semblent, d'une part, varier peu entre les différentes marges étudiées et, d'autre part, varier très peu au cours du temps. La réponse constante et comparable des processus de surface, au cours du temps et entre chaque marge passive étudiée, montre que le système réagit par relaxation quand il est déséquilibré par des événements ponctuels (climatique, eustatique, tectonique).

CHAPITRE 5. – Evolution post-rift de la marge passive de référence et enregistrement par la dénudation et par le bassin sédimentaire (modélisation cylindrique)

Les Chapitres 5, 6 et 7 présentent une étude paramétrique dont l'objectif est 1°) d'étudier les effets des processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale, processus de surface) sur les mouvements verticaux post-rift le long des marges passives, 2°) d'observer, quantifier et analyser les conséquences d'une variation de paramètres internes (profondeur de fibre, longueur de zone amincie, densités du manteau et de la croûte, épaisseur lithosphérique) et externes (coefficients de diffusion en milieu continental et en milieu marin) sur les mouvements verticaux post-rift le long d'une marge passive affectée par ces processus locaux, et enfin 3°) étudier l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire. Cette première étude paramétrique doit également nous permettre de hiérarchiser les principaux contrôles exercés par les différents paramètres de Flex3D sur le comportement et l'enregistrement des marges passives. La présentation de ce travail au cours des trois prochains chapitres a été réalisée de façon très détaillée et de manière systématique afin de présenter une étude la plus exhaustive possible. Pour les lecteurs souhaitant obtenir les conclusions et discussions majeures de cette longue étude, nous avons réalisé une synthèse de ces travaux dans le Chapitre 8.

Nous présentons, dans ce cinquième chapitre, une analyse de l'évolution post-rift de la marge passive de référence (voir Chapitre 2) calculée par le code numérique Flex3D. Après une présentation de l'étude, nous présentons respectivement, dans une seconde et troisième partie, les évolutions post-rift de la géométrie crustale et des mouvements verticaux le long de la marge, puis l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation le long de la marge. Enfin, dans une quatrième partie, nous présentons l'enregistrement de l'évolution post-rift de la simulation par le bassin sédimentaire.

5.1. PRESENTATION

Pour étudier les conséquences d'une modification de différents paramètres internes et externes sur les mouvements verticaux post-rift le long d'une marge passive et sur l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire, il est nécessaire d'avoir des données de référence sur les évolutions post-rift : des vitesses des mouvements verticaux, de la géométrie crustale, des taux de dénudation et de sédimentation, de la quantité de dénudation, du flux sédimentaire, de la géométrie du prisme sédimentaire et de l'architecture stratigraphique. Pour obtenir ces données de référence, nous avons réalisé une première simulation à partir des valeurs paramétriques de référence calibrées dans les Chapitres 2, 3 et 4 (voir Tableau 12). L'étude détaillée de cette première simulation est une première étape qui nous permet de bien comprendre l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux post-rift produits par le couplage entre l'isostasie flexurale, les processus thermiques et les processus de surface le long d'une marge passive et de bien comprendre également l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire. La seconde étape sera d'étudier les conséquences d'une modification des paramètres internes et externes sur les mouvements verticaux post-rift ainsi que sur les enregistrements de la dénudation et du bassin sédimentaire de la simulation de référence.

La démarche de cette étude a été, dans un premier temps, de convertir la géométrie crustale de référence, obtenue à partir d'une synthèse de coupes géologiques extraites principalement de la bibliographie (voir Chapitre 2), en une distribution spatiale de l'épaisseur crustale utilisable dans le code numérique Flex3D (voir Chapitre 3). Les caractéristiques de cette épaisseur crustale sont décrites avec précision dans le Chapitre 3 et elles sont rappelées dans le Tableau 12. Quant à la géométrie de la croûte amincie choisie, elle est la géométrie la plus simple, c'est-à-dire l'amincissement continu (voir Chapitre 2, partie 2. 10.). A partir de cette distribution crustale, nous avons réalisé une simulation sur une durée de 180 Ma et avec un pas de temps de 10 Ma. Les valeurs des paramètres utilisés (ex : les densités de croûte continentale, du manteau, des sédiments, le module de Young,…) sont les valeurs de référence décrites dans le Chapitre 3 et rappelées également dans le Tableau 12. La grille utilisée présente une résolution de 2444 x 2444 km pour une résolution de 128 x 128 cellules (Tableau 12), soit un point tous les 19 km environ.

Paramètre		Symbole	Valeur de référence
Résolution de la grille			128 x 128
Taille de la grille			2444 x 2444 km
Gravité		g	9,81 m/s^2
Coefficient d'expansion thermique		α_v	3,2 $.10^{-5}$ m
Module de young		E	7 $.10^{10}$ Pa
Coefficient de poisson		υ	0,25
Profondeur de compaction		ϕ_0	0,1
Densité	Sédiments	ρ_S	2400 kg/m^3
	Croûte continentale	ρ_c	2800 kg/m^3
	Manteau	ρ_m	3300 kg/m^3
	eau	ρ_w	1000 kg/m^3
Epaisseur de croûte continentale de référence		$EpCrust_{Ref}$	36 km
Epaisseur de la croûte continentale non amincie		EpCrust	36 km
Longueur de la zone amincie		$L_{zone\ amincie}$	278 km
Epaisseur minimale de la croûte continentale amincie		$EpCrust_{Min}$	7 km
Température déterminant l'épaisseur élastique		Te	450°C
Profondeur de la fibre		Neck	25 km
Température de la base de la lithosphère		T_{Litho}	1350°C
Epaisseur de la lithosphère		$P_{isoth\ 1350°C}$	100 km
Coefficient de diffusion (kd)	Continental	Kd_c	3 $.10^{10} m^2/Ma$
	Marin	Kd_m	3 $.10^{8} m^2/Ma$
Niveau marin		N_m	- 100 m

Tableau 12 : valeurs paramétriques de référence.

A partir de cette simulation, nous avons extrait différentes informations (voir Figure 53) : les mouvements verticaux affectant les domaines continental et marin, la géométrie de la marge simulée à t0 et à t140, les taux de dénudation et de sédimentation ainsi que la quantité totale de dénudation le long de la marge simulée, l'évolution temporelle du flux sédimentaire total et la stratigraphie du prisme sédimentaire. Afin de tester ces résultats, nous les avons ensuite confrontés à des données géologiques (géométrie crustale de référence, taux et quantité totale de dénudation, architectures stratigraphiques, évolutions temporelles de la vitesse de sédimentation et du flux sédimentaire).

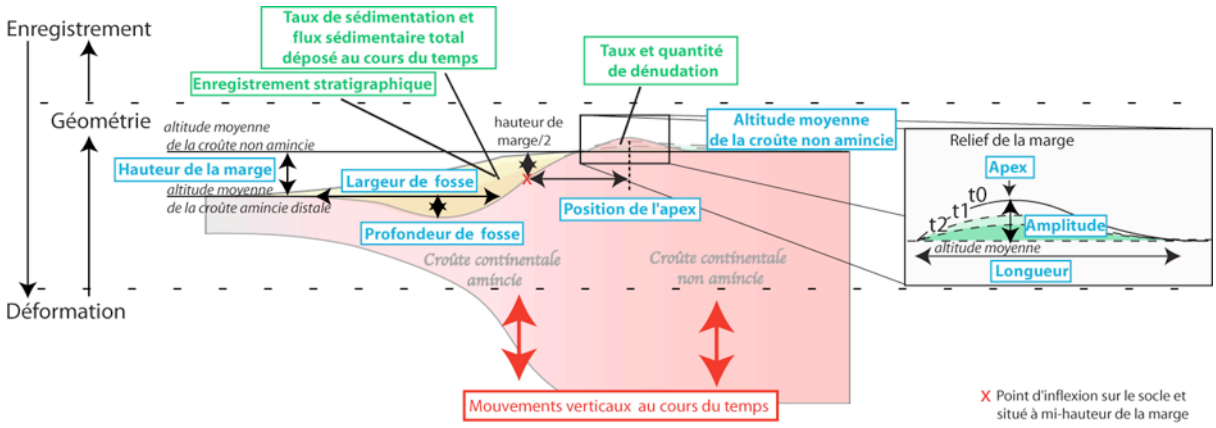


Figure 53 : informations extraites de la simulation.

Trois informations majeures sont extraites : la déformation (variations spatio-temporelles des mouvements verticaux), la variation temporelle de la géométrie de la marge (hauteur de la marge, profondeur et longueur de fosse, position de l'apex du relief, altitude moyenne, amplitude et longueur du relief ; voir Chapitre 2 pour plus de détails), l'enregistrement de la déformation (taux de sédimentation, taux et quantité totale de dénudation, variation temporelle du flux sédimentaire et enregistrement stratigraphique).

5.2. EVOLUTION POST-RIFT DE DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE PASSIVE

Afin de comprendre la déformation produite par les processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface) le long d'une marge passive, nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution spatio-temporelle de la géométrie de la marge simulée puis, dans une seconde sous-partie, est présentée l'évolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux, à l'origine de l'évolution de cette géométrie. Afin de tester ces résultats, nous présentons, dans une troisième sous-partie, une comparaison de la géométrie de la marge simulée avec la géométrie de référence du Chapitre 2. Concernant un test des mouvements verticaux calculés par Flex3D, la comparaison de la subsidence thermique calculée par Flex3D a été validée dans le Chapitre 3 grâce à une comparaison avec le modèle de McKenzie (1978). Nous avons ensuite comparé, dans une quatrième sous-partie, les mouvements verticaux calculés par Flex3D avec les mouvements verticaux mesurés le long de la marge nord-namibienne (voir Chapitre 2, partie 2). Enfin, dans une cinquième et dernière sous-partie, nous avons comparé l'évolution du relief continental calculé par Flex3D avec les systèmes naturels et des modèles conceptuels proposés dans la bibliographie (Voir partie 3 du Chapitre 1).

Les résultats obtenus à partir de la simulation (géométrie et mouvements verticaux) sont présentés sous la forme d'une planche (Figure 54) comprenant un graphique (A) constitué de deux graphiques superposés. Le graphique au premier plan représente la géométrie de la marge à t0 (axe des ordonnées à gauche ; traits rouges et noirs). Le graphique au second plan correspond, quant à lui, à la vitesse des déplacements verticaux le long de la marge entre 0 et 10 Ma (axe des ordonnées à droite ; graphique estompé). Les vitesses positives correspondent à de la surrection tandis que les valeurs négatives correspondent à de la subsidence. Le second graphique (B) décrit la géométrie de la simulation au temps t140 Ma. Le troisième et dernier graphique (C) décrit l'évolution de la vitesse des déplacements verticaux le long de la marge entre 10Ma et 180 Ma. Le pas de temps entre chaque courbe est de 10 Ma. Tout comme dans le graphique (A), les vitesses positives correspondent à de la surrection tandis que les vitesses négatives correspondent à de la subsidence.

A partir de la courbe du graphique (C), représentant la variation de la vitesse des mouvements verticaux le long de la marge, entre t10 et t20 Ma, nous avons segmenté la marge en sept secteurs (Figure 54) :

- le secteur 1 se situe au niveau de la bordure continentale de la simulation ;
- le secteur 2 est compris entre 140 km et 800 km. Ce secteur correspond au domaine côtier proche du niveau marin;
- le secteur 3 est compris entre 800 km et 1180 km. Il correspond donc à la transition croûte non amincie - croûte amincie ;
- le secteur 4 est situé précisément au niveau du point d'inflexion sur le socle (Figure 53) ;
- le secteur 5 se localise au niveau de la fosse ;
- le secteur 6 est localisé entre 1450 km et 1600 km. Il correspond à une diminution locale de la subsidence.
- le secteur 7 est compris entre 1600 km et 2444 km. Il correspond à la croûte continentale de 7 km, peu affectée par la sédimentation.

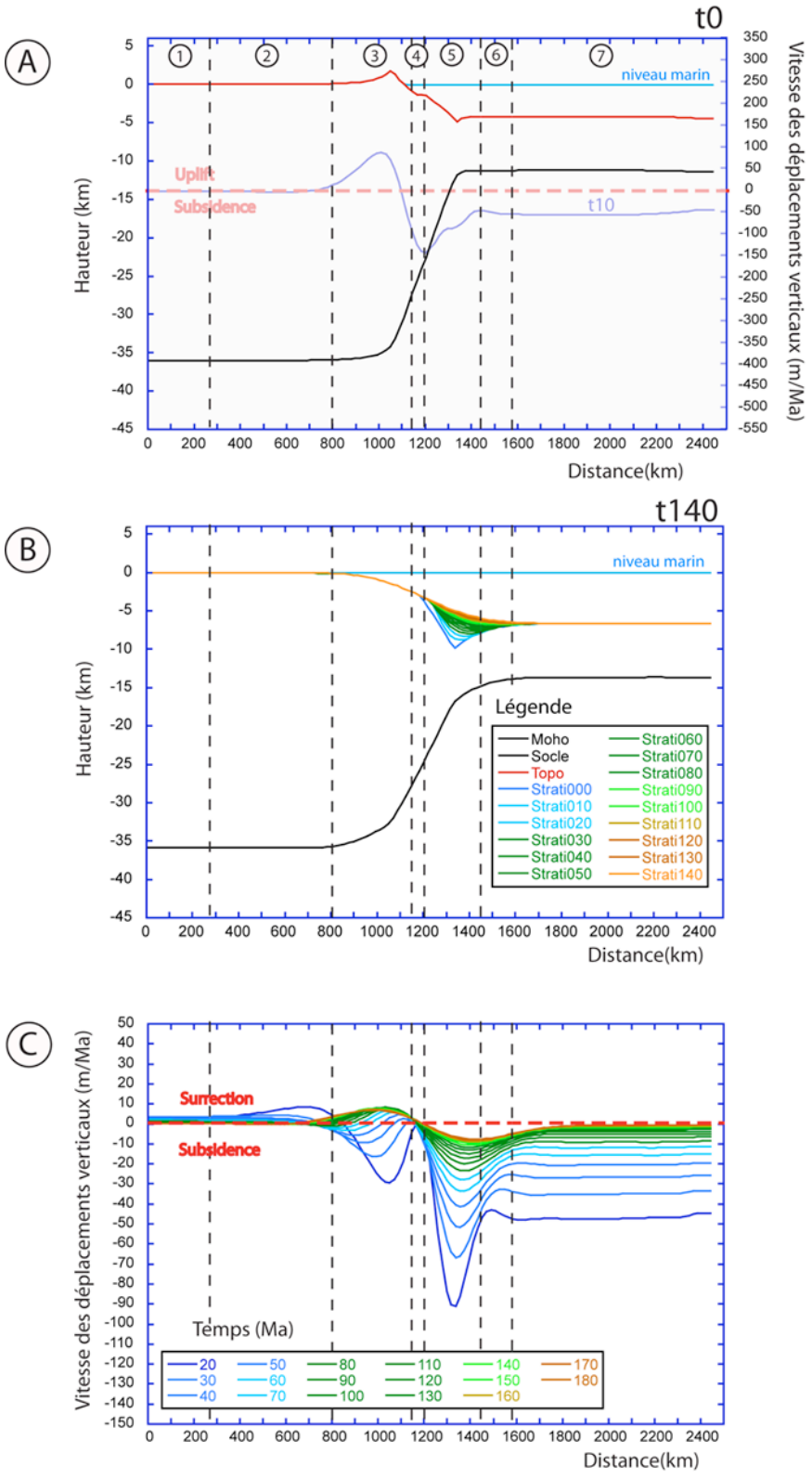


Figure 54 : géométries de la marge de référence simulée et variation spatio-temporelle des mouvements verticaux.

Cette planche présente 3 graphiques : graphique (A) constitué de deux graphiques superposés. Le graphique au premier plan : géométrie de la marge à t0. Le graphique au second plan : vitesse des déplacements verticaux le long de la marge entre 0 et 10 Ma. Graphique (B) : géométrie de la simulation à t140 Ma. Graphique (C) : vitesse des déplacements verticaux le long de la marge entre 10Ma et 180 Ma. Les trois graphiques sont divisés en sept secteurs séparés par des pointillés. Pour plus de détails, lire le texte.

5.2.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE DE LA MARGE DE REFERENCE SIMULEE

Dans cette sous-partie, nous décrivons la géométrie de la marge à deux périodes : au temps initial t0 et au temps t 140 Ma (Figure 54). Les géométries calculées sur la simulation sont résumées dans le Tableau 12.

A t0, la géométrie correspond à une géométrie héritée d'un rift instantané. Cette géométrie est caractérisée, dans le secteur 3, par un épaulement de rift présentant une amplitude de 1770 m et une longueur de 458 km. Le secteur 4 est marqué par un petit plateau topographique sous le niveau marin. La hauteur de la marge (différence d'altitude entre la topographie moyenne du domaine interne et celle du plancher océanique, voir Figure 53) est de 4372 m. Enfin cette marge présente, dans le secteur 5, une petite fosse caractérisée par une profondeur de 464 m et une longueur de 360 km environ.

A t140 Ma, cette géométrie est très différente puisque l'épaulement a été entièrement érodé, la profondeur et la longueur de la fosse ont augmenté (profondeur = 3125 m et longueur = 495 km) ainsi que la hauteur de la marge (6580 m). La transition entre le domaine interne émergé et le plancher océanique est accommodée par une pente atteignant 0,7° maximum (voir Chapitre 4). Enfin, cette marge présente un prisme sédimentaire localisé au niveau de la transition entre la croûte continentale amincie et la croûte continentale à 7 km, représentant la croûte océanique. L'épaisseur maximale de sédiments, localisée au niveau de la fosse, atteint 4,8 km.

	T0	T140
Altitude moyenne (m)	0	-97
Hauteur de la marge (m)	4372	6581
Profondeur de fosse (m)	464	3124
Amplitude du relief (m)	1770	0
Longueur du relief (km)	458	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0

Tableau 13 : valeurs des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, de la marge de référence.

Ces critères géométriques sont résumés sur la Figure 53 et sont décrits avec précision dans le Chapitre 2.

L'épaulement de rift du secteur 3 et la fosse du secteur 5 sont produits par l'isostasie flexurale en réponse à l'amincissement crustal (Braun et Beaumont, 1989). La disparition de l'épaulement, à t140 Ma, indique que l'épaulement d'une marge est érodé en moins de 140 Ma. En effet, les données de flux sédimentaires calculées par Flex3D indiquent que ce relief est érodé en 10 Ma (voir sous-partie 5.3.4.). L'augmentation de la hauteur de la marge s'explique par la subsidence thermique (McKenzie, 1978). Concernant l'approfondissement de la fosse, elle est produite par la subsidence thermique et par la charge sédimentaire. Quant à l'élargissement de la fosse, elle est due à la charge sédimentaire (voir Chapitre 6).

5.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Afin de mieux comprendre l'évolution temporelle de la géométrie de la simulation, nous avons extrait puis analysé la variation spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux.

Nous présentons, dans une première sous-partie, les vitesses des mouvements verticaux affectant la marge simulée entre t0 et t10 Ma. Puis, dans une seconde sous-partie, nous présentons notre analyse sur la vitesse des mouvements verticaux affectant cette même marge entre t10 Ma et t180 Ma. Nous décrivons ces résultats depuis le domaine continental vers le domaine marin, c'est-à-dire du secteur 1 vers le secteur 7.

5.2.2.1. SYN-RIFT ET DEBUT DU POST-RIFT (T0 A T10 MA)

Les vitesses des mouvements verticaux entre le temps t0 et le temps t10 Ma sont décrits sur le graphique (A) de la Figure 53. Les résultats montrent que le secteur 1 et le secteur 2 ne sont pas affectés par des mouvements verticaux. Par contre, la transition entre la croûte continentale non amincie et la croûte continentale amincie (secteur 3) est marquée par un taux de surrection très élevé (86 m/Ma) tandis qu'au même moment, le secteur 4 est affecté par une forte subsidence (- 145 m/Ma). Cette vitesse de subsidence diminue ensuite de manière irrégulière au niveau du secteur 5, correspondant à la fosse. En effet, au niveau de la fosse, la décroissance de la vitesse de subsidence stagne. Cette décroissance se poursuit ensuite jusqu'au secteur 6. Ce secteur est caractérisé par une diminution très locale de la vitesse de subsidence (- 48 m/Ma). La vitesse de subsidence augmente ensuite légèrement et se stabilise autour de (- 57 m/Ma) sur le secteur 7 (croûte continentale de 7 km d'épaisseur).

Ces distributions de vitesse le long de la marge et la géométrie de la simulation à t0 s'expliquent par la condition du rifting instantané et le rééquilibrage consécutif en condition d'isostasie flexurale. Comme développé dans le chapitre suivant (Chapitre 6), les vitesses de surrection ou de subsidence élevées s'expliquent plus particulièrement par le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. La formation instantanée du relief et sa rapide érosion en 10 Ma (voir partie 5.3.4) génère un rebond isostatique marqué par des vitesses de surrection très élevées au niveau de l'épaulement de rift et une subsidence très forte du domaine aminci sous l'effet de la charge sédimentaire. Ces 10 premiers millions d'années peuvent donc être interprétés comme une intégration de la phase de rift et le début du post-rift. En effet, le rééquilibrage en isostasie flexurale, le fort relief et son érosion correspondent à la phase de rift et à la rupture continentale (Braun et Beaumont, 1989) tandis que la subsidence observée sur la croûte de 7 km d'épaisseur est due à la subsidence thermique (McKenzie, 1978) caractéristique du post-rift.

5.2.2.2. EVOLUTION POST-RIFT

Pour décrire l'évolution post-rift des mouvements verticaux affectant une marge passive, nous avons analysé ces mouvements entre le temps t10 et le temps t180 Ma. Ils sont décrits sur le graphique (C) de la Figure 53. Nous décrivons, dans un premier temps, les mouvements affectant la marge entre t10 Ma et t20 Ma, puis nous décrivons, dans un second temps, l'évolution de ces mouvements à travers le temps.

Entre t10 et t20 Ma, il existe trois types de vitesses :

- Une vitesse nulle est localisée sur le 4ème secteur, situé précisément au niveau du point de courbure (Figure 53).
- Une vitesse de surrection est présente sur deux secteurs : le secteur 1 (~ 4m/Ma) et le secteur 2 (8,5 m/Ma localement).
- Une vitesse de subsidence calculée sur les secteurs :3 (-29 m/Ma localement), 5 (vitesse la plus élevée, - 91,5 m/Ma), 6 (diminution locale de la vitesse de subsidence à -43,5 m/Ma) et 7 (vitesse constante à -47,5 m/Ma)

Entre les 10 premiers millions d'années (voir sous-partie précédente) et les 10 seconds millions d'années, les mouvements verticaux au niveau de la transition entre la croûte continentale non amincie et la croûte continentale amincie (secteur 3) et au niveau du point d'inflexion (secteur 4) sont entièrement modifiés. En effet, le secteur 3 jadis en surrection devient subsidant tandis que le secteur 4, jadis subsidant, devient fixe. Enfin, sur les sept secteurs décrits, cinq secteurs (2 à 6) présentent des longueurs d'onde comprises entre 50 km (domaine 4) et 739 km (domaine 2).

Entre t20 Ma et t180 Ma, les vitesses décrites entre t10 et t20 Ma diminuent très vite puis de plus en plus doucement. Cet effet s'accompagne d'une augmentation de la longueur d'onde des courbures formées par les courbes de vitesses le long de la marge. Cependant, la subsidence la plus forte reste localisée au niveau de la fosse (secteur 5) et la vitesse au niveau du secteur 4 redevient faiblement subsidante (vitesse inférieure à 5 m/ma environ) avant de redevenir nulle à partir de t80-90 Ma. Enfin, La nature des mouvements verticaux s'inverse une seconde fois sur le secteur 3. En effet, de t10 Ma jusqu'à t80-t90 Ma, le secteur 3 est affecté totalement ou partiellement par une subsidence tandis que de t80-t90 Ma jusqu'à t180 Ma, ce secteur est soumis à une surrection qui atteint une vitesse de 8,5 m/Ma. Au bout de 180 Ma, les vitesses le long de la marge se sont stabilisées. Le système est proche d'un point d'équilibre caractérisé par des vitesses presque nulles sur les secteurs 1, 2, 4, 7, des vitesses de surrection stables au niveau du secteur 3 (6 à 7 m/Ma maximum) et des vitesses de subsidence également stables sur les secteurs 5 et 6 (-7 à -8 m/Ma maximum).

La seconde inversion des mouvements verticaux sur le secteur 3 s'explique par deux facteurs : 1 - l'augmentation de la longueur d'onde des différentes courbures, 2 - une migration des mouvements verticaux des secteurs 3 et 4 vers le domaine interne. En effet le pic de vitesse, observé dans le secteur 4 entre t10 et t20 Ma, se déplace dans le secteur 3 au cours du temps tandis que les vitesses de subsidence du secteur 3 (entre t10 et t80-90 Ma) migrent progressivement vers le secteur 2. L'augmentation de la longueur d'onde, couplée à la charge sédimentaire exercée par le bassin (voir Chapitre 6), est également responsable d'une augmentation de la longueur de la fosse (voir partie 5.4.1).

La dynamique spatio-temporelle post-rift des mouvements verticaux le long de la simulation s'explique par différents processus :

- La diminution rapide puis lente des vitesses au cours du temps s'explique par la subsidence thermique caractérisée par une courbe asymptotique (McKenzie, 1978) (voir Chapitre 1, sous-partie 1.1.1.).

- L'augmentation de la longueur d'onde de la déformation est due à la modification de la résistance de la lithosphère au cours du temps. En effet, la résistance ou épaisseur élastique est définie par rapport à l'isotherme 450°C (voir Chapitre 3). Du fait du refroidissement du système sous le contrôle des processus thermiques, la résistance de la lithosphère augmente et engendre donc une augmentation des longueurs d'onde de la déformation flexurale produite en réponse aux processus de surface.

- L'évolution spatio-temporelle des phases de surrection : comme démontré par différents auteurs (Gilchrist et Summerfield, 1990 ; Gunnell et Fleitout, 1998; Tucker et Slingerland, 1994; van Balen et al., 1995 ; van der Beek et al., 1994), l'érosion d'un épaulement entraîne un rebond isostatique de la lithosphère. La distribution spatio-temporelle de la surrection est donc fonction du processus d'érosion. Or, du fait de l'existence de la loi de diffusion dans Flex3D, les processus de surface sont fonction de la courbure produite par la déformation flexurale le long de la marge modélisée. L'évolution spatio-temporelle des phases de surrection est donc dépendante du couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface.

- Les subsidences post-rift des secteurs 3 (transition croûte continentale non amincie - croûte continentale amincie), 5 (fosse), 6 et 7 (croûte de 7 km) sont produites par la subsidence thermique (McKenzie, 1978). A l'exemple de la profondeur de fosse, ces subsidences sont parfois couplées à l'isostasie flexurale (voir chapitre 7). Cette profondeur est également contrôlée par un troisième processus : la charge sédimentaire (Watts, 2001) (voir Chapitre 6).

- L'inversion et la migration des mouvements verticaux du secteur 3 s'expliquent :

    - par l'augmentation de la rigidité de la marge au cours du temps et son couplage avec les processus de surface. En effet, cette augmentation de la rigidité de la marge augmente la longueur d'onde de la déformation mais permet aussi une plus grande réponse isostatique à l'érosion de la courbure topographique située sur les secteurs 3 et 4 ;

    - par le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. Ce couplage réduit au cours du temps la courbure topographique située en amont de la croûte amincie et la déplace vers le domaine continental. Les conséquences logiques sont une migration parallèle des mouvements verticaux affectant cette région.

- La diminution locale de la subsidence dans le secteur 6, au cours des premiers pas de temps, est produite par l'isostasie flexurale en réponse à la charge sédimentaire.

5.2.3. COMPARAISON AVEC LA GEOMETRIE DES MARGES PASSIVES NATURELLES

La géométrie calculée sur la simulation à t140 Ma est bien en accord avec celle de la marge type (voir Chapitre 2). En effet, certains paramètres géométriques sont proches. Les hauteurs de la marge simulée et de la marge naturelle type sont à 6,6 km tandis que la profondeur de fosse simulée atteint 3,1 km et la profondeur de fosse naturelle type atteint 2 km. La majorité des profondeurs de fosse mesurées dans le Chapitre 2 étant comprise entre 2 et 3 km, la profondeur de fosse simulée est donc en accord avec les mesures réalisées dans le Chapitre 2. Concernant l'évolution du relief, elle est discutée dans la sous-partie suivante 5.2.5. La simulation de référence respecte donc la géométrie de référence définie dans le Chapitre 2 à partir de données naturelles.

5.2.4. COMPARAISON AVEC LES MOUVEMENTS VERTICAUX DE LA MARGE NORD-NAMIBIENNE

Malgré les différences importantes qui existent entre la simulation de référence et la marge nord-namibienne (géométrie crustale, épaisseur lithosphérique, densités crustales et mantéliques,…), la comparaison entre les mouvements verticaux calculés par Flex3D sur la simulation de référence et les mouvements verticaux mesurés sur la marge nord-namibienne (voir Chapitre 2, partie 2) montre principalement trois domaines distincts et communs aux deux marges : un domaine océanique subsidant, un domaine continental en surrection et un domaine de transition (secteur 3 sur la simulation de référence) soumis à des mouvements verticaux alternant entre surretion et subsidence. La comparaison entre une marge naturelle complexe et la simulation de référence montre donc des caractéristiques communes.

5.2.5. COMPARAISON AVEC L'EVOLUTION DU RELIEF DES MARGES PASSIVES

Nous comparons, dans une première sous-partie, l'évolution du relief syn-rift produit par Flex3D avec celle observée sur les systèmes naturels, puis, dans une seconde sous-partie, nous comparons l'évolution du relief post-rift produit par Flex3D avec, d'une part, celle des reliefs observés sur les marges passives naturelles et, d'autre part, avec des modèles conceptuels proposés dans la bibliographie (retrait progressif de l'escarpement, dégradation verticale de l'escarpement = pinned divide, et bombement = downwarpping).

5.2.5.1. RELIEF SYN-RIFT

Le rifting étant instantané dans Flex3D, la conséquence est la formation instantanée d'un épaulement de rift de quelques kilomètres de hauteur. Du fait de la loi de diffusion dans Flex3D, cet épaulement est érodé sur le premier pas de temps de la simulation, c'est-à-dire en 10 Ma, et génère ainsi un important flux sédimentaire en direction du bassin sédimentaire. Or sur les marges passives naturelles, la formation de l'épaulement de rift s'effectue sur plusieurs millions d'années, voire quelques dizaines de millions d'années. Au cours de ces millions d'années, le relief est soumis en permanence à l'activité des processus de surface. De ce fait, le relief et le flux sédimentaire calculés par Flex3D sur le premier incrément de temps sont surestimés par rapport aux systèmes naturels.

5.2.5.2. RELIEF POST-RIFT

D'après les résultats de Flex3D, l'épaulement des marges disparaît en 10 Ma et aucun autre relief ne se forme au cours du post-rift. Or, certaines marges passives ont conservé leur épaulement au cours du temps. C'est le cas de l'escarpement du Drakensberg sur la marge décrochante sud-africaine. En effet, de précédentes études démontrent que cet escarpement est apparu lors de la formation de la marge, il y a 130 Ma, et a été maintenu au cours du temps (ex: Brown et al., 2002; van der Beek et al., 2002). Le modèle avancé pour l'évolution de ce relief est une dégradation verticale de l'escarpement (=Pinned Divide) contrôlée par la ligne de partage des eaux (Brown et al., 2002; van der Beek et al., 2002). Or, les processus de surface étant proportionnels à la courbure dans Flex3D, la ligne de partage des eaux disparaît très rapidement sur les 10 premiers millions d'années. La présence de cette ligne de partage des eaux peut donc être une explication au maintien d'un épaulement de rift au cours du post-rift.

Pour décrire la morphologie et l'évolution de reliefs observés sur les marges passives, deux autres modèles conceptuels, couplant également l'isosasie flexurale et l'érosion, s'ajoutent au modèle de dégradation verticale de l'escarpement (Beaumont et al., 2000; Cockburn et al., 2000; Persano et al., 2002; van der Beek et al., 2002) **présenté ci-dessus** :

- le retrait progressif d'escarpement (Beaumont et al., 2000; Gallagher et al., 1995; Gilchrist et Summerfield, 1990, 1994; Gunnell et Fleitout, 1998 ; Tucker et Slingerland, 1994),

- le bombement (=Downwarping) (King, 1962; Ollier et Pain, 1997).

Si la loi de diffusion présente dans Flex3D s'oppose à la formation de reliefs au cours du post-rift et ne permet donc pas une distinction entre les trois modèles conceptuels proposés dans la bibliographie, en revanche, ce travail montre qu'avec une simple loi de transport, la surrection affectant les secteurs 2 et 3 recule vers le continent.

5.2.6. CONCLUSION

En résumé, ce travail montre que la simulation présente, à 140 Ma, une géométrie comparable à la géométrie naturelle de référence. Il montre également que le couplage entre la subsidence thermique, l'isostasie flexurale et les processus de surface modifie significativement l'évolution post-rift des mouvements verticaux le long de la marge, depuis le domaine continental jusqu'au domaine marin.

Concernant l'évolution spatio-temporelle de la subsidence, l'ensemble du domaine aminci est affecté par la subsidence thermique. Mais, au cours du temps, la vitesse de subsidence reste la plus élevée au niveau de la fosse. Cette subsidence plus élevée est produite non seulement par la subsidence thermique mais également et surtout par la charge sédimentaire. Concernant l'évolution spatio-temporelle de la surrection, entre t10 et t20 Ma, il existe une seule phase de surrection localisée sur le domaine côtier (secteur 2). Cette surrection disparaît au cours du temps tandis qu'apparaît progressivement une nouvelle phase de surrection au niveau de la transition croûte non amincie - croûte amincie (secteur 3, vitesse maximale = ~7m/Ma). Cette nouvelle phase migre progressivement vers l'intérieur du continent puis se maintient au cours du temps.

Cette transition entre la croûte continentale non amincie et la croûte continentale amincie est également caractérisée par deux phases importantes d'inversion des mouvements verticaux au cours du temps. En effet, sur les dix premiers millions d'années de la simulation, correspondant à une intégration du syn-rift et du début du post-rift, ce secteur est marqué par une surrection importante et la formation d'un épaulement de rift. Ensuite, le relief étant érodé, ce secteur devient subsidant entre t10 et t30 Ma. Entre t30 et t80-90 Ma, ce secteur devient progressivement en surrection puis, à partir de t80-90 Ma, seule la surrection affecte ce secteur. Au bout de 180 Ma, la marge est proche d'un équilibre marqué par un secteur 3 en surrection et des secteurs 5, 6 en subsidence.

5.3. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

Nous présentons dans une première sous-partie la quantité totale de dénudation, puis, dans une seconde et troisième sous-partie, nous présentons respectivement la variation spatio-temporelle du taux de dénudation puis de la sédimentation. Ensuite, dans une quatrième sous-partie, nous présentons la variation spatio-temporelle du flux sédimentaire total solide. Enfin, dans une cinquième et dernière sous-partie, ces résultats numériques sont comparés avec des données publiées issues des systèmes naturels.

Les résultats sur les taux de dénudation et de sédimentation ainsi que la quantité de dénudation totale sont décrits sur la Figure 55. Cette planche est composée de trois graphiques : le graphique (B) décrit la géométrie de la marge simulée à t140 Ma. Ce graphique est repris de la Figure 54. Le graphique (D) décrit l'évolution des taux de dénudation et de sédimentation le long de la marge entre t10Ma et t180 Ma, avec un pas de temps de 10 Ma entre chaque courbe. En effet, comme expliqué dans la partie précédente (voir partie 5.2), les taux de sédimentation et de dénudation entre t0 et t10 Ma intègrent la phase de rifting et le début du post-rift. La formation instantanée d'un relief flexural à t0 et son érosion sur les dix premiers millions d'années de l'histoire génère donc des taux très élevés. Notre étude étant principalement concentrée sur l'évolution post-rift de la marge, nous ne présenterons que l'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation à partir de 10 Ma. Les vitesses positives correspondent à de la sédimentation tandis que les valeurs négatives correspondent à de la dénudation. Enfin, le troisième et dernier graphique (E) correspond à la dénudation totale le long de la simulation, à t140 Ma. La segmentation de la simulation en sept parties (Figure 55) correspond à la segmentation décrite dans la partie précédente (voir partie 5.2).

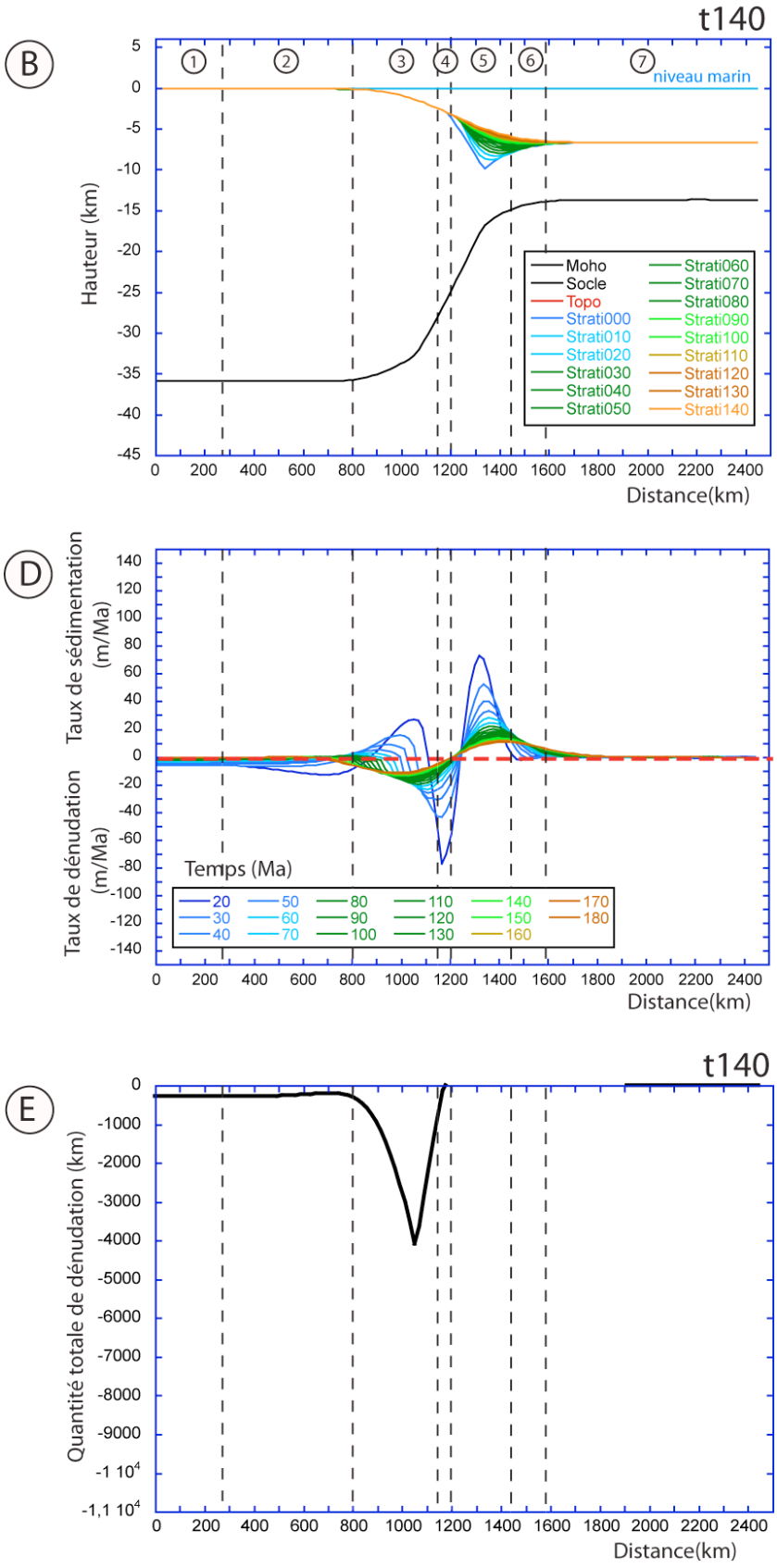


Figure 55 : Dénudation et sédimentation le long de la marge de référence.

Cette planche présente 3 graphiques. Graphique (B) : géométrie de la simulation à t140 Ma. Graphique (D) : taux de sédimentation et de dénudation le long de la marge, entre t10Ma et t180 Ma. Graphique (E) : dénudation totale le long de la marge, à t140 Ma. Les trois graphiques sont divisés en sept secteurs séparés par des pointillés (voir partie 5.2). Pour plus de détails, lire le texte.

5.3.1. QUANTITE TOTALE DE DENUDATION A T140 MA

Le graphique (E) de la Figure 55 montre qu'il existe, sur les secteurs 1 et 2, une dénudation totale qui atteint 270 m environ. La dénudation augmente ensuite considérablement sur le secteur 3, c'est- à-dire au niveau de la position de l'épaulement de rift érodé (voir partie 5.2), et atteint 4,1 km. Cette dénudation diminue ensuite très rapidement et devient nulle à partir du secteur 4.

La dénudation sur les secteurs 1 et 2 explique donc l'altitude moyenne de -100 m environ observée à t140 Ma (voir Tableau 13). Cette altitude correspondant à la position du niveau marin fixé dans Flex3D (voir Tableau 12), les processus de surface ont donc abaissé la surface de la croûte non amincie jusqu'au niveau marin. La différence, à t140 Ma, entre la dénudation totale (270 m) et la hauteur érodée visible (-97m) s'explique, quant à elle, par une compensation isostatique de ces secteurs au cours du temps (voir partie 5.2), sous l'effet de l'érosion.

Concernant le secteur 3, parmi les 4,1 km de dénudation totale maximale calculés à t140 Ma, 1770 m correspondent à l'amplitude de l'épaulement de rift (Tableau 13). Ceci signifie que 43% de ce pic de dénudation a lieu sur les 10 premiers millions d'années de la simulation. La majorité de la dénudation totale du secteur 3, c'est-à-dire les 57% restant, est donc produite par le couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface, entre t10 et t140 Ma.

Enfin, la dénudation totale nulle décrite à partir du secteur 4 s'explique par le début du domaine en sédimentation. En effet, dans Flex3D, le calcul de la dénudation totale est réalisé à partir de la déflection (w), c'est-à-dire la déformation totale de la surface du socle par rapport au niveau zéro. Ce calcul ne prend donc pas en compte l'érosion dans le domaine en sédimentation.

5.3.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DU TAUX DE DENUDATION

En confrontant l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux (graphique C de la Figure 54) et des taux de dénudation et sédimentation (graphique D de la Figure 55), nous observons une forte correspondance entre les deux graphiques. En effet, à l'exception des secteurs 4, 5 et 6, l'évolution spatio-temporelle de la dénudation correspond aux phases de surrection observées précédemment (voir partie 5.2). Le secteur 4 présente la particularité d'avoir une vitesse des mouvements verticaux nulle entre t10 et t20 Ma tandis que le taux de dénudation est à son taux le plus élevé (-76 m/Ma). Le taux de dénudation décroît au cours du temps sur ce secteur, jusqu'à atteindre -11 m/Ma, tandis que les mouvements verticaux deviennent légèrement subsidants (voir partie 5.2). Quant au secteur 5, si l'analyse de la quantité totale de dénudation montre une absence d'érosion dans le domaine en sédimentation, l'analyse des taux de dénudation montre en revanche, et malgré la subsidence, un taux décroissant au cours du temps, au niveau du sommet du prisme sédimentaire. La différence de résultat entre la mesure de la quantité totale de dénudation et la mesure du taux de dénudation s'explique par la méthode de calcul. Si la quantité totale de dénudation est mesurée à partir de la déflection totale (w) à t140 Ma (voir sous-partie précédente 5.3.1), les taux de dénudation et de sédimentation sont calculés à partir de la déflection incrémentale. En effet, ils correspondent à la différence entre la déflection calculée à un « t » et celle calculée à un temps « t-1 ». Enfin, le secteur 6 présente une légère dénudation entre t10 Ma et t20 Ma (-

2,8 m/Ma) alors que ce secteur est également constamment en subsidence. Les produits de l'érosion des secteurs 4, 5 et 6 sont redéposés dans le bassin principal, au niveau de la fosse.

La forte correspondance entre l'évolution spatio-temporelle des mouvements de surrection et celle des taux de dénudation s'explique par le couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale (Gilchrist et Summerfield, 1990; Gunnell et Fleitout, 1998; McGinnis et al., 1993; Tucker et Slingerland, 1994; van Balen et al., 1995; van der Beek et al., 1994). Les différences de comportement observées sur les secteurs 4, 5 et 6 s'expliquent, quant à elles, par la subsidence thermique qui affecte ces secteurs et qui prévaut sur le couplage érosion - isostasie flexurale.

5.3.3. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DU TAUX DE SEDIMENTATION

L'évolution spatio-temporelle du taux de sédimentation correspond, quant à elle, systématiquement à l'évolution spatio-temporelle de la subsidence observée sur le graphique (C) de la Figure 54. Il existe donc, au début de l'histoire de la marge, deux domaines en sédimentation. Le premier domaine se situe sur la transition croûte non amincie - croûte amincie (secteur 3) et le second domaine se situe au niveau de la fosse (secteur 5). Si ce dernier domaine est en sédimentation tout au long de l'histoire de la marge, l'évolution du secteur 3 est, quant à elle, plus complexe. En effet, ce secteur est en sédimentation sur les premiers pas de temps de l'histoire de la marge puis évolue progressivement en érosion. Ce changement se déroule en parallèle de l'inversion des mouvements verticaux décrite sur ce secteur dans la partie 5.2. Les produits de l'érosion de ce bassin vont donc alimenter le second bassin en aval.

Enfin, en accord avec la distribution de la vitesse de subsidence (voir partie 5.2), le taux de sédimentation le plus fort se situe au niveau de la fosse et atteint 72 m/Ma entre t10 et t20 Ma, c'est-à-dire un taux comparable à celui de la dénudation sur cette même période de temps (76 m/Ma, voir sous-partie précédente 5.3.2). Le taux de sédimentation diminue ensuite au cours du temps et atteint 11 m/Ma.

Les valeurs de taux de sédimentation et de dénudation sont comparables puisqu'elles sont directement corrélées. En effet, les produits de l'érosion alimentent le bassin et il n'existe pas de flux sédimentaires extérieurs. De plus, la correspondance entre l'évolution spatio-temporelle du taux de sédimentation et celle de la subsidence s'explique par la loi de diffusion comprise dans Flex3D. En effet, celle-ci implique le dépôt des sédiments dans les cuvettes, c'est-à-dire les zones subsidantes. Ce comportement est en accord avec les données naturelles. Enfin, cette étude montre que le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale permet d'individualiser deux bassins le long de la marge simulée.

5.3.4. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

Pour compléter l'étude de la dénudation et de la sédimentation affectant la marge modélisée, nous avons analysé l'évolution temporelle du flux sédimentaire. Celui-ci a été calculé à partir de volumes de sédiments solides. Cette évolution du flux est décrite sur la Figure 56. Cet histogramme présente le flux sédimentaire total calculé sur une grille de 2444 x 2444 km (Tableau 12) et par pas de temps de 10 Ma.

Cet histogramme montre que le flux atteint la valeur maximale de $1{,}10 \cdot 10^4$ km^3/Ma entre t0 et t10 Ma et diminue ensuite drastiquement d'un facteur 10, entre t10 Ma et t20 Ma,

pour atteindre la valeur de flux la plus petite : 1,07 $.10^3$ km^3/Ma. Le flux est ensuite relativement stable au cours du post-rift. Enfin, si on somme la totalité des flux sédimentaires mesurés sur chaque pas de temps, entre t0 et t180 Ma, on obtient un volume total solide de sédiments de 3,13 $.10^5$ km^3.

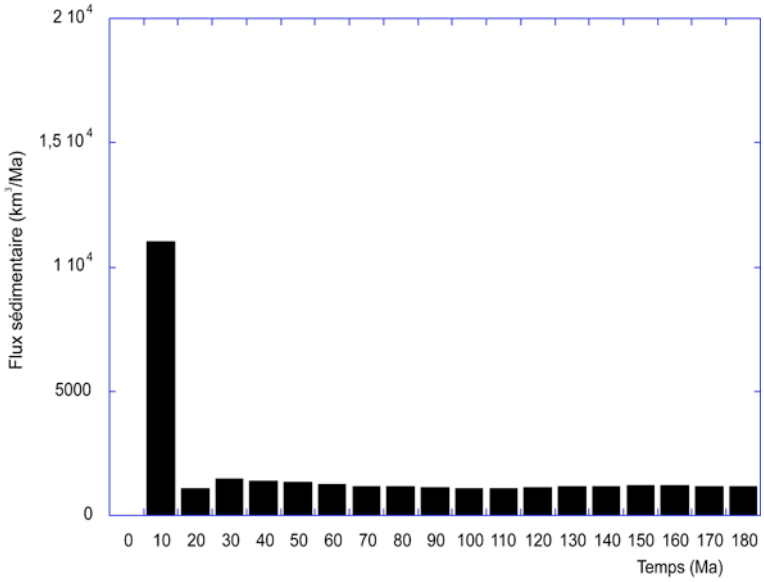


Figure 56 : flux sédimentaire global déposé au cours du temps dans les bassins de la marge passive de référence.

L'origine du pic de flux sédimentaire entre t0 et t10 Ma est l'érosion de l'épaulement de rift (voir partie 5.2. et sous-partie 5.3.1). Ce résultat montre donc qu'un épaulement de rift est érodé en 10 Ma. Cette valeur est cependant très nettement inférieure à celle calculée dans de précédents travaux (van Balen et al., 1995 ; van der Beek et al., 1995). Ceux-ci prédisaient l'érosion totale de l'épaulement de rift au bout de 50 Ma voire 100 Ma maximum. Cette différence de durée d'érosion est due à la physique des processus de surface utilisée dans chaque étude. Dans Flex3D, le relief étant étudié à grande échelle, les processus de surface sont approximés par une loi de diffusion. Les processus de surface sont donc proportionnels à la courbure. Concernant van Balen et al. (1995) et van der Beek et al. (1995), ils utilisent une loi de diffusion-transport fluvial adaptée à l'étude du relief à petite échelle (érosion proportionnelle à la pente). Ces résultats montrent donc qu'en fonction de la physique des processus de surface responsables du démantèlement des reliefs continentaux, la durée nécessaire au démantèlement d'un relief peut donc varier.

Cette évolution temporelle du flux sédimentaire montre également qu'hormis l'épaulement de rift, la marge modélisée n'est affectée par aucune autre formation de reliefs majeurs au cours de son histoire. Les reliefs observés actuellement sur les marges passives proviennent donc soit de processus d'érosion différents de Flex3D, soit de processus post-rift externes au système (processus mantéliques, tectonique régionale).

5.3.5. COMPARAISON AVEC LA DENUDATION ET LA SEDIMENTATION MESUREES SUR LES MARGES PASSIVES NATURELLES

Afin de tester la dénudation et la sédimentation calculées sur la simulation, nous les avons comparées avec des données naturelles qui ont été publiées et qui sont décrites dans les

Chapitres précédents. Nous présentons, dans la première sous-partie, une comparaison du taux et de la quantité de dénudation simulés avec des données publiées décrites dans la partie 3 du Chapitre 1, puis, dans une seconde sous-partie, nous comparons la variation temporelle du flux sédimentaire simulée avec la variation temporelle des vitesses de sédimentation sur les systèmes naturels (voir partie 3 du Chapitre 2).

5.3.5.1. TAUX ET QUANTITE DE DENUDATION

Les taux de dénudation mesurés sur les systèmes naturels montrent une variabilité comprise entre 10 m/Ma (au Brésil - Brown et al., 2000; Harman et al., 1998) et 95 m/Ma (en Afrique du Sud - Brown et al., 2002). La quantité totale de dénudation mesurée peut quant à elle atteindre 7 km (Brésil - Gallagher et al., 1994, 1995; Harman et al., 1998). Les valeurs des taux de dénudation obtenues à partir de la simulation (- 11 à - 76 m/Ma) et la valeur de la dénudation totale à 140 Ma (4,1 km) sont donc comparables avec les données naturelles mesurées dans de précédents travaux.

5.3.5.2. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

Nous avons comparé la variation temporelle du flux sédimentaire avec des études publiées sur l'évolution temporelle des vitesses de sédimentation. Elles sont décrites dans la partie 3 du Chapitre 2. Afin de comparer quantitativement les résultats modélisés avec des données issues de systèmes naturels, notre comparaison se concentre sur deux de ces études : la marge est-américaine et la marge du Zimbabwe. En effet, sur l'ensemble des études utilisées, seules ces deux études : Poag et Sevon (1989) (marge est-américaine) et Walford et al. (2005) (marge du Zimbabwe) ont construit des courbes de flux sédimentaire à partir de l'intégralité du bassin sédimentaire. Ces données sont donc comparables avec notre résultat modélisé. Cependant, si le flux sédimentaire mesuré sur la marge du Zimbabwe est un flux sédimentaire compacté, celui mesuré sur la marge est-américaine a été mesuré à partir de volumes sédimentaires non compactés.

En tenant compte de l'ensemble des études décrites dans le Chapitre 2, la distribution temporelle des vitesses de sédimentation montre souvent l'existence d'un seul pic de sédimentation sur les premiers temps de l'histoire de la marge. Certaines marges, comme les marges gabonaise (Leturmy et al., 2003; Lucazeau et al., 2003), namibienne (Gallagher et Brown, 1999b), est-américaine (Poag et Sevon, 1989), présentent plusieurs pics de sédimentation (voir Chapitre 2). Ces pics ont été interprétés différemment suivant les marges considérées (épisode tectonique, changement climatique, chute du niveau marin). Ils décroissent ensuite rapidement au cours du temps. En effet, à partir de leur décroissance temporelle, nous avons réalisé, dans la partie 5 du chapitre 4, une étude statistique sur le temps de diffusion (temps nécessaire à l'érosion de la majorité du relief). Les résultats montrent une variation du temps de diffusion entre 1 et 26 Ma avec une valeur médiane à 10 Ma.

D'un point de vue quantitatif, l'analyse de l'évolution du flux sédimentaire sur la marge est-américaine et sur la marge du Zimbabwe montre que la variation du flux, pendant le Mésozoïque, est comprise entre 1 et 25 $.10^3$ km^3/Ma sur la marge est-américaine et entre 0,5 et 4 $.10^3$ km^3/Ma sur la marge du Zimbabwe. La durée d'enregistrement de la marge est-américaine étant identique à la durée de la simulation, nous avons estimé, à partir de la variation de son flux sédimentaire au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, un volume sédimentaire d'environ 1,52 $.10^6$ km^3.

La comparaison montre donc des similitudes entre les données naturelles et les résultats de la simulation. En effet, ces deux données présentent, sur les premiers pas de temps de l'histoire de la marge, un pic de sédimentation qui disparaît en dix millions d'années. L'origine de ce pic est l'érosion de l'épaulement de rift. De plus, les valeurs du flux sédimentaire modélisé (variation entre 1,07 $.10^3$ km^3/Ma et 11 $.10^3$ km^3/Ma) sont en accord avec les valeurs mesurées sur les marges est-américaine et du Zimbabwe (~1.10^3 km^3/Ma à 25 $.10^3$ km^3/Ma). Cependant, contrairement à l'enregistrement sur certaines marges naturelles, il n'existe pas d'autres pics de flux sédimentaire au cours de la simulation. Enfin, la valeur de flux sommés, calculée sur la marge est-américaine (1,52 $.10^6$ km^3), est plus élevée que le flux total calculé sur la simulation (3,13 $.10^5$ km^3). Cette faible valeur peut s'expliquer par différentes raisons : une différence de dimension de la marge, une différence de compaction, un coefficient de diffusion continental faible, un faible comportement flexural, une absence de reliefs post-rifts produits soit par des processus mantéliques (point chaud, convection à petite échelle), soit par des processus tectoniques régionaux, une absence de reliefs préexistants, une absence de changements climatiques (modification du coefficient de diffusion au cours du temps), ou enfin, une absence de flux externes liés à l'érosion d'un ou plusieurs reliefs intracontinentaux.

5.3.6. CONCLUSION

Les résultats obtenus sur l'évolution temporelle du flux sédimentaire modélisé montrent que l'évolution topographique à grande échelle d'une marge passive soumise simplement à des processus de surface diffusifs, des processus thermiques et de l'isostasie flexurale est affectée uniquement par l'érosion de l'épaulement de rift en une dizaine de millions d'années environ. De plus, le volume sédimentaire total accumulé dans le bassin de la simulation est insuffisant pour expliquer le volume de sédiments observé sur des systèmes naturels.

Ensuite, l'analyse des évolutions spatio-temporelles des taux de dénudation et de sédimentation montre, quant à elle, trois points importants. Tout d'abord, la marge simulée présente deux zones de sédimentation majeures au début de son histoire : une première zone au niveau de la transition croûte non amincie - croûte amincie où se localisait précisément le relief observé au premier pas de temps de la simulation et une seconde zone au niveau de la fosse. Le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale permet donc d'individualiser deux bassins le long de la marge simulée. Cependant, si la fosse est le lieu d'une sédimentation permanente, l'évolution est différente concernant la transition croûte non amincie - croûte amincie. En effet, ce domaine passe progressivement de la sédimentation à l'érosion au cours du temps. Le deuxième point important est l'érosion du sommet du prisme sédimentaire au cours du temps sous l'effet du couplage entre l'isostasie flexurale et l'érosion (McGinnis et al., 1993; van Balen et al., 1995). Enfin le dernier point important est l'érosion observée sur la bordure distale de la fosse entre t10 Ma et t20 Ma. Or, on considère souvent que l'alimentation du bassin sédimentaire dépend uniquement du flux sédimentaire issu de l'érosion continentale. Les résultats de cette simulation montrent donc que si les processus de surface sont approximés par une simple loi de diffusion, alors le bassin peut aussi être alimenté par d'autres sources comme l'érosion du sommet du prisme ou de reliefs sous-marins.

5.4. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Afin de comprendre l'enregistrement, par le bassin sédimentaire, de l'évolution spatio-temporelle de la marge (voir parties 2 et 3 de ce chapitre), nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution post-rift de la géométrie du bassin, puis, dans une seconde sous-partie, l'enregistrement stratigraphique du prisme à t140 Ma. Nous avons ensuite testé ces résultats dans les sous-parties 3 et 4 en les comparant, d'une part, avec les modèles stratigraphiques existants (voir Chapitre 1) et d'autre part, avec des surfaces d'érosion observées sur des coupes publiées de prismes sédimentaires naturels.

Les résultats sont présentés sur la Figure 57. Cette figure est divisée en 4 graphiques représentant différentes périodes dans l'évolution du bassin sédimentaire. En effet, le graphique du haut représente la géométrie du bassin à t0. Les second et troisième graphiques décrivent la géométrie du bassin à t10 Ma et t40 Ma. Le quatrième et dernier graphique décrit la géométrie du bassin à t140 Ma.

5.4.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

Tout d'abord, la Figure 57 montre une augmentation logique du volume de sédiments piégés dans le bassin sédimentaire au cours du temps. Comme décrit dans la partie 5.3, entre t10 Ma et t40 Ma, un second bassin apparaît au niveau de la transition croûte non amincie - croûte amincie. Ce bassin disparaît ensuite entre t40 Ma et t140 Ma. Concernant l'évolution des corps sédimentaires constituant le prisme sédimentaire, l'évolution des corps les plus anciens parmi la colonne sédimentaire montre une rotation et une déflection des corps avec le temps. Concernant la rotation des corps sédimentaires, à l'exemple du premier corps sédimentaire déposé entre t0 et t10 Ma, l'angle régional (angle mesuré entre le sommet du prisme sédimentaire et la fosse) que forme ce corps à t10 Ma est de 0,9°. Il augmente ensuite et atteint 1,3° à t140 Ma. Ce corps subit donc une rotation de 0,4° au cours du temps. On peut également observer une diminution de l'épaisseur des corps sédimentaires déposés au cours du temps. En effet, le corps sédimentaire le plus épais a été déposé entre t0 et t10 Ma. Les corps sédimentaires suivants sont moins épais. Cependant, l'épaisseur de ce premier corps diminue au cours du temps au niveau du sommet du prisme. Enfin, le dépôt centre migre au cours du temps vers le domaine distal.

L'apparition puis la disparition du second bassin au niveau de la transition croûte non amincie - croûte amincie est expliquée dans les parties 5.2 et 5.3. Cette évolution est due au couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale, ainsi qu'à l'augmentation de la longueur d'onde de la déformation.

Ensuite, la déflection des strates avec la profondeur et le temps correspond à une forme flexurale qui présente une subsidence maximale immédiatement sous la charge (Watts, 1989). Comme expliqué par Watts (1989) (voir partie 5 du Chapitre 1 pour plus de détails), la charge engendrée par les corps sédimentaires récents crée une déflection qui affecte la géométrie des corps sédimentaires plus anciens. Ces nouvelles charges provoquent la déflection et la rotation des corps sédimentaires précédents, augmentant ainsi leur pente et la profondeur de la fosse. Mais la déflection de ces strates présente une origine secondaire, l'augmentation de la profondeur de la fosse, au cours du temps, sous l'effet de la subsidence thermique (voir Chapitre 6).

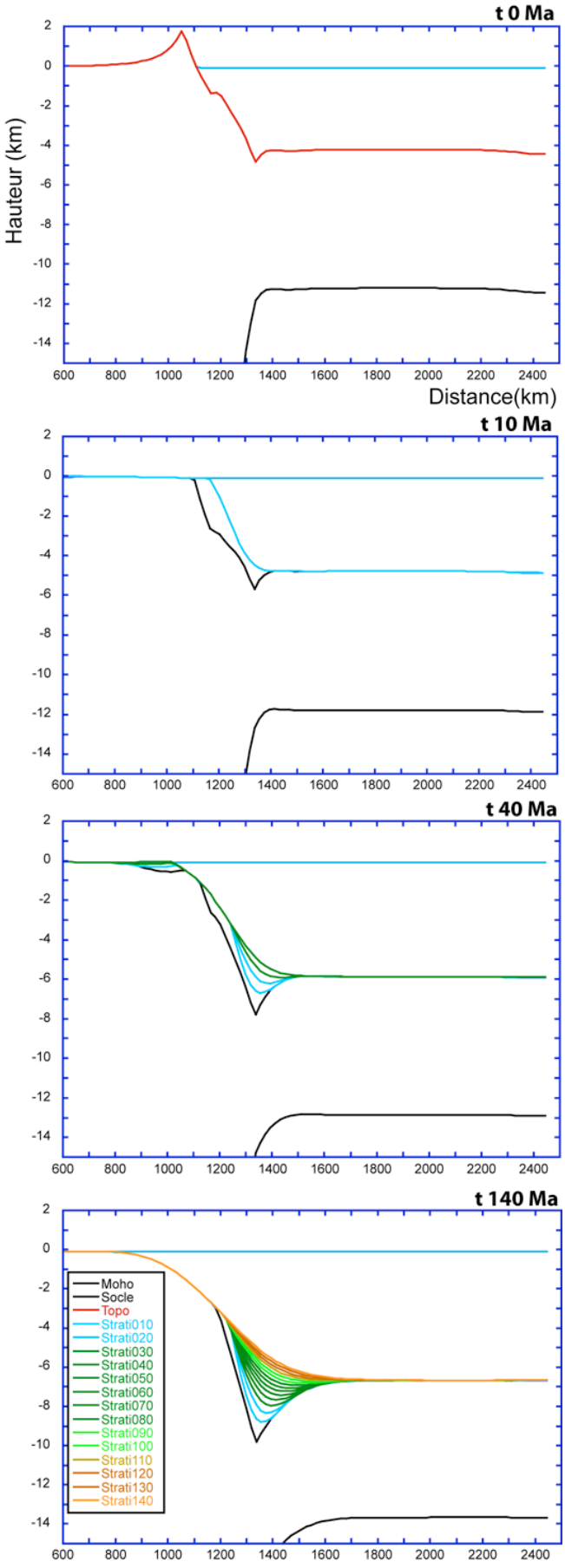


Figure 57 : évolution temporelle du bassin sédimentaire de la marge de référence.

Concernant la diminution de l'épaisseur des corps sédimentaires au cours du temps, elle est expliquée par l'évolution temporelle du flux sédimentaire décrite dans la sous-partie 5.3.4. En effet, le corps sédimentaire le plus volumineux correspond à l'érosion de l'épaulement de rift entre t0 Ma et t10 Ma. La diminution de son épaisseur au cours du temps image cependant bien l'importance de l'érosion du sommet du prisme sédimentaire décrit dans la partie 5.3. Les faibles épaisseurs des corps sédimentaires suivants correspondent aux faibles flux sédimentaires observés sur la Figure 56.

Enfin, la migration du dépôt centre vers le domaine océanique s'explique par l'augmentation de la longueur d'onde flexurale observée dans la partie 5.2 et par le caractère progradant du remplissage sédimentaire.

5.4.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

La stratigraphie du prisme sédimentaire de la simulation de référence au temps t140 Ma est décrite sur la Figure 58. Cette figure est un agrandissement de la coupe t140 Ma décrite précédemment sur la Figure 57.

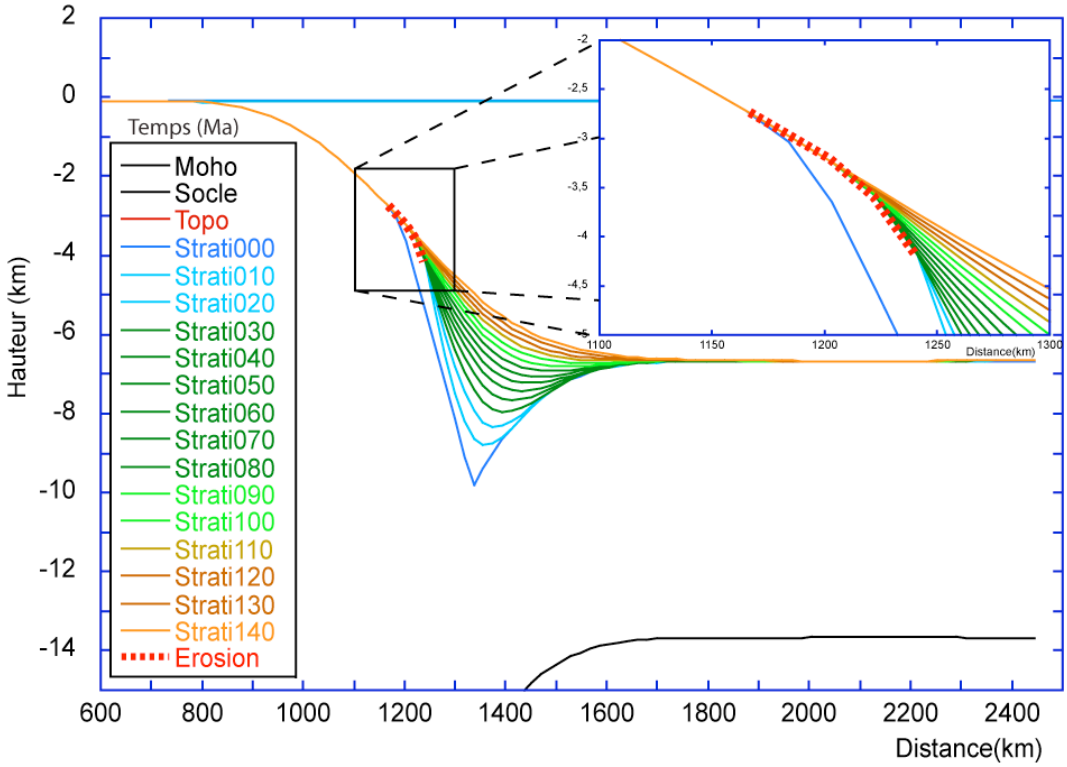


Figure 58 : stratigraphie du prisme sédimentaire de la simulation de référence, à t140 Ma.

La stratigraphie du prisme à t140 Ma montre un enregistrement complet caractérisé par un enregistrement progradant-aggradant (avancée et superposition des corps sédimentaires vers le domaine marin) sur toute l'histoire post-rift de la marge simulée. En effet, les extrémités des strates progressent vers le domaine océanique mais elles s'étendent également progressivement vers le domaine continental. Cette extension vers le domaine continental crée un dépôt progressif des sédiments en discordance sur des sédiments datés de t0-t10 Ma et dont la surface sommitale est érodée (voir partie 5.3 et sous-partie précédente 5.4.1). Enfin,

parmi l'épaisseur sédimentaire, les anciennes strates présentent un onlap (extrémité de la strate proche de l'horizontale) au niveau du sommet du prisme sédimentaire et en pied de pente tandis que les strates récentes présentent également un onlap au sommet du prisme mais un downlap (extrémité de la strate inclinée vers le bas) en bas de pente.

La sédimentation progradante-aggradante au cours du post-rift indique, d'une part, une sédimentation plus importante que l'accommodation (espace disponible à la sédimentation) : $0 < \frac{Acco\mathrm{mod}ation}{Sé\,\mathrm{dim}entation} < 1$ et, d'autre part, un maintien de ce rapport entre la sédimentation et l'accommodation avec le temps. Cette évolution du rapport s'explique, au début de l'histoire de la marge, par l'association d'un important flux sédimentaire produit par l'érosion de l'épaulement de rift et d'une subsidence thermique rapide. Puis, ce rapport se maintient puisque la diminution du flux sédimentaire est associée à une baisse de la subsidence au cours du temps.

Enfin, les downlap aux extrémités des strates récentes sont dûs au caractère progradant des corps sédimentaires tandis que les onlap des strates sédimentaires anciennes sont dûs à l'effet de la charge sédimentaire imposée par les corps sédimentaires récents sur les corps sédimentaires plus anciens (Watts, 1989). L'analyse de l'évolution de l'enregistrement post-rift du bassin sédimentaire (Figure 57) montre en effet que le dépôt en downlap évolue au cours du temps en onlap, sous l'effet de l'approfondissement de la fosse et de la charge sédimentaire.

5.4.3. COMPARAISON AVEC LES MODELES STRATIGRAPHIQUES EXISTANTS

Les modèles conceptuels existants sont présentés dans la cinquième partie du Chapitre 1. La synthèse de ces modèles montre que l'enregistrement stratigraphique d'une marge passive affectée par un flux sédimentaire local est caractérisé par une sédimentation progradante dans les premiers pas de temps de l'histoire de la marge (van Balen et al., 1995). La diminution puis la stabilisation du flux sédimentaire couplée à la subsidence thermique produit ensuite une sédimentation rétrogradante (recul des corps sédimentaires vers le domaine continental) puis progradante-aggradante. Or, l'enregistrement calculé sur la simulation ne montre pas cette succession de séquences sédimentaires. En effet, contrairement au modèle stratigraphique synthétique, la tendance générale de l'enregistrement stratigraphique calculé sur la simulation est la progradation-aggradation. La stratigraphie modélisée n'indique aucune phase de rétrogradation. Cette simulation semble donc montrer qu'une marge passive soumise à un couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et des processus de surface diffusifs ne produit pas de phase de sédimentation uniquement rétrogradante. D'autres processus doivent être pris en compte pour expliquer une rétrogradation franche au sein du prisme sédimentaire (physique des processus de surface différente de celle incluse dans la loi de diffusion, contexte géologique régional).

5.4.4. COMPARAISON AVEC DES SURFACES D'EROSION DE PRISMES NATURELS

Nous avons vu précédemment que le prisme sédimentaire était affecté, au cours du temps, par une érosion de son sommet. Cette érosion a des conséquences sur la géométrie des corps sédimentaires et sur l'enregistrement stratigraphique (voir sous-parties précédentes 5.4.1 et 5.4.2). Nous comparons, dans cette quatrième sous-partie, ces surfaces d'érosion modélisées avec des surfaces d'érosion observées sur des coupes publiées de prismes sédimentaires naturels.

Nous avons sélectionné deux coupes stratigraphiques (Figure 59) :

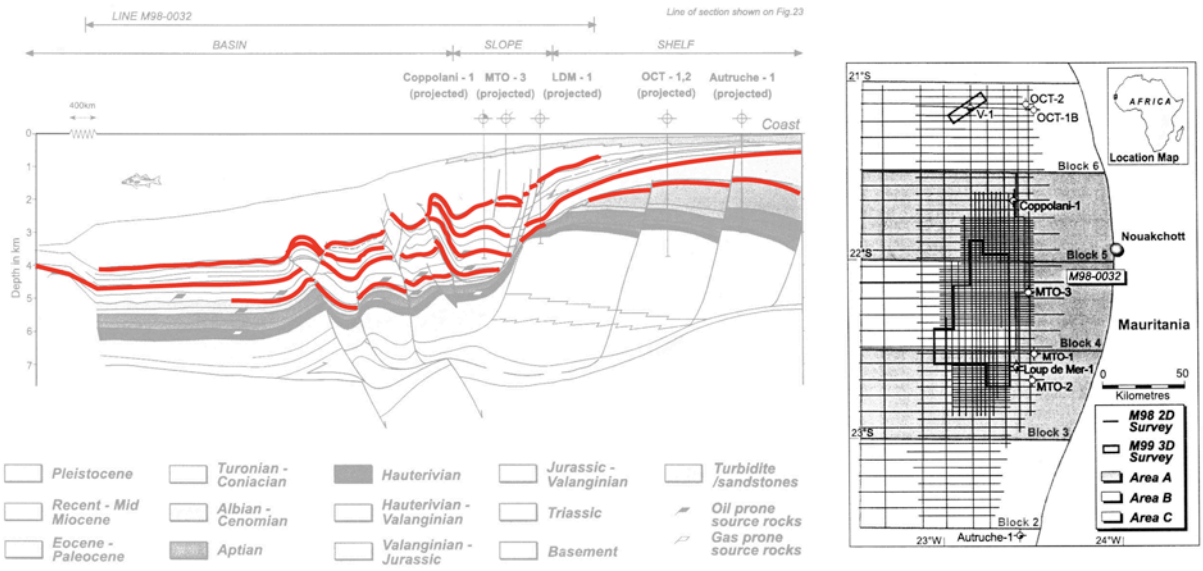
- une coupe du prisme de la marge mauritanienne (Bussell et al., 2001) ;
- une coupe du prisme de la marge sénégalaise (Bungener, 1995).

Sur chacune de ces coupes, nous avons localisé les surfaces d'érosion visibles.

Ces coupes montrent plusieurs surfaces d'érosion à différentes profondeurs au sein des prismes sédimentaires. Ces surfaces sont principalement localisées sous le talus ou sous la rupture de pente entre le plateau continental et le talus. L'histoire de ces marges a donc été marquée par différentes périodes d'érosion du prisme sédimentaire. En effet, le prisme mauritanien présente des phases d'érosion au Crétacé supérieur, à la transition entre le Crétacé supérieur et le Paléogène, pendant le Paléogène et à la transition entre le Paléogène et le Néogène tandis que le prisme sénégalais présente deux phases d'érosion : entre le Trias et le Jurassique et entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire.

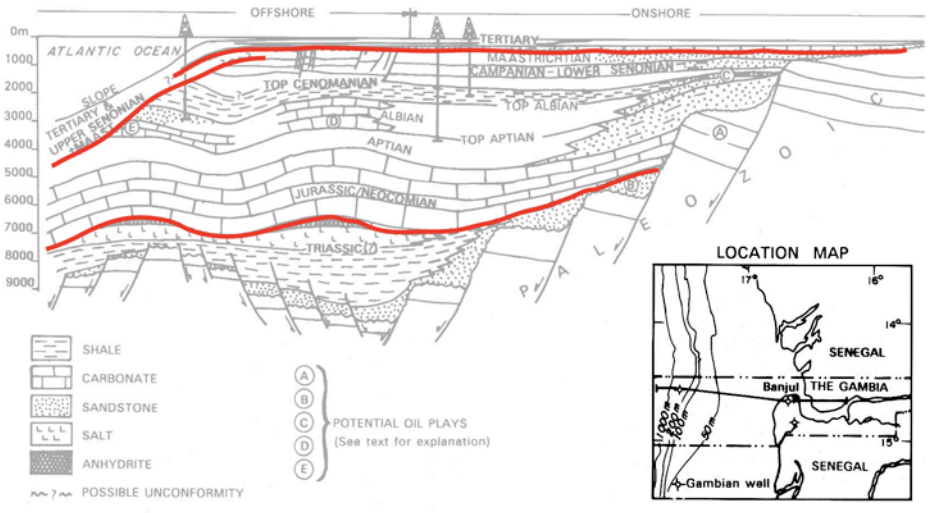
Différentes hypothèses sont avancées pour expliquer la présence de surfaces d'érosion au sein des prismes de marges naturelles : une chute du niveau marin, des phases de surrection, un changement climatique ou l'érosion par des courants marins.Cependant, les hypothèses proposées pour chacune des surfaces d'érosion observées font souvent appel à un processus ponctuel et régional mais rarement à un processus général. Or, la simulation montre qu'il est possible de produire des surfaces d'érosion au niveau du sommet du prisme grâce au couplage entre la simple érosion gravitaire du prisme sédimentaire et son rebond isostatique. Bien que ces résultats numériques puissent être compatibles avec des surfaces d'érosion observées sur les coupes stratigraphiques de la Figure 59, il faudrait néanmoins réaliser une étude approfondie sur de nombreux prismes de marges passives naturelles afin d'étayer cette hypothèse et peut-être ainsi distinguer les surfaces d'érosion issues de processus régionaux et ponctuels, de surfaces d'érosion produites par un processus général.

Coupe stratigraphique du prisme de la marge mauritanienne



(figures d'après Bussel et al. 2001)

Coupe stratigraphique du prisme de la marge sénégalaise



(figures d'après Bungener, 1995)

Surface d'érosion

Figure 59 : surfaces d'érosion sur les prismes de la Mauritanie et du Sénégal.
Le plan de position a été reporté en bas et à droite de chaque coupe. Les surfaces d'érosion sont localisées par des traits rouges épais.

5.4.5. CONCLUSION

Cette étude de l'enregistrement de l'évolution de la marge passive simulée par le bassin sédimentaire montre que :

- la subsidence thermique s'enregistre dans le bassin sédimentaire par l'augmentation de la profondeur de fosse et la déflection des corps sédimentaires mais également, associée au flux issu du couplage érosion-isostasie flexurale, par une sédimentation progradante-aggradante ;

- le couplage entre l'isostasie flexurale et l'érosion s'enregistre aussi, dans le bassin, par une variation de l'épaisseur des corps sédimentaires au cours du temps (voir sous-partie 5.3.4). Ce couplage s'enregistre également par une surface d'érosion au sommet du prisme sédimentaire (van Balen et al., 1995) ;

- le couplage sédimentation-isostasie flexurale est enregistré par une augmentation de la largeur du bassin (Watts et al., 1982) mais aussi, comme pour la subsidence thermique, par l'augmentation de la profondeur de fosse et la déflection des corps sédimentaires (Watts, 1989) ;

- l'augmentation de la longueur d'onde de la déformation est enregistrée par une augmentation de la largeur du bassin mais aussi, associée à un remplissage sédimentaire progradant-aggradant, par une migration du dépôt centre vers le domaine océanique.

Enfin, l'analyse du bassin sédimentaire modélisé montre que l'enregistrement stratigraphique d'une marge soumise à des processus thermiques, à de l'isostasie flexurale et à des processus de surface est caractérisé par une sédimentation progradante-aggradante au cours du temps.

5.5. CONCLUSION

L'évolution post-rift de la marge de référence montre, d'une part, que l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux est principalement caractérisée par une subsidence thermique du domaine aminci et qui s'accentue, au niveau de la fosse, sous l'effet de la charge sédimentaire. La marge est également affectée, au niveau de la position de l'ancien épaulement de rift, par une subsidence qui évolue progressivement, entre t10 Ma et t80-t90 Ma, en une surrection de ~7m /Ma qui migre vers le continent et se maintient ensuite dans le temps et dans l'espace. Au bout de 180 Ma, la marge simulée est proche d'un équilibre marqué uniquement par une surrection stable sur le secteur 3 et une subsidence stable au niveau des secteurs 5 et 6.

D'autre part, l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation montre qu'une marge soumise simplement à des processus de surface, des processus thermiques et de l'isostasie flexurale présente un unique relief majeur issu du rifting, qui est ensuite érodé en 10 Ma correspondant au syn-rift et au début du post-rift. La topographie de la simulation est donc plane pendant le post-rift. L'existence de reliefs plusieurs dizaines de millions d'années après le rifting doit être expliquée par d'autres processus d'érosion ou d'autres processus post-rifts comme les processus mantéliques ou un contexte régional. Cette évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation montre également que le

bassin sédimentaire est alimenté, au cours du temps, non seulement par les produits de l'érosion du relief continental mais aussi par l'érosion du bassin situé à l'ancienne place de l'épaulement de rift, par l'érosion du sommet du prisme sédimentaire et, dans une très faible mesure, par l'érosion de reliefs sous-marins. Le volume sédimentaire total accumulé dans le bassin est cependant insuffisant pour expliquer le volume de sédiments observé sur des systèmes naturels. Différentes hypothèses peuvent expliquer cette observation : une absence de reliefs préexistants ou formés au cours du post-rift, une absence de flux externes liés à l'érosion d'un ou plusieurs reliefs intracontinentaux, un coefficient de diffusion continental faible, un faible comportement flexural, une absence de changements climatiques.

Enfin, l'enregistrement de l'évolution de la marge passive par le bassin sédimentaire montre que la subsidence thermique, associée au flux issu du couplage érosion-isostasie flexurale, s'enregistre principalement dans le bassin par une sédimentation progradante-aggradante. Il montre également que le couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface s'enregistre principalement dans le bassin par une érosion du sommet du prisme sédimentaire, une diminution temporelle de l'épaisseur des corps sédimentaires, et par une augmentation de la longueur et de la profondeur de la fosse.

CHAPITRE 6. – Les processus externes (modélisation cylindrique)

Nous présentons, dans ce sixième chapitre, une étude fondée sur des simulations numériques où nous analysons, d'une part, les conséquences d'une modification de l'efficacité des processus de surface sur l'évolution des mouvements verticaux post-rift de la marge de référence (voir Chapitre 5) et d'autre part, l'enregistrement post-rift de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire. Après une présentation de l'étude, nous présentons, dans une seconde partie, les conséquences d'une absence de processus de surface sur l'évolution post-rift de la marge de référence, puis, dans une troisième partie, nous analysons l'évolution post-rift des géométries crustales et des mouvements verticaux le long de trois simulations affectées par différents coefficients de diffusion. Dans une quatrième partie, nous présentons l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation le long de ces mêmes simulations. Enfin, dans une cinquième partie, nous présentons l'enregistrement de l'évolution post-rift de ces simulations par le bassin sédimentaire.

6.1. PRESENTATION

Les précédents travaux publiés ont principalement étudié le couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface soit en domaine continental, soit en domaine marin (voir partie 3 du Chapitre 1). Très peu d'études ont analysé le couplage entre ces deux processus à l'échelle d'une marge, depuis le domaine continental jusqu'au domaine marin. L'objectif de ce sixième chapitre est 1°) d'étudier les effets spécifiques des processus de surface sur le comportement le long d'une marge passive soumise à des processus thermiques et de l'isostasie flexurale, 2°) d'analyser les conséquences d'une modification de l'efficacité de ces processus de surface sur les mouvements verticaux post-rift le long d'une marge passive affectée par des processus locaux (isostasie flexurale, processus thermiques), et enfin 3°) étudier l'enregistrement post-rift de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire.

La démarche de cette étude a été d'utiliser la simulation de référence décrite dans le Chapitre précédent (voir Chapitre 5). Nous lui avons modifié les coefficients de diffusion continental et marin (Tableau 14), et nous avons ensuite analysé l'évolution de ces simulations en utilisant les mêmes points d'observation que pour la marge de référence (vitesses des mouvements verticaux, géométrie de la marge simulée, taux de dénudation et de sédimentation, quantité totale de dénudation, évolution temporelle du flux sédimentaire total, stratigraphie du prisme sédimentaire).

Milieu	Symbole	Sans Kd	Kd uniforme	Kd faibles et fonction du milieu	Kd forts et fonction du milieu
Continental	Kd_c	0	$1.10^{10} m^2/Ma$	$1.10^{10} m^2/Ma$	$2.10^{11} m^2/Ma$
Marin	Kd_m			$1.10^{8} m^2/Ma$	$2.10^{9} m^2/Ma$

Tableau 14 : variation des coefficients de diffusion au cours de l'étude.
Kd : coefficient de diffusion ; Kd_c : coefficient de diffusion continental ; Kd_m : coefficient de diffusion marin. Quatre simulations ont été réalisées : kd nul, kd uniforme, kd calibré faible et fonction du milieu, kd calibré fort et fonction du milieu. Les valeurs ont été définies dans le Chapitre 4.

Afin d'étudier les effets spécifiques des processus de surface sur le comportement post-rift le long d'une marge passive soumise à des processus thermiques et de l'isostasie flexurale, nous avons réalisé une simulation sans processus de surface (coefficient de diffusion nul), et nous avons comparé les résultats de cette simulation avec ceux obtenus sur la simulation de référence (simulation soumise aux processus de surface, aux processus thermiques et à l'isostasie flexurale). Nous avons ensuite réalisé une simulation avec un coefficient de diffusion uniforme le long de la marge (Tableau 14) afin de comprendre l'importance d'une modification du coefficient de diffusion en fonction du milieu. Ce coefficient correspond à la valeur calibrée minimale décrite dans le Chapitre 4 (voir Tableau 14). Ce choix est contraint par la dimension de la grille utilisée. Afin d'analyser les conséquences d'une modification de l'efficacité des processus de surface sur l'évolution post-rift d'une marge passive, nous avons réalisé deux simulations dont les coefficients de diffusion sont fonction du milieu et ont été établis à partir de la variabilité des coefficients de diffusion calibrés dans le Chapitre 4 (coefficients de diffusion calibrés faibles et forts, voir Tableau 14). Les résultats obtenus sur la simulation affectée par un coefficient de diffusion uniforme sont donc directement comparables à ceux obtenus sur la simulation affectée par des coefficients de diffusion faibles et fonction du milieu.

6.2. ABSENCE DE PROCESSUS DE SURFACE (KD_C= KD_M =0)

Dans une première sous-partie, nous décrivons les différences entre les géométries crustales, à t0 et t140 Ma, de la simulation de référence et de la simulation sans processus de surface puis, dans une seconde sous-partie, les différences entre les évolutions spatio-temporelles des mouvements verticaux le long respectivement de la simulation de référence et de la simulation sans processus de surface.

Les résultats sont synthétisés sur la Figure 60. Celle-ci est divisée en trois graphiques : un graphique (A) représentant la géométrie de la simulation à t0 ainsi que la vitesse des mouvements verticaux entre t0 et t10 Ma ; un second graphique (B) décrivant la géométrie de la simulation au temps t140 Ma et un troisième et dernier graphique (C) décrivant l'évolution de la vitesse des déplacements verticaux le long de la marge entre 10Ma et 180 Ma. Pour une meilleure description des résultats, la marge a été divisée en sept secteurs. Pour plus de détails, l'organisation de la planche est décrite dans le Chapitre 5.

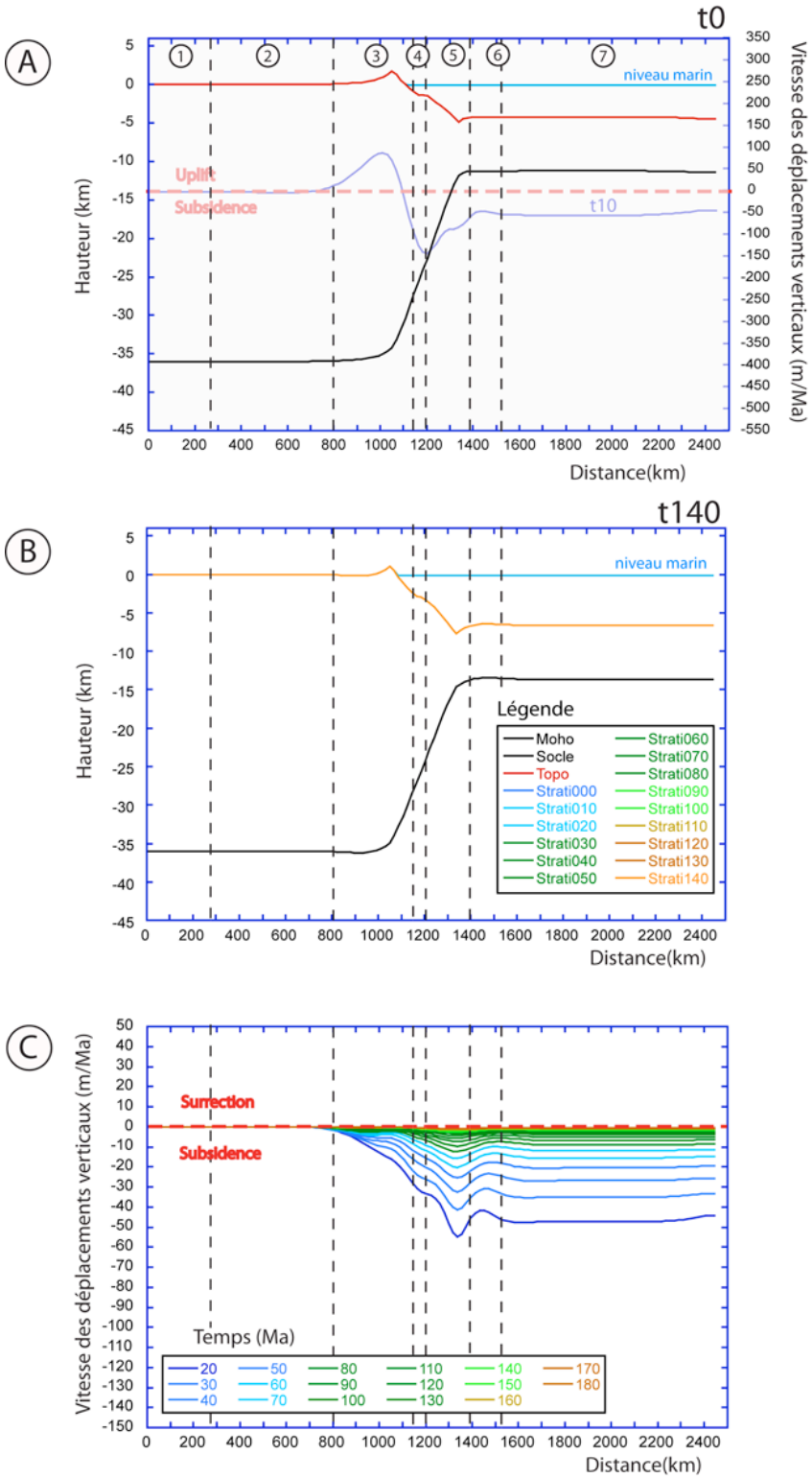


Figure 60 : géométries de la marge sans processus de surface et variation spatio-temporelle des mouvements verticaux

Cette planche présente 3 graphiques : graphique (A) représentant la géométrie à t0 ainsi que la vitesse des déplacements verticaux le long de la marge entre 0 et 10 Ma. Graphique (B) : géométrie de la simulation à t140 Ma. Graphique (C) : vitesse des déplacements verticaux le long de la marge entre 10Ma et 180 Ma. Les trois graphiques sont divisés en sept secteurs séparés par des pointillés et sont à la même échelle que les graphiques de la simulation de référence. Pour plus de détails, voir le Chapitre 5.

6.2.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE DE LA MARGE SIMULEE

L'évolution de la géométrie de la simulation sans processus de surface est décrite sur la Figure 60 (graphique A et B) et elle est résumée dans le Tableau 15. Cette expérience montre, par rapport à la marge type simulée, une persistance de l'épaulement de rift ainsi qu'une faible diminution de son amplitude au cours du temps. De plus, la longueur de ce relief diminue au cours du temps tandis que la position de l'apex de l'épaulement migre vers la croûte amincie. L'altitude moyenne de la croûte non amincie reste à zéro au cours du temps. Enfin, la géométrie de la fosse évolue au cours du temps puisque sa profondeur augmente de 537 m et atteint 1000 m à t140 Ma. En revanche, la largeur de la fosse se maintient au cours du temps à ~360 km.

	Marge avec Kd=0		Marge de référence
	t0	t140	t140
Altitude moyenne (m)	0	0	-97
Hauteur de la marge (m)	4372	6670	6581
Profondeur de fosse (m)	464	1001	3124
Amplitude du relief (m)	1770	1012	0
Longueur du relief (km)	458	115	0
Position de l'apex du relief (km)	191	153	0

Tableau 15 : valeurs des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, de la marge sans processus de surface.

Ces critères géométriques sont décrits avec précision dans le Chapitre 2.

Le maintien de l'altitude moyenne de la croûte non amincie et la persistance de l'épaulement de rift au cours du temps sont logiquement dûs à l'absence d'érosion. La réduction de la longueur du relief, de son amplitude et la migration de la position de son apex vers le domaine aminci s'expliquent par la subsidence thermique de la marge qui affecte les secteurs 3 à 7 (voir sous-partie 6.2.2, Figure 60 – graphique C). Enfin, l'évolution de la géométrie de la fosse (profondeur et longueur) sur la simulation sans processus de surface et la comparaison avec celle de la simulation de référence permettent d'évaluer l'importance de la subsidence thermique et de la charge sédimentaire sur l'évolution du bassin sédimentaire. En effet, l'augmentation de la profondeur de la fosse, au cours du temps, sur la simulation sans processus de surface (profondeur de la fosse : t0 = ~465 m, t140 Ma = ~1000 m), est due uniquement à la subsidence thermique. En revanche, l'augmentation importante de la géométrie de la fosse (profondeur et longueur), à t140 Ma, entre la simulation sans processus de surface et la simulation de référence (géométrie de la fosse, à t140Ma, sur la simulation de référence : profondeur = ~3125 m ; longueur = ~ 495 km), s'explique principalement par la charge exercée par le bassin sédimentaire sur la marge simulée.

6.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Afin de mieux comprendre l'évolution de la marge simulée, nous présentons maintenant une analyse de la vitesse des mouvements verticaux qui l'affectent. Ces vitesses sont décrites sur le graphique C) de la Figure 60. Ce graphique C) montre une différence majeure entre cette simulation et celle de référence : une absence de domaine en surrection ou de domaine fixe et une subsidence permanente et relativement croissante depuis la transition croûte non amincie – croûte amincie (secteur 3) jusqu'à la croûte amincie de 7 km d'épaisseur, représentant la croûte océanique (secteur 7). La subsidence la plus forte est toujours localisée au niveau de la fosse.

Cette expérience montre que les processus de surrection ou de réduction locale de la subsidence sont uniquement fonction du couplage entre le processus d'érosion et l'isostasie flexurale. Au cours du post-rift, une marge sans processus de surface est donc principalement affectée par une subsidence thermique depuis le secteur 3 jusqu'au secteur 7.

6.2.3. CONCLUSION

Cette étude montre qu'une marge non soumise à des processus de surface n'est affectée principalement que par de la subsidence thermique. Tout processus de surrection ou de modification locale de la subsidence le long de la marge est produit par le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. De plus, cette expérience montre le contrôle de premier ordre exercé par la charge sédimentaire sur la géométrie de la fosse. La subsidence thermique n'exerce qu'un contrôle secondaire sur ce critère géométrique.

6.3. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE

Dans cette troisième partie et dans les parties suivantes, nous analysons les différences de comportement entre des simulations soumises à des processus de surface d'intensité variable (voir Tableau 14) et la simulation de référence. Cette troisième partie est consacrée à l'étude de l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux le long de chacune des simulations. Dans une première sous-partie, nous présentons les résultats sur l'évolution géométrique des simulations, puis, dans une seconde sous-partie, nous présentons la variation spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux le long de ces simulations.

6.3.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE DES SIMULATIONS

Les résultats sur l'évolution géométrique des simulations sont présentés sur la Figure 61 et sont résumés sur le Tableau 16. La Figure 61 est une planche divisée en trois graphiques correspondant aux trois simulations : une simulation avec le coefficient de diffusion uniforme, une simulation avec des coefficients de diffusion continental et marin faibles et une simulation avec des coefficients de diffusion continental et marin forts (Tableau 14). Ces graphiques représentent la géométrie crustale des simulations à t140 Ma. Ces coupes sont divisées en 7 secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails), elles sont également à la même échelle que la coupe de la simulation de référence (voir Chapitre 5) et sont alignées verticalement pour une meilleure comparaison entre elles.

Dans une première sous-partie, nous comparons la simulation avec un coefficient de diffusion uniforme ($Kd = 1 .10^{10}$ m^2/Ma) à la simulation affectée par des coefficients de diffusion faibles et fonction du milieu ($Kd_c = 1 .10^{10}$ m^2/Ma et $Kd_m = 1 .10^{8}$ m^2/Ma). Puis, dans une seconde sous-partie, nous présentons les conséquences géométriques d'une diminution des coefficients de diffusion sur les simulations.

	Simulation de référence		Simulation avec Kd uniforme	Simulation avec Kd_c et Kd_m faibles	Simulation avec Kd_c et Kd_m forts
	Kd_c:3 .$10^{10}$$m^2$/Ma Kd_m:3 .$10^{8}$$m^2$/Ma		Kd_c:1 .$10^{10}$$m^2$/Ma Kd_m:1 .$10^{10}$$m^2$/Ma	Kd_c:1 .$10^{10}$$m^2$/Ma Kd_m:1 .$10^{8}$$m^2$/Ma	Kd_c:2 .$10^{11}$$m^2$/Ma Kd_m:2 .$10^{9}$$m^2$/Ma
	t0	t140	t140	t140	t140
Altitude moyenne (m)	0	-97	-1389	-58	-140
Hauteur de la marge (m)	4372	6581	7524	6616	6678
Profondeur de fosse (m)	464	3124	3102	2202	4435
Amplitude du relief (m)	1770	0	0	0	0
Longueur du relief (km)	458	0	0	0	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0	0	0	0

Tableau 16 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre les simulations aux coefficients de diffusion variables et la simulation de référence.

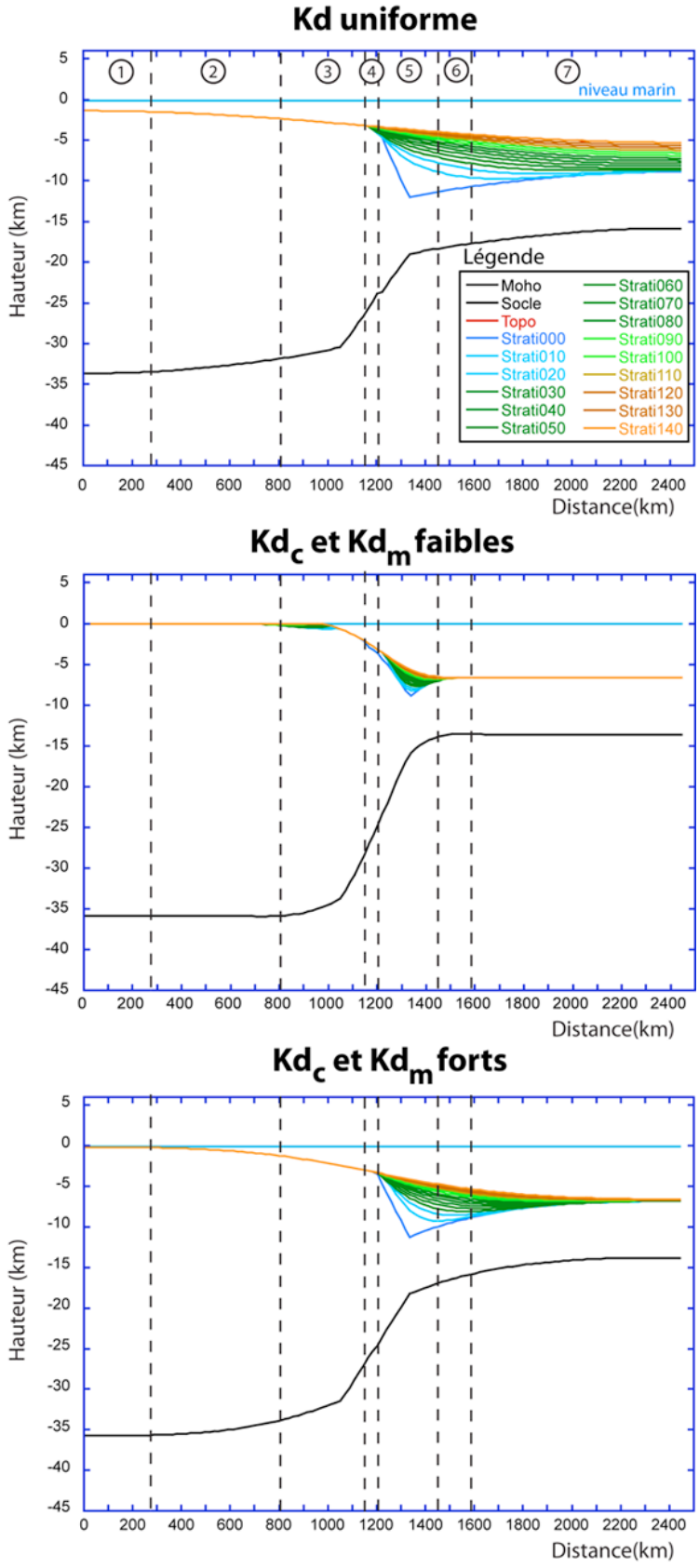


Figure 61 : géométrie crustale, à t140 Ma, des simulations affectées par des coefficients de diffusion variables.

Cette planche présente 3 graphiques correspondant aux trois simulations : kd uniforme, Kd_c et Kd_m faibles, Kd_c et Kd_m forts (Tableau 14) Les trois graphiques sont à la même échelle que les graphiques de la simulation de référence et sont également divisés en sept secteurs. Pour plus de détails, voir le Chapitre 5.

6.3.1.1. COMPARAISON KD UNIFORME ET KD FONCTION DU MILIEU

Tout d'abord la première comparaison montre une différence d'érosion, de transport et de sédimentation très importante entre les deux simulations malgré un coefficient de diffusion continental identique. En effet, contrairement à la simulation avec des coefficients de diffusion faibles et fonction du milieu, la simulation avec un coefficient de diffusion uniforme est affectée par une érosion importante le long de toute la marge, lissant ainsi la topographie, abaissant l'altitude moyenne de la croûte non amincie à plus de 1000 mètres sous le niveau marin (Tableau 16) et empêchant la formation d'un bassin sédimentaire au niveau de la transition croûte non amincie – croûte amincie. De plus, la géométrie du prisme ainsi obtenu montre que l'efficacité du transport et de la sédimentation sont très efficaces, au point d'être affectés par les limites de la grille. En effet, dans flex3D, la boîte de la simulation étant fermée, si les capacités de transport et de sédimentation sont trop élevées, les conséquences sont une sédimentation verticale contre les bordures de la boîte. La géométrie du prisme obtenu sur la simulation avec un coefficient de diffusion uniforme est donc affectée par les effets de bords de la grille. Cette sédimentation considérable produite par le lissage de la topographie exerce une charge responsable de l'augmentation de la hauteur de la marge (907 m de différence, voir Tableau 16) et une augmentation de la profondeur de fosse (900m de différence, voir Tableau 16) par rapport à la simulation avec des coefficients de diffusion faibles et uniformes.

L'explication de ces différences géométriques se trouve dans la loi de diffusion (Figure 62). En effet, dans le cas d'un coefficient de diffusion uniforme (Figure 63, graphique de gauche) et d'une topographie étagée comme celle d'une marge passive (domaine continental émergé $\geq$ 0 m d'altitude -, puis pente sur le domaine aminci, et enfin, plaine abyssale $\geq$ 6000 m), la loi de diffusion lisse la topographie au cours du temps, au niveau du point de courbure de la topographie en échelon. Ceci crée deux zones distinctes de part et d'autre de ce point de courbure : une zone strictement en érosion et une zone strictement en sédimentation. Or, dans le cas d'un coefficient de diffusion continental plus élevé qu'un coefficient de diffusion marin (Figure 63, graphique de droite), l'érosion la plus importante se situe au-dessus du niveau marin. L'érosion du socle sous le niveau marin est très faible. Le domaine en érosion et la sédimentation associée sont donc moins importants que sur la marge affectée par un coefficient de diffusion uniforme. Enfin, la différence d'érosion entre ces deux simulations explique la réduction puis la disparition du domaine continental émergé soumis à un coefficient de diffusion uniforme, au profit du domaine marin.

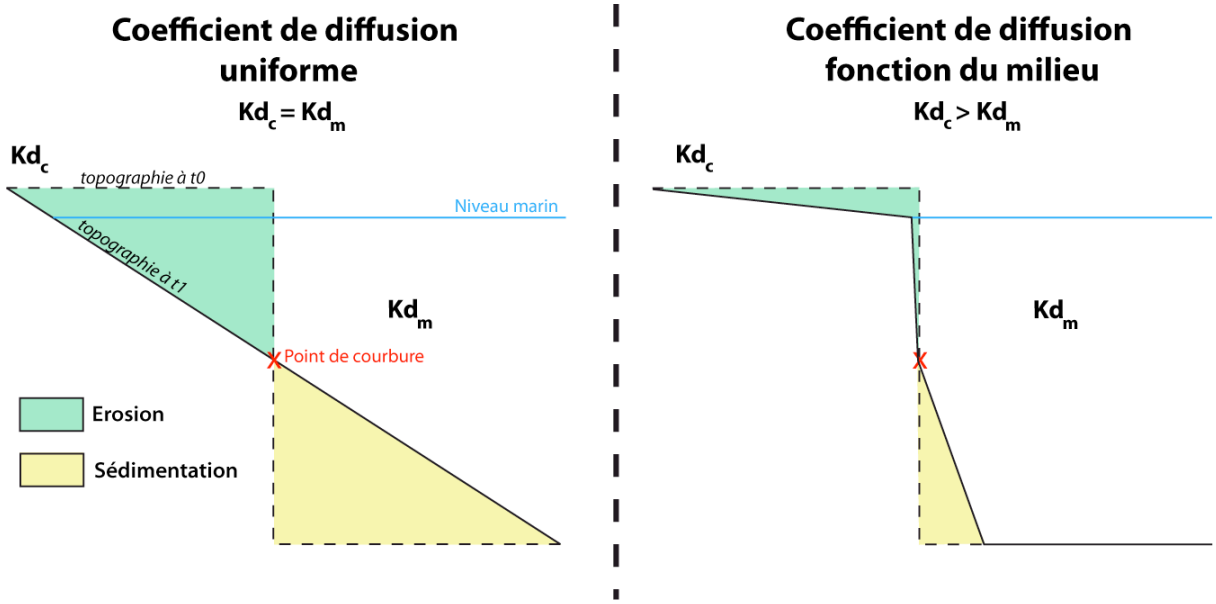


Figure 62 : évolution d'une topographie en fonction du rapport entre le coefficient de diffusion continental et le coefficient de diffusion marin.

Ce travail montre que l'application d'un coefficient de diffusion continental plus efficace qu'un coefficient de diffusion marin a comme conséquences :

- le maintien d'une rupture de pente entre le domaine continental et le domaine marin ;
- le maintien également d'un domaine continental émergé ;
- la réduction des volumes d'érosion et de sédimentation le long de la marge.

6.3.1.2. CONSEQUENCES GEOMETRIQUES D'UNE VARIABILITE DES KD CONTINENTAUX (KD_C) ET DES KD MARINS (KD_M)

La Figure 61 et le Tableau 16 montrent qu'une diminution des coefficients de diffusion continental et marin engendre la diminution de la géométrie de la fosse (longueur et profondeur). En effet, entre la simulation avec un Kd_c et un Kd_m forts et celle avec un Kd_c et un Kd_m faibles, la profondeur de la fosse diminue de 4435 m à 2202 m et la longueur de la fosse passe de 1090 km à 440 km (Tableau 16). De plus, cette diminution de l'efficacité des coefficients de diffusion crée la persistance au cours du temps d'un second bassin sédimentaire au niveau de la transition croûte non amincie – croûte amincie (Figure 61). Ce bassin a presque disparu sur la marge de référence à t140Ma, il est absent sur la simulation avec un Kd_c et un Kd_m forts. Enfin, la géométrie de cette dernière simulation montre quelques points communs avec la géométrie de la simulation affectée par un coefficient de diffusion uniforme. En effet, une augmentation des coefficients de diffusion étend le domaine immergé vers la croûte continentale non amincie, déplaçant et réduisant ainsi la rupture de pente de la simulation.

Les géométries simulées obtenues à partir de la variabilité du coefficient de diffusion calibré dans le Chapitre 4 montrent qu'une augmentation de l'efficacité des processus de surface engendre une augmentation importante de la géométrie du bassin sédimentaire (augmentation de la profondeur et de la longueur de la fosse) sous l'effet de la charge sédimentaire et lisse la topographie le long de la marge.

6.3.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Afin de compléter l'analyse géométrique des simulations, nous présentons maintenant la distribution spatio-temporelle des vitesses le long des simulations. Tout comme la sous-partie précédente (6.3.1), nous présentons, dans une première sous-partie, une comparaison entre les simulations avec un kd uniforme et un Kd faible et fonction du milieu. Puis, dans une seconde sous-partie, nous analysons les conséquences d'une variabilité des Kd continentaux et des Kd marins sur les vitesses des mouvements verticaux le long des simulations.

Les résultats de cette étude sont décrits sur la Figure 63. Tout comme la Figure 61, cette figure est composée de trois graphiques correspondant aux trois simulations. Chacun de ces graphiques est constitué de deux sous-graphiques. Au premier plan, le sous-graphique décrit la distribution de la vitesse des mouvements verticaux le long de la simulation, entre t10 Ma et t180 Ma, tandis qu'en arrière-plan, le sous-graphique estompé décrit la géométrie de la simulation à t140 Ma. Le pas de temps entre t0 et t10 Ma n'est pas pris en compte puisqu'il intègre le syn-rift et le post-rift (voir Chapitre 5). Cette organisation permet de localiser précisément la distribution des vitesses le long de chaque simulation. Enfin, pour une meilleure comparaison entre chaque simulation, ces graphiques sont alignés et sont divisés en 7 secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails). Il est à noter que les graphiques des simulations avec un kd variable et fonction du milieu sont à la même dimension que le graphique de la simulation de référence (voir Chapitre 5).

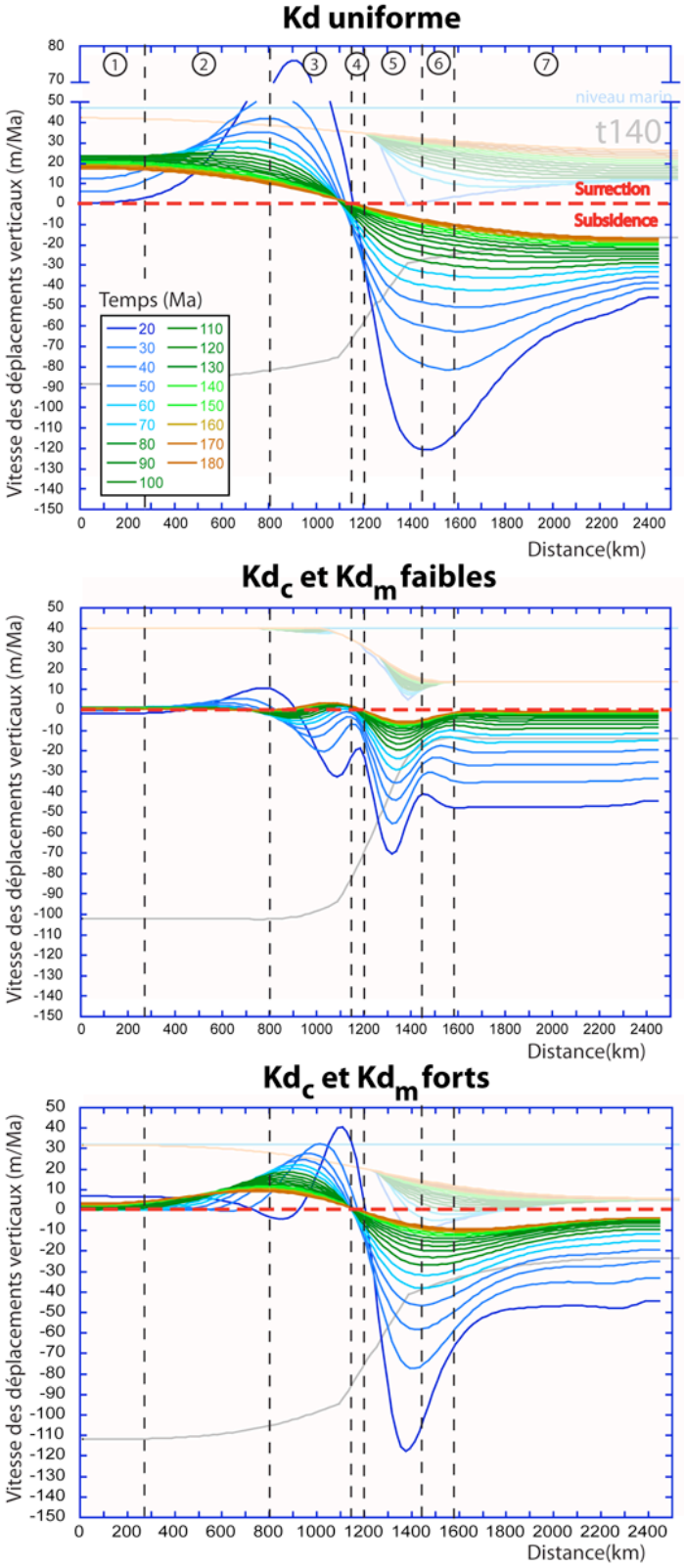


Figure 63 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par des coefficients de diffusion variables.

Les graphiques sont à la même dimension que celui de la simulation de référence (voir Chapitre 5). L'axe des ordonnées du premier graphique présente une échelle différente de celle des autres graphiques de la Figure. Comparaison Kd uniforme et Kd fonction du milieu.

La comparaison de la distribution spatio-temporelle des vitesses le long des simulations affectées par un kd uniforme et par des Kd_c et Kd_m faibles montre des différences importantes au niveau de l'amplitude des vitesses mais également au niveau de leur distribution spatio-temporelle. En effet, les vitesses induites par un kd uniforme atteignent maximum 76 m/Ma en surrection et -120 m/Ma en subsidence contre 11 m/Ma et -70 m/Ma pour la simulation avec un Kd_c et un Kd_m faibles et 8,5 m/Ma et -91,5 m/Ma pour la simulation de référence.

Concernant la distribution spatio-temporelle, la simulation affectée par un coefficient de diffusion uniforme montre une inversion des mouvements verticaux le long de la marge de part et d'autre du secteur 4. Les secteurs 1, 2 et 3 sont donc constamment en surrection tandis que les secteurs 4, 5, 6 et 7 sont constamment en subsidence. Il existe donc une unique inversion temporelle de ces mouvements au niveau de la transition entre les secteurs 3 et 4. Or, tout comme la simulation de référence, la simulation avec un Kd_c et un Kd_m faibles est affectée par une subsidence depuis le secteur 3 jusqu'au secteur 7. Cette subsidence se réduit au cours du temps sur les secteurs 3 et 4 puis s'inverse progressivement en surrection. Enfin, une dernière différence majeure se situe au niveau de l'évolution respective de la surrection et de la subsidence le long de la simulation avec un Kd uniforme. En effet, la surrection est maximale à partir de 10 Ma et affecte uniquement les secteurs 2 et 3. Les vitesses se réduisent au cours du temps sur ces deux secteurs tandis que parallèlement la surrection augmente sur le secteur 1 jusqu'à 90 Ma puis diminue conjointement avec les secteurs 2 et 3. Quant à la subsidence, si sa vitesse diminue progressivement au cours du temps, elle reste maximale le long de la marge au niveau des secteurs 5 et 6 et diminue progressivement sur le secteur 7. Or, sur la simulation avec un un Kd_c et un Kd_m faibles, la transition entre les secteurs 2 et 3 est affectée par une surrection entre 10 et 20 Ma. Cette surrection migre et diminue progressivement vers le secteur 2. Le secteur 1 reste, quant à lui, faiblement affecté par les mouvements verticaux au cours du temps. Tout comme la simulation de référence, la subsidence affectant la simulation avec un Kd uniforme est maximale au cours du temps uniquement sur le secteur 5.

Comme expliqué dans la sous-partie 6.3.1.1 de ce Chapitre, la division des mouvements verticaux de part et d'autre du point d'inflexion (secteur 4) de la marge affectée par un Kd uniforme s'explique par la loi de diffusion (Figure 62). En effet, l'érosion importante et progressive du socle de la marge entre le secteur 1 et le secteur 4, couplée à l'isostasie flexurale, entraîne la surrection de l'ensemble de ce domaine (ex : Gilchrist et Summerfield, 1990, voir Chapitre 5 et sous-partie 6.2 de ce sixième Chapitre). De plus, l'importante différence de volumes érodés et sédimentés entre les deux simulations (voir les parties 6.3.1.1 et 6.4) explique les différences de répartition et d'amplitude des vitesses de surrection et de subsidence observées le long des simulations. En effet, l'important transfert de matières le long de la simulation affectée par un Kd uniforme, engendre une importante réponse isostatique flexurale du système. La comparaison des comportements des deux simulations montre que ce couplage processus de surface – isostasie flexurale est prépondérant sur la subsidence thermique de la marge affectée par un Kd uniforme.

Ce travail montre qu'une marge affectée par un coefficient de diffusion continental plus efficace qu'un coefficient de diffusion marin est soumise :

- principalement à la subsidence thermique ;
- localement à des surrections ou des subsidences produites par le couplage processus de surface-isostasie flexurale ;
- à des vitesses de surrection et de subsidence plus faibles que celles d'une marge affectée par un Kd uniforme.

6.3.2.1. CONSEQUENCES D'UNE VARIABILITE DES KD CONTINENTAUX (KD_C) ET DES KD MARINS (KD_M) SUR LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

La comparaison entre le comportement de la simulation avec un Kd_c et un Kd_m forts et celui de la simulation avec un Kd_c et un Kd_m faibles montre d'importantes similitudes avec la comparaison précédente, entre la simulation affectée par un Kd uniforme et la simulation affectée par un Kd_c et un Kd_m faibles. En effet, l'augmentation des coefficients de diffusion produit une augmentation de l'amplitude et de la distribution et des vitesses de surrection et de subsidence au niveau respectivement des secteurs 2 et 3 et des secteurs 5 et 6. Elle est responsable également d'une disparition de la subsidence sur les secteurs 3 et 4, observée sur la simulation avec un Kd_c et un Kd_m faibles. Tout comme la simulation affectée par un Kd uniforme, une augmentation de l'efficacité des coefficients de diffusion continental et marin a donc pour conséquence la division des mouvements verticaux le long de la marge en deux secteurs de part et d'autre de la transition entre le secteur 3 et le secteur 4 : un premier secteur en surrection (secteurs 2 à 3) et le second en subsidence (secteurs 4 à 7). Cependant, à la différence du comportement de la simulation avec un Kd uniforme, l'augmentation des coefficients de diffusion continental et marin affecte peu les secteurs 1 et 7. Si cette augmentation de l'efficacité des processus de surface augmente l'extension des mouvements verticaux issus du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale, ceux-ci restent localisés en périphérie du secteur 4 et se propagent peu vers le secteur 1 et le secteur 7. Enfin, l'augmentation de l'efficacité des processus de surface accentue la migration de la surrection vers le domaine interne de la marge. En effet, la comparaison entre la simulation de référence et celle avec un Kd_c et un Kd_m forts montre une migration de la surrection restreinte au secteur 3 dans le premier cas et une migration du secteur 3 vers le secteur 2 dans le second cas.

Tout comme une marge affectée par un coefficient de diffusion uniforme, l'augmentation des coefficients de diffusion continental et marin produit donc une augmentation des transferts de charge le long de la marge et une augmentation de la réponse isostatique flexurale. Cependant, à la différence de la marge affectée par un coefficient de diffusion uniforme, cette réponse isostatique flexurale reste localisée à proximité du point d'inflexion du socle de la marge (secteur 4) et n'affecte ni le secteur 1 ni le secteur 7.

6.3.3. CONCLUSION

Tout d'abord, ce travail montre que, contrairement à une marge affectée par un coefficient de diffusion uniforme, une marge affectée par un coefficient de diffusion fonction du milieu est caractérisée principalement par la persistance d'une rupture de pente entre le domaine continental et le domaine marin, un domaine continental émergé au cours du temps et de faibles volumes d'érosion et de sédimentation le long de la marge par rapport à ceux obtenus sur la simulation avec un coefficient de diffusion uniforme. Ces faibles transferts de matières le long de la marge induisent de faibles vitesses de surrection et de subsidence. De ce fait, et contrairement à la marge avec un coefficient de diffusion uniforme, une marge affectée par un coefficient de diffusion fonction du milieu est soumise principalement à la subsidence thermique.

Ce travail montre enfin qu'une augmentation significative des coefficients de diffusion continental et marin a des conséquences comparables à une marge soumise à un coefficient de diffusion uniforme. En effet, l'augmentation de l'efficacité des processus de surface crée une augmentation du transfert de matières le long de la marge, créant ainsi un lissage de la topographie et un accroissement du bassin sédimentaire (augmentation de la profondeur de fosse et de la largeur du bassin). Cette augmentation du transfert de matières le long de la marge génère donc une augmentation de la réponse isostatique flexurale. Cependant, à la différence d'une marge affectée par un coefficient de diffusion uniforme, cette réponse isostatique flexurale est localisée de part et d'autre du point d'inflexion du socle de la marge (secteur 4) et n'affecte pas le secteur 1 ni le secteur 7.

6.4. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

Dans une première sous-partie, nous présentons, sur chacune des trois simulations de l'étude, la quantité totale de dénudation à 140 Ma, puis, dans une seconde sous-partie, sont décrites les variations spatio-temporelles du taux de dénudation et du taux de sédimentation. Enfin, dans une troisième sous-partie, nous présentons la variation temporelle du flux sédimentaire au cours des trois simulations.

6.4.1. QUANTITE TOTALE DE DENUDATION A T140 MA

La quantité totale de dénudation le long de chacune des trois simulations est décrite sur les trois graphiques respectifs composant la Figure 64. Ils ont été divisés en sept secteurs (voir Chapitre 5).

L'analyse de ces trois graphiques montre, tout d'abord, qu'un Kd uniforme crée ~3,8 km d'érosion au niveau de la croûte non amincie d'une marge (secteur 1) et cette quantité d'érosion augmente progressivement vers le secteur 3 (localisation de l'ancien épaulement de rift) où elle atteint 8,5 km. Or, l'amplitude de cet épaulement à t0 n'est que ~1,8 km. Donc, 79% de la quantité maximale de matériel dénudé sur cette simulation est produit par le couplage processus de surface – isostasie flexurale entre t10 et t140 Ma. Comme observé précédemment, une marge affectée par un Kd_c et un Kd_m forts présente, à t140 Ma, une faible quantité totale de dénudation de la croûte non amincie (380 m). Cette quantité de dénudation augmente progressivement à partir du secteur 2 et atteint 7 km d'épaisseur sur le secteur 3, c'est-à-dire une valeur proche de celle mesurée sur la marge avec un Kd uniforme. Ceci signifie que 75% de la quantité totale maximale de matériel dénudé sur le secteur 3 est

également produit par le couplage processus de surface – isostasie flexurale entre t10 et t140 Ma. Enfin, tout comme la simulation de référence et contrairement aux deux précédentes simulations, la simulation affectée par un Kd_c et un Kd_m faibles montre, à t140 Ma, une quantité totale de dénudation très faible sur le secteur 1 (114 m) et sur le secteur 2 (183 m). Cette quantité de dénudation totale augmente uniquement sur le secteur 3 et atteint seulement ~2,5 km. Contrairement aux deux précédentes simulations et à la simulation de référence, 70% environ de la quantité totale maximale de dénudation du secteur 3 est issu de l'érosion de l'épaulement de rift sur les 10 premiers millions d'années de cette simulation.

Cette étude sur la quantité totale de dénudation montre que la simulation de référence est un bon compromis entre la marge affectée par un Kd_c et un Kd_m faibles et la marge affectée par un Kd_c et un Kd_m forts. En effet, tout comme la première simulation, la simulation de référence ne présente pas de dénudation importante sur le secteur 2 et, tout comme la seconde simulation, elle présente une quantité maximale de dénudation sur le secteur 3 produite principalement par le couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface. Les coefficients de diffusion continentaux calculés sur des systèmes naturels (voir Chapitre 4) étant principalement compris entre 1. 10^{10} m^2/Ma et 3. 10^{10} m^2/Ma, les résultats de cette étude semblent montrer que 40 à 70% (~55% en moyenne) de la quantité totale de dénudation maximale mesurée sur le secteur 3 serait issue de l'érosion de l'épaulement de rift, entre t0 et t10 Ma (syn-rift et début post-rift). Les 30 à 60% (~45% en moyenne) de quantité totale de dénudation maximale restants seraient donc produits par le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale entre t10 et t140 Ma (post-rift).

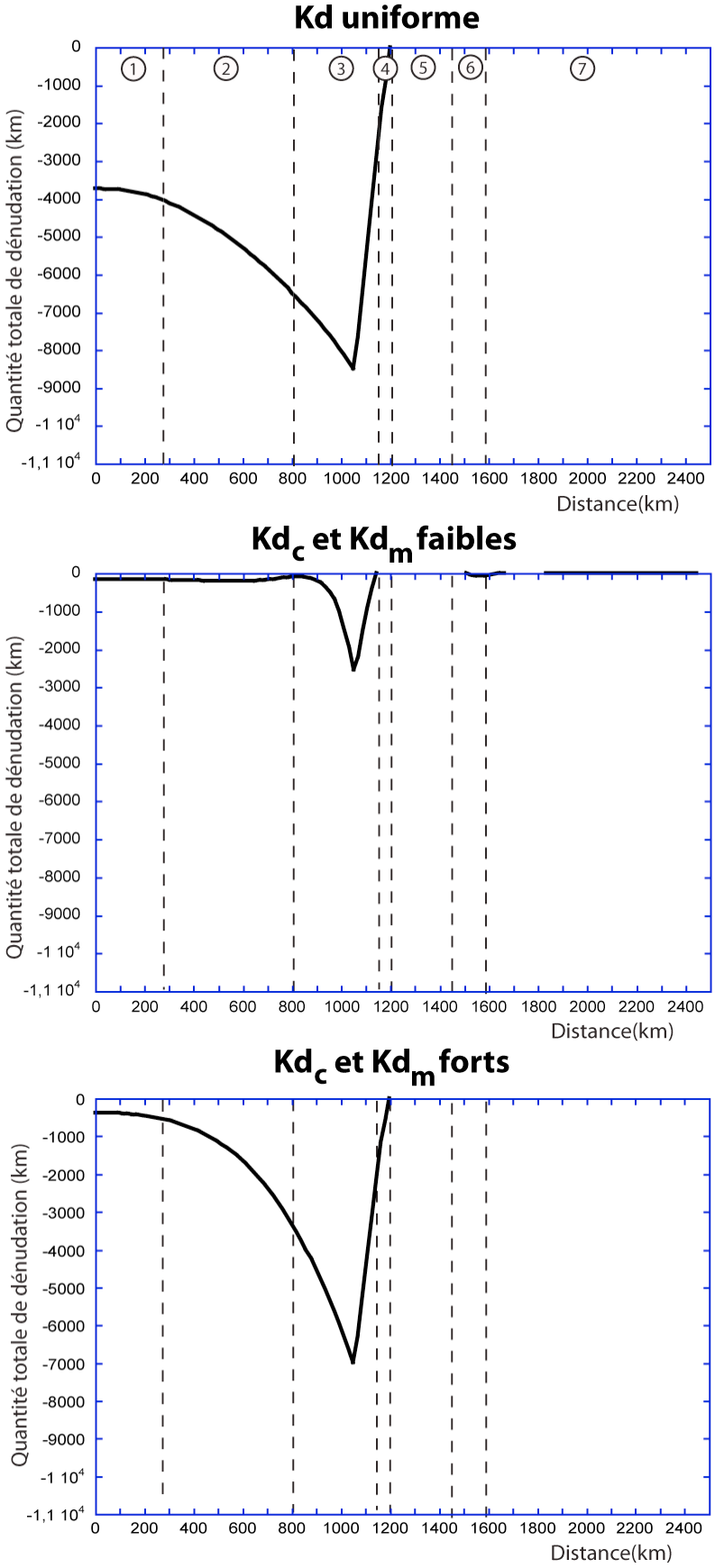


Figure 64 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par des coefficients de diffusion variables.

Pour plus de détails sur les graphiques, voir le Chapitre 5.

6.4.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

Les variations spatio-temporelles des taux de dénudation et de sédimentation le long de chacune des trois simulations, entre t10 Ma et t180 Ma, sont décrites sur la Figure 65. Tout comme les autres figures, la Figure 65 est composée de trois graphiques alignés, à la même échelle et représentant chaque simulation. Ils sont également divisés en sept secteurs.

La comparaison entre la distribution spatio-temporelle des processus de surface affectant la simulation de référence (voir Chapitre 5) et celle de la marge affectée par un Kd_c et un Kd_m faibles montre une évolution très proche. La différence majeure est l'amplitude des taux puisque ceux-ci sont plus faibles sur la seconde simulation (variation de -59 à 30 m/Ma contre -77 à 73 m/Ma pour la simulation de référence). Concernant les deux graphiques restants, la comparaison de la distribution des taux de dénudation et de sédimentation avec celle des mouvements verticaux respectifs montre une correspondance très forte entre elles. Tout comme observé sur la simulation de référence, au cours du temps, chaque pic de surrection est associé à un pic de dénudation et les amplitudes des vitesses de subsidence des secteurs 5 et 6 sont associées à des amplitudes de taux de sédimentation comparables.

Enfin, cette forte correspondance explique les différences de taux mesurées entre les différentes simulations. En effet, la simulation affectée par un Kd uniforme présente non seulement les vitesses de surrection et de subsidence les plus fortes (voir 6.3.2) mais aussi les taux de dénudation et de sédimentation (-127 à 112 m/Ma). Ensuite, la seconde simulation présentant les mouvements verticaux et les taux les plus forts est celle affectée par un Kd_c et un Kd_m forts (-107 à 108 m/Ma). La simulation affectée par un Kd_c et un Kd_m faibles présente, quant à elle, les valeurs les plus faibles.

Comme expliqué dans le Chapitre 5 et dans la partie 6.2 de ce Chapitre, la correspondance entre les mouvements de surrection et les taux de dénudation et celle entre les mouvements de subsidence et les taux de sédimentation s'explique par le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. Ce même couplage explique également les différences de taux observées entre chaque simulation puisque l'augmentation du coefficient de diffusion augmente l'efficacité des processus de surface. Cette augmentation de l'efficacité des processus de surface, couplée à l'isostasie flexurale, augmente les taux de dénudation et de sédimentation.

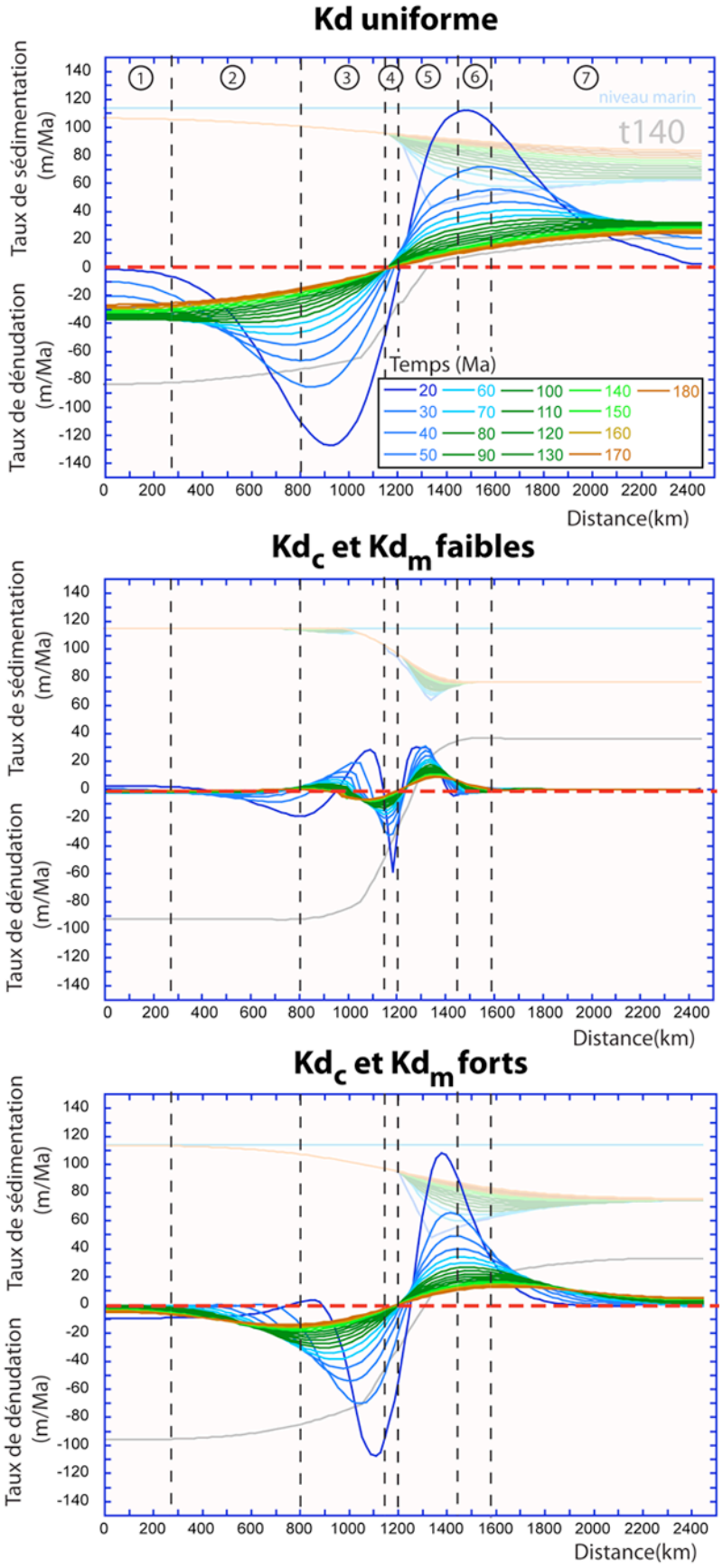


Figure 65 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par des coefficients de diffusion variables.

Pour plus de détails sur les graphiques, voir le Chapitre 5.

6.4.3. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

Dans cette quatrième sous-partie, nous décrivons la variation temporelle du flux sédimentaire sur les trois simulations affectées par différents Kd : Kd uniforme, Kd_c et un Kd_m faibles, Kd_c et un Kd_m forts. Ces résultats sont décrits sur l'histogramme de la Figure 66 qui est à la même dimension que celui de la simulation de référence.

Tout comme la simulation de référence, les trois simulations présentent un unique pic de flux sédimentaire entre t0 et t10 Ma. De plus, la comparaison de ces histogrammes confirme les observations réalisées dans les sous-parties précédentes. Une augmentation des coefficients de diffusion fonction du milieu augmente, sur chaque pas de temps, le flux sédimentaire des simulations. En effet, à l'exemple du pic de flux, celui-ci augmente de 8,9 $.10^3$ km^3/Ma pour la simulation avec un Kd_c et un Kd_m faibles à 1,7 $.10^4$ km^3/Ma pour la simulation avec un Kd_c et un Kd_m forts. Le pic le plus élevé est produit par le Kd uniforme (3,2 $.10^4$ km^3/Ma). Enfin, le volume sédimentaire total solide, mesuré à t180 Ma sur les trois simulations, atteint 1,8 $.10^5$ km^3 dans le cas de la simulation affectée par un Kd_c et un Kd_m faibles, 9,6 $.10^5$ km^3 dans le cas d'une simulation affectée par un Kd_c et un Kd_m forts et 2,2 $.10^6$ km^3 dans le cas d'un Kd uniforme.

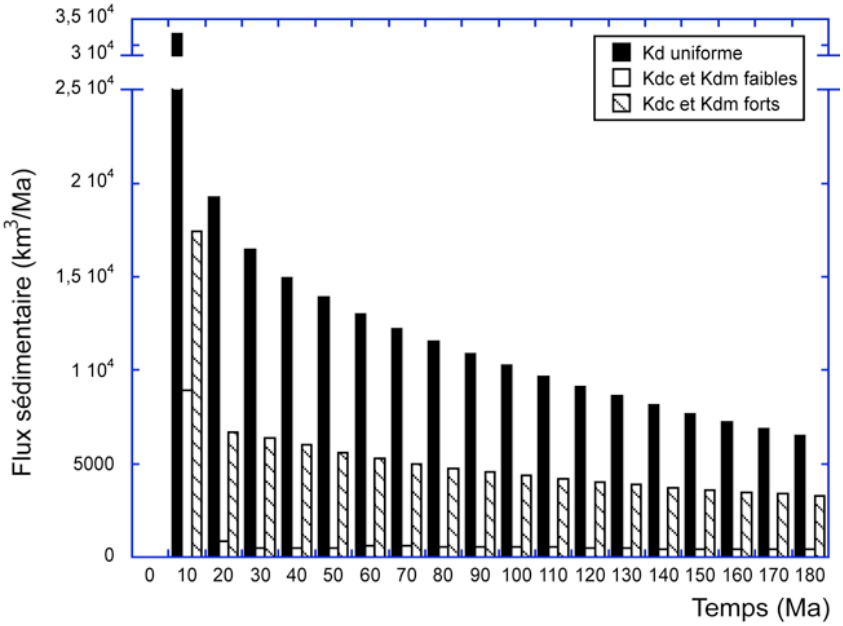


Figure 66 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par des coefficients de diffusion variables.

L'histogramme est à la même dimension que celui de la simulation de référence. L'axe des ordonnées n'est en revanche pas à la même échelle : 3,5 $.10^4$ km^3/Ma maximum contre 2,5 $.10^4$ km^3/Ma maximum pour l'axe des ordonnées de l'histogramme de la simulation de référence.

Cette analyse du flux sédimentaire montre, tout d'abord, que quelle que soit l'efficacité des processus de surface, l'épaulement de rift est érodé en 10 Ma. La comparaison entre les résultats obtenus sur les simulations et les données mesurées sur les systèmes naturels (voir Chapitre 4, troisième partie) montre ensuite que l'amplitude des valeurs du flux sédimentaire, dans le cas d'un Kd uniforme (variation entre 6,48 $.10^3$ km^3/Ma et 3,2 $.10^4$ km^3/Ma), est trop élevée par rapport à l'amplitude des valeurs du flux sédimentaire mesuré sur la marge du Zimbabwe et sur la marge est-américaine (flux sédimentaire varie entre ~1.10^3 km^3/Ma et 2,5 $.10^4$ km^3/Ma sur chacune des deux marges, voir Chapitre 4). A l'inverse, l'amplitude des valeurs du flux sédimentaire obtenu à partir d'un Kd_c et un Kd_m

faibles est faible (4 .10^2 km^3/Ma à 8,9 .10^3 km^3/Ma) par rapport à l'amplitude des valeurs de flux de la marge du Zimbabwe et de la marge est-américaine. Tout comme le flux sédimentaire mesuré sur la simulation de référence, le flux produit par un Kd_c et un Kd_m forts est cohérent avec les données naturelles (3,3 .10^3 km^3/Ma à 1,7 .10^4 km^3/Ma). Concernant le volume sédimentaire total solide, la comparaison entre les volumes simulés et le volume total estimé sur la marge est-américaine au cours du Mésozoïque (1,52 .10^6 km^3) confirme les précédentes observations. En effet, le volume total solide obtenu avec un Kd_c et un Kd_m faibles est inférieur au volume de sédiments non compactés de la marge est- américaine (1,8 .10^5 km^3). Le volume total solide obtenu à partir d'un Kd uniforme est quant à lui trop fort (2,2 .10^6 km^3). Bien qu'inférieur, seul le volume total obtenu avec un Kd_c et un Kd_m forts (9,6 .10^5 km^3) se rapproche de celui de la marge est-américaine. Si une variabilité du coefficient de diffusion calibré à partir de systèmes naturels (voir Chapitre 4) produit un volume sédimentaire inférieur à celui des données naturelles, ces résultats excluent donc l'hypothèse d'un coefficient de diffusion continental trop faible pour expliquer la différence entre le volume sédimentaire produit par la simulation de référence et celui de la marge est-américaine (voir Chapitre 5). La différence de volume sédimentaire total entre les simulations et les données naturelles s'explique donc par d'autres causes, notamment l'absence de flux sédimentaire externe dans les simulations.

6.4.4. CONCLUSION

Tout comme la simulation de référence, l'analyse de l'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation montre que l'activité des processus de surface le long des simulations engendre une réponse isostatique flexurale à l'origine de mouvements de surrection ou de subsidence. Une augmentation de l'activité des processus de surface par une augmentation du coefficient de diffusion produit, grâce au couplage avec l'isostasie flexurale, une augmentation des taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations. Ensuite, l'analyse de la dénudation totale montre que ~55% de la dénudation totale maximale sur le secteur 3 d'une simulation affectée par un Kd_c et un Kd_m faibles ou par les Kd_c et un Kd_m de références sont produits par l'érosion de l'épaulement de rift entre t0 et t10 Ma, c'est-à-dire au cours du syn-rift et au début du post-rift. Les ~45% de quantité totale de dénudation restants correspondent au couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale entre t10 Ma et t180 Ma, c'est-à-dire au cours du post-rift.

Enfin, l'analyse du flux sédimentaire montre que, quel que soit le coefficient de diffusion choisi, l'épaulement de rift est érodé en 10 Ma. Cette analyse montre également qu'une géométrie crustale de référence soumise à des processus thermiques, une isostasie flexurale et une variation de l'efficacité des processus de surface calibrés à partir de marges naturelles (voir Chapitre 4), produit un flux sédimentaire inférieur à celui mesuré sur des marges naturelles. D'autres hypothèses sont donc à explorer pour comprendre cette différence : une absence de reliefs préexistants ou formés au cours du post-rift, une absence de flux externes liés à l'érosion d'un ou plusieurs reliefs intracontinentaux, un faible comportement flexural, une absence de changements climatiques, une différence de compaction.

6.5. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Afin de décrire les résultats sur l'enregistrement de l'évolution post-rift de chaque marge simulée dans les bassins sédimentaires, nous décrivons, dans un premier temps, l'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire, puis, dans une seconde sous-partie, la stratigraphie des prismes à t140 Ma. Ces résultats sont synthétisés sur la Figure 67. Cette planche est divisée en trois colonnes et 4 lignes de graphiques. Chaque colonne correspond à une simulation tandis que les quatre lignes représentent la géométrie du bassin de chaque simulation à t0, t10 Ma, t40 Ma et t140 Ma. Ces 12 graphiques sont à la même échelle.

6.5.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

Tout d'abord, la comparaison entre le prisme de la simulation affectée par un Kd_c et un Kd_m faibles et celui de la simulation affectée par un Kd_c et un Kd_m forts montre une diminution de la pente du prisme sédimentaire avec l'augmentation du coefficient de diffusion (à t140 Ma : pente produite par un Kd_c et un Kd_m faibles = 1° ; pente produite par un Kd_c et un Kd_m forts = 0,32°) (voir Chapitre 4 pour les explications). Quant à l'épaisseur sédimentaire maximale, mesurée au niveau des régions les plus profondes des fosses, une augmentation de l'efficacité des processus de surface s'accompagne logiquement d'une augmentation de cette épaisseur (à t140 Ma : épaisseur produite par un Kd_c et un Kd_m faibles = 3,2 km; épaisseur produite par un Kd_c et un Kd_m forts = 6,7 km). L'épaisseur sédimentaire maximale et la pente du prisme produit par un Kd uniforme ne sont pas prises en compte dans les deux dernières analyses du fait des effets de bord de la grille (voir sous-partie 6.3.1 pour plus de détails). Tout comme la simulation de référence (voir Chapitre 5), le bassin des trois simulations présente des corps sédimentaires affectés par une rotation au cours du temps et avec l'augmentation de l'épaisseur sédimentaire. Ces corps sédimentaires diminuent également d'épaisseur au cours du temps et migrent progressivement vers le domaine distal. Cependant, l'évolution du sommet des corps sédimentaires diffère selon les simulations. En effet, dans le cas d'une marge affectée par un Kd uniforme, et contrairement à la simulation de référence, le sommet du bassin n'est pas soumis à la dénudation. Comme expliqué dans la partie 6.4, seule la croûte continentale non amincie est soumise à l'érosion (secteurs 1 à 3). Par conséquent, les corps sédimentaires sont intégralement préservés et il n'existe pas d'autoalimentation du prisme, au cours du temps, par sa propre érosion.

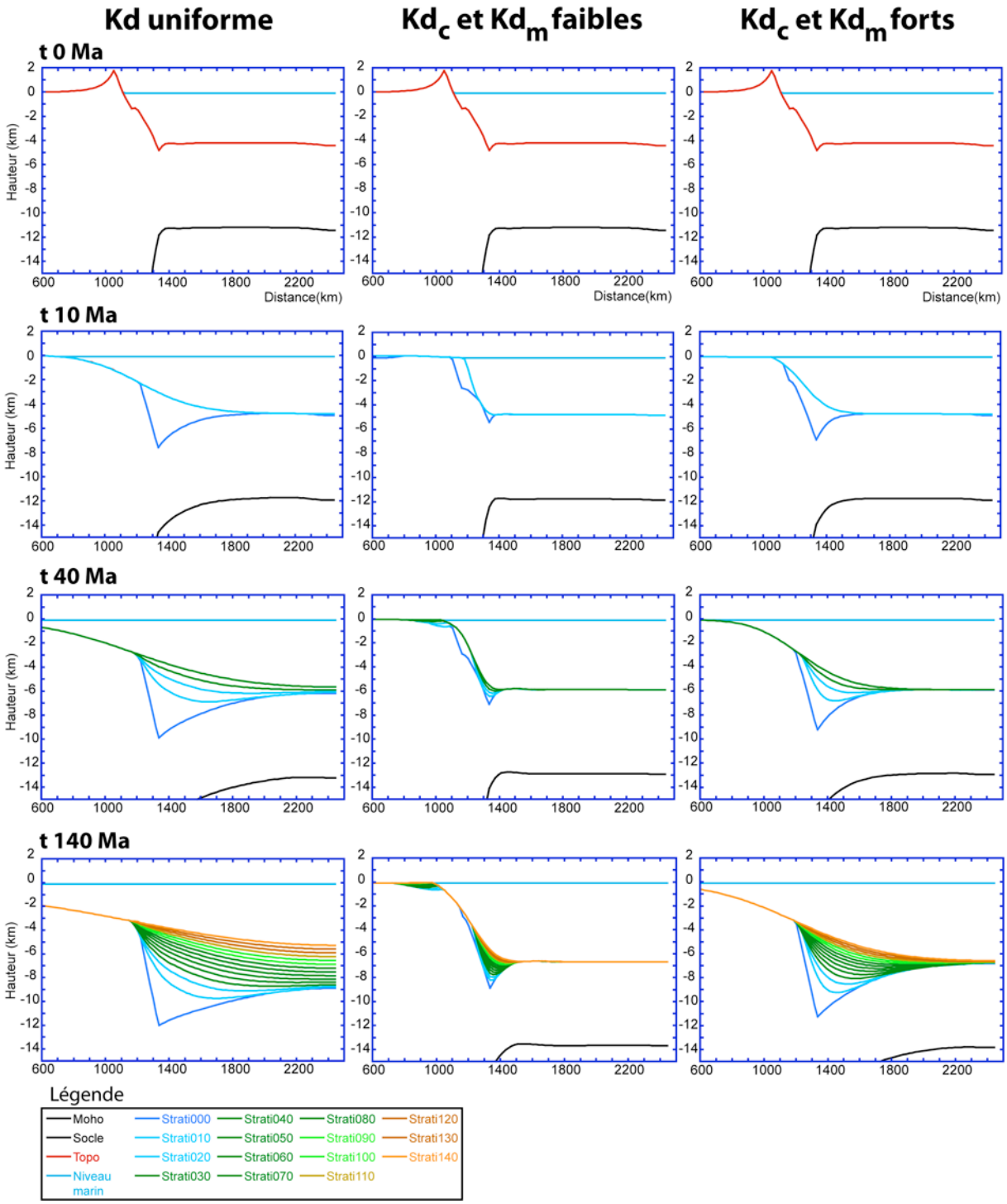


Figure 67 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par des coefficients de diffusion variables.

En revanche, tout comme la simulation de référence, les deux marges modélisées affectées par un Kd_c et un Kd_m faibles et par un Kd_c et un Kd_m forts présentent un prisme soumis à une érosion de son sommet. Si cette érosion n'affecte pas significativement le sommet du prisme produit par un Kd_c et un Kd_m forts, celui de la marge soumis à un Kd_c et un Kd_m faibles s'érode, quant à lui, progressivement au cours du temps et alimente le bassin en aval.

6.5.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

Les stratigraphies des prismes à t140 Ma sont présentées sur la Figure 68. Cette figure est composée de 3 graphiques représentant un agrandissement des coupes t140 Ma décrites sur la Figure 67.

Du fait d'une dimension de grille de simulation insuffisante, l'enregistrement du bassin sédimentaire de la simulation affectée par un Kd uniforme est affecté par les bordures de la grille. Cependant, malgré ces effets de bord, l'enregistrement stratigraphique de la simulation affectée par un Kd uniforme ainsi que celui de la simulation soumise à un Kd_c et un Kd_m forts montrent, comme sur la simulation de référence, une séquence stratigraphique uniquement progradante-aggradante au cours du temps. Cette sédimentation progradante-aggradante produit, au sommet du prisme, un dépôt de sédiments post t10 Ma en discordance sur des sédiments datés de t0-t10 Ma et dont la surface est érodée. Les strates les plus profondes présentent un onlap au sommet du prisme sédimentaire et en bas de pente tandis que les dernières strates déposées présentent également un onlap au sommet du prisme mais un downlap en bas de pente. Cet enregistrement est très proche de celui de la simulation de référence.

Concernant la simulation soumise à un Kd_c et un Kd_m faibles, sur le prisme secondaire, situé sur la transition croûte non amincie - croûte amincie, la sédimentation est uniquement rétrogradante et les strates présentent un onlap sur le bord continental du bassin et une surface d'érosion sur le bord distal de ce bassin. La sédimentation sur le bassin principal, localisé au niveau de la fosse, est, quant à elle, uniquement progradante-aggradante. Tout comme le bassin de la marge de référence, les strates les plus profondes présentent un onlap au sommet du prisme sédimentaire et en pied de pente tandis que les dernières strates déposées présentent également un onlap au sommet du prisme mais un downlap en bas de pente. Enfin, le prisme principal présente également au cours du temps, une surface d'érosion au niveau du sommet du premier corps sédimentaire.

Ces résultats montrent donc qu'une modification du coefficient de diffusion ne change pas significativement l'enregistrement stratigraphique. En effet, quel que soit le coefficient de diffusion, l'enregistrement stratigraphique du bassin principal de chacune des trois simulations est toujours une séquence progradante-aggradante au cours du temps. Concernant la stratigraphie du second bassin sur la simulation soumise à un Kd_c et un Kd_m faibles, la rétrogradation s'explique par la faible activité des processus de surface associée à la subsidence du bassin sédimentaire.

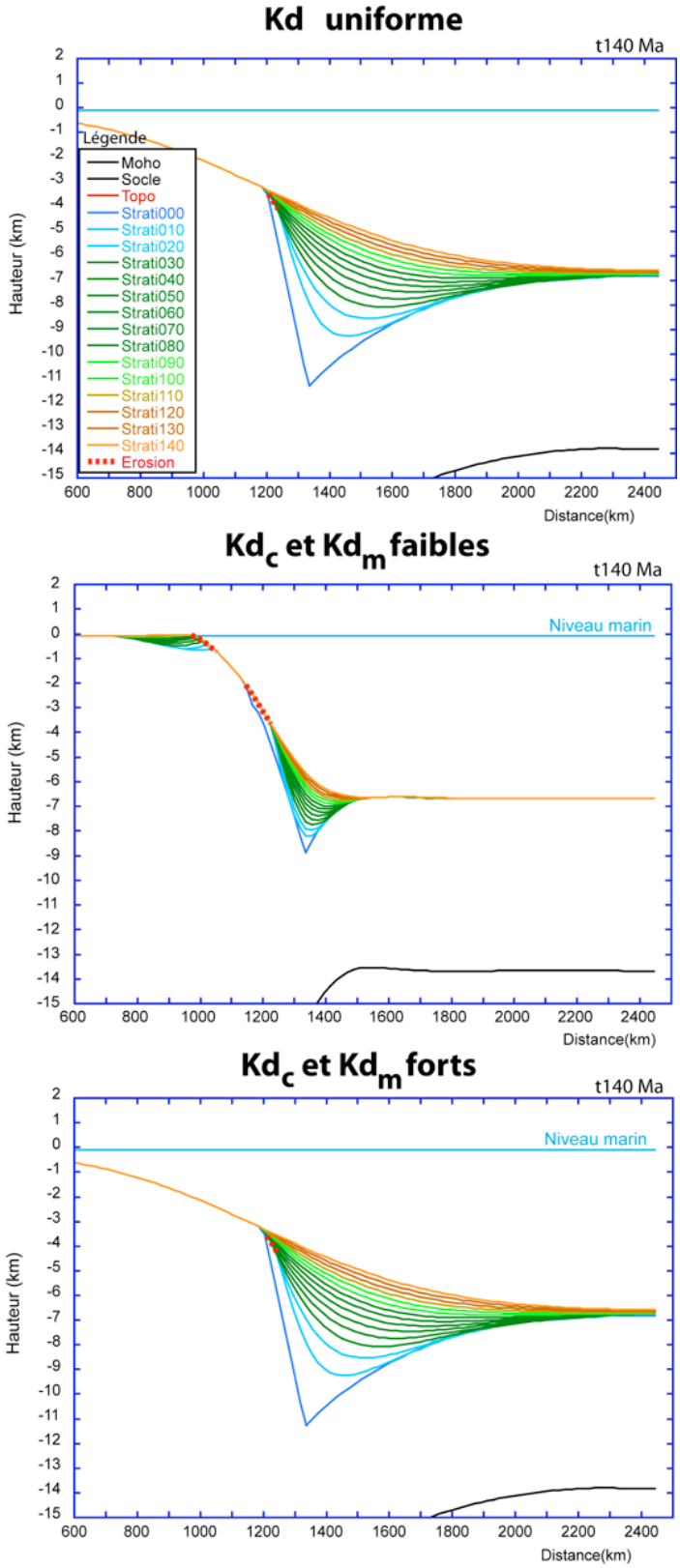


Figure 68 : stratigraphie du prisme des simulations affectées par un coefficient de diffusion fonction du milieu, à t140 Ma.

Agrandissement des graphiques présentés sur la Figure 67 et décrivant les prismes sédimentaires des marges simulées soumises à un Kd_c et un Kd_m faibles ou à un Kd_c et un Kd_m forts.

6.6. CONCLUSION

L'étude d'une modification des processus de surface sur le comportement flexural post-rift de la marge de référence montre, tout d'abord, que les mouvements de subsidence sur le secteur 5 ou de surrection le long d'une marge affectée seulement par l'isostasie flexurale, les processus thermiques et les processus de surface, sont produits principalement par le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. Cette étude montre également le contrôle de premier ordre exercé par la charge sédimentaire sur la géométrie de la fosse. La subsidence thermique n'exerce qu'un contrôle secondaire sur cette géométrie.

L'analyse de l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux montre que, contrairement à un coefficient de diffusion uniforme, un coefficient de diffusion fonction du milieu permet, non seulement, le maintien d'une rupture de pente entre le domaine continental et le domaine marin mais aussi l'existence d'un domaine continental émergé au cours du temps. L'analyse conjuguée de l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux et des taux de sédimentation et de dénudation montre, quant à elle, qu'une différenciation du coefficient de diffusion selon le milieu localise, d'une part, les mouvements de surrection et de subsidence, et, d'autre part, la dénudation et la sédimentation, autour du point de courbure du socle (secteur 4). Les secteurs 1 (croûte continentale non amincie) et 7 (croûte de 7 km d'épaisseur) sont donc faiblement affectés par le couplage isostasie flexurale-processus de surface. Enfin, cette analyse conjuguée montre, du fait du couplage isostasie flexurale-processus de surface, qu'une augmentation de transfert de matières produites par une augmentation des coefficients de diffusion génère une augmentation de la réponse isostatique flexurale. Concernant l'étude de la dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations, elle montre principalement que ~55% de la dénudation totale maximale mesurée sur le secteur 3 correspond à l'érosion totale de l'épaulement de rift entre t0 et t10 Ma (syn-rift et début post-rift) et les ~45% restants correspondent au couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale au cours du post-rift (t10 Ma à t180 Ma). Ensuite, l'étude du flux sédimentaire montre une érosion totale de l'épaulement de rift en dix millions d'années, quel que soit le coefficient de diffusion. Elle montre également que la modification de l'efficacité de processus de surface calibrés à partir de systèmes naturels sur une marge passive de référence soumise également à des processus thermiques et de l'isostasie flexurale, produit un volume sédimentaire inférieur à celui mesuré sur des marges passives naturelles.

Enfin, l'étude de l'enregistrement de l'évolution post-rift par les bassins sédimentaires montre clairement une diminution de la pente sous-marine et une augmentation de l'épaisseur sédimentaire du prisme principal (au niveau de la fosse) avec l'augmentation du coefficient de diffusion fonction du milieu (Kd_c et Kd_m faibles à Kd_c et Kd_m forts). Elle montre aussi qu'une modification du coefficient de diffusion (Kd uniforme, Kd_c et Kd_m faibles ou Kd_c et Kd_m forts) ne modifie pas significativement l'évolution des corps sédimentaires du bassin principal par rapport à celle des corps sédimentaires du bassin de la simulation de référence (érosion du sommet du premier corps sédimentaire, rotation des corps au cours du temps, diminution temporelle de l'épaisseur des corps, migration progressive des corps vers le domaine distal). La modification du coefficient de diffusion ne modifie pas non plus significativement l'enregistrement stratigraphique de référence du bassin principal (séquence stratigraphique progradante-aggradante au cours du temps). Ce travail montre donc que, quel que soit le degré d'activité des processus de surface affectant une marge passive soumise au couplage entre les processus de surface, les processus thermiques et l'isostasie flexurale, l'enregistrement stratigraphique du bassin sédimentaire est caractérisé par une unique séquence stratigraphique progradante-aggradante.

CHAPITRE 7. – Les processus internes (modélisation cylindrique)

Ce septième chapitre présente les différents résultats numériques obtenus au cours de notre étude sur, d'une part, les effets d'une modification des paramètres internes (densités lithosphériques, épaisseur lithosphérique, profondeur de fibre et géométrie de la zone amincie) sur l'évolution des mouvements verticaux post-rift de long de la marge de référence (voir Chapitre 5) et d'autre part, sur l'enregistrement respectif de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire de la marge de référence. Après une présentation de l'étude dans la première partie, nous décrivons, dans les quatre parties suivantes, les résultats d'une variation des densités lithosphériques (densités crustale et mantélique), de l'état thermique (épaisseur lithosphérique, processus thermiques 2D vs 3D), de la profondeur de fibre, et de la géométrie de la zone amincie. Enfin, dans une sixième et dernière partie, nous présentons les résultats d'une modification limite de l'isostasie flexurale (variations naturelles extrêmes et couplées de la longueur de la zone amincie et de la profondeur de fibre) et ses conséquences sur le comportement et l'enregistrement post-rift d'une marge passive. Pour les lecteurs souhaitant connaître les principales conclusions extraites de cette étude paramétrique complète et détaillée, nous avons réalisé, dans le Chapitre 8, une synthèse et une discussion des résultats majeurs décrits au cours des chapitres 5, 6 et 7.

7.1. PRESENTATION

Les précédentes études sur les processus internes (processus thermiques, élasticité lithosphérique, profondeur de fibre,…) ont principalement analysé, grâce à un ou quelques paramètres, les mouvements verticaux affectant les marges passives dans des régions précises, majoritairement continentales. Les travaux publiés de van der Beek et al. (1994) montrent que parmi différents paramètres (profondeur de fibre, longueur de zone amincie, âge thermo-tectonique de la lithosphère, durée du rifting), le contrôle le plus important sur le relief continental est exercé par la profondeur de fibre.

L'objectif de ce septième chapitre est de réaliser une étude paramétrique détaillée sur 1°) les conséquences d'une variation de différents paramètres lithosphériques sur l'évolution post-rift des mouvements verticaux le long d'une marge passive soumise à des processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale, processus de surface), et 2°) l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire. Tout comme l'étude sur la variation du coefficient de diffusion (voir Chapitre 6), la démarche de l'étude présentée dans ce chapitre a été de faire varier un par un les paramètres lithosphériques de la simulation de référence décrite dans le Chapitre 5. Ces paramètres sont résumés dans le Tableau 17 : densité crustale, densité mantélique, état thermique (conduction thermique 2D vs 3D, épaisseur lithosphérique), profondeur de fibre et longueur de la zone amincie (longueur de la zone amincie continue, zone amincie continue vs zone amincie discontinue, voir Chapitre 2). Pour chacun de ces paramètres et comme dans les Chapitres 5 et 6, nous avons analysé les vitesses des mouvements verticaux, la géométrie crustale des simulations, les taux de dénudation et de sédimentation, la quantité totale de dénudation, les évolutions temporelles du flux sédimentaire total ainsi que la géométrie et la stratigraphie des prismes sédimentaires.

	Densités		Etat thermique		Profondeur de fibre	Longueur de la zone amincie		Variation extrême de l'istosasie flexurale	
	Manteau	Croûte continentale	Dimension	Epaisseur lithosphérique		continue	discontinue (longueur du plateau crustal)	Minimale	Maximale
Simulation de référence	3300 kg/m^3	2800 kg/m^3	3D	100 km	25 km	278 km			
Variation paramétrique	3200 kg/m^3	2700 kg/m^3	2D	75 km	10 km	55 km	111 km	Profondeur de fibre: 10 km	Profondeur de fibre: 35 km
	3400 kg/m^3	2900 kg/m^3		200 km	35 km	610 km		Longueur de zone amincie: 610 km	Longueur de zone amincie: 55 km

Tableau 17 : variation des paramètres au cours de l'étude.
Pour des renseignements sur les valeurs ou sur les termes utilisés dans le tableau, lire le texte.

Les variations des densités mantéliques et crustales, de l'épaisseur lithosphérique, de la profondeur de fibre et de la longueur de la zone amincie continue ont été calibrées à partir de précédents travaux (profondeur de fibre, Cloetingh et al., 1995) ou des systèmes naturels (épaisseur lithosphérique, longueur de zone amincie, voir Chapitre 2). Afin de mieux comprendre l'importance de l'état thermique de la lithosphère sur l'évolution d'une marge passive, nous avons étudié les conséquences entre une conduction thermique 2D, c'est-à-dire uniquement le long de la marge, et une conduction thermique 3D, c'est-à-dire le long de la marge et transversalement à celle-ci, sur la simulation de référence cylindrique. La géométrie de la zone amincie étant un paramètre important dans le comportement flexural d'une marge passive (van der Beek et al., 1994), nous avons également étudié les conséquences entre une simulation de référence présentant une zone amincie continue et une simulation de référence présentant une zone amincie discontinue, sur leur évolution post-rift (voir Chapitre 2 pour plus de détails). Enfin, afin d'évaluer l'amplitude limite du comportement flexural d'une marge passive et l'enregistrement de cette déformation limite par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire, nous avons combiné les valeurs de profondeur de fibre et de longueur de zone amincie afin d'obtenir un comportement flexural minimal (longueur de zone amincie à 610 km, profondeur de fibre à 10 km) et un comportement flexural maximal (longueur de zone amincie à 55 km, profondeur de fibre à 35 km).

Pour finir, une analyse complète du comportement des simulations ayant été réalisée dans les Chapitres 5 et 6, nous axerons donc la description des résultats de ce chapitre uniquement sur les points qui nous intéressent. Cependant, nous présentons, au cours de ce chapitre, la totalité des graphiques réalisés sur chaque simulation afin de permettre aux lecteurs intéressés d'approfondir l'analyse des différents résultats.

7.2. VARIATION DES DENSITES LITHOSPHERIQUES

Nous présentons, dans cette première partie de résultats, les conséquences d'une modification des densités crustales et mantéliques sur la dynamique flexurale de la simulation de référence. La présentation des résultats est organisée en trois sous-parties : évolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge, puis, évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation et enfin enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire.

7.2.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE

Afin de décrire les mouvements verticaux, nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution temporelle de la géométrie crustale des simulations puis, dans une deuxième sous-partie, l'évolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux. Pour chacune de ces sous-parties, nous décrivons les résultats concernant la variation de la densité crustale puis les résultats sur la variation de la densité mantélique.

7.2.1.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE CRUSTALE DES SIMULATIONS

Les résultats sur l'évolution géométrique des simulations affectées par une variation de la densité crustale ou une variation de la densité mantélique sont présentés respectivement sur la Figure 69 et sur la Figure 70. Les mesures des critères géométriques (altitude moyenne, hauteur de marge, profondeur de fosse,… voir Chapitre 2) sont résumées sur le Tableau 18. Les Figure 69 et Figure 70 présentent une organisation identique caractérisée par deux couples de graphiques correspondant à la géométrie, à t0 et à t140 Ma, de deux simulations dont la densité, soit crustale soit mantélique, varie. Ces quatre coupes sont divisées en 7 secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails) et elles sont à la même échelle que la coupe de la simulation de référence (voir Chapitre 5). Enfin, les deux coupes à t0 et à t140 Ma de chaque figure sont alignées verticalement pour une meilleure comparaison entre elles.

	Simulation de référence		Croûte continentale (D_c)				Manteau (D_m)			
	D_c:2800 kg/m^3 - D_m:3300 kg/m^3		2700 kg/m^3		2900 kg/m^3		3200 kg/m^3		3400 kg/m^3	
	t0	t140	t0	t140	t0	t140	t0	t140	t0	t140
Altitude moyenne (m)	0	-97	0	-97	0	-97	0	-95	0	-98
Hauteur de la marge (m)	4372	6581	5743	7930	3000	5232	3218	5483	5427	7586
Profondeur de fosse (m)	464	3124	424	3305	504	2956	504	3163	428	3087
Amplitude du relief (m)	1770	0	1688	0	1851	0	1862	0	1686	0
Longueur du relief (km)	458	0	458	0	477	0	477	0	458	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0	172	0	191	0	191	0	172	0

Tableau 18 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre les simulations aux densités crustales (D_c) ou mantéliques (D_m) variables et la simulation de référence.

7.2.1.1.1. VARIATION DE LA DENSITE CRUSTALE

La comparaison entre la géométrie crustale d'une marge simulée présentant une densité crustale de 2700 kg/m^3 et la géométrie crustale d'une marge simulée présentant une densité crustale de 2900 kg/m^3 montre principalement que seule la hauteur de la marge est significativement affectée par cette modification de densité. Dans le premier cas, la hauteur de marge est à 5745 m à t0 et 7930 m à t140 Ma tandis que dans le second cas la hauteur est à 3000 m à t0 et à 5230 m à t140 Ma.

Une augmentation de la densité crustale crée donc une diminution de la hauteur de marge. Ce résultat s'explique par l'isostasie locale. Une augmentation de la densité crustale modifie l'équilibre isostatique entre la croûte et le manteau et par conséquent modifie la position verticale de la croûte continentale de 7 km d'épaisseur.

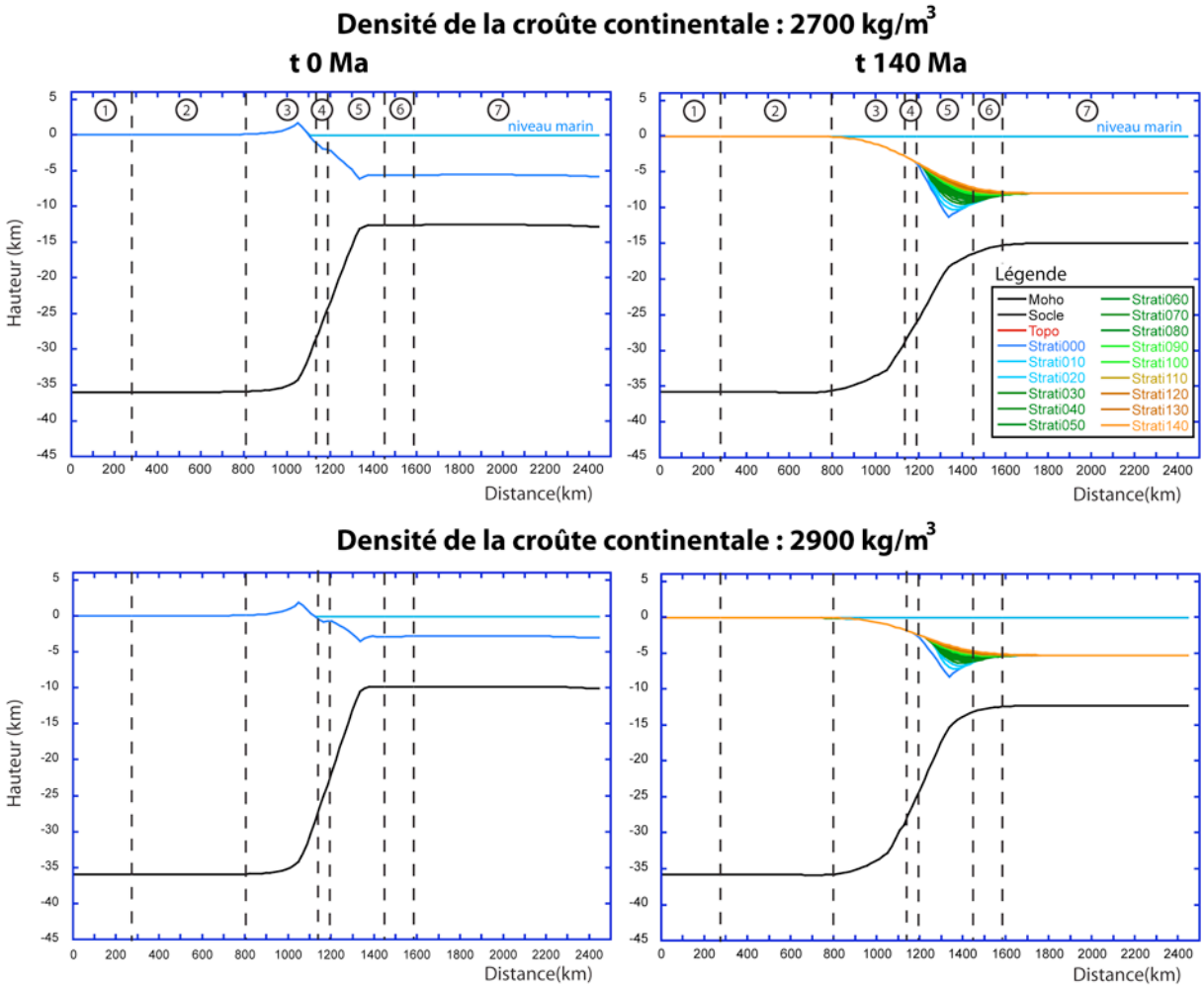


Figure 69 : géométries crustales, à t0 et t140 Ma, des simulations affectées par une densité crustale variable.

Les quatre graphiques sont à la même échelle que les graphiques de la simulation de référence et sont divisés en sept secteurs. Pour plus de détails, voir le Chapitre 5.

7.2.1.1.2. VARIATION DE LA DENSITE MANTELIQUE

Tout comme observé dans le cas d'une variation de la densité crustale, une variation de la densité mantélique de 3200 kg/m^3 à 3400 kg/m^3 modifie principalement la hauteur de la marge. En effet, dans le cas d'une marge affectée par une densité mantélique de 3200 kg/m^3,

la hauteur de marge est à 3220 m à t0 et 5480 m à t140 Ma tandis que dans le cas d'une marge affectée par une densité mantélique de 3400 kg/m^3, la hauteur est à 5427 m à t0 et à 7586 m à t140 Ma.

Une augmentation de la densité mantélique crée donc une augmentation de la hauteur de marge. La variation de cette hauteur s'explique toujours par une modification de l'équilibre isostatique entre la croûte et le manteau.

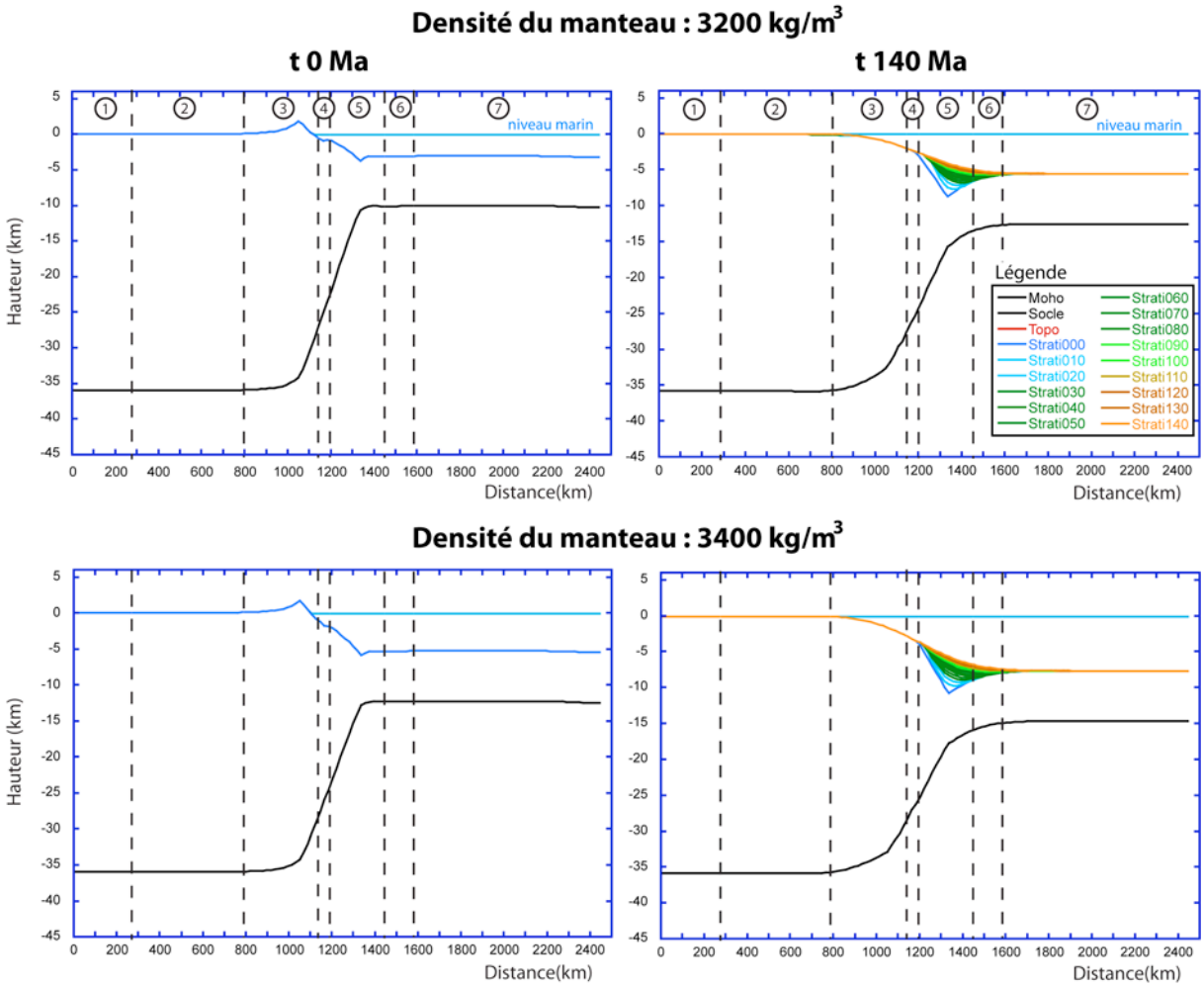


Figure 70 : géométries crustales, à t0 et t140 Ma, des simulations affectées par une densité mantélique variable.

7.2.1.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux

L'évolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux, dans le cas d'une modification de la densité crustale ou de la densité mantélique, est décrite respectivement sur la Figure 71 et sur la Figure 73, grâce à deux graphiques par figure. Chaque graphique représente une simulation et un graphique est constitué de deux sous-graphiques décrivant, au premier plan, la distribution de la vitesse des mouvements verticaux le long de la simulation, entre t10 Ma et t180 Ma, et en arrière- plan, la géométrie crustale de la simulation à t140 Ma. Ces quatre graphiques sont alignés, ils sont à la même échelle que le graphique de la simulation de référence (Figure 72) et enfin ils sont divisés en sept secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails).

7.2.1.2.1. VARIATION DE LA DENSITE CRUSTALE

La distribution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux produite par une variation de densité crustale (Figure 71) est très proche de celle de la simulation de référence (Figure 72). Ceci est confirmé par la variation de ces vitesses au cours du temps puisque celles-ci sont comprises entre -93 m/Ma en subsidence et 10 m/Ma en surrection dans le cas d'une densité crustale de 2700 kg/m^3 et entre -88 m/Ma et 10 m/Ma dans le cas d'une densité crustale de 2900 kg/m^3. Ces valeurs sont très proches de celles de la simulation de référence (entre -92 m/Ma et 9 m/Ma). Une variation de la densité crustale ne modifie donc pas significativement les mouvements verticaux le long de la marge, à l'exception du secteur 4. En effet, sur la simulation de référence, les mouvements du secteur 4 sont nuls entre t10 Ma et t20 Ma puis deviennent faiblement subsidants, tandis que ceux-ci sont constamment en surrection si la densité crustale est de 2700 kg/m^3 et constamment en subsidence si la densité crustale est de 2900 kg/m^3.

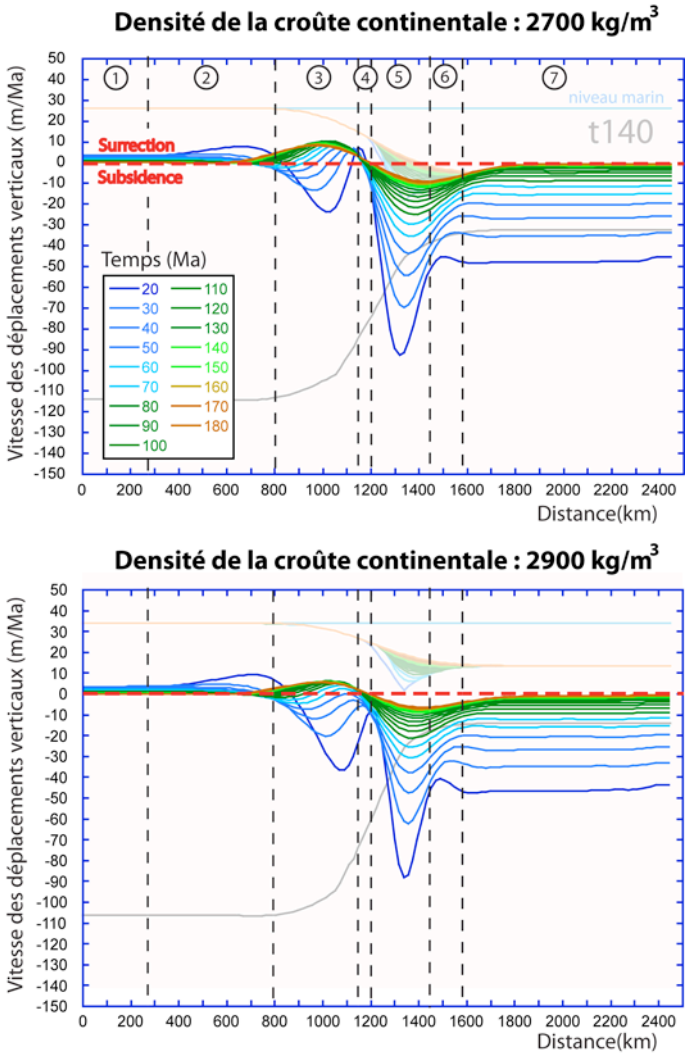


Figure 71 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par une densité crustale variable.
Les graphiques sont divisés en 7 secteurs. Pour plus de détails, voir le Chapitre 5.

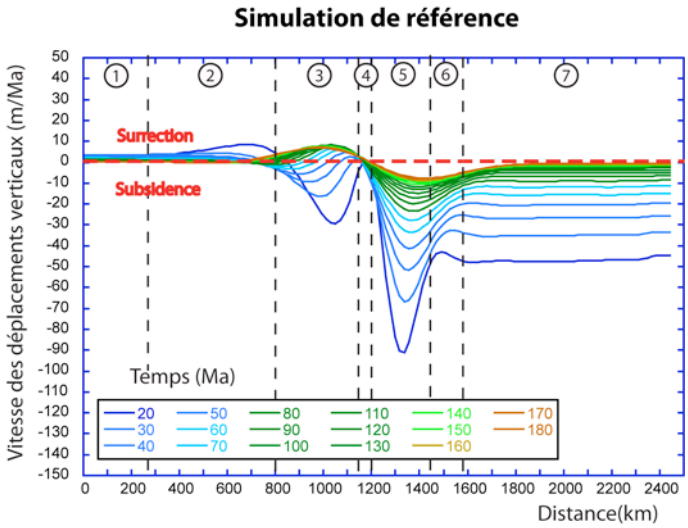


Figure 72 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long de la simulation de référence (Chapitre 5).

Ces résultats montrent qu'une variation de la densité crustale ne modifie pas significativement les mouvements verticaux le long de la marge de référence, à l'exception du secteur 4. En effet, ces résultats montrent qu'une diminution de la densité crustale augmente la réponse flexurale induite par les processus de surface (voir Chapitre 6). Ceci s'explique par l'augmentation de la hauteur de marge (voir 7.2.1.1) associée à une faible densité crustale qui favorise la déformation de la marge. Donc, ce travail montre principalement qu'une diminution de la densité crustale à 2700 kg/m^3 produit une surrection permanente comprise entre 2 m/Ma et 7 m/Ma sur le secteur 4.

7.2.1.2.2. VARIATION DE LA DENSITE MANTELIQUE

Tout comme une variation de la densité crustale, la Figure 73 montre que les effets d'une variation de la densité mantélique sur la distribution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux sont également faibles par rapport aux mouvements verticaux décrits dans le Chapitre 5 (Figure 72). En effet, la variation des vitesses des mouvements verticaux est comprise entre -93 m/Ma et 10 m/Ma dans le cas d'une densité mantélique de 3200 kg/m^3 et entre -89 m/Ma et 9 m/Ma dans le cas d'une densité mantélique de 3400 kg/m^3 tandis que ces valeurs sont comprises entre -92 m/Ma et 9 m/Ma sur la simulation de référence. Comme une variation de la densité crustale, une variation de la densité mantélique ne modifie pas significativement les mouvements verticaux le long de la marge, à l'exception du secteur 4. En effet, les mouvements du secteur 4 sont constamment en subsidence si la densité mantélique est de 3200 kg/m^3 et ils sont constamment et faiblement en surrection si la densité mantélique est de 3400 kg/m^3.

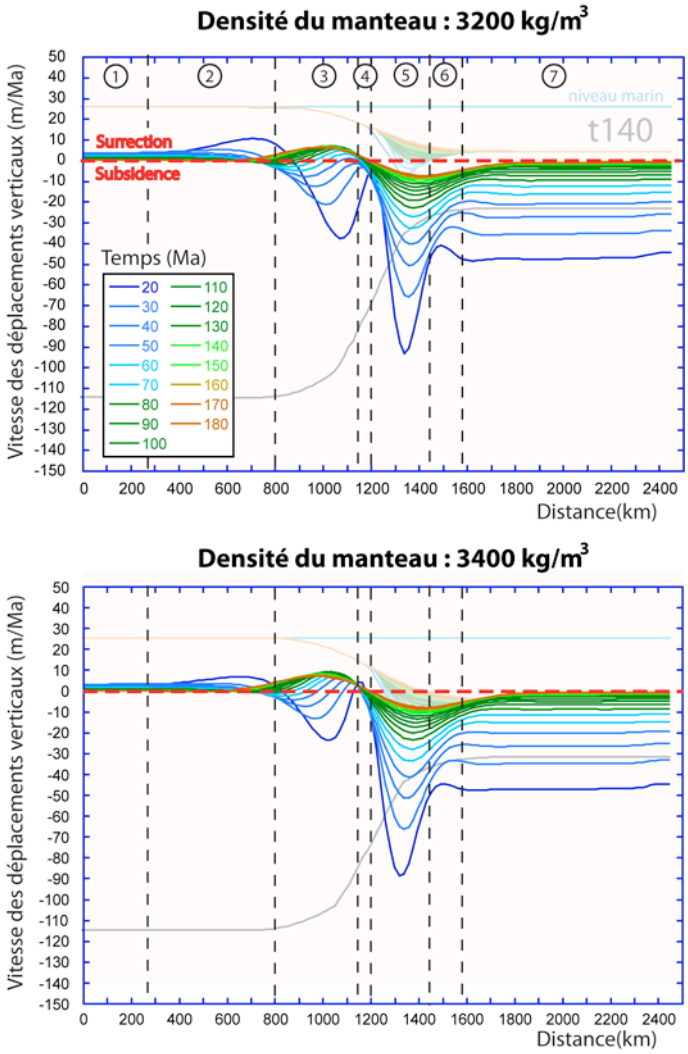


Figure 73 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par une densité mantélique variable.

Une variation de la densité mantélique a donc un très faible impact sur la déformation de la marge de référence. Seul le secteur 4 présente une légère variation de vitesse en fonction de la densité mantélique. Cette faible modification de la flexuration s'explique par l'augmentation de la hauteur de marge. En effet, une augmentation de la densité mantélique augmente la hauteur de la marge et par conséquent augmente sa réponse flexurale. Donc, ce travail montre principalement qu'une augmentation de la densité mantélique à 3400 kg/m^3 produit une surrection permanente comprise entre 1 m/Ma et 4 m/Ma sur le secteur 4 de la simulation de référence.

7.2.1.3. CONCLUSION

L'étude des mouvements verticaux montre qu'une modification des densités crustales ou mantéliques n' a que peu de conséquences sur la déformation flexurale de la marge de référence. La principale conséquence est une modification de l'équilibre isostatique local responsable d'une modification de la hauteur de la marge. Cette variation de la hauteur de marge en fonction du rapport entre la densité mantélique et la densité crustale modifie légèrement la réponse flexurale de la marge au niveau du secteur 4 essentiellement. En effet, une augmentation de la différence entre la densité crustale et la densité mantélique crée une surrection faible (entre 1 et 7 m/Ma) et permanente sur ce secteur.

7.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

Après avoir décrit les mouvements verticaux, nous présentons, dans trois sous-parties distinctes et pour chaque simulation, la quantité totale de dénudation à 140 Ma, puis les variations spatio-temporelles du taux de dénudation et du taux de sédimentation et enfin la variation temporelle du flux sédimentaire. Comme dans la sous-partie précédente 5.2, pour chacune de ces sous-parties, nous décrivons les résultats concernant la variation de la densité crustale puis les résultats sur la variation de la densité mantélique.

7.2.2.1. QUANTITE TOTALE DE DENUDATION A T140 MA

La quantité totale de dénudation le long des quatre simulations est décrite sur les deux couples de graphiques composant la Figure 74 (variation de la densité crustale) et la Figure 76 (variation de la densité mantélique). Tout comme les graphiques décrits précédemment, les graphiques sont alignés et mis à la même échelle que le graphique de la simulation de référence (Figure 75). Ils ont également été divisés en sept secteurs (voir Chapitre 5).

7.2.2.1.1. VARIATION DE LA DENSITE CRUSTALE

La comparaison entre la Figure 74 et la Figure 75 montre qu'une modification de la densité crustale modifie faiblement la quantité de dénudation totale le long des marges simulées. En effet, dans le cas d'une variation de densité crustale de 2700 kg/m^3 à 2900 kg/m^3, la dénudation totale maximale mesurée sur le secteur 3 (emplacement de l'épaulement de rift) diminue respectivement de 4,6 km à 3,6 km. Donc, une variation de densité de 100 kg/m^3 autour de la densité crustale de référence (2800 kg/m^3) modifie de 500 m la dénudation totale maximale affectant le secteur 3 de la simulation de référence (valeur de référence : 4,1 km). Ces résultats montrent également que, dans le cas d'une variation de densité crustale, 37% à 51% (~44% en moyenne) de la quantité de dénudation totale maximale mesurée sur le secteur 3 sont issus de l'érosion de l'épaulement de rift contre 55% en moyenne sur le secteur 3 de la simulation de référence.

Ces résultats montrent donc qu'une variation de la densité crustale modifie faiblement la dénudation totale le long de la marge par rapport à la simulation de référence. Ceci s'explique par le faible contrôle exercé par une variation de densité crustale sur la flexuration de la marge.

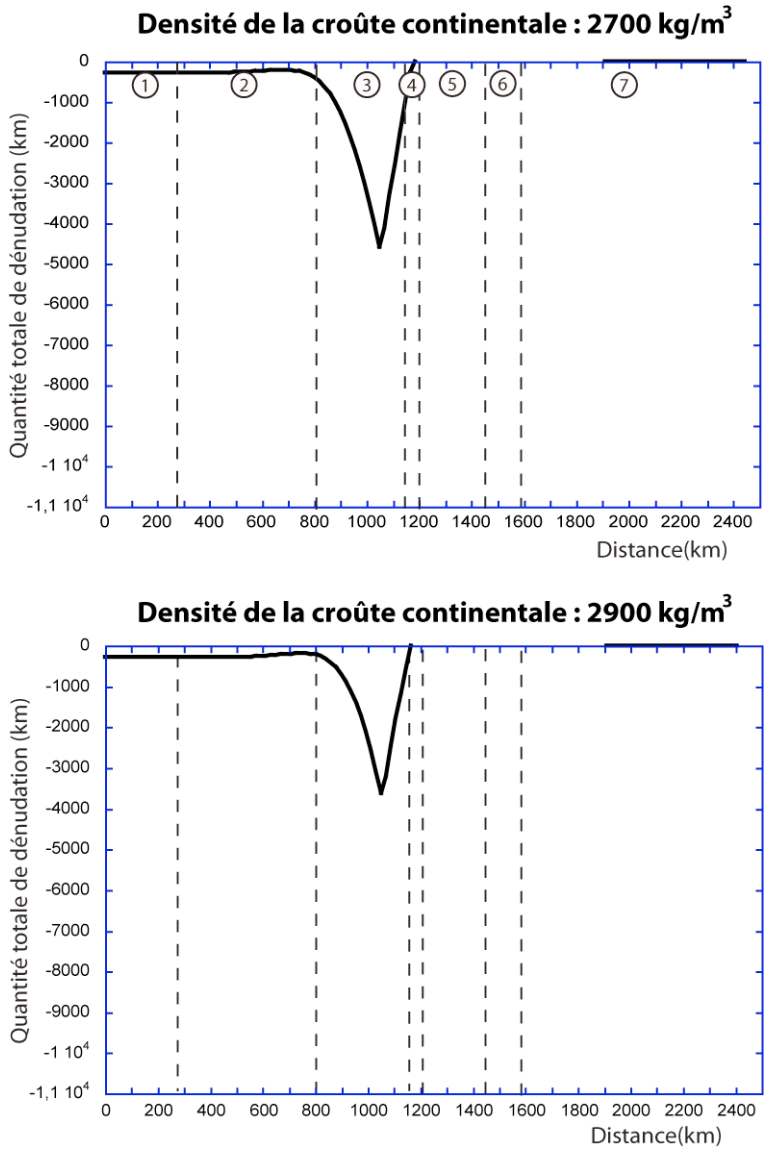


Figure 74 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une densité crustale variable.

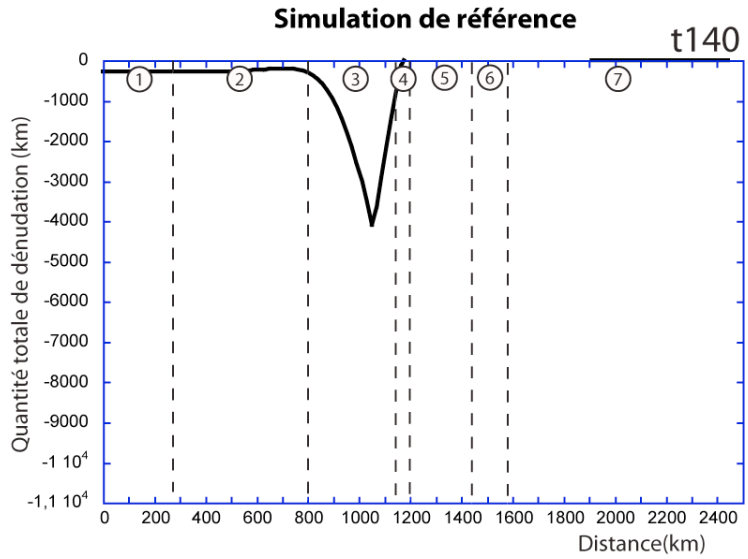


Figure 75 : dénudation totale, à t140 Ma, le long de la simulation de référence.

7.2.2.1.2. VARIATION DE LA DENSITE MANTELIQUE

La comparaison entre la Figure 75 (simulation de référence) et la Figure 76 (variation de la densité mantélique) montre, quant à elle, qu'une modification de la densité mantélique modifie également faiblement la quantité de dénudation totale le long des marges simulées. En effet, dans le cas d'une densité mantélique de 3200 kg/m^3, la dénudation totale maximale, mesurée sur le secteur 3, atteint 3,8 km alors que dans le cas d'une densité mantélique de 3400 kg/m^3, la dénudation totale maximale est de 4,4 km sur le même secteur, soit une variation de 300 m autour de la dénudation totale maximale de référence (4,1 km). 38% à 49% (~44% en moyenne) de la quantité de dénudation totale maximale mesurée sur le secteur 3 sont donc issus de l'érosion de l'épaulement de rift. Ces résultats sont comparables à ceux obtenus dans le cas d'une variation de la densité crustale (voir sous-partie précédente 7.2.2.1.1).

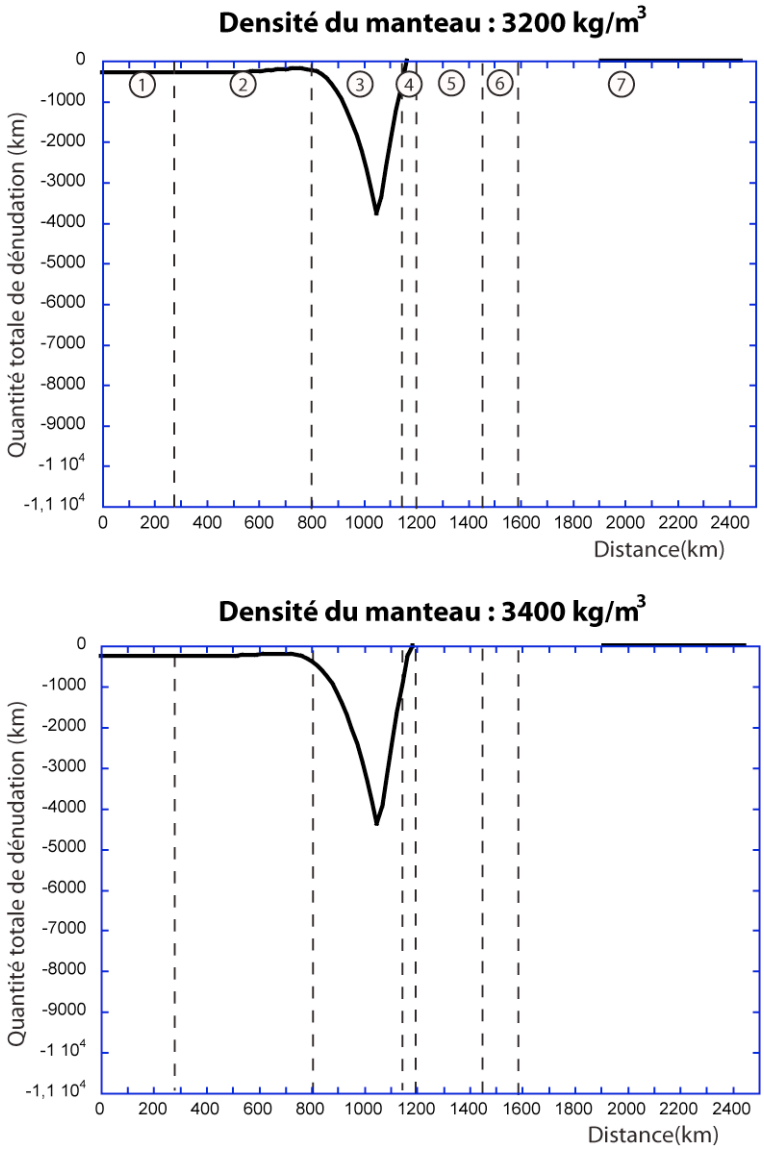


Figure 76 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une densité mantélique variable.

Tout comme une variation de la densité crustale, le faible contrôle exercé par la densité mantélique sur la flexuration de la marge est responsable d'une faible modification de la dénudation totale par rapport à la simulation de référence.

7.2.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

Nous décrivons maintenant, dans cette deuxième sous-partie, les variations spatio-temporelles des taux de dénudation et de sédimentation le long de chacune des quatre simulations, entre t10 Ma et t180 Ma. Ces variations sont décrites sur la Figure 77 (variation de la densité crustale) et sur la Figure 79 (variation de la densité mantélique). Comme les graphiques des vitesses des mouvements verticaux, ces graphiques sont composés de deux sous-graphiques : un graphique au premier plan décrivant, tous les 10 Ma entre t10 et t180 Ma, la distribution des taux de dénudation et de sédimentation le long de la simulation et un graphique en arrière- plan décrivant la géométrie crustale de la simulation à t140 Ma. Ces graphiques sont alignés deux par deux, ils sont mis à la même échelle que le graphique de la simulation de référence (Figure 78), et ils sont divisés en sept secteurs.

7.2.2.2.1. VARIATION DE LA DENSITE CRUSTALE

La comparaison entre les variations spatio-temporelles des taux de dénudation et de sédimentation produites par une variation de la densité crustale (Figure 77) et celles le long de la simulation de référence (Figure 78) ne montre pas de différences significatives.

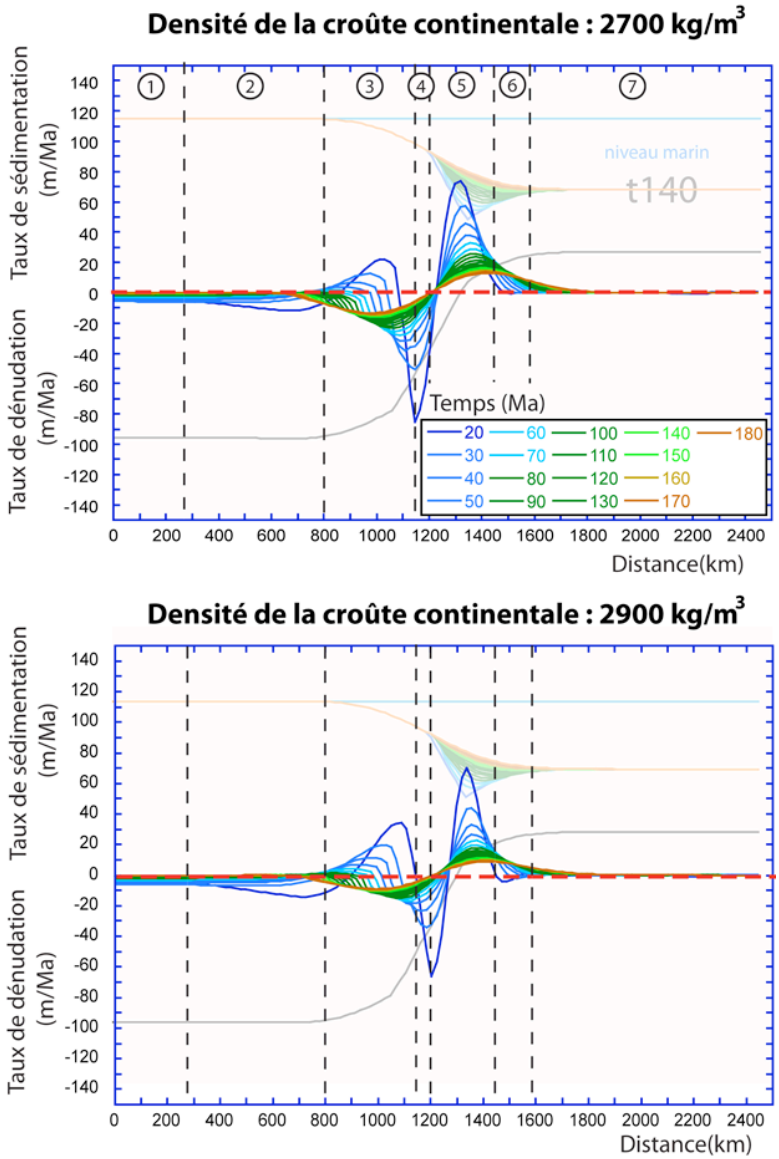


Figure 77 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une densité crustale variable.

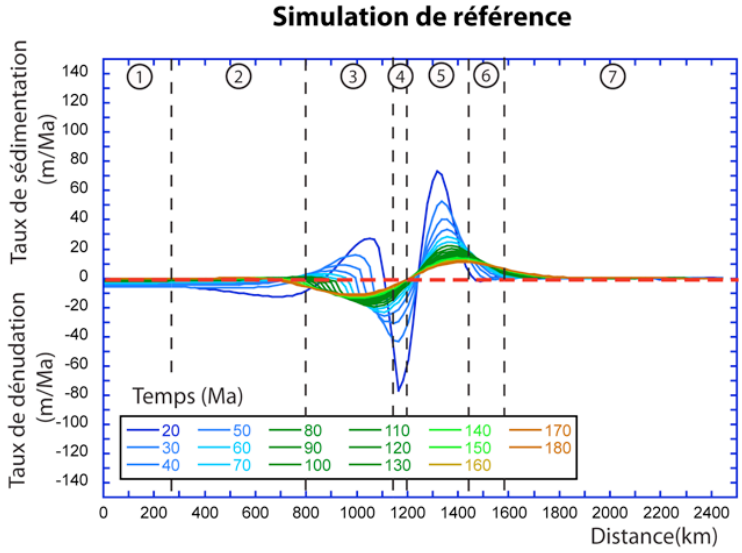


Figure 78 : taux de dénudation et de sédimentation le long de la simulation de référence.

Les taux de dénudation et de sédimentation maximum sont atteints entre t10 et t20 Ma. Ils ont comme valeur respective -85 m/Ma et 73 m/Ma dans le cas d'une densité crustale de 2700 kg/m^3 et -66 m/Ma et 70 m/Ma dans le cas d'une densité crustale de 2900 kg/m^3, contre -76 m/Ma et 72 m/Ma sur la simulation de référence.

Les taux de dénudation et de sédimentation étant les produits du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale, le faible contrôle exercé par la densité crustale sur la flexuration de la marge est à l'origine du peu de différences observées entre la simulation de référence et les simulations avec une densité crustale variable.

7.2.2.2.2. VARIATION DE LA DENSITE MANTELIQUE

La comparaison entre la Figure 79 (variation de la densité mantélique) et la Figure 78 (simulation de référence) ne montre pas non plus de différences significatives. Les taux de dénudation et de sédimentation maximum sont atteints entre t10 et t20 Ma. Ils ont comme valeur respective -71 m/Ma et 74 m/Ma dans le cas d'une densité mantélique de 3200 kg/m^3 et -79 m/Ma et 71 m/Ma dans le cas d'une densité mantélique de 3400 kg/m^3, c'est-à-dire des valeurs très proches de la simulation de référence (-76 m/Ma et 72 m/Ma).

Les taux de dénudation et de sédimentation étant les produits du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale, le faible contrôle exercé par la densité crustale sur la flexuration de la marge est à l'origine du peu de différences observées entre la simulation de référence et les simulations avec une densité crustale variable.

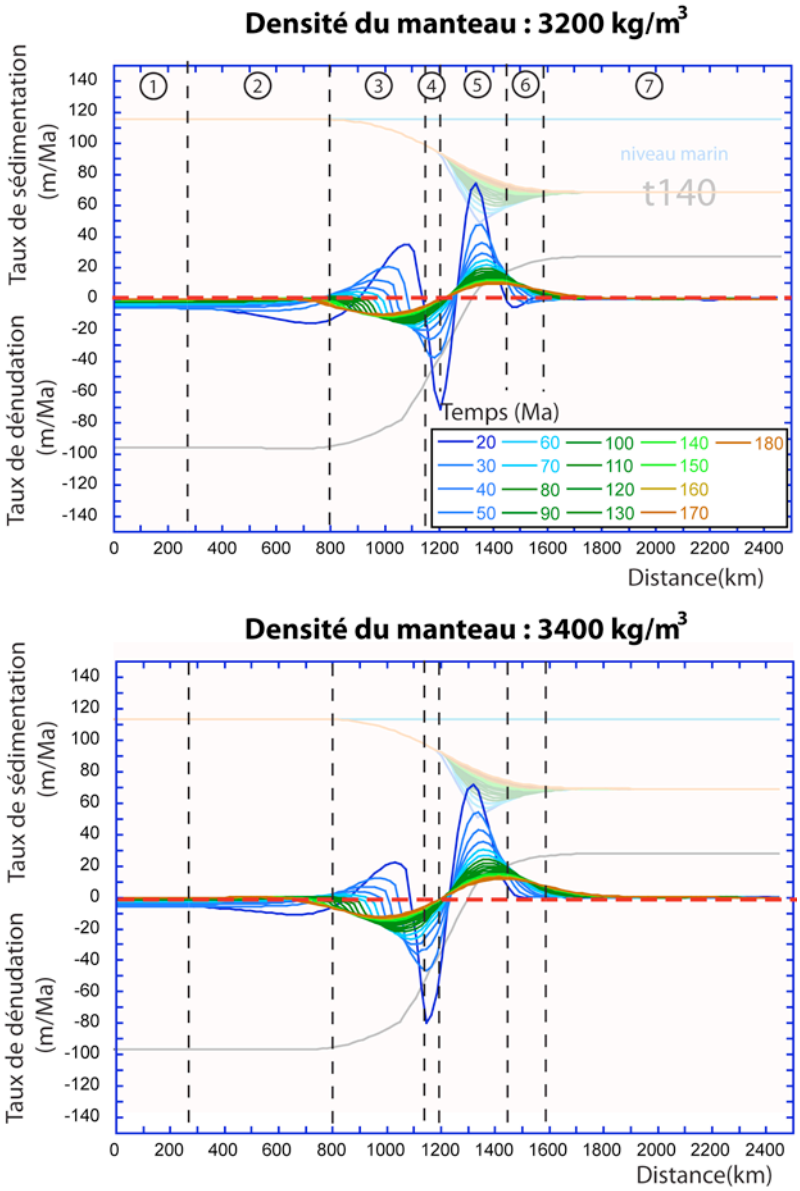


Figure 79 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une densité mantélique variable.

7.2.2.3. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

Dans cette troisième sous-partie, nous décrivons la variation temporelle du flux sédimentaire sur les quatre simulations affectées par une densité crustale ou mantélique variable. Ces résultats sont décrits sur deux histogrammes décrivant la variation de la densité crustale (Figure 80) puis la variation de la densité mantélique (Figure 81). Chacun de ces deux histogrammes compare l'évolution du flux sédimentaire obtenu dans le cas d'une variation de densité crustale ou mantélique avec l'évolution du flux sédimentaire mesurée sur la simulation de référence. Ces deux histogrammes sont à la même échelle.

7.2.2.3.1. VARIATION DE LA DENSITE CRUSTALE

La comparaison, décrite sur la Figure 80, entre le flux sédimentaire observé sur la simulation de référence et celui mesuré dans le cas d'une variation de la densité crustale, montre toujours une très faible différence entre les 3 simulations. En effet, l'évolution temporelle du flux de chaque simulation est très proche. Quant au flux sédimentaire maximal, entre t0 et t10 Ma, il varie entre 1 .10^4 km^3/Ma et 1,2 .10^4 km^3/Ma pour respectivement une densité crustale de 2700 kg/m^3 et de 2900 kg/m^3, contre 1,1 .10^4 m^3/Ma sur la simulation de référence.

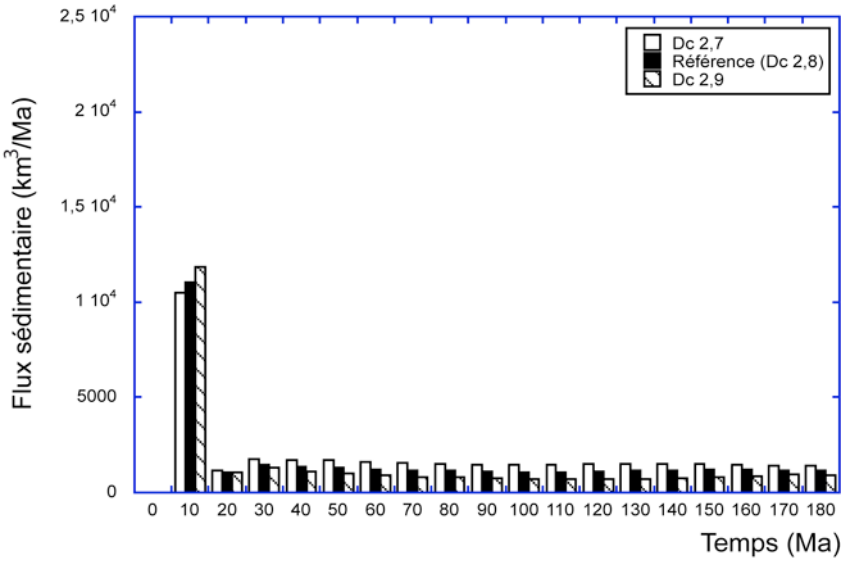


Figure 80 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par une densité crustale variable et comparaison avec la simulation de référence.
Dc 2,7 = densité crustale de 2700 kg/m^3 ; Référence (Dc 2,8) = simulation de référence avec une densité crustale de 2800 kg/m^3 ; Dc 2,9 = densité crustale de 2900 kg/m^3.

Comme observé dans le cas de la dénudation totale et des taux de sédimentation et de dénudation, cette faible différence entre les flux sédimentaires est liée au faible contrôle d'une variation de la densité crustale sur la flexuration de la marge.

7.2.2.3.2. VARIATION DE LA DENSITE MANTELIQUE

La différence est également très faible entre les flux sédimentaires produits par une variation de la densité mantélique et le flux sédimentaire mesuré sur la simulation de référence (voir Figure 81). Les trois évolutions temporelles de flux sédimentaire ainsi que le flux sédimentaire maximal de chaque simulation (entre 1 .10^4 km^3/Ma et 1,25 .10^4 km^3/Ma pour respectivement une densité mantélique de 3400 kg/m^3 et de 3200 kg/m^3) sont très proches.

Cette faible différence entre les flux sédimentaires s'explique par la faible influence d'une variation de la densité mantélique sur la flexuration de la marge (voir sous-partie 5.2) et par conséquent sur le couplage processus de surface - isostasie flexurale (voir sous-partie 7.2.2.2.2).

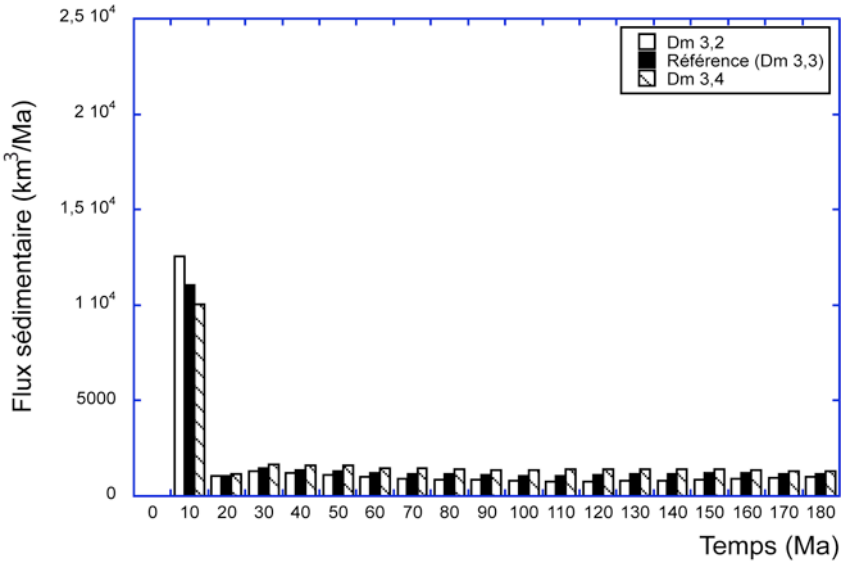


Figure 81 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par une densité mantélique variable et comparaison avec la simulation de référence.
Dm 3,2 = densité mantélique de 3200 kg/m^3 ; Référence (Dm 3,3) = simulation de référence avec une densité mantélique de 3300 kg/m^3 ; Dm 3,4 = densité mantélique de 3400 kg/m^3.

7.2.2.4. CONCLUSION

Les résultats sur la quantité totale de dénudation, les taux de sédimentation et dénudation, et le flux sédimentaire total montrent que les variations de densité crustale ou mantélique modifient très peu l'enregistrement du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale par rapport à ceux mesurés sur la simulation de référence. La raison est le faible contrôle exercé par une variation de densité crustale ou mantélique sur la flexuration de la marge (voir sous-partie 7.2.1).

7.2.3. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Afin de décrire l'enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire, nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution post-rift de la géométrie de chacun des quatre bassins sédimentaires, puis, dans une seconde sous-partie, la stratigraphie des quatre prismes à t140 Ma. Pour chacune de ces sous-parties, nous décrivons d'abord les résultats concernant la variation de la densité crustale puis les résultats sur la variation de la densité mantélique.

7.2.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

Nous décrivons, dans cette première sous-partie, l'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire. Ces évolutions géométriques sont décrites sur la Figure 82 (variation de la densité crustale) et sur la Figure 84 (variation de la densité mantélique). Ces figures sont divisées en deux colonnes et quatre lignes de graphiques. Chaque colonne correspond à une simulation et chaque ligne représente la géométrie du bassin à différents temps : t0, t10 Ma, t40 Ma et t140 Ma. Tous ces graphiques sont à la même échelle que les graphiques de la simulation de référence (Figure 83).

7.2.3.1.1. VARIATION DE LA DENSITE CRUSTALE

La comparaison entre les évolutions géométriques des bassins des simulations affectées par une densité crustale variable et l'évolution géométrique du bassin de la simulation de référence montre principalement une différence dans la géométrie des corps sédimentaires, notamment le premier, déposé entre t0 et t10 Ma.

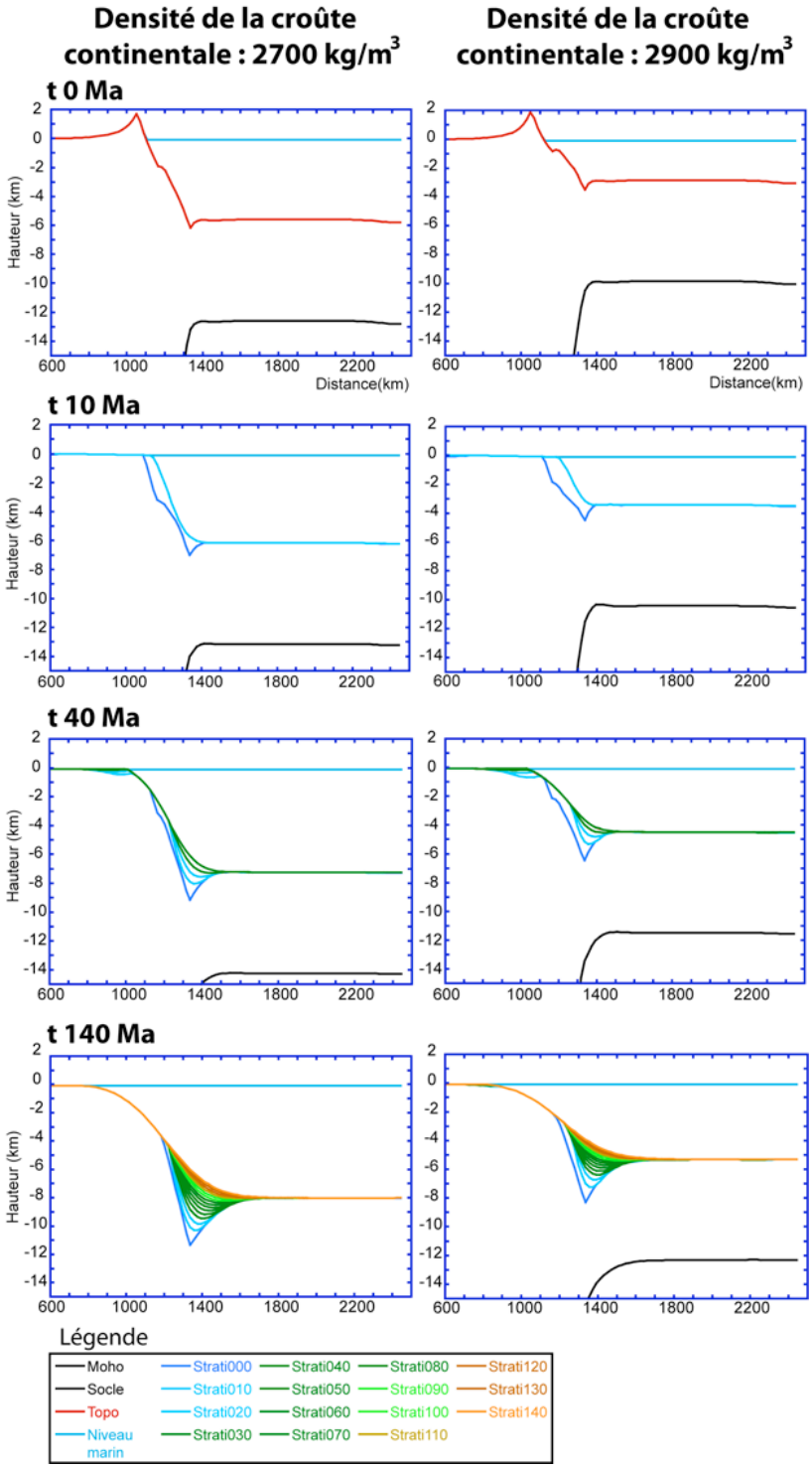


Figure 82 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une densité crustale variable.

Dans le cas d'une densité crustale de 2700 kg/m^3, à t10 Ma, les corps sédimentaires sont étalés le long de la zone amincie tandis que dans le cas d'une densité crustale de 2900 kg/m^3, les corps sont plus resserrés, c'est-à-dire plus épais et moins étalés. De plus, la comparaison des coupes à t40 Ma montre une augmentation de l'érosion au niveau de la rupture de pente si la densité crustale augmente.

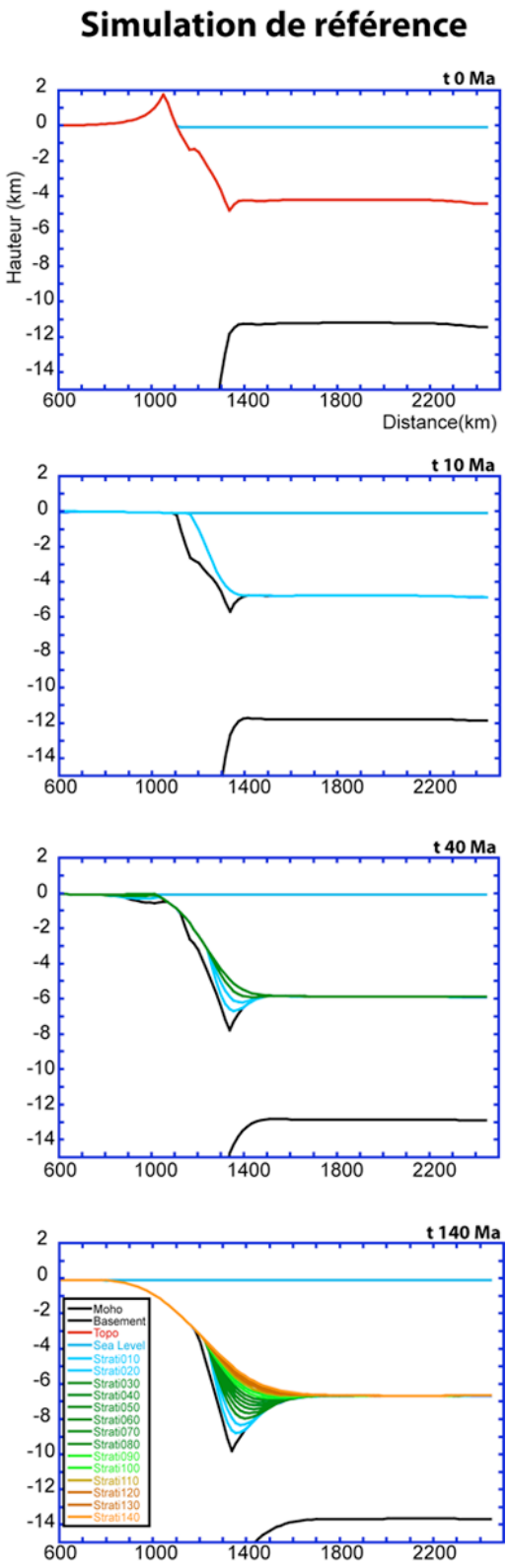


Figure 83 : évolution post-rift du bassin sédimentaire de la simulation de référence.

L'origine de ces différences vient de la variation de la hauteur de marge suite à la modification de l'équilibre isostatique local (voir sous-partie 5.2). En effet, une diminution de la hauteur de marge réduit l'accommodation (espace disponible à la sédimentation). Par conséquent, si une faible accommodation provoque l'accumulation des sédiments et l'épaississement des corps sédimentaires, une augmentation de cette accommodation favorise, quant à elle, la dispersion des sédiments et l'étalement des corps sédimentaires. Cette augmentation de la hauteur de marge suite à la diminution de la densité crustale est également à l'origine de l'augmentation de l'érosion au niveau de la rupture de pente. En effet, la loi de transport comprise dans Flex3D est proportionnelle à la courbure, or celle-ci augmente avec la hauteur de la marge.

7.2.3.1.2. VARIATION DE LA DENSITE MANTELIQUE

Une augmentation de la densité mantélique provoquant l'augmentation de la hauteur de marge, les conséquences sur l'évolution géométrique du bassin sont donc comparables à celle d'une diminution de la densité crustale : une forte hauteur de marge produit des corps sédimentaires étirés tandis qu'une faible hauteur produit des corps sédimentaires épaissis et comprimés et enfin, l'érosion au niveau de la rupture de pente augmente avec la hauteur de marge.

Les raisons de ces différentes évolutions des bassins sont les mêmes que celles décrites dans le cas d'une modification de la densité crustale (voir sous-partie précédente 7.2.3.1.1)

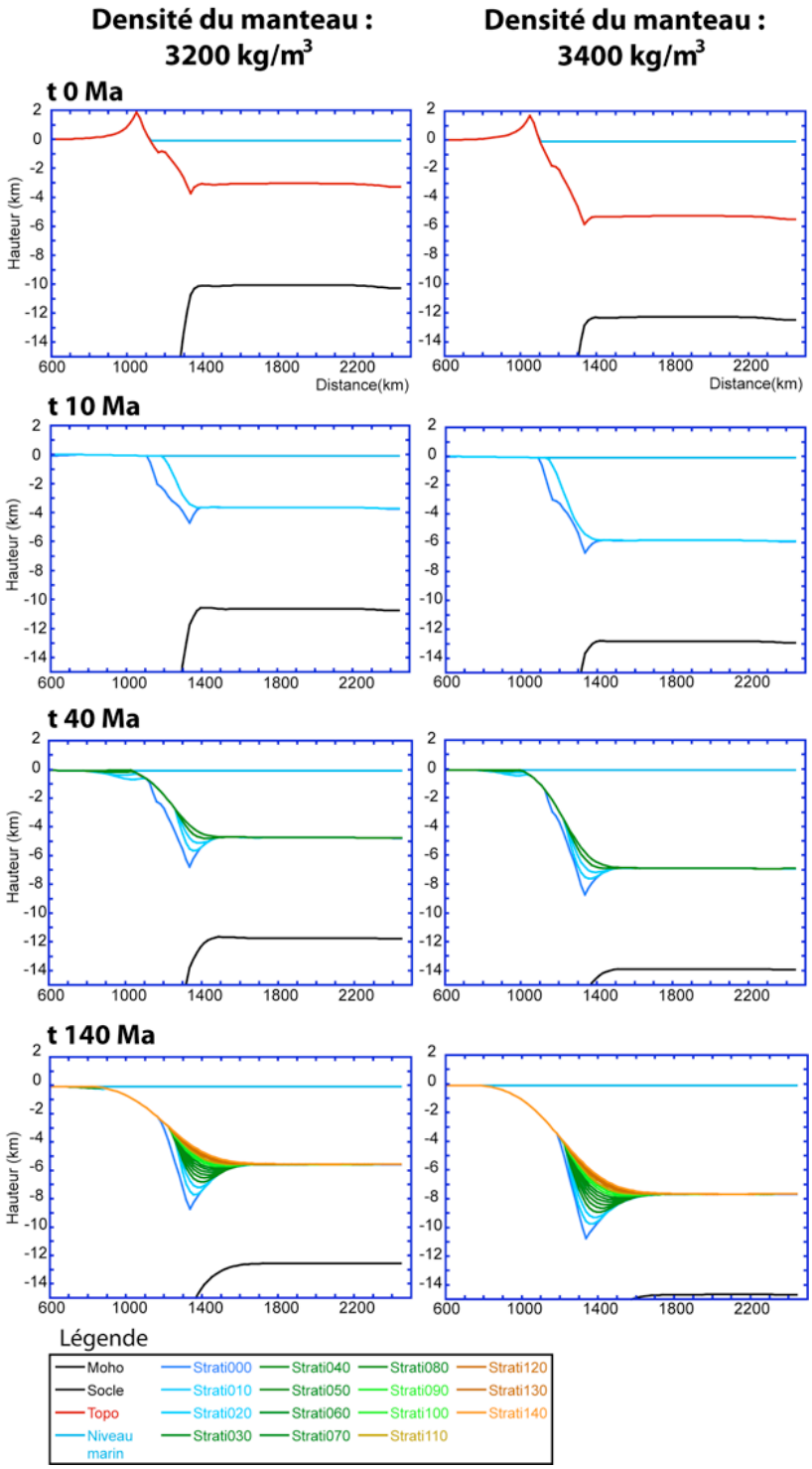


Figure 84 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une densité mantélique variable.

7.2.3.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

Nous décrivons maintenant, sur la Figure 85 (variation de la densité crustale) et sur la Figure 87 (variation de la densité mantélique), la stratigraphie des prismes à t140 Ma. Ces deux figures sont constituées chacune de deux coupes de bassin. Celles-ci sont un agrandissement des coupes précédemment décrites sur la Figure 82 et la Figure 84. Enfin, ces quatre graphiques sont à la même dimension que celui de la simulation de référence (Figure 86).

7.2.3.2.1. VARIATION DE LA DENSITE CRUSTALE

La comparaison entre la stratigraphie calculée dans le cas d'une variation de la densité crustale et celle de la simulation de référence ne montre pas de différences majeures. En effet, tout comme la stratigraphie de référence, l'enregistrement stratigraphique est toujours progradant-aggradant sur l'ensemble de l'histoire des deux marges affectées par une densité crustale différente.

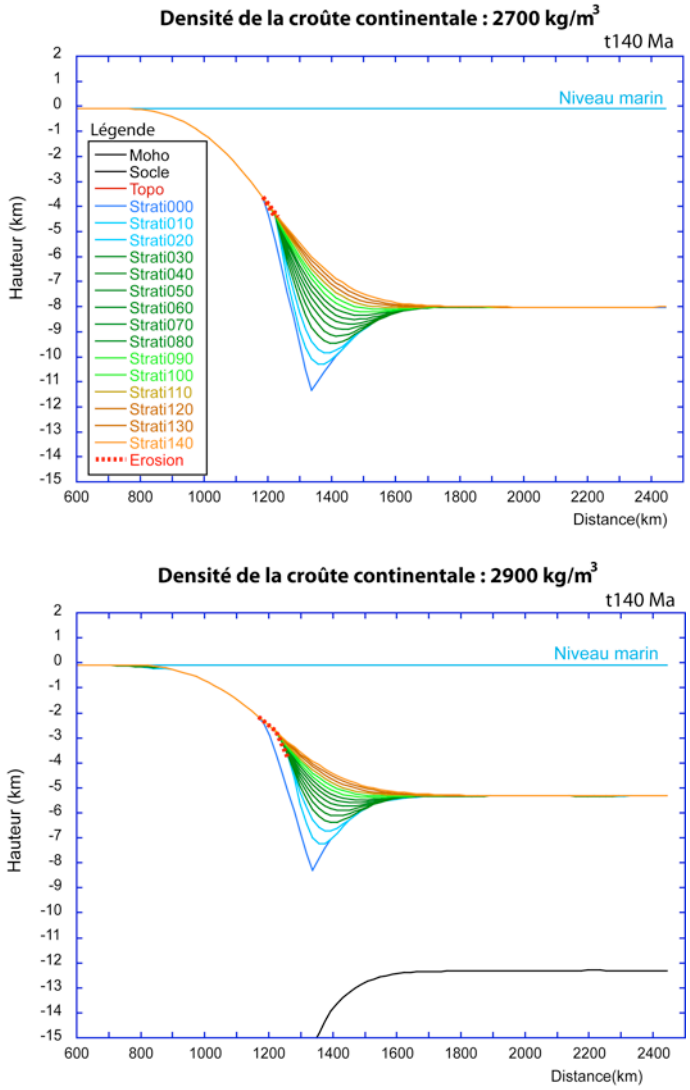


Figure 85 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une densité crustale variable.

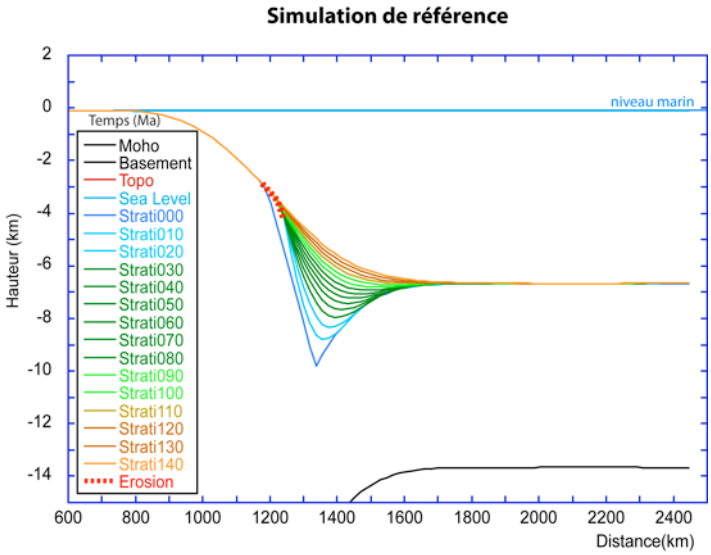


Figure 86 : stratigraphie du prisme sédimentaire de la simulation de référence.

7.2.3.2.2. VARIATION DE LA DENSITE MANTELIQUE

La Figure 87 montre que les stratigraphies calculées dans le cas d'une modification de la densité mantélique sont également peu différentes de celle de la simulation de référence (Figure 86) : enregistrement stratigraphique constamment progradant-aggradant sur les deux prismes.

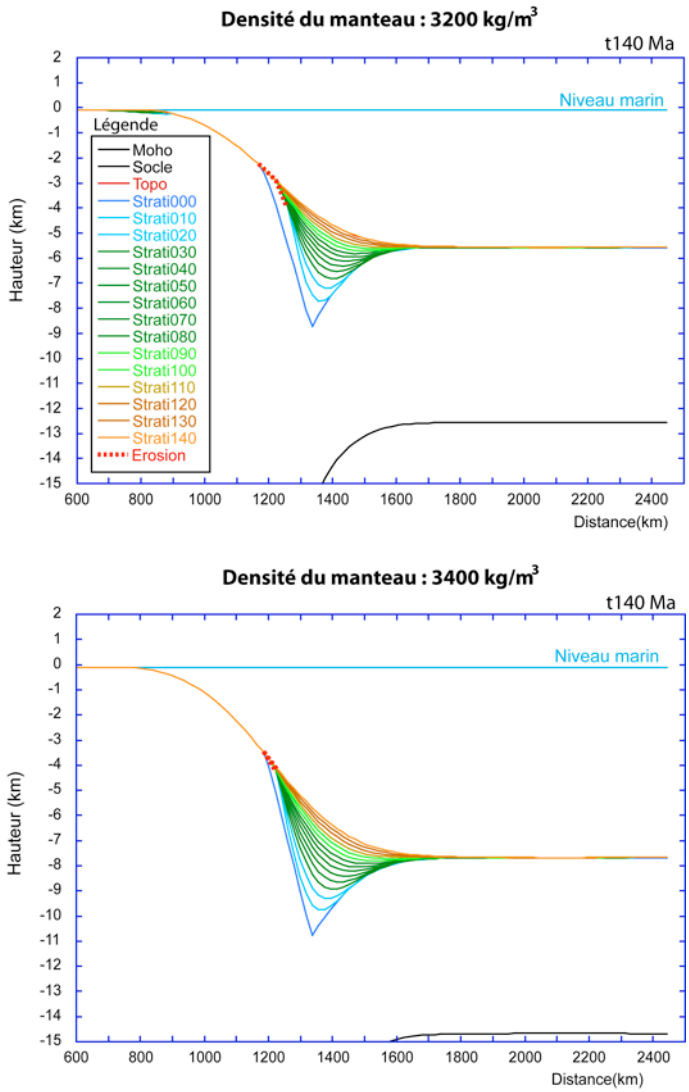


Figure 87 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une densité mantélique variable.

7.2.4. CONCLUSION

Cette étude sur les conséquences d'une modification des densités crustales et mantéliques sur l'évolution post-rift de la marge passive de référence montre, tout d'abord, qu'en modifiant l'équilibre isostatique local, une variation du rapport entre la densité mantélique et la densité crustale contrôle principalement la hauteur de la marge. En revanche, le contrôle qu'exerce ce rapport de densités sur la déformation flexurale de la marge de référence est faible. Une variation de la hauteur de marge modifie légèrement et principalement la réponse flexurale de la marge au niveau du secteur 4. En effet, si la différence entre la densité crustale et la densité mantélique devient importante (600 kg/m^3 dans le cas de notre étude), ce secteur est alors affecté par une surrection faible (entre 1 et 7 m/Ma) et permanente sur ce secteur.

Cette étude montre également qu'à cause du faible contrôle exercé par une variation du rapport entre les densités lithosphériques sur la flexuration de la marge, la quantité totale de dénudation, les taux de sédimentation et dénudation, et le flux sédimentaire total sont peu différents de ceux obtenus sur la simulation de référence (voir Chapitre 5).

Enfin, concernant l'enregistrement de l'évolution de la marge par le bassin sédimentaire, ce travail montre également qu'une variation du rapport entre les densités lithosphériques a peu d'influence sur la géométrie du prisme sédimentaire et sur son enregistrement stratigraphique. Les différences notables sont un étalement associé à une faible épaisseur des corps sédimentaires et une augmentation de l'érosion au niveau de la rupture de pente si la hauteur de marge augmente. En revanche, tout comme celui de la simulation de référence, l'enregistrement stratigraphique est toujours progradant-aggradant sur l'ensemble de l'histoire des simulations de cette étude. Si le caractère hétérogène des densités dans le manteau est difficile à évaluer, la modélisation montre qu'une modification des densités mantéliques n'a pas de conséquences significatives sur l'enregistrement du bassin sédimentaire (géométrie du prisme et enregistrement stratigraphique).

7.3. VARIATION DE L'ETAT THERMIQUE DE LA LITHOSPHERE

Nous présentons maintenant les résultats concernant les conséquences d'une modification de l'état thermique de la marge de référence sur son comportement et son enregistrement post-rift. Pour cela, nous avons comparé, dans un premier temps, les effets entre une conduction thermique 2D (aucun transport de chaleur transversalement à la marge) et une conduction thermique 3D sur l'évolution post-rift de la simulation de référence (Tableau 17). Puis, dans un second temps, nous avons fait varier sur la simulation de référence, la profondeur de l'isotherme 1350°C entre 75 m et 200 km (Tableau 17).

Comme pour la présentation des résultats sur la variation des densités lithosphériques, les résultats de cette troisième partie sont présentés dans trois sous-parties : évolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge, puis, évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation et enfin enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire.

7.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE

Nous présentons nos résultats à travers deux sous-parties : l'évolution temporelle de la géométrie crustale des simulations puis l'évolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux. Pour chacune de ces sous-parties, nous comparons, dans un premier temps, les résultats 2D et 3D puis, dans un second temps, les effets d'une variation de l'épaisseur lithosphérique, c'est-à-dire une variation de la profondeur de l'isotherme 1350°C, correspondant à la base de la lithosphère.

7.3.1.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE CRUSTALE DES SIMULATIONS

Les résultats sur la géométrie crustale des différentes simulations sont décrits sur la Figure 88 et sur le Tableau 19. La Figure 88 présente trois couples de coupes crustales correspondant aux trois simulations de l'étude au temps t0 (colonne de gauche) et t140 Ma (colonne de droite) tandis que le Tableau 19 décrit les mesures des critères géométriques (altitude moyenne, hauteur de marge, profondeur de fosse,… voir Chapitre 2). Ces coupes sont divisées en 7 secteurs et elles sont à la même échelle que la coupe de la simulation de référence (voir Chapitre 5 pour plus de détails).

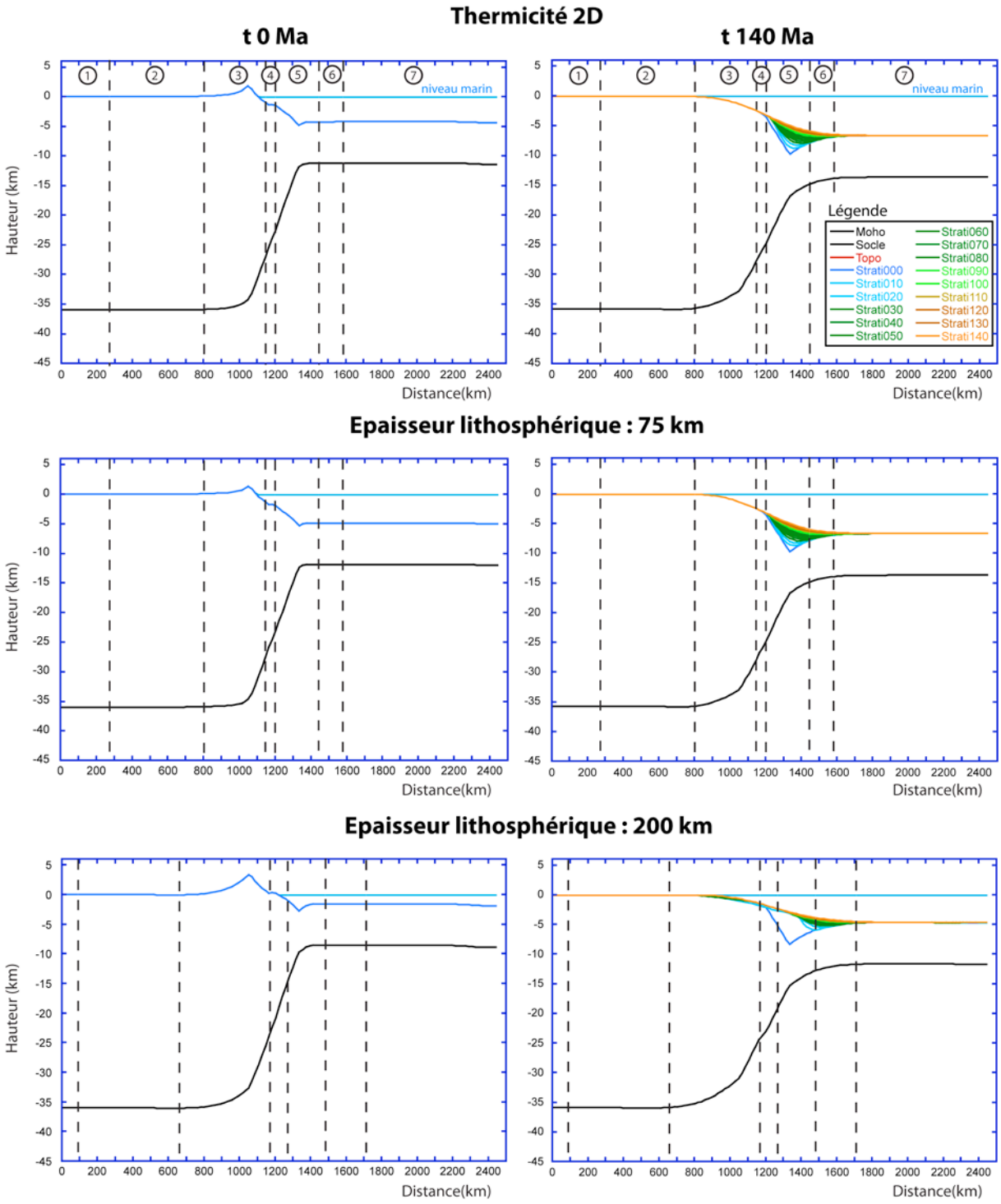


Figure 88 : géométries crustales, à t0 et t140 Ma, d'une simulation affectée par une conduction thermique en 2D et des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable.

	Simulation de référence		2D		3D			
	100 km		100 km		75 km		200 km	
	t0	t140	t0	t140	t0	t140	t0	t140
Altitude moyenne (m)	0	-97	0	-97	0	-97	4	-93
Hauteur de la marge (m)	4372	6581	4372	6581	4996	6627	1856	4673
Profondeur de fosse (m)	464	3124	464	3124	344	3023	936	3604
Amplitude du relief (m)	1770	0	1770	0	1334	0	3378	0
Longueur du relief (km)	458	0	458	0	439	0	477	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0	191	0	172	0	229	0

Tableau 19 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre la simulation de référence et la simulation affectée par une conduction thermique en 2D ou les simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable.

7.3.1.1.1. COMPARAISON ENTRE CONDUCTION THERMIQUE 2D ET CONDUCTION THERMIQUE 3D

La comparaison des résultats géométriques obtenus à partir d'une marge affectée par une thermicité 3D et d'une marge affectée par une thermicité 2D montre que l'effet tridimensionnel ne présente aucun impact sur l'évolution d'une marge cylindrique puisque les résultats décrits sur le Tableau 19 sont rigoureusement identiques.

7.3.1.1.2. CONSEQUENCES GEOMETRIQUES D'UNE VARIABILITE DE L'EPAISSEUR LITHOSPHERIQUE

La comparaison des résultats obtenus dans le cas d'une variation de la profondeur de l'isotherme 1350°C montre, quant à elle, une modification sensible de la géométrie de la marge, notamment au niveau de sa hauteur. En effet, dans le cas d'une augmentation de l'épaisseur lithosphérique de 75 à 200 km, la hauteur de marge diminue respectivement de 4500m à 1856m à t0 et de 6600m à 4700m à t140 Ma. Une augmentation de l'épaisseur lithosphérique modifie également la géométrie flexurale puisque la profondeur de fosse augmente respectivement de ~350m à ~940m à t0 et de ~3000m à ~3600m à t140Ma, et l'amplitude du relief augmente de ~1300m à ~3400m à t0.

Le contrôle exercé par l'épaisseur lithosphérique sur la hauteur de la marge et sur la géométrie flexurale s'explique respectivement par le temps de diffusion thermique (τ_D : temps nécessaire à une homogénéisation de la température entre deux milieux aux températures initiales différentes) et par la résistance du système. En effet, dans Flex3D, le temps de diffusion thermique est proportionnel au carré de l'épaisseur élastique : $\tau_D = \frac{Te^2}{k_D}$. Or cette épaisseur thermique étant déterminée à partir de l'isotherme 450°C, si la profondeur lithosphérique augmente, l'épaisseur élastique et le temps de diffusion thermique augmentent également. La conséquence est une vitesse de subsidence plus lente dans le cas d'une augmentation de l'épaisseur lithosphérique. En augmentant l'épaisseur élastique, l'augmentation de l'épaisseur lithosphérique augmente la résistance du système et par conséquent la flexuration de la marge.

7.3.1.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

L'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux affectant les trois simulations est décrite respectivement sur trois graphiques représentés sur la Figure 89. Chaque graphique est constitué de deux sous-graphiques décrivant, au premier plan, la distribution de la vitesse des mouvements verticaux le long de la simulation, entre t10 Ma et t180 Ma, et en arrière- plan, la géométrie de la simulation à t140 Ma. Ces trois graphiques sont alignés, ils sont à la même échelle que le graphique de la simulation de référence (Figure 72) et enfin, ils sont divisés en sept secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails).

7.3.1.2.1. COMPARAISON ENTRE CONDUCTION THERMIQUE 2D ET CONDUCTION THERMIQUE 3D

Comme décrit dans la sous-partie précédente, les mouvements verticaux mesurés sur la simulation affectée par une conduction thermique 2D sont rigoureusement identiques à ceux de la simulation de référence affectée, quant à elle, par une conduction thermique 3D. Dans le cas d'une simulation cylindrique, la conduction thermique 2D ou 3D n'influence pas l'évolution de la marge. La simulation affectée par une thermicité 2D étant identique à la simulation de référence, nous ne présenterons pas les résultats sur l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation ainsi que ceux sur l'enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire. Dans la suite de cette troisième partie, nous décrirons uniquement les résultats obtenus dans le cas d'une variation de l'épaisseur lithosphérique.

7.3.1.2.2. CONSEQUENCES D'UNE VARIABILITE DE L'EPAISSEUR LITHOSPHERIQUE SUR LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

La Figure 89 montre que la distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux est modifiée si l'épaisseur lithosphérique varie. Si les vitesses des mouvements verticaux produits dans le cas d'une épaisseur lithosphérique de 75 km (-85 m/Ma à 12 m/Ma) sont relativement proches de celles de la simulation de référence (-92 m/Ma à 9 m/Ma), ceux produits dans le cas d'une épaisseur lithosphérique de 200 km diffèrent sensiblement (-71 m/Ma à 21 m/Ma). En effet, une augmentation de l'épaisseur lithosphérique produit :

- une principale phase de surrection entre les secteurs 2 et 3, sur l'intervalle de temps t10-t20 Ma, qui migre rapidement vers le secteur 2 tout en diminuant en vitesse ($t_{10\text{-}20\ Ma}$ = 21 m/Ma, $t_{20\text{-}30\ Ma}$ = 9 m/Ma) ;

- une subsidence au cours du temps sur les secteurs 3 et 4 ;

- de faibles vitesses de subsidence (entre t10 et t20 Ma = -36 m/Ma en moyenne sur le secteur 7 contre -47 m/Ma en moyenne sur le secteur 7 de la simulation de référence) et une faible décélération de ces vitesses au cours du temps ;

- une augmentation de la longueur d'onde de la déformation.

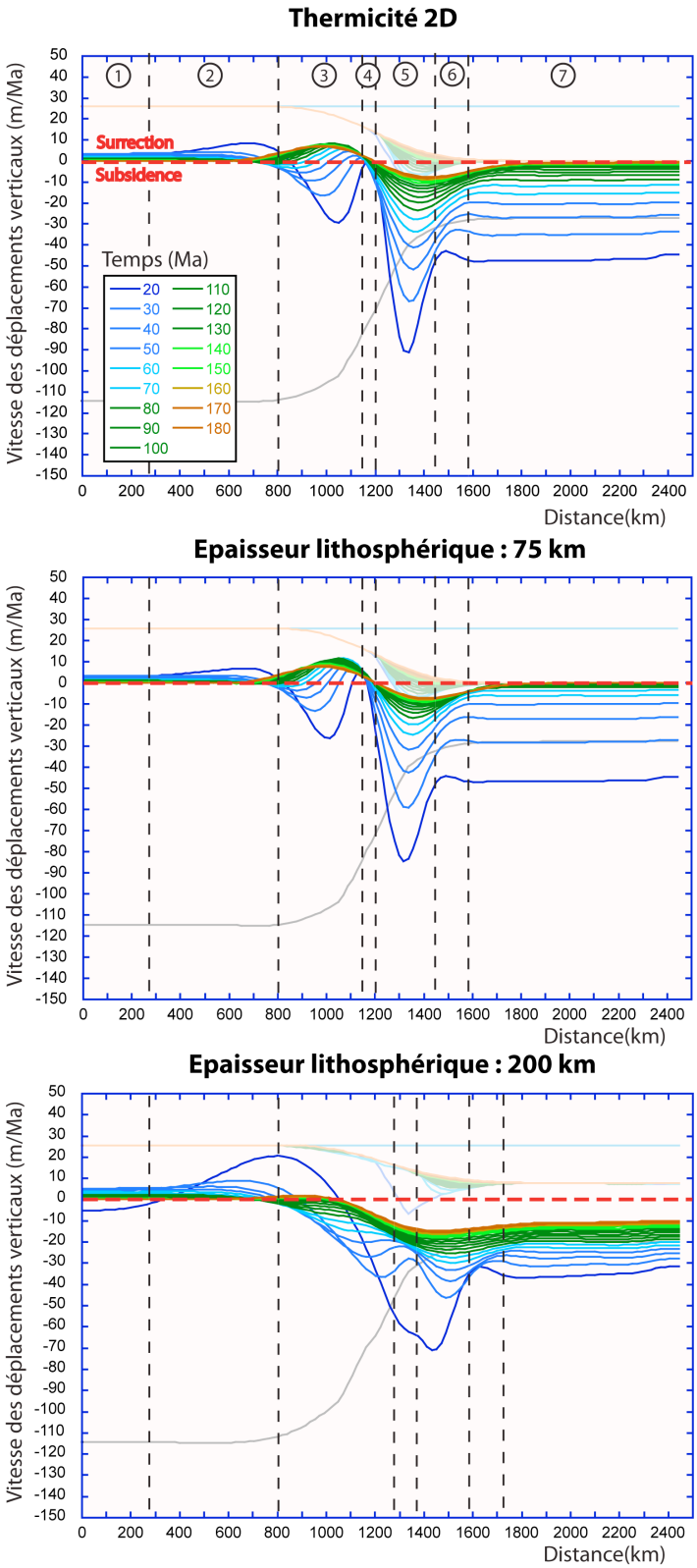


Figure 89 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long de la simulation affectée par une conduction thermique en 2D et des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable.

Comme expliqué dans la sous-partie précédente, une augmentation du temps de diffusion thermique (τ_D) est responsable des faibles vitesses de subsidence et de leur faible décélération au cours du temps tandis que l'augmentation de la résistance du système explique l'amplification de la longueur d'onde de la déformation ainsi que la forte surrection mesurée entre t10 et t20 Ma, sur les secteurs 2 et 3 de la simulation affectée par une épaisseur lithosphérique de 200km. La subsidence affectant au cours du temps le secteur 3 dans le cas d'une augmentation de l'épaisseur lithosphérique s'explique principalement par la réponse flexurale et par la subsidence thermique. En effet, à t0 Ma, du fait d'une épaisseur élastique élevée, le secteur 3 est marqué par un épaulement important et une remontée du Moho sous-jacent. La subsidence thermique rééquilibre au cours du temps le Moho par rapport à l'horizontal provoquant la subsidence du secteur 3. Enfin, la subsidence permanente du secteur 4 s'explique par une faible courbure topographique produite par la faible vitesse de subsidence de la marge passive. En effet, dans Flex3D, la loi de transport est proportionnelle à la courbure. Si celle-ci est faible, les processus de surface seront moins efficaces et la réponse isostatique associée sera donc également plus faible. Le secteur est dans ce cas dominé par la subsidence thermique.

7.3.1.3. CONCLUSION

Cette étude sur les mouvements verticaux montre, tout d'abord, que l'évolution d'une simulation affectée par une conduction thermique 2D est rigoureusement identique à celle de la simulation de référence affectée par une conduction thermique 3D. Ce travail montre ensuite qu'une augmentation de l'épaisseur lithosphérique amplifie l'augmentation de la longueur d'onde de la déformation et crée une décélération des vitesses de subsidence. Contrairement à la simulation de référence, cette augmentation de l'épaisseur lithosphérique est aussi à l'origine d'une subsidence au cours du temps des secteurs 3 et 4 et enfin, elle crée une unique phase principale de surrection sur le secteur 2. Ces conséquences s'expliquent principalement par une augmentation du temps de diffusion thermique (τ_D) et par une augmentation de la résistance du système.

7.3.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

Une conduction thermique 2D n'ayant aucun effet sur l'évolution de la marge de référence, nous décrivons, dans cette partie, uniquement les conséquences d'une modification de l'épaisseur lithosphérique sur la quantité totale de dénudation à 140 Ma, sur les variations spatio-temporelles du taux de dénudation et du taux de sédimentation et enfin sur la variation temporelle du flux sédimentaire. Ces résultats sont respectivement décrits dans trois sous-parties différentes.

7.3.2.1. QUANTITE TOTALE DE DENUDATION A T140 MA

La quantité totale de dénudation le long des deux simulations affectées par une épaisseur lithosphérique différente est décrite sur deux graphiques à la même échelle, composant la Figure 90. Ils montrent qu'une augmentation de l'épaisseur lithosphérique de 75 km à 200 km crée une augmentation de la dénudation totale sur le secteur 3 puisque celle-ci augmente respectivement de 3,9 km à 4,9 km environ à t140 Ma. 35 à 70% environ de cette dénudation correspond donc à l'érosion de l'épaulement de rift sur les 10 premiers millions d'années.

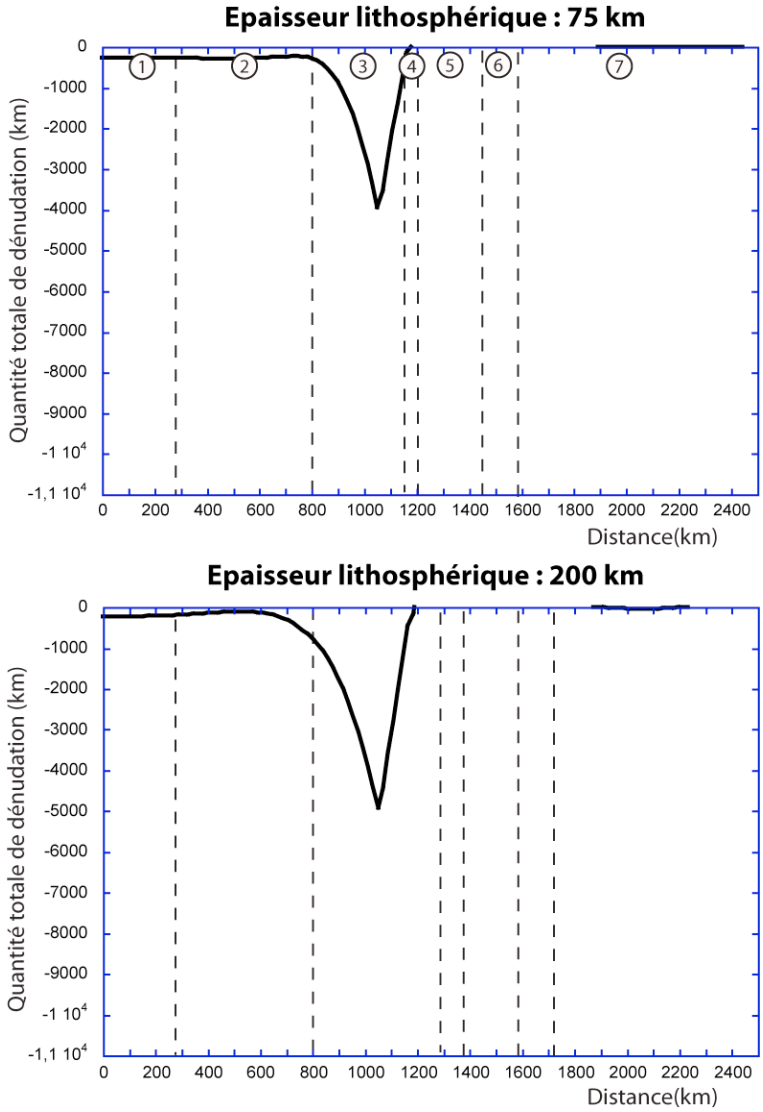


Figure 90 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable.

Ces résultats montrent que, par rapport à l'amplitude de la variation de l'épaisseur lithosphérique (130 km), contrainte par les données naturelles (voir Chapitre 2), l'épaisseur lithosphérique modifie relativement faiblement la dénudation totale maximale mesurée sur le secteur 3 puisqu'elle ne varie que de 200 m à 800 m autour de la valeur de la simulation de référence (4,1 km). Cette augmentation de la dénudation totale avec l'épaisseur lithosphérique est due à une augmentation de la résistance de la marge produisant un épaulement de rift important soumis à l'érosion (voir sous-partie précédente 7.3.1).

7.3.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

L'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation est, quant à elle, décrite sur la Figure 91, grâce à deux graphiques construits sur le modèle des graphiques décrivant la vitesse des mouvements verticaux (voir Figure 89).

Les résultats montrent que l'évolution des taux de dénudation et de sédimentation affectant la simulation avec une épaisseur lithosphérique de 75 km est très proche de celle de la simulation de référence. L'amplitude des taux est un peu plus faible puisqu'ils varient au maximum de -63m/Ma à 58m/Ma entre t10 et t20 Ma contre -76 m/Ma et 72 m/Ma sur la simulation de référence. En revanche, dans le cas d'une épaisseur lithosphérique de 200 km, l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation est très différente de celle de la simulation de référence. En effet, ces taux varient de -34m/Ma à 73m/Ma entre t10 et t20 Ma. Les différences majeures entre cette simulation et celle de référence sont :

- un taux de dénudation plus élevé à la transition entre les secteurs 2 et 3 sur l'intervalle de temps t10-t20 Ma et non sur le secteur 4 ;

- un changement de processus sur le secteur 4 puisqu'il est soumis à une sédimentation très forte entre t10 et t20 Ma puis à une dénudation faible entre t20 et t80 Ma et enfin par une sédimentation faible entre t80 Ma et t180 Ma tandis que ce secteur est uniquement soumis à de la dénudation dans le cas de la simulation de référence ;

- une augmentation de la distribution de la dénudation et de la sédimentation le long de la simulation par rapport à celle observée sur la simulation de référence.

Comme expliqué dans le Chapitre 6, l'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation s'explique par le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. Donc, dans le cas d'une épaisseur lithosphérique de 200 km, l'augmentation de la distribution de la dénudation et de la sédimentation s'explique directement par l'augmentation de la longueur d'onde de la déformation (voir sous-partie 7.3.1) tandis que la position de la dénudation maximale à la transition entre les secteurs 2 et 3 est directement reliée à la vitesse de surrection maximale mesurée à cet endroit sur la même période de temps. L'inversion à deux reprises des processus de surface sur le secteur 4 s'explique principalement par la faible subsidence affectant le domaine aminci de la marge simulée (voir sous-partie 7.3.1). Entre t10 et t20 Ma, les produits de l'érosion comblent entièrement le faible espace disponible en pied de marge et ne permettent pas l'érosion du secteur 4. Lorsque la subsidence augmente la hauteur de marge, une courbure se crée et permet l'érosion sur le secteur 4. Cette érosion, couplée à une très faible subsidence, réduit la courbure au cours du temps et favorise ainsi une très faible sédimentation.

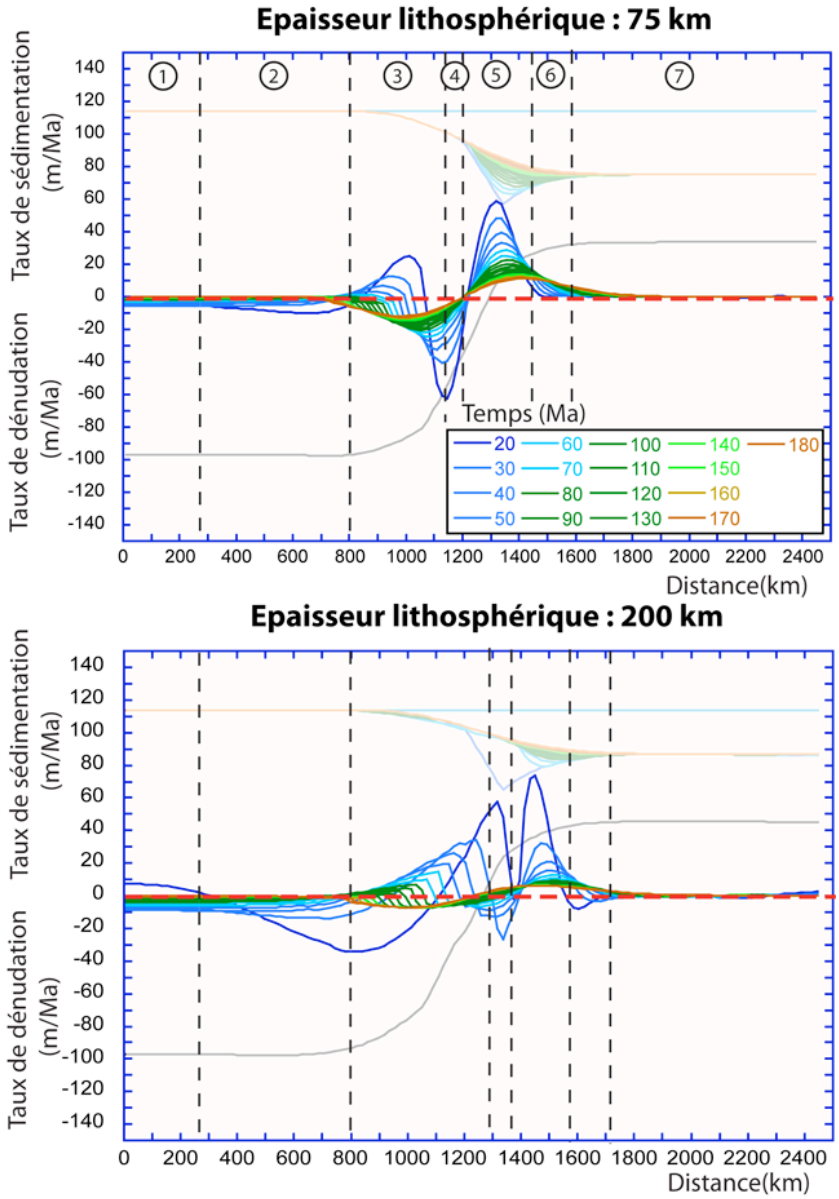


Figure 91 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable.

7.3.2.3. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

Pour finir cette étude sur l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation, nous décrivons maintenant la variation temporelle du flux sédimentaire mesurée sur les deux simulations. Ces résultats sont décrits sur la Figure 92, un histogramme comparant les évolutions du flux sédimentaire obtenues sur les deux simulations avec l'évolution mesurée sur la simulation de référence.

La comparaison de la variation des différents flux au cours du temps montre qu'une augmentation de l'épaisseur lithosphérique augmente considérablement le flux total sur les 10 premiers millions d'années puisqu'il évolue de 7,6 $.10^3$ km^3/Ma dans le cas d'une épaisseur lithosphérique de 75 km à 2,9 $.10^4$ km^3/Ma dans le cas d'une épaisseur lithosphérique de 200km. Si, dans le cas d'une épaisseur lithosphérique de 75 km, l'évolution du flux sédimentaire, entre t10 et t180 Ma, est relativement proche de celle de la simulation de référence, elle est très différente dans le cas d'une épaisseur lithosphérique de 200 km. En

effet, sur l'intervalle de temps t10-t20, ce flux est également plus fort que les deux autres flux tandis qu'entre t20 et t180 Ma il devient très nettement plus faible. Enfin, la somme des flux au cours du temps sur chaque simulation montre un volume de sédiments total solide variant de 3 .10^5 km^3 à 3,8 .10^5 km^3, contre 3,1 .10^5 km^3 sur la simulation de référence.

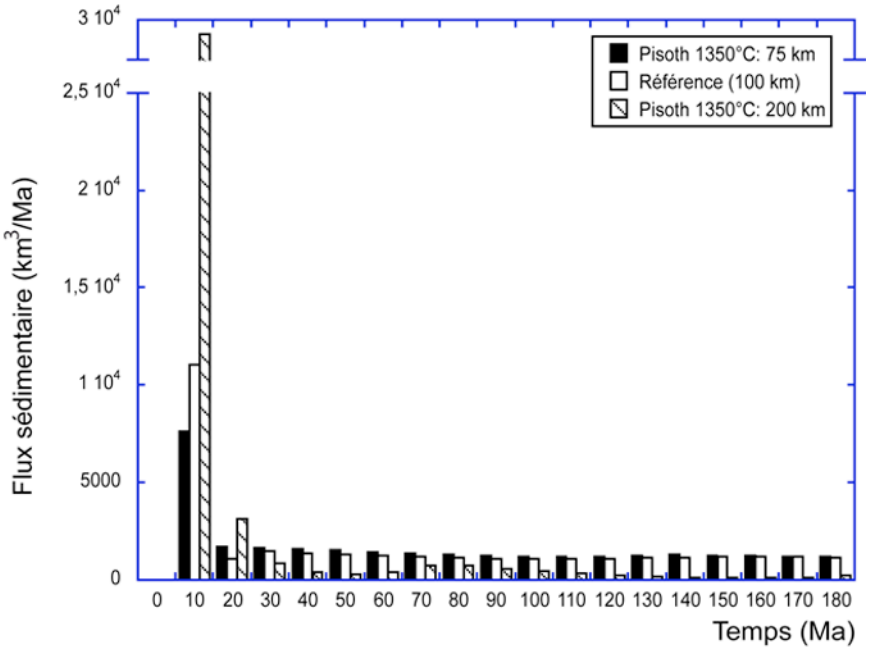


Figure 92 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable.

$P_{isoth\ 1350°C}$ = Profondeur de l'isotherme 1350°C. L'histogramme est à la même dimension que celui de la simulation de référence. L'axe des ordonnées n'est en revanche pas à la même échelle : 3 .10^4 km^3/Ma maximum contre 2,5 .10^4 km^3/Ma maximum pour l'axe des ordonnées de l'histogramme de la simulation de référence.

Ce fort pic de flux sur les dix premiers millions d'années de la marge affectée par une épaisseur lithosphérique de 200 km s'explique par l'érosion de l'épaulement de rift très élevé (3378 m) produit par une profondeur de fibre importante (voir sous-partie 7.3.1) tandis que le très faible flux consécutif au pic s'explique par une faible courbure topographique produite par une faible subsidence de la zone amincie de cette marge. Enfin, cette étude montre d'une part, qu'une modification de l'épaisseur lithosphérique modifie peu le volume sédimentaire total enregistré dans les bassins sédimentaires modélisés et, d'autre part, que ces volumes sédimentaires totaux calculés par Flex3D sont toujours nettement inférieurs à ceux mesurés sur des systèmes naturels (3 .10^5 à 3,8 .10^5 km^3 contre 1,52 .10^6 km^3 sur la marge est-américaine au cours du Mésozoïque, voir Chapitre 5).

7.3.2.4. CONCLUSION

Etant donné l'amplitude de la variation de l'épaisseur lithosphérique (130 km), cette étude montre, tout d'abord, que cette variation modifie relativement faiblement la dénudation totale maximale sur le secteur 3 (200 à 800m de variation par rapport à la simulation de référence). Ce travail montre ensuite principalement que si une faible épaisseur lithosphérique (75 km) modifie peu la dénudation et la sédimentation le long de la marge par rapport à la simulation de référence, une forte épaisseur lithosphérique (200 km) produit :

- entre t10 et t20 Ma, la dénudation la plus importante entre les secteurs 2 et 3 ;
- une inversion au cours du temps des processus de surface sur le secteur 4 ;
- une augmentation de la distribution de la dénudation et de la sédimentation le long de la marge par rapport à la simulation de référence ;
- une augmentation significative du flux sédimentaire sur les 10 premiers millions d'années suivie, entre t10 et t180 Ma, par un flux plus faible que celui de la simulation de référence.

Ces résultats s'expliquent par une diminution de la vitesse de subsidence de la zone amincie et par une augmentation de la résistance de la lithosphère si l'épaisseur lithosphérique augmente. En revanche, comme observé dans le cas d'une modification du coefficient de diffusion (voir Chapitre 6) ou d'une modification des densités lithosphériques (voir partie 7.2), le flux total solide mesuré sur les simulations est, quant à lui, toujours plus faible que le volume de sédiments mesuré sur des systèmes naturels.

7.3.3. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Dans cette troisième partie de résultats sur l'état thermique lithosphérique, nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire de chacune des deux simulations, puis, dans une seconde sous-partie, la stratigraphie des prismes à t140 Ma.

7.3.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

L'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire de chaque simulation est décrite sur la Figure 93. Cette figure est divisée en deux colonnes et quatre lignes de graphiques. Chaque colonne correspond à une simulation et chaque ligne représente la géométrie du bassin à différents temps : t0, t10 Ma, t40 Ma et t140 Ma. Tous ces graphiques sont à la même dimension.

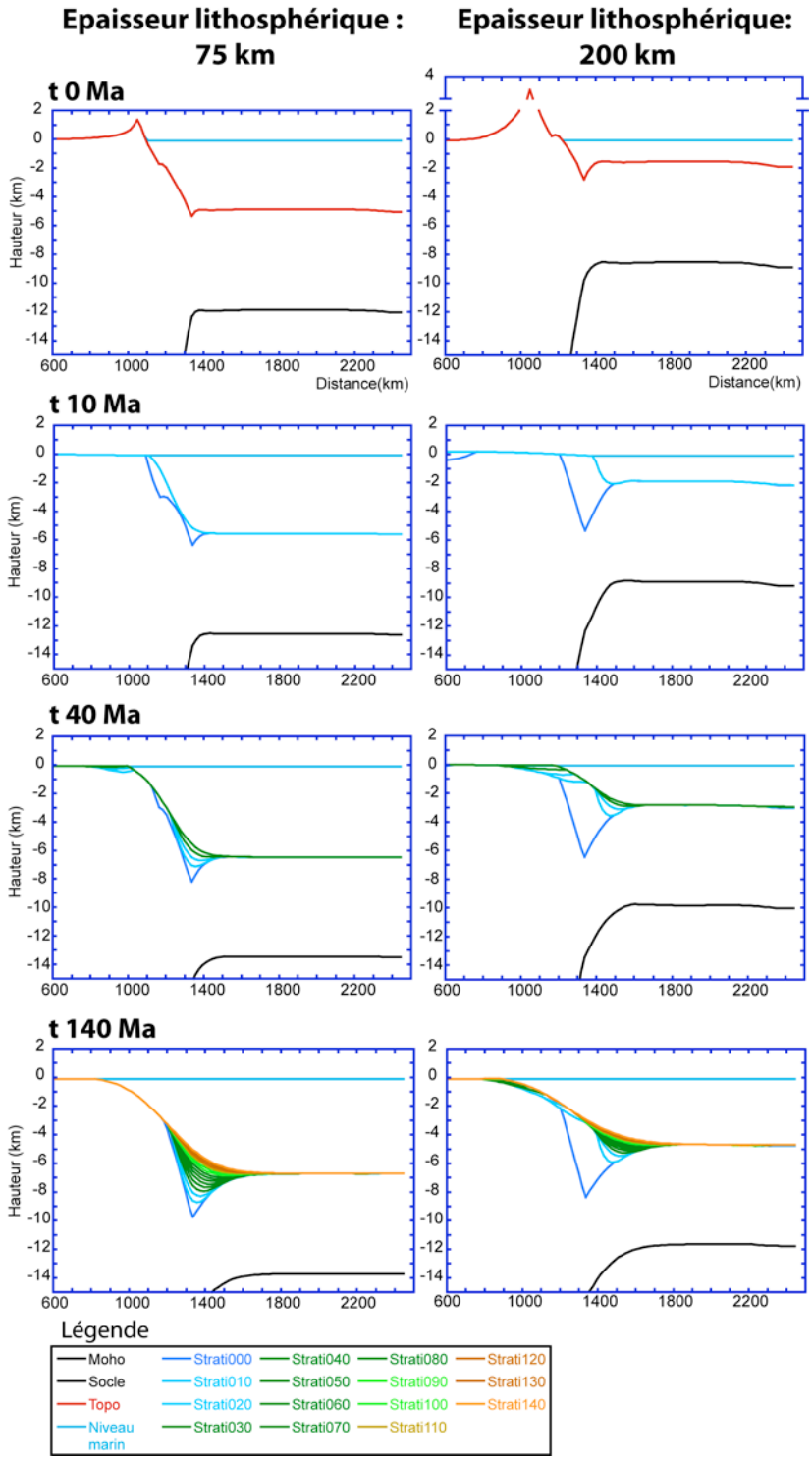


Figure 93 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une épaisseur lithosphérique variable.

Comme observé dans les sous-parties précédentes, l'évolution géométrique du bassin de la simulation affectée par une épaisseur lithosphérique de 75 km diffère également peu de celle de la simulation de référence (augmentation temporelle de la largeur du bassin sédimentaire, apparition d'un second bassin au niveau de la transition croûte non amincie - croûte amincie, rotation des corps sédimentaires au cours du temps sous l'effet de la subsidence, diminution temporelle de la dimension des corps sédimentaires, migration du dépôt centre vers le domaine distal). Si le bassin de la simulation affectée par une épaisseur

lithosphérique de 200 km présente également une largeur croissante au cours du temps, une rotation et une diminution de l'épaisseur des corps sédimentaires au cours du temps, il se différencie par un épais corps sédimentaire déposé, entre t0 et t10 Ma, au niveau de la fosse. Au cours du temps, deux sous-bassins se forment en amont et en aval de cet épais corps sédimentaire. L'épaisseur du bassin amont se réduit au cours du temps tandis que celle du bassin aval augmente en parallèle.

La formation d'un épais premier corps sédimentaire, entre t0 et t10 Ma, sur la simulation avec une épaisseur lithosphérique de 200 km, s'explique par l'important volume érodé de l'épaulement de rift sur cette période de temps, associé à une faible accommodation produite par une faible subsidence (voir sous-partie 7.3.1). La formation et l'évolution du bassin amont sont contrôlées par le rapport entre le flux sédimentaire issu de l'érosion continental et la subsidence. Le flux étant très faible par rapport à la vitesse d'accommodation produite par la subsidence, les sédiments se déposent en amont du premier corps sédimentaire. Le bassin aval est, quant à lui, en grande partie alimenté par l'érosion du sommet du prisme sédimentaire. C'est pourquoi l'épaisseur du bassin amont diminue au profit de l'épaisseur du bassin aval.

7.3.3.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

La stratigraphie du prisme sédimentaire de chacune des deux simulations, à t140 Ma, est décrite sur la Figure 94. Cette planche est constituée de deux agrandissements, à la même échelle, des coupes précédemment décrites sur la Figure 93.

Seule la stratigraphie du prisme de la marge présentant une épaisseur lithosphérique de 200 km diffère beaucoup de celle de la simulation de référence. Si la simulation de référence présente une stratigraphie caractérisée par une unique séquence progradante-aggradante, chacun des sous-bassins du prisme sédimentaire présente une stratigraphie propre. En effet, le bassin amont se caractérise par une séquence rétrogradante au cours du temps tandis que le bassin aval présente une séquence progradante-aggradante. Enfin, contrairement au prisme de référence ou seul le sommet du premier corps sédimentaire est soumis à l'érosion marine au cours du temps, les surfaces d'érosion marines sur la simulation affectée par une épaisseur de 75 km sont concentrées au sommet de chaque corps sédimentaire tandis que ces surfaces d'érosion sont principalement distribuées à la base des corps rétrogradants du sous-bassin amont de la marge présentant une épaisseur lithosphérique de 200 km.

Comme expliqué dans la sous-partie précédente, l'enregistrement rétrogradant du bassin amont s'explique par un flux sédimentaire très faible par rapport à la vitesse d'accommodation. Il y a donc une création d'espace disponible plus rapide que ne peut combler le flux sédimentaire continental. Le rapport Accommodation/Sédimentation (A/S) est donc supérieur à 1. En revanche, l'enregistrement progradant-aggradant du sous-bassin aval s'explique par un flux sédimentaire, issu en partie de l'érosion du sommet du prisme, plus important par rapport à la vitesse d'accommodation. Le rapport A/S est donc compris entre 0 et 1. Quant aux différentes distributions des surfaces d'érosion marines, elles sont contrôlées par la courbure topographique marine qui est fonction du flux et de la subsidence entre les deux simulations.

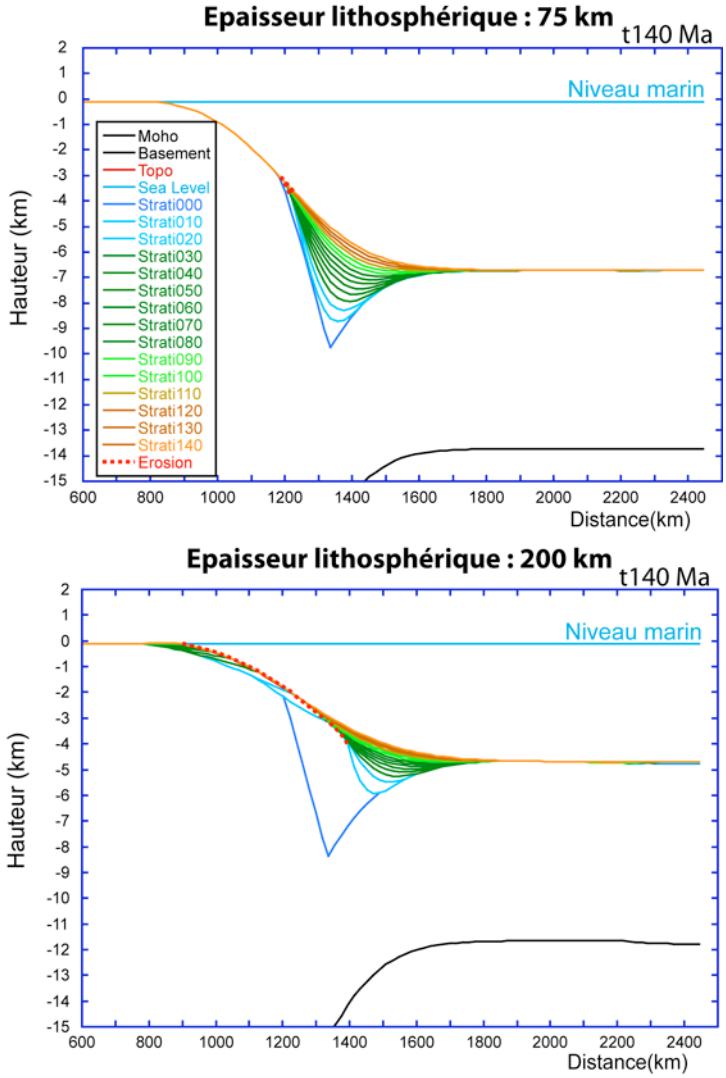


Figure 94 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable.

7.3.4. CONCLUSION

Le travail décrit dans cette partie de chapitre montre, tout d'abord, que l'évolution d'une simulation présentant une conduction thermique 2D est identique à celle de la simulation de référence présentant une conduction thermique 3D. Quant à l'étude des conséquences d'une variation de la profondeur de l'isotherme 1350°C sur l'évolution d'une lithosphère amincie, l'analyse des mouvements verticaux montre qu'une augmentation de cette profondeur d'isotherme crée principalement au cours du temps, une amplification de l'augmentation de la longueur d'onde de la déformation, une décélération des vitesses de subsidence et enfin, une unique phase principale de surrection sur le secteur 2. Ces résultats s'expliquent principalement par une augmentation du temps de diffusion thermique (τ_D : temps nécessaire à une homogénéisation de la température entre deux milieux aux températures initiales différentes) et par une augmentation de la résistance du système si l'épaisseur lithosphérique augmente.

Concernant l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation, ce travail montre que si une diminution de l'épaisseur lithosphérique à 75 km modifie peu la dénudation et la sédimentation le long de la marge par rapport à la simulation de référence,

une augmentation de l'épaisseur lithosphérique à 200 km crée principalement une inversion au cours du temps des processus d'érosion et de sédimentation sur le secteur 4 de la marge et une forte augmentation du flux sédimentaire sur les 10 premiers millions d'années de la simulation, puis, entre t10 et t180 Ma, un flux très faible et inférieur à celui de la simulation de référence. Quant au volume total solide mesuré sur les simulations, il est toujours plus faible que le volume de sédiments mesuré sur des systèmes naturels.

Enfin, l'évolution géométrique et la stratigraphie à t140 Ma du prisme sédimentaire de la marge présentant une épaisseur lithosphérique de 75 km sont peu différentes de celles de la simulation de référence. Par contre, l'évolution de la géométrie du bassin de la simulation présentant 200 km d'épaisseur lithosphérique est, quant à elle, caractérisée principalement par un premier corps sédimentaire épais au niveau de la fosse et la formation, au cours du temps, de deux sous-bassins en amont et en aval de ce premier corps sédimentaire. Les produits de l'érosion du bassin amont alimentent au cours du temps le bassin aval. Quant à la stratigraphie, le sous-bassin amont présente, d'une part, une séquence rétrogradante au cours du temps et, d'autre part, des surfaces d'érosion distribuées à la base des corps sédimentaires, tandis que le bassin aval se caractérise par une séquence progradante-aggradante.

7.4. VARIATION DE LA PROFONDEUR DE FIBRE

Cette quatrième partie est consacrée aux conséquences d'une modification de la profondeur de fibre de la marge de référence sur son comportement et son enregistrement post-rift. Nous avons donc réalisé deux simulations où nous avons fait varier uniquement la profondeur de fibre à 10 et à 35 km. Les résultats sont présentés dans trois sous-parties : évolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge puis, évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation et enfin enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire.

7.4.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE

La présentation de l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux est divisée en deux sous-parties : l'évolution temporelle de la géométrie crustale puis l'évolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux le long de chacune des deux simulations.

7.4.1.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE CRUSTALE DES SIMULATIONS

Cette évolution géométrique est synthétisée sur le Tableau 20 et sur la Figure 95. Cette figure est divisée en deux séries de deux graphiques décrivant la géométrie crustale des deux simulations au temps t0 (colonne de gauche) et au temps t140 Ma (colonne de droite). Les valeurs des critères géométriques (altitude moyenne, hauteur de marge, profondeur de fosse,… voir Chapitre 2) sont décrites sur le Tableau 20.

	Simulation de référence		10 km		35 km	
	25 km					
	t0	t140	t0	t140	t0	t140
Altitude moyenne (m)	0	-97	0	-97	0	-97
Hauteur de la marge (m)	4372	6581	4372	6581	4372	6581
Profondeur de fosse (m)	464	3124	117	1954	696	3901
Amplitude du relief (m)	1770	0	1145	0	2186	0
Longueur du relief (km)	458	0	458	0	477	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0	191	0	191	0

Tableau 20 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre la simulation de référence et les simulations affectées par une profondeur de fibre variable.

L'analyse du Tableau 20 et de la Figure 95 montre qu'une modification de la profondeur de fibre modifie uniquement le relief flexural, c'est-à-dire l'amplitude du relief et de la profondeur de la fosse. En effet, à t0 Ma, une augmentation de la profondeur de fibre de 10 à 35 km crée une croissance de l'amplitude de l'épaulement de 1145 m à 2186 m. A t140 Ma, cette augmentation de la profondeur de fibre produit une augmentation de la profondeur de fosse de 1954 m à 3901m. Quant à la longueur de fosse à t140 Ma, elle reste sensiblement comparable puisqu'elle est de 495 km dans le cas d'une profondeur de fibre de 10 km et de 480 km dans le cas d'une profondeur de fibre de 35 km. Cependant, le prisme sédimentaire de la simulation soumise à une profondeur de fibre de 10 km est plus étalé et moins épais que celui de la simulation avec une profondeur de fibre de 35 km.

Ce contrôle important exercé par la profondeur de fibre sur l'amplitude de l'épaulement de rift et sur la formation d'une fosse à proximité de l'épaulement a été démontré en premier par Braun et Beaumont (1989) (Figure 96). Ce contrôle de la profondeur de fibre sur la flexuration de la lithosphère amincie est détaillé dans la partie 2. du Chapitre 1. Quant au caractère étalé et peu épais du prisme de la simulation affectée par une profondeur de fibre de 10 km par rapport à celui de la simulation présentant une profondeur de fibre de 35 km, ceci s'explique par la courbure de la fosse. En effet, à t0, la fosse est quasi-inexistante sur la simulation soumise à une profondeur de fibre de 10 km (profondeur = ~120 m), tandis que la fosse atteint une profondeur de ~695 m si la profondeur atteint 35 km. Par conséquent, si le flux sédimentaire produit sur la simulation affectée par une profondeur de fibre de 35 km est piégé par la fosse au cours de l'histoire de la marge, celui produit sur la simulation soumise à une profondeur de fibre de 10 km se distribue le long de la zone amincie.

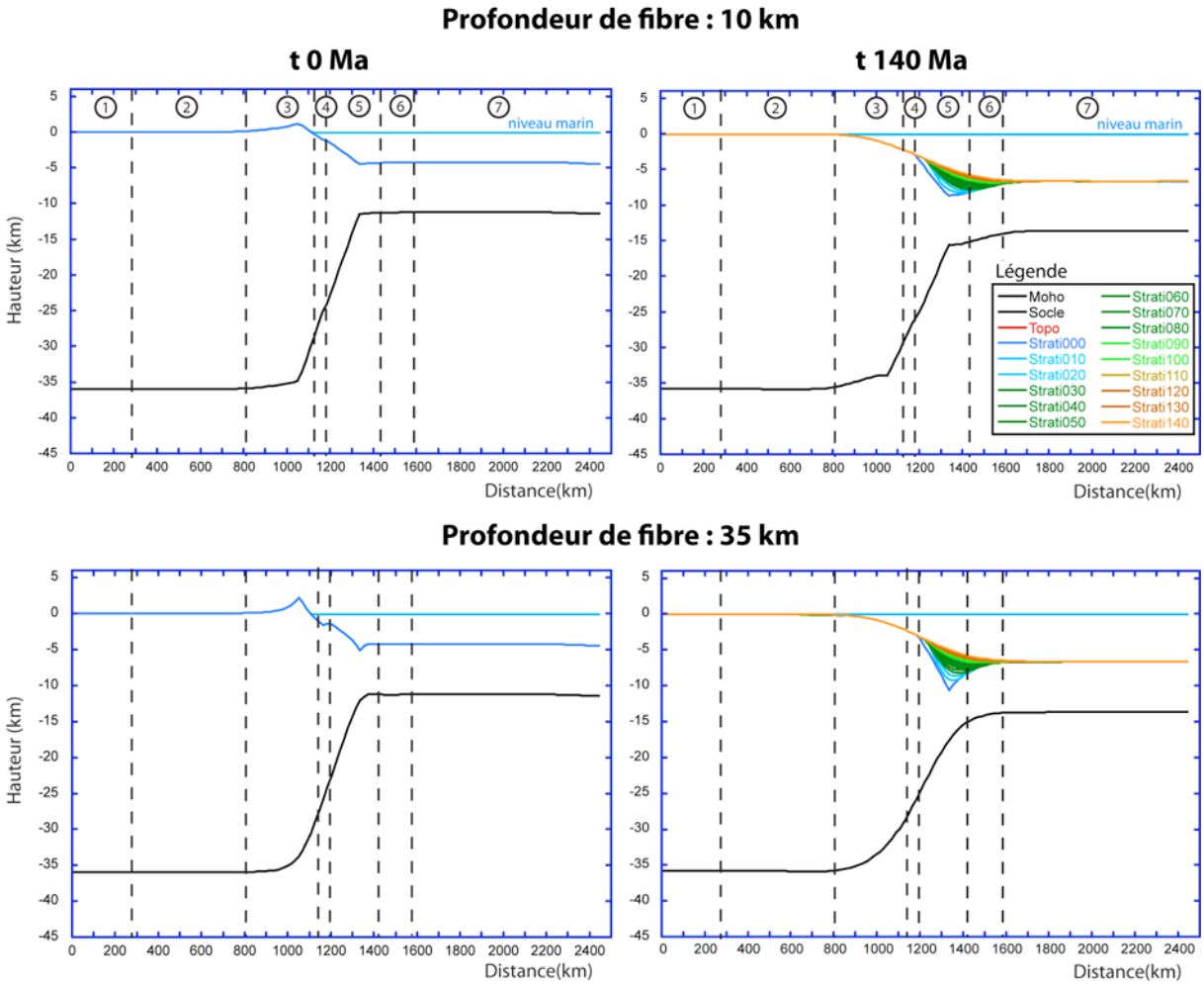


Figure 95 : géométries crustales, à t0 et t140 Ma, des simulations affectées par une profondeur de fibre variable.

Coupes divisées en 7 secteurs et à la même échelle que la coupe de la simulation de référence (voir Chapitre 5 pour plus de détails).

7.4.1.2. Evolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux

L'évolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux le long des deux simulations est décrite sur la Figure 96. Celle-ci présente un graphique par simulation. Chaque graphique est composé de deux sous-graphiques décrivant, au premier plan, la distribution de la vitesse des mouvements verticaux le long de la simulation, entre t10 Ma et t180 Ma, et en arrière- plan, la géométrie de la simulation à t140 Ma.

L'analyse de la vitesse des mouvements verticaux montre qu'une augmentation de la profondeur de fibre de 10 à 35 km produit principalement une faible augmentation des vitesses de subsidence sur le secteur 5 (position de la fosse) (t10-t20Ma : -80 /Ma à -100 m/ma environ contre -92 m/Ma pour la simulation de référence) et une précocité de la transition subsidence-surrection sur le secteur 3. En effet, pour une profondeur de fibre à 10 km, cette transition progressive débute au pas de temps t50-t60 Ma tandis que pour une profondeur de fibre à 35 km, la transition débute vers t20-t30 Ma. De ce fait, la vitesse de surrection maximale est atteinte plus tôt dans le cas d'une profondeur de fibre à 35 km (10m/Ma à t80 Ma) que dans le cas d'une profondeur de fibre à 10 km (7m/ma à t120 Ma). Enfin, les résultats de ces simulations montrent qu'une faible profondeur de fibre produit

principalement au cours du temps une subsidence sur le secteur 4, tandis qu'une forte profondeur de fibre crée principalement de la surrection sur ce même secteur.

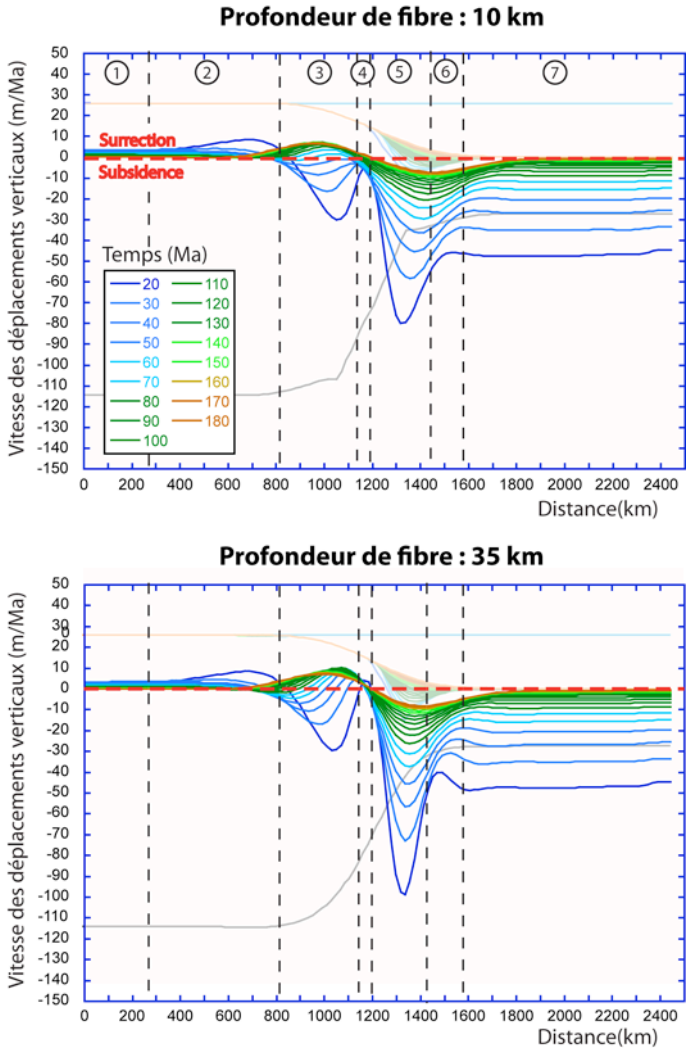


Figure 96 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par une profondeur de fibre variable.

Les graphiques sont à la même échelle que le graphique de la simulation de référence et ils sont divisés en sept secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails).

Ces résultats s'expliquent, d'une part, par l'état flexural du système à t0 et, d'autre part, par la charge sédimentaire. En effet, dans Flex3D, l'amplitude du relief flexural à t0 est définie par l'état flexural du système qui est fonction de la profondeur de la fibre. L'augmentation de l'amplitude du relief produite par une profondeur de fibre plus importante et son érosion sur les premiers pas de temps de la simulation augmentent donc le flux sédimentaire. Cette augmentation du flux crée une charge plus importante au niveau de la fosse. L'isostasie flexurale affectant la marge répond par une augmentation de la subsidence de la fosse et une augmentation de la courbure topographique au niveau des secteurs 3 et 4. La loi de transport de Flex3D étant proportionnelle à la courbure, si celle-ci augmente, le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale favorise la surrection sur les secteurs 3 et 4.

7.4.1.3. CONCLUSION

Cette étude sur les mouvements verticaux montre qu'une augmentation de la profondeur de fibre crée principalement le long de la marge, une augmentation de l'amplitude de l'épaulement et de la profondeur de la fosse. Cette modification de l'état flexural à t0 a des conséquences sur la dynamique flexurale post-rift de la marge. En effet, la réponse de l'isostasie flexurale couplée aux processus de surface est une avancée dans le temps de la transition subsidence-surrection sur le secteur 3, et enfin, une surrection faible et permanente sur le secteur 4. Ce travail montre donc qu'une variation de la profondeur de fibre exerce un contrôle important sur la géométrie du relief flexural à t0 (épaulement de rift et fosse) et a des conséquences sur l'évolution post-rift de la dynamique flexurale du système. Cette étude est donc en accord avec les travaux de Braun et Beaumont (1989) et de van der Beek et al. (1994) (voir Chapitre 1).

7.4.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

Cette partie présente les conséquences d'une modification de la profondeur de fibre sur la quantité totale de dénudation à 140 Ma, sur les variations spatio-temporelles du taux de dénudation et du taux de sédimentation et enfin sur la variation temporelle du flux sédimentaire. Ces résultats sont respectivement décrits dans trois sous-parties différentes.

7.4.2.1. QUANTITE TOTALE DE DENUDATION A T140 MA

La quantité totale de dénudation le long des deux simulations affectées par une profondeur de fibre différente est décrite respectivement sur les deux graphiques composant la Figure 97. Les graphiques montrent que la quantité totale de dénudation, à t140 Ma, varie essentiellement sur le secteur 3. Sur ce secteur, la dénudation varie de 2,9 à 4,8 km si la profondeur de fibre augmente respectivement de 10 km à 35 km. Soit, 38 à 46% environ de cette dénudation est le résultat de l'érosion de l'épaulement de rift.

L'augmentation de la dénudation totale sur le secteur 3 est due, d'une part, à la modification de l'état flexural de la marge à t0 et, d'autre part, à l'augmentation du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale en réponse au changement de géométrie de la marge à t0 (voir sous-partie précédente 7.4.1).

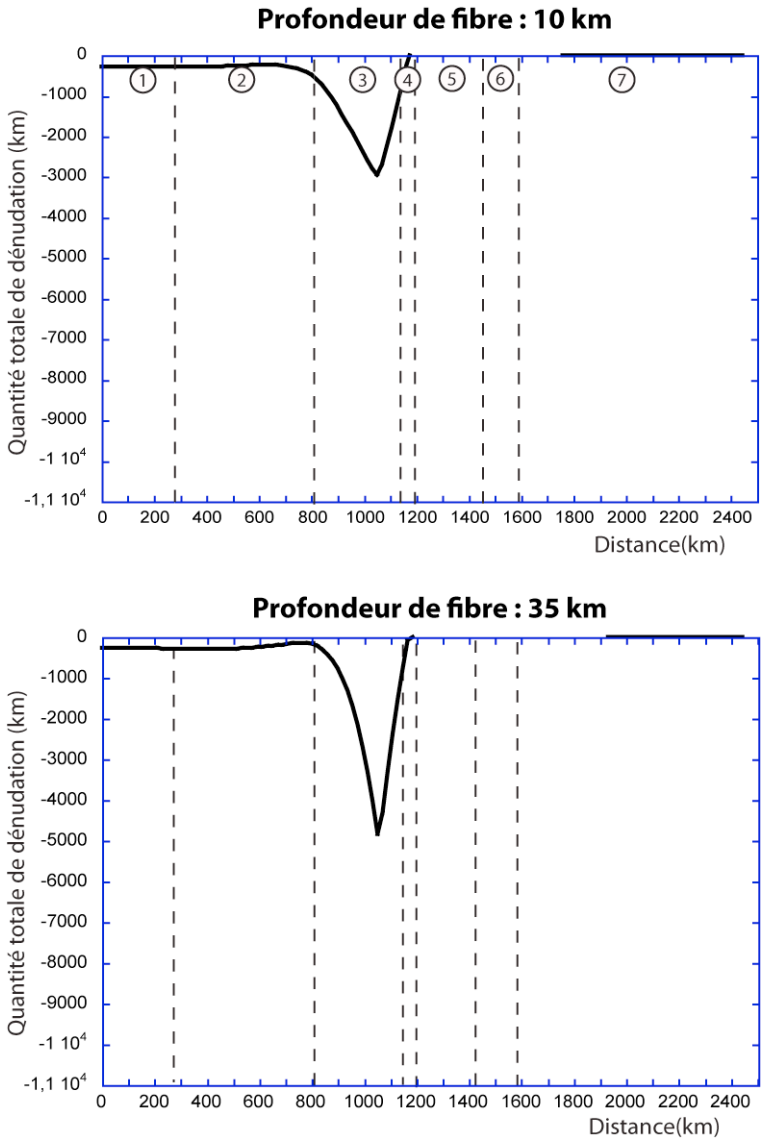


Figure 97 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une profondeur de fibre variable.

7.4.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

Les variations spatio-temporelles des taux de dénudation et de sédimentation le long de chacune des deux simulations, entre t10 Ma et t180 Ma, sont décrites grâce à deux graphiques sur la Figure 98. Ils sont construits suivant le modèle des graphiques des vitesses des mouvements verticaux (Figure 96).

La comparaison entre les deux graphiques montre qu'une augmentation de la profondeur de fibre ne modifie pas la distribution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation mais augmente leur amplitude. En effet, entre t10 et t20 Ma, une profondeur de fibre à 10 km produit, le long de la simulation de référence, des taux variant entre -73 m/ma et 63 m/Ma tandis que si la profondeur de fibre augmente à 35 km, les taux varient de -80 m/Ma à 79 m/Ma.

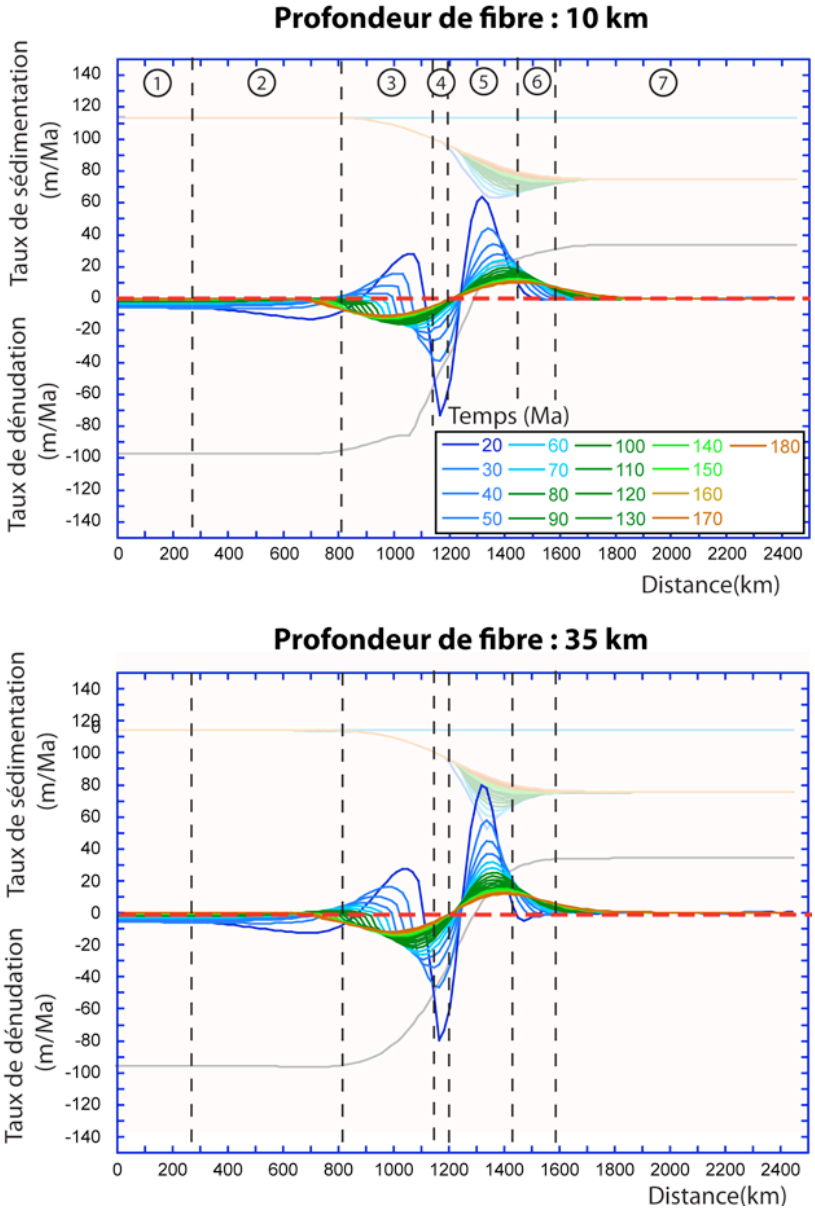


Figure 98 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une profondeur de fibre variable.

L'augmentation des taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations est due à la réponse post-rift du couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface à la modification de l'état flexural de la marge à t0.

7.4.2.3. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

L'évolution temporelle du flux sédimentaire sur chaque simulation est décrite sur la Figure 99. Cet histogramme compare l'évolution du flux sédimentaire obtenue dans le cas d'une variation de la profondeur de fibre avec l'évolution du flux sédimentaire mesurée sur la simulation de référence.

La Figure 99 montre qu'une augmentation de la profondeur de fibre de 10 à 35 km augmente essentiellement le flux sédimentaire solide sur le premier pas de temps, entre t0 et t10 Ma. Ce flux varie respectivement de 1 $.10^4$ km^3/Ma à 1,2 $.10^4$ km^3/Ma. La différence de vitesse de flux reste donc faible entre les deux simulations. Concernant le volume

sédimentaire total solide, mesuré à t180 Ma, il varie respectivement de 3 .10^5 km^3 à 3,2 .10^5 km^3.

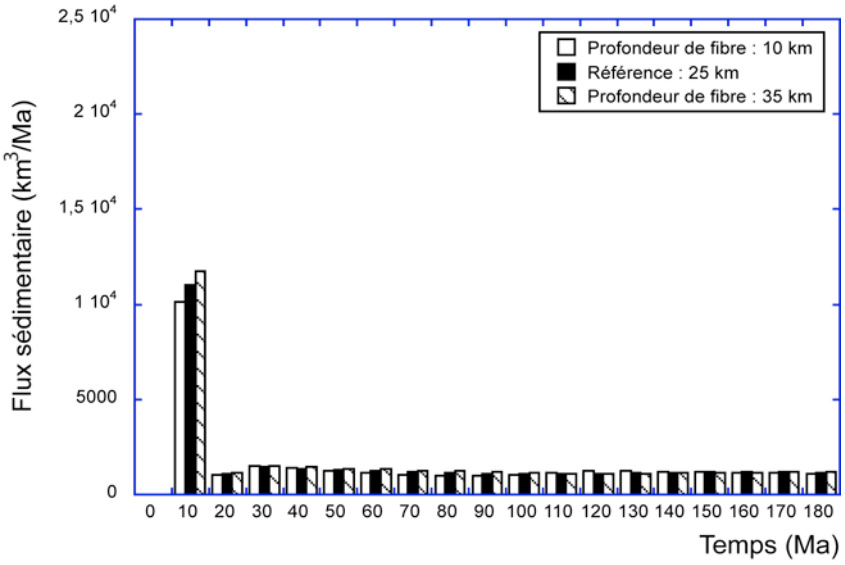


Figure 99 : variation temporelle du flux sédimentaire sur des simulations affectées par une profondeur de fibre variable.

Du fait d'une augmentation de la géométrie de l'épaulement de rift à t0 (longueur et amplitude), une augmentation de la profondeur de fibre augmente également le flux sédimentaire enregistré dans les bassins entre t0 et t10 Ma. Cependant, cette croissance du flux sédimentaire avec la profondeur de fibre reste relativement faible (flux total solide : 0,2 .10^4 km^3/Ma de différence entre les deux simulations, entre t0 et t10 Ma) et inférieure aux systèmes naturels. Cette faible augmentation du flux sédimentaire, entre t0 et t10 Ma, s'explique par une augmentation de la longueur et de l'amplitude de l'épaulement de rift insuffisante pour modifier significativement le flux sédimentaire sur cet incrément de temps.

7.4.2.4. CONCLUSION

En augmentant la géométrie flexurale (épaulement de rift et fosse) de la lithosphère amincie au temps t0 et en modifiant par conséquent la réponse du couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface au cours du post-rift, l'augmentation de la profondeur de fibre augmente, d'une part, la dénudation maximale totale sur le secteur 3, d'autre part, les taux de sédimentation et de dénudation et enfin, le flux sédimentaire. Cependant, une variation de la profondeur de fibre ne modifie pas la distribution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation et ne produit pas de flux sédimentaire comparable avec des systèmes naturels. Cette variation du flux reste faible.

7.4.3. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Afin de décrire l'enregistrement de l'évolution post-rift de la marge par le bassin sédimentaire, nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire de chacune des deux simulations, puis, dans une seconde sous-partie, la stratigraphie des prismes à t140 Ma.

7.4.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

La Figure 100 décrit l'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire de chacune des deux simulations. Chaque colonne de graphique correspond à une simulation tandis que chaque ligne correspond à la géométrie du bassin à différents temps : t0, t10 Ma, t40 Ma et t140 Ma. Tous ces graphiques sont à la même échelle.

Si la profondeur de fibre augmente, la principale différence entre les géométries des deux bassins est une augmentation de l'épaisseur du premier corps sédimentaire déposé entre t0 et t10 Ma. Par contre, la diminution de la profondeur de fibre produit un élargissement de la base de la fosse et une migration temporelle plus importante du dépôt centre vers le domaine marin.

La différence d'épaisseur du premier corps sédimentaire entre les deux simulations s'explique par une augmentation du flux sédimentaire, entre t0 et t10 Ma, produite par l'érosion d'un épaulement plus important lorsque la profondeur de fibre augmente. Concernant l'élargissement de la base de la fosse et la migration temporelle du dépôt centre, ces deux phénomènes trouvent leur explication dans le rapport entre la profondeur de fosse et la sédimentation. En effet, l'augmentation, à t0, de la profondeur de fosse avec la profondeur de fibre localise la sédimentation au niveau de la fosse. La charge sédimentaire augmente donc au cours du temps principalement au même endroit, accentuant ainsi la fosse. En revanche, la fosse étant peu exprimée dans le cas d'une faible profondeur de fibre, la sédimentation et la charge sédimentaire associée sont donc plus distribuées à la base de la zone amincie et progressent ainsi vers le domaine marin, élargissant la base de la fosse.

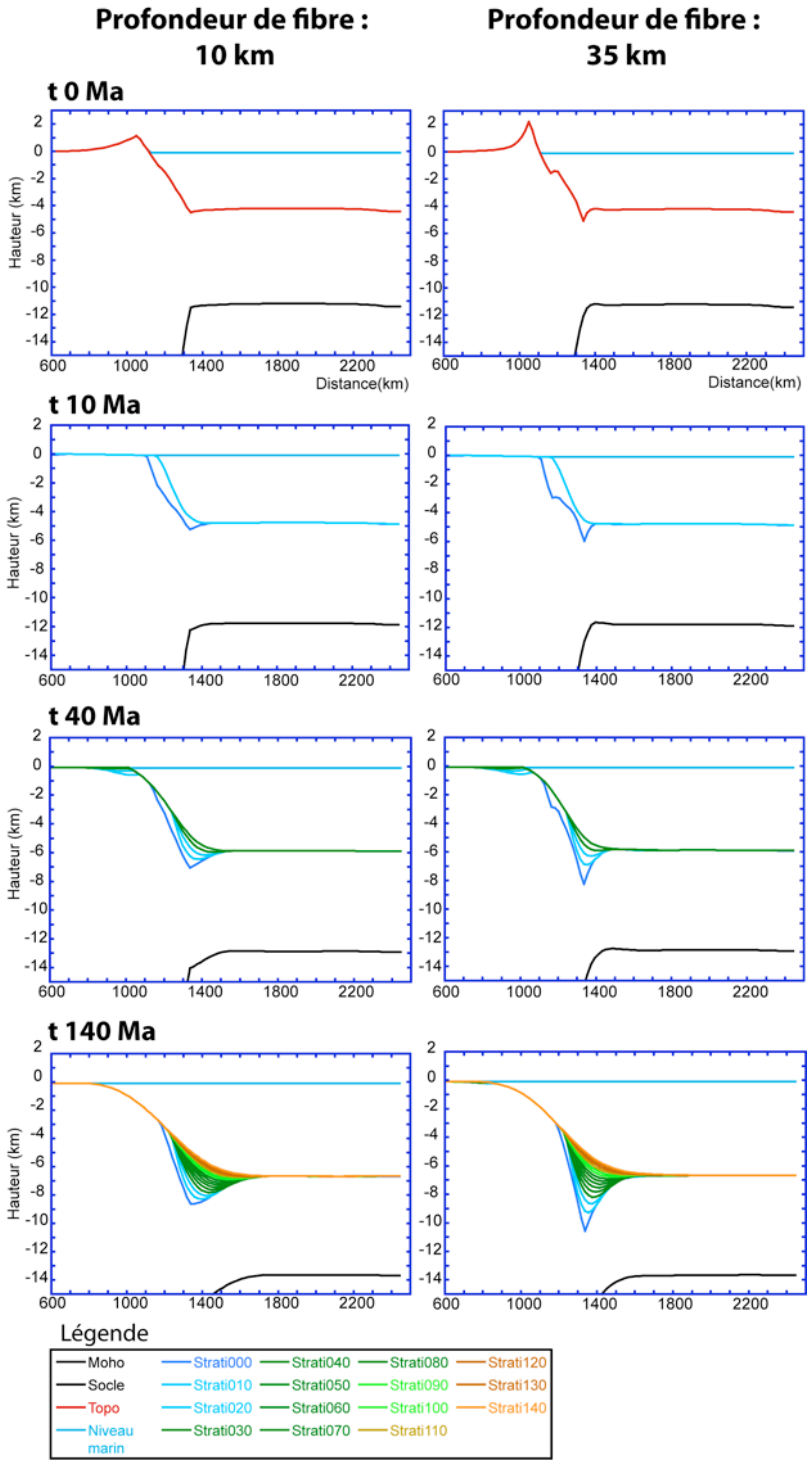


Figure 100 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une profondeur de fibre variable.

7.4.3.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

La stratigraphie du prisme sédimentaire de chacune des deux simulations, à t140 Ma, est décrite sur la Figure 101. Les deux graphiques représentent deux agrandissements identiques des coupes t140 Ma, précédemment décrites sur la Figure 100.

Ces deux prismes sédimentaires ne présentent pas de différences stratigraphiques importantes et ils restent semblables à la stratigraphie du prisme de référence. En effet, comme sur la simulation de référence, les deux prismes se caractérisent par une séquence sédimentaire progradante-aggradante au cours du temps et une surface d'érosion marine localisée à l'amont du prisme sédimentaire, au niveau du sommet du premier corps sédimentaire. Une modification de la profondeur de fibre n'a donc pas de conséquences notables sur l'enregistrement stratigraphique de référence.

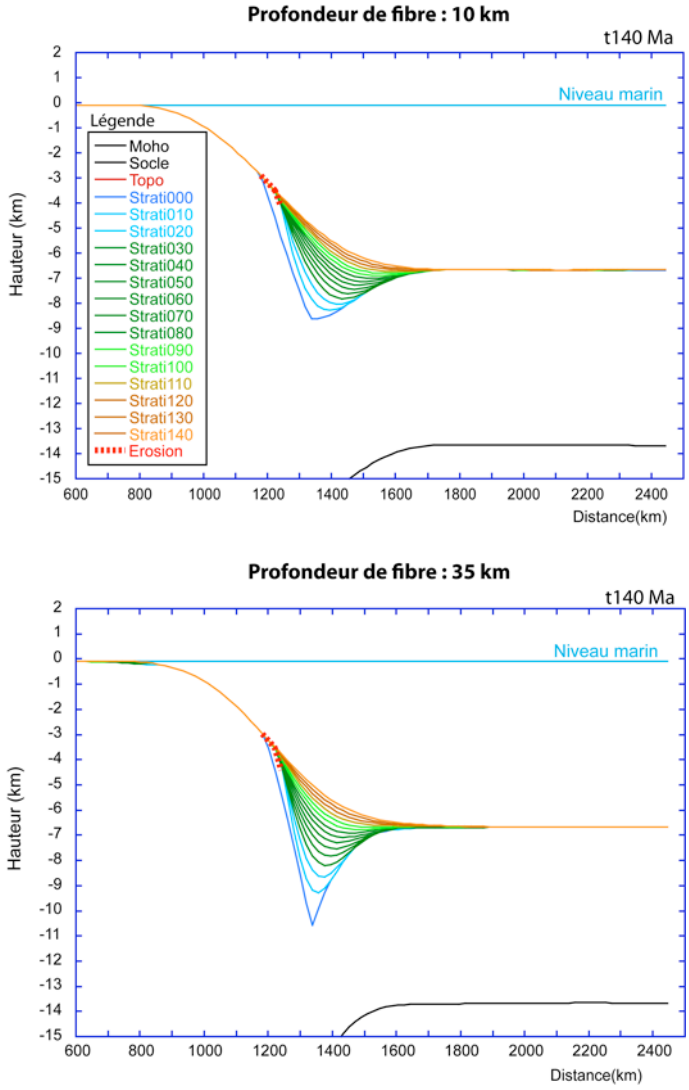


Figure 101 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une profondeur de fibre variable.

7.4.4. CONCLUSION

Ce travail montre qu'une augmentation de la profondeur de fibre a pour principale conséquence une modification de l'état flexural de la lithosphère à t0 : augmentation de la géométrie (amplitude et longueur) de l'épaulement de marge et de la fosse (Braun et Beaumont, 1989; van der Beek et al., 1994). Cette variation de la géométrie lithosphérique à t0 a des conséquences sur la réponse du couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface au cours du post-rift. En effet, une augmentation de la courbure de l'épaulement de rift à t0 augmente la dénudation sur les premiers pas de temps de la simulation et par conséquent augmente la surrection produite par l'isostasie flexurale en réponse à la dénudation. Les mouvements verticaux post-rift montrent une avancée dans le temps de la transition subsidence-surrection sur le secteur 3, et enfin, une surrection faible et permanente sur le secteur 4.

Cette étude montre également qu'en augmentant la géométrie de l'épaulement de marge et de la fosse à t0 et en modifiant par conséquent la réponse du couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface au cours du post-rift, une augmentation de la profondeur de fibre produit une augmentation, d'une part, de la quantité totale de dénudation maximale sur le secteur 3, mais aussi des taux de dénudation et de sédimentation et enfin une faible augmentation du flux sédimentaire. Mais, la distribution spatiale des taux de dénudation et de sédimentation reste stable au cours du temps et le volume sédimentaire total solide, mesuré sur les simulations, reste inférieur au volume de sédiments mesuré sur des systèmes naturels.

Enfin, concernant l'enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire, une diminution de la profondeur de fibre a comme première conséquence une diminution de l'épaisseur du premier corps sédimentaire déposé entre t0 et t10 Ma, du fait de la faible géométrie de l'épaulement de rift érodé. La diminution de la profondeur de fibre a également des répercussions importantes sur l'évolution de la géométrie du bassin sédimentaire. En effet, une simulation avec une faible profondeur de fibre (10 km) est caractérisée par une fosse quasi-inexistante à t0. De ce fait, au début du post-rift, les sédiments n'étant pas piégés par une fosse, ils se déposent sous forme de corps sédimentaires qui migrent vers le domaine marin et, par effet de charge, forment une fosse, l'approfondissent et l'élargissent. En revanche, une modification de la profondeur de fibre n'affecte pas l'enregistrement stratigraphique de référence.

Cette étude montre donc que la profondeur de fibre est un paramètre important dont il faut tenir compte dans la compréhension de la dynamique flexurale d'une marge passive.

7.5. VARIATION DE LA LONGUEUR DE LA ZONE AMINCIE

Nous présentons maintenant les conséquences d'une modification de la géométrie de la croûte amincie sur le comportement et l'enregistrement de la simulation de référence. Trois simulations sont présentées dans cette cinquième partie : deux simulations présentant une zone amincie continue où la longueur varie entre 55km et 610 km, et une simulation caractérisée par une zone amincie discontinue, de longueur identique à celle de la simulation de référence (278 km), et dont 110 km correspondent à la longueur d'un plateau crustal intermédiaire de 15 km d'épaisseur (Figure 102).

Dans une première sous-partie, nous présentons les résultats sur l'évolution post-rift de la géométrie et des mouvements verticaux le long de la marge, puis, dans une seconde sous-partie, nous présentons l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation et enfin, dans une troisième sous-partie, nous décrivons les résultats sur l'enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire. Pour chaque sous-partie, nous comparons, dans un premier temps, les résultats obtenus dans le cas d'une variation de la longueur de la zone amincie continue, puis, dans un second temps, nous comparons les résultats obtenus dans le cas d'une zone amincie discontinue avec ceux de la simulation de référence.

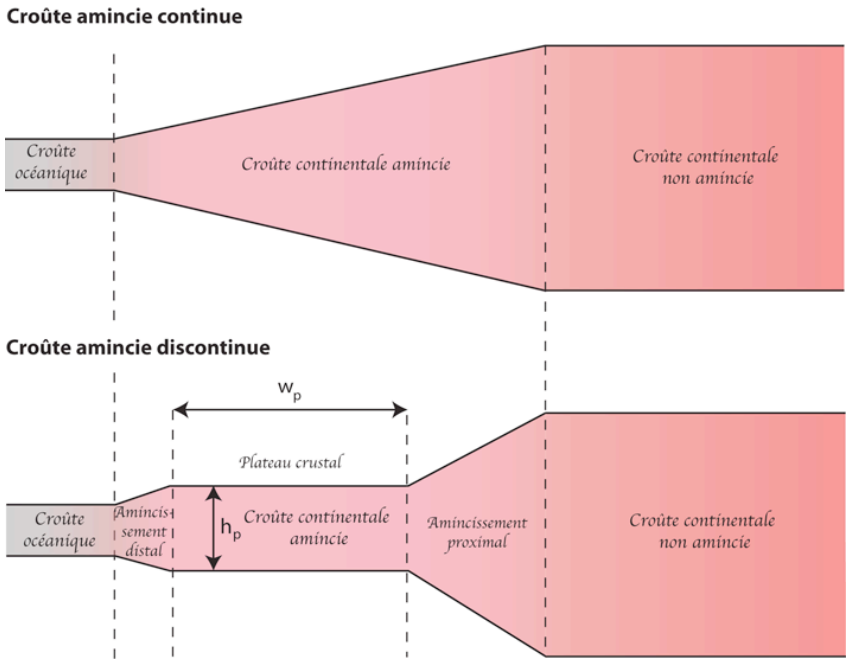


Figure 102 : zone amincie continue vs zone amincie discontinue.
W_p : longueur du plateau crustal ; h_p : hauteur du plateau crustal. (Voir Chapitre 2 pour plus de détails)

7.5.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE

Nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution temporelle de la géométrie crustale puis, dans une seconde sous-partie, l'évolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux le long de chacune des trois simulations.

7.5.1.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE CRUSTALE DES SIMULATIONS

L'évolution géométrique des simulations est résumée sur le Tableau 21 et sur la Figure 103. Cette figure présente, pour chacune des trois simulations, une série de deux graphiques décrivant la géométrie crustale des simulations à t0 (graphique de gauche) et à t140 Ma (graphique de droite). Quant au Tableau 21, il décrit les mesures des critères géométriques (altitude moyenne, hauteur de marge, profondeur de fosse,… voir Chapitre 2).

	Simulation de référence		Zone amincie continue				Plateau crustal d'une zone amincie discontinue	
	278 km		55 km		610 km		111 km	
	t0	t140	t0	t140	t0	t140	t0	t140
Altitude moyenne (m)	0	-97	0	-99	0	-95	0	-97
Hauteur de la marge (m)	4372	6581	4270	6572	4474	6594	4377	6581
Profondeur de fosse (m)	464	3124	2595	5666	95	1277	426	1950
Amplitude du relief (m)	1770	0	4444	0	755	0	2482	0
Longueur du relief (km)	458	0	535	0	248	0	497	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0	38	0	382	0	76	0

Tableau 21 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre la simulation de référence et les simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie.

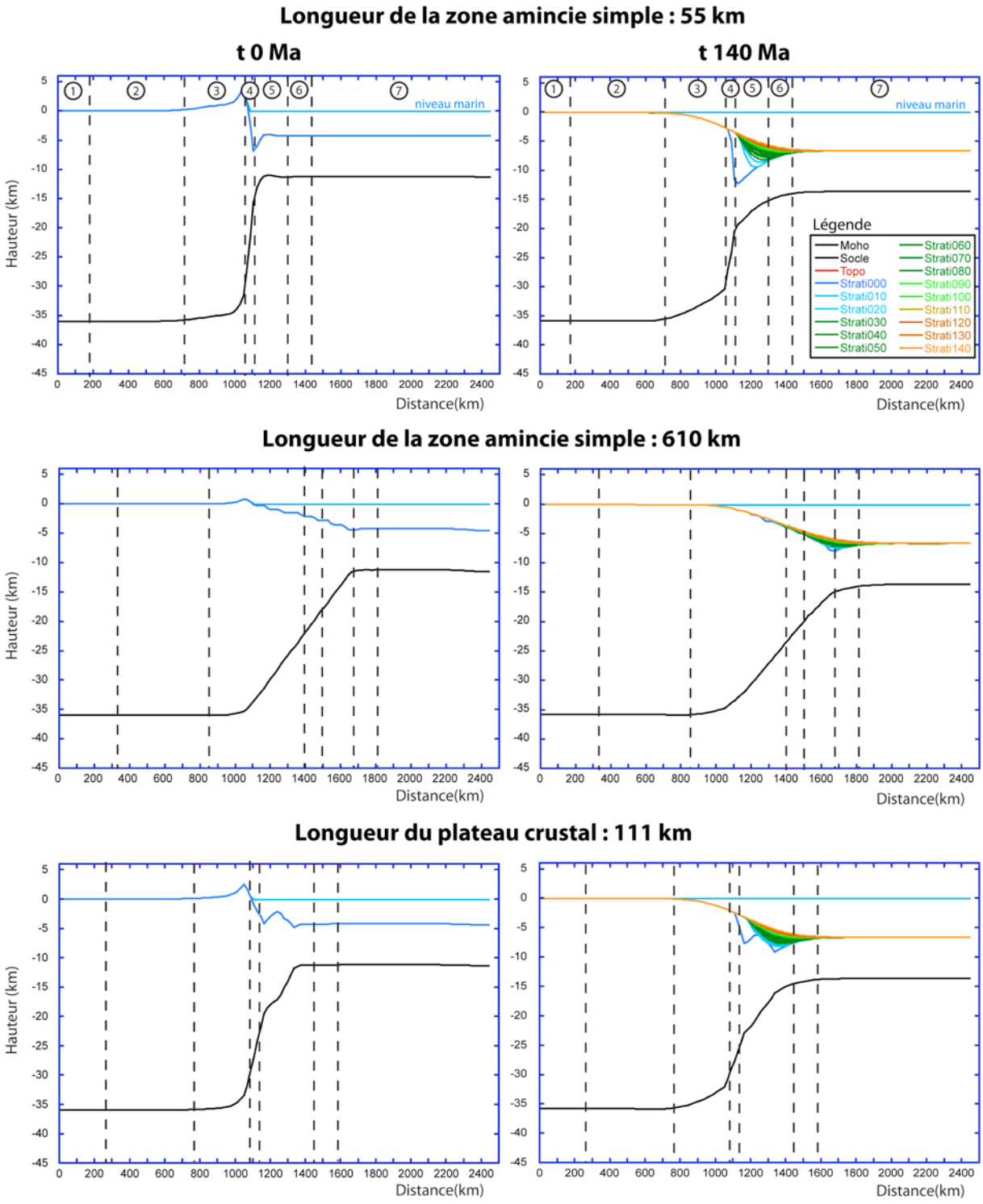


Figure 103: géométries crustales, à t0 et t140 Ma, des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie.

Les coupes crustales sont divisées en 7 secteurs et elles sont à la même échelle que la coupe de la simulation de référence (voir Chapitre 5 pour plus de détails). L'ondulation de la topographie, à t0 Ma, le long de la zone amincie de la simulation présentant une longueur de zone amincie de 610 km est due à la discrétisation du modèle numérique.

7.5.1.1.1. CONSEQUENCES GEOMETRIQUES DE LA VARIABILITE D'UNE LONGUEUR DE ZONE AMINCIE CONTINUE

La comparaison des résultats entre une simulation présentant une longueur de zone amincie de 55 km et une simulation présentant une longueur de zone amincie de 610 km montre que, par rapport à une modification de la profondeur de fibre, une variation de cette longueur exerce un contrôle plus important sur l'amplitude et la longueur du relief flexural. En effet, si la longueur de la zone amincie diminue :

- la profondeur de la fosse augmente de 1280 m à 5665 m environ à t140 Ma ;
- la longueur de la fosse augmente de 420 km à 555 km environ à t140 ;
- l'amplitude de l'épaulement augmente de 755 m à 4445 m environ à t0 ;
- la longueur de l'épaulement augmente de 250 km à 535 km environ ;
- la position de l'apex du relief migre vers le domaine marin. En effet, la position de l'apex est calculée par rapport à un point situé à mi- hauteur de marge, sur le socle de la zone amincie (voir Chapitre 5 partie 1.). Si la distance diminue, la position de l'apex migre donc vers le domaine distal.

L'augmentation de la géométrie (longueur et amplitude) de la fosse et de l'épaulement de rift avec la diminution de la longueur de la zone amincie s'explique par la relation entre la charge imposée par la variation du rapport des densités lithosphériques le long de la croûte continentale amincie et la longueur d'onde flexurale contrôlée par le paramètre flexural α : $\alpha = \left[\frac{4D}{(\rho_m - \rho_w)g}\right]^{\frac{1}{4}}$, avec la rigidité flexurale D, la densité du manteau ρ_m et la densité de l'eau ρ_w. Cette longueur d'onde est définie par rapport à la rigidité flexurale D qui est identique sur les deux simulations. Si la charge imposée se localise sur une distance inférieure ou égale à la longueur d'onde définie par le paramètre flexural α, la réponse flexurale est élevée. En revanche, si la charge se distribue sur une distance supérieure à α, la déformation est alors contrôlée par l'isostasie locale.

7.5.1.1.2. COMPARAISON ENTRE UNE ZONE AMINCIE CONTINUE ET UNE ZONE AMINCIE DISCONTINUE

La comparaison des résultats obtenus avec une zone amincie continue ou avec une zone amincie discontinue montre que la présence d'un plateau crustal modifie principalement la géométrie de la fosse, l'amplitude et la position de l'apex de l'épaulement de rift. En effet, une zone amincie discontinue augmente l'amplitude de l'épaulement de 1770 m à 2480 m environ à t0 et, tout comme une variation de la profondeur de fibre, fait migrer l'apex de l'épaulement vers le domaine marin. Concernant la géométrie de la fosse, l'existence d'un plateau crustal intermédiaire crée un second relief au niveau de la zone amincie et deux dépressions topographiques de part et d'autre de ce relief. La dépression la plus profonde, correspondant à la fosse, est située à la base de la zone amincie. Cependant sa profondeur est plus faible puisqu'elle est de 1950 m à t140 Ma contre 3120 m sur la simulation de référence.

Ces différences s'expliquent par une succession de deux amincissements le long de la zone amincie de la marge simulée, avec des facteurs d'amincissement crustaux β différents ($\frac{épaisseur\ crustale\ initiale}{épaisseur\ crustale\ amincie}$) sur de faibles distances (82 à 111 km). Ce double amincissement explique donc, d'une part, la présence d'un épaulement de rift, et d'un relief intermédiaire entre les deux amincissements crustaux, et, d'autre part, la présence de deux dépressions topographiques à la base de ces deux amincissements. Concernant l'augmentation de l'amplitude de l'épaulement de rift, l'amincissement distal (β = 2,1) étant plus faible que celui de l'amincissement proximal (β = 2,4), ce dernier est donc l'amincissement principal. Or, si cette simulation présente une rigidité flexurale et une longueur d'onde flexurale identiques à celles de la simulation de référence, l'amincissement proximal est réalisé sur une plus courte distance (111 km) que l'amincissement continu de la simulation de référence (278 km). La distribution de la charge imposée par la variation du rapport des densités lithosphériques le long de cet amincissement proximal diminue par rapport à la longueur d'onde flexurale du système et crée ainsi une augmentation de la réponse flexurale de la marge (voir sous-partie précédente 7.5.1.1.1). En revanche, du fait de ses 15 km d'épaisseur, le plateau crustal modifie l'équilibre isostatique. La conséquence est une réduction de la subsidence de la croûte amincie à l'origine de la faible profondeur des dépressions topographiques du domaine aminci.

7.5.1.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

L'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux affectant les trois simulations est décrite sur la Figure 104, grâce à trois graphiques. Chaque graphique est constitué de deux sous-graphiques décrivant, au premier plan, la distribution de la vitesse des mouvements verticaux le long de la simulation, entre t10 Ma et t180 Ma, et en arrière- plan, la géométrie de la simulation à t140 Ma.

7.5.1.2.1. CONSEQUENCES DE LA VARIABILITE D'UNE LONGUEUR DE ZONE AMINCIE CONTINUE SUR LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Les deux premiers graphiques sur la Figure 104 montrent principalement qu'une variation de la longueur de la zone amincie exerce un contrôle important sur les vitesses des mouvements verticaux puisque celles-ci varient, entre t10 Ma et t20 Ma, entre -122 m/Ma et 14 m/Ma dans le cas d'une longueur de 55 km et entre -60 m/Ma et 5 m/Ma dans le cas d'une longueur de 610 km. De plus, le secteur 4 est très subsidant, au cours du temps, dans le cas d'une longueur de 610 km, tandis que ce même secteur est affecté par une vitesse de surrection importante entre t10 Ma et t30 Ma (vitesse comprise entre 10 et 14 m/Ma) si la longueur de la zone amincie est de 55 km. Enfin, contrairement à la simulation de référence et à la simulation avec une longueur du domaine aminci de 55 km, la simulation avec une longueur de zone amincie de 610 km ne présente pas de migration des mouvements verticaux depuis le secteur 4 vers le secteur 3.

Comme expliqué dans la sous-partie précédente, une augmentation de la longueur de la zone amincie distribue la charge imposée par la variation du rapport des densités le long de la zone amincie et par conséquent diminue la flexuration de la marge. La conséquence est donc un ralentissement des vitesses des mouvements flexuraux, une disparition de la

surrection sur le secteur 4 et par conséquent une disparition de la migration progressive de la surrection affectant le secteur 4 vers le secteur 3.

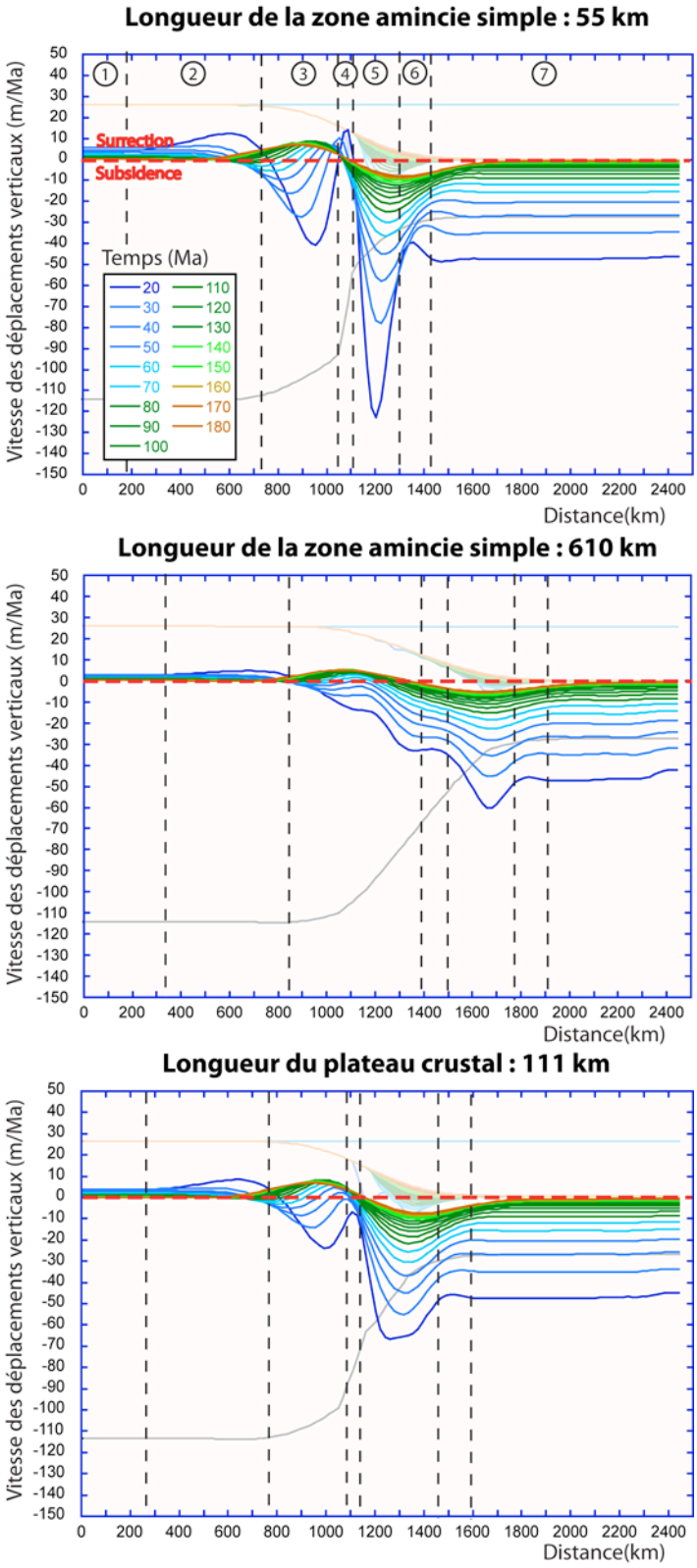


Figure 104 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie.
Ces trois graphiques sont à la même échelle et ils sont divisés en sept secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails).

7.5.1.2.2. COMPARAISON ENTRE UNE ZONE AMINCIE CONTINUE ET UNE ZONE AMINCIE DISCONTINUE

Le troisième graphique de la Figure 104 montre qu'il existe deux principales différences sur les vitesses entre la simulation de référence et la simulation avec une géométrie amincie discontinue. La première différence est une subsidence plus faible (-67 m/Ma) et distribuée le long du secteur 5, entre t10 et t20 Ma, tandis que cette subsidence est plus forte (-91 m/Ma) et plus localisée sur le secteur 5 de la simulation de référence. La seconde différence importante est une vitesse de subsidence de -7 m/Ma sur le secteur 4, entre t10 et t20 Ma, qui évolue ensuite progressivement en faible surrection, tandis que, sur la simulation de référence, ce secteur est affecté, entre t10 et t20 Ma, par une vitesse nulle puis par une faible subsidence.

La première différence s'explique par la modification de l'équilibre isostatique produit par la présence du plateau crustal dans le cas de l'amincissement discontinu. Ce plateau réduit donc la subsidence de la zone amincie au cours du temps. Quant à la deuxième différence, elle s'explique par une différence de courbure topographique entre les deux simulations au niveau du secteur 4. En effet, la présence du plateau crustal, en réduisant la subsidence du domaine aminci et la profondeur de fosse, diminue cette courbure et ainsi diminue l'efficacité des processus de surface et la réponse de l'isostasie flexurale associée.

7.5.1.3. CONCLUSION

L'analyse des résultats numériques sur les conséquences d'une variation de la longueur de la zone amincie sur les mouvements verticaux montre, dans un premier temps, qu'en localisant la charge produite par la variation du rapport des densités lithosphériques le long de la zone amincie, une diminution de la longueur de la zone amincie augmente la flexuration du système. Les conséquences sur l'évolution de la marge sont, d'une part, une augmentation de l'amplitude et de la longueur du relief flexural (fosse et épaulement de rift) et, d'autre part, une surrection importante sur le secteur 4, entre t10 et t30 Ma.

Concernant la présence d'un plateau crustal au niveau de la croûte amincie, celui-ci modifie sensiblement le comportement flexural et la géométrie de la simulation de référence. En effet, la présence de ce plateau crée un double amincissement de la marge sur de faibles distances. Ceci produit non seulement deux dépressions topographiques à la base de chaque amincissement crustal, mais aussi un second relief entre ces deux dépressions et une augmentation de l'amplitude de l'épaulement de rift à t0. De plus, en réduisant la courbure topographique du secteur 4, le plateau topographique diminue l'efficacité du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. Cette diminution de l'efficacité de ce couplage crée une vitesse de subsidence sur le secteur 4, entre t10 et t20 Ma, qui évolue ensuite progressivement en surrection. Enfin, en modifiant l'équilibre isostatique, le plateau crustal réduit la subsidence de la croûte amincie au cours du temps.

7.5.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

Nous décrivons maintenant les conséquences d'une modification de la géométrie de la zone amincie sur l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation. Ces résultats sont décrits à travers trois sous-parties : la quantité totale de dénudation à t140 Ma, l'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation, et enfin l'évolution temporelle du flux sédimentaire.

7.5.2.1. QUANTITE TOTALE DE DENUDATION A T140 MA

La quantité totale de dénudation à t140 Ma est décrite sur les trois graphiques composant la Figure 105. Ces trois graphiques sont à la même échelle et correspondent respectivement aux trois simulations : avec une longueur de croûte amincie de 55 km, avec une longueur de croûte amincie de 610 km ou avec une croûte amincie discontinue.

7.5.2.1.1. CONSEQUENCES DE LA VARIABILITE D'UNE LONGUEUR DE ZONE AMINCIE CONTINUE SUR LA QUANTITE TOTALE DE DENUDATION

Les deux premiers graphiques de la Figure 105 montrent qu'une réduction de la longueur de la croûte amincie de 610 km à 55 km produit essentiellement une augmentation de la dénudation totale maximale de 1,5 km à 8,1 km sur le secteur 3. 49 à 55 % de cette dénudation totale maximale correspond donc à l'érosion de l'épaulement de rift.

Cette augmentation de la dénudation totale sur le secteur 3 est due en partie à l'augmentation de l'amplitude et de la longueur de l'épaulement de rift érodé, engendrées par la diminution de la longueur de la zone amincie.

7.5.2.1.2. COMPARAISON ENTRE UNE ZONE AMINCIE CONTINUE ET UNE ZONE AMINCIE DISCONTINUE

Concernant les conséquences d'une croûte amincie discontinue sur la dénudation totale le long de la marge, le troisième et dernier graphique de la Figure 105 montre que la principale différence avec la simulation de référence est une augmentation de la dénudation totale maximale sur le secteur 3. En effet, celle-ci est de 5,3 km contre 4,1 km sur la simulation de référence.

Ce résultat s'explique, en partie, par l'érosion de l'épaulement de rift dont l'amplitude est supérieure de 710 m à celle de l'épaulement de rift de la simulation de référence.

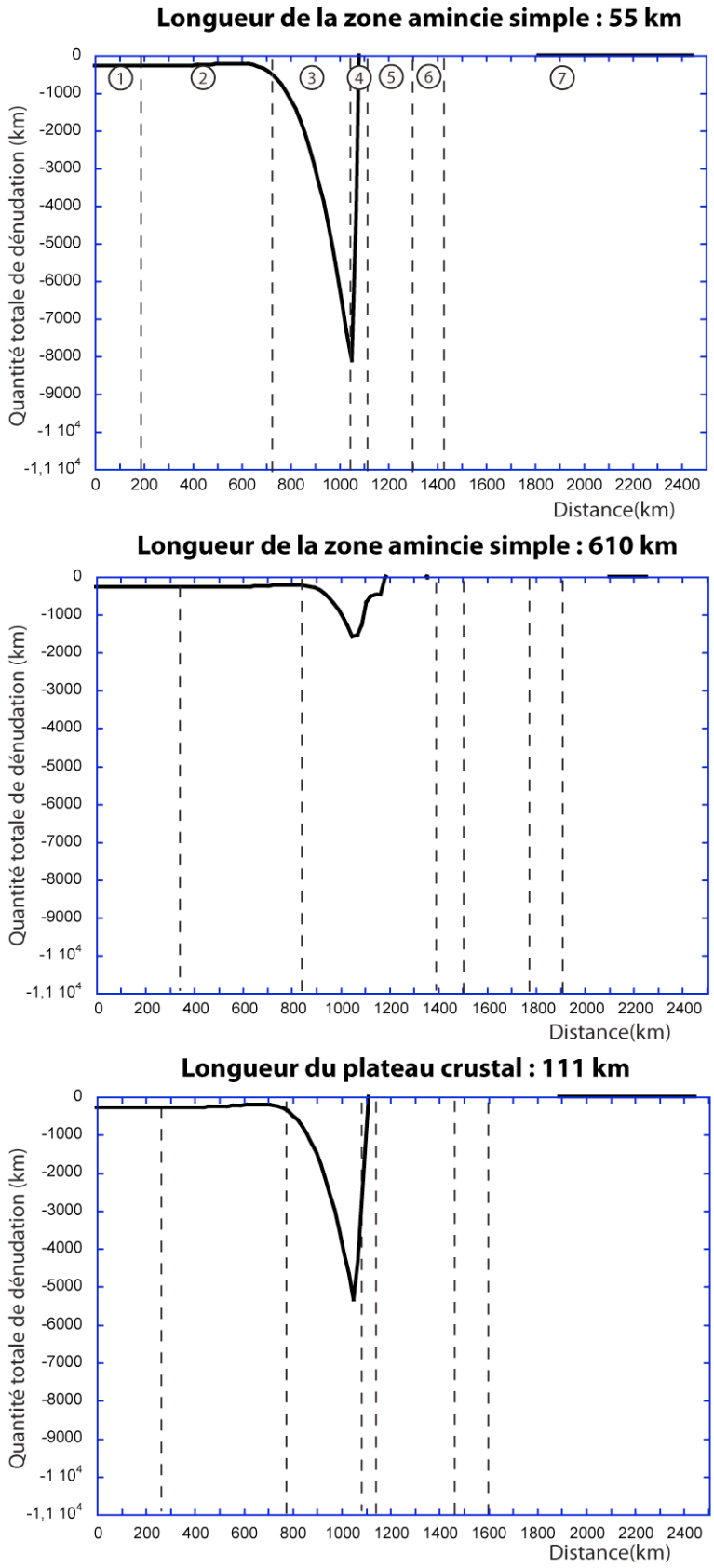


Figure 105 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie.

7.5.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

La Figure 106 décrit l'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations, grâce à trois graphiques construits sur le modèle des graphiques décrivant la vitesse des mouvements verticaux (voir Figure 104).

7.5.2.2.1. CONSEQUENCES DE LA VARIABILITE D'UNE LONGUEUR DE ZONE AMINCIE CONTINUE SUR L'EVOLUTION DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

La comparaison des résultats obtenus en faisant diminuer la longueur de la zone amincie de 610 km à 55 km montre principalement une très importante augmentation des taux de dénudation (-20 m/Ma à -128 m/Ma entre t10 et t20 Ma) et de sédimentation (22 m/Ma à 126 m/Ma entre t10 et t20 Ma) le long des deux simulations.

Cette augmentation des taux des processus de surface est due à une augmentation du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale produite par la diminution de la longueur de la zone amincie et l'augmentation associée de la charge liée à l'amincissement.

7.5.2.2.2. COMPARAISON ENTRE UNE ZONE AMINCIE CONTINUE ET UNE ZONE AMINCIE DISCONTINUE

Le troisième graphique de la Figure 106 montre, comme principale différence avec la simulation de référence, une plus faible valeur des taux de dénudation et de sédimentation le long de la marge et au cours du temps (-63 m/Ma à 45 m/Ma entre t10 et t20 Ma, contre -76 m/Ma et 72 m/Ma sur la simulation de référence).

Cette faiblesse des taux des processus de surface comparés à ceux de la simulation de référence s'explique par la diminution des processus de surface et de la réponse isostatique flexurale associée, produite par une réduction de la courbure topographique sur les secteurs 3 et 4. Cette réduction de la courbure est causée par la présence du plateau crustal qui réduit la vitesse de subsidence sur le secteur 5 (voir sous-partie 7.5.1.2.2).

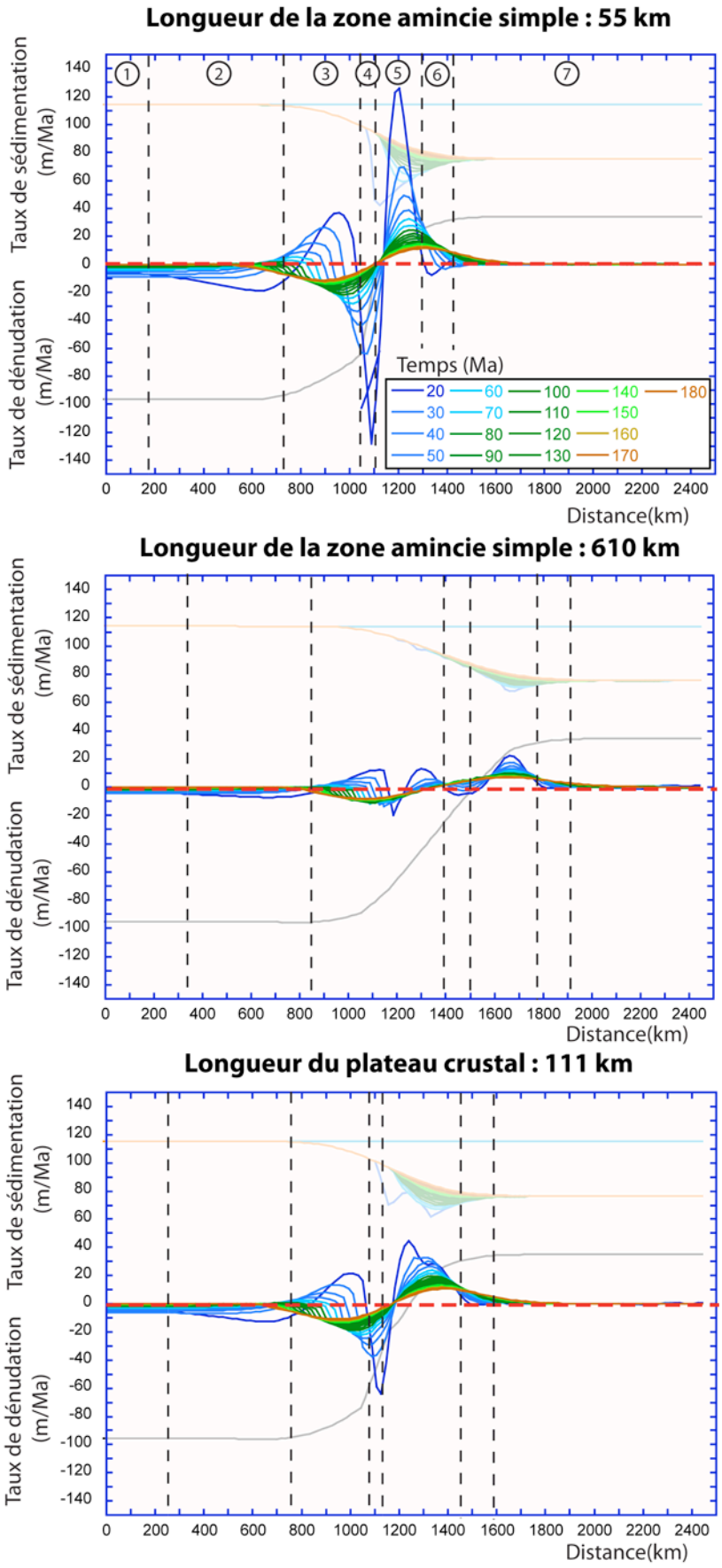


Figure 106 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie.

7.5.2.3. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

Dans cette dernière sous-partie sur l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation, nous présentons, grâce à un histogramme (Figure 107), la variation temporelle du flux sédimentaire mesurée sur les trois simulations. Cet histogramme compare les évolutions du flux sédimentaire obtenues sur les trois simulations avec l'évolution mesurée sur la simulation de référence.

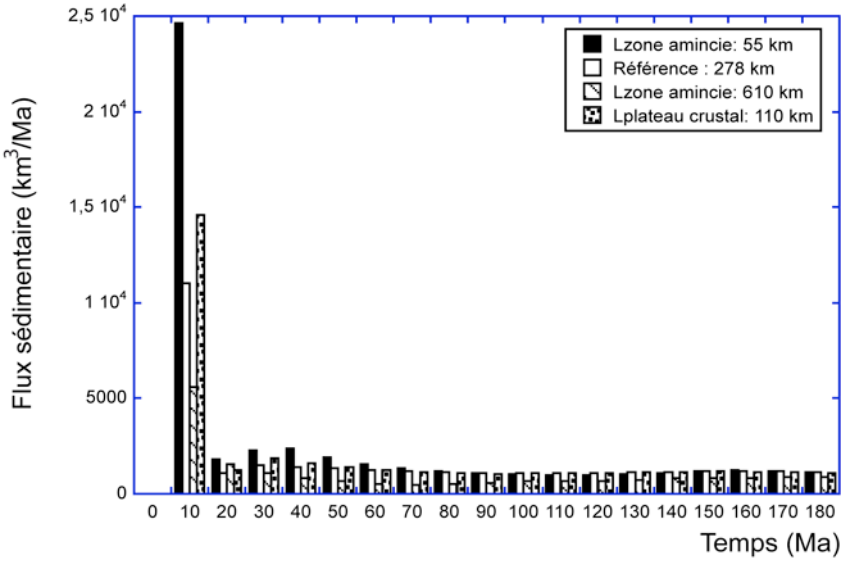


Figure 107 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie.
Lzone amincie : longueur de la zone amincie ; Lplateau crustal : longueur du plateau crustal

7.5.2.3.1. CONSEQUENCES DE LA VARIABILITE D'UNE LONGUEUR DE ZONE AMINCIE CONTINUE SUR L'EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

L'observation de la Figure 107 montre qu'une diminution de la longueur de la zone amincie, de 610 km à 55 km, augmente le flux sédimentaire au cours du temps, notamment entre t0 et t10 Ma. En effet, sur ce pas de temps, il varie respectivement de 5,6 $.10^3$ km^3/Ma à 2,5 $.10^4$ km^3/Ma environ. Quant au volume sédimentaire total déposé dans le bassin à t180 Ma, il augmente également de 1,9 $.10^5$ km^3 à 4,8 $.10^5$ km^3.

L'augmentation du flux sédimentaire s'explique par l'augmentation de la réponse isostatique flexurale et des processus de surface associés avec la réduction de la longueur de la zone amincie. Cependant le volume sédimentaire total maximal produit reste toujours inférieur à celui des systèmes naturels (voir Chapitre 5).

7.5.2.3.2. COMPARAISON ENTRE UNE ZONE AMINCIE CONTINUE ET UNE ZONE AMINCIE DISCONTINUE

Le flux sédimentaire produit par la simulation présentant un plateau crustal est supérieur à celui de la simulation de référence, principalement entre t0 et t10 Ma. En effet, il atteint 1,5 $.10^4$ km^3/Ma contre 1,1 $.10^4$ km^3/Ma sur la simulation de référence. Entre t10 Ma et t180 Ma, le flux des deux simulations est très proche. Enfin, le volume total de sédiments, mesuré à t180 Ma, est donc également plus important sur la simulation présentant le plateau crustal (3,5 $.10^5$ km^3 contre 3,1 $.10^5$ km^3 sur la simulation de référence).

Cette augmentation du flux sédimentaire s'explique principalement par l'érosion, entre t0 et t10 Ma, de l'épaulement de rift, dont l'amplitude est plus importante que celle de la simulation de référence (voir sous-partie 7.5.1).

7.5.2.4. CONCLUSION

En augmentant la flexuration et donc l'efficacité des processus de surface, une réduction de la longueur d'une zone amincie continue augmente, d'une part, la dénudation totale au niveau de la région de l'épaulement de rift (secteur 3), d'autre part, les taux de dénudation et de sédimentation le long de la marge simulée, et enfin, le flux sédimentaire au cours du temps.

Comparé à la simulation de référence, la simulation avec une zone amincie discontinue présente une augmentation de la dénudation totale sur le secteur 3, une augmentation du flux sédimentaire entre t0 et t10 Ma, et une diminution des taux de dénudation et de sédimentation au cours du temps. Les deux premières différences entre les deux simulations s'expliquent par une augmentation de la géométrie (longueur et amplitude) de l'épaulement de rift à t0 tandis que la troisième différence s'explique par une diminution du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale, liée à une réduction de la courbure topographique sur les secteurs 3 et 4.

7.5.3. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Cette dernière partie de résultats sur la variation de la géométrie de la zone amincie est divisée en deux sous-parties : l'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire de chaque simulation, puis la stratigraphie des prismes à t140 Ma.

7.5.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

L'évolution post-rift de la géométrie des bassins sédimentaires est présentée sur la Figure 108. Les trois colonnes de graphiques correspondent à une simulation tandis que chaque ligne décrit la géométrie du bassin à différents temps : t0, t10 Ma, t40 Ma et t140 Ma. Tous ces graphiques sont à la même dimension.

7.5.3.1.1. CONSEQUENCES DE LA VARIABILITE D'UNE LONGUEUR DE ZONE AMINCIE CONTINUE SUR L'EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

La réduction de la longueur de la zone amincie modifie sensiblement l'évolution du bassin sédimentaire de chaque simulation. La comparaison entre les géométries des prismes sédimentaires des deux simulations montre une augmentation de la rotation des corps sédimentaires au cours du temps si la croûte amincie diminue en longueur. En effet, l'angle régional du premier corps sédimentaire (angle mesuré entre le sommet du prisme sédimentaire et la fosse), déposé entre t0 et t10 Ma sur la simulation caractérisée par une longueur de zone amincie de 610 km augmente de 0,5° à 0,7°, entre t10 et t140 Ma (rotation de 0,2°). En revanche, l'angle régional du premier corps sédimentaire déposé sur la simulation présentant une longueur de zone amincie de 55 km, augmente, quant à lui, de 1,6° à 2,2° sur cette même période (rotation de 0,6°).

Ensuite, à t10 Ma, si la simulation avec 55 km de longueur de zone amincie présente un prisme très épais et localisé au niveau de la fosse (secteur 5), la simulation avec 610 km de longueur de zone amincie présente, quant à elle, un prisme sédimentaire peu épais, distribué le long de la zone amincie et divisé en deux sous-bassins : un sous-bassin en amont de la croûte amincie (secteur 3) et un sous-bassin en aval (secteur 5). A t40 Ma, ces deux sous-bassins se sont maintenus mais le bassin en amont a diminué d'épaisseur tandis que le bassin en aval s'est épaissi. Sur la seconde simulation, un second bassin s'est également développé sur le secteur 3, en parallèle de l'épaississement du bassin du secteur 5. Enfin, à t140 Ma, le bassin du secteur 3 a disparu dans le cas d'une marge avec 55 km de longueur de zone amincie tandis que son épaisseur a fortement diminué sur la simulation présentant 610 km de zone amincie.

L'augmentation de la rotation des corps sédimentaires et de l'épaisseur du prisme quand la longueur de la croûte amincie diminue est due à une augmentation du flux sédimentaire et de la charge associée au niveau du bassin (voir Chapitre 6). Le développement, à t10 Ma, d'un sous-bassin sur le secteur 3 de la simulation avec une longueur de zone amincie de 610 km, s'explique principalement par un faible flux sédimentaire et par la faible pente de la zone amincie. L'augmentation temporelle de la courbure topographique des secteurs 3 et 4, produite essentiellement par la subsidence thermique, explique l'érosion et la diminution de l'épaisseur du sous-bassin amont au profit de l'épaisseur du sous-bassin aval. En revanche, le développement du second bassin sur la simulation avec 55 km de longueur de zone amincie s'explique par la subsidence thermique, un faible flux sédimentaire et une faible courbure topographique locale. La disparition de ce second bassin au cours du temps est due à la migration du couplage surrection-dénudation affectant le secteur 4, vers le secteur 3 (voir partie 7.5.1, sous-partie 7.5.2.2 et Chapitre 5, partie 2).

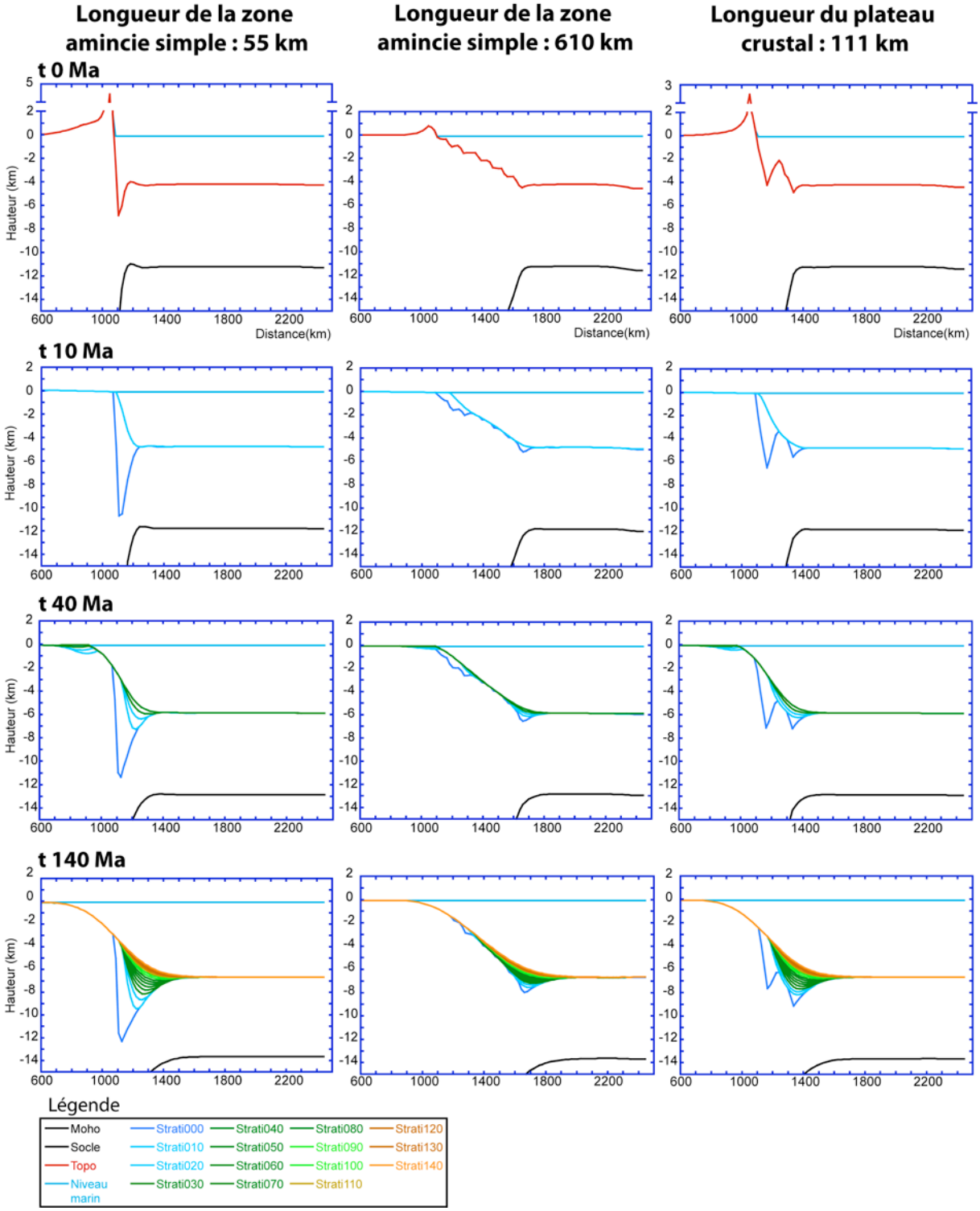


Figure 108 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie.

L'ondulation de la topographie, à t0 Ma, le long de la zone amincie de la simulation présentant une longueur de zone amincie de 610 km est due à la discrétisation du modèle numérique.

7.5.3.1.1. COMPARAISON ENTRE UNE ZONE AMINCIE CONTINUE ET UNE ZONE AMINCIE DISCONTINUE

Contrairement à la simulation de référence, la marge présentant une zone amincie discontinue présente la particularité d'avoir un bassin sédimentaire divisé en trois secteurs : une dépression topographique dans le domaine proximal de la zone amincie, un relief au centre, et une seconde dépression topographique dans le domaine distal, à la fin de l'amincissement. L'évolution du bassin, décrite sur la Figure 108, montre, d'une part, une érosion du sommet du relief uniquement sur les 10 premiers millions d'années, et, d'autre part, un approfondissement alterné des deux dépressions au cours du temps. En effet, à t0, la dépression la plus profonde est la dépression distale, puis, à t10 Ma, la dépression la plus profonde devient celle proximale. A t40, la base des dépressions présente une profondeur comparable, tandis qu'à t140 Ma, la dépression distale redevient la dépression la plus profonde.

Le relief de la zone amincie n'étant pas enseveli sous les sédiments sur le premier pas de temps de la simulation, il est donc soumis à l'érosion. Enfin, l'approfondissement alterné des deux dépressions topographiques s'explique par le jeu entre la subsidence thermique et la charge sédimentaire. En effet, à t10 Ma, la dépression la plus profonde, la dépression proximale, présente l'épaisseur sédimentaire la plus importante. L'augmentation temporelle de la subsidence thermique associée à l'accumulation sédimentaire au pied de la zone amincie déséquilibrent le bassin et augmentent ainsi l'approfondissement de la dépression distale.

7.5.3.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

La stratigraphie du prisme sédimentaire des trois simulations est décrite sur la Figure 109. Chaque graphique représente un agrandissement des coupes t140 Ma, précédemment décrites sur la Figure 108.

7.5.3.2.1. CONSEQUENCES DE LA VARIABILITE D'UNE LONGUEUR DE ZONE AMINCIE CONTINUE SUR L'EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

L'enregistrement stratigraphique calculé par Flex3D dans le cas d'une réduction de la longueur de la zone amincie ne montre pas de différences significatives entre les deux simulations. Les deux enregistrements présentent une séquence sédimentaire progradante-aggradante au cours du temps et une surface d'érosion marine localisée en amont du prisme sédimentaire, au niveau du sommet du premier corps sédimentaire. La variation de la longueur de la zone amincie ne modifie donc pas l'enregistrement stratigraphique de référence.

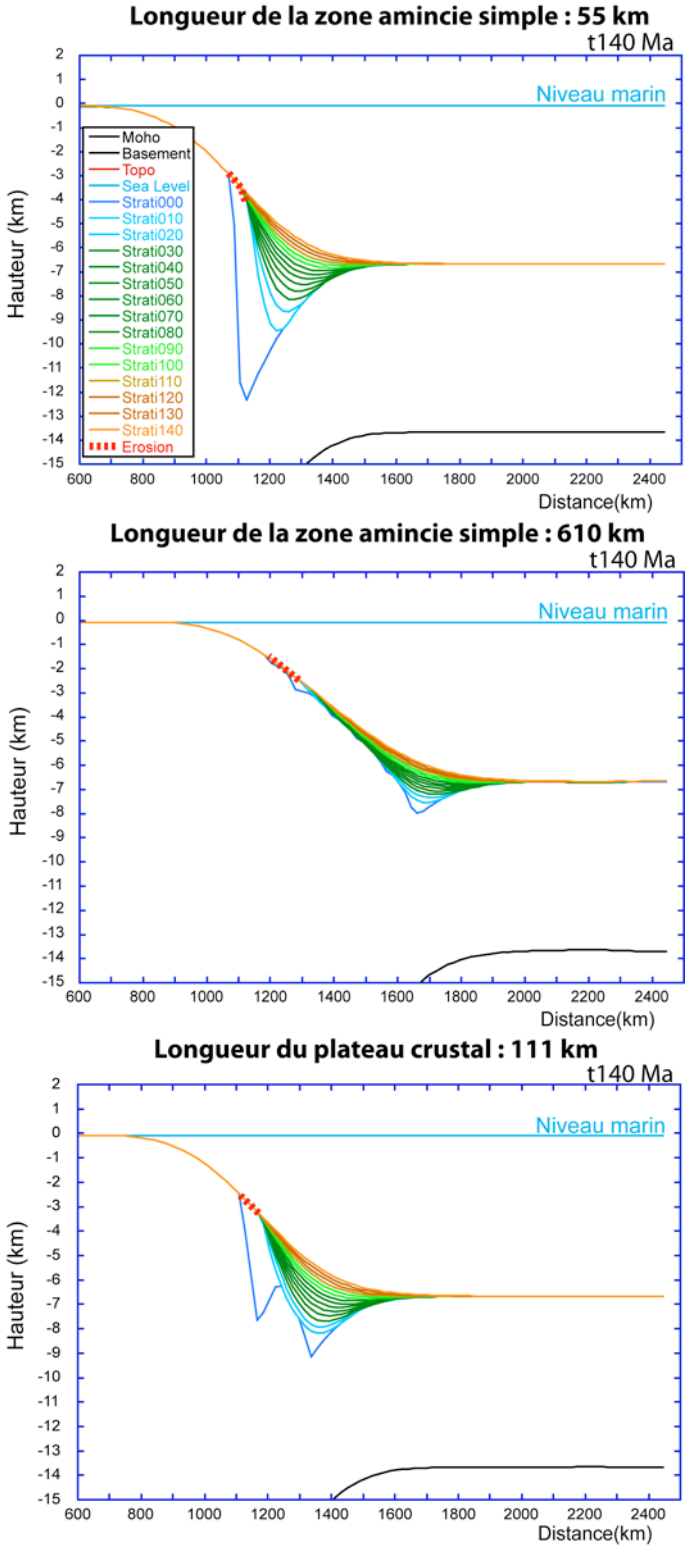


Figure 109 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie.

7.5.3.2.2. COMPARAISON ENTRE UNE ZONE AMINCIE CONTINUE ET UNE ZONE AMINCIE DISCONTINUE

Comme la simulation de référence, l'enregistrement stratigraphique post-rift, obtenu avec une zone amincie discontinue, est caractérisé par une séquence sédimentaire progradante-aggradante et une surface d'érosion marine localisée, au cours du temps, au sommet du premier corps sédimentaire. Une zone amincie discontinue ne modifie donc pas l'enregistrement stratigraphique post-rift de la simulation de référence.

7.5.4. CONCLUSION

Afin de conclure cette cinquième partie, nous présentons, dans une première sous-partie, les conclusions réalisées à partir de l'étude sur les conséquences d'une variation de la longueur de la zone amincie continue sur l'évolution post-rift de la marge passive de référence. Dans une seconde sous-partie, nous présentons les conclusions de l'étude sur la comparaison des résultats obtenus avec une zone amincie discontinue et la simulation de référence (voir Chapitre 5).

7.5.4.1.1. CONSEQUENCES DE LA VARIABILITE DE LA LONGUEUR DE ZONE AMINCIE CONTINUE SUR L'EVOLUTION POST-RIFT DE LA MARGE PASSIVE DE REFERENCE

En localisant la charge imposée par une variation du rapport de densités lithosphériques le long de la zone amincie, une réduction de la longueur de la zone amincie augmente la flexuration du système et l'efficacité des processus de surface. Concernant les mouvements verticaux, la réduction de la longueur de la zone amincie crée une forte augmentation de la géométrie (longueur et amplitude) de l'épaulement de rift et de la fosse ainsi qu'une surrection importante sur le secteur 4, entre t10 et t30 Ma. Cette étude montre que le contrôle exercé par la longueur de la zone amincie sur la flexuration de la marge passive est plus important que celui de la profondeur de fibre, un paramètre pourtant important dans le contrôle de cette flexuration (voir partie 7.4). En effet, si la longueur de la zone amincie est de 55 km, l'amplitude de l'épaulement de rift atteint 4440 m à t0 Ma et la profondeur de fosse 5670 m à t140 Ma, contre respectivement, 2190m et 3900 m si la profondeur de fibre atteint 35 km. Si la profondeur de fibre est un paramètre important dans le contrôle de l'isostasie flexurale affectant une marge passive, la longueur de la zone amincie exerce donc un contrôle de premier ordre sur cette isostasie.

Du point de vue de l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation, une diminution de la longueur de la zone amincie augmente la dénudation totale au niveau de la région de l'épaulement de rift (secteur 3), mais aussi les taux de dénudation et de sédimentation le long de la marge simulée, et enfin, le flux sédimentaire au cours du temps.

Enfin, la variation de la longueur de la zone amincie modifie la distribution de la sédimentation le long de la marge puisqu'une faible longueur de zone amincie localise la sédimentation au niveau de la fosse, tandis qu'une grande longueur distribue la sédimentation le long de la zone amincie, créant ainsi deux sous-bassins situés au début et à la fin de la zone amincie. Les produits de l'érosion du sous-bassin amont alimentent au cours du temps le sous-bassin aval. Une modification de la longueur de la zone amincie exerce donc un contrôle

majeur sur la géométrie du bassin et son évolution temporelle. Pour finir, la variation de la longueur de la zone amincie ne modifie pas l'enregistrement stratigraphique de référence.

7.5.4.1.2. COMPARAISON ENTRE UNE ZONE AMINCIE CONTINUE ET UNE ZONE AMINCIE DISCONTINUE

L'étude des conséquences d'une zone amincie discontinue (présence d'un plateau crustal au sein de la zone amincie) sur l'évolution post-rift d'une marge passive montre, tout d'abord à t0, la présence le long du domaine aminci, de deux dépressions topographiques séparées par un relief localisé au centre de la zone amincie et une augmentation de l'amplitude de l'épaulement de rift (700 m d'augmentation par rapport au relief de la simulation de référence). Cette géométrie crustale est le résultat d'une réponse flexurale à un double amincissement situé aux bordures du plateau crustal.

De plus, en modifiant l'isostasie locale, la présence de ce plateau réduit la subsidence de la croûte amincie et par conséquent la courbure topographique sur le secteur 4. Or, selon la loi de diffusion dans Flex3D, l'efficacité des processus de surface est proportionnelle à la courbure de la topographie. Donc, la présence du plateau diminue l'efficacité du couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. Ces processus créent une augmentation de la dénudation totale sur le secteur 3, une augmentation du flux sédimentaire entre t0 et t10 Ma, et une diminution des taux de dénudation et de sédimentation au cours du temps par rapport à la simulation de référence.

Enfin, l'évolution du bassin sédimentaire montre un approfondissement des deux dépressions topographiques de la zone amincie, sous l'effet de la charge sédimentaire et de la subsidence thermique. L'enregistrement stratigraphique n'est, quant à lui, pas affecté par la présence du plateau. Tout comme celui de la simulation de référence, le prisme sédimentaire présente une unique séquence sédimentaire progradante-aggradante et une surface d'érosion localisée, au cours du temps, au sommet du premier corps sédimentaire.

Comparé à une variation de la longueur de la zone amincie, ce travail montre qu'une zone amincie discontinue exerce un contrôle relativement faible sur la flexuration du système mais modifie significativement la géométrie et la subsidence de la zone amincie au cours du temps.

7.6. VARIATION LIMITE DE L'ISOSTASIE FLEXURALE

Afin d'étudier d'une part, les conséquences d'une déformation flexurale limite sur les mouvements verticaux post-rift le long d'une marge passive et d'autre part, l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire, nous avons combiné les valeurs paramétriques de la profondeur de fibre avec celles de la longueur de zone amincie. En effet, les études présentées précédemment dans ce chapitre ont montré que ces deux paramètres exerçaient un contrôle majeur sur l'isostasie flexurale. Deux simulations ont donc été réalisées :

- une première simulation au comportement flexural maximal (longueur de zone amincie à 55 km et profondeur de fibre à 35 km) ;
- une seconde simulation au comportement flexural minimal (longueur de zone amincie à 610 km et profondeur de fibre de 10 km).

Dans une première sous-partie, nous présentons les géométries flexurales (longueurs et amplitudes de l'épaulement de rift et de la fosse) et les vitesses limites des mouvements verticaux, au cours du temps. Puis, dans une seconde sous-partie, sont décrites les variations limites de la dénudation totale, des taux de dénudation et de sédimentation et du flux sédimentaire au cours du temps. Enfin, dans une troisième sous-partie, nous présentons les conséquences d'un comportement flexural limite d'une marge passive sur l'évolution géométrique du bassin sédimentaire et sur son enregistrement stratigraphique.

7.6.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG DE LA MARGE

La présentation des mouvements verticaux limites est divisée en deux parties. Dans un premier temps, nous présentons l'évolution limite de la géométrie crustale puis, dans un second temps, l'évolution spatio-temporelle limite de la vitesse des mouvements verticaux.

7.6.1.1. EVOLUTION LIMITE DE LA GEOMETRIE CRUSTALE

La coupe crustale et les différents critères géométriques de chaque simulation à t0 et t140 Ma sont respectivement décrits sur la Figure 110 et sur le Tableau 22. La géométrie des simulations montre que, dans le cas d'une isostasie flexurale maximale, l'amplitude de l'épaulement de rift à t0 atteint environ 6000 m tandis que celui-ci ne dépasse pas 420 m si l'isostasie flexurale est très faible. La fosse atteint, quant à elle, 8150 m environ de profondeur dans le premier cas et seulement 831 m dans le second.

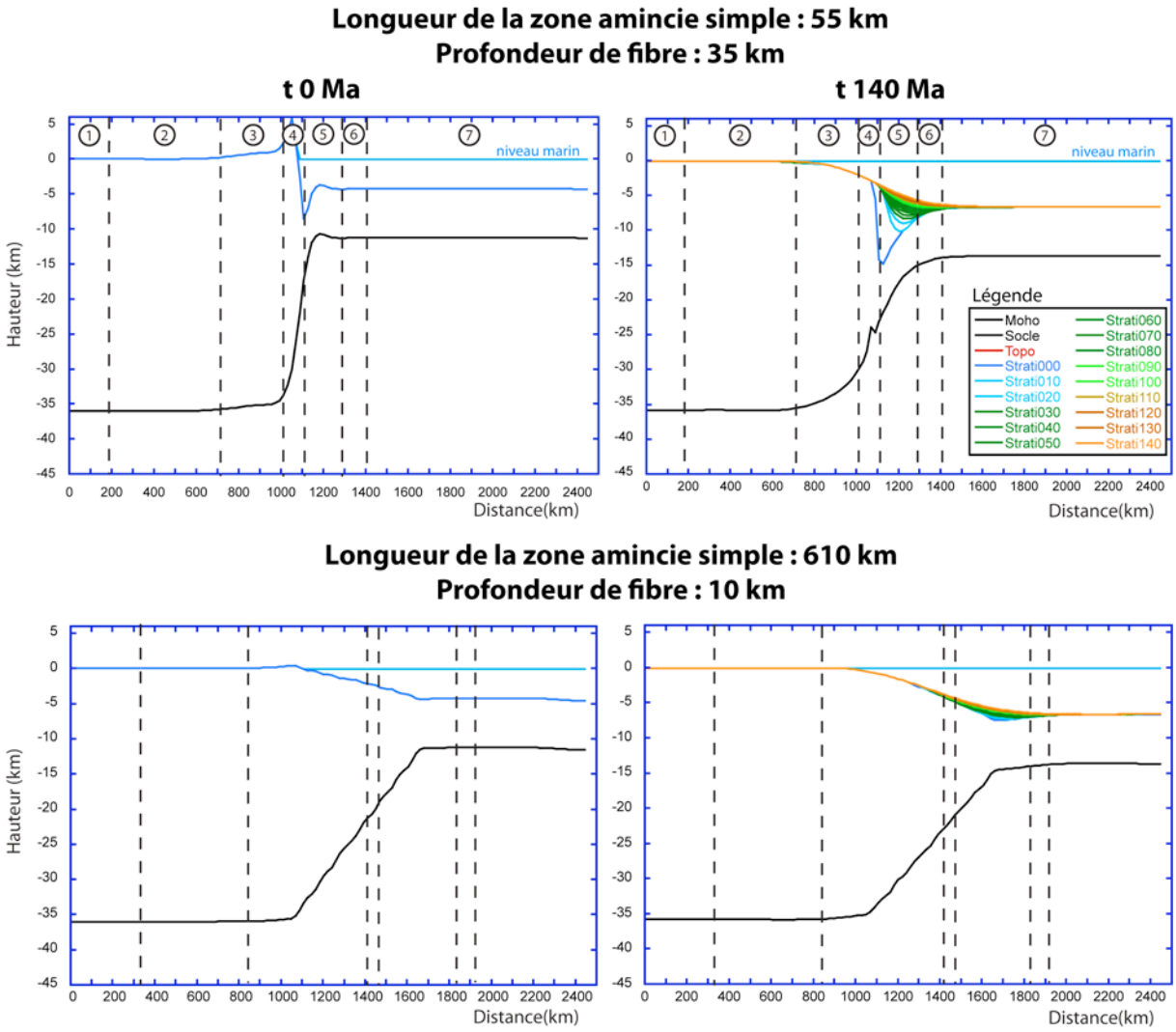


Figure 110 : géométries crustales limites, à t0 et t140 Ma.

Isostasie flexurale maximale : L=55 km et N=35 km ; isostasie flexurale minimale : L= 610 km et N=10 km.

	Simulation de référence		L:55km		L:610 km	
	L:678 km - N:25 km		N:35 km		N:10 km	
	t0	t140	t0	t140	t0	t140
Altitude moyenne (m)	0	-97	0	-99	0	-95
Hauteur de la marge (m)	4372	6581	4270	6572	4474	6594
Profondeur de fosse (m)	464	3124	4225	8143	95	831
Amplitude du relief (m)	1770	0	5949	0	412	0
Longueur du relief (km)	458	0	535	0	382	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0	38	0	382	0

Tableau 22 : comparaison des valeurs limites des critères géométriques avec celles de la simulation de référence, à t0 et t140 Ma.

L : longueur de zone amincie ; N : profondeur de fibre ; isostasie flexurale maximale : L=55 km et N=35 km ; isostasie flexurale minimale : L= 610 km et N=10 km.

L'amplitude maximale calculée par Flex3D (~ 6000 m) est en accord avec celle de l'étude réalisée par van der Beek et al. (1994) (voir Chapitre 1). Ces résultats montrent donc qu'une marge cylindrique ne semble pas pouvoir produire un relief dépassant 6 km de hauteur. Les reliefs naturels les plus élevés ne dépassant pas 4500 m en contexte extensif, il est donc possible d'expliquer la formation de tels reliefs par le jeu de la longueur de la zone amincie et de la rigidité flexurale sur l'isostasie flexurale (ex: Braun et Beaumont, 1989 ; van der Beek et al., 1994). A propos de la fosse, avec un flux sédimentaire local produit par l'érosion du relief de la marge, et une isostasie flexurale maximale, la fosse atteint une profondeur de 8150 m. Cette valeur est cependant inférieure à celle mesurée sur certaines marges naturelles présentant une plus grande longueur de zone amincie, comme la marge norvégienne (13 km) (voir Chapitre 2). L'isostasie flexurale et la charge sédimentaire ne suffisent pas toujours à expliquer des profondeurs de fosse importantes. Celles-ci seraient donc plus probablement le résulat d'une structure héritée du rift ou d'un amincissement anté-rift.

7.6.1.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE LIMITE DE LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Les vitesses limites des mouvements verticaux affectant les deux simulations et leur évolution spatio-temporelle sont décrites sur la Figure 111, grâce à deux graphiques. Chaque graphique est composé de deux sous-graphiques décrivant, au premier plan, la distribution de la vitesse des mouvements verticaux le long d'une simulation, entre t10 Ma et t180 Ma, et en arrière- plan, la géométrie de cette simulation à t140 Ma.

Le premier graphique, correspondant au comportement flexural maximal, montre que la vitesse de surrection maximale atteint, au niveau du secteur 4, 36 m/Ma tandis que la vitesse maximale de subsidence atteint, au niveau de la fosse, -140 m/Ma. En revanche, si le comportement flexural est minimal, la vitesse de surrection ne dépasse pas 5 m/Ma sur le secteur 3 et la vitesse de subsidence, -55 m/Ma au niveau de la fosse.

La vitesse maximale de surrection atteinte sur le secteur 4, dans le cas d'une réponse isostatique maximale, est en accord avec la vitesse de surrection obtenue dans de précédentes études sur des simulations numériques (30 m/Ma) (van Balen et al., 1995; van der Beek et al., 1995) (voir Chapitre 1). Elle reste cependant très faible, comparée aux vitesses de surrection des reliefs de zones de convergences : quelques centimètres à une dizaine de centimètres par an, soit entre une dizaine de km et une centaine de kilomètres par million d'années.

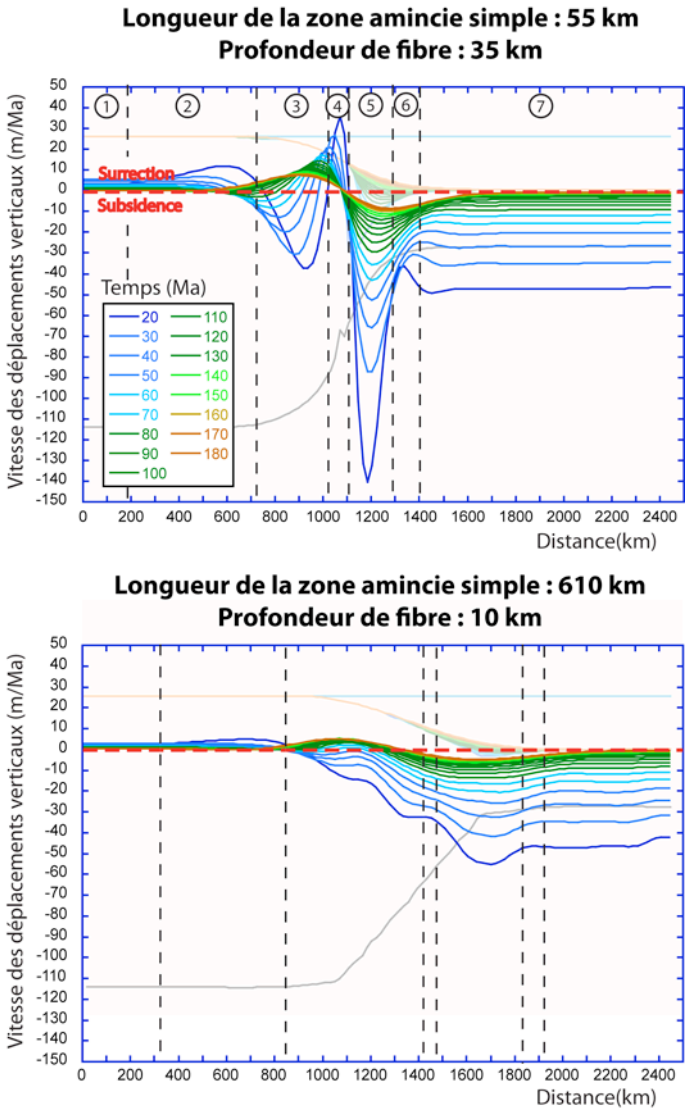


Figure 111 : distribution spatio-temporelle des vitesses limites des mouvements verticaux le long des marges simulées.

Les graphiques sont divisés en sept secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails).

7.6.1.3. CONCLUSION

S'il peut être possible d'expliquer la hauteur des épaulements de rift naturels les plus élevés par l'action de l'isostasie flexurale (ex: Braun et Beaumont, 1989 ; van der Beek et al., 1994), en revanche, celle-ci, couplée à la charge sédimentaire, ne peut pas toujours expliquer une profondeur importante de fosse. En effet, la formation de fosses profondes (> 5-6 km), en contexte de longueur de zone amincie importante (≥ 200-300 km), peut être le résultat d'une structure héritée du rift ou d'un amincissement anté-rift. Enfin, cette étude montre que la vitesse maximale de surrection (36 m/Ma), atteinte sur le secteur 4 de la simulation affectée par une réponse isostatique maximale, reste très faible, comparée aux vitesses de surrection des reliefs de zones de convergences (dizaine de kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres par million d'années).

7.6.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE LIMITE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

Nous présentons maintenant, dans trois sous-parties, la variation limite de la quantité totale de dénudation à t140 Ma, puis l'évolution spatio-temporelle limite des taux de dénudation et de sédimentation et enfin, la variation temporelle limite du flux sédimentaire.

7.6.2.1. QUANTITE TOTALE LIMITE DE LA DENUDATION A T140 MA

Les quantités totales maximales et minimales de la dénudation le long des marges âgées de 140 Ma sont décrites respectivement sur les deux graphiques composant la Figure 112.

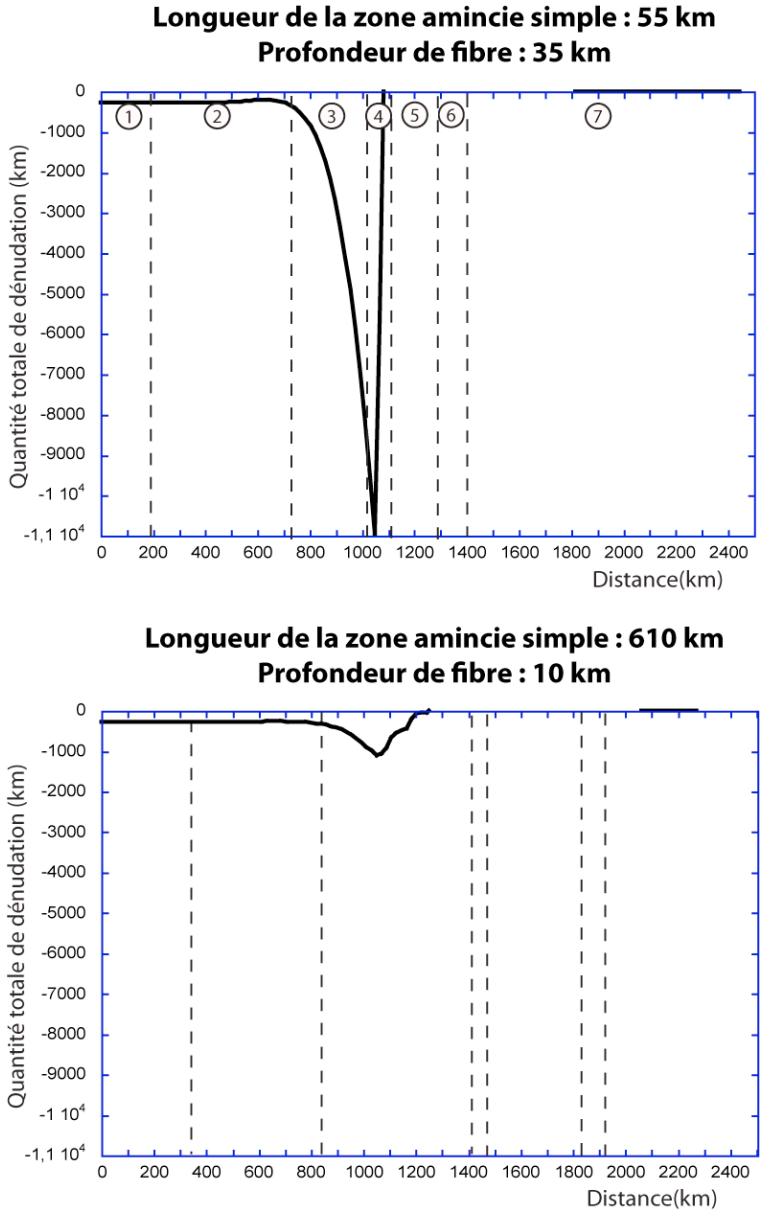


Figure 112 : variation limite de la dénudation totale à t140 Ma.

Ces graphiques montrent que la dénudation la plus importante le long de chaque simulation varie entre ~1 km sur le secteur 3, si la flexuration est minimale, et ~11 km sur le secteur 4, si la flexuration est maximale.

Du fait d'un faible comportement flexural, la simulation présentant une longueur de zone amincie de 610 km et une profondeur de fibre de 10 km est soumise à une quantité de dénudation totale maximale inférieure à celle mesurée sur les systèmes naturels (voir Chapitre 1). En revanche, à cause d'un comportement flexural maximal, la simulation avec une longueur de zone amincie de 55 km et une profondeur de fibre de 35 km présente une quantité totale maximale de dénudation nettement supérieure aux valeurs maximales naturelles (simulations numériques de van Balen et al., 1995 = 6 km maximum ; mesures naturelles = 7 km au Brésil - Gallagher et al., 1994, 1995; Harman et al., 1998, voir Chapitre 1). Enfin, cette étude montre qu'une marge soumise à une réponse isostatique maximale et à des processus de surface peut subir jusqu'à ~30% maximum d'érosion de son épaisseur totale.

7.6.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE LIMITE DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

Les taux limites de la dénudation et de la sédimentation le long des deux simulations, entre t10 et t180 Ma, sont décrites respectivement sur deux graphiques composant la Figure 113. Ces deux graphiques sont construits sur le modèle des graphiques décrivant la vitesse des mouvements verticaux (voir Figure 111).

Concernant la simulation avec une réponse isostatique flexurale maximale, le taux de sédimentation maximal atteint 150 m/Ma et le taux de dénudation maximal, 137 m/Ma, tandis que dans le cas d'une réponse isostatique flexurale minimale, ces taux ne dépassent pas respectivement 17 m/Ma et -18 m/Ma.

Le taux de dénudation maximal produit par une faible réponse isostatique est cohérent avec les valeurs obtenues sur les systèmes naturels tandis que celui produit par une réponse isostatique maximale est logiquement plus élevé. En effet, les taux de dénudation naturels montrent une variation comprise entre 10 m/Ma au Brésil (Brown et al., 2000; Harman et al., 1998) et 95 m/Ma en Afrique du Sud (Brown et al., 2002, voir Chapitre 1).

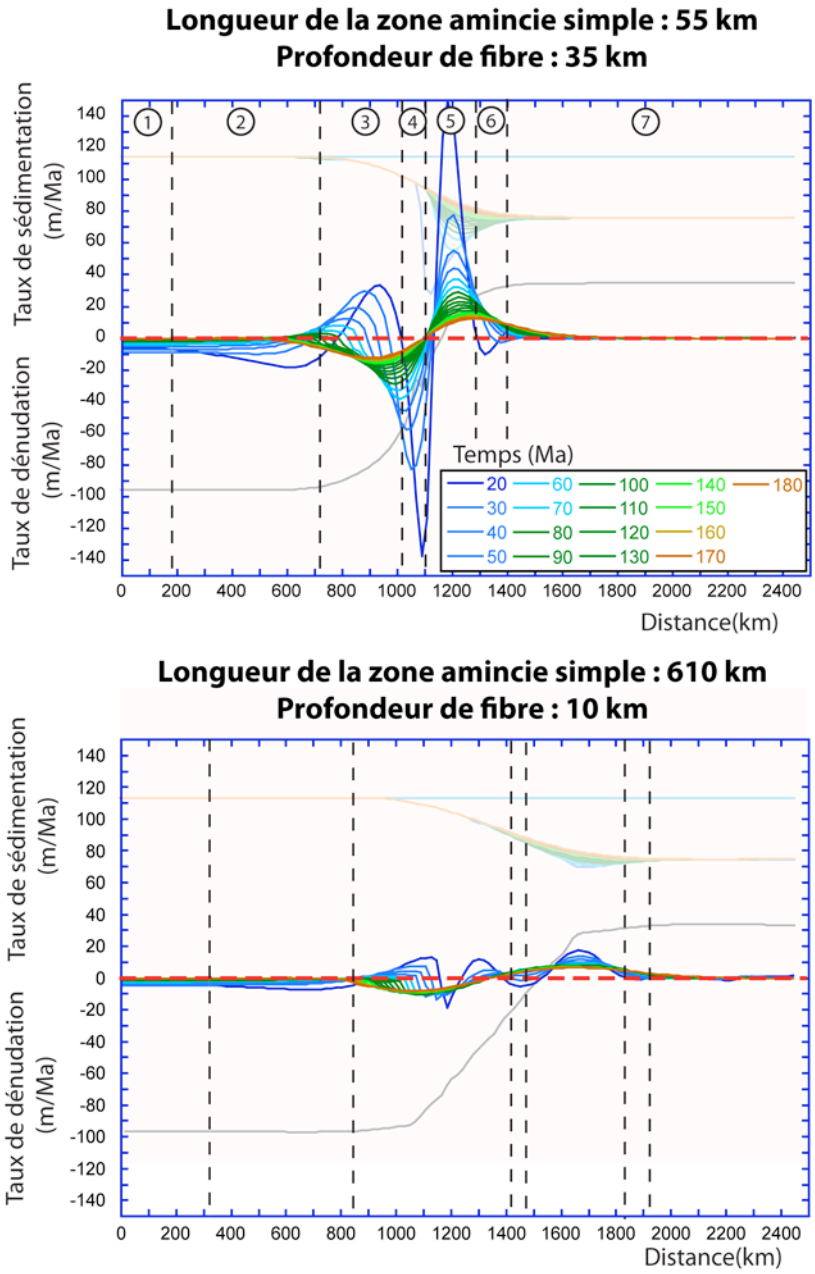


Figure 113 : évolution limite du taux de dénudation et de sédimentation.

7.6.2.3. EVOLUTION TEMPORELLE LIMITE DU FLUX SEDIMENTAIRE

Cette troisième sous-partie décrit la variabilité limite du flux sédimentaire au cours du temps, sur les deux simulations. Les résultats sont décrits sur l'histogramme de la Figure 114. Cette figure montre principalement qu'une réponse flexurale maximale produit un flux sédimentaire atteignant 2,7 $.10^4$ km^3/Ma, entre t0 et t10 Ma, contre 4,6 $.10^3$ km^3/Ma si le comportement flexural est minimal. Enfin, le volume sédimentaire solide total, mesuré à t180 Ma, varie entre 1,8 $.10^5$ km^3 et 5,3 $.10^5$ km^3.

Les valeurs de flux sont proches de celles mesurées sur la marge du Zimbabwe et sur la marge est- américaine (variation de ~1.10^3 km^3/Ma à 2,5 $.10^4$ km^3/Ma, voir Chapitre 4). En revanche, le volume sédimentaire total solide, mesuré dans le cas d'une réponse flexurale maximale, est nettement inférieur au volume de sédiments non compacté de la marge est-américaine au cours du Mésozoïque (1,52 $.10^6$ km^3, voir Chapitre 4). Par conséquent, cette

étude confirme que le flux sédimentaire produit par l'érosion du relief flexural local est insuffisant pour expliquer le volume sédimentaire préservé sur les systèmes naturels. De tels volumes doivent être probablement produits par un flux sédimentaire externe aux marges passives.

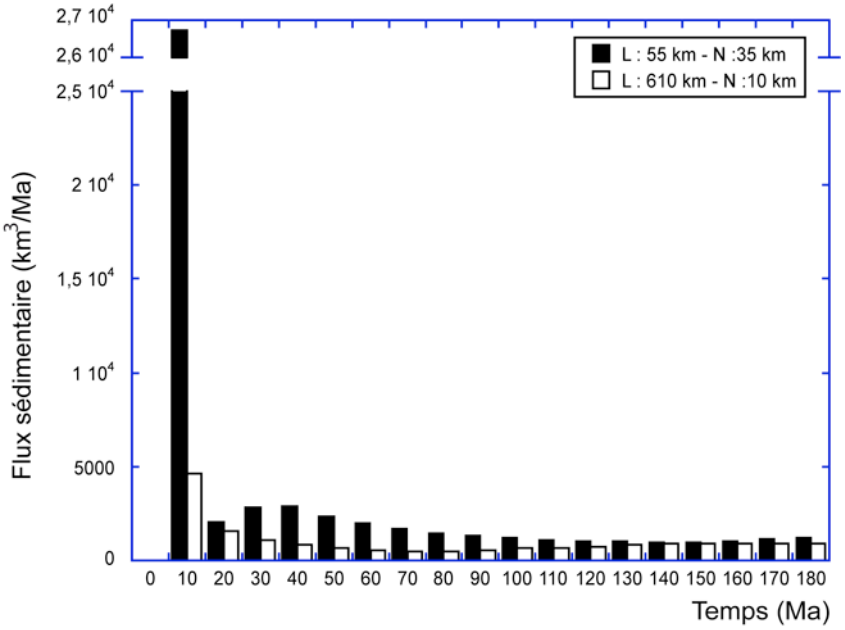


Figure 114 : variation temporelle limite du flux sédimentaire.
L : longueur de zone amincie ; N : profondeur de fibre ; isostasie flexurale maximale : L=55 km et N=35 km ; isostasie flexurale minimale : L= 610 km et N=10 km.

7.6.2.4. CONCLUSION

Ce travail montre qu'une augmentation maximale de la réponse flexurale crée :

- une dénudation totale atteignant localement 11 km, soit 30% environ d'érosion de l'épaisseur crustale sous-jacente ;
- des taux de sédimentation et de dénudation maximales de 150 m/Ma et - 137 m/Ma ;
- un flux sédimentaire de 2,7 $.10^4$ km^3/Ma et un volume sédimentaire total, à t180 Ma, ne dépassant pas 5,3 $.10^5$ km^3.

Ces valeurs maximales sont supérieures aux valeurs mesurées sur les systèmes naturels à l'exception du volume sédimentaire total. Si un flux sédimentaire local semble insuffisant pour expliquer les importants volumes sédimentaires préservés dans les bassins des marges naturelles, un flux sédimentaire externe est très probablement la meilleure hypothèse pour expliquer cette différence de volume entre nos simulations numériques et les systèmes naturels.

7.6.3. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT EXTREME PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Nous présentons maintenant les conséquences d'une variation limite de l'isostasie flexurale sur l'enregistrement sédimentaire post-rift. Ces résultats sont décrits dans deux sous-parties : l'évolution post-rift de la géométrie des bassins sédimentaires puis, la stratigraphie des prismes à t140 Ma.

7.6.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

La Figure 115 décrit la géométrie du bassin sédimentaire de chacune des deux simulations aux temps t0, t10 Ma, t40 Ma et t140 Ma. Chaque colonne de graphiques composant la Figure 115 représente l'évolution temporelle de la géométrie du bassin d'une simulation.

L'observation de la géométrie du bassin sédimentaire au cours du temps dans le cas d'une isostasie flexurale maximale (colonne de gauche) ou minimale (colonne de droite) montre peu de différences par rapport à l'évolution temporelle de la géométrie du bassin d'une marge affectée par une longueur de zone amincie de 55 km ou de 610 km (voir partie 7.5, Figure 108). En effet, les deux simulations caractérisées par une longueur de zone amincie de 55 km présentent principalement un prisme très épais et localisé au niveau de la fosse (secteur 5), tandis que les deux simulations affectées par une longueur de zone amincie de 610 km présentent toutes deux un prisme sédimentaire peu épais, distribué le long de la zone amincie et divisé en deux sous-bassins. Le sous-bassin situé sur le secteur 3 s'érode au profit du second sous-bassin situé plus bas, sur le secteur 5 (voir sous-partie 7.5.3.1.1 pour plus de détails). La seule différence notable est le maintien au cours du temps du second bassin sédimentaire entre les secteurs 2 et 3 de la simulation affectée par un comportement flexural maximal. Cette persistance du second bassin au cours du temps est due à une augmentation suffisante de son épaisseur qui permet ainsi la limitation de sa disparition sous l'effet de l'érosion affectant les secteurs 3 et 4.

Cette étude confirme que la longueur de la zone amincie exerce un contrôle majeur sur l'évolution de la géométrie du bassin sédimentaire.

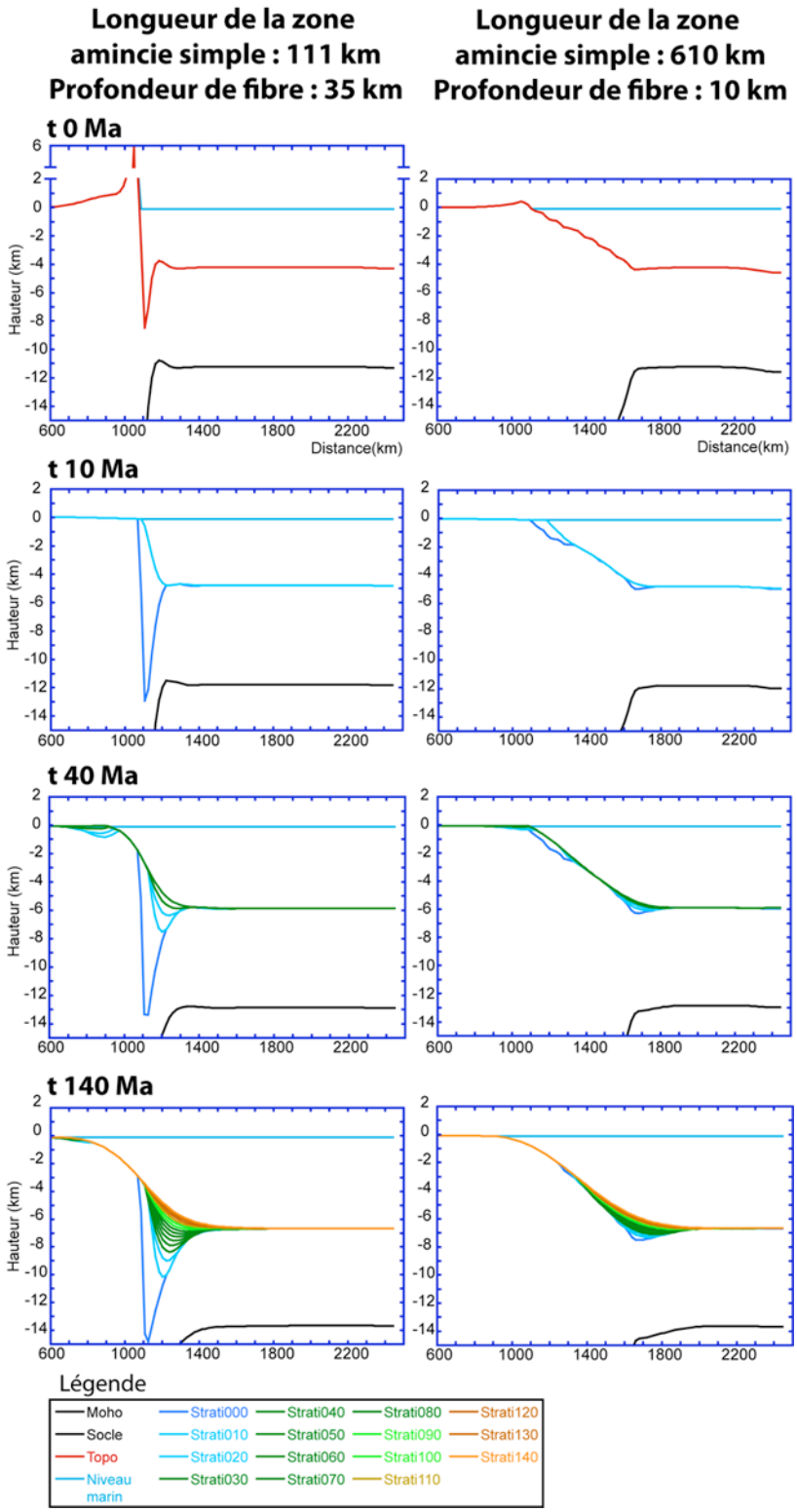


Figure 115 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées soumises à une variation limite de l'isostasie flexurale.

7.6.3.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

La stratigraphie du prisme sédimentaire de chaque simulation est décrite sur la Figure 116. Les deux graphiques représentent un agrandissement des deux coupes t140 Ma décrites sur la Figure 115.

Comme sur la simulation de référence, une variation limite de l'isostasie flexurale produit principalement sur le secteur 5 un prisme sédimentaire caractérisé par une séquence sédimentaire progradante-aggradante et une surface d'érosion marine localisée, au cours du temps, au niveau du sommet du premier corps sédimentaire. Il existe une seconde surface d'érosion au niveau du bassin secondaire de la simulation affectée par un comportement flexural maximal. Ce travail montre donc qu'une variation de l'isostasie flexurale n'a pas de conséquences sur l'enregistrement stratigraphique de référence.

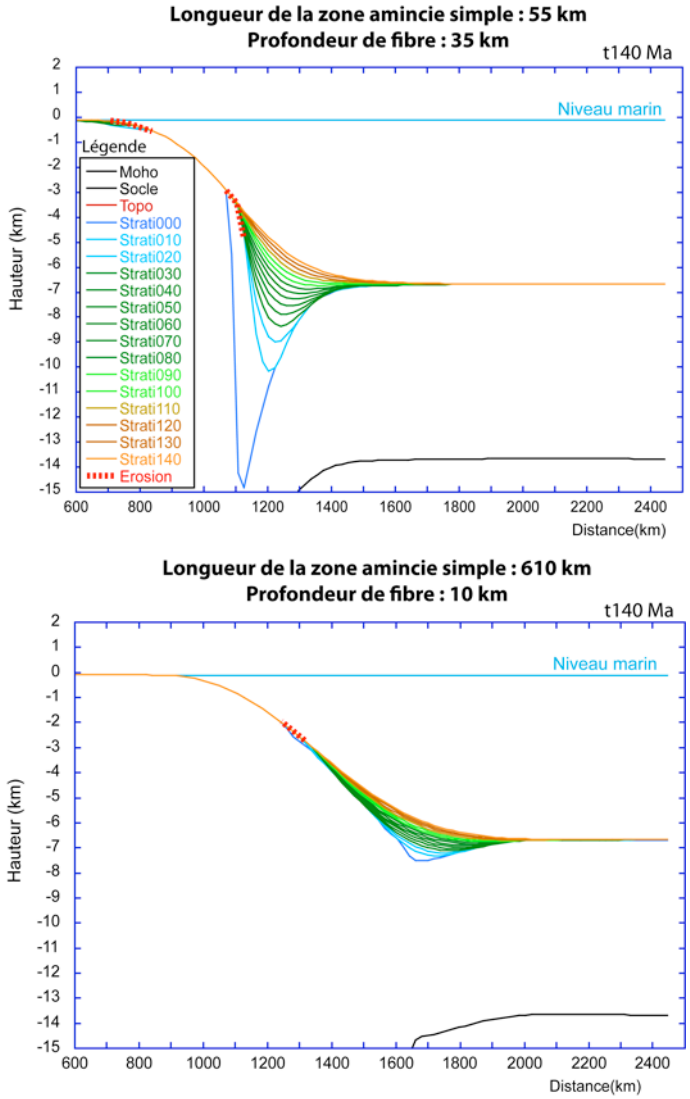


Figure 116 : stratigraphie du prisme sédimentaire des marges simulées soumises à une variation limite de l'isostasie flexurale.

7.6.4. CONCLUSION

Cette étude montre, dans un premier temps, qu'une variation maximale de l'isostasie flexurale (longueur de zone amincie à 55 km et profondeur de fibre à 35 km) peut expliquer la hauteur des épaulements de rift naturels les plus élevés (ex: Braun et Beaumont, 1989 ; van der Beek et al., 1994), mais elle ne peut pas toujours expliquer des profondeurs importantes de fosses (> 5-6 km). Ces fosses peuvent être alors des structures héritées du rift ou d'un amincissement anté-rift. De plus, la vitesse maximale de surrection post-rift atteinte sur le secteur 4 (36 m/Ma) reste très faible par rapport aux vitesses de surrection des zones de convergences. Les marges passives sont donc soumises à une déformation flexurale post-rift faible.

Concernant la variation limite de la dénudation et de la sédimentation, à l'exception du volume sédimentaire total mesuré à t180 Ma, une augmentation maximale de la réponse flexurale produit des valeurs maximales supérieures aux valeurs mesurées sur des marges naturelles (dénudation totale = 11 km = ~ 30% d'érosion de l'épaisseur crustale ; taux de sédimentation = 150 m/Ma ; taux de dénudation = - 137 m/Ma ; flux sédimentaire = 2,7 $.10^4$ km^3/Ma). Le volume sédimentaire total maximal, produit par l'érosion du relief flexural, étant faible (5,3 $.10^5$ km^3 à t180 Ma contre 1,52 $.10^6$ km^3 sur la marge est-américaine), le volume important de sédiments piégés dans les bassins de marges naturelles peut s'expliquer en partie par un flux sédimentaire externe.

Enfin, l'étude de l'enregistrement d'une variation limite de l'isostasie flexurale (variations limites de la longueur de zone amincie et de la profondeur de fibre) par le bassin sédimentaire (géométrie du bassin et enregistrement stratigraphique) montre qu'il existe peu de différences par rapport à l'enregistrement de la déformation produite uniquement par une variation limite de la longueur de la zone amincie (voir partie 7.5). Celle-ci exerce un contrôle majeur sur l'évolution de la géométrie du bassin sédimentaire mais n'a pas de conséquences sur l'enregistrement stratigraphique de référence (séquence progradante-aggradante).

7.7. CONCLUSION

Cette étude détaillée sur les conséquences d'une variation des paramètres lithosphériques (densités crustales et mantéliques, épaisseur lithosphérique, profondeur de fibre, géométrie de la croûte amincie) sur le comportement et l'enregistrement post-rift de la marge passive de référence montre, dans un premier temps, qu'en agissant essentiellement sur l'isostasie locale, le rapport de densité entre le manteau et la croûte continentale exerce un contrôle important sur la hauteur de cette marge. En revanche, une modification du rapport entre les densités lithosphériques exerce un faible contrôle sur la flexuration de la marge. En conséquence, la dénudation et la sédimentation ainsi que l'enregistrement de la déformation par le prisme sédimentaire sont peu affectés par une variation des densités lithosphériques.

Ce travail montre également que si une conduction thermique en 2D et une faible épaisseur lithosphérique (75 km) ne modifient pas significativement l'évolution de la marge passive de référence, une augmentation de l'épaisseur lithosphérique modifie de façon importante la longueur d'onde de la déformation et la vitesse de subsidence thermique du domaine aminci. En effet, une variation de l'épaisseur lithosphérique modifie respectivement la résistance du système et le temps de diffusion thermique (τ_D : temps nécessaire à une homogénéisation de la température entre deux milieux aux températures initiales différentes). Concernant la dénudation et la sédimentation, cette étude montre qu'en produisant un

important épaulement de rift à t0 et une faible vitesse de subsidence du domaine aminci, une augmentation de l'épaisseur lithosphérique crée principalement une forte augmentation du flux sédimentaire sur les 10 premiers millions d'années puis, un flux très faible et inférieur à celui de la simulation de référence jusqu'à t180 Ma. Cet important flux sédimentaire, au début de l'histoire de la simulation, est responsable du dépôt d'un premier corps sédimentaire très épais et localisé au niveau de la fosse et donc de la formation successive de deux sous-bassins de part et d'autre du premier corps sédimentaire. Ces deux sous-bassins présentent soit une séquence stratigraphique rétrogradante, soit une séquence stratigraphique progradante-aggradante. La modification de l'épaisseur lithosphérique exerce donc un contrôle de premier ordre sur la longueur d'onde de la déformation, la subsidence du domaine aminci, la géométrie et la stratigraphie du prisme sédimentaire.

Enfin, la modification de la profondeur de fibre et de la longueur de la zone amincie montrent que si une augmentation de la profondeur de fibre produit une augmentation importante de l'amplitude du relief flexural (Braun et Beaumont, 1989; van der Beek et al., 1994), une avancée dans le temps de la transition subsidence-surrection sur le secteur 3, et enfin, une surrection faible et permanente sur le secteur 4, une réduction de la longueur de la zone amincie crée, quant à elle, une augmentation plus forte de la géométrie (longueur et amplitude) de l'épaulement de rift et de la fosse ainsi qu'une surrection plus importante sur le secteur 4, entre t10 et t30 Ma. La longueur de la zone amincie exerce donc un contrôle de premier ordre sur l'isostasie flexurale. L'augmentation de l'isostasie flexurale, avec la profondeur de fibre ou une réduction de la longueur de la zone amincie, augmente la dénudation et la sédimentation le long de la marge. Concernant l'enregistrement des mouvements verticaux post-rift par le prisme sédimentaire, une variation de la profondeur de fibre modifie peu la géométrie du bassin (élargissement de la base de la fosse et diminution de l'épaisseur du premier corps sédimentaire si la rigidité diminue) et n'affecte pas sa stratigraphique tandis qu'une variation de la longueur de la zone amincie modifie la distribution de la sédimentation le long de la marge (une faible longueur localise la sédimentation au niveau de la fosse, une grande longueur distribue la sédimentation le long de la zone amincie). La longueur de la zone amincie exerce donc un contrôle majeur sur la géométrie du bassin et son évolution temporelle mais ne modifie pas l'enregistrement stratigraphique de référence (séquence progradante-aggradante).

Si les variations de la profondeur de fibre et de la longueur de zone amincie sont combinées afin d'obtenir un comportement flexural limite, la vitesse maximale de surrection ainsi calculée par Flex3D (36 m/Ma) confirme que la déformation flexurale post-rift affectant les marges passive reste faible. De plus, une réponse flexurale maximale produit une dénudation totale, des taux de dénudation et de sédimentation et un flux sédimentaire supérieurs aux valeurs mesurées sur des marges naturelles, mais, comme sur l'ensemble des simulations jusqu'à présent décrites dans ce mémoire, le volume sédimentaire total mesuré à t180 Ma reste, quant à lui, plus faible. La différence entre le volume sédimentaire calculé et le volume sédimentaire mesuré sur des systèmes naturels peut s'expliquer par l'absence d'un flux sédimentaire externe dans Flex3D.

CHAPITRE 8. – Principaux résultats de l'étude paramétrique sur simulations cylindriques et application à la marge passive nord-namibienne

Nous avons présenté dans les Chapitres 5, 6 et 7 les résultats de notre première étude paramétrique dont l'objectif a été 1°) d'étudier les effets des processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale, processus de surface) sur les mouvements verticaux post-rift le long des marges passives, 2°) d'observer, quantifier et analyser les conséquences d'une variation de paramètres internes (profondeur de fibre, longueur de zone amincie, densités du manteau et de la croûte, épaisseur lithosphérique) et externes (coefficients de diffusion en milieu continental et en milieu marin) sur les mouvements verticaux post-rift le long d'une marge passive affectée par ces processus locaux, et enfin 3°) étudier l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire. Cette étude paramétrique nous a également permis de hiérarchiser les principaux contrôles exercés par les différents paramètres de Flex3D sur l'isostasie flexurale et sur l'isostasie locale. Dans la première partie de ce Chapitre 8, nous avons synthétisé les principaux résultats de notre première étude paramétrique et nous avons discuté ces résultats par rapport aux résultats d'études numériques publiées et également par rapport aux résultats d'études publiées sur les systèmes naturels. Ensuite, dans la seconde partie de ce chapitre, nous avons complété et finalisé cette première étude paramétrique en testant directement nos principaux résultats sur une marge passive naturelle bien étudiée, la marge passive nord-namibienne (voir partie 2.2). Pour réaliser ce test, nous avons construit une simulation numérique à partir d'une coupe crustale de la marge (voir partie 2.2) et de valeurs paramétriques que nous avons calibrées principalement à partir de données géologiques et d'études publiées. Les différentes données calculées ainsi par Flex3D ont été comparées aux résultats de notre étude sur la marge nord-namibienne (voir partie 2.2).

8.1. SYNTHESE ET DISCUSSION DES PRINCIPAUX RESULTATS OBTENUS AU COURS DE L'ETUDE PARAMETRIQUE

Dans une première sous-partie, nous présentons la géométrie crustale initiale produite par Flex3D, puis, dans une seconde sous-partie, les mouvements verticaux post-rift le long d'une marge passive. Dans une troisième sous-partie, nous présentons les effets des mouvements verticaux post-rift sur la dénudation. La synthèse se termine par une quatrième partie où nous présentons l'enregistrement des mouvements verticaux post-rift par le bassin sédimentaire.

8.1.1. GEOMETRIE CRUSTALE INITIALE

Le code numérique Flex3D produit au temps t0 une géométrie crustale définie par (voir Figure 117 - A) :

- une hauteur de marge (différence de hauteur entre la topographie moyenne du domaine continental non aminci et la topographie moyenne au niveau de la croûte continentale de 7 km d'épaisseur) ;

- un épaulement de marge localisé au niveau de la transition entre le domaine non aminci et le domaine aminci ;

- une fosse (différence de hauteur entre la topographie moyenne de la croûte de 7 km d'épaisseur, représentant la croûte océanique, et le domaine le plus profond du socle de la croûte amincie) localisée à la transition entre la croûte continentale amincie et la croûte de 7 km d'épaisseur.

Cette géométrie est produite par une déformation calculée préalablement par le modèle numérique Flex3D à partir d'une distribution de l'épaisseur crustale que nous imposons au code (Figure 117 - A). Cette déformation correspond à une subsidence tectonique (rééquilibrage isostatique local suite à l'amincissement, McKenzie (1978) et à un rebond flexural (compensation régionale de l'amincissement lithosphérique, Braun et Beaumont (1989). Cette étape du code numérique Flex3D correspond à un rifting qui est considéré comme étant instantané. La géométrie initiale est en accord avec les travaux publiés par McKenzie (1978) et par Braun et Beaumont (1989).

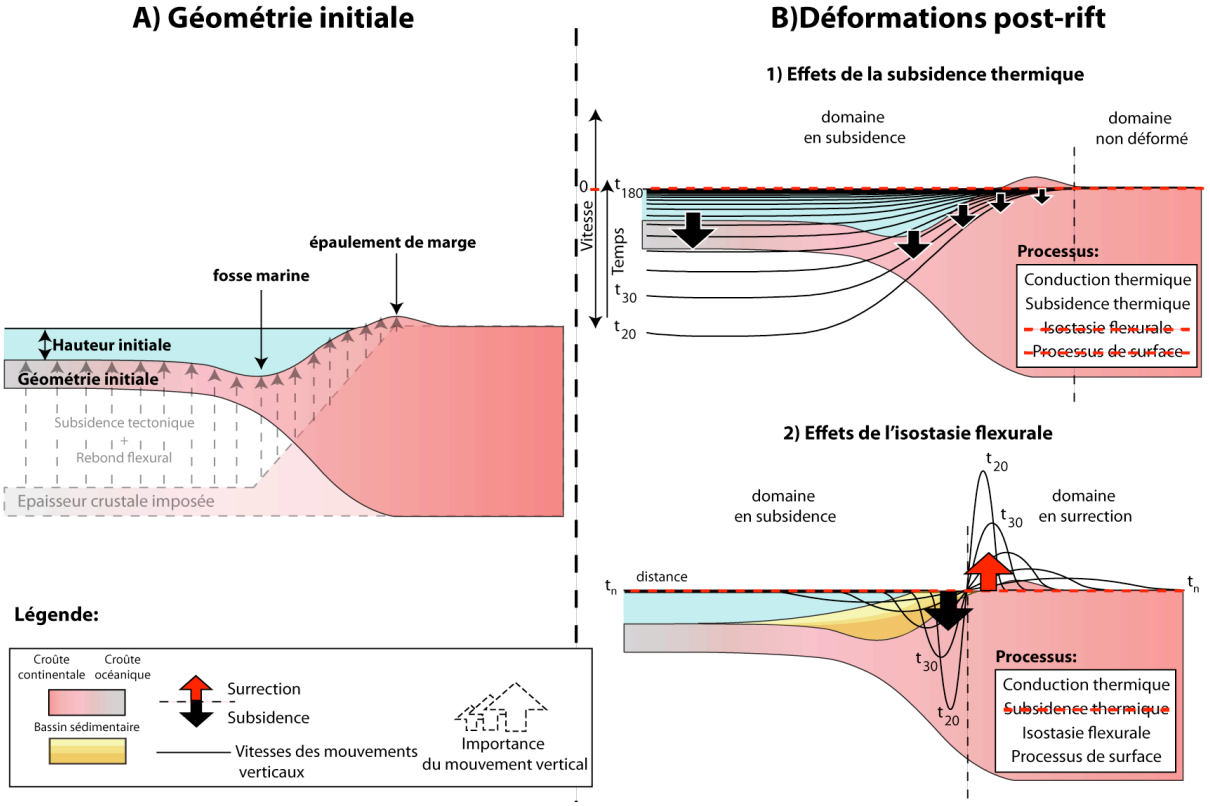


Figure 117 : géométrie crustale initiale et déformations au cours du post-rift le long d'une simulation.

A) géométrie initiale : géométrie produite par la subsidence tectonique et par la déformation flexurale calculées, toutes deux, à partir d'une distribution d'épaisseur crustale imposée au départ. B) Déformations post-rift (t20 Ma à t180 Ma) : présentation séparée des vitesses produites par deux processus de déformation, 1) la subsidence thermique, 2) l'isostasie flexurale. Séparation des deux processus réalisée soit en désactivant l'isostasie flexurale et les processus de surface dans le cas B 1), soit en soustrayant des vitesses totales (vitesses cumulées produites par l'ensemble des processus), les vitesses de subsidence thermique dans le cas B 2). Pour plus de détails, voir partie 8.1.2.1.

Il est à noter que la géométrie crustale initiale produite par Flex3D n'intègre pas l'activité des processus de surface au cours du rifting. En effet, l'épaulement de rift initial calculé par Flex3D n'est pas affecté par l'érosion et le bassin sédimentaire ne présente aucun dépôt sédimentaire à t0. Or, au cours du rifting, la lithosphère en voie d'amincissement est soumise à l'activité des processus de surface. Les conséquences sont notamment une diminution de l'amplitude de l'épaulement de rift et le dépôt des produits de l'érosion de l'épaulement dans le bassin sédimentaire de la marge passive pendant le rifting. L'amplitude de l'épaulement de rift ainsi calculée par Flex3D à t0 est donc surestimée.

Enfin, des études publiées montrent la formation de faibles hauteurs de marge (< à 2000 - 3000 m) au moment du rifting (Aslanian et al., 2009). Ces faibles hauteurs de marge doivent avoir des conséquences sur les mouvements verticaux post-rift le long des marges passives et sur les enregistrements post-rift de la dénudation et du bassin sédimentaire. Etudier l'évolution du comportement et l'enregistrement post-rift d'une marge passive ayant été affectée par une faible hauteur de marge pendant le rifting nécessite de comprendre d'abord la formation de ces faibles hauteurs de marge. La grande majorité des simulations étudiées au cours des Chapites 5, 6 et 7 ne permettent pas de produire une géométrie initiale présentant une très faible hauteur de marge (< à 2000 m). Les résultats de nos simulations montrent que, pour obtenir une très faible hauteur de marge sur la géométrie initiale, la marge doit avoir une épaisseur lithosphérique élevée (plus de 200 km, voir Figure 119). Cependant, il est à noter que pour réaliser l'ensemble des simulations de ce mémoire, nous avons pris comme hypothèse d'amincissement lithosphérique, le modèle de McKenzie (1978), c'est-à-dire un facteur d'amincissement crustal (β) identique au facteur d'amincissement mantélique (δ). Or, comme expliqué par Wernicke (1984), le β peut être différent du δ sur les systèmes naturels. Si le δ est supérieur au β, les travaux de Royden et Keen (1980) et de Wernicke (1984) montrent que ceci produit une surrection du domaine crustal localisé au- dessus du manteau lithosphérique aminci (voir partie 1.1.2 et 1.1.3). De ce fait, ce mécanisme pourrait produire une faible hauteur de marge sur la géométrie initiale. En revanche, si le δ est inférieur au β, les travaux de Royden et Keen (1980) et de Wernicke (1984) montrent que ceci produit un effet inverse, une subsidence du domaine crustal aminci. Pour étudier le comportement et l'enregistrement post-rift de marges passives ayant été affectées par une faible hauteur de marge au cours du rifting, il serait donc nécessaire de travailler sur des simulations ayant des β et δ différents.

8.1.2. MOUVEMENTS VERTICAUX POST-RIFT LE LONG D'UNE MARGE PASSIVE

Dans une première sous-partie, nous présentons les effets respectifs de la subsidence thermique et de l'isostasie flexurale sur les mouvements verticaux le long d'une marge passive. Puis, dans la sous-partie suivante, nous présentons les effets des processus de surface. Enfin, dans une dernière sous-partie, nous présentons une hiérarchisation des facteurs de contrôle (coefficient de diffusion, profondeur de fibre, longueur de zone amincie, épaisseur lithosphérique, densités lithosphériques) sur les isostasies locales et flexurales.

8.1.2.1. EFFETS DE LA SUBSIDENCE THERMIQUE ET DE L'ISOSTASIE FLEXURALE

Dans un premier temps, nous présentons les effets de la subsidence thermique sur les mouvements verticaux le long d'une marge passive, puis, dans un second temps, les effets de l'isostasie flexurale.

8.1.2.1.1. EFFETS DE LA SUBSIDENCE THERMIQUE

Les travaux de McKenzie (1978) ont montré que le rééquilibrage conductif post-rift le long des marges passives produit un refroidissement progressif de l'asthénosphère et une subsidence du domaine continental aminci. L'évolution temporelle de cette subsidence thermique suit une courbe exponentielle (McKenzie, 1978). Ce rééquilibrage conductif de la lithosphère continentale étirée tend vers un état conductif semblable à celui que la lithosphère connaissait avant le rifting (McKenzie, 1978).

La Figure 117 – B 1) présente maintenant le calcul, par le code numérique Flex3D, des vitesses de subsidence thermique le long d'une coupe réalisée au centre de la simulation de référence. Les vitesses ont été calculées entre t20 Ma et t180 Ma, intervalle de temps correspondant au post-rift. Les mouvements verticaux calculés par Flex3D entre t0 et t10 Ma ne sont pas pris en compte car ils sont dûs à un rééquilibrage rapide produit par le rifting instantané. Ces 10 premiers millions d'années peuvent donc être interprétés comme une intégration de la phase de rift et le début du post-rift.

Le calcul des vitesses de subsidence thermique le long de la simulation de référence montre l'existence deux domaines :

- un domaine non déformé correspondant au domaine continental non aminci ;
- un domaine subsidant comprenant le domaine de transition entre la croûte continentale non amincie et la croûte continentale amincie, le domaine aminci, et la croûte de 7 km d'épaisseur.

Les courbes des vitesses de subsidence thermique montrent que les vitesses augmentent progressivement depuis le domaine de transition jusqu'à la croûte de 7 km d'épaisseur. L'évolution temporelle de ces vitesses de subsidence suit également une courbe décroissante de type exponentiel.

Si la comparaison entre nos travaux et ceux de McKenzie (1978) montre un comportement identique du domaine crustal aminci, en revanche, la nouveauté de notre travail est la mise en évidence d'une faible subsidence thermique post-rift au niveau de la transition entre la croûte continentale non amincie et la croûte amincie, lieu de formation de l'épaulement de rift.

8.1.2.1.2. EFFETS DE L'ISOSTASIE FLEXURALE

Les travaux publiés ont montré qu'en contexte extensif, le refroidissement de la lithosphère crée une augmentation de la longueur d'onde de la déformation produite par boudinage (Martinod et Davy, 1992). L'approche nouvelle de notre étude est d'avoir analysé l'évolution post-rift de la longueur d'onde produite par l'isostasie flexurale le long d'une lithosphère amincie.

Dans Flex3D, l'isostasie flexurale étant fonction de l'évolution thermique du système et des processus de surface, nous avons dû soustraire aux vitesses totales des mouvements verticaux (vitesses cumulées produites par l'isostasie flexurale, processus de surface et processus thermiques), la vitesse de subsidence thermique pour obtenir les vitesses des mouvements flexuraux.

La Figure 117 – B 2) décrit de manière simplifiée (prise en compte d'une seule longueur d'onde de déformation) l'évolution post-rift de ces mouvements flexuraux le long d'une simulation. Cette figure montre qu'au cours du post-rift, le domaine de transition est affecté par une surrection tandis que la fosse est affectée par une subsidence flexurale. La longueur d'onde de l'isostasie flexurale à l'origine de ces mouvements verticaux augmente au cours du temps tandis que son amplitude diminue. En effet, les pics d'amplitude de la surrection et de la subsidence diminuent au cours du temps tout en migrant vers des directions opposées. L'augmentation de la longueur d'onde et la diminution de son amplitude sont dues à une augmentation de la rigidité flexurale de la lithosphère amincie au cours du temps. La diminution de l'amplitude est également due à une diminution des processus de surface au cours du temps.

Ces résultats montrent donc que les marges passives présentent une faible rigidité flexurale dans les premiers temps du post-rift et cette rigidité augmente au cours du post-rift sous l'effet du refroidissement de la lithosphère. Cette augmentation de la rigidité flexurale au cours du temps augmente la longueur d'onde de la déformation et réduit son amplitude.

8.1.2.2. EFFETS DES PROCESSUS DE SURFACE

Afin d'étudier les effets des processus de surface sur les mouvements verticaux post-rift affectant une marge passive, nous avons tout d'abord analysé les mouvements verticaux le long d'une simulation de référence non soumise à des processus de surface (première sous-partie), puis le long d'une simulation de référence soumise aux processus de surface (deuxième sous-partie).

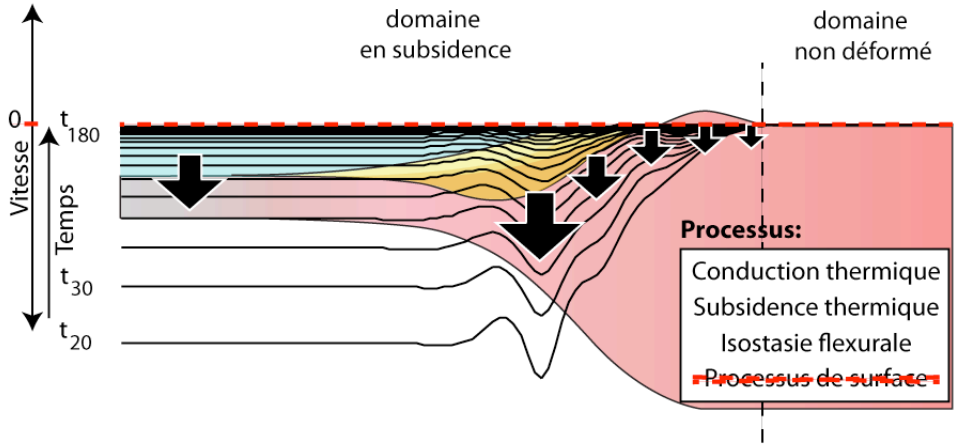
8.1.2.2.1. MOUVEMENTS VERTICAUX POST-RIFT LE LONG D'UNE MARGE PASSIVE NON SOUMISE AUX PROCESSUS DE SURFACE

Pour mieux évaluer les effets des processus de surface sur les mouvements verticaux post-rift le long des simulations, il est nécessaire dans un premier temps d'analyser les mouvements verticaux en l'absence de processus de surface. La simulation décrite dans cette partie a donc été uniquement soumise à des processus thermiques et à une isostasie flexurale. Si de précédentes études se sont également intéressées à la subsidence thermique (ex : McKenzie, 1978) ou à l'isostasie flexurale (ex : Watts, 1989; Watts et al., 1982), ces deux processus ont été jusqu'à maintenant traités le plus souvent de manière distincte.

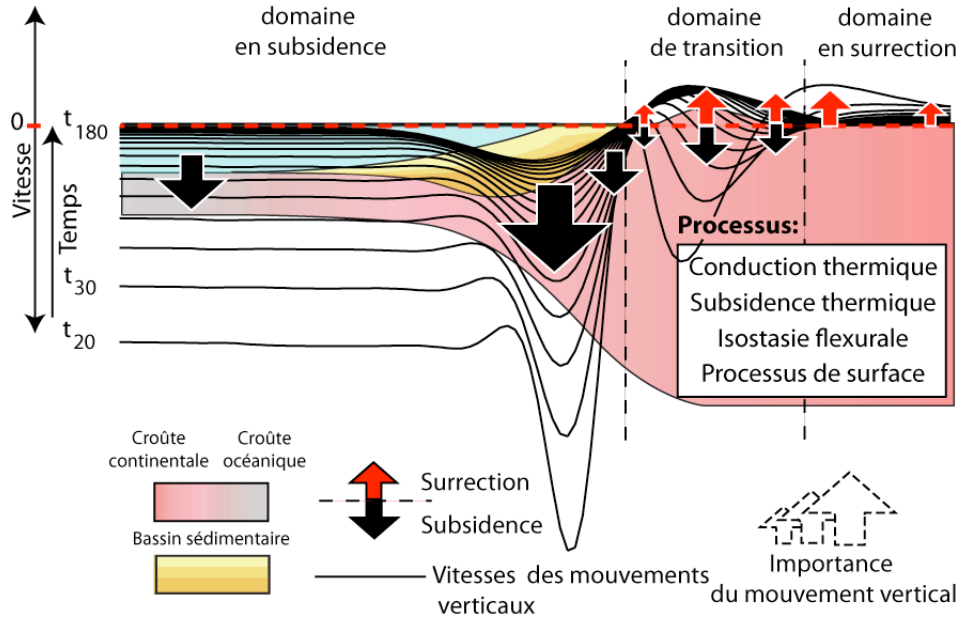
Ces mouvements verticaux sont présentés sur la Figure 118 - C). Pour obtenir ces courbes de vitesses des mouvements verticaux, nous avons complexifié la simulation de référence soumise uniquement aux processus thermiques (voir partie précédente 8.1.2.1.1) en ajoutant l'isostasie flexurale.

Le graphique de la Figure 118 - C) montre que le couplage entre l'isostasie flexurale et les processus thermiques superpose localement aux vitesses de subsidence thermique, un pic maximal de subsidence au niveau de la fosse. Or, les travaux publiés par Watts et al. (1982) et par Watts (1989) montrent que la formation d'une fosse est due à la réponse élastique de la lithosphère sous l'effet de la charge exercée par le prisme sédimentaire. Notre travail démontre donc qu'une partie de cette augmentation locale de la subsidence peut être produite par l'isostasie flexurale seule, sans effet de charge sédimentaire. Enfin, il est à noter que le simple couplage entre l'isostasie flexurale et les processus thermiques n'induit pas de surrection le long de la simulation pendant le post-rift.

C) Mouvements verticaux le long d'une marge passive non soumise aux processus de surface



D) Mouvements verticaux le long d'une marge passive soumise aux processus de surface



E) Mouvements verticaux le long de la zone amincie de la marge passive nord-namibienne

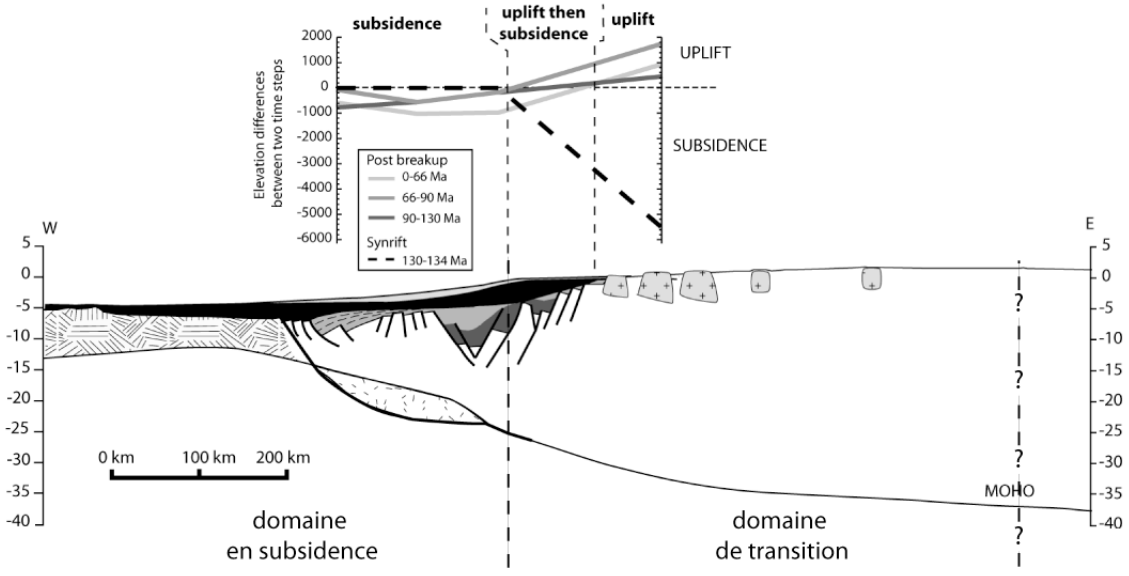


Figure 118 : effets des processus de surface sur la déformation post-rift d'une marge passive.

C) Mouvements verticaux post-rift (t20 Ma à t180 Ma) produits par les effets combinés des processus thermiques et de l'isostasie flexurale en l'absence de processus de surface. D) Mouvements verticaux post-rift produits par les effets combinés de tous les processus modélisés par Flex3D : processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface. Les graphiques des vitesses des cas C) et D) ont été mis à la même échelle en ordonnée et sont donc directement comparables en terme d'amplitude. E) Mouvements verticaux le long du domaine aminci de la marge nord-namibienne. L'extrémité continentale du domaine de transition est supposée correspondre avec l'extrémité du relief de la marge (longueur du relief : 550 km environ, voir Figure 50 B et Chapitre 2 pour plus de détails).

8.1.2.2.2. MOUVEMENTS VERTICAUX POST-RIFT LE LONG D'UNE MARGE PASSIVE SOUMISE AUX PROCESSUS DE SURFACE

Si de précédentes études publiées (ex : Braun et Beaumont, 1989; Gilchrist et Summerfield, 1990; McKenzie, 1978; van der Beek et al., 1994; Watts et al., 1982; Weissel et Karner, 1989) nous ont permis de connaître les effets respectifs des principaux processus sur la déformation affectant certains domaines des marges passives, en revanche, on connaît mal leurs effets combinés sur l'évolution temporelle de la déformation le long d'une marge passive, notamment au niveau du domaine de transition. En effet, ces études ont analysé soit des mouvements verticaux continentaux (rebond isostatique flexural de l'épaulement suite à l'érosion - Gilchrist et Summerfield, 1990), soit des mouvements verticaux marins (subsidence thermique de la croûte amincie - McKenzie, 1978, augmentation de la subsidence du socle du bassin sous l'effet de la charge sédimentaire - Watts et al., 1982). L'originalité du travail présenté dans cette partie est d'avoir analysé les mouvements verticaux produits par le couplage entre les processus thermiques, les processus de surface et l'isostasie flexurale le long de la marge passive, depuis le domaine marin jusqu'au domaine continental.

Les vitesses totales des mouvements verticaux, produites par l'ensemble des processus inclus dans Flex3D sont décrites sur la Figure 118 - D). Pour obtenir ces courbes de vitesses, nous avons complexifié la simulation décrite dans la sous-partie précédente (simulation de référence soumise aux processus thermiques et à l'isostasie flexurale, voir partie 8.1.2.2.1) en ajoutant les processus de surface.

L'activation de la loi de diffusion approximant les processus de surface dans Flex3D modifie profondément les mouvements verticaux le long de la simulation. En effet, le domaine non aminci qui était jusqu'à maintenant non déformé, présente désormais des mouvements surrectifs dont l'amplitude augmente vers le domaine de transition. Ce dernier présente, quant à lui, des mouvements verticaux complexes caractérisés par l'inversion dans l'espace et dans le temps des mouvements verticaux. Dans la majorité des cas étudiés au cours des Chapitres 5, 6 et 7, les mouvements verticaux passent de la subsidence à la surrection et peuvent s'inverser localement. La dynamique spatio-temporelle de ces mouvements verticaux est contrôlée par l'augmentation de la rigidité flexurale. Enfin, en domaine aminci, l'ajout des processus de surface amplifie la subsidence au niveau de la fosse. Cette augmentation locale de la subsidence est due principalement à la charge sédimentaire (Watts, 1989; Watts et al., 1982).

Enfin, plus de 180 Ma après le rifting, la marge est stabilisée mais elle est toujours affectée par une surrection faible et permanente au niveau du domaine de transition et une subsidence faible et permanente au niveau de la fosse. Le maintien d'une déformation flexurale de la lithosphère 180 Ma d'années après le rifting est dû à l'activité des processus de surface.

En résumé, ce travail a permis principalement de montrer, d'une part, que le domaine de transition est affecté par des mouvements verticaux complexes s'inversant dans l'espace et dans le temps et, d'autre part, que plus de 180 Ma d'années après le rifting, une marge passive à l'équilibre présente des mouvements flexuraux faibles et permanents.

*Comparaison avec les systèmes naturels : exemple de la marge passive nord-namibienne (*Figure 118 - *E, voir Chapitre 2)*

L'analyse des mouvements verticaux le long de la marge nord-namibienne étant restreinte uniquement au domaine crustal aminci (voir chapitre 2), leur comparaison avec les mouvements verticaux calculés par Flex3D est donc limitée. Cette comparaison montre cependant des mouvements verticaux comparables en domaine marin subsidant et différents sur le domaine de transition. En effet, si la partie étudiée du domaine de transition de la marge nord-namibienne est également affectée par des mouvements verticaux complexes, leur dynamique (surrection puis subsidence) est différente de celle calculée par Flex3D (subsidence puis surrection). L'origine de la dynamique du domaine de transition de la marge namibienne est mal comprise, d'autres processus non encore définis affecteraient cette marge.

Limites et perspectives générales de cette étude

Ce travail montre une comparaison limitée des mouvements verticaux calculés par Flex3D avec ceux mesurés sur les systèmes naturels. En effet, il existe peu d'étude sur les mouvements verticaux au niveau de la transition entre le domaine marin et le domaine continental. Afin de préciser notre connaissance sur la dynamique post-rift des mouvements verticaux affectant une marge passive, il serait nécessaire, d'une part, de réaliser une étude approfondie sur l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux le long des marges passives naturelles, notamment au niveau du domaine de transition, et, d'autre part, d'étudier la dynamique de la déformation d'une marge passive naturelle à l'état d'équilibre. Pour réaliser ces études, il serait nécessaire de coupler l'étude des données de traces de fission sur apatite aux données de subsidence mesurées à partir des archives sédimentaires des prismes de marges passives (méthode testée sur la marge nord-namibienne, voir Chapitre 2). Afin de vérifier l'existence de phase de subsidence sur le domaine de transition dans les premiers temps post-rift d'une marge passive, il serait nécessaire d'observer sur de jeunes marges passives (ex : marges bordant la Mer Rouge) la présence éventuelle de bassins sédimentaires sur les domaines de transition.

Ce travail montre que la loi de diffusion est bien adaptée pour étudier, à grande échelle, les effets des transferts de charges sur la réponse élastique du système. En revanche, cette loi n'est pas adaptée pour étudier l'évolution des reliefs continentaux des marges passives. Pour réaliser ce type d'étude, il est nécessaire de faire évoluer, dans Flex3D, la physique des processus de surface appliqués au domaine continental en remplaçant la loi de diffusion par une loi de diffusion-advection. En effet, par la diffusion, elle tient compte des processus de glissement gravitaire à petite échelle (érosion proportionnelle à la pente) et, par l'advection, elle tient compte du transport fluviatile à grande échelle.

8.1.2.3. HIERARCHISATION DES FACTEURS DE CONTROLE SUR LES ISOSTASIES LOCALES ET FLEXURALES

Nous présentons, dans une première et deuxième sous-partie, une hiérarchisation des différents facteurs de contrôle internes (longueur de zone amincie, profondeur de fibre, épaisseur lithosphérique, densités continentales et mantéliques) et externes (coefficient de diffusion) sur l'isostasie locale (sous-partie 8.1.2.3.1), puis sur l'isostasie flexurale (sous-partie 8.1.2.3.2). Enfin, dans une troisième sous-partie, nous présentons les importances respectives de chacun des processus locaux sur les mouvements verticaux le long d'une marge passive (sous-partie 8.1.2.3.3).

8.1.2.3.1. ISOSTASIE LOCALE

Il est communément admis que le facteur de contrôle le plus important sur l'isostasie locale est le rapport de densité entre la croûte continentale et le manteau lithosphérique. L'analyse des résultats obtenus au cours de ces Chapitres 5, 6 et 7 montre que si ce rapport de densité entre la croûte et le manteau est effectivement important dans le contrôle de l'isostasie locale, il n'est en revanche pas le plus important.

Une modification de l'équilibre isostatique local se traduisant principalement par une variation de la hauteur de marge entre les simulations, pour évaluer et hiérarchiser les effets d'une modification des différents paramètres sur l'isostasie locale, nous avons donc étudié la hauteur de marge à t0 ainsi que les vitesses de subsidence thermique calculées à t20 Ma et t180 Ma par Flex3D le long de simulations soumises uniquement à des processus thermiques (voir Figure 119). Le choix des pas de temps t20 Ma et t180 Ma s'explique par la diminution exponentielle des vitesses de subsidence thermique au cours du temps. A t20 Ma, les vitesses de subsidence sont les plus élevées tandis qu'à t180 Ma, les vitesses de subsidence sont les plus faibles.

Les deux principaux facteurs de contrôle sur l'isostasie locale sont décrits sur la Figure 119 : l'épaisseur lithosphérique (Figure 119 - B et C) et le rapport de densité entre le manteau et la croûte continentale (Figure 119 - D et E). Concernant ce rapport entre les densités du manteau et de la croûte, au cours de l'étude paramétrique, nous avons soit fixé la densité de la croûte continentale à 2800 kg/m^3 et fait varier la densité du manteau entre 3200 kg/m^3 et 3400 kg/m^3, soit nous avons fixé la densité du manteau à 3300 kg/m^3 et fait varier la densité de la croûte continentale entre 2700 kg/m^3 et 2900 kg/m^3. Les résultats d'une variation de la densité mantélique étant comparables à ceux d'une variation de la densité crustale, nous avons présenté sur la Figure 119 uniquement les résultats obtenus dans le cas d'une variation de la densité crustale. De plus, nous n'avons pas présenté sur la Figure 119 les résultats obtenus sur les paramètres restants (profondeur de fibre, longueur de zone amincie, coefficients de diffusion) car leurs contrôles sur la hauteur de marge et les vitesses de subsidence thermique sont faibles ou inexistants.

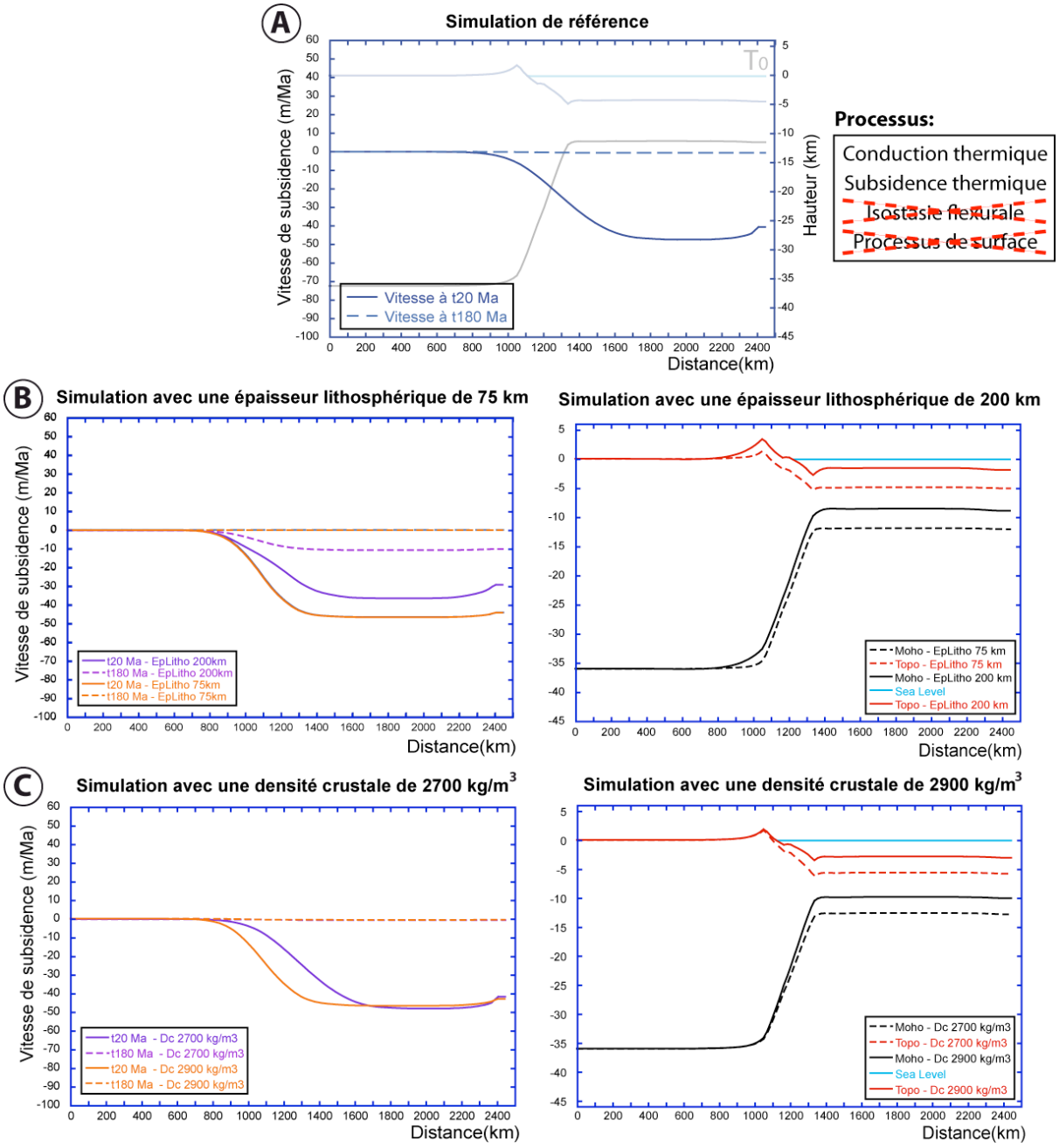


Figure 119 : effets des principaux facteurs de contrôle sur l'isostasie locale.

A) Vitesses de subsidence thermique sur la simulation de référence à t20 Ma (trait plein) et à t 180 Ma (trait en pointillé) (axe des ordonnées à gauche). L'arrière-plan décrit la géométrie crustale de la simulation à t0 (axe des ordonnées à droite). B) Effets d'une variation de l'épaisseur lithosphérique de 75 km à 200 km sur les vitesses de subsidence thermique à t20 Ma et t180 Ma (voir Chapitre 2 pour plus de détails sur la calibration des paramètres). C) Effets d'une variation de l'épaisseur lithosphérique de 75 km à 200 km sur la géométrie crustale initiale. D) Effets d'une variation de la densité crustale de 2700 kg/m^3 à 2900 kg/m^3 sur les vitesses de subsidence thermique à t20 Ma et t180 Ma. D) Effets d'une variation de la densité crustale de 2700 kg/m^3 à 2900 kg/m^3 sur la géométrie crustale initiale. Les processus de surface et l'isostasie flexurale sont désactivés sur chacune des simulations. Valeur des paramètres de référence : densité crustale de 2800 kg/m^3, densité mantélique 3300 kg/m^3, longueur de zone amincie de 278 km, profondeur de fibre de 25 km, épaisseur élastique de 450°C, température à la base de la lithosphère de 1350°C, épaisseur lithosphérique de 100 km, coefficient de diffusion continental de 3 .10^{10} m^2/Ma et coefficient de diffusion marin de 3 .10^8 m^2/Ma. Voir texte pour plus de détails.

Les résultats de notre travail montrent que, contrairement à l'idée communément admise, le premier facteur de contrôle sur l'isostasie locale est l'épaisseur lithosphérique. Le rapport de densité entre la croûte continentale et le manteau lithosphérique n'est que le second facteur. En effet, une augmentation de l'épaisseur lithosphérique produit :

- une augmentation plus importante de la hauteur de marge initiale (3,14 km contre 2,74 km dans le cas d'une diminution de la densité crustale, voir Figure 119 - C et E) ;
- une diminution de la vitesse de subsidence thermique au cours du post-rift (voir Figure 119 - B), alors que ces vitesses sont peu modifiées par une variation du rapport entre les densités lithosphériques (voir Figure 119 - D). Cette diminution des vitesses de subsidence est due à l'augmentation du temps de diffusion thermique (τ_D : temps nécessaire à une homogénéisation de la température entre deux milieux aux températures initiales différentes) avec l'augmentation de l'épaisseur lithosphérique et de l'épaisseur élastique (voir partie 7.3.1.1.2 pour plus de détails).

8.1.2.3.2. ISOSTASIE FLEXURALE

Des travaux publiés ont déjà étudié le degré d'importance de certains facteurs (longueur de zone amincie, profondeur de fibre, âge thermotectonique, durée du rifting, épaisseur élastique) sur l'isostasie flexurale (ex. van der Beek et al., 1994). Cependant, ces études ne se sont principalement intéressées qu'à la formation des épaulements de rift pendant le syn-rift. Elles n'ont pas pris en compte les effets d'une variation de ces facteurs sur la déformation du domaine crustal aminci, ni sur l'évolution de la déformation au cours du post-rift. Nous avons donc réalisé une nouvelle hiérarchisation des facteurs de contrôle sur l'isostasie flexurale (voir Figure 120). Cette hiérarchisation est fondée sur l'évolution temporelle des mouvements verticaux flexuraux le long des simulations, depuis le domaine continental jusqu'au domaine marin.

L'isostasie flexurale est caractérisée par une amplitude et une longueur d'onde de déformation. L'objectif de ce mémoire étant d'étudier la dynamique post-rift des mouvements verticaux le long d'une marge passive et les conséquences sur l'enregistrement sédimentaire, la hiérarchisation des facteurs de contrôle sur l'isostasie flexurale doit donc être réalisée à partir de l'amplitude de l'isostasie flexurale. En effet, les processus de surface sont proportionnels à la courbure dans Flex3D.

La réponse isostatique flexurale étant affectée par les processus de surface et étant fonction de l'augmentation de la rigidité flexurale au cours du temps, il est impossible d'étudier les mouvements flexuraux en activant seulement l'isostasie flexurale dans Flex3D. Pour analyser uniquement la déformation flexurale, nous avons soustrait aux vitesses totales des mouvements verticaux, calculées à t20 Ma et t180 Ma le long des simulations décrites dans les Chapitres 5, 6 et 7, les vitesses de subsidence thermique respectives, calculées sur ces mêmes pas de temps : t20 et t180 Ma (voir partie précédente 8.1.2.3.1 pour plus de détails). Le choix des pas de temps t20 Ma et t180 Ma s'explique ici par l'augmentation de la rigidité flexurale et par la diminution des processus de surface au cours du temps. En effet, à t20 Ma, la réponse flexurale de la marge est maximale tandis qu'à t180 Ma, la réponse flexurale est minimale.

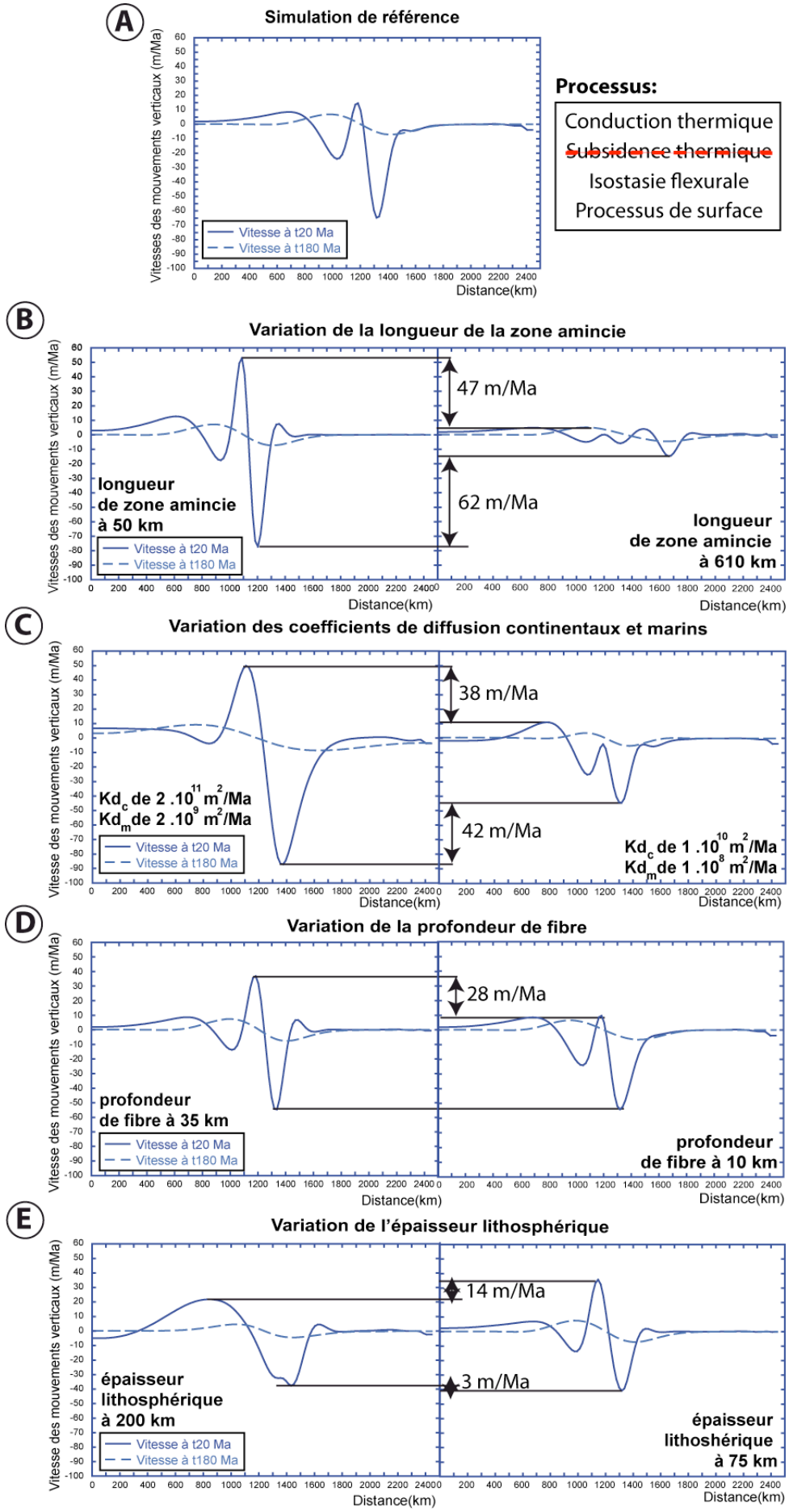

A
Simulation de référence
Vitesses des mouvements verticaux (m/Ma)
Distance(km)
Vitesse à t20 Ma
Vitesse à t180 Ma
Processus:
Conduction thermique
Subsidence thermique
Isostasie flexurale
Processus de surface
B
Variation de la longueur de la zone amincie
47 m/Ma
62 m/Ma
longueur de zone amincie à 50 km
longueur de zone amincie à 610 km
C
Variation des coefficients de diffusion continentaux et marins
38 m/Ma
42 m/Ma
Kdc de 2 .10^11 m^2/Ma
Kdm de 2 .10^9 m^2/Ma
Kdc de 1 .10^10 m^2/Ma
Kdm de 1 .10^8 m^2/Ma
D
Variation de la profondeur de fibre
28 m/Ma
profondeur de fibre à 35 km
profondeur de fibre à 10 km
E
Variation de l'épaisseur lithosphérique
14 m/Ma
3 m/Ma
épaisseur lithosphérique à 200 km
épaisseur lithoshérique à 75 km

Figure 120 : effets des principaux facteurs de contrôle sur l'isostasie flexurale.

A) Vitesses des mouvements flexuraux sur la simulation de référence à t20 Ma (trait plein) et t180 Ma (trait en pointillé) ; B) Effets d'une variation de la longueur de la zone amincie de 55 km (graphique de gauche) à 610 km (graphique de droite) sur les vitesses des mouvements flexuraux à t20 Ma et t180 Ma ; C) Effets d'une variation du coefficient de diffusion continental de 1 .10^{10} m^2/Ma (graphique de droite) à 2 .10^{11} m^2/Ma (graphique de gauche) sur les vitesses des mouvements flexuraux à t20 Ma et t180 Ma. D) Effets d'une variation de la profondeur de fibre de 10 km (graphique de droite) à 35 km (graphique de gauche) sur les vitesses des mouvements flexuraux à t20 Ma et t180 Ma ; E) Effets d'une variation de l'épaisseur lithosphérique de 75 km (graphique de droite) à 200 km (graphique de gauche) sur les vitesses des mouvements flexuraux à t20 Ma et t180 Ma ; Les vitesses des mouvements flexuraux sont des vitesses totales (vitesses cumulées produites par l'ensemble des processus) auxquelles on a soustrait les vitesses de subsidence thermique. Les 9 graphiques sont à la même échelle. Les flèches correspondent à l'écart de vitesse entre les pics maxima de surrection et de subsidence entre chaque variation paramétrique. Voir Chapitre 2 pour plus de détails sur la calibration des différents paramètres. Voir texte pour plus de détails sur les graphiques.

Nous avons hiérarchisé les effets d'une modification des différents paramètres étudiés sur la réponse isostatique flexurale au cours du post-rift en mesurant, pour chaque variation paramétrique (variation de l'épaisseur lithosphérique, de la densité crustale, de la densité mantélique, de la profondeur de fibre, de la longueur de la zone amincie, des coefficients de diffusion), les écarts d'amplitude entre les pics maximum des vitesses de subsidence et entre les pics maximum des vitesses de surrection sur les deux simulations (voir Figure 120). Nous avons présenté, sur la Figure 120, les résultats de quatre facteurs de contrôle : la longueur de la zone amincie, le coefficient de diffusion, la profondeur de fibre et l'épaisseur lithosphérique. Nous ne montrons pas les résultats sur les densités crustales ou mantéliques puisque leur contrôle sur l'isostasie flexurale reste très faible.

L'analyse des écarts d'amplitude entre les différents pics de vitesses de subsidence et de surrection montre la hiérarchie suivante :

1°) longueur de la zone amincie. Les différences entre les pics de surrection (47 m/Ma) et entre les pics de subsidence (62 m/Ma) sont les plus élevées.

2°) Coefficient de diffusion. Les différences entre les pics de surrection (38 m/Ma) et entre les pics de subsidence (42 m/Ma) sont plus faibles que celles obtenues avec une variation de la longueur de la zone amincie.

3°) Profondeur de fibre. La différence entre les pics de surrection atteint seulement 28 m/Ma et il n'existe pas de différence entre les pics de subsidence.

4°) Epaisseur lithosphérique. Les différences entre les pics de surrection (14 m/Ma) et entre les pics de subsidence (3 m/Ma) sont les plus faibles de notre étude comparative.

8.1.2.3.3. IMPORTANCES RESPECTIVES DE CHACUN DES PROCESSUS LOCAUX SUR LES MOUVEMENTS VERTICAUX LE LONG D'UNE MARGE PASSIVE

Nous présentons tout d'abord, sur la Figure 121, une rapide synthèse des sous-parties précédentes sur l'ordre d'importance des principaux contrôles exercés par les différents paramètres internes (longueur de zone amincie, profondeur de fibre, épaisseur lithosphérique, densités continentales et mantéliques) et externes (coefficient de diffusion) sur l'isostasie flexurale et sur l'isostasie locale d'une marge passive.

Puis nous présentons tout particulièrement sur cette Figure 121 une description des importances respectives de l'isostasie locale, des processus thermiques et du couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface, sur les mouvements verticaux le long d'une marge passive, depuis le domaine crustal non aminci jusqu'au domaine crustal aminci. Ces informations sont représentées par les géométries vertes (isostasie locale), bleues (processus thermiques) et orange (couplage isostasie flexurale-processus de surface). La géométrie bleue a été construite à partir des courbes de vitesse de subsidence thermique calculées sur la simulation de référence à t20 Ma et t180 Ma (voir Figure 119). La géométrie orange a été, quant à elle, construite à partir des courbes de vitesse des mouvements flexuraux calculées également sur la simulation de référence à t20 Ma et t180 Ma (voir Figure 120). Le périmètre de ces géométries enveloppe les courbes de vitesses à t20 Ma et t180 Ma. Ces deux géométries ont été mises à la même échelle. Enfin, concernant la construction de la géométrie verte, nous considérons l'isostasie locale comme constante le long de la marge passive. La hauteur de cette géométrie a été donc été définie arbitrairement.

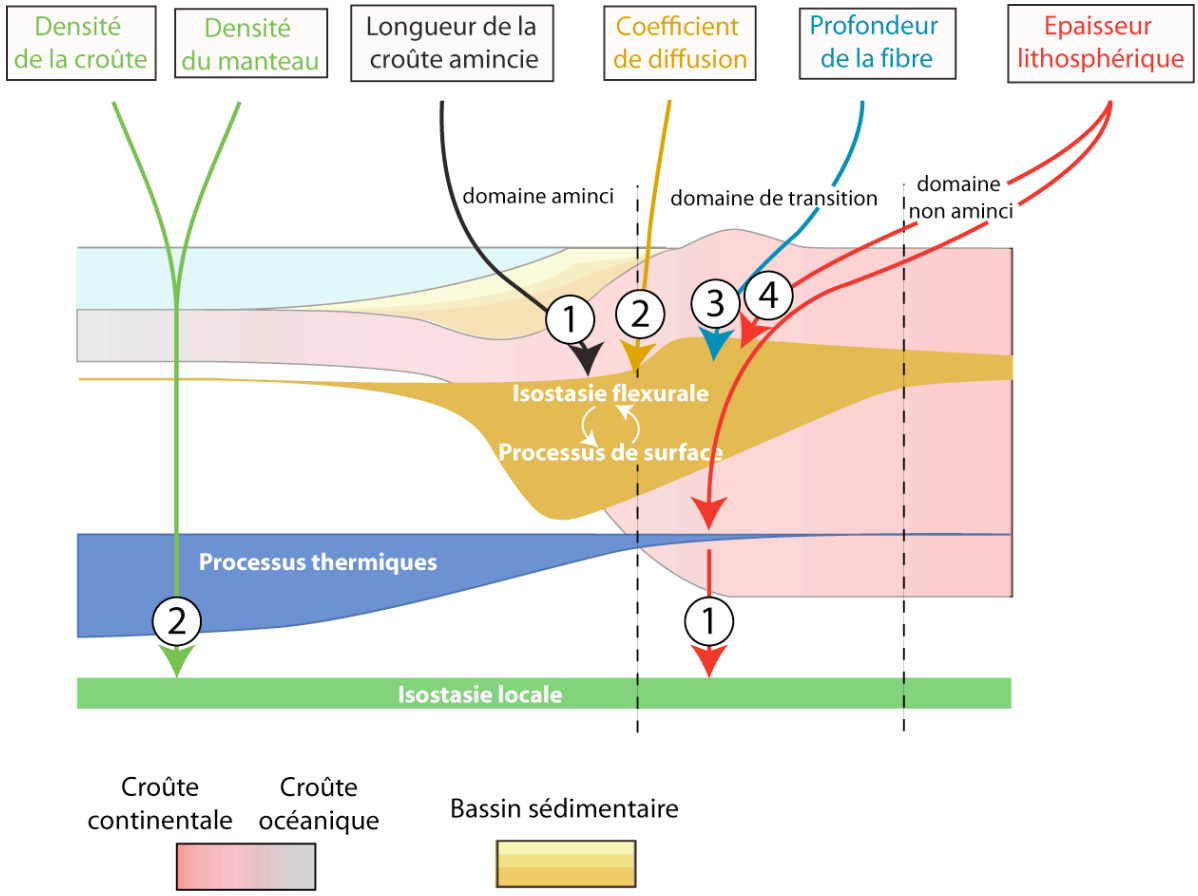


Figure 121 : synthèse des contrôles majeurs exercés par les différents paramètres étudiés sur les processus internes et externes affectant une marge passive.

Les flèches vertes, noires, orange, bleues et rouges décrivent les principaux contrôles exercés par les différents paramètres sur les processus thermiques, l'isostasie locale et le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale. Chiffres encerclés : hiérarchisation de ces principaux contrôles. Les variations d'épaisseur des géométries vertes, bleues et orange décrivent respectivement l'importance de l'isostasie locale, des processus thermiques et du couplage isostasie flexurale-processus de surface le long d'une marge passive. Voir texte pour plus de détails.

La Figure 121 montre ainsi que les processus thermiques agissent faiblement sur le domaine de transition. Ils affectent principalement la marge au niveau du domaine crustal aminci et au niveau de la croûte de 7 km d'épaisseur. Quant au couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface, il affecte la marge principalement au niveau du domaine de transition et au niveau du domaine crustal aminci. Il affecte dans une moindre mesure le domaine continental non aminci.

8.1.3. EFFETS DES MOUVEMENTS VERTICAUX POST-RIFT SUR LA DENUDATION

Dans une première sous-partie, nous présentons la distribution spatio-temporelle des vitesses de dénudation et de sédimentation. La seconde sous-partie décrit, quant à elle, la dénudation totale mesurée sur des simulations et sur des systèmes naturels. Enfin, la troisième et dernière sous-partie présente l'évolution post-rift du flux de dénudation mesuré sur les simulations et sur les systèmes naturels.

8.1.3.1. DISTRIBUTION SPATIO-TEMPORELLE DES VITESSES DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

Les études numériques publiées sur les mouvements verticaux affectant les marges passsives ont principalement estimé des vitesses de surrection moyennes. La nouveauté de notre travail est d'avoir non seulement quantifié l'évolution des vitesses de dénudation au cours du post-rift mais d'avoir également couplé cette étude des vitesses de dénudation avec celle des vitesses de sédimentation le long d'une marge passive.

Les résultats sont présentés sur la Figure 122. Les vitesses de dénudation et de sédimentation ont été calculées le long de la simulation de référence entre t20 Ma et t180 Ma avec un pas de temps de 10 Ma. La simulation de référence a été soumise à tous les processus inclus dans Flex3D : processus thermiques, processus de surface et isostasie flexurale.

L'analyse de la Figure 122 montre que, du fait du couplage étroit entre les processus de surface et l'isostasie flexurale, les domaines en subsidence correspondent à des domaines en sédimentation tandis que les domaines en surrection correspondent à des domaines en dénudation (voir Figure 118). Il existe donc trois domaines distincts le long de la simulation de référence :

- Un domaine continental non aminci affecté uniquement par de la dénudation.
- Un domaine de transition qui présente des alternances progressives et locales entre la sédimentation et la dénudation. Dans la majorité des cas étudiés, le domaine de transition est affecté principalement par de la sédimentation dans les premiers temps de l'histoire post-rift et ce domaine passe progressivement en dénudation au cours du post-rift. Localement, cette séquence peut s'inverser.
- Un domaine aminci qui localise la sédimentation au niveau de la fosse où la subsidence est maximale.

Du fait, d'une part, de l'augmentation de la longueur d'onde flexurale au cours du temps, et d'autre part, des effets de charge et décharge exercés par les processus de surface sur l'isostasie flexurale, les largeurs des domaines en sédimentation et en dénudation augmentent le long des marges passives modélisées.

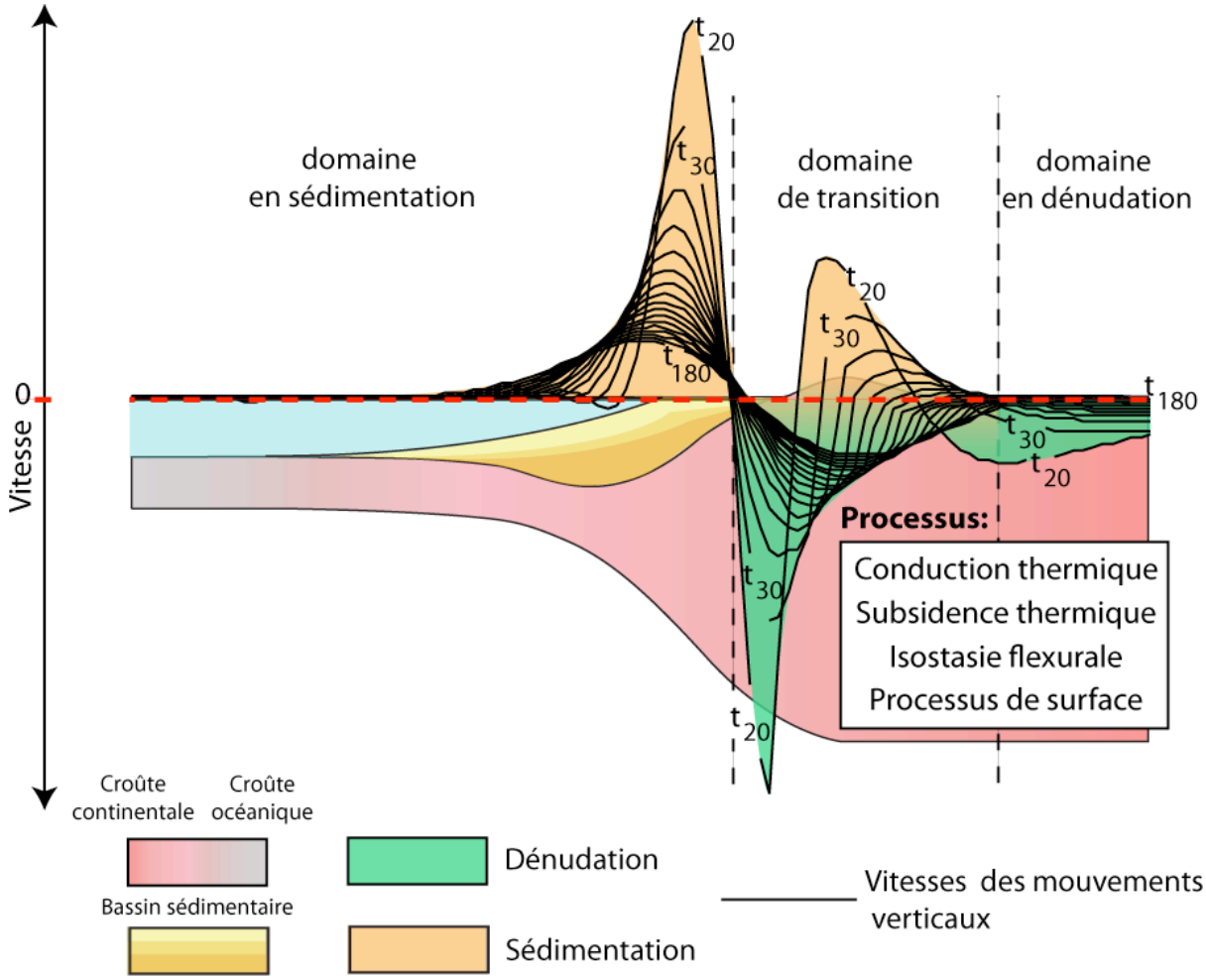


Figure 122 : évolution spatio-temporelle des vitesses de dénudation et de sédimentation le long de la simulation de référence.

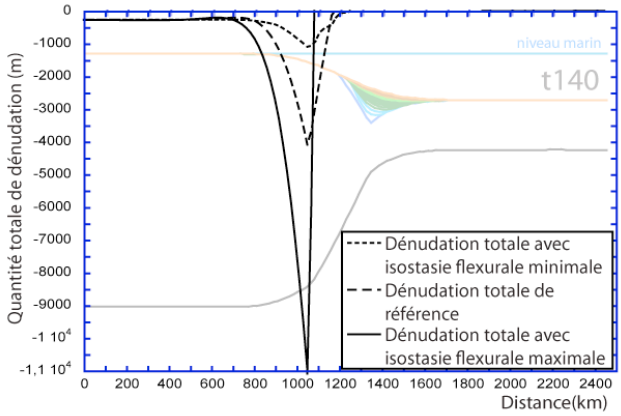
Evolution spatio-temporelle des vitesses de dénudation et de sédimentation post-rift (t20 Ma à t180 Ma) calculées le long de la simulation de référence. Ces vitesses sont produites par les effets combinés de tous les processus modélisés par Flex3D : processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface.

La comparaison des vitesses de dénudation calculées par Flex3D sur le domaine de transition de la simulation de référence (variation de 11 m/Ma à 76 m/Ma) avec celles mesurées au niveau des reliefs de marges passives naturelles (10 m/Ma au Brésil - Brown et al., 2000; Harman et al., 1998 ; 95 m/Ma en Afrique du Sud - Brown et al., 2002, voir partie 1.3.1.4 pour plus de détails) montre une bonne correspondance. Cependant, si ce travail permet de mieux comprendre la dynamique post-rift des processus de surface le long d'une marge passive, il est en revanche difficile de comparer ces résultats avec les données géologiques publiées. En effet, les données publiées sur les vitesses de dénudation et de sédimentation sont des valeurs moyennes obtenues respectivement soit en domaine continental, soit en domaine marin. Peu de travaux publiés ont couplé l'étude des taux de dénudation et de sédimentation le long des systèmes naturels et leur évolution au cours du temps. Afin de vérifier s'il existe une évolution progressive entre une phase de sédimentation et une phase de dénudation sur le domaine de transition des marges passives, il serait nécessaire de chercher sur les jeunes marges passives actuelles, les vestiges de bassins sédimentaires en voie d'érosion sur leur domaine de transition.

8.1.3.2. DENUDATION TOTALE A T140 MA

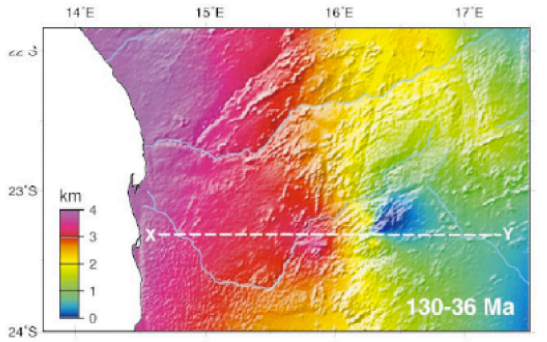
Nous présentons dans cette partie les résultats obtenus par le modèle numérique Flex3D concernant la quantité de dénudation totale produite à t140 Ma le long des différentes simulations numériques réalisées au cours des Chapitres 5, 6 et 7. Pour synthétiser ces résultats, nous présentons sur la Figure 123 - A) les quantités totales de dénudation le long de la simulation de référence et le long des simulations soumises à une isostasie flexurale minimale (longueur de zone amincie de 610 km et profondeur de fibre de 10 km) et maximale (longueur de zone amincie de 55 km et profondeur de fibre de 35 km). La dénudation totale calculée sur ces deux dernières simulations permet de définir les valeurs minimales et maximales de la dénudation calculée par Flex3D.

A) Dénudation totale sur la simulation de référence et sur les simulations soumises à une isostasie flexurale limite



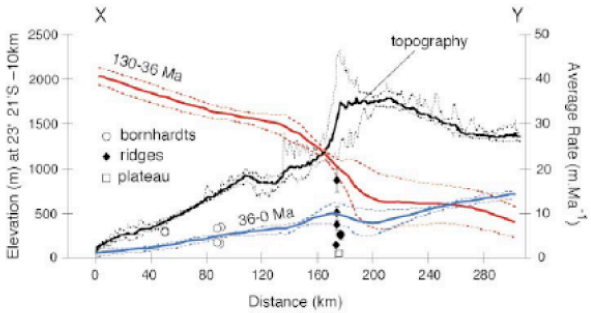
B) Dénudation mesurée sur la marge passive namibienne

1) Dénudation totale sur la marge namibienne entre 130 Ma et 36 Ma



Cockburn et al (2000)

2) Vitesse de dénudation le long de l'escarpement namibien



Cockburn et al (2000)

Figure 123 : dénudation totale sur les simulations numériques et sur la marge namibienne.

A) Dénudation totale calculée à t140 Ma le long de la simulation de référence (géométrie crustale à t140 Ma en arrière- plan), sur une simulation présentant une longueur de zone amincie large (610 km) et une faible profondeur de fibre (10 km) (= isostasie flexurale minimale), et sur une simulation présentant une longueur de zone amincie étroite (55 km) et une forte profondeur de fibre (35 km) (= isostasie flexurale maximale) (voir Figure 126 pour les géométries crustales). B 1) Carte de dénudation totale sur la marge namibienne entre 130 Ma et 36 Ma (figure modifiée d'après Cockburn et al., 2000). B 2) Vitesse de dénudation le long de l'escarpement entre 130 Ma et 36 Ma et entre 36 Ma et 0 Ma. Le profil est localisé sur la figure B 1) (figure modifiée d'après Cockburn et al., 2000).

La Figure 123 - A) montre que la dénudation totale augmente le long du domaine continental de la marge passive pour devenir maximale au niveau de l'emplacement de l'ancien épaulement de rift, sur le domaine de transition. La dénudation totale atteint 4,1 km sur la simulation de référence et peut varier de 1,1 km à 11 km sur les simulations soumises à une isostasie flexurale limite.

La comparaison avec les travaux publiés montre une bonne correspondance entre les différents résultats. En effet, la carte de distribution de la quantité de dénudation sur la marge namibienne entre 130 Ma et 36 Ma (Figure 123 - B 1) et les profils des vitesses de dénudation le long de l'escarpement namibien entre 130 Ma et 36 Ma (Figure 123 - B 2) montrent également une augmentation de la dénudation vers le domaine aminci de la marge namibienne. Ils montrent aussi sur cette même période de temps une dénudation maximale atteignant 4 km de hauteur sur la côte namibienne. Cette valeur est comparable à celle calculée sur la simulation de référence. En revanche, les 11 km d'épaisseur de dénudation calculés par le modèle Flex3D dans le cas d'une réponse isostatique flexurale maximale sont nettement supérieurs aux données géologiques et aux données caclulées dans de précédentes études (cacluls numériques : 6 km - van Balen et al., 1995 ; mesures naturelles = 7 km au Brésil - Gallagher et al., 1994, 1995; Harman et al., 1998 ; voir partie 1.3.1.4 pour plus de détails).

8.1.3.3. EVOLUTION POST-RIFT DU FLUX DE DENUDATION SUR LA MARGE PASSIVE

L'évolution temporelle du flux de dénudation n'ayant jamais été étudiée dans les précédentes études numériques sur la déformation flexurale d'une marge passive, notre étude permet donc de proposer une première estimation de cette évolution temporelle du flux de dénudation sur les marges passives. Dans Flex3D, tout le matériel érodé sur les simulations étant sédimenté dans le bassin sédimentaire, étudier l'évolution temporelle du flux de dénudation sur les simulations revient donc à étudier l'évolution temporelle du flux sédimentaire.

Nous présentons uniquement dans cette partie les résultats obtenus sur la simulation de référence et sur les simulations soumises à une isostasie flexurale minimale et maximale (Figure 124 - A). Ces deux dernières simulations présentent une variation maximale du flux sédimentaire sur les premiers pas de temps de la simulation.

L'analyse de l'évolution temporelle du flux sédimentaire calculée par Flex3D montre que l'érosion de l'épaulement de rift produit un pic de flux entre t0 et t10 Ma (Figure 124 - A). Ce pic atteint 1,1 $.10^4$ Km^3/Ma sur la simulation de référence et peut varier entre 4,65 $.10^3$ Km^3/Ma et 2,7 $.10^4$ Km^3/Ma sur les simulations soumises à une réponse flexurale limite (Figure 124 - A). La relaxation de l'épaulement de rift produit une décroissance forte et rapide du flux en 10 ou 20 Ma. Le flux sédimentaire reste ensuite faible au cours du post-rift (entre 5,5 $.10^2$ Km^3/Ma et 3 $.10^3$ Km^3/Ma).

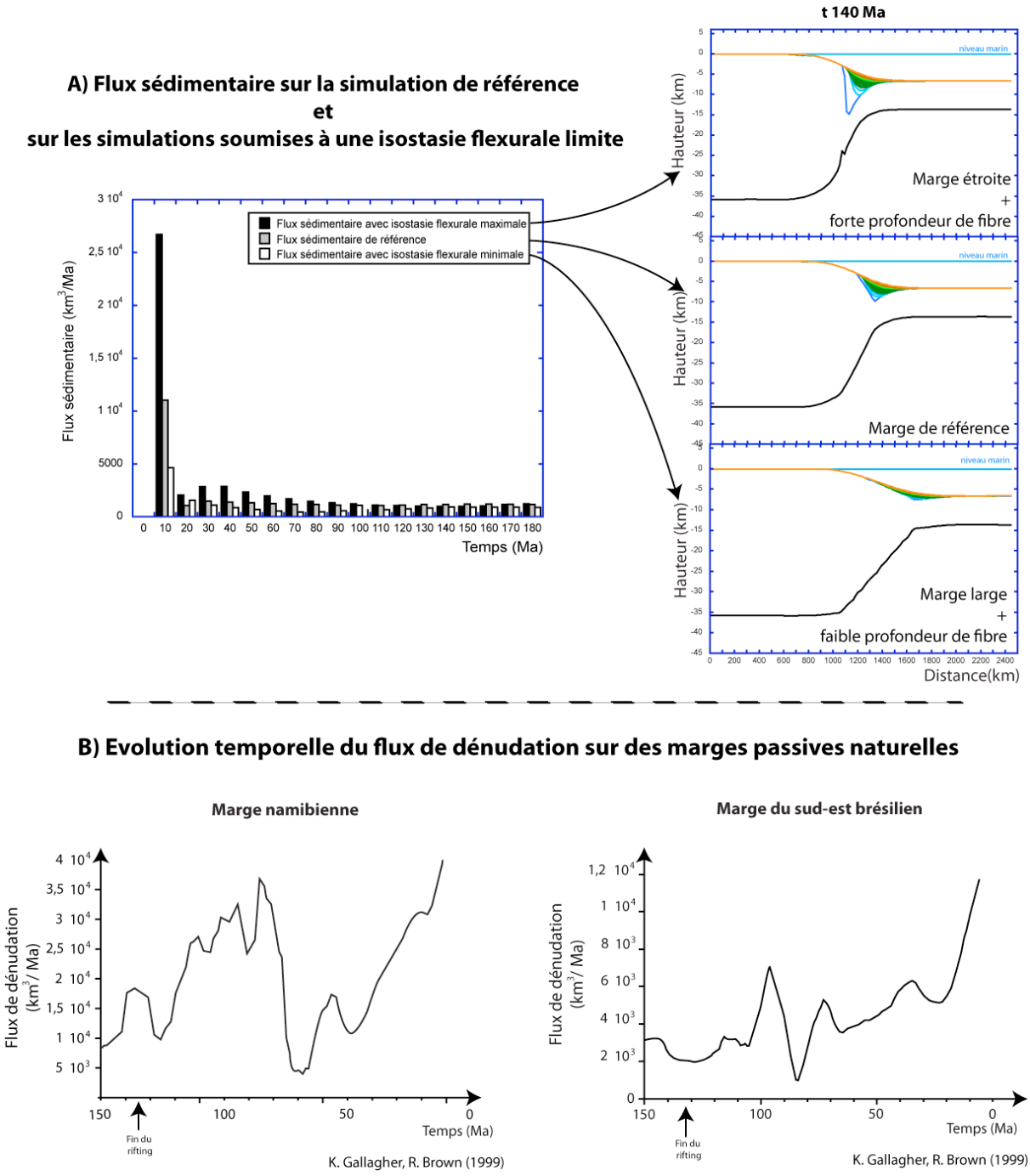


Figure 124 : évolution temporelle du flux de dénudation sur les simulations numériques et sur des marges passives naturelles.

A) Evolution temporelle du flux sédimentaire (= évolution temporelle du flux de roches dénudées) le long de la simulation de référence, le long de la simulation affectée par une isostasie flexurale minimale (610 km de longueur de zone amincie et 10 km de profondeur de fibre) et le long de la simulation affectée par une isostasie flexurale maximale (55 km de longueur de zone amincie et 35 km de profondeur de fibre). B) Evolution temporelle du flux de dénudation sur des marges passives naturelles.

La comparaison de ces résultats avec les flux de dénudation mesurés sur les systèmes naturels montre également l'existence d'un pic de dénudation sur la marge namibienne à la fin du rifting et sur la marge du sud-est brésilien 30 Ma après le rifting (Figure 124 - B 1 et 2). De plus, le pic de la marge namibienne est du même ordre de grandeur que sur les simulations numériques (entre 1,5 .10^4 Km^3/Ma et 2 .10^4 Km^3/Ma, Figure 124 - B 1). Ces pics de flux sur

la marge namibienne et sur la marge du sud-est brésilien décroissent également rapidement en 10 Ma. Cependant et contrairement aux simulations numériques, les flux de dénudation sur les systèmes naturels varient au cours du post-rift (Figure 124 - B 1 et 2). Cette comparaison entre nos résultats numériques et les données géologiques montre donc que l'épaulement de rift d'une marge passive serait érodé en 10 Ma environ. Or, des études publiées montrent que des marges passives présentent un épaulement de rift plusieurs dizaines de millions d'années après le breakup. En effet, selon certains travaux, des marges passives auraient conservé leur épaulement au cours du temps : escarpement du Drakensberg sur la marge décrochante sud-africaine (Brown et al., 2002; van der Beek et al., 2002). Le modèle avancé pour l'évolution du relief du Drakensberg est une dégradation verticale de l'escarpement (=Pinned Divide) contrôlée par la ligne de partage des eaux (Brown et al., 2002; van der Beek et al., 2002). Or, les processus de surface étant proportionnels à la courbure dans Flex3D, la ligne de partage des eaux disparaît très rapidement sur les 10 premiers millions d'années. La présence de cette ligne de partage des eaux sur des systèmes naturels peut donc être une explication à la persistance d'un épaulement de rift au cours du post-rift. L'existence d'épaulements de rift plusieurs dizaines de millions d'années après le break-up peut également s'expliquer par l'existence de phases de surrection au cours du post-rift qui seraient produites par différents processus : sous-placage de matériel mantélique sous le Moho (Brodie et White, 1994; Clift, 1999 ; van der Beek et Braun, 1999), rebond isostatique engendré par la disparition d'une calotte glaciaire (Fjeldskaar et al., 2000; Japsen et Chalmers, 2000; Jordt et al., 1995; Marotta et Sabadini, 2004; Mosar, 2003; Stuevold et Eldholm, 1996 , synthèse réalisée par Leroy, 2004). La présence d'épaulement de rift plusieurs dizaines de millions d'années après le breakup s'expliquerait donc soit par la physique des processus de surface affectant les marges (maintien de la ligne de partage des eaux par dégradation verticale de l'escarpement), soit par la présence de phases de surrection post-rift.

En résumé, la comparaison entre les données simulées et les données géologiques obtenues sur certaines marges passives montre donc que le couplage entre les processus de surface, l'isostasie flexurale et les processus thermiques produit une relaxation de l'épaulement de rift en 10 Ma environ. Cette relaxation du relief est à l'origine de la formation après le rifting d'un pic de dénudation et de sa rapide décroissance en 10 Ma. En revanche, le couplage entre les processus de surface, l'isostasie flexurale et les processus thermiques ne permet pas d'expliquer l'évolution post-rift de la dénudation observée sur les systèmes naturels. D'autres processus sont en cause pour expliquer ces différences, comme une surrection post-rift des marges. Enfin, ce travail montre les limites de l'application de la loi de diffusion au domaine continental dans Flex3D. En effet, celle-ci lisse la topographie en quelques millions d'années et ne tient pas compte de la présence d'une ligne de partage des eaux et de ses conséquences sur l'érosion d'un relief. Il serait donc nécessaire de faire évoluer, dans Flex3D, la loi de diffusion en domaine continental vers une loi de diffusion-advection qui permettrait d'approfondir nos connaissances sur les évolutions post-rift du flux de dénudation et du relief des marges passives. Cette étude montre également qu'il serait nécessaire d'appliquer dans Flex3D un processus de surrection qui permettrait d'analyser et quantifier les conséquences de ce processus sur l'évolution temporelle de la dénudation post-rift et la création de nouveaux pics de dénudation.

8.1.4. ENREGISTREMENT DES MOUVEMENTS VERTICAUX POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Jusqu'à présent, les études numériques publiées sur l'enregistrement de la déformation d'une marge passive par le bassin sédimentaire se sont principalement intéressées à l'enregistrement stratigraphique de la réponse flexurale de la lithosphère à l'effet de charge sédimentaire (van Balen et al., 1995; Watts, 1989; Watts et al., 1982), et également aux conséquences du couplage entre l'érosion et l'isostasie flexurale sur la stratigraphie du prisme (McGinnis et al., 1993). L'objectif de ce mémoire a été d'approfondir nos connaissances sur l'enregistrement sédimentaire de la déformation affectant une marge passive en étudiant, tout d'abord, le volume solide de sédiments déposés dans les bassins à t180 Ma (sous-partie 8.1.4.1), puis, en étudiant l'évolution post-rift du flux sédimentaire enregistré dans les bassins (sous-partie 8.1.4.2). Ensuite, nous avons étudié l'évolution des pentes des prismes sédimentaires au cours du post-rift (sous-partie 8.1.4.3). Enfin, nous avons travaillé sur l'enregistrement stratigraphique post-rift du bassin sédimentaire (sous-partie 8.1.4.4). Les résultats de cette dernière étude ont pu être comparés avec les travaux de van Balen et al. (1995).

8.1.4.1. VOLUME SOLIDE DE SEDIMENTS DEPOSES A T180 MA

L'analyse des volumes sédimentaires solides calculés par Flex3D à t180 Ma sur les simulations réalisées au cours des Chapitres 5, 6 et 7 montre que ce volume atteint $3{,}13 .10^5$ Km^3 sur la simulation de référence. Ce volume varie au maximum de $1{,}8 .10^5$ Km^3 à $9{,}6 .10^5$ Km^3 en fonction du coefficient de diffusion continental (voir Figure 125). En effet, la comparaison entre les volumes solides de sédiments calculés sur les différentes simulations montre que le premier premier facteur de contrôle sur le volume solide de sédiments est : 1°) la variation du coefficient de diffusion continental, puis 2°) la variation de la longueur de la zone amincie, ensuite 3°) la variation de l'épaisseur lithosphérique, et enfin 4°) la variation de la profondeur de fibre (voir Figure 125).

Ces résultats montrent que le volume solide maximal calculé par Flex3D ne dépasse pas $9{,}6 .10^5$ Km^3 pour une surface de bassin atteignant $3 .10^6$ Km^2 à t180 Ma. Or, par exemple, sur la marge passive nord-américaine, le volume total de sédiments atteint environ $1{,}52 .10^6$ Km^3 après plus de 172 Ma d'histoire post-rift, pour une surface atteignant $4{,}6 10^5$ Km^2 actuellement. Ce volume est un volume siliclastique non corrigé de la porosité. Si on ramène le rapport $\frac{volume\ sédimentaire\ maximal}{surface\ de\ déposition}$ calculé par Flex3D au rapport $\frac{volume\ sédimentaire}{surface\ de\ déposition}$ mesuré sur la marge passive nord-américaine, le volume solide modélisé devient $1{,}5 .10^5$ Km^3, c'est-à-dire un volume inférieur d'un facteur 10 à celui mesuré sur la marge nord-américaine. Cette comparaison montre donc que le volume sédimentaire solide produit par un flux local sur une marge cylindrique soumise uniquement à des processus thermiques, des processus de surface et une isostasie flexurale est inférieur d'au moins un facteur 10 à celui d'une marge passive naturelle.

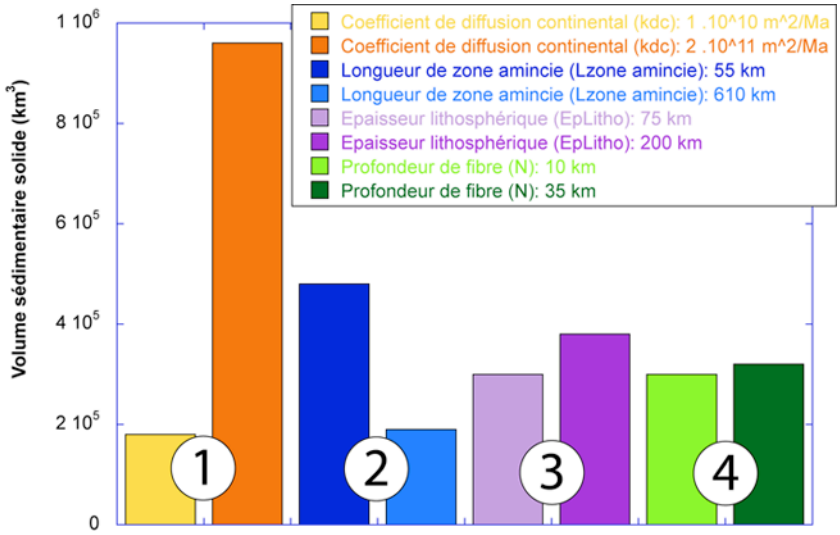


Figure 125 : hiérarchisation du contrôle des paramètres étudiés sur le volume sédimentaire solide.

Volume sédimentaire solide calculé sur chaque simulation au temps t180 Ma. Chiffres encerclés : hiérarchisation du contrôle des différents paramètres étudiés (coefficient de diffusion continental, longueur de zone amincie, épaisseur lithosphérique, profondeur de fibre) sur le volume sédimentaire solide.

Cette différence peut être expliquée par un flux sédimentaire produit par d'autres processus affectant la marge passive au cours du post-rift : un flux sédimentaire externe à la marge produit par l'érosion d'un relief en amont de la marge ; une surrection de la marge ; un changement climatique ; une chute du niveau marin. Or, une chute du niveau marin est un processus de faible ampleur (± 100 m) qui ne peut expliquer une différence minimum d'un facteur 10. Concernant le changement climatique, assimilable dans Flex3D à un changement du coefficient de diffusion au cours du temps, les résultats numériques obtenus avec une simple variation du coefficient de diffusion sur les simulations montrent que si l'on augmente le coefficient de diffusion d'un facteur 10, le volume sédimentaire total augmente, quant à lui, de moins d'un facteur 10 sur une durée d'enregistrement de 180 Ma. Or les changements climatiques sont rapides (quelques millions d'années) et ne peuvent donc pas expliquer cette différence entre les volumes calculés par Flex3D et les volumes mesurés sur les systèmes naturels. Quant à l'hypothèse d'une surrection, pour produire une augmentation du volume sédimentaire total d'un facteur 10 sur la simulation de référence, il serait nécessaire d'éroder entièrement plus de 1000 m d'épaisseur de roches soulevées sur une superficie de 1090 km x 2440 km de côté. Des phases de surrection ont bien été mises en évidence au Néogène sur les marges passives nord-américaines (Japsen et Chalmers, 2000; Peulvast et al., 1996) et plus de 3 km de dénudation ont été quantifiés sur la marge passive est-américaine pendant le Cénozoïque (Boettcher et Milliken, 1994; Miller et Duddy, 1989). Ces données géologiques montrent donc que l'hypothèse de surrection post-rift de la marge est-américaine n'est pas à exclure pour expliquer ces différences de volume entre le système naturel et les simulations numériques. (références à citer pour montrer que flux doit avoir une source distante, intracontinentale, voir Delphine) Une différence d'un facteur 10 minimum peut donc être expliquée soit par un flux externe à la marge, soit par une surrection post-rift affectant la marge passive. Pour approfondir cette étude, il serait donc nécessaire d'étudier, dans un premier temps, le volume sédimentaire produit dans le cas d'une surrection d'une marge passive, et, dans un second temps, d'ajouter sur les simulations une source de flux sédimentaire externe à la simulation.

8.1.4.2. EVOLUTION POST-RIFT DU FLUX SEDIMENTAIRE

Les résultats sur l'évolution post-rift du flux sédimentaire calculée sur les différentes simulations réalisées au cours des Chapitres 5, 6 et 7 sont synthétisés sur la Figure 126 - A). Cette figure décrit l'évolution du flux sédimentaire sur la simulation de référence et sur des simulations soumises à une isostasie flexurale minimale (longueur de zone amincie de 610 km et profondeur de fibre de 10 km) et maximale (longueur de zone amincie de 55 km et profondeur de fibre de 35 km). Nous présentons ici les résultats sur les simulations soumises à une isostasie flexurale limite car la variation du flux sédimentaire y est maximale sur les premiers temps des simulations. En effet, si le coefficient de diffusion exerce le contrôle le plus important sur le volume sédimentaire solide, la variation de l'évolution du flux sédimentaire produite par une variation du coefficient de diffusion est plus faible sur les premiers pas de temps des simulations que celle produite par une variation limite de l'isostasie flexurale.

L'analyse de l'évolution du flux sédimentaire calculée par Flex3D sur les différentes simulations numériques réalisées au cours des Chapitres 5, 6 et 7 a été présentée dans la partie 8.1.3.3 sur l'évolution post-rift du flux de roches dénudées. Cette analyse montre qu'une relaxation de l'épaulement de rift produit un pic de flux entre t0 et t10 Ma, suivi par une décroissance forte et rapide du flux en 10 ou 20 Ma. Le flux sédimentaire reste ensuite très faible au cours du post-rift.

La comparaison de ces résultats avec les flux sédimentaires publiés sur des marges passives naturelles (Figure 126 - B) montre également la présence d'un pic de flux juste après le rifting et une décroissance rapide du flux en 10-20 Ma sur les systèmes naturels. Cette comparaison montre également que les valeurs des pics de flux calculés par Flex3D sont cohérentes avec celles des pics mesurés sur certaines marges passives juste après le rifting : ~2,6 $.10^4$ Km^3/Ma sur la marge est-américaine, ~1,2 $.10^4$ Km^3/Ma sur la marge namibienne, ~5 $.10^4$ Km^3/Ma sur la marge sud-est brésilienne. Ensuite, comme observé dans le cas de l'évolution post-rift du flux de roches dénudées (voir partie 8.1.3.3), l'évolution du flux sédimentaire sur les marges passives naturelles (marges gabonaise, namibienne, est-américaine, Figure 126 - B) devient différente de celle calculée par Flex3D sur les différentes simulations réalisées au cours des Chapitres 5, 6 et 7. En effet, ces marges présentent un ou deux pics de flux supplémentaires au cours du post-rift. Ces pics sont associés dans la bibliographie à différents processus non pris en compte dans la modélisation : surrection post-rift, changement climatique, chute du niveau marin. Mais, les pics de flux sédimentaire post-rift peuvent également être produits par des flux sédimentaires externes, d'origine intracontinentale.

En résumé, la comparaison entre le flux sédimentaire produit sur nos simulations et les études indépendantes sur les évolutions naturelles du flux sédimentaire et du flux de roches dénudées montre la formation d'un pic de dénudation ou de sédimentation vers la fin du rifting. Ces pics sont produits par la relaxation rapide de l'épaulement de rift en 10 Ma. En revanche et contrairement aux données géologiques, le flux sédimentaire produit ensuite sur les simulations devient faible tout au long du post-rift. Ceci montre que le couplage entre les processus de surface, l'isostasie flexurale et les processus thermiques ne peut pas expliquer les variations post-rift de la dénudation et de la sédimentation observées sur les systèmes naturels. Ces variabilités ne peuvent être expliquées que par des processus non compris dans Flex3D : la surrection et un flux sédimentaire externe. Cette étude sur l'évolution post-rift du flux sédimentaire confirme et complète donc les perspectives de travail émises dans la partie partie 8.1.3.3 sur l'évolution post-rift des roches dénudées : remplacement de la loi de

diffusion par une loi de diffusion-advection pour approximer les processus de surface en domaine continental, application dans Flex3D d'un processus de surrection et enfin ajout d'un flux sédimentaire local externe aux simulations.

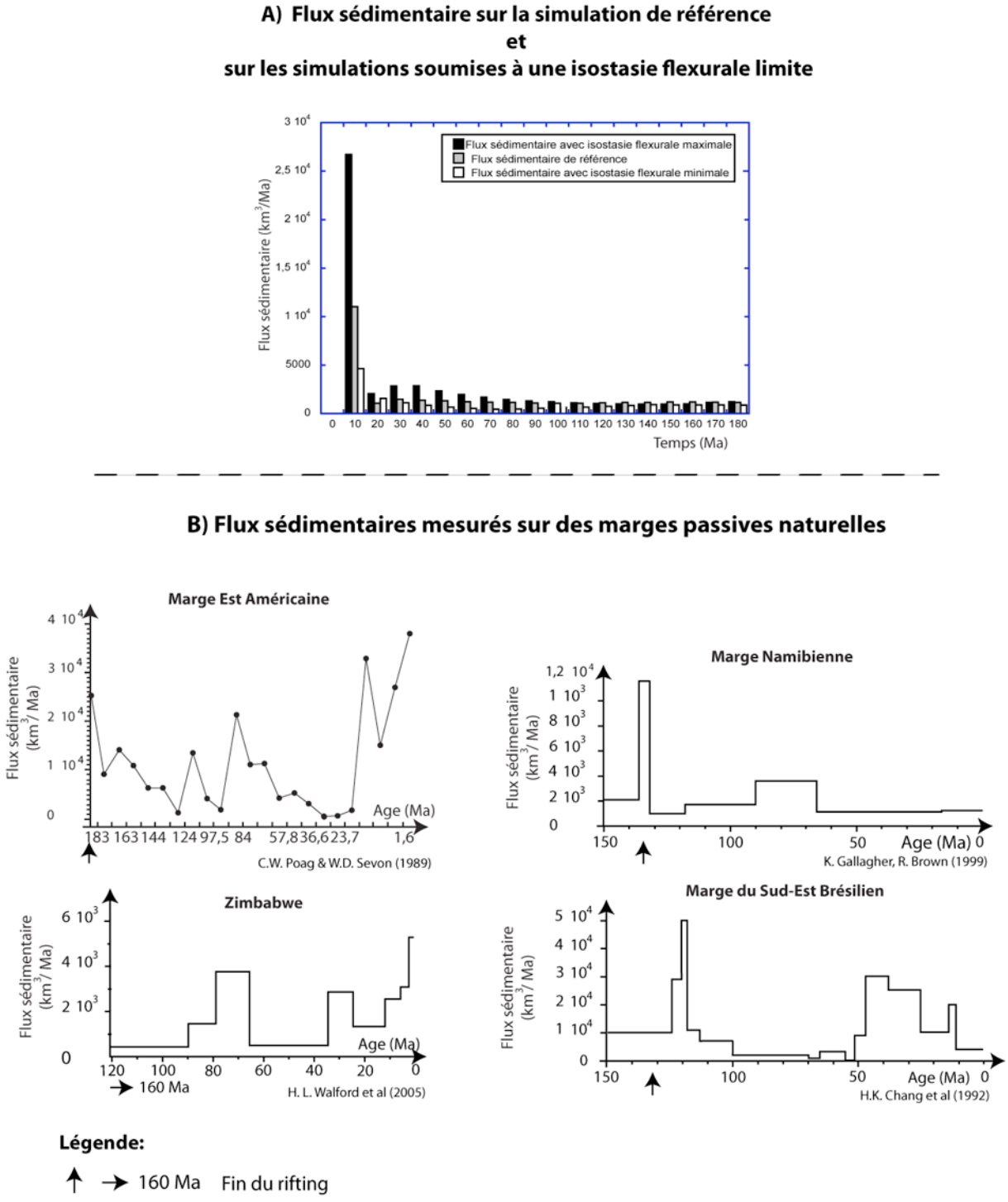


Figure 126 : évolution temporelle du flux sédimentaire.

A) évolution temporelle du flux sédimentaire calculée sur la simulation de référence, sur la simulation affectée par une isostasie flexurale minimale, et sur la simulation affectée par une isostasie flexurale maximale. Voir texte pour plus de détails et voir partie 7.6. B) évolution temporelle du flux sédimentaire mesurée sur quelques marges passives naturelles.

8.1.4.3. EVOLUTION DES PENTES DES PRISMES SEDIMENTAIRES AU COURS DU POST-RIFT

Les résultats sur l'évolution post-rift des pentes des prismes sédimentaires sont synthétisés sur la Figure 127. Celle-ci décrit l'évolution temporelle de la pente sédimentaire sur les simulations cylindriques soumises à un coefficient de diffusion faible ($Kd_{continental}$ = 1 .10^{10} m^2/Ma et Kd_{marin} = 1 .10^8 m^2/Ma), à un coefficient de diffusion de référence ($Kd_{continental}$ = 3 .10^{10} m^2/Ma et Kd_{marin} = 3 .10^8 m^2/Ma) et à un coefficient de diffusion fort ($Kd_{continental}$ = 2 .10^{11} m^2/Ma et Kd_{marin} = 2 .10^9 m^2/Ma) (voir Chapitre 6 pour plus de détails). Nous avons comparé ces résultats avec les pentes régionales mesurées sur des marges passives actuelles dans le Chapitre 4. Les pentes sédimentaires des simulations sont des pentes maximales qui ont été mesurées au niveau du point d'inflexion de la topographie du prisme sédimentaire. Quant aux pentes sédimentaires régionales des systèmes naturels, elles ont été mesurées entre le sommet du talus continental et le pied du glacis du prisme sédimentaire (voir Figure 44 et Chapitre 4 pour plus de détails).

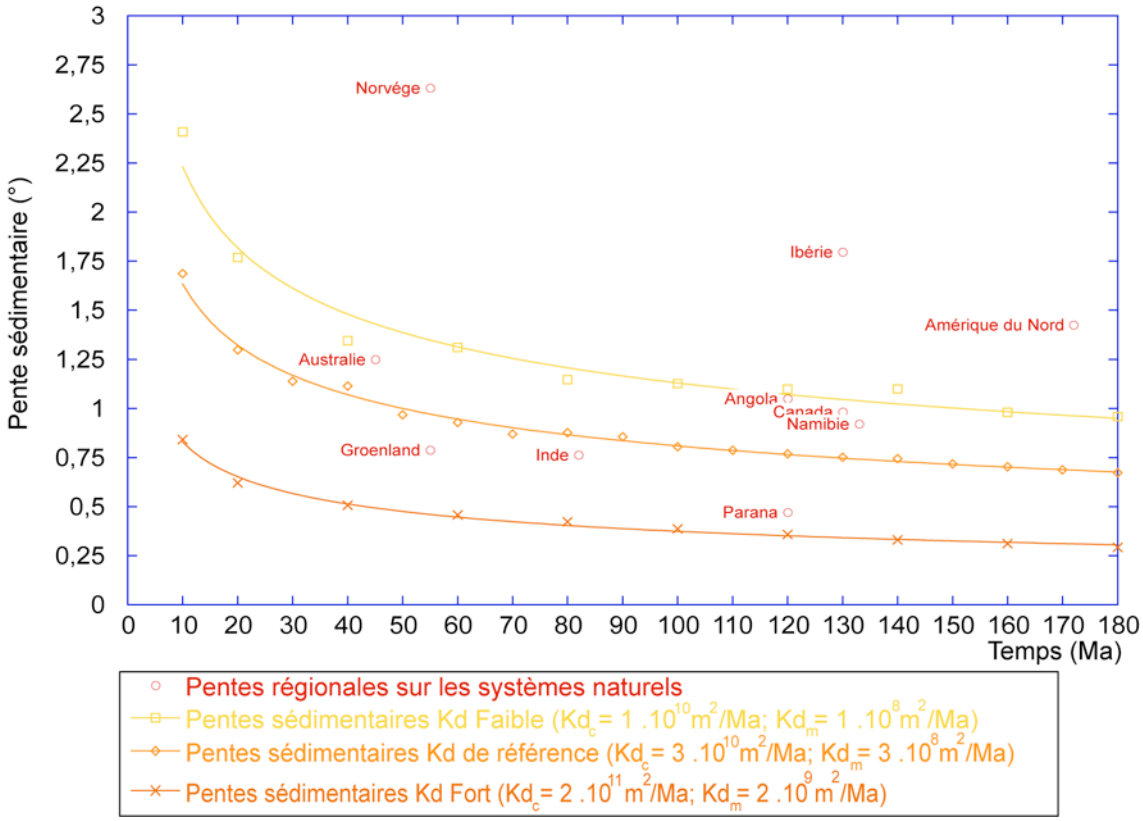


Figure 127 : évolution temporelle de la pente sédimentaire calculée pour des coefficients de diffusion faibles, forts, et de référence.

Kd_c : coefficient de diffusion continental ; Kd_m : coefficient de diffusion marin. Carrés : coefficient de diffusion faible : $Kd_{continental}$ = 1 .10^{10} m^2/Ma et Kd_{marin} = 1 .10^8 m^2/Ma. Losange : coefficient de diffusion de référence : $Kd_{continental}$ = 3 .10^{10} m^2/Ma et Kd_{marin} = 3 .10^8 m^2/Ma. Croix : coefficient de diffusion fort :$Kd_{continental}$ = 2 .10^{11} m^2/Ma et Kd_{marin} = 2 .10^9 m^2/Ma. Cercles : pentes sédimentaires régionales mesurées sur différentes marges passives actuelles. Voir Chapitre 4 pour plus de détails.

Les résultats numériques montrent une décroissance des pentes sédimentaires suivant une courbe de type exponentiel. Ces évolutions temporelles sont contrôlées principalement par la loi de diffusion incluse dans Flex3D. En effet, de par cette loi, la pente sédimentaire est proportionnelle au flux sédimentaire continental et cette proportionnalité dépend d'une constante : le coefficient de diffusion marin. Ces évolutions des pentes traduisent donc, d'une

part, la capacité d'érosion, de transport et de sédimentation en domaine marin qui est représentée par le coefficient de diffusion marin, et d'autre part, l'évolution temporelle du flux sédimentaire continental. Or, celui-ci décroît au cours du temps, du fait de la relaxation de l'épaulement de rift et de la diminution au cours du temps de l'efficacité des processus de surface (voir partie 8.1.4.2).

La comparaison de l'évolution des pentes sédimentaires des simulations avec les pentes sédimentaires régionales des systèmes naturels montre que ces dernières sont majoritairement comprises entre les courbes d'évolution minimale et maximale des pentes calculées par Flex3D en fonction des coefficients de diffusion marins et continentaux. Seules 3 données sur 11 sont supérieures aux valeurs de pentes modélisées : les pentes sédimentaires des marges norvégienne, ibérique et nord-américaine. Si la pente élevée de la marge nord-américaine reste inexpliquée (probable origine tectonique), celles des marges ibérique et norvégienne peuvent être expliquées par une compression des marges au cours du post-rift (marge norvégienne, Brekke, 2000; Grunnaleite et Gabrielsen, 1995; Lundin et Doré, 2002 ; marge ibérique, ex : Alves, 2003). Cette compression serait due au ridge-push dans le cas de la marge norvégienne (Boldreel et Andersen, 1998; Lundin et Doré, 2002; Vagnes et al., 1998) et à la compression pyrénéenne dans le cas de la marge ibérique (ex : Alves, 2003). Ces résultats valident donc notre méthode de calibration du coefficient de diffusion présentée dans le Chapitre 4, et ils indiquent que les pentes sédimentaires sur la majorité des marges étudiées semblent se rééquilibrer au cours du temps.

Pour approfondir cette étude, il serait désormais nécessaire d'analyser et quantifier les conséquences de l'ajout de phases de surrection post-rift ou d'un flux sédimentaire externe sur l'évolution des pentes sédimentaires. Ceci permettrait de comprendre dans quelle mesure ces processus affecteraient les pentes sédimentaires.

8.1.4.4. ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE POST-RIFT

Nous présentons maintenant les conséquences des mouvements verticaux post-rift sur l'enregistrement stratigraphique des marges passives. Dans une première sous-partie, nous présentons la séquence stratigraphique progradante-aggradante produite par une marge passive soumise uniquement à des processus thermiques, une isostasie flexurale et des processus de surface. La seconde sous-partie présente notre étude sur la formation de surfaces d'érosion au sein des prismes sédimentaires sur les différentes simulations étudiées au cours des Chapitres 5, 6 et 7.

8.1.4.4.1. SEQUENCE PROGRADANTE-AGGRADANTE

L'analyse de la stratigraphie sur les différents prismes sédimentaires modélisés au cours des Chapitre 5, 6 et 7 montre, sur l'ensemble des simulations, une séquence stratigraphique progradante-aggradante (Figure 128). Ceci signifie qu'une marge passive soumise à des processus de surface, des processus thermiques, une isostasie flexurale et dont les caractéristiques (distribution des épaisseurs crustales, profondeur de fibre, épaisseur lithosphérique, coefficients de diffusion marin et continental, densités lithosphériques) sont contraintes par des données géologiques, présente un enregistrement stratigraphique uniquement progradant-aggradant au cours du post-rift.

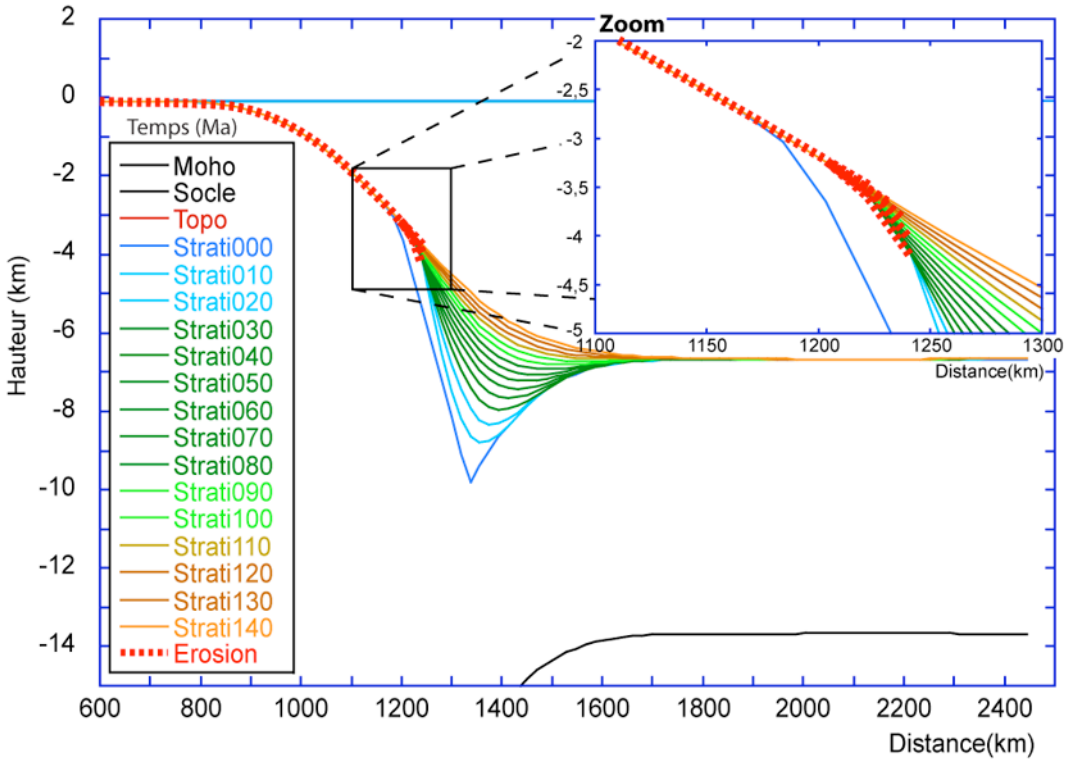


Figure 128 : stratigraphie du prisme sédimentaire de la simulation de référence, à t140 Ma.

La comparaison de ces résultats avec des enregistrements stratigraphiques publiés sur des marges passives naturelles montre également une tendance très générale à la progradation-aggradation sur des coupes stratigraphiques réalisées sur les marges marocaines (coupes au sud du pays, Labails, 2007), mauritaniennes (coupes au nord du pays, Wissmann, 1982), angolaises (coupe au nord de l'Angola, Lavier et al., 2001), sud-africaines (coupe au sein du prisme de l'Orange, au Nord du pays, Brown et al., 1995b). Cependant, une analyse plus détaillée des enregistrements stratigraphiques sur les marges passives naturelles montre des changements de séquences au cours du post-rift. En effet, les séquences peuvent alterner entre des phases progradantes et/ou aggradantes et des phases rétrogradantes.

Les travaux publiés par van Balen et al. (1995) sont cohérents avec ces observations. En effet, les résultats de van Balen et al. (1995) (voir partie 1.6.2.1) montrent, comme les résultats de notre étude, que le flux sédimentaire local produit par la relaxation de l'épaulement de rift au début de l'histoire pos-rift de la marge est enregistré par le bassin sédimentaire sous la forme d'une séquence progradante. Ces travaux montrent ensuite, et contrairement aux séquences stratigraphiques produites par Flex3D au cours des Chapitres 5, 6 et 7, que la séquence stratigraphique évolue ves une phase de rétrogradation qui est produite par la diminution du flux sédimentaire et par l'augmentation de l'accomodation créée par la subsidence thermique. Cette différence de résultats entre les deux études peut être expliquée par l'utilisation de lois différentes pour approximer les processus de surface en domaine continental. En effet, si van Balen et al. (1995) utilisent une loi de diffusion-advection en domaine continental, nous utilisons quant à nous une loi de diffusion simple. Les flux sédimentaires ainsi produits sur les deux études sont donc différents.

Pour approfondir notre étude sur l'enregistrement stratigraphique des mouvements verticaux post-rift affectant une marge passive, il est donc nécessaire, dans un premier temps, de modifier la loi de diffusion approximant les processus de surface continentaux dans

Flex3D par une loi de diffusion-advection. De plus, les volumes sédimentaires déposés dans les bassins des simulations étant très inférieurs à ceux estimés sur des marges naturelles (voir partie 8.1.4.1), il serait nécessaire, dans un second temps, d'étudier les conséquences de phases de surrection post-rift et d'ajout de flux sédimentaires externes aux marges, sur l'enregistrement stratigraphique des prismes sédimentaires.

8.1.4.4.2. FORMATION DE SURFACES D'EROSION AU SEIN DES PRISMES SEDIMENTAIRES

Les précédentes études numériques ont principalement montré que le couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface crée des surfaces d'érosion au sommet du prisme sédimentaire (van Balen et al., 1995). Si l'étude des différents prismes sédimentaires produits par Flex3D au cours des Chapitres 5, 6 et 7 confirme également la formation de surfaces d'érosion au sommet des prismes sédimentaires tout au long du post-rift, celles-ci sont disposées le plus souvent en éventail (Figure 128 et Figure 129). En effet, contrairement aux travaux de van Balen et al. (1995) où les séquences stratigraphiques sont uniquement progradantes au début des simulations, les séquences stratigraphiques produites par Flex3D ont également une composante aggradante qui explique cette forme en éventail des surfaces d'érosion. De plus, l'analyse de l'évolution temporelle des prismes sédimentaires décrits dans les Chapitres 5, 6 et 7 montre également que la phase d'érosion la plus importante du prisme est située au début du post-rift lorsque la pente sédimentaire est la plus forte (Figure 128 et Figure 129). Les produits de l'érosion du sommet des prismes sédimentaires sont ensuite redéposés au cours du post-rift à la base des prismes. Ceci montre un processus de cannibalisation des prismes sédimentaires au cours du temps. Il est à noter que les processus de surface créent également, entre t0 et t10 Ma, une surface d'érosion localisée sur le socle, à la base du prisme sédimentaire. Ceci signifie qu'une partie négligeable du flux sédimentaire, entre t0 et t10 Ma, est également produite par l'érosion du socle du domaine aminci.

La comparaison des résultats de nos simulations avec les profils stratigraphiques des bassins des marges mauritanienne (Bussell et al., 2001) et sénégalaise (Bungener, 1995), montre également la présence, sur les systèmes naturels, de surfaces d'érosion localisées sous le talus continental ou sous la rupture de pente entre le plateau continental et le talus. Différentes hypothèses peuvent expliquer les surfaces d'érosion au sein d'un prisme sédimentaire de marge : des phases de surrection post-rift, une chute du niveau marin, un changement climatique ou l'érosion par des courants marins… Cependant, les hypothèses proposées font souvent appel à un processus ponctuel et régional mais rarement à un processus général. Or, les résultats de notre étude montrent que le simple couplage entre les processus de surface et la réponse isostatique du système peut produire des surfaces d'érosion au sein d'un prisme sédimentaire. Cependant, celles-ci restent localisées au sommet du prisme sédimentaire et ne peuvent donc pas expliquer les grandes surfaces d'érosion observées le long des coupes des prismes de marges passives naturelles (ex : marge nord-namibienne, voir Chapitre 2). Pour approfondir nos connaissances, il serait désormais nécessaire d'imposer dans Flex3D un processus de surrection et d'analyser ensuite les conséquences sur la formation de surfaces d'érosion au sein des prismes sédimentaires.

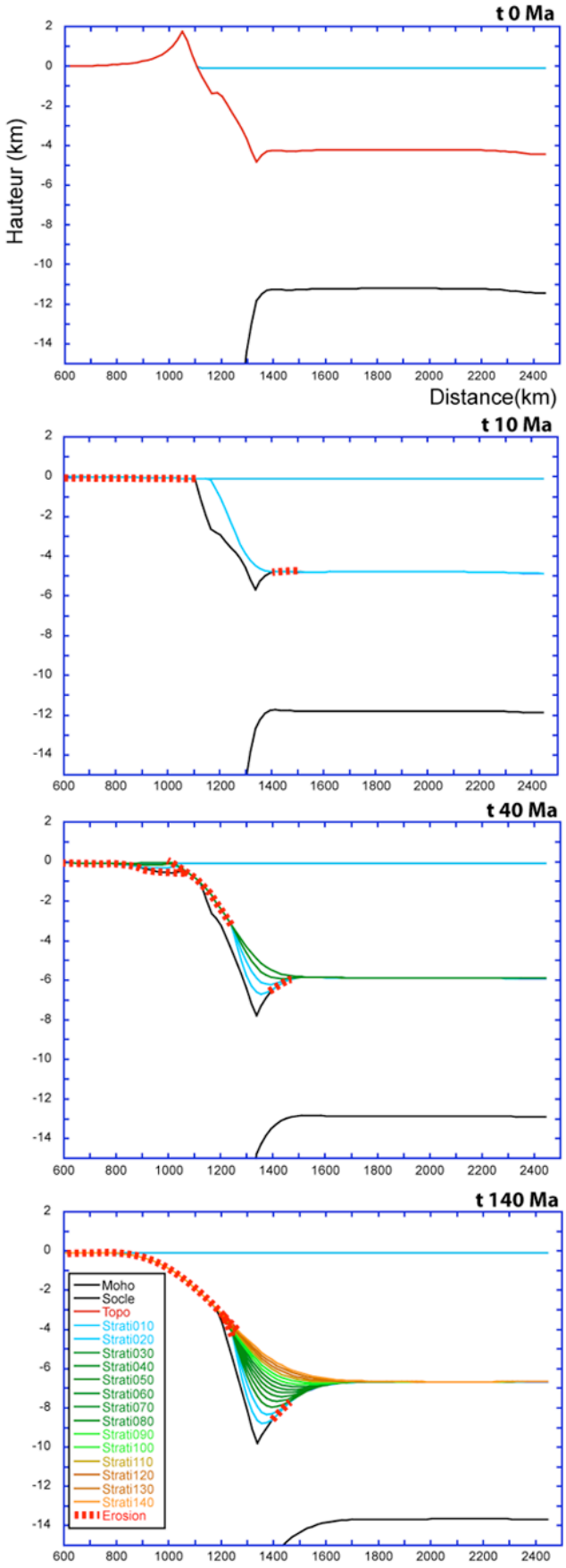


Figure 129 : évolution temporelle des surfaces d'érosion sur le bassin sédimentaire de la simulation de référence.

8.2. EVOLUTION POST-RIFT DE LA MARGE NORD-NAMIBIENNE

Dans cette deuxième partie du chapitre, nous étudions, au moyen du modèle numérique Flex3D, l'évolution des mouvements verticaux post-rift le long de la marge nord-namibienne et leur enregistrement par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire de la marge. Nous confrontons les principaux résultats obtenus avec les données géologiques de la marge nord-namibienne, présentées dans la partie 2.2. La comparaison des principaux résultats obtenus à partir de la modélisation numérique avec ceux extraits de la marge nord-namibienne nous permet ainsi :

- de tester directement les principaux résultats de notre première étude paramétrique avec les données géologiques obtenues sur un système naturel bien étudié ;

- de préciser notre compréhension sur la part des processus thermiques, celle des processus flexuraux, et celle des processus non modélisés dans Flex3D (ex : surrection post-rift), dans l'évolution des mouvements verticaux post-rift mesurés le long de la marge nord-namibienne ;

- de préciser également notre compréhension sur l'enregistrement des mouvements verticaux post-rift par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire de la marge passive nord-namibienne.

Nous présentons, dans une première sous-partie, la calibration des différents paramètres nécessaires à la réalisation de la simulation numérique. Puis, dans la seconde et la troisième sous-partie, nous présentons respectivement l'évolution post-rift de la géométrie crustale et notre étude sur l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux post-rift le long de la marge nord-namibienne. Ensuite, les quatrième et cinquième sous-parties présentent respectivement les résultats sur la dénudation totale le long de la marge à t130 Ma, âge de la marge, et sur l'évolution post-rift du flux sédimentaire enregistré dans le bassin sédimentaire. Enfin, nous présentons dans une sixième et dernière sous-partie, nos résultats sur l'enregistrement des mouvements verticaux post-rift par le bassin sédimentaire.

8.2.1. CALIBRATION DES PARAMETRES

Pour réaliser une simulation produisant une réponse physique cohérente avec celle du système naturel, il est nécessaire de contraindre les valeurs paramétriques de Flex3D en fonction des caractéristiques géologiques de la marge nord-namibienne. Ces valeurs paramétriques sont résumées sur la Figure 130.

Nous avons tout d'abord déterminé la dimension de la grille numérique par rapport aux dimensions de la carte géologique de la Namibie : 13°x13° (voir partie 2.2.2). Cette grille présente une résolution de 256 x 256 cellules et une taille de 1444 x 1444 km. Concernant la gravité, le coefficient d'expansion thermique, le module de Young, le coefficient de poisson, la profondeur de compaction et la température à la base de la lithosphère, nous avons utilisé les valeurs communément admises. L'épaisseur de croûte continentale de référence a été définie à 36 km d'épaisseur (voir Chapitres 2 et 3). Nous présentons la calibration des épaisseurs élastiques et lithosphériques dans la première sous-partie 8.2.1.1. Puis, dans la sous-partie suivante 8.2.1.2, nous présentons la distribution de l'épaisseur crustale utilisée dans notre étude. Dans une troisième sous-partie, nous présentons la calibration de la

profondeur de fibre (voir sous-partie 8.2.1.3) et dans une quatrième sous-partie, la calibration des différentes densités de la lithosphère (manteau lithosphérique, croûte continentale, sédiments). Enfin, dans la dernière sous-partie 8.2.1.5, nous présentons les coefficients de diffusion que nous avons utilisés en milieu continental et marin.

Paramètre		Valeurs de référence
Résolution de la grille		256 x 256
Taille de la grille		1444 x 1444
Gravité		9,81 m/s^2
Coefficient d'expansion thermique		3,2 $.10^{-5}$ m
Module de young		7 $.10^{10}$ Pa
Coefficient de poisson		0,25
Profondeur de compaction		0,1
Densité	Sédiments	2450 kg/m^3
	Croûte continentale	2800 kg/m^3
	Manteau	3300 kg/m^3
	eau	1000 kg/m^3
Epaisseur de croûte continentale de référence		36 km
Epaisseur de la croûte continentale non amincie		38 km
Longueur de la zone amincie		400 km
Epaisseur minimale de la croûte continentale amincie		7 km
Température déterminant l'épaisseur élastique		450°C
Profondeur de la fibre		30 km
Température de la base de la lithosphère		1350°C
Epaisseur de la lithosphère		150 km
Coefficient de diffusion (kd)	Continental	3 $.10^{10} m^2/Ma$
	Marin	3 $.10^{8} m^2/Ma$
Niveau marin		- 100 m

Figure 130 : paramètres utilisés dans la simulation de la marge nord-namibienne.

8.2.1.1. EPAISSEURS ELASTIQUE ET LITHOSPHERIQUE

Il faut savoir que, pour tenir compte de l'augmentation, au cours du temps, de la rigidité flexurale avec le refroidissement de la lithosphère, l'épaisseur élastique dans Flex3D est définie par rapport à une isotherme. Nous avons calibré cette isotherme dans Flex3D à partir de travaux généraux publiés, de la rhéologie de la lithosphère namibienne et des limites du modèle numérique. En effet, l'une des conditions limites de Flex3D est qu'il ne prend pas en compte la croûte océanique. Or celle-ci présente des propriétés rhéologiques très différentes de celles de la croûte continentale. En effet, la composition chimique de la croûte continentale (roches granitiques à dioritiques) est différente de celle de la croûte océanique (roches basaltiques puis gabbro). La croûte océanique est donc plus dense que la croûte continentale. D'autre part, si la croûte continentale est composée de deux épaisseurs : une croûte continentale supérieure fragile et une croûte continentale inférieure ductile, la croûte océanique est quant à elle caractérisée par une seule croûte fragile. Ces deux types de croûte se déforment donc de manière différente. Concernant la rhéologie de la marge namibienne, celle-ci présente un âge thermique relativement jeune : ~180 Ma, c'est-à-dire l'âge d'initiation du rifting amenant à l'ouverture de l'Océan Atlantique Sud. Au regard de précédents travaux

publiés (Beaumont et al., 1982; Burov et Diament, 1995; Watts et al., 1982), l'absence de croûte océanique dans le modèle Flex3D, et le jeune âge thermique de la lithosphère namibienne indiquent qu'une isotherme de 450°C semble appropriée pour définir l'épaisseur élastique. En effet, selon ces auteurs, l'isotherme 450°C semble être l'isotherme la mieux adaptée pour définir l'épaisseur élastique aussi bien au niveau de la lithosphère continentale qu'au niveau de la lithosphère océanique. Enfin, Burov et Diament (1995) montrent qu'une lithosphère continentale thermiquement jeune est caractérisée par une épaisseur élastique qui correspond à la profondeur de l'isotherme ~450°C.

L'épaisseur lithosphérique a été déterminée, quant a elle, à partir des travaux publiés d'Artemieva (2006) (voir partie 2.5.1 et Figure 25). Ces données indiquent une épaisseur lithosphérique importante atteignant ~150 km, causée par la présence du craton du Congo. Cette épaisseur indique une lithosphère namibienne froide et présentant une importante rigidité flexurale.

8.2.1.2. DISTRIBUTION DE L'EPAISSEUR CRUSTALE

La distribution de l'épaisseur crustale imposée à Flex3D doit correspondre à la distribution de l'épaisseur crustale de la marge au moment de la rupture continentale. En effet, le rifting étant considéré comme instantané dans Flex3D, le t0 des simulations produites par Flex3D correspond au début du post-rift. Or, s'il n'est pas possible de connaître précisément la distribution spatiale de l'épaisseur crustale de la marge namibienne à la fin du rifting, on peut considérer en revanche que la distribution de l'épaisseur crustale d'une marge passive est acquise à la fin du rifting et évolue ensuite faiblement au cours du post-rift (réajustement, faible reprise en compression, érosion continentale de quelques kilomètres). L'épaisseur crustale actuelle serait donc faiblement modifiée par rapport à celle acquise à la fin du rifting. Partant de ce constat, nous avons donc défini une distribution crustale simplifiée de la marge namibienne à partir de la coupe crustale décrite dans la partie 2.2.2 (voir Figure 131 ci-dessous).

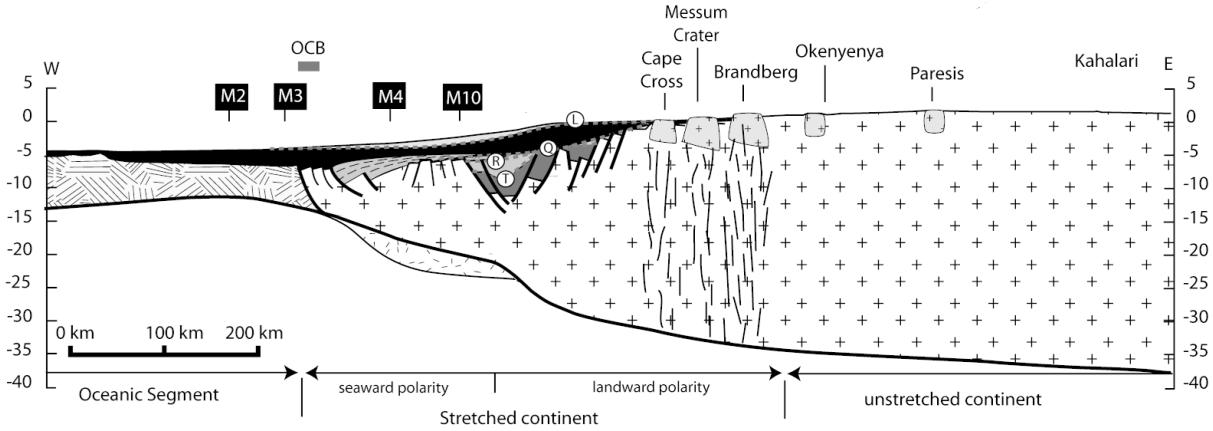


Figure 131 : coupe crustale de la marge nord-namibienne.
Figure d'après Deschamps et al., inprep. Pour plus de détails voir le partie 2.2 du Chapitre 2.

A cela, nous avons ajouté, au niveau du domaine de transition entre la croûte amincie et la croûte non amincie, quelques kilomètres d'épaisseur crustale (jusqu'à 6 km) afin de prendre en compte les épaisseurs de roches dénudées au cours du post-rift, sur cet endroit de la marge nord-namibienne : estimation de 2 à 6 km d'épaisseur de roches volcaniques dénudées (Deschamps et al., inprep, voir partie 2.2). Si ces épaisseurs dénudées ne correspondent pas à du socle continental, nous les avons néanmoins prises en compte dans

notre modèle de distribution de l'épaisseur crustal, ainsi que l'épaisseur des SDR situées près de la transition océan-continent (TOC). Nous n'avons en revanche pas pris en compte l'épaisseur du sous-placage localisé sous les SDR. Ces choix se justifient :

- par un soucis de simplification du modèle crustal,
- par le fait que dans le cadre de ce mémoire, nous ne prenons pas en compte les processus mantéliques comme le sous-placage sous le moho,
- enfin, pour étudier la réponse physique du système à une dénudation de quelques kilomètres.

Ce modèle d'épaisseur crustale est décrit sur la Figure 132. Il est caractérisé par une épaisseur de 38 km au niveau du domaine non aminci et par une longueur totale de la zone amincie de ~400 km. La distribution de l'épaisseur crustale le long de la croûte amincie présente une variation complexe puisqu'elle est divisée en cinq parties principales décrites depuis le domaine continental vers le domaine marin :

1°) une diminution faible au début de la zone amincie (diminution de 38 km à 34 km sur une distance de 65 km). Cette partie correspond à la région du Messum Crater et de Cape Cross sur la marge namibienne (voir Figure 131) ;

2°) une diminution forte (34 km à 9 km sur une distance de 120 km) représentant la zone amincie entre Cape Cross et la fosse (voir Figure 131) ;

3°) une épaisseur crustale de 9 km distribuée sur une distance de 22 km. Cette partie se situe au niveau de la base du graben (voir partie 2.2 et Figure 131) ;

4°) un plateau crustal épais de 15 km et long de 100 km, dont l'épaisseur inclut celle des SDR observés sur le système naturel (voir Figure 133) ;

5°) une derniere décroissance de l'épaisseur crustale sur une distance de ~85 km avant d'atteindre l'épaisseur crustale océanique que nous considérons comme normale (7 km) malgré des variations locales d'épaisseur (valeur minimale de ~5 km près de la TOC). Cette faible différence ne sera pas sensible sur les résultats de la modélisation numérique.

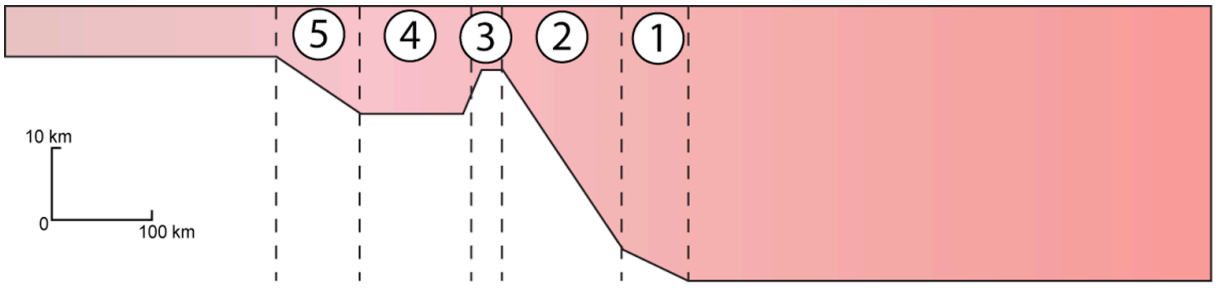


Figure 132 : distribution de l'épaisseur crustale.

8.2.1.3. PROFONDEUR DE FIBRE

Nous avons calibré la profondeur de fibre en fonction de l'épaisseur de la lithosphère (150 km) et de la géométrie de la zone amincie à t0 (géométrie du Moho, géométrie du socle) (voir partie 1.2.1). En effet, l'importante épaisseur lithosphérique namibienne indique une forte résistance de la lithosphère et par conséquent une profondeur de fibre élevée (~30 km, voir partie 1.2.3). De plus, le fibre étant une couche très résistante au sein de la lithosphère modélisée, la position verticale et la déformation de ce fibre sous l'effet de l'isostasie vont en partie contraindre la géométrie de la zone amincie à t0 (géométrie du Moho, géométrie du socle) (voir partie 1.2.1). Cette géométrie va ensuite évoluer sous l'effet de la subsidence thermique et de la charge sédimentaire au cours du post-rift (approfondissement de la fosse et subsidence de la zone amincie, voir partie 5.2). Pour affiner notre calibration de la profondeur de fibre, il est donc nécessaire d'analyser la géométrie de la zone amincie namibienne. Or celle-ci a comme particularité de présenter une fosse profonde et très locale, située au milieu de la zone amincie. Cette fosse n'est pas le résultat d'une déformation flexurale de la marge namibienne, elle correspond à un graben formé au plus tard à partir du jurassique inférieur. L'approfondissement de la fosse est donc essentiellement dû au jeu des failles normales du graben, au cours du rifting. Malgré son origine structurale, cette fosse est une contrainte importante pour calibrer la profondeur de fibre. En effet, les géométries du Moho et du socle, à t0, sont principalement contrôlées par la distribution de l'épaisseur crustale de la zone amincie, ainsi que par la profondeur de fibre (voir parties 7.4 et 7.5). Si la distribution de l'épaisseur crustale est contrainte par la coupe crustale de la marge nord-namibiennne (voir Figure 131), la profondeur de fibre nécessite en revanche une calibration empirique. L'analyse des résultats paramétriques montre qu'étant donné la distribution complexe de l'épaisseur crustale le long de la zone amincie namibienne, seul un état flexural important à la fin du rifting, c'est-à-dire une profondeur de fibre importante (~30 km), permettrait d'obtenir, au niveau de la fosse, des géométries du socle et du Moho cohérentes avec les données géologiques.

8.2.1.4. LES DENSITES LITHOSPHERIQUES

Pour déterminer les valeurs moyennes des densités crustales, mantéliques et sédimentaires, nous avons utilisé un modèle de densité synthétique réalisé par Gladczenko et al. (1998), à partir principalement de différentes données de densités publiées. Malgré de nombreuses intrusions mafiques issues de la province volcanique Parana-Etendeka (principale phase il y a 132 Ma, à la fin du rifting), le modèle montre une densité moyenne normale de la croûte continentale (2800 kg/m^3). Ce modèle montre ensuite que la densité du manteau est également normale : 3300 kg/m^3. Enfin, concernant la densité moyenne du prisme sédimentaire, celle-ci est très variable puisque les densités sont comprises entre 2700 kg/m^3 au sein du graben (sédiments métamorphisés ou composition cristalline des dépôts sédimentaires - Gladczenko et al., 1998) et 1900 kg/m^3 au niveau du dernier dépôt sédimentaire daté du Cénozoïque (densité faible due à un mélange d'eau et de sédiments). Considérant cette variabilité des densités et la présence de coulées volcaniques au sein du prisme sédimentaire (Light et al., 1992), nous avons approximé la densité moyenne du prisme sédimentaire par une valeur communément admise de 2400 kg/m^3 à laquelle nous avons ajouté arbitrairement 50 kg/m^3 afin de rendre compte des densités locales plus importantes au sein du prisme.

8.2.1.5. COEFFICIENT DE DIFFUSION CONTINENTAL ET MARIN

Nous avons défini les coefficients de diffusion en milieu continental et marin à partir de l'étude quantitative décrite dans le Chapitre 4 et de la pente du prisme sédimentaire namibien. En effet, la pente mesurée sur le profil crustal de Gladczenko et al. (1998) est de 0,9° tandis que les coefficients de diffusion continentaux calculés dans le Chapitre 4, à partir de la variation temporelle des vitesses de sédimentation sur la marge namibienne (données extraites de l'étude de Gallagher et Brown, 1999b), varient entre 3 $.10^{10}$ m^2/Ma et 7 $.10^{10}$ m^2/Ma (voir Figure 51). Or, nous avons montré dans ce même chapitre que le coefficient de diffusion continental de 3 $.10^{10}$ m^2/Ma et le coefficient de diffusion marin de 3 $.10^{8}$ m^2/Ma sont les plus adaptés pour reproduire dans Flex3D, le flux et la pente sédimentaires mesurés sur les marges passives naturelles. En effet, ces coefficients produisent sur la simulation de référence une pente sédimentaire de 0,7° à t140 Ma, c'est-à-dire une valeur proche de celle mesurée sur la marge namibienne. Nous avons donc utilisé ces coefficients de diffusion dans notre étude.

8.2.2. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE CRUSTALE

Nous présentons maintenant notre étude sur l'évolution post-rift de la géométrie crustale de la marge namibienne. Pour présenter ce travail, nous présentons, sur la Figure 133, les géométries crustales produites par le modèle Flex3D au temps initial (t0, Figure 133 A) et au temps t130 Ma (Figure 133 B), c'est-à-dire environ l'âge actuel de la marge nord-namibienne. Nous comparons cette dernière géométrie avec la coupe crustale de la marge nord-namibienne, décrite dans le Chapitre 2 (Figure 133 C).

8.2.2.1. GEOMETRIE CRUSTALE A T0

La géométrie crustale initiale, calculée par le modèle numérique, est principalement caractérisée, d'une part, par un épaulement de rift important de 220 km de long et 3,7 km d'amplitude maximale, et d'autre part, par deux fosses situées au niveau du domaine aminci : une majeure correspondant au graben (~4,1 km de profondeur par rapport au plancher moyen océanique et ~6,5 km de profondeur par rapport au sommet du plateau crustal) et une seconde mineure située à la transition entre le plateau crustal et la croûte de 7 km d'épaisseur (~700 m de profondeur par rapport au plancher moyen océanique). Ces deux fosses se retrouvent sur la géométrie crustale à t140 Ma ainsi que sur la coupe crustale de la marge nord-namibienne.

Si nous avons montré dans le Chapitre 2 qu'une isostasie locale (modèle d'Airy-Heiskanen) permet de produire, à la fin du rifting, une hauteur du domaine de transition de la marge nord-namibienne atteignant entre 1400 m et 2100 m d'altitude, notre étude numérique montre en revanche qu'une isostasie flexurale permet de produire, à t0, une hauteur du domaine de transition atteignant jusqu'à 3 700 m au sommet de l'épaulement de rift. L'amplitude de l'épaulement de rift est contrôlée principalement par la profondeur de fibre et par la distribution des épaisseurs crustales le long de la simulation. Or, cette distribution des épaisseurs crustales a la particularité de présenter localement une très faible épaisseur (9 km) au niveau de la fosse majeure. Cet amincissement très local de l'épaisseur crustale a donc des conséquences importantes sur l'état isostatique flexural du système. Or, cette fosse correspond à un graben qui a été formé au plus tard à partir du jurassique inférieur, c'est-à-dire au moins 50 Ma avant la fin du rifting. Si sur la marge nord-namibienne, cette fosse a été remplie par des sédiments anté- et syn-rift, dans Flex3D, cette fosse est vide au temps initial.

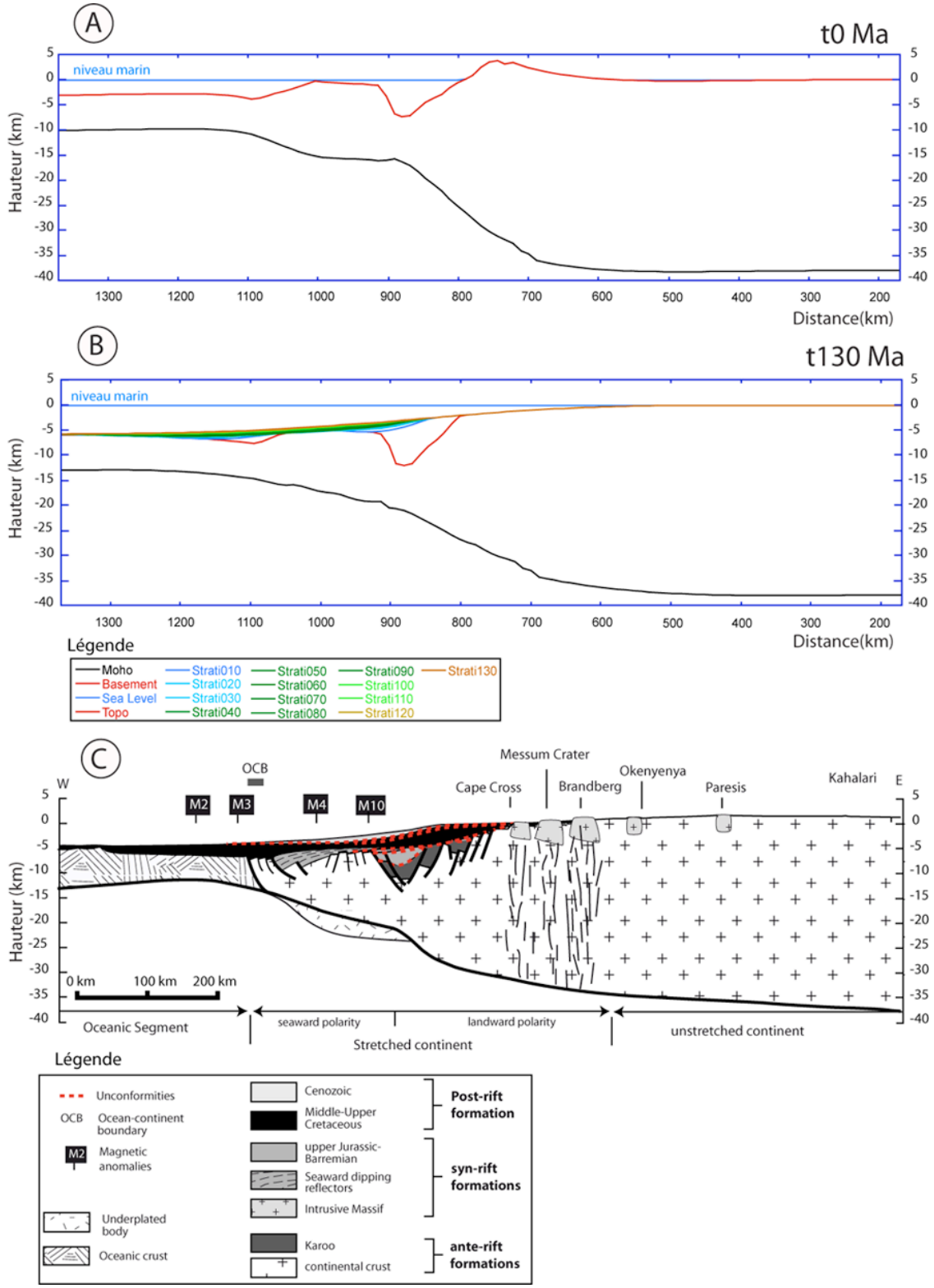


Figure 133 : évolution post-rift de la géométrie crustale modélisée et comparaison avec la marge naturelle.

A : géométrie crustale de la simulation à t0, c'est-à-dire à la fin du rifting ; B : géométrie crustale de la simulation à t130 Ma, c'est-à-dire actuellement ; C : géométrie crustale actuelle de la marge namibienne construite à partir de différentes données géologiques (données de terrain, profils sismiques publiés, bases de données crustales, sédimentaires et topographiques. Voir partie 2.2 pour plus de détails). Les profils des simulations ont été mis à l'échelle de la coupe crustale namibienne.

Cette différence entre les données naturelles et le modèle numérique constitue l'une des limites de notre étude. Si nous n'avons pas pris en compte les épaisseurs de sédiments anté- et syn-rift dans notre modèle de distribution des épaisseurs crustales, c'est parce que, pour étudier l'évolution post-rift de la marge passive nord-namibienne, il nous est nécessaire d'intégrer dans notre étude, l'état flexural produit à t0 par l'ensemble de l'amincissement crustal de la marge produit au cours des phases de rifting. La géométrie crustale ainsi produite à t0 présente des caractéristiques communes avec la géométrie crustale actuelle de la marge nord-namibienne (voir Figure 133) : présence de deux fosses et donc de deux zones de subsidence plus importante le long des domaines amincis de la simulation et du système naturel. En revanche, si on avait prit en compte les épaisseurs de sédiments anté- et syn-rift dans notre modèle de distribution des épaisseurs crustales, l'état flexural de la marge, à t0, aurait été sensiblement différent. En effet, ce modèle de distribution des épaisseurs crutales, associé à une profondeur de fibre de 30 km, aurait produit, le long du domaine aminci, une principale fosse près de la transition entre le plateau crustal et la croûte de 7 km d'épaisseur. Cette fosse serait également plus importante que celle décrite actuellement sur la marge nord-namibienne.

8.2.2.2. GEOMETRIE CRUSTALE A T130 MA

L'analyse de la géométrie de la simulation à t130 Ma et sa comparaison avec la coupe crustale de la marge nord-namibienne montrent également la présence de ces deux fosses sur les deux types de données et une position verticale de la marge modélisée, inférieure de ~1000 m à celle de la marge nord-namibienne. En effet, tout d'abord, l'altitude moyenne de croûte non amincie sur la simulation est de -100 m contre 1200 m sur la marge nord-namibienne. Ensuite, la profondeur de la croûte continentale de 7 km d'épaisseur (épaisseur de croûte représentant la croûte océanique dans Flex3D) et la profondeur du toit du plateau crustal sont à -6000 m environ sur la simulation numérique tandis que leur position est à -5000 m environ sur la coupe crustale. Quant aux deux fosses, la base de la fosse majeure est positionnée à -12 000 m environ sur la simulation et à -11 000 m environ sur la coupe crustale. La base de la fosse mineure est positionnée, quant à elle, à -7700 m environ contre -6800 m environ sur la coupe crustale. Ces données indiquent donc également une subsidence post-rift du domaine aminci, calculée sur la simulation numérique, identique à celle observée sur le système naturel. En revanche, la géométrie du Moho calculée par Flex3D au niveau de la zone amincie est différente de celle décrite sur la coupe crustale. Si le Moho calculé par Flex3D présente une remontée continue le long de la croûte amincie, celui décrit sur la coupe crustale présente une remontée discontinue au niveau de la fosse majeure.

La différence d'élévation de ~1000 m le long de la simulation numérique et le long de la marge nord-namibienne s'explique par l'absence actuellement de processus de surrection dans Flex3D. Cependant, cette différence d'élévation amène à deux principales conclusions :

- elle confirme, de manière indépendante, nos résultats de la partie 2.13 sur les conséquences du contexte géologique régional sur la position verticale des marges passives. En effet, cette étude numérique et notre étude géologique, décrite dans le Chapitre 2, montrent toutes deux, à travers des données différentes, que la marge namibienne a été entièrement soulevée de 1000 m environ, aussi bien en domaine continental qu'en domaine marin. La comparaison entre les résultats numériques et les résultats géologiques montre également que la déformation produite par les processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale, processus de surface) le long du domaine aminci de la marge nord-namibienne semble avoir été peu modifiée par la surrection de la marge. Comme expliqué dans le Chapitre 2, cette

surélévation, aussi bien à terre qu'en mer, de la marge passive nord-namibienne ne peut être attribuée qu'à des processus mantéliques comme la remontée d'un plume.

- La quantité de subsidence post-rift le long du domaine aminci de la marge nord-namibienne, calculée par Flex3D à partir d'une géométrie amincie complexe, d'une subsidence thermique de type McKenzie (1978) et d'une épaisseur lithosphérique élevée (150 km), est cohérente avec celle observée sur le système naturel, malgré l'absence, dans la modélisation numérique, de croûte océanique et de sous-placage. La modélisation montre ainsi que les effets combinés de l'importante rigidité flexurale, produite par l'épaisseur lithosphérique élevée, et de la présence du plateau crustal, auraient donc limité, sur le système naturel, les effets subsidants du sous-placage au cours du post-rift.

Cette bonne cohérence entre la subsidence et la géométrie du socle de la zone amincie calculées à t130 Ma par Flex3D, et celles mesurées actuellement sur la zone amincie du système naturel, montre donc que les différentes valeurs paramétriques que nous avons définies dans la partie précédente 8.2.1 sont bien appropriées pour modéliser l'évolution post-rift de la marge nord-namibienne. En revanche, la différence de géométrie entre les Moho des zones amincies de la simulation à t130 Ma et de la marge nord-namibienne montre qu'un modèle de distribution des épaisseurs crustales, associé à une profondeur de fibre de 30 km, et soumis à des processus de surface, des processus thermiques et une isostasie flexurale, ne permet pas d'expliquer la géométrie du Moho de la marge nord-namibienne. Un épaississement local de la croûte au niveau de la discontinuité ou une diminution de la profondeur de fibre ne permettraient pas non plus de reproduire la géométrie du Moho observée sur le système naturel. En effet, une diminution de la profondeur de fibre produirait, au niveau du graben, une remontée locale du Moho et une diminution de la profondeur du graben tandis qu'un épaississement crustal local modifierait seulement la géométrie du socle et non la géométrie du Moho. Or, si dans Flex3D le rifting est considéré comme instantané, la géométrie du Moho sur le système naturel témoigne d'un amincissement qui s'est déroulé en plusieurs étapes : la lithosphère a été amincie une première fois lors d'une phase de rifting au Jurassique inférieur (rift Karoo) et une seconde fois lors d'une phase de rifting au Crétacé inférieur (Plus de 50 Ma d'écart entre les deux rifting). Ce dernier rifing s'est terminé cette fois-ci par une rupture continentale. Ces différences de géométrie entre le Moho de la simulation numérique et celui de la marge nord-namibienne peuvent donc s'expliquer probablement par l'hypothèse d'un rifting instantané dans le modèle numérique Flex3D.

Concernant le bassin sédimentaire calculé par Flex3D et sa comparaison avec celui de la coupe crustale de la marge nord-namibienne, les données montrent, tout d'abord, que les épaisseurs des corps sédimentaires au sein du prisme sédimentaire modélisé sont très différentes de celles des corps sédimentaires observés sur la coupe crustale. En effet, sur la simulation numérique, le premier corps sédimentaire correspondant à l'érosion de l'épaulement de rift comble entièrement la fosse majeure et dépasse d'un à deux kilomètres environ au-dessus de cette fosse. Il est plus épais que celui observé sur la marge nord-namibienne. Quant aux épaisseurs des corps sédimentaires post-rift calculées par Flex3D, elles sont moins épaisses que celles des corps sédimentaires post-rift décrits sur la coupe crustale. La comparaison entre les deux types de données montre ensuite que les prismes sédimentaires sur la simulation numérique et sur la coupe crustale présentent une étendue comparable le long du domaine aminci.

Du fait que le modèle numérique n'intègre pas préalablement les dépôts anté-rift au niveau du graben, les produits de l'érosion de l'épaulement de rift comblent donc directement et entièrement le graben. Quant aux épaisseurs des dépôts post-rift calculés par Flex3D, qui sont inférieures à celles mesurées sur le système naturel, elles confirment les résultats de notre première étude paramétrique (voir Chapitres 5, 6 et 7) : le flux sédimentaire local, produit au cours du post-rift par le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface, est inférieur à celui mesuré dans les bassins sédimentaires des systèmes naturels.

8.2.3. EVOLUTION DES MOUVEMENTS VERTICAUX POST-RIFT LE LONG DE LA MARGE

Nous avons ensuite comparé les mouvements verticaux calculés par Flex3D au cours du temps et le long de la simulation, avec ceux mesurés le long du domaine aminci de la marge nord-namibienne (mesures réalisées, dans le domaine aminci, à partir du logiciel OSXBackstrip, et, dans le domaine continental, à partir d'un calcul de réajustement isostatique de type Airy-Heiskanen, voir partie 2.2 pour plus de détails). Nous avons respecté les mêmes pas de temps entre les deux données pour une meilleure comparaison. Si nous avons déjà comparé, au cours de la synthèse (voir partie précédente 8.1), les mouvements verticaux post-rift calculés par Flex3D le long de la simulation de référence avec ceux mesurés le long de la marge nord-namibienne, ici nous comparons directement les mouvements verticaux post-rift calculés par Flex3D le long de la simulation numérique calibrée à partir de la marge nord-namibienne (Figure 134 - A) avec ceux mesurés le long de la marge nord-namibienne (Figure 134 - B). Cette comparaison montre :

- une bonne cohérence des mouvements verticaux au niveau du domaine aminci. En effet, sur les domaines amincis de la simulation et de la marge nord-namibienne, la subsidence est très faible sur les 40 premiers millions d'années (1,3 km maximum sur la simulation contre 1km maximum sur la marge naturelle). Elle diminue ensuite faiblement sur les 20 millions d'années suivants puis augmente sur les 70 derniers millions d'années (1,5 km maximum sur la simulation contre 1km maximum sur la marge naturelle).

- des mouvements verticaux qui s'inversent dans le temps au niveau des domaines de transition de la simulation et de la marge passive nord-namibienne. Cependant, les inversions et les amplitudes des mouvements verticaux sont très différentes entre les deux types de données. Si les mouvements verticaux calculés sur le domaine de transition de la marge namibienne sont caractérisés, entre 130Ma et 90 Ma, par une quasi-absence de mouvements verticaux, puis, entre 90 et 66 Ma, par 1000 m de surrection maximale, et enfin, entre 66 Ma et l'actuel, une subsidence pouvant atteindre au maximum 1000 m, les mouvements verticaux calculés par Flex3D sur le domaine de transition montrent en revanche une légère subsidence de -350 m entre t10 et t40 Ma, puis 65 m de surrection sur cette région entre t40 et t60 Ma, et enfin une surrection de 400 m entre t60 et t130 Ma.

Enfin, cette comparaison entre les mouvements verticaux le long de la simulation et ceux le long de la marge nord-namibienne montre, sur les deux types de données, des courbes de subsidence au niveau du domaine aminci, intersectées, indiquant ainsi un différentiel de subsidence le long du domaine aminci.

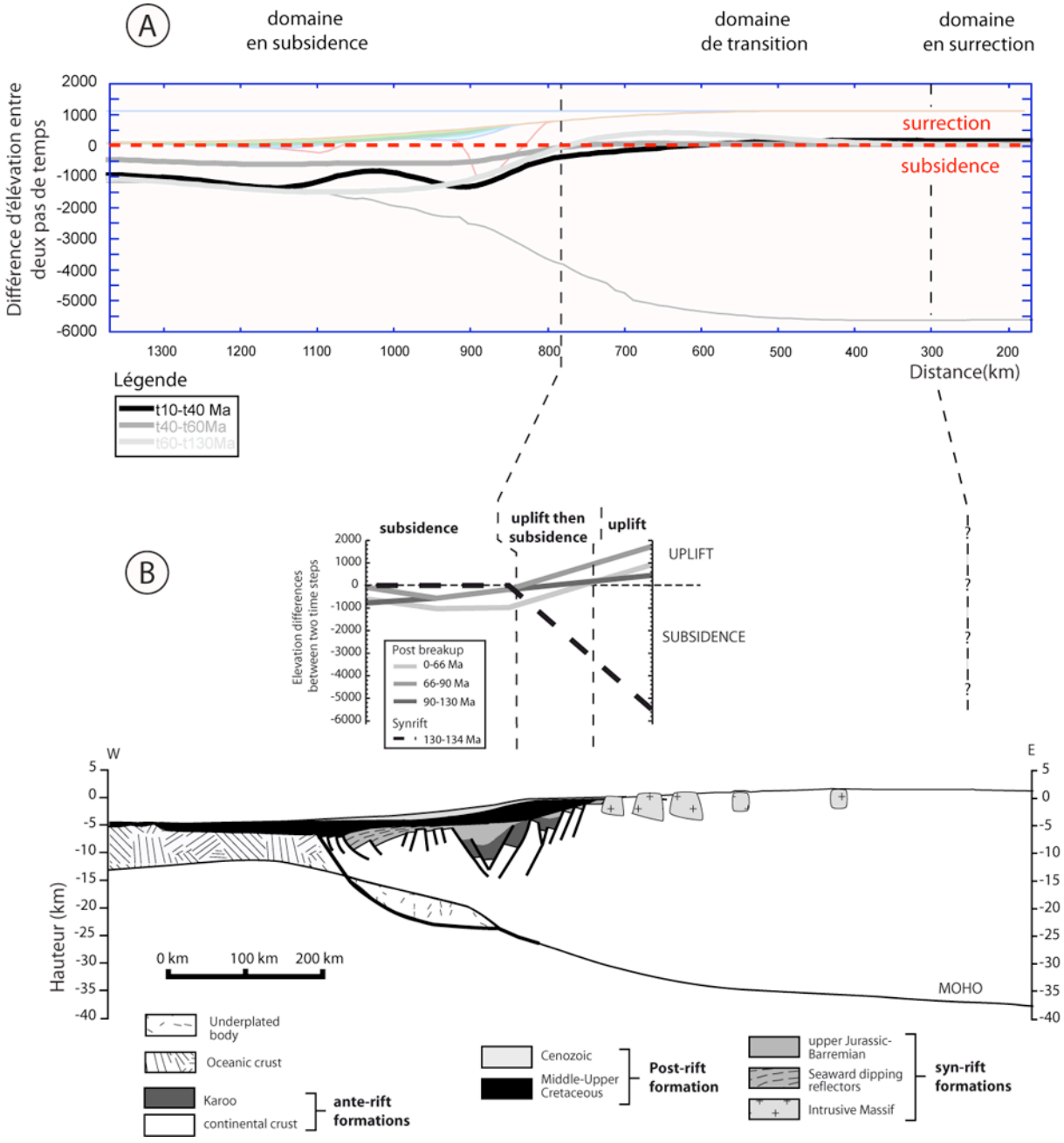


Figure 134 : évolution post-rift des mouvements verticaux le long de la simulation et comparaison avec ceux de la marge naturelle.

A :graphique au premier plan décrit la différence d'élévation calculée par Flex3D le long de la simulation, entre deux pas de temps. Les trois pas de temps ont été déterminés à partir de l'étude des mouvements verticaux sur la marge namibienne (voir Figure 134 B). Le pas de temps, entre t0 et t10 Ma, n'a pas été pris en compte du fait de la surestimation des mouvements verticaux produits par le rifting instantané (voir Chapitre 5). Le graphique en arrière plan décrit la géométrie crustale de la simulation à t130 Ma. B : géométrie crustale actuelle de la marge namibienne et, au-dessus, différence d'élévation entre deux pas de temps, le long du domaine aminci (voir partie 2.2 pour plus détails). L'extrémité continentale du domaine de transition sur la marge nord-namibienne est supposée correspondre avec l'extrémité du relief de la marge (longueur du relief : 550 km environ, voir Figure 50 B et Chapitre 2 pour plus de détails). Les graphiques A et B ont été mis à la même échelle.

Si l'évolution post-rift des mouvements verticaux du domaine aminci de la simulation est cohérente avec celle des mouvements verticaux post-rift mesurés sur la zone amincie de la marge nord-namibienne (pour plus de détails, voir sous-partie 8.2.2 sur l'évolution post-rift de la géométrie crustale de la marge nord-namibienne), en revanche, les mouvements verticaux post-rift calculés par Flex3D au niveau du domaine de transition sont en désaccord avec ceux calculés sur le domaine de transition du système naturel. Un couplage entre des processus thermiques, l'isostasie flexurale et des processus de surface est donc insuffisant pour expliquer cette différence entre la simulation et la marge passive nord-namibienne. D'autres processus, externes au système, sont donc à rechercher pour expliquer cette différence de comportement entre les deux types de données. Ces résultats sont comparables à ceux obtenus en comparant l'évolution post-rift des mouvements verticaux le long de la simulation de référence avec l'évolution post-rift des mouvements verticaux mesurés le long de la marge nord-namibienne.

8.2.4. DENUDATION TOTALE LE LONG DE LA MARGE A T130 MA

Les résultats sur la dénudation totale à t130 Ma, le long de la simulation numérique, sont décrits sur la Figure 135.

Les calculs du modèle Flex3D indiquent principalement une augmentation de la dénudation totale vers le domaine de transition entre le domaine non aminci et le domaine aminci, c'est-à-dire au niveau de l'emplacement de l'ancien épaulement de rift. Cette dénudation totale atteint localement 6 km maximum. Or, l'épaulement de rift initial présentait une amplitude maximale de 3,7 km. Donc, 3,7 km sur les 6 km de dénudation sont expliqués par l'érosion de l'épaulement de rift initial entre t0 et t10 Ma, et les 2,3 km de dénudation restants sont essentiellement produits, entre t10 Ma et t130 Ma, par l'érosion du domaine de transition et la réponse isostatique associée. Il est à noter que la localisation de l'épaulement de rift produit par le modèle numérique correspond, le long de la marge nord-namibienne, à la région où d'importantes épaisseurs de coulées volcaniques Etendeka (2 à 6 km) se sont mises en place et ont été en quasi-totalité érodées. Ces épaisseurs volcaniques ayant été prises en compte dans la construction du modèle de distribution des épaisseurs crustales (voir Figure 132), les calculs de Flex3D montrent donc que ces épaisseurs volcaniques sont également érodées sur la simulation numérique.

Ces résultats sur la dénudation totale le long de la simulation à t130 Ma sont donc cohérents avec les épaisseurs de dénudation mesurées sur la marge namibienne. En effet, comme expliqué dans la synthèse précédente (voir partie 8.1), les travaux de Cockburn et al. (2000) ont également montré que la quantité de dénudation augmente vers le littoral, sur le domaine de transition entre la croûte continentale amincie et la croûte continentale non amincie. Les quantités de dénudation mesurées sur la marge namibienne à partir de données de traces de fission montrent aussi des valeurs qui peuvent atteindre entre 4 (Cockburn et al., 2000, voir Figure 123) et 6 km (voir partie 2.2) au niveau du domaine de transition de la marge passive namibienne.

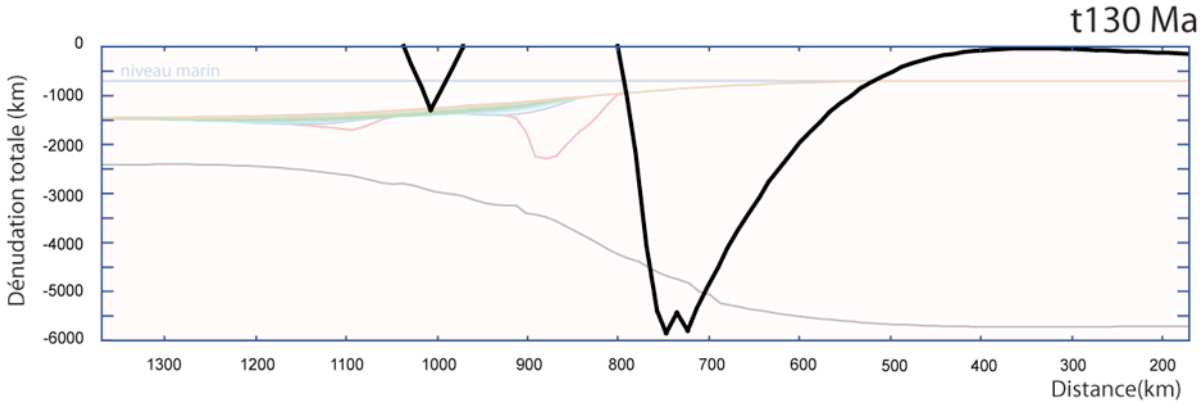


Figure 135 : dénudation totale à t130 Ma le long de la simulation numérique.
Le graphique au premier plan décrit la dénudation totale calculée à t130 Ma par Flex3D le long de la simulation. Le graphique en arrière-plan décrit la géométrie crustale de la simulation à t130 Ma.

Le modèle calcule ensuite une dénudation totale qui atteint au maximum 1,5 km au niveau de la région de la simulation correspondant aux SDR sur la coupe crustale de la marge nord-namibienne. Les produits de cette érosion sont déposés dans le bassin secondaire situé à proximité. Or, le sommet des SDR sur le système naturel est une surface érosive (Gladczenko et al., 1998). Il est donc probable que les SDR aient été partiellement érodés de quelques centaines de mètres à plus d'un kilomètre avant la transgression marine.

8.2.5. EVOLUTION POST-RIFT DES FLUX SEDIMENTAIRES ET DES FLUX DE DENUDATION

L'évolution temporelle du flux sédimentaire calculée par Flex3D est décrite sur la Figure 136 - A). Nous avons comparé cette donnée numérique avec deux autres données indépendantes mesurées sur le système naturel : les évolutions temporelles du flux sédimentaire (Figure 136 - B) et du flux de dénudation (Figure 136 - C). Comme expliqué dans la partie précédente (voir 8.1.3.3), dans Flex3D, tout le matériel érodé sur les simulations étant sédimenté dans le bassin sédimentaire, étudier l'évolution temporelle du flux sédimentaire sur les simulations revient donc à étudier également l'évolution temporelle du flux de dénudation. Les flux de sédiments et de dénudation sur la marge namibienne ont été mesurés par Gallagher et Brown (1999b) à partir de données d'isopaques et de profils sismiques dans le cas du flux sédimentaire (voir Chapitre 4 pour plus de détails), et de données de traces de fission dans le cas du flux de dénudation. Il est à noter que le flux sédimentaire sur la simulation numérique a été calculé par Flex3D à partir d'une géométrie crustale cylindrique construite à partir de la coupe crustale de la marge nord-namibienne uniquement. Or, sur le système naturel, la géométrie crustale de la marge varie latéralement. Par conséquent, contrairement à notre simulation numérique, la géométrie de l'épaulement ainsi que la réponse isostatique flexurale de la marge varient également latéralement. Ceci devrait produire un flux sédimentaire différent entre la marge namibienne et la simulation numérique.

Or, la comparaison entre l'évolution temporelle du flux sédimentaire calculé par Flex3D et les études indépendantes sur les évolutions temporelles du flux sédimentaire et du flux de dénudation sur la marge namibienne montre la formation de pics de dénudation ou de sédimentation qui présentent des valeurs proches vers la fin du rifting. En effet, le pic de flux sédimentaire atteint 1,3 $.10^4$ Km^3/Ma sur la simulation, et ~1,2 $.10^4$ Km^3/Ma sur le système naturel. Le pic de flux de dénudation atteint, quant à lui, entre 1,5 $.10^4$ Km^3/Ma et 2 $.10^4$

Km^3/Ma. Ces trois pics décroissent rapidement sur les 10 Ma suivants. Ensuite, si le flux sédimentaire reste faible au cours du post-rift sur la simulation numérique (entre 4,4 $.10^2$ Km^3/Ma et 7 $.10^2$ Km^3/Ma), les flux de sédiments et de dénudation varient en revanche au cours du post-rift.

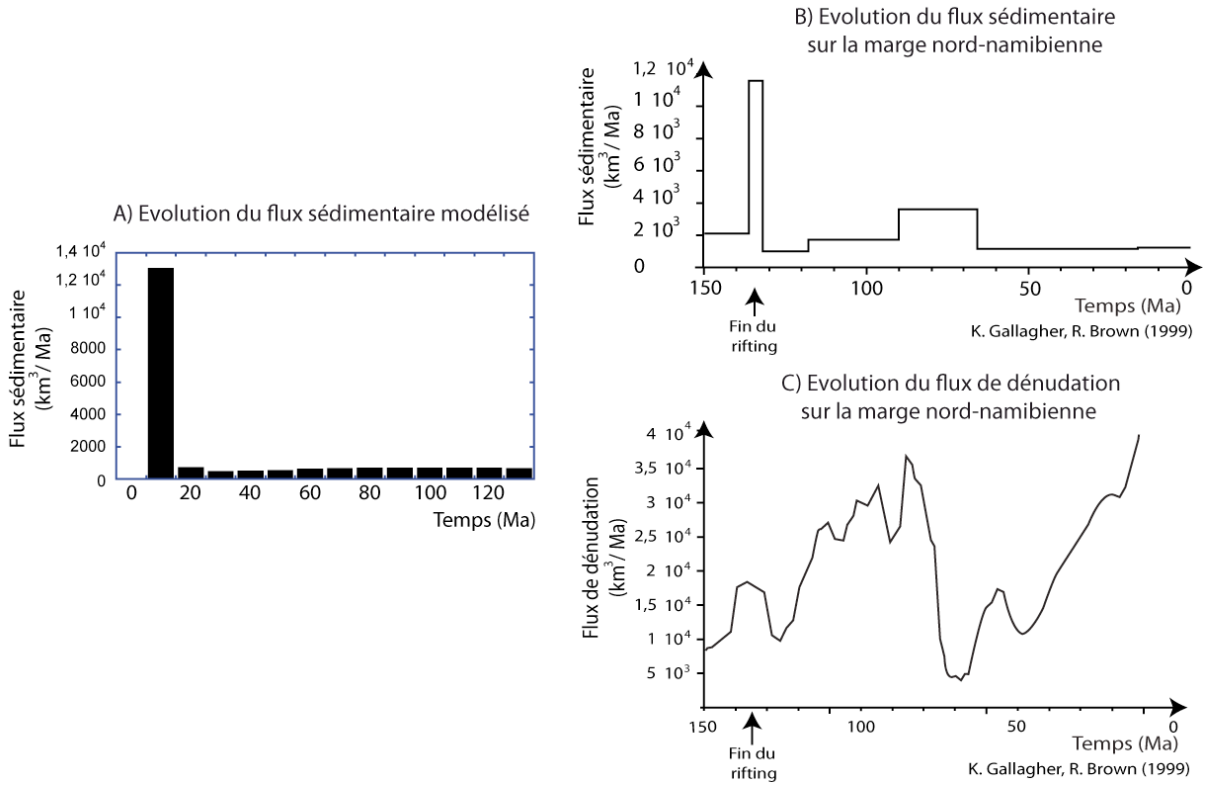


Figure 136 : évolution post-rift du flux sédimentaire modélisé et comparaison avec les flux de sédiments et de dénudation mesurés sur le système naturel.

A) évolution temporelle du flux sédimentaire calculé par Flex3D. B) évolution temporelle du flux sédimentaire mesuré sur le bassin de la marge passive namibienne à partir de données d'isopaques et de profils sismiques (Gallagher et Brown, 1999b, voir Chapitre 4 pour plus de détails). C) évolution du flux de dénudation mesurée sur la marge namibienne à partir de données de traces de fission (Gallagher et Brown, 1999b). Ces trois graphiques ont été mis à la même dimension.

Ces résultats montrent, tout d'abord, que si la géométrie crustale de la marge namibienne varie latéralement, ces variations et leurs conséquences sur la déformation de la marge sont locales et modifient donc peu le flux sédimentaire à l'échelle de la marge. L'hypothèse d'extrapoler la géométrie crustale de la marge nord-namibienne à toute la grille de la simulation semble donc permettre d'obtenir néanmoins des flux sédimentaires cohérents avec les flux de sédiments et de dénudation sur la marge namibienne. Ensuite, ces résultats sont similaires à ceux discutés au cours de notre synthèse présentée dans la partie précédente (voir partie 8.1). En effet, la comparaison des évolutions des flux sédimentaires et de dénudation, mesurées sur le système naturel avec l'évolution du flux sédimentaire calculée par Flex3D, montre que le couplage entre les processus de surface, l'isostasie flexurale et les processus thermiques, produit une relaxation de l'épaulement de rift de la marge namibienne en 10 Ma environ. Cette relaxation du relief est à l'origine de la formation, après le rifting, de pics de dénudation et de sédimentation qui décroissent ensuite rapidement en 10 Ma. De plus, la proximité des valeurs des différents pics de flux montre que si l'épaulement de rift produit par Flex3D est probablement différent de celui formé sur la marge namibienne à la fin du rifting, il présente cependant une certaine cohérence avec ce dernier. En revanche, et comme déjà expliqué dans la synthèse, le couplage entre les processus de surface, l'isostasie flexurale

et les processus thermiques ne permet pas d'expliquer les évolutions post-rift de la dénudation et de la sédimentation observées sur la marge passive namibienne. Les variations des flux de sédimentation et de dénudation observées sur le système naturel doivent être expliquées par d'autres processus non pris en compte dans Flex3D. Or, notre travail de reconstruction de la paléotopographie de la marge nord-namibienne ne montre aucun signe de surrection au Crétacé supérieur (Deschamps et al., inprep, voir partie 2.2,). La quantité de dénudation calculée par Flex3D étant cohérente avec celle mesurée sur le système naturel, cette comparaison entre les deux types de données montre donc également aucun signe de surrection post-rift de la marge nord-namibienne. En effet, toute la quantité de dénudation mesurée sur le système naturel peut être expliquée par un couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface. Ensuite, si des flux sédimentaires externes pourraient expliquer l'augmentation du flux sédimentaire au Crétacé supérieur, ils ne pourraient cependant pas expliquer l'augmentation du flux de dénudation sur cette même période. Enfin, il est à noter que la dénudation calculée par Flex3D est localisée essentiellement sur le domaine de transition de la simulation. L'érosion du domaine interne de la marge n'est donc pas prise en compte dans le modèle numérique. Or les flux de dénudation mesurés sur le système naturel intègrent ce domaine interne. Une explication à ces différences entre les données numériques et les données géologiques serait donc la non prise en compte, dans Flex3D, de l'érosion du domaine interne de la marge namibienne. En effet, cette érosion du domaine interne pourrait non seulement expliquer les différences observées entre l'évolution du flux sédimentaire calculée par Flex3D et les évolutions des flux de sédimentation et de dénudation mesurées sur le système naturel, mais aussi la différence d'épaisseur sédimentaire post-rift observée entre le prisme sédimentaire calculé par Flex3D et le prisme sédimentaire observé sur la coupe crustale de la marge nord-namibienne (voir sous-partie 8.2.2.2).

8.2.6. ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DES MOUVEMENTS VERTICAUX POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

L'architecture stratigraphique du prisme sédimentaire calculé par Flex3D est présentée sur la Figure 137. Elle est caractérisée :

- par une séquences stratigraphique progradante-aggradante, entre t0 et t40 Ma au niveau de la fosse majeure (graben) et au niveau de la fosse mineure (transition entre le plateau crustal et la croûte de 7 km d'épaisseur). Puis, entre t40 Ma et t130 Ma, si la sédimentation s'étale le long de toute la zone amincie, l'architecture stratigraphique reste toujours caractérisée par une séquence progradante-aggradante.

- par trois surfaces d'érosion. Les deux premières sont localisées au sommet des premiers corps sédimentaires déposés respectivement au niveau de la fosse majeure et au niveau de la fosse mineure. Cette seconde surface d'érosion s'étend sur la région du plateau crustal correspondant aux SDR sur la coupe crustale de la marge nord-namibienne. La troisième surface est située au niveau du sommet de la croûte de 7 km d'épaisseur.

La comparaison de l'architecture stratigraphique calculée par Flex3D avec celle décrite sur la marge nord-namibienne dans de précédents travaux publiés (Light et al., 1992; Maslanyj et al., 1992), montre également l'enregistrement d'une séquence stratigraphique progradante-aggradante dans le bassin sédimentaire de la marge nord-namibienne, entre l'Aptien (112 Ma, début de la séquence sédimentaire post-rift) et la base du Tertiaire (65 Ma) (Maslanyj et al., 1992). Ensuite, et à la différence de l'enregistrement stratigraphique calculé par Flex3D, la séquence stratigraphique progradante-aggradante sur le système naturel évolue en une séquence rétrogradante entre la base du tertiaire et l'actuel (Maslanyj et al., 1992). Comme expliqué dans la synthèse précédente (voir sous-partie 8.1.4.4), la physique actuelle de Flex3D ne permet pas de produire de séquences rétrogradantes avec des paramètres calibrés à partir de données géologiques. Pour produire des séquences rétrogradantes dans Flex3D, il serait tout d'abord nécessaire de modifier, dans Flex3D, la loi de diffusion approximant les processus de surface en domaine continental par une loi de diffusion-transport fluvial (voir sous-partie 8.1.4.4). Cette étude comparative entre l'enregistrement stratigraphique de la simulation numérique et celui de la marge nord-namibienne montre donc également des résultats similaires à ceux discutés dans la partie 8.1.4.4 de la synthèse.

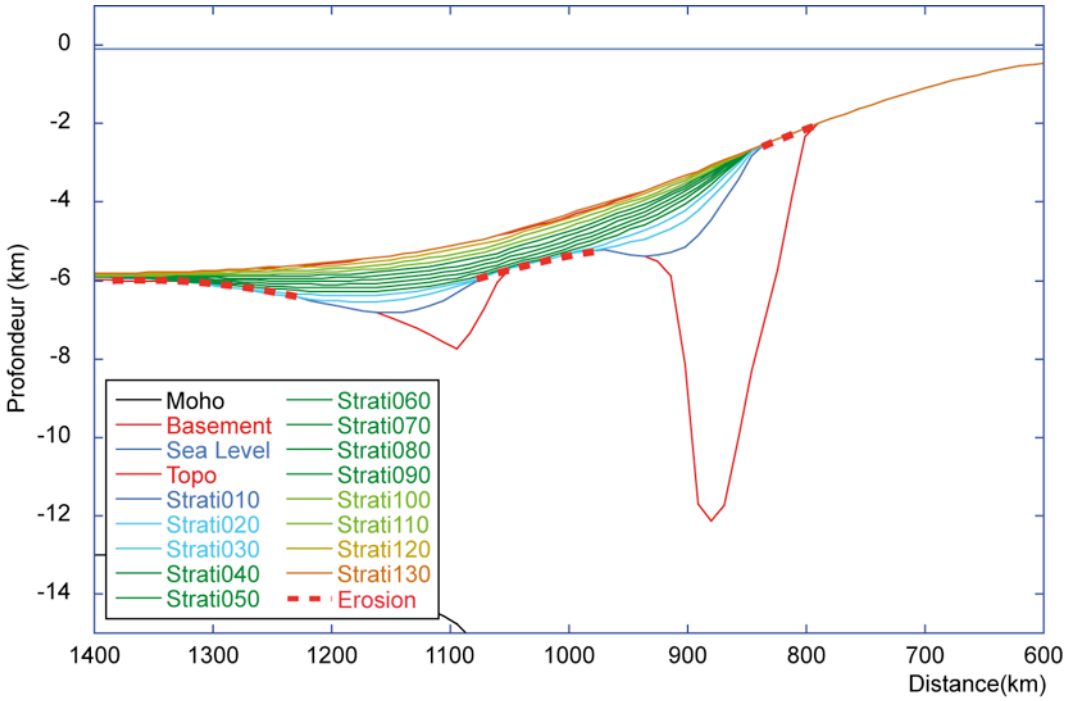


Figure 137 : enregistrement stratigraphique calculé à t130 Ma par Flex3D.
Seules les surfaces d'érosion situées au sein du prisme sédimentaire ont été notées sur cette figure.

Ensuite, la comparaison entre les surfaces d'érosion calculées par Flex3D et les surfaces d'érosion décrites sur la coupe crustale de la marge nord-namibienne montre des différences significatives entre les deux types de données. En effet, si Flex3D produit seulement et localement trois surfaces d'érosion entre t0 et t10 Ma, la coupe stratigraphique du bassin sédimentaire de la marge namibienne montre l'existence, depuis la fin du rifting, de trois surfaces d'érosion majeures qui s'étendent le long du prisme sédimentaire. La première de ces trois surfaces correspond à la « breakup unconformity » (Light et al., 1991,voir partie 2.2), une surface d'érosion formée au moment de la rupture continentale. Les deux autres surfaces se sont respectivement formées au Turonien et à la base du Tertiaire. Cette comparaison montre donc que si le modèle physique Flex3D peut produire des surfaces d'érosion au sein du bassin sédimentaire de la simulation, leur étendue et leur âge de

formation ne correspondent pas avec ceux des surfaces d'érosion majeures observées sur le système naturel. Les formations des surfaces d'érosion, au cours du post-rift, sur le système naturel doivent être expliquées par d'autres processus non pris en compte dans Flex3D, comme par exemple une chute du niveau marin ou un changement climatique.

8.2.7. CONCLUSIONS

La comparaison entre les données extraites de la simulation numérique et les données géologiques obtenues sur la marge nord-namibienne montre tout d'abord que le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface permet d'expliquer 1°) l'évolution post-rift des mouvements verticaux le long de la croûte continentale amincie de la marge nord-namibienne ; 2°) les quantités totales de dénudation continentale mesurées le long de la marge passive nord-namibienne ; 3°) la relaxation post-rift de l'épaulement de rift en 10 Ma ; 4°) l'enregistrement stratigraphique progradant-aggradant sur les premiers temps de l'histoire post-rift de la marge.

Ensuite, si le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface produit également une inversion, au cours du temps, des mouvements verticaux sur le domaine de transition entre le domaine non aminci et le domaine aminci (subsidence puis surrection), l'inversion des mouvements verticaux observée sur le domaine de transition de la marge nord-namibienne est différente (surrection puis subsidence). Par conséquent, des processus autres que les processus locaux peuvent expliquer ces différences entre les mouvements verticaux calculés par Flex3D sur le domaine de transition et les mouvements verticaux mesurés sur le domaine de transition du système naturel.

Enfin, la comparaison entre les données extraites de la simulation numérique et les données géologiques montre également que les processus intrinsèques aux marges passives (les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface) ne peuvent pas expliquer : 1°) une surélévation de 1000 m de la marge nord-namibienne, 2°) la géométrie du Moho de la marge nord-namibienne, 3°) l'épaisseur post-rift du prisme sédimentaire, plus importante sur le système naturel, 4°) l'augmentation des flux de dénudation et de sédimentation au Crétacé supérieur, 5°) les séquences rétrogradantes entre la base du tertiaire et l'actuel et enfin 6°) les surfaces d'érosion majeures observées au sein du prisme sédimentaire de la marge passive nord-namibienne. D'autres processus, non pris en compte dans Flex3D, sont donc à considérer pour expliquer ces différences entre les données calculées par Flex3D et les données géologiques de la marge nord-namibienne. En effet, la surélévation de ~1000 m le long de la marge nord-namibienne par rapport à l'élévation de la simulation numérique s'explique par une topographie dynamique produite par des processus mantéliques comme la remontée d'un plume. Concernant la différence de géométrie entre le Moho calculé par Flex3D et celui observé le long de la marge namibienne, elle s'explique par un rifting considéré comme instantané dans Flex3D tandis que le rifting ayant abouti à la formation de la marge nord-namibienne était polyphasé. Ensuite, les différences observées entre les données numériques et les données géologiques, concernant les épaisseurs de sédiments post-rift, les flux de sédimentation et de dénudation post-rift, s'expliqueraient par la non prise en compte, dans Flex3D, de l'érosion du domaine interne de la marge passive nord-namibienne. Par ailleurs, l'absence de séquences rétrogradantes au sein du prisme sédimentaire calculé par Flex3D s'explique par la physique des processus de surface continentaux inclus dans Flex3D (loi de diffusion). Enfin, l'absence de surfaces d'érosion majeures dans Flex3D s'explique par la non prise en compte, dans ce même Flex3D, de processus externes aux système marge, comme un changement climatique ou une chute du niveau marin.

Pour conclure, les correspondances entre les résultats de la simulation numérique produite par Flex3D et les données géologiques obtenues sur la marge passive nord-namibienne permettent de déterminer la responsabilité des processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface) dans le comportement et l'enregistrement post-rift de la marge namibienne. Les différences entre ces deux types de données permettent de déterminer, quant à elles, la responsabilité de processus externes au système marge passive, dans le comportement et l'enregistrement post-rift de la marge namibienne. L'association des points communs et des différences entre les résultats de la simulation numérique namibienne et les données collectées sur le système naturel permet donc de préciser notre compréhension sur l'évolution des mouvements verticaux post-rift le long de la marge nord-namibienne et sur l'enregistrement post-rift de la dénudation et du bassin sédimentaire le long de la marge passive.

CHAPITRE 9. – Géométrie 3D et évolution post-rift des marges passives : exemple des marges transformantes

Au cours des Chapitres précédents, 5, 6, 7 et 8, nous nous sommes simplement intéressés aux effets des processus thermiques, flexuraux et des processus de surface sur le comportement et l'enregistrement post-rift de marges passives cylindriques. Mais les marges passives sont des structures lithosphériques tri-dimensionnelles dont la géométrie varie longitudinalement (de la croûte continentale non amincie vers la croûte continentale amincie) mais aussi transversalement (le long des côtes, voir Figure 139). Pour comprendre les effets des processus locaux (isostasie flexurale, processus thermiques, processus de surface) sur la déformation post-rift 3D d'une marge passive et l'enregistrement 3D de cette déformation par la dénudation et par le bassin sédimentaire des marges passives, nous avons réalisé une seconde étude paramétrique où nous avons fait varier latéralement la distribution des épaisseurs crustales à partir de la simulation de référence. Pour ce faire, nous avons produit, au milieu de la simulation de référence, une géométrie de zone transformante caractérisée par un décalage « d » de la croûte continentale amincie et une largeur de décalage « l » (voir Figure 138). Nous avons ensuite confronté les résultats ainsi obtenus aux données géologiques disponibles sur une marge passive transformante actuelle, la marge transformante de Côte d'Ivoire.

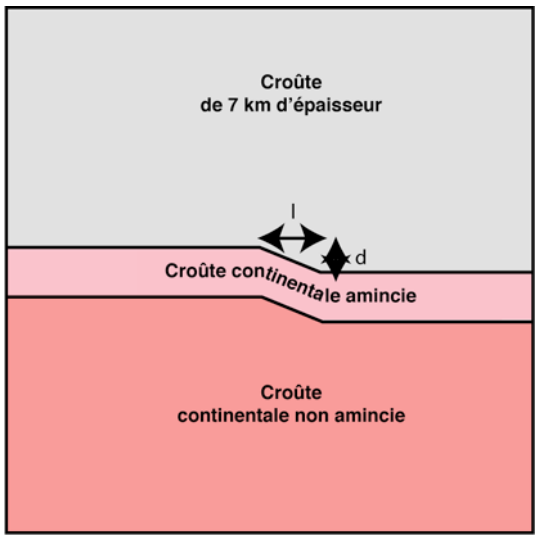


Figure 138 : décalage de la croûte continentale amincie.
d : décalage de la zone amincie ; l : largeur le long de laquelle le décalage se réalise.

Après une présentation de l'étude, nous présentons, dans une 2ème et 3ème partie, les résultats obtenus en faisant varier le décalage « d » de la croûte amincie, puis la largeur « l » de ce décalage. Enfin, dans une 4ème et dernière partie, nous présentons l'application des résultats de notre étude numérique à la marge transformante de Côte d'Ivoire.

9.1. PRESENTATION

Jusqu'à présent, les géométries crustales des marges passives et les processus qui les affectent (processus thermiques, processus de surface, processus flexuraux…) ont été le plus souvent étudiés grâce à des données géologiques et numériques en 2D. Nous avons montré au cours des Chapitres précédents (7 et 8) que la variation de l'épaisseur crustale le long des marges passives cylindriques exerce un contrôle de premier ordre sur les mouvements verticaux flexuraux. Or, si la géométrie lithosphérique varie longitudinalement, elle varie également transversalement, le long des côtes (Figure 139).

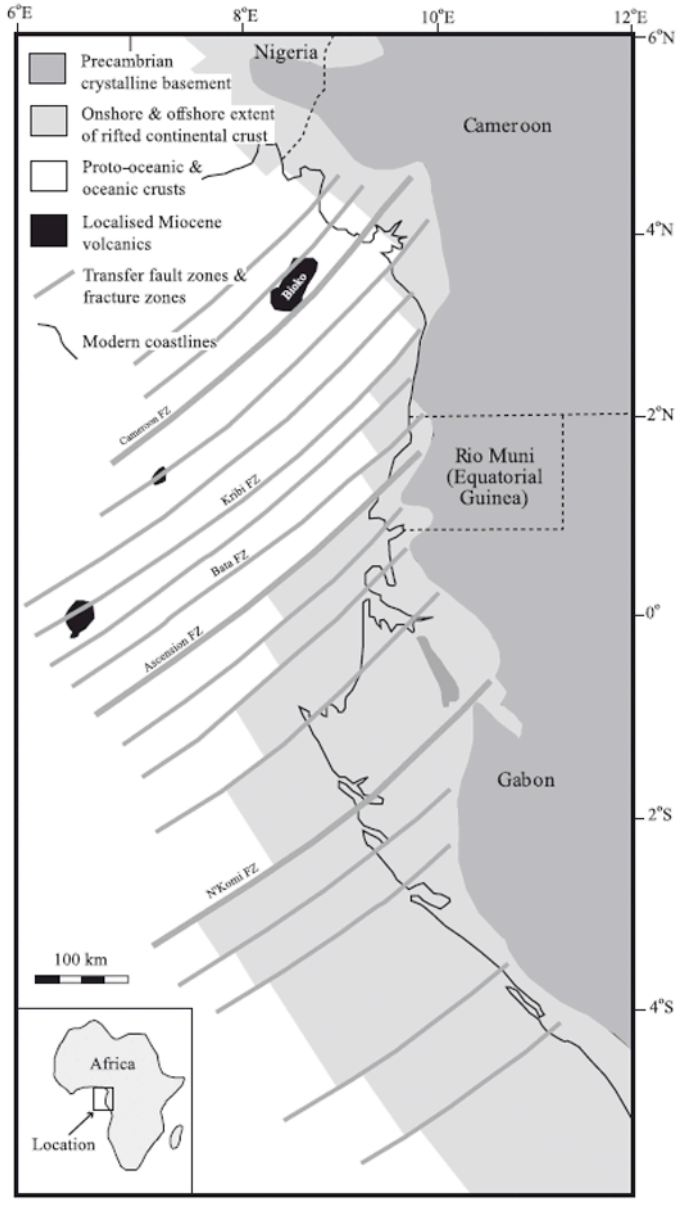


Figure 139 : zones de fracture et limites océan-continent le long des marges continentales ouest-africaines. (Figure d'après Meyers et al., 1996 et modifiée par Wilson et al., 2003)

Par exemple, la Figure 139 montre, le long des marges passives ouest-africaines, d'importants décalages au sein de la croûte continentale amincie ainsi que d'importantes variations de la longueur de la croûte continentale amincie. Cette variation transversale de la géométrie des marges passives est due au rifting et à la formation de zones transformantes. En

effet, ces zones transformantes sont produites, au cours du rifting, par des contraintes extensives obliques par rapport à l'axe du rift (biblio ?), ou bien par une variation de l'axe du rift qui est fonction de l'orientation des structures tectoniques préexistantes (biblio ?). Les dimensions tri-dimensionnelles de la géométrie lithosphérique des marges passives et des processus qui les affectent ont jamais été prises en compte dans les précédentes études publiées. L'objectif de cette dernière étude est donc d'observer, quantifier et analyser les conséquences de processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface) sur les mouvements verticaux post-rift 3D affectant les marges transformantes et étudier l'enregistrement post-rift 3D de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire. Cette étude permet également de déterminer l'importance des mouvements verticaux post-rift produits sur une géométrie de marge passive variant en 3D par rapport à ceux produits sur une géométrie de marge passive cylindrique (voir Chapitres 5, 6, 7 et 8). Pour obtenir ces résultats, nous avons réalisé une seconde étude paramétrique, complémentaire de la première. Cette étude paramétrique a été effectuée en réutilisant la simulation de référence (mêmes paramètres et même dimension de grille, voir Chapitre 5 et 8 pour plus de détails). Cependant, nous avons ajouté, au centre de la grille de la simulation, un décalage « d » de la croûte continentale amincie sur une largeur « l » (voir Figure 138). Au cours de cette étude paramétrique, nous avons réalisé quatre simulations (A, B, C et D, voir Tableau 23) sur lesquelles on a fait varier, de manière indépendante, les paramètres « d » et « l » avec des valeurs comprises entre 110 km et 220 km (voir Tableau 23).

	Décalage de la zone amincie (d) (l=0)	Largeur du décalage (l) (d=110km)
Variation paramétrique	110km (simulation A)	110km (simulation C)
	220km (simulation B)	220km (simulation D)

Tableau 23 : variation des paramètres 3D utilisés au cours de l'étude.
d : décalage de la zone amincie ; l : largeur le long de laquelle le décalage se réalise. Simulation A : l=0 km, d=110 km. Simulation B : l=0 km, d=220 km. Simulation C : d=110 km, l=110 km. Simulation D : d=110 km, l=220 km. Voir texte pour plus de détails.

Afin de comparer les résultats entre les simulations A et B (variation du décalage crustal « d », partie 9.2) et entre les simulations C et D (variation de la largeur « l » du décalage, partie 9.3), nous avons réalisé, sur chacune des quatre simulations, deux coupes longitudinales de part et d'autre des décalages des croûtes continentales amincies. Le long de chacune de ces coupes, nous avons analysé l'évolution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux post-rift, la géométrie crustale à t0 et t140 Ma, l'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation, les quantités totales de dénudation à t140 Ma, ainsi que la géométrie et la stratigraphie des prismes sédimentaires à t140 Ma. Nous avons ensuite analysé, sur les quatre simulations, l'évolution temporelle du flux sédimentaire total.

Pour finir, nous avons construit une simulation numérique 3D de la marge transformante de Côte d'Ivoire et nous avons ensuite analysé et comparé les résultats ainsi obtenus sur la simulation numérique avec des données publiées sur la marge transformante ivoirienne (coupes crustales et carte d'isopaques sédimentaires). L'objectif de ce travail n'est

pas de reproduire la réalité de la marge ivoirienne mais de réaliser un test expérimental qui permet de confronter et valider les principaux résultats de notre seconde étude paramétrique avec les données géologiques obtenues sur un système naturel.

Comme dans le Chapitre 7, nous avons intégré, dans les deux premières parties de résultats du Chapitre 9, la totalité des graphiques afin de permettre, pour les lecteurs intéressés, une analyse la plus fine et la plus complète possible des différents résultats obtenus. Cependant, ayant décrit de manière exhaustive le comportement des simulations dans les Chapitres 5 et 6, nous axerons, ici, la description des résultats uniquement sur les différences qui nous intéressent.

9.2. DECALAGE DE LA ZONE AMINCIE (D)

Nous présentons, dans cette première partie de résultats, les conséquences d'une variation du décalage de la zone amincie de 110 à 220 km (Figure 140) sur le comportement de la simulation de référence à proximité de cette discontinuité. Comme dans les Chapitres précédents, la présentation des résultats est organisée en trois sous-parties : évolution de la géométrie et des mouvements verticaux post-rift sur la marge, puis, évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation et enfin enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire.

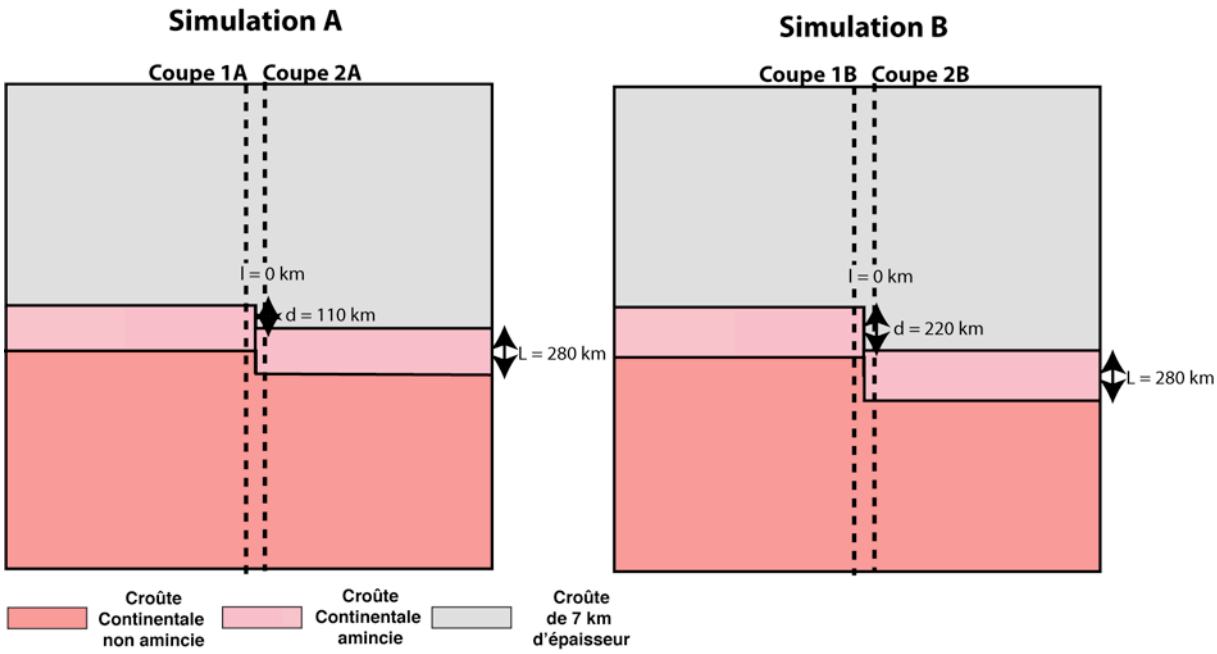


Figure 140 : variation du décalage « d » de la zone amincie.
d : décalage de la zone amincie ; l : largeur le long de laquelle le décalage se produit.

9.2.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX SUR LA MARGE PASSIVE

Nous décrivons dans un premier temps l'évolution temporelle de la géométrie des simulations puis, dans un second temps, l'évolution spatio-temporelle de la vitesse des mouvements verticaux post-rift.

9.2.1.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE DES SIMULATIONS

Pour décrire la géométrie des simulations, nous avons réalisé différentes figures. Tout d'abord, afin de comprendre les effets 3D d'un décalage crustal sur la déformation de la marge, nous présentons, sur la Figure 141, la topographie des deux simulations A et B à t0. Cette figure est composée d'une carte topographique et d'un agrandissement de la zone décalée pour chacune des deux simulations.

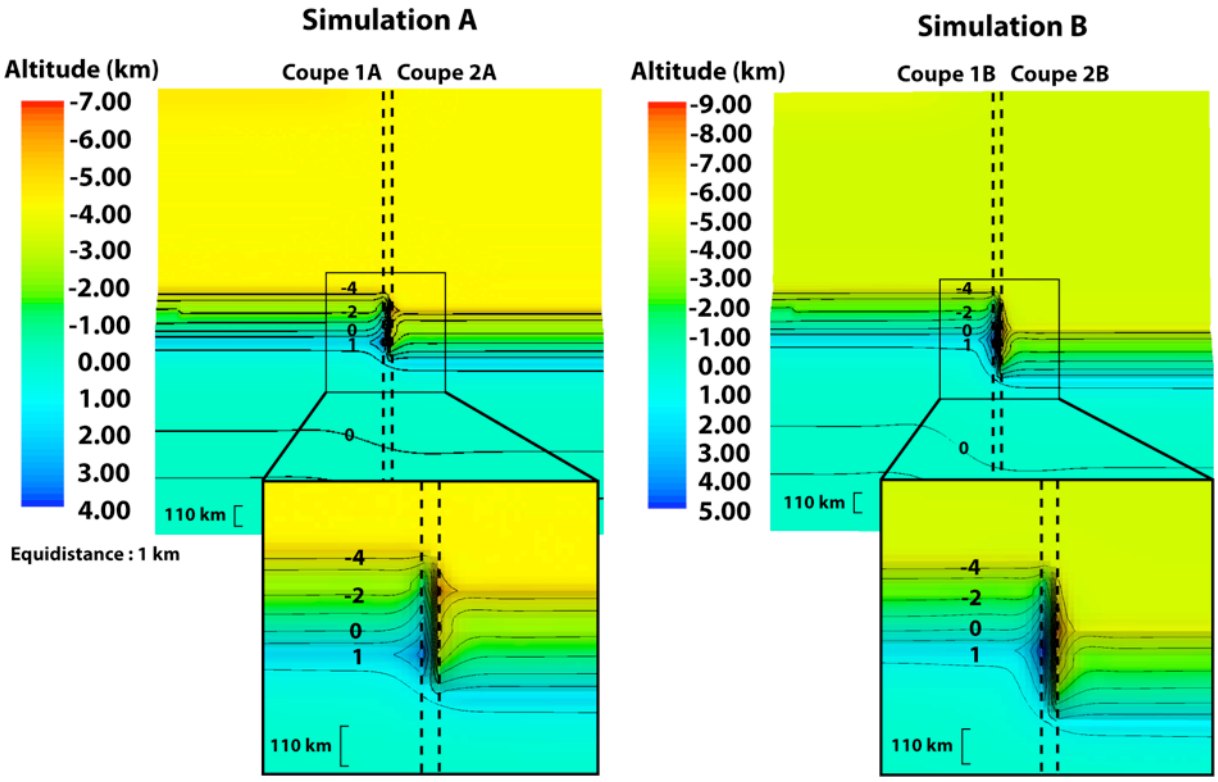


Figure 141 : cartes topographiques à t0 des simulations A (d=110 km) et B (d=220 km).
d : décalage de la zone amincie. Pour plus de détails, lire le texte.

Pour approfondir l'analyse de la topographie de la simulation à t0 Ma, nous présentons, sur la Figure 142, la variation de l'altitude maximale de l'épaulement de rift et de la profondeur maximale de la fosse le long de deux profils transversaux à t0 Ma sur chaque simulation. Cette figure est composée de deux graphiques décrivant chacun les deux profils transversaux de chaque simulation et de deux cartes décrivant chacune la position de ces deux profils transversaux.

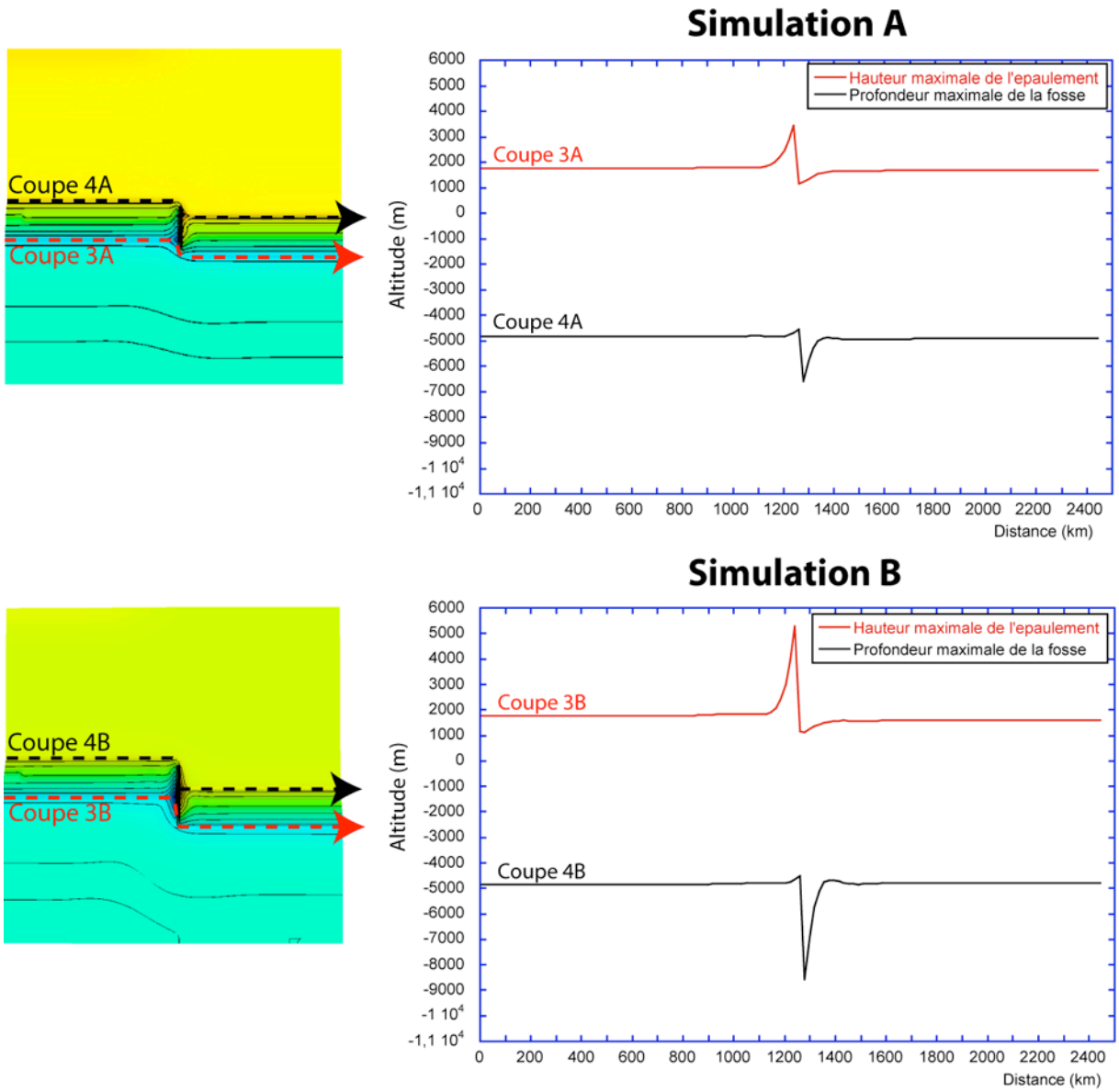


Figure 142 : profils topographiques transversaux à t0 Ma sur les simulations A (d=110 km) et B (d=220 km).

d : décalage de la zone amincie. Cartes de gauche = plan de position des profils transversaux ; flèches = sens et orientation des profils transversaux ; graphiques de droite = courbes topographiques le long des profils transversaux : courbes rouges = variation latérale de l'altitude maximale de l'épaulement de rift initial, courbes noires = variation latérale de la profondeur maximale de la fosse.

Ensuite, les géométries crustales le long des coupes longitudinales (1A, 2A, 1B, 2B), à t0 et t140 Ma, sont décrites sur la Figure 143.

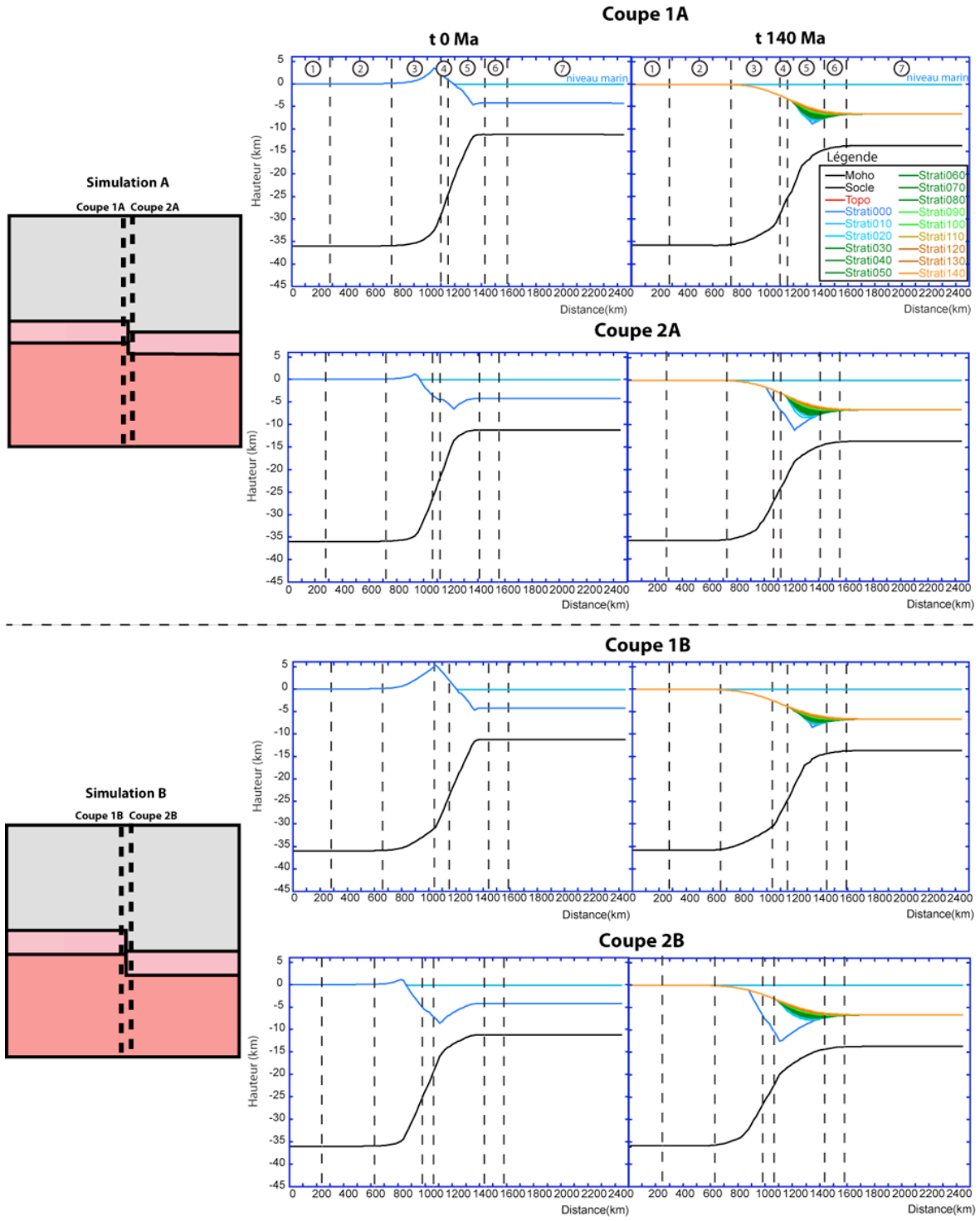


Figure 143 : évolution temporelle des géométries crustales de part et d'autre des décalages sur les simulations A (d=110 km) et B (d=220 km).

d : décalage de la zone amincie. Figure divisée en deux parties. Au-dessus du trait central en pointillé : présentation des géométries crustales de part et d'autre du décalage sur la simulation A (d=110 km). Le schéma de gauche représente la carte de position des deux coupes crustales 1A et 2A le long de la simulation. Les quatre graphiques de droite décrivent ces deux coupes crustales à t0 et t140 Ma. En-dessous du trait central en pointillé : présentation des géométries crustales de part et d'autre du décalage sur la simulation B (d=220 km). Le schéma de gauche représente la carte de position des deux coupes crustales 1B et 2B le long de la simulation. Les quatre graphiques de droite décrivent ces deux coupes crustales à t0 et t140 Ma. Les huit coupes crustales de la figure sont à la même échelle que les coupes crustales de la simulation de référence (voir Chapitre 5). Comme les coupes crustales de la simulation de référence, elles sont également toutes divisées en sept secteurs. Pour plus de détails, voir le Chapitre 5.

Enfin, l'ensemble des mesures des critères géométriques (voir Chapitre 2), réalisées sur les coupes longitudinales des simulations A et B, à t0 et t140 Ma, sont synthétisées sur le Tableau 24.

	Simulation de référence		Simulation A				Simulation B			
			d=110km				d=220km			
			l=0km							
			Coupe 1A		Coupe 2A		Coupe 1B		Coupe 2B	
	t0	t140	t0	t140	t0	t140	t0	t140	t0	t140
Altitude moyenne (m)	0	-97	0	-98	0	-98	0	-99	0	-99
Hauteur de la marge (m)	4372	6581	4281	6573	4264	6572	4238	6571	4228	6571
Profondeur de fosse (m)	464	3124	403	2221	2309	4533	416	1812	4345	5808
Amplitude du relief (m)	1770	0	3461	0	1222	0	5277	0	1117	0
Longueur du relief (km)	458	0	630	0	401	0	745	0	382	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0	229	0	95	0	229	0	76	0

Tableau 24 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre les simulations affectées par une variation du décalage de la zone amincie et la simulation de référence.

Tout d'abord, la Figure 141 et la Figure 142 montrent qu'un décalage étroit de la zone amincie sur 110 km ou 220 km crée, d'une part, une augmentation locale de l'amplitude de l'épaulement de rift initial et une diminution locale de la profondeur de fosse sur une des bordures du décalage crustal et d'autre part, une diminution locale de l'amplitude de l'épaulement de rift initial et une augmentation locale de la profondeur de fosse sur la bordure opposée. Les effets d'un décalage crustal n'étant que locaux, les domaines éloignés (plus de 500 km) du décalage présentent une géométrique identique à celle de la simulation de référence, c'est-à-dire par exemple, à t0, une amplitude d'épaulement de ~1770 m et une profondeur de fosse de 460 m (voir Tableau 24, Figure 144 et Chapitre 5 pour plus de détails).

Concernant l'état flexural initial de la simulation, de part et d'autre du décalage, l'amplitude de l'épaulement de rift atteint entre ~1220 m et ~3460 m si d = 110 km et entre ~1120 m et ~5280 m si d = 220 km (Tableau 24, coupes 1A et 1B). Quant à la profondeur de fosse, elle atteint, à t0, entre ~400 m et ~2310 m de part et d'autre du décalage si d = 110 km et entre ~420 m et ~4345 m si d = 220 km (Tableau 24, coupes 2A et 2B). De plus, la Figure 141 et la Figure 142 montrent, toutes deux, que ces reliefs s'amortissement latéralement sur 510 km en moyenne de part et d'autre du décalage. Si la longueur de l'amortissement latéral de l'épaulement de rift et de la fosse sont sensiblement identiques sur les deux simulations, la longueur de l'épaulement et de la fosse à proximité du décalage varient quant à elles en fonction de la largeur du décalage. Si le décalage est de 110 km, la longueur de l'épaulement atteint localement 630 km (coupe 1A, Figure 143) et la longueur de fosse, 535 km (coupe 2A, Figure 143) tandis que si le décalage est de 220 km, la longueur de l'épaulement augmente localement jusqu'à 745 km (coupe 1B, Figure 143) et la longueur de fosse jusqu'à 650 km (coupe 2B, Figure 143). Si les coupes 1A et 1B ont un fort épaulement, elles sont en revanche caractérisées par une petite fosse (400 à 415 m de profondeur et 300 m de longueur environ), tandis que les coupes 2A et 2B, qui ont une fosse très importante, sont caractérisées, quant à elles, par un petit épaulement (1220 m d'amplitude environ et une longueur comprise entre 380 et 400 km).

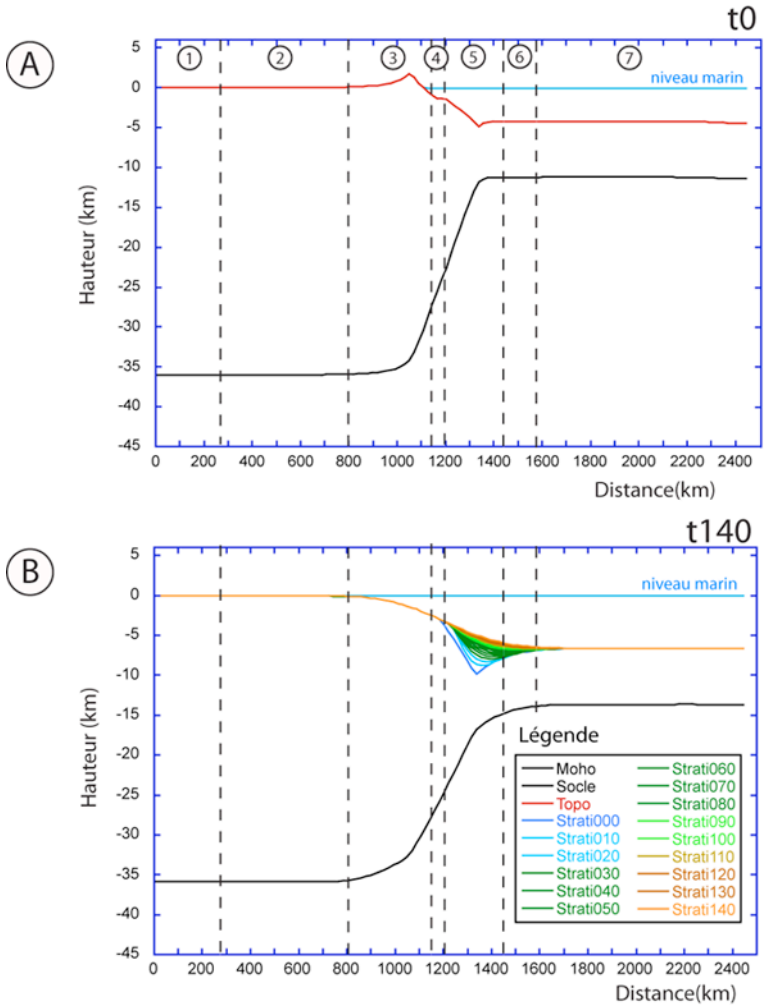


Figure 144 : géométrie crustale de la simulation de référence à t0 et 140 Ma.
A : géométrie crustale de référence à t0. B : géométrie crustale de référence à t140 Ma. Coupes divisées en 7 secteurs. Voir Chapitre 5 pour plus de détails.

Au cours du temps, les épaulements disparaissent sous l'action des processus de surface (voir Figure 143). Les fosses des coupes 2A et 2B s'approfondissent et s'élargissent sous les effets combinés de la subsidence thermique et de la charge sédimentaire (voir Chapitre 6 et synthèse du Chapitre 8) puisqu'elles atteignent, à t140 Ma, entre 4530 et 5810 m de profondeur et entre 780 et 880 km de largeur pour un décalage respectif de 110 et 220 km.

Enfin, un décalage de la zone amincie modifie la position de l'apex de l'épaulement de part et d'autre du décalage (voir Tableau 24). La position de l'apex est la distance entre l'apex de l'épaulement et un point situé à mi-hauteur de marge, au niveau du socle de la zone amincie (voir Figure 53 pour plus de détails). Dans le cas d'un fort épaulement (coupes 1A et 1B), la position de l'apex migre vers le continent (voir Tableau 24) tandis que si l'épaulement est petit (coupes 2A et 2B), l'apex migre vers le domaine marin (voir Tableau 24). En revanche, la présence du décalage de la zone amincie a des conséquences très faibles voire nulles sur la hauteur de marge et sur l'altitude moyenne de la croûte non amincie (voir Tableau 24).

Cette étude montre, tout d'abord, que quelle que soit la valeur du décalage de la zone amincie, celui-ci produit localement une forte augmentation de la longueur et de l'amplitude du relief flexural par rapport à celui de la simulation de référence (ex : simulation B, l'amplitude maximale de l'épaulement est de 5277 m contre 1770 m sur la simulation de référence, la longueur maximale de l'épaulement est de 745 km contre 458 km sur la simulation de référence). Cette étude montre également qu'une augmentation du décalage de 110 km à 220 km produit également une augmentation de ce relief flexural (ex : simulation B, l'amplitude maximale de l'épaulement est de 5277 m contre 3461 m sur la simulation A, la longueur maximale de l'épaulement est de 745 km contre 630 km sur la simulation A). Le contrôle exercé par le décalage de la zone amincie sur la flexuration de la marge à t0 est supérieur à celui de la longueur de la zone amincie. En effet, si une diminution de la longueur de la zone amincie à 55 km crée à t0 un épaulement de rift de 4440 m et une profondeur de fosse de 2595 m (voir Chapitre 7), un décalage de 220 km au cœur de la marge de référence (longueur de zone amincie = 278 km) produit localement à t0 un épaulement de rift de ~5280 m d'amplitude et une profondeur de fosse de ~4345 m. Ce travail montre enfin que le décalage de la zone amincie peut produire localement une anomalie topographique sur 500 km de long de part et d'autre du décalage.

La modification de l'amplitude des reliefs flexuraux en bordure du décalage s'explique par un amincissement dans les deux directions (longitudinale et transversale) de la marge au niveau du décalage. Ces deux amincissements créent deux charges flexurales orthogonales qui s'additionnent localement. La charge flexurale produite par l'amincissement transversal au niveau du décalage explique également la longueur transversale (~510 km) du relief flexural de part et d'autre du décalage. Cette valeur de 510 km varie peu malgré une modification de la quantité de décalage de la zone amincie. Ceci est dû au fait que la longueur d'onde flexurale est fixée par le paramètre flexural α : $\alpha = \left[\frac{4D}{(\rho_m - \rho_w)g}\right]^{\frac{1}{4}}$. Or, ce paramètre α est déterminé à partir de la rigidité flexurale D, la densité du manteau ρ_m et la densité de l'eau ρ_w. Ces paramètres étant identiques sur les deux simulations, α reste donc inchangé, et la longueur d'onde flexurale ne varie pas.

Quant à l'augmentation de l'amplitude et de la longueur du relief flexural avec celle du décalage de la zone amincie, elle s'explique par l'augmentation de la quantité d'amincissement transversal le long du décalage et par l'augmentation de la largeur de la région affectée par un amincissement transversal (la largeur de la région est égale à « d »). En effet, si le décalage augmente, d'une part, la différence d'épaisseur crustale entre les deux bordures augmente le long du décalage et crée une augmentation de l'amplitude du relief, d'autre part, la région affectée par un amincissement transversal s'élargit. Cet élargissement de la région explique l'augmentation de la longueur du relief flexural. Enfin, la modification de la position de l'apex de l'épaulement en fonction du décalage de la zone amincie s'explique par la variation de la longueur et de l'amplitude de l'épaulement. Si celles-ci augmentent, la position de l'apex va se déplacer vers le domaine continental et inversement.

9.2.1.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX POST-RIFT

Les évolutions spatio-temporelles des vitesses des mouvements verticaux post-rift le long des coupes 1A, 2A, 1B, 2B, sont décrites sur la Figure 146.

Tout d'abord, il est à noter que les évolutions spatio-temporelles des vitesses des mouvements verticaux post-rift sur les domaines éloignés des décalages des zones amincies (plus de 500 km) sont identiques à celle des vitesses des mouvements verticaux post-rift de la simulation de référence (voir Figure 145 et Chapitres 5 et 8 pour plus de détails).

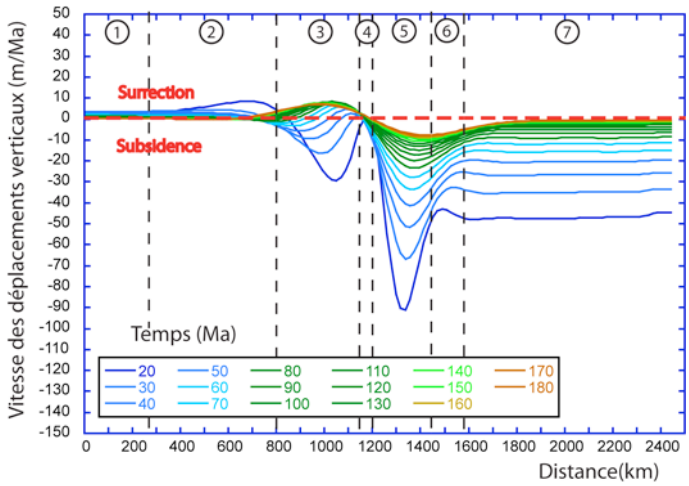


Figure 145 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux post-rift le long de la simulation de référence.

L'analyse de la vitesse des mouvements verticaux post-rift le long des coupes 1A, 2A, 1B, 2B montre, tout d'abord, que les vitesses de surrection maximales le long des 4 coupes (~8 m/Ma) sont proches de celle de la simulation de référence (9 m/Ma) tandis que les vitesses de subsidence maximales sont inférieures à celle de référence (-92 m/Ma). En effet, ces dernières varient seulement autour de -66 m/Ma et peuvent atteindre -86 m/Ma sur la coupe 2A. Ensuite, la Figure 146 montre que le secteur 4 des coupes 1A et 1B est affecté par une surrection entre t10 et t20 Ma puis principalement par une subsidence tandis que le secteur 4 des coupes 2A et 2B est, quant à lui, caractérisé principalement par une vitesse de subsidence entre t10 et t180 Ma. Enfin, la Figure 146 montre qu'une augmentation du décalage de la zone amincie de 110 km à 220 km crée une augmentation de la longueur d'onde de la déformation le long des coupes. En effet, la longueur d'onde, à t20 Ma, sur le secteur 3 des coupes 1A et 1B augmente de ~350 km (coupe 1A) à ~400 km (coupe 1B) tandis que la longueur d'onde, à t20 Ma, sur le secteur 5 des coupes 2A et 2B augmente, quant à elle, de ~300 km (coupe 1A) à ~400 km (coupe 1B).

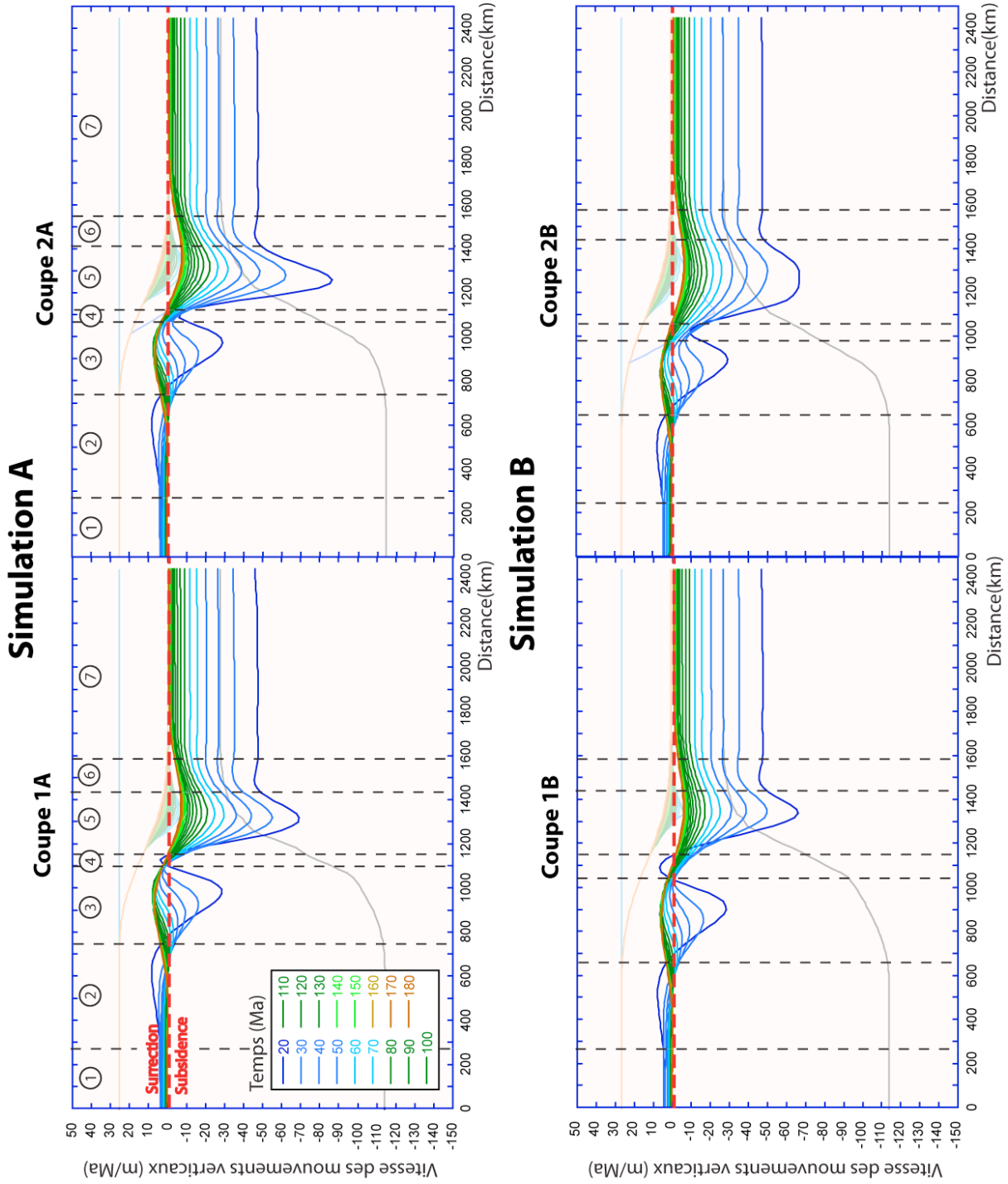


Figure 146 : évolution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux post-rift le long des deux coupes respectives des simulations A et B.

Position des coupes 1A, 2A, 1B, 2B, voir sur la Figure 140.

Les différents mouvements verticaux post-rift affectant le secteur 4 des coupes sont le résultat du couplage entre l'isostasie flexurale, les processus de surface et la subsidence thermique. Dans le cas des coupes 1A et 1B, entre t10 et t20 Ma, l'érosion de la courbure topographique est suffisamment forte pour générer une réponse flexurale plus importante que la subsidence thermique et ainsi produire une surrection. La courbure topographique se réduisant sous l'action des processus de surface, la réponse isostatique devient plus faible que la subsidence thermique. Le secteur 4 devient donc principalement subsidant au cours du temps. Sur les coupes 2A et 2B, les secteurs 4 sont soumis à une sédimentation importante qui

réduit rapidement la courbure topographique et donc l'efficacité des processus de surface. La conséquence est une réponse isostatique trop faible pour compenser la subsidence thermique. Le résultat est donc également un secteur principalement en subsidence. Quant aux faibles vitesses de subsidence mesurées sur les secteurs 5 des coupes 1A et 1B, elles sont dues à une réduction locale de la subsidence sous l'effet de la charge flexurale produite par l'amincissement transversal. En revanche, la faible vitesse de subsidence mesurée, au cours des premiers pas de temps, sur le secteur 5 de la simulation B est due à une différence de relaxation thermique produite par l'amincissement transversal brutal imposé au niveau du décalage de 220 km. Enfin, l'augmentation de la longueur d'onde de la déformation le long de la marge si le décalage de la zone amincie augmente de 110 à 220 km s'explique par l'augmentation de la largeur de la région affectée par l'amincissement transversal (voir sous-partie 9.2.1.1 pour plus de détails).

9.2.1.3. CONCLUSION

Ce travail montre que l'amincissement transversal à la marge, localisé au niveau du décalage de la croûte amincie, crée une charge flexurale qui s'additionne à celle de l'amincissement longitudinal de la marge. Cette addition des charges flexurales modifie latéralement la géométrie du relief flexural (épaulement et fosse). Ce relief s'amortit sur 510 km environ de part et d'autre du décalage, transversalement à la marge. Au-delà de ces 510 km, la géométrie et l'évolution de la marge passive deviennent identiques à celles de la simulation de référence. Si un décalage de la zone amincie exerce, à t0 Ma, un contrôle plus important sur la géométrie du relief flexural par rapport à celui de la longueur de la zone amincie, ce contrôle reste donc local. De plus, le décalage de la zone amincie exerce ensuite un contrôle plus faible sur l'isostasie flexurale au cours du post-rift par rapport à celui de la longueur de la zone amincie. En effet, l'analyse des mouvements verticaux post-rift montre des valeurs maximales de surrection et de subsidence proches ou inférieures à celle de la simulation de référence. Les faibles valeurs de subsidence s'expliquent, sur les coupes 1A et 1B, par la charge flexurale produite par l'amincissement transversal au niveau du décalage et, sur les coupes 2A et 2B, par une relaxation thermique produite par l'amincissement transversal brutal imposé au niveau du décalage.

9.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

Nous présentons maintenant, dans trois sous-parties distinctes et pour chaque coupe de chaque simulation, la quantité totale de dénudation à t140 Ma, puis les variations spatio-temporelles du taux de dénudation et du taux de sédimentation et enfin la variation temporelle du flux sédimentaire sur chaque simulation.

9.2.2.1. QUANTITE TOTALE DE DENUDATION A T140 MA

La quantité totale de dénudation affectant, à t140 Ma, les deux simulations soumises à un décalage de la zone amincie est décrite, dans un premier temps, sur la Figure 147. Cette figure est divisée en deux cartes représentant la distribution spatiale de l'épaisseur totale de croûte dénudée mais aussi l'épaisseur totale de sédiments présents dans les bassins sédimentaires de chaque simulation à t140 Ma. Ensuite, les graphiques sur la Figure 148 décrivent la dénudation totale le long des coupes 1A et 2A de la simulation affectée par un décalage de 110 km (simulation A) et le long des coupes 1B et 2B de la simulation soumise à un décalage de 220 km (simulation B).

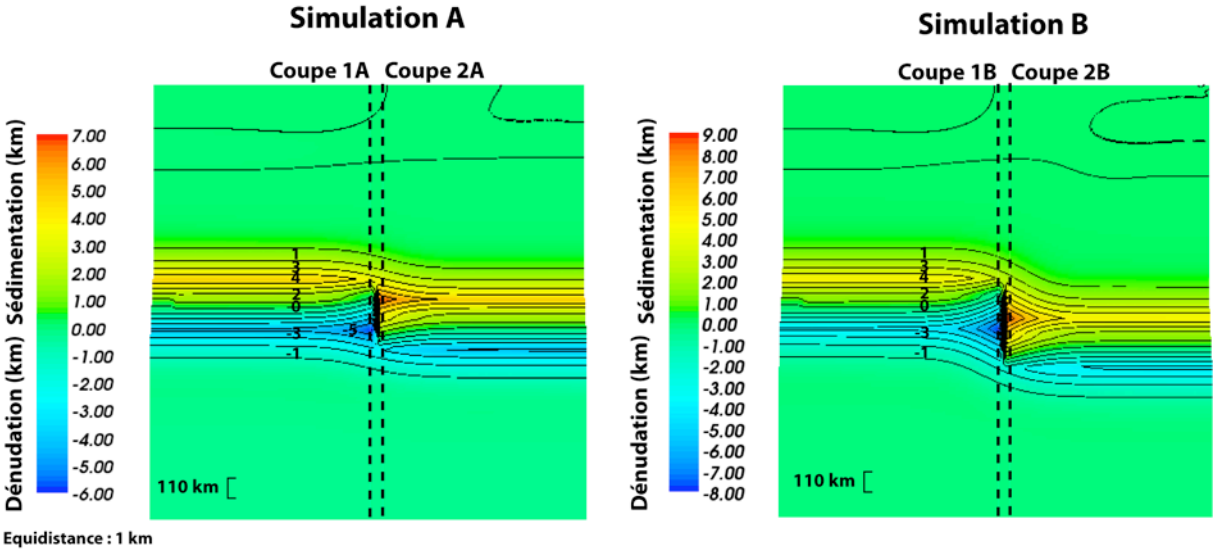


Figure 147 : carte de distribution spatiale des quantités totales de dénudation et de sédimentation à t140 Ma, sur les simulations A et B.

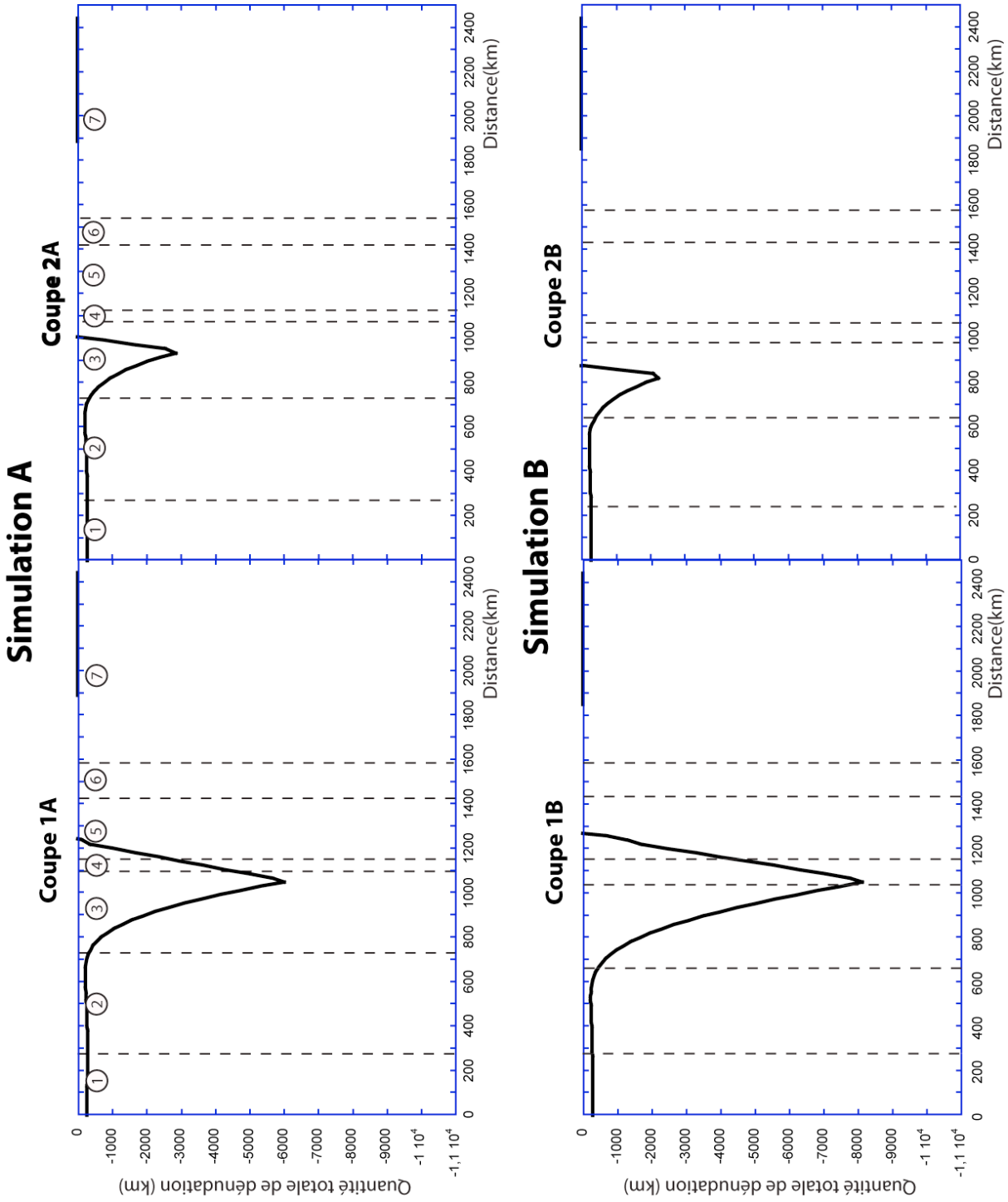


Figure 148 : quantité de dénudation totale, à t140 Ma, le long des deux coupes respectives des simulations A et B.

La Figure 147 montre que la dénudation la plus élevée est localisée au niveau de la région où l'épaulement de rift initial présentait la plus forte amplitude (voir Figure 141). La dénudation maximale diminue progressivement et transversalement à la marge, le long de l'amortissement de l'épaulement de rift observé dans la sous-partie 9.2.1.1. La dénudation sur les domaines éloignés (plus de 500 km) des décalages de la zone amincie est identique à celle le long de la simulation de référence (voir Figure 149, Chapitres 5 et 8 pour plus de détails).

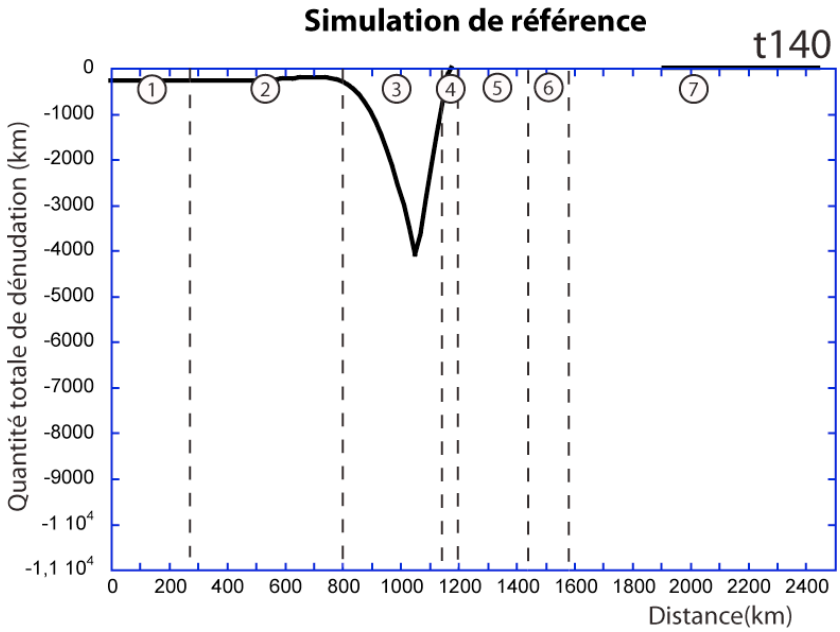


Figure 149 : quantité de dénudation totale, à t140 Ma, le long de la simulation de référence.

Quant à l'épaisseur sédimentaire maximale, elle se situe précisément au niveau de la fosse majeure décrite sur la Figure 141. L'épaisseur sédimentaire maximale décroît également le long de l'amortissement latéral de cette fosse et devient identique à celle de la simulation de référence, au niveau des domaines éloignés des décalages crustaux (voir sous-partie 9.2.1.1). Ensuite, l'analyse des quantités totales de dénudation le long des coupes de chaque simulation montre une dénudation totale maximale qui est toujours localisée au niveau de l'ancien emplacement de l'épaulement de rift initial (secteur 3 principalement, voir Figure 148). Cette dénudation totale maximale augmente entre les coupes 2A (6000 m) et 1A (2850 m) et entre les coupes 2B (2250 m) et 1B (8150 m). Les valeurs de dénudation totale maximale sur les coupes 1A et 1B (coupes où l'amplitude de l'épaulement de rift est la plus élevée) sont plus élevées que celle calculée sur la simulation de référence (4000 m environ). 57 à 65% environ des dénudations totales maximales calculées sur les coupes 1A et 1B sont le résultat de l'érosion de l'épaulement de rift initial. Enfin, il est à noter que l'écart entre les dénudations totales maximales des coupes 1B et 2B (5900 m de différence) est plus important que celui entre les dénudations totales maximales des coupes 1A et 2A (3150 m de différence).

L'augmentation de la quantité totale de dénudation maximale entre les coupes 1A et 2A et entre les coupes 1B et 2B est due principalement à l'amincissement transversal au niveau du décalage qui a produit des épaulements de rift initiaux plus élevés sur les coupes 1A et 1B que ceux des coupes 2A et 2B (voir partie précédente 9.2.1 pour plus de détails). De plus, si l'écart entre les dénudations totales maximales des coupes 1B et 2B est plus important que celui entre les dénudations totales maximales des coupes 1A et 2A, ceci est dû principalement à l'état flexural plus élevé, à t0, sur la simulation B que celui, à t0, sur la simulation A. Cette augmentation de l'état flexural avec l'augmentation du décalage de la zone amincie s'explique par l'augmentation de la différence d'épaisseur crustale entre les deux bordures du décalage si ce dernier passe de 110 km à 220 km (voir partie précédente 9.2.1 pour plus de détails).

9.2.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

Les variations spatio-temporelles des taux de dénudation et de sédimentation sur les domaines éloignés (plus de 500 km) des décalages des zones amincies sont identiques à celle des taux de dénudation et de sédimentation le long de la simulation de référence (voir Figure 150, Chapitre 5 et 8 pour plus de détails).

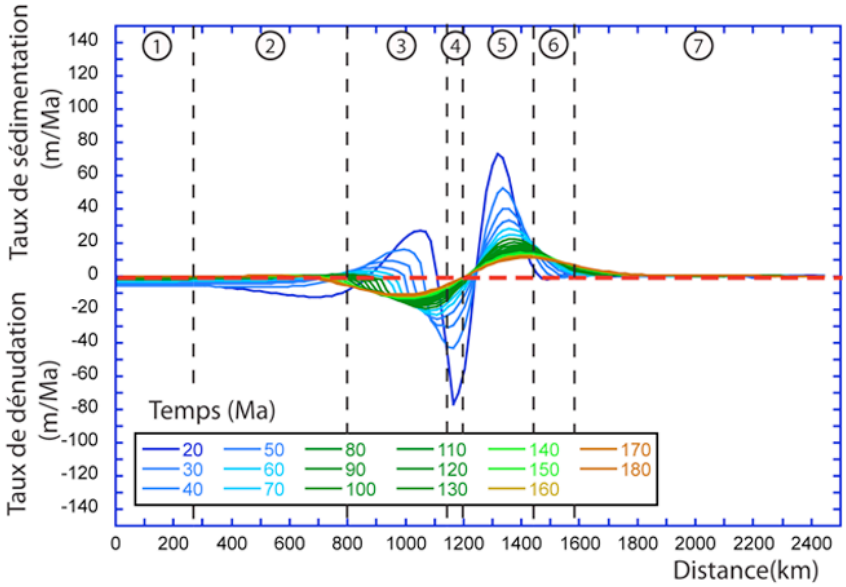


Figure 150 : taux de dénudation et de sédimentation le long de la simulation de référence.

Quant aux variations spatio-temporelles des taux de dénudation et de sédimentation le long des quatre coupes (1A, 2A, 1B, 2B), elles sont décrites respectivement sur quatre graphiques présentés sur la Figure 151. Les graphiques sont construits suivant le modèle des graphiques des vitesses des mouvements verticaux : chaque graphique est divisé en deux sous-graphiques décrivant, au premier plan, la distribution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation, et, en arrière-plan, la géométrie de la coupe à t140 Ma.

La lecture des différents graphiques montre que les taux de dénudation maximum varient entre -72 et -86 m/Ma (-76 m/Ma sur la simulation de référence) sur le secteur 4 des coupes tandis que les taux de sédimentation maximum varient entre 30 m/Ma et 40 m/Ma (72 m/Ma sur la simulation de référence) sur le secteur 5 des coupes et peuvent atteindre 71 m/Ma sur le secteur 5 de la coupe 2A de la simulation soumise à un décalage de 110 km. De plus, la comparaison entre les résultats de la simulation A (d=110 km) et ceux de la simulation B (d=220 km) montre que l'augmentation du décalage crée, sur les coupes 1A et 1B, une augmentation de la distribution de la dénudation le long des secteurs 3 et 4 et 5, mais crée également, sur les coupes 2A et 2B, une augmentation de la distribution de la sédimentation le long des secteurs 5 et 6.

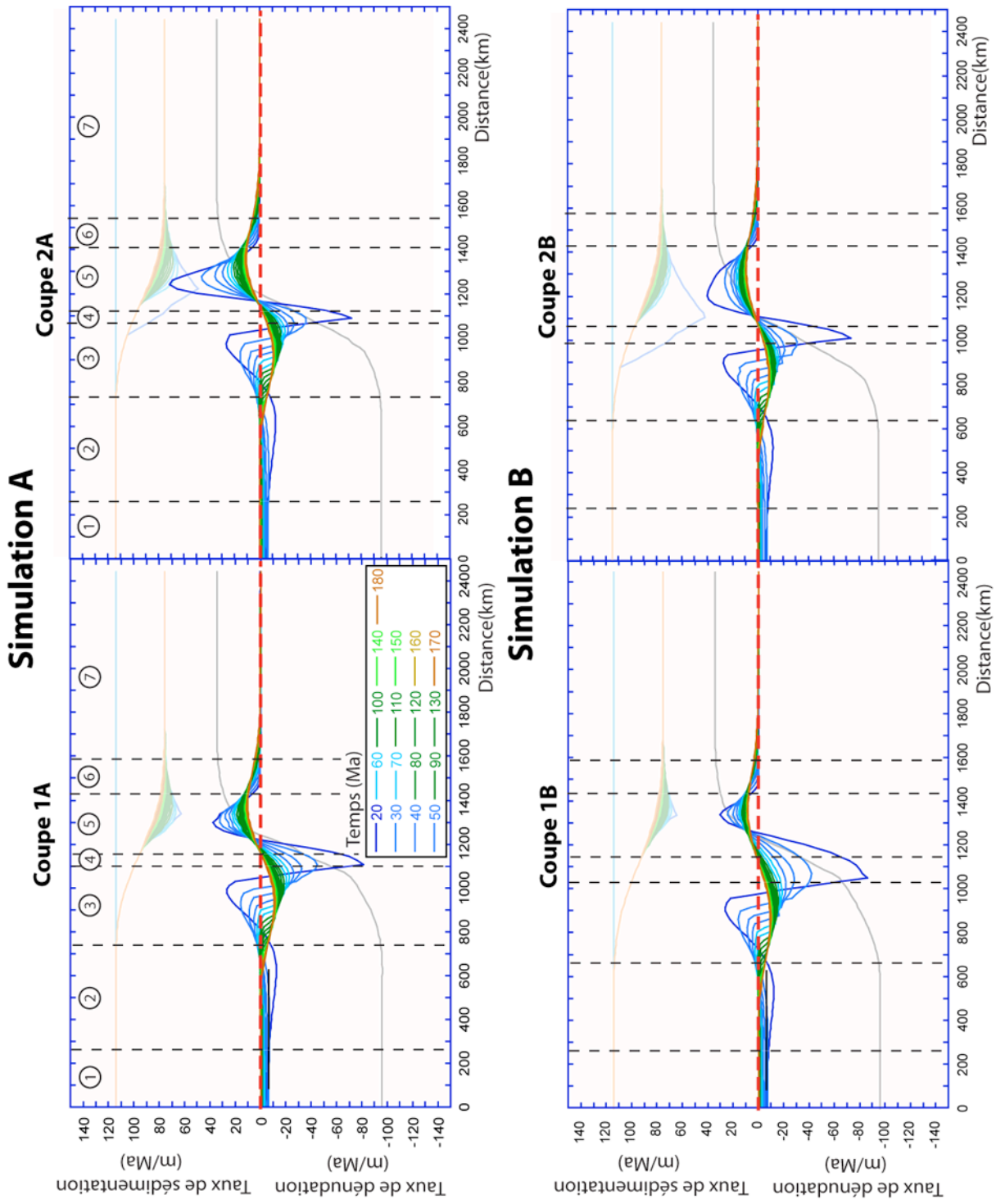


Figure 151 : évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation le long des deux coupes respectives des simulations A et B.

L'étude de l'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation montre donc que si la présence d'un décalage de la zone amincie modifie peu l'amplitude des taux de dénudation sur le secteur 4 par rapport à ceux de la simulation de référence, en revanche, elle diminue l'amplitude des taux de sédimentation sur le secteur 5 des coupes, sauf sur la coupe 2A de la simulation A. Ces observations s'expliquent par le couplage entre l'isostasie flexurale et les processus de surface. En effet, les processus de surface étant couplés à l'isostasie flexurale, l'évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de

sédimentation le long des coupes est donc directement reliée à celle des vitesses de surrection et de subsidence décrites dans la sous-partie 9.2.1.2.

Enfin, l'augmentation de la distribution de la dénudation et de la sédimentation le long respectivement des coupes 1B et 2B de la simulation B (d=220 km) s'explique principalement par l'augmentation de la largeur sur laquelle l'amincissement transversal s'applique (voir sous-partie 9.2.1.1)

9.2.2.3. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

L'évolution temporelle du flux sédimentaire solide sur chaque simulation est décrite sur la Figure 152. Cet histogramme compare l'évolution du flux sédimentaire obtenue dans le cas d'une variation du décalage de la zone amincie avec celle mesurée sur la simulation de référence.

La Figure 152 montre qu'une augmentation du décalage de la zone amincie de 110 km à 220 km augmente essentiellement le flux sédimentaire global solide sur le premier pas de temps, entre t0 et t10 Ma. Ce flux varie respectivement de 1,15 $.10^4$ km^3/Ma à 1,22 $.10^4$ km^3/Ma, contre 1,10 $.10^4$ km^3/Ma sur la simulation de référence. Concernant le volume sédimentaire total solide, mesuré à t180 Ma, il varie respectivement de ~3,2 $.10^5$ km^3 à ~3,4 $.10^5$ km^3, contre ~3,1 $.10^5$ km^3 sur la simulation de référence.

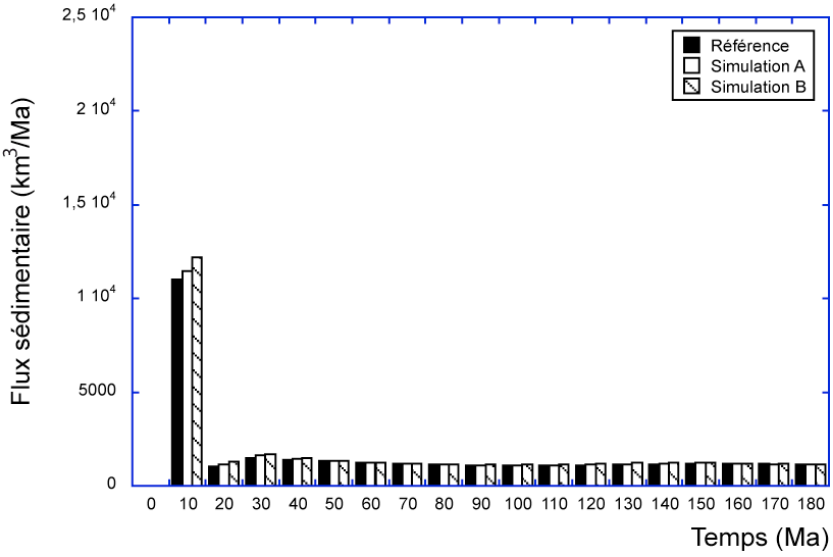


Figure 152 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations A et B.
Référence : simulation de référence. Simulation A : décalage de la zone amincie = 110 km. Simulation B : décalage de la zone amincie = 220 km.

Les conséquences d'un décalage de la zone amincie sur l'état flexural initial de la marge et sur ses mouvements verticaux post-rift étant locales, les évolutions temporelles du flux sédimentaire global solide et les volumes sédimentaires totaux solides à t180 Ma sont donc très proches des valeurs de la simulation de référence. Une augmentation du décalage de la zone amincie modifie seulement localement le flux sédimentaire par la présence d'une augmentation locale de l'épaulement de rift initial en bordure du décalage. Cette augmentation locale de l'épaulement de rift avec l'augmentation du décalage est à l'origine de la faible augmentation du flux sédimentaire entre t0 et t10 Ma et de la faible augmentation du volume sédimentaire solide à t180 Ma.

9.2.2.4. CONCLUSIONS

L'analyse des conséquences d'une augmentation du décalage de la zone amincie sur la dénudation et la sédimentation montre que :

- la dénudation totale maximale des simulations augmente de ~6 km à ~8 km au niveau de l'ancien emplacement de l'épaulement de rift des coupes 1A et 1B alors qu'elle atteint 4 km sur la simulation de référence ;

- les taux de dénudation restent proches de ceux de la simulation de référence (-76 m/Ma) tandis que les taux de sédimentation sont majoritairement inférieurs à ceux de la simulation de référence (72 m/Ma) du fait d'une flexuration transversale ainsi que d'une augmentation locale de l'épaisseur élastique, toutes deux produites par le décalage de la zone amincie (voir sous-partie 9.2.1.2) ;

- la distribution de la dénudation et de la sédimentation augmente respectivement sur les coupes 1B et 2B de la simulation B affectée par un décalage de 220 km ;

- l'évolution temporelle du flux sédimentaire global et le volume sédimentaire total solide, à t180 Ma, de chaque simulation sont très proches et un peu plus élevées que les valeurs de la simulation de référence (flux sédimentaire entre t0 et t10 Ma : 1,10 $.10^4$ km^3/Ma et volume sédimentaire solide à t180 Ma :~3,1 $.10^5$ km^3) puisque l'anomalie topographique continentale produite par le décalage reste locale.

9.2.3. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Afin de décrire l'enregistrement de l'évolution post-rift des marges par le bassin sédimentaire, nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire sur les deux coupes de chacune des deux simulations, puis, dans une seconde sous-partie, la stratigraphie des prismes des quatre coupes à t140 Ma.

9.2.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

L'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire des domaines éloignés (plus de 500 km) des décalages des zones amincies est identique à celle de la géométrie du bassin sédimentaire de la simulation de référence (voir Figure 153, Chapitres 5 et 8 pour plus de détails).

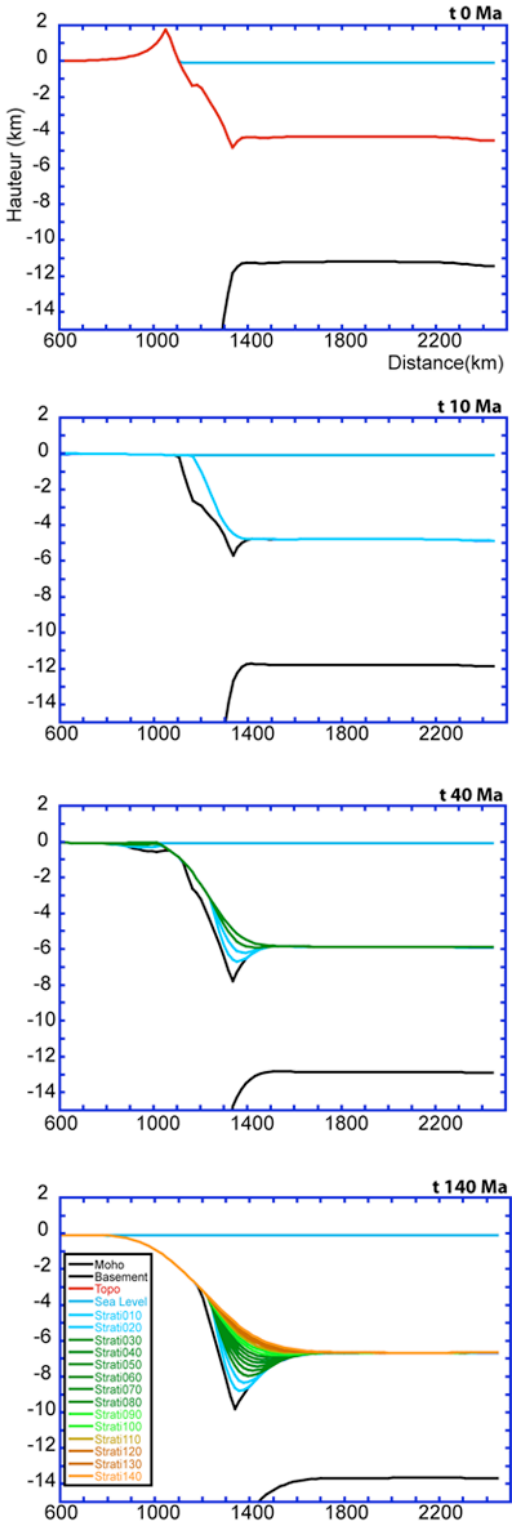


Figure 153 : évolution post-rift du bassin sédimentaire de la simulation de référence.

Les évolutions post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire sur les coupes 1A, 2A et sur les coupes 1B, 2B sont décrites respectivement sur la Figure 154 et sur la Figure 155. Ces deux figures présentent, tout à gauche, un plan de position des coupes 1A, 2A et des coupes 1B, 2B. Ces figures présentent également deux colonnes et quatre lignes de graphiques. Les colonnes de gauche décrivent l'évolution géométrique du bassin des coupes 1A et 1B tandis que les colonnes de droite décrivent l'évolution géométrique du bassin des

coupes 2A et 2B. Quant aux lignes, elles décrivent la géométrie des bassins à différents temps : t0, t10 Ma, t40 Ma et t140 Ma.

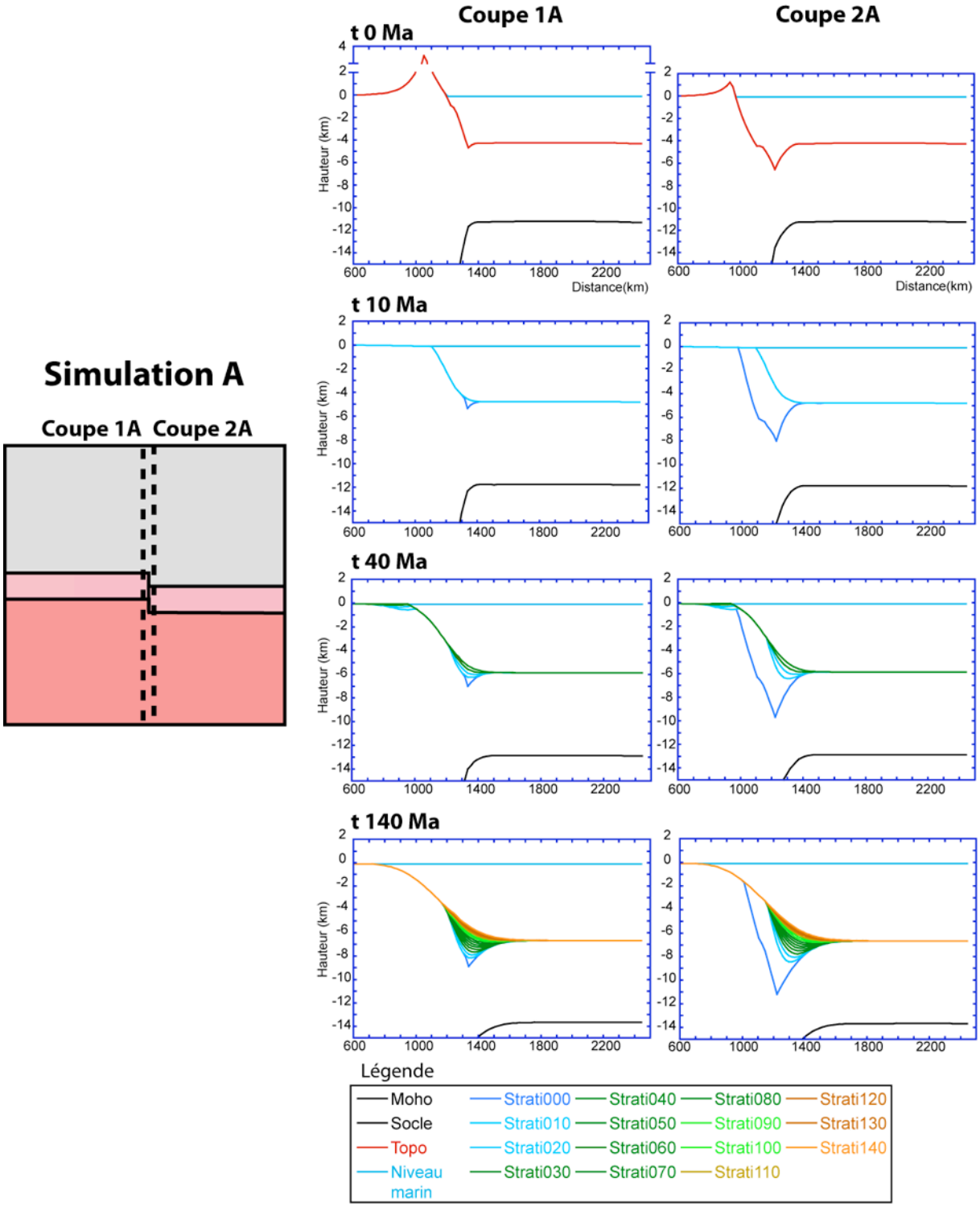


Figure 154 : évolution post-rift du bassin sédimentaire le long des coupes 1A et 2A de la simulation A (d= 110 km).

d : décalage de la zone amincie. Cartes de gauche = plan de position des coupes 1A et 2A le long de la simulation. Tous les graphiques sont à la même échelle à l'exception du graphique t0 de la simulation 1A. Ce dernier présente une échelle des ordonnées qui va de -15 km à 4 km contre -15 km à 2 km sur les autres graphiques.

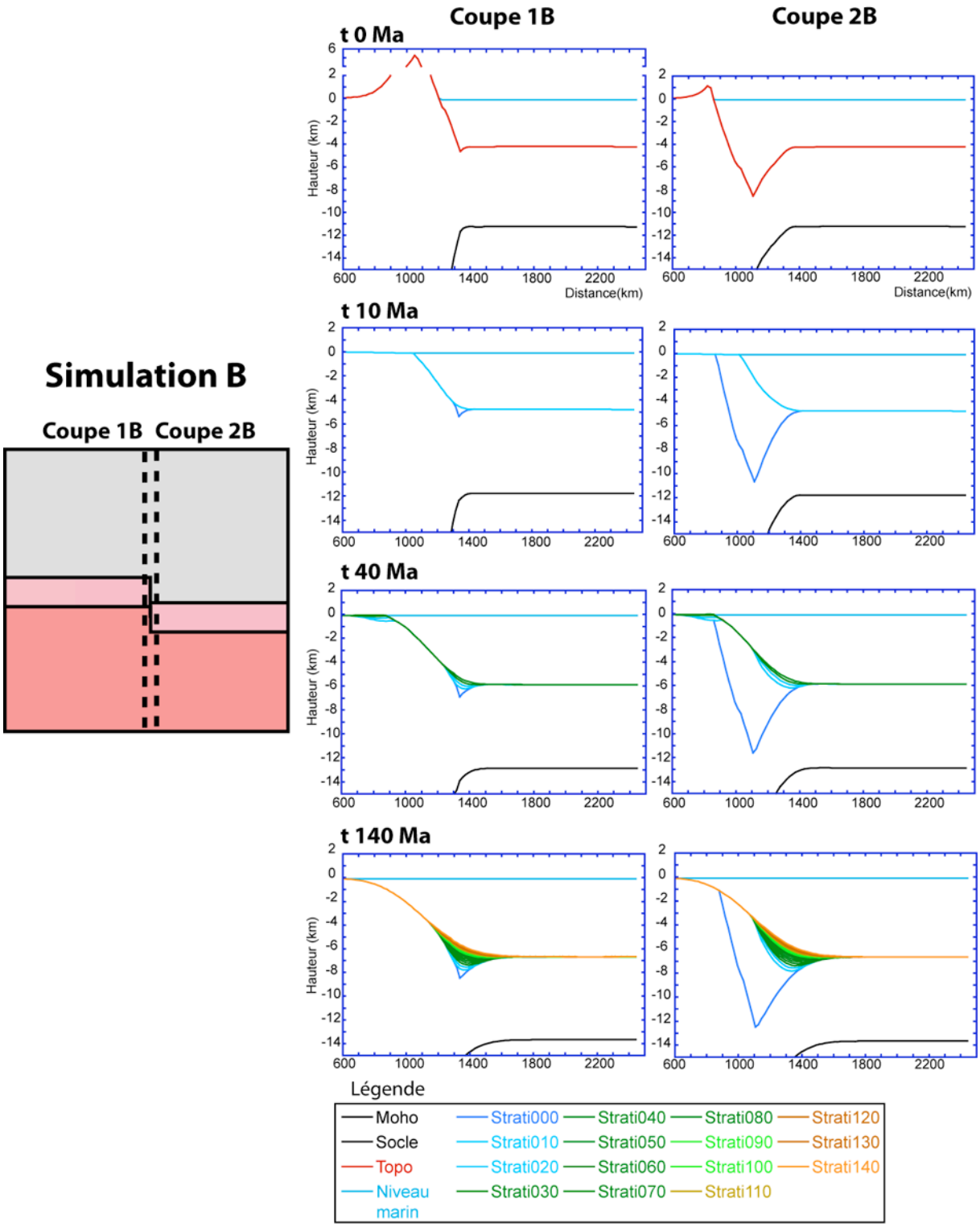


Figure 155 : évolution post-rift du bassin sédimentaire le long des coupes 1B et 2B de la simulation B (d= 220 km).

Cartes de gauche = plan de position des coupes 1B et 2B le long de la simulation. Tous les graphiques sont à la même échelle à l'exception du graphique t0 de la simulation 1B. Ce dernier présente une échelle des ordonnées qui va de -15 km à 6 km contre -15 km à 2 km sur les autres graphiques.

A la différence de la simulation de référence, l'analyse de la géométrie des bassins des simulations affectées par un décalage de la zone amincie montre la présence d'un petit prisme sédimentaire au niveau du bassin des coupes 1A et 1B et un plus épais prisme au niveau du bassin des coupes 2A et 2B. Ce prisme des coupes 2A et 2B est également caractérisé par un premier corps sédimentaire anormalement épais dont l'épaisseur varie en fonction de la largeur du décalage. En effet, une augmentation du décalage crée une augmentation de l'épaisseur de ce premier corps sédimentaire.

L'asymétrie de la géométrie des prismes de part et d'autre du décalage s'explique principalement par la forte pente transversale au niveau du décalage (Figure 156). L'efficacité des processus de surface étant proportionnelle à la courbure dans Flex3D, le bassin sédimentaire sur les coupes 2A et 2B est non seulement alimenté au cours du temps par le flux sédimentaire produit par l'érosion du relief le long des coupes 2A et 2B mais aussi et surtout par un très important flux sédimentaire local transversal produit principalement par l'érosion du relief le long des coupes 1A et 1B (Figure 156). La conséquence est une plus forte épaisseur du prisme sédimentaire sur les coupes 2A et 2B par rapport à celle du prisme sédimentaire des coupes 1A et 1B. Cette forte épaisseur du prisme sédimentaire des coupes 2A et 2B est en partie due à un très important premier corps sédimentaire produit par l'érosion conjuguée de l'épaulement de rift initial sur les coupes 1A et 1B et aussi de l'épaulement de rift initial sur les coupes 2A et 2B. Enfin, l'augmentation de l'épaisseur de ce premier corps sédimentaire avec le décalage est due, quant à elle, à l'augmentation du flux sédimentaire transversal produit par l'érosion de l'épaulement de rift des coupes 1A et 1B, dont la géométrie (amplitude et longueur) augmente avec le décalage (voir sous-partie 9.2.1).

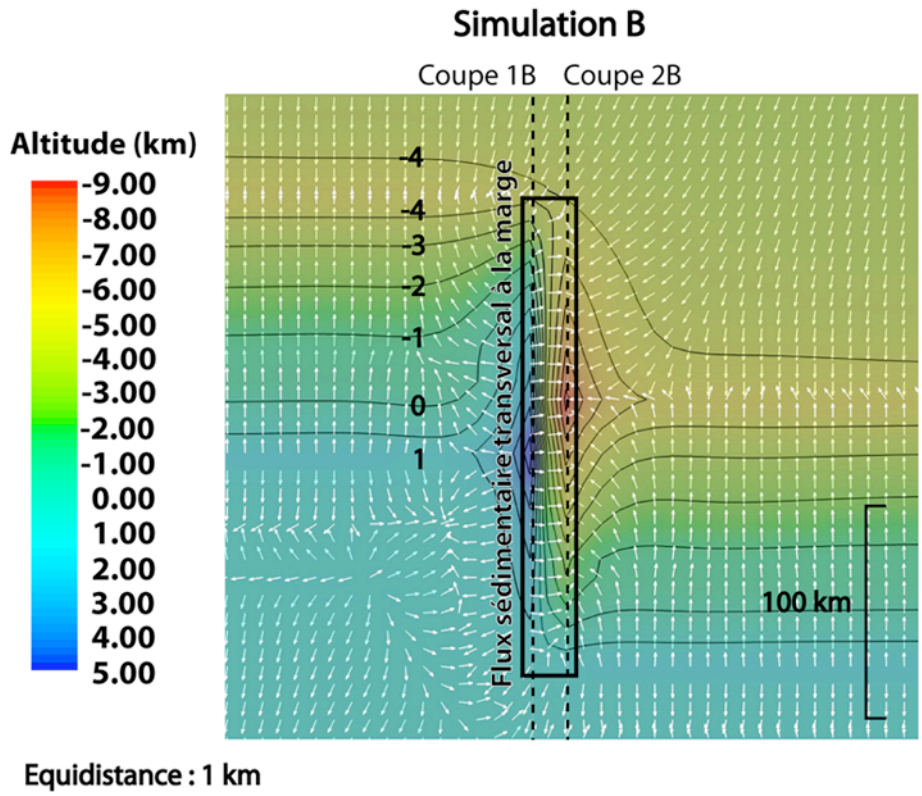


Figure 156 : carte de la direction des flux sédimentaires au niveau du décalage sur la Simulation B (d=220 km), entre t0 et t10 Ma.

Flèches blanches : direction des pentes locales au niveau de la zone de décalage. Les flux sédimentaires étant fonction des pentes locales, les flèches blanches indiquent donc également les directions des flux sédimentaires entre t0 et t10 Ma.

Si l'évolution temporelle du flux sédimentaire global reste proche de celle de la simulation de référence, la distribution spatiale du flux sédimentaire varie donc sensiblement au niveau du décalage de la zone amincie.

9.2.3.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

Les stratigraphies des prismes sédimentaires des domaines éloignés (plus de 500 km) des décalages crustaux sont identiques à celle du prisme sédimentaire de la simulation de référence (voir Figure 153, graphique t140 Ma). Quant aux stratigraphiques du prisme sédimentaire sur les quatre coupes crustales (1A, 2A, 1B, 2B), à t140 Ma, elles sont respectivement décrites sur les quatre graphiques de la Figure 157. Ces graphiques sont un agrandissement des coupes t140 Ma précédemment décrites sur la Figure 154 et sur la Figure 155.

Cette étude montre que les prismes sédimentaires produits par une variation du décalage de la zone amincie ne présentent pas de différences stratigraphiques sensibles entre eux. De plus, ils restent semblables à la stratigraphie du prisme de référence (voir Chapitres 5 et 8 pour plus de détails). En effet, ces prismes se caractérisent également par une séquence sédimentaire progradante-aggradante au cours du temps et une surface d'érosion marine localisée au sommet du prisme sédimentaire. Une variation du décalage de la zone amincie n'affecte donc pas l'enregistrement stratigraphique de référence.

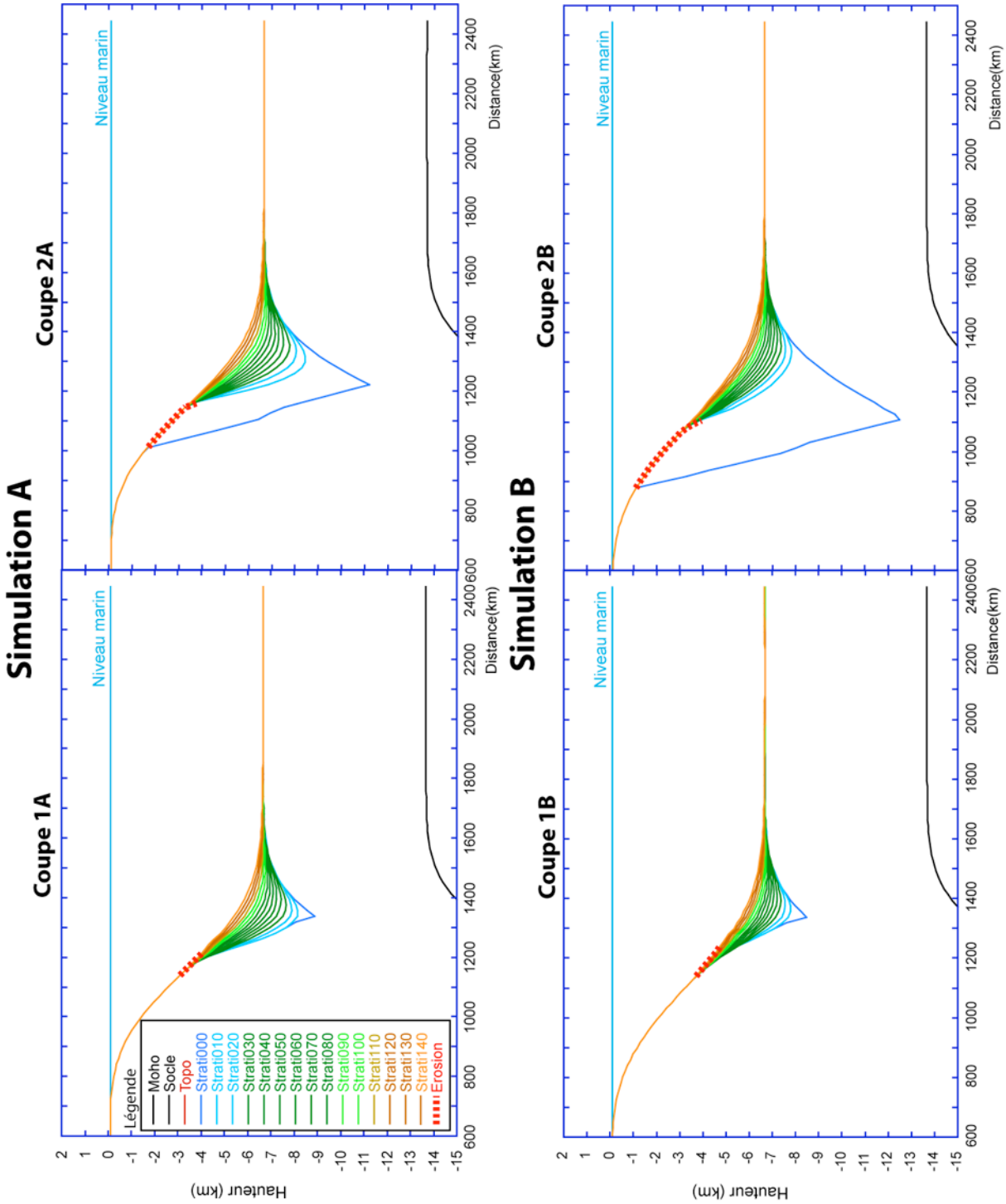


Figure 157 : stratigraphie du prisme sédimentaire le long des deux coupes respectives des simulations A et B.

9.2.4. CONCLUSION

L'analyse des conséquences d'une augmentation du décalage de la zone amincie sur la simulation de référence montre que la charge flexurale transversale à la marge, produite par le décalage, s'additionne, localement, à la charge flexurale produite par l'amincissement de la croûte continentale le long de la marge et crée, en bordure de ce décalage, une modification importante des amplitudes et des longueurs de l'épaulement de rift et de la fosse. En revanche, le comportement et la géométrie des domaines éloignés du décalage crustal (plus de 500 km) sont identiques au comportement et à la géométrie de la simulation de référence. Les études des mouvements verticaux post-rift et de l'évolution post-rift de la géométrie crustale des simulations A et B montrent ensuite que le décalage de la zone amincie exerce un contrôle sur l'état flexural initial des simulations, qui est plus important que celui exercé par la longueur de la zone amincie. Mais ce contrôle reste localisé uniquement près du décalage crustal. Le contrôle exercé par le décalage de la zone amincie sur l'isostasie flexurale post-rift est secondaire par rapport à celui de la longueur de la zone amincie.

Concernant les conséquences d'une augmentation du décalage de la zone amincie sur la dénudation et la sédimentation de la simulation, ce travail montre une dénudation totale maximale augmentant de ~6 km à ~8,1 km au niveau de l'épaulement de rift en bordure du décalage, si celui-ci augmente de 110 km à 220 km. Si les taux de dénudation sur le secteur 4 des coupes sont proches de ceux de la simulation de référence, les taux de sédimentation du secteur 5 sont, quant à eux, principalement inférieurs à ceux de la simulation de référence. Ces faibles valeurs de sédimentation sur le secteur 5 s'expliquent par de faibles valeurs de subsidence produites soit par la flexuration transversale (coupes 1A et 1B), soit par la relaxation thermique créée par l'amincissement transversal brutal imposé au niveau du décalage (coupes 2A et 2B). Enfin, si la distribution spatiale du flux sédimentaire varie localement, au niveau du décalage, l'évolution du flux sédimentaire global au cours du temps et le volume sédimentaire total solide à t180 Ma mesurés sur les deux simulations A et B restent très proches et un peu plus élevés que ceux de la simulation de référence. Ce dernier résultat s'explique par le caractère local de l'anomalie topographique produite par le décalage.

Pour finir, l'analyse de l'enregistrement de l'évolution post-rift de la marge par le bassin sédimentaire montre, tout d'abord, qu'un décalage de la zone amincie modifie localement, et de manière importante, la géométrie du bassin sédimentaire de part et d'autre de ce décalage. En effet, il crée une asymétrie des prismes sédimentaires de part et d'autre du décalage. Le bassin des coupes 1A et 1B présente un prisme sédimentaire très peu développé tandis que celui des coupes 2A et 2B présente un prisme très épais. Cette asymétrie s'explique par un très important flux sédimentaire local transversal produit par l'érosion du relief le long des coupes 1A et 1B et alimentant le bassin sédimentaire des coupes 2A et 2B. Cette latéralisation du flux sédimentaire est contrôlée par la pente majeure produite au niveau du décalage. Si l'évolution du flux sédimentaire global reste très proche et un peu plus élevée que celle du flux sédimentaire global de la simulation de référence, la distribution spatiale du flux sédimentaire varie donc fortement au niveau du décalage de la zone amincie. Enfin, la stratigraphie des coupes réalisées sur les simulations reste, quant à elle, très proche de celle de la simulation de référence. Si un décalage de la zone amincie modifie de manière importante la géométrie du prisme sédimentaire de part et d'autre de ce décalage, en revanche, il ne modifie pas significativement la stratigraphie du prisme sédimentaire (séquence stratigraphique progradante-aggradante au cours du temps et surface d'érosion au sommet du prisme).

9.3. LARGEUR DU DECALAGE DE LA ZONE AMINCIE (L)

Après avoir vu les effets d'une variation du décalage de la zone amincie sur les mouvements verticaux post-rift 3D affectant les marges passives et sur l'enregistrement 3D de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire, nous décrivons, dans cette partie, les résultats de l'étude d'une variation de la largeur (l) de ce décalage. Nous avons réalisé deux simulations C et D sur lesquelles nous avons fixé le décalage à 110 km et nous avons fait varier la largeur « l » de ce décalage de 110 km (simulation C) à 220 km (simulation D, voir Figure 158).

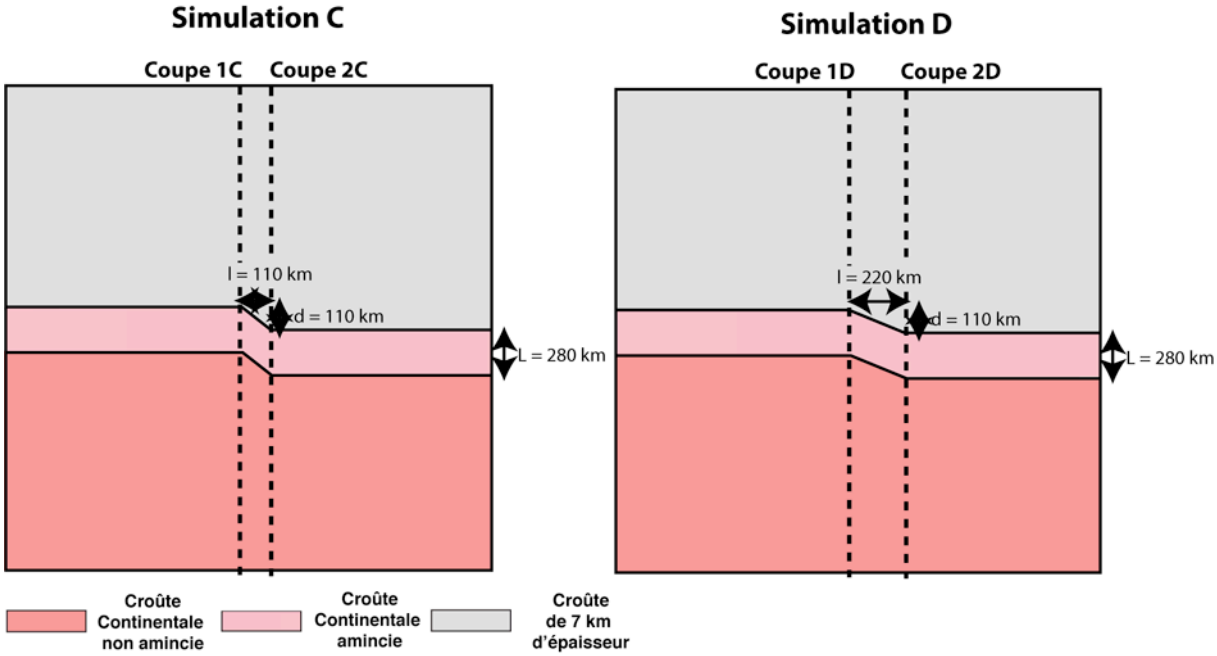


Figure 158 : variation de la largeur (l) du décalage de la zone amincie.
Le décalage (d) est fixé à 110 km sur les deux simulations. La largeur (l) du décalage varie de 110 km à 220 km.

Cette étude étant une complexification de l'étude précédente (voir partie 9.2), nous décrivons seulement ici les principales différences par rapport aux résultats de la partie précédente. Ce travail est présenté dans trois sous-parties : évolution spatio-temporelle de la géométrie et des mouvements verticaux post-rift sur la marge passive, puis, évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation et enfin enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire.

9.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE ET DES MOUVEMENTS VERTICAUX SUR LA MARGE PASSIVE

Nous présentons, dans une première sous-partie, l'évolution post-rift de la géométrie des simulations C et D. Puis, dans une seconde sous-partie, nous présentons les résultats sur l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux post-rift sur ces deux simulations.

9.3.1.1. EVOLUTION DE LA GEOMETRIE DES SIMULATIONS

La géométrie des simulations est présentée à travers 5 figures. La première figure, la Figure 159, décrit, grâce à deux cartes et deux agrandissements des zones soumises à un décalage crustal, la topographie à t0 Ma sur chacune des deux simulations.

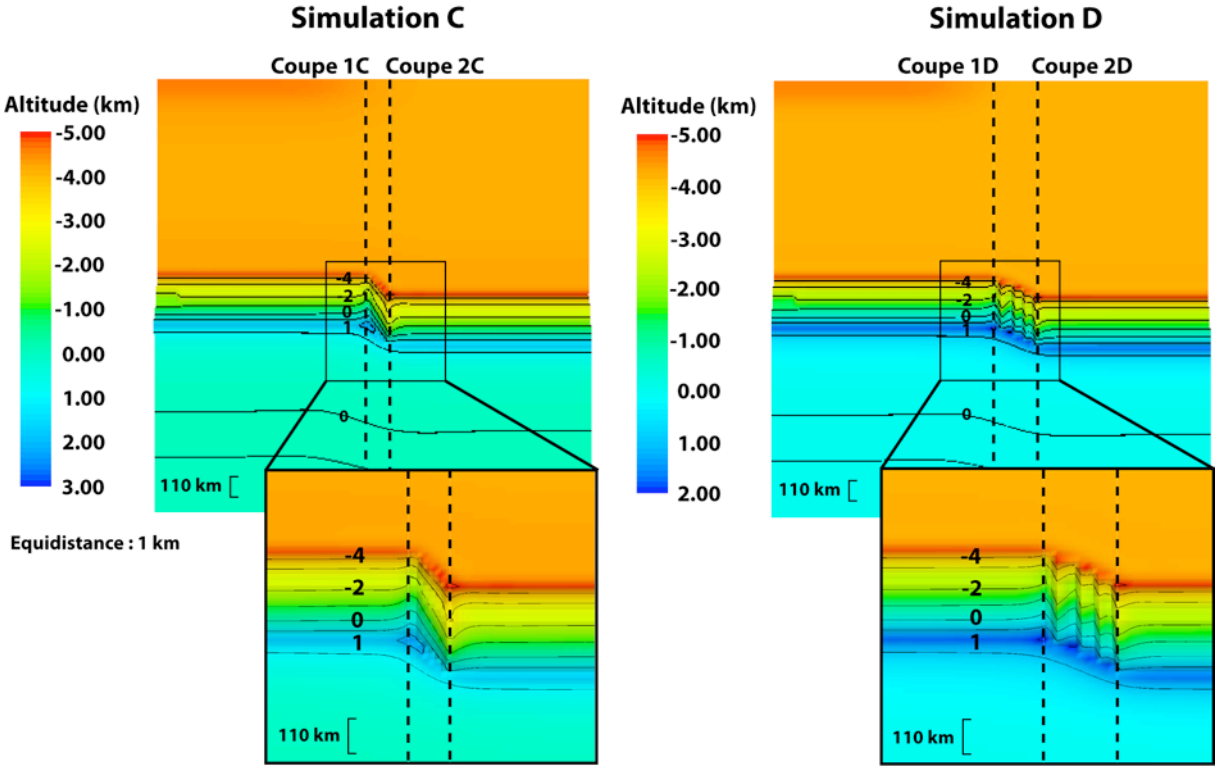


Figure 159 : cartes topographiques à t0 des simulations C (l=110 km) et D (l=220 km).
l : largeur le long de laquelle le décalage de la zone amincie s'effectue. Pour plus de détails, lire le texte.

Cette figure est complétée par la Figure 160 qui décrit la variation de l'altitude maximale de l'épaulement de rift et de la profondeur maximale de fosse le long de deux profils transversaux à t0 Ma. Cette figure est composée de deux plans de position des profils transversaux et de deux graphiques décrivant chacun les deux profils transversaux de chaque simulation.

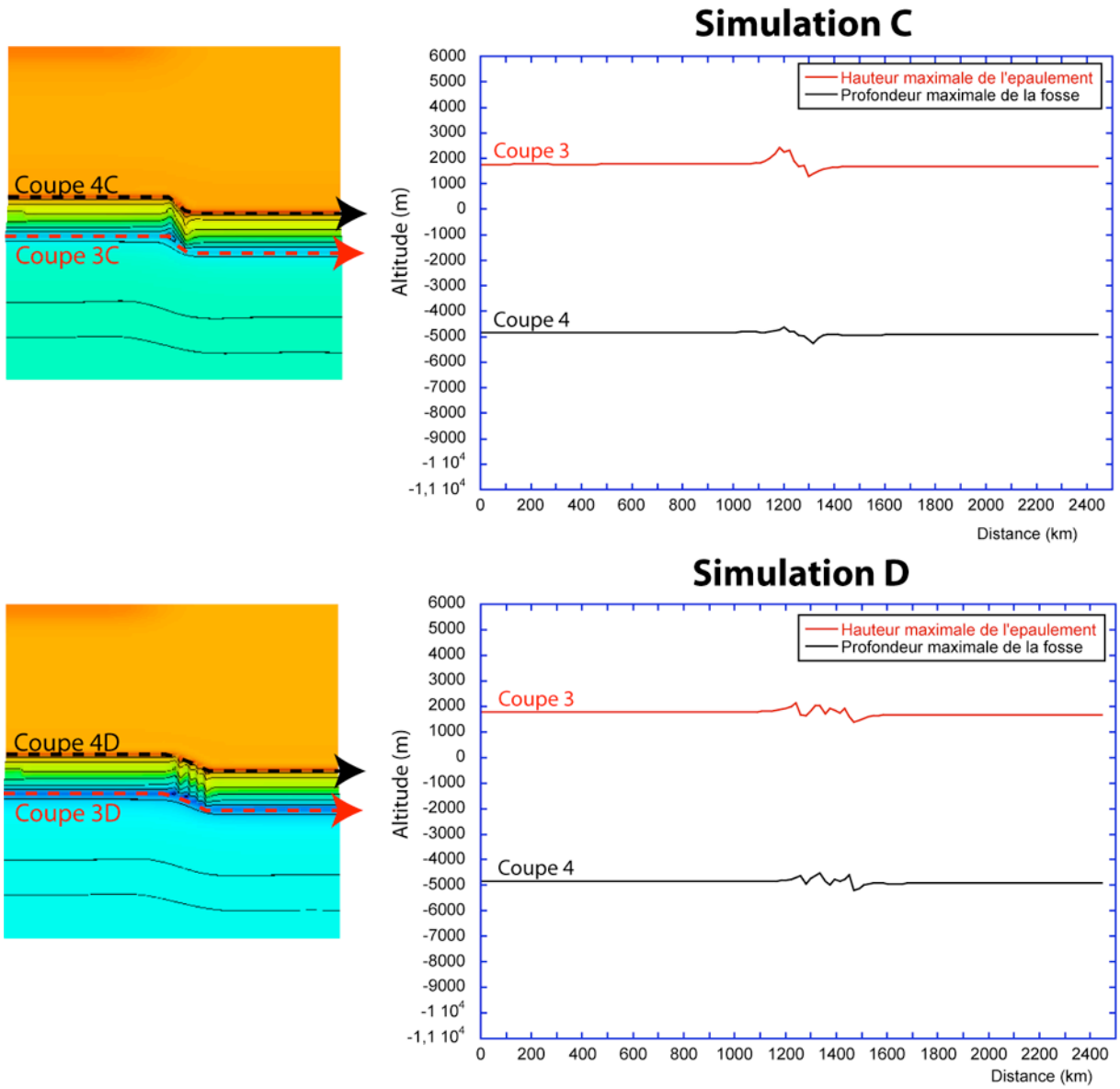


Figure 160 : profils topographiques transversaux à t0 Ma sur les simulations C (l=110 km) et D (l=220 km).

l : largeur le long de laquelle le décalage de la zone amincie s'effectue. Cartes de gauche = plan de position des profils transversaux ; flèches = sens et orientation des profils transversaux ; graphiques de droite= courbes topographiques le long des profils transversaux : courbes rouges = variation latérale de l'altitude maximale de l'épaulement de rift, courbes noires = variation latérale de la profondeur maximale de la fosse. La variation en dent de scie des amplitudes de l'épaulement de rift et de la fosse au niveau des décalages crustaux est liée à la discrétisation de la grille numérique au niveau des décalages des zones amincies.

Ensuite, la Figure 161 présente les géométries crustales des deux coupes longitudinales de chaque simulation, à t0 et t140 Ma. Les coupes longitudinales sont divisées en 7 secteurs (voir Chapitre 5 pour plus de détails) et elles sont à la même échelle.

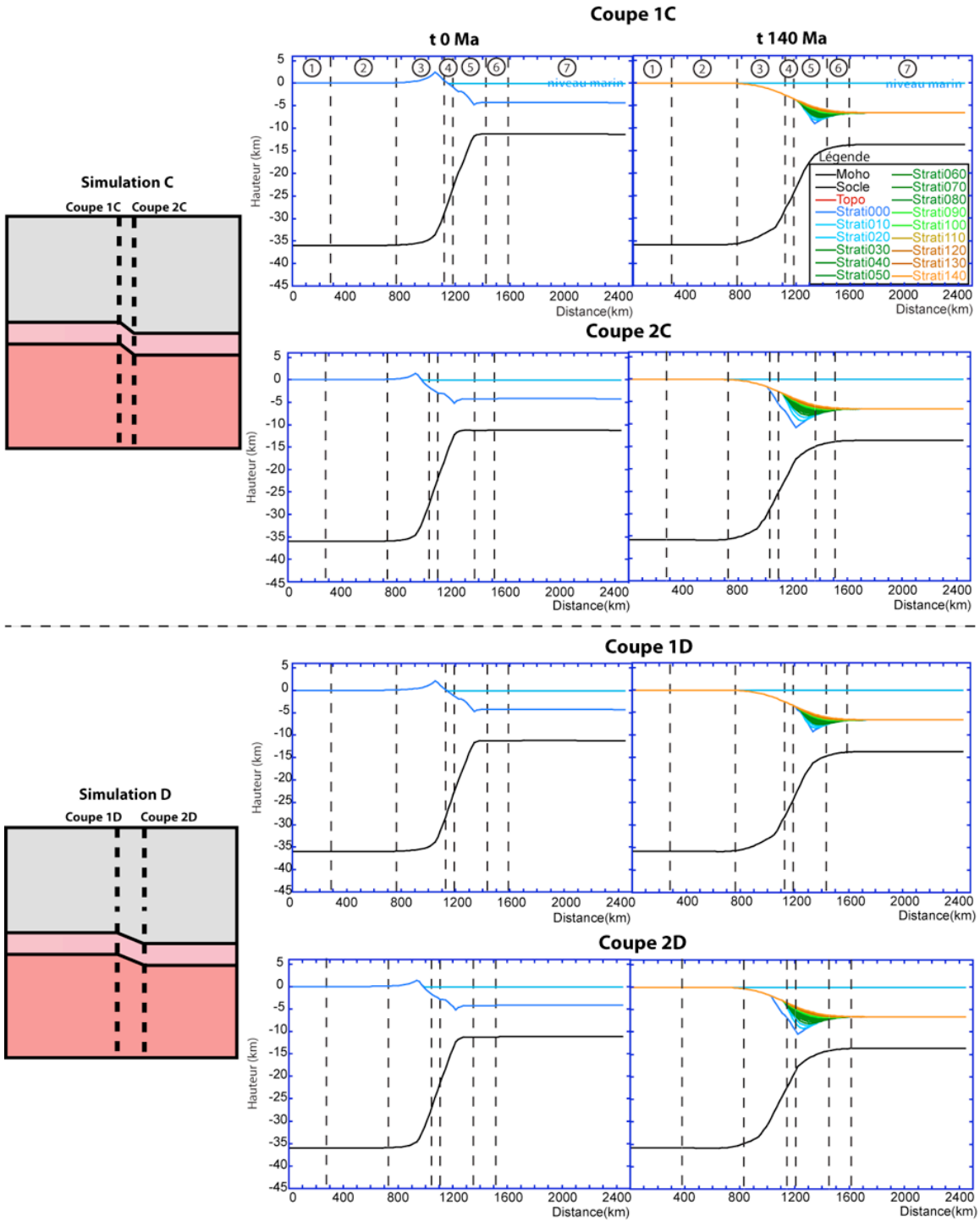


Figure 161 : évolution temporelle des géométries crustales de part et d'autre des décalages sur les simulations C (l=110 km) et D (l=220 km).

l : largeur le long de laquelle le décalage de la zone amincie s'effectue. Figure divisée en deux parties. Au-dessus du trait central en pointillé : présentation des géométries crustales de part et d'autre du décalage sur la simulation C (l=110 km). Le schéma de gauche représente la carte de position des deux coupes crustales 1C et 2C le long de la simulation. Les quatre graphiques de droite décrivent ces deux coupes crustales à t0 et t140 Ma. En-dessous du trait central en pointillé : présentation des géométries crustales de part et d'autre du décalage sur la simulation D (l=220 km). Le schéma de gauche représente la carte de position des deux coupes crustales 1D et 2D le long de la simulation. Les quatre graphiques de droite décrivent ces deux coupes crustales à t0 et t140 Ma. Les huit coupes crustales de la figure sont à la même échelle que les coupes crustales de la simulation de référence (voir Chapitre 5). Comme les coupes crustales de la simulation de référence, elles sont également toutes divisées en sept secteurs. Pour plus de détails, voir le Chapitre 5.

Enfin, l'ensemble des mesures des critères géométriques (voir Chapitre 2), réalisées sur les coupes longitudinales des simulations C et D, à t0 et t140 Ma, sont synthétisées sur le Tableau 25.

	Simulation de référence		Simulation C				Simulation D			
			l=110km				l=220km			
			d =110 km							
			Coupe 1C		Coupe 2C		Coupe 1D		Coupe 2D	
	t0	t140	t0	t140	t0	t140	t0	t140	t0	t140
Altitude moyenne (m)	0	-97	0	-98	0	-98	0	-98	0	-98
Hauteur de la marge (m)	4372	6581	4312	6575	4249	6572	4281	6573	4215	6572
Profondeur de fosse (m)	464	3124	401	2381	1006	4187	424	2559	973	3881
Amplitude du relief (m)	1770	0	2416	0	1396	0	2131	0	1385	0
Longueur du relief (km)	458	0	554	0	420	0	535	0	439	0
Position de l'apex du relief (km)	191	0	210	0	115	0	210	0	134	0

Tableau 25 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre les simulations affectées par une variation de la largeur du décalage de la zone amincie et la simulation de référence.

L'analyse des différentes figures montre qu'une augmentation de la largeur de la zone crustale soumise à un décalage diminue l'amplitude et la longueur du relief flexural (épaulement et fosse) en bordure de la zone. En effet, à t0 Ma, une largeur de décalage de 110 km produit, sur la coupe longitudinale 1C, une amplitude maximale d'épaulement de ~2420 m et une longueur maximale de 554 km contre respectivement ~2130 m et ~535 km sur la coupe 1D de la simulation D (l = 220 km). Quant à la fosse, à t0 Ma, sa profondeur maximale sur les coupes longitudinales 2C et 2D diminue respectivement de ~1010 m à ~970 m tandis que sa longueur diminue de 420 km à 400 km si la largeur du décalage augmente de 110 km à 220 km. Enfin, l'analyse de la Figure 159 et de la Figure 160 montre que les reliefs produits par la géométrie du décalage s'amortissent latéralement sur 450 km de part et d'autre du décalage, contre 510 km sur les simulations soumises à un décalage « d » de 110 km ou 220 km, et une largeur de décalage « l » nulle (voir partie 9.2).

La diminution de la géométrie des reliefs flexuraux en bordure des décalages ainsi que la baisse de la longueur d'amortissement latéral de ces reliefs s'expliquent par l'augmentation de la longueur de l'amincissement latéral au niveau des décalages crustaux. Comme expliqué dans la partie 9.2, le décalage de la zone amincie crée, transversalement à la marge passive, un second amincissement local de la croûte continentale. Cet amincissement crée une charge flexurale transversale qui s'additionne localement à celle produite par la zone amincie le long de la marge. Si la largeur du décalage augmente, la longueur de la zone amincie transversale augmente également. Or, comme expliqué dans la partie 5 du Chapitre 7 et dans la synthèse du chapitre 8, une augmentation de la longueur de la zone amincie diminue la charge flexurale et donc la géométrie des reliefs flexuraux (amplitude, longueur et amortissement latéral). Cette étude montre donc que si la largeur du décalage augmente, la charge flexurale transversale devient de plus en plus faible et la charge flexurale longitudinale, produite par la zone amincie de la marge, devient prépondérante. Par conséquent, une augmentation de la largeur du décalage fait tendre la géométrie du relief flexural le long du décalage vers celle de la simulation de référence.

9.3.1.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA VITESSE DES MOUVEMENTS VERTICAUX

Les évolutions spatio-temporelles des vitesses des mouvements verticaux post-rift le long des deux coupes de chaque simulation sont décrites sur la Figure 162.

Les figures montrent que le secteur 4 des coupes 1C et 1D est affecté par une vitesse de surrection maximale, entre t10 et t20 Ma, plus élevée que celle des simulations affectées par une quantité de décalage variable (voir sous-partie 9.2.1.2). En effet, une augmentation de la largeur du décalage de 110 km à 220 km produit respectivement des vitesses de surrection maximales de 14 m/ma et 10 m/Ma, contre ~8 m/ma sur les simulations affectées par une variation de la quantité de décalage. De plus, si la vitesse de surrection diminue au cours du temps, ce secteur 4 reste cependant soumis à une surrection tout au long du post-rift.

Concernant les vitesses de subsidence, la comparaison entre celles produites par une variation de la largeur du décalage (simulations C et D) de la zone amincie et celles produites par une variation du décalage seul (simulations A et B), montre, dans le premier cas, une vitesse de subsidence maximale, entre t10 et t20 Ma, plus forte (-103 à -111 m/Ma) sur le secteur 5 des coupes 2C et 2D que la vitesse de subsidence maximale (-66 m/Ma environ) mesurée sur les secteurs 5 des coupes 2A et 2B des simulations soumises à une variation du décalage (simulations A et B). Ces vitesses baissent de -111 m/Ma à -103 m/Ma si la largeur du décalage augmente de 110 km à 220 km (-92 m/ma sur la simulation de référence).

Cette augmentation de l'amplitude des vitesses des mouvements verticaux post-rift sur les simulations affectées par un décalage de la zone amincie de 110 km et une largeur de décalage qui varie de 110 km à 220 km, s'explique principalement par un gradient thermique latéral au niveau du décalage qui est nettement plus faible que celui affectant le décalage des simulations A (d=110 km) et B (d=220 km, voir partie 9.2.). En effet, l'amincissement transversal, au niveau du décalage, se faisant sur une distance plus grande, le gradient thermique le long du décalage se trouve diminué. Par conséquent, la réponse isostatique 3D produite par l'addition des charges transversales et longitudinales, créées respectivement par le décalage et la zone amincie de la marge, est augmentée au niveau des bordures du décalage crustal. C'est cette augmentation de la réponse isostatique qui, couplée aux processus de surface, crée non seulement les importants pics de vitesse de surrection sur le secteur 4 des coupes 1C et 1D mais aussi les importantes vitesses de subsidence sur le secteur 5 des coupes 2C et 2D. Enfin, la diminution de ces vitesses maximales de surrection ou de subsidence si la largeur du décalage augmente de 110 km à 220 km est due à une diminution de la réponse isostatique produite par l'augmentation de la longueur de la zone amincie transversale, au niveau du décalage crustal.

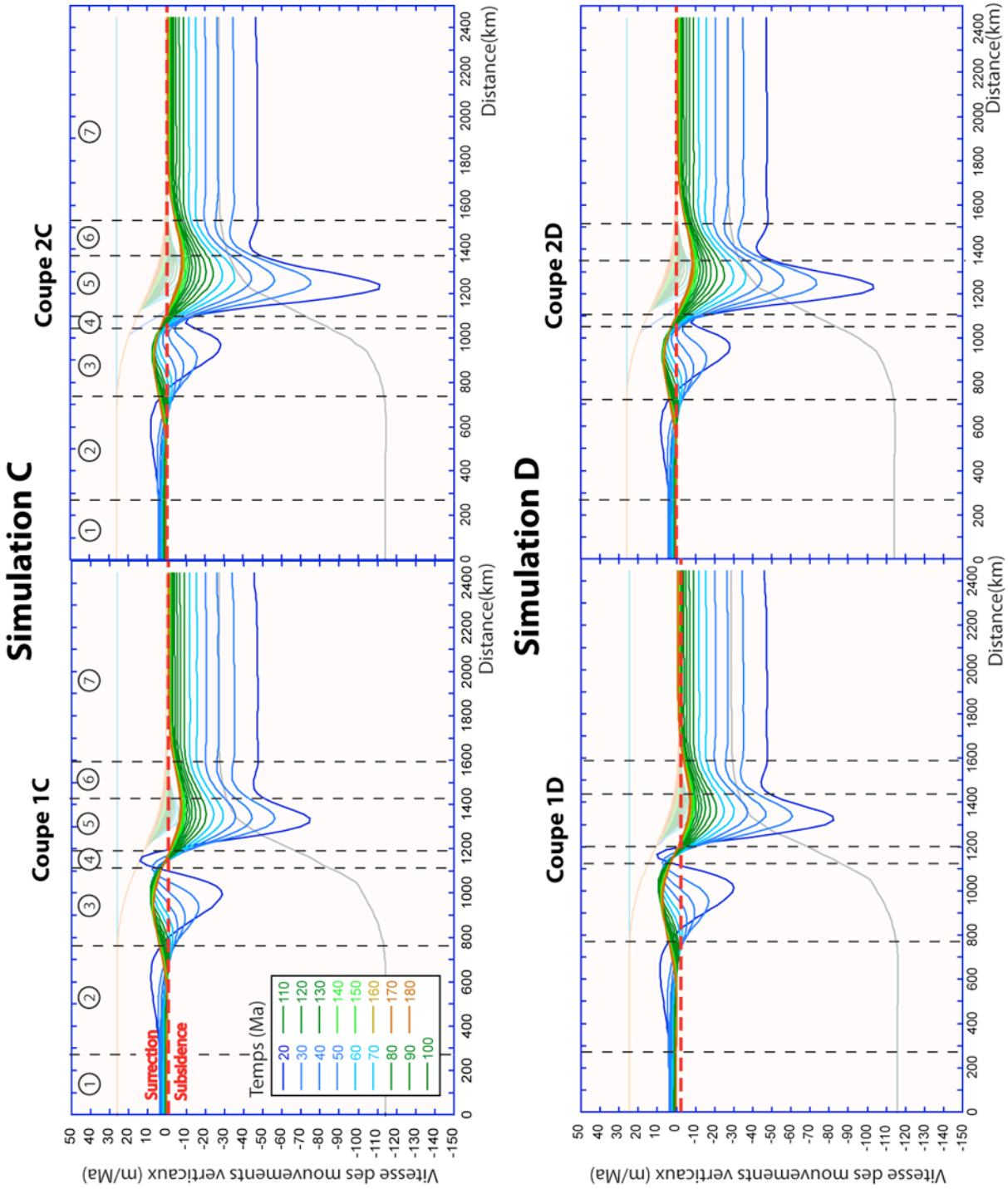


Figure 162 : évolution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux post-rift le long des deux coupes respectives des simulations C et D.

Position des coupes 1C, 2C, 1D, 2D, voir sur la Figure 158.

9.3.1.3. CONCLUSION

Cette étude montre qu'en augmentant la longueur de l'amincissement transversal produit par le décalage de la zone amincie, une augmentation de la largeur du décalage diminue l'état flexural de la marge à t0 ainsi que sa réponse isostatique flexurale post-rift. Le comportement de la marge au niveau du décalage tend ainsi vers celui de la simulation de référence.

9.3.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DE LA DENUDATION ET DE LA SEDIMENTATION

L'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation sur chaque coupe est présentée dans trois sous-parties distinctes : la quantité totale de dénudation à 140 Ma, puis les variations spatio-temporelles du taux de dénudation et du taux de sédimentation et enfin la variation temporelle du flux sédimentaire sur chaque simulation.

9.3.2.1. QUANTITE TOTALE DE DENUDATION A T140 MA

La Figure 163 présente la quantité totale de dénudation affectant, à t140 Ma, les deux simulations C et D. Les deux cartes composant cette figure représentent la distribution spatiale de l'épaisseur totale de croûte continentale dénudée mais aussi l'épaisseur totale de sédiments présents dans les bassins sédimentaires de chaque simulation à t140 Ma. Ensuite, la Figure 164 décrit la dénudation totale le long des coupes de chacune des deux simulations à t140 Ma.

L'analyse des deux figures montre principalement qu'une augmentation de la largeur du décalage produit, sur le secteur 3 des coupes 1C et 1D, une faible diminution de la dénudation totale maximale de ~5,6 km à ~5,2 km. 41 à 43 % de cette dénudation totale maximale correspond donc à l'érosion de l'épaulement de rift initial.

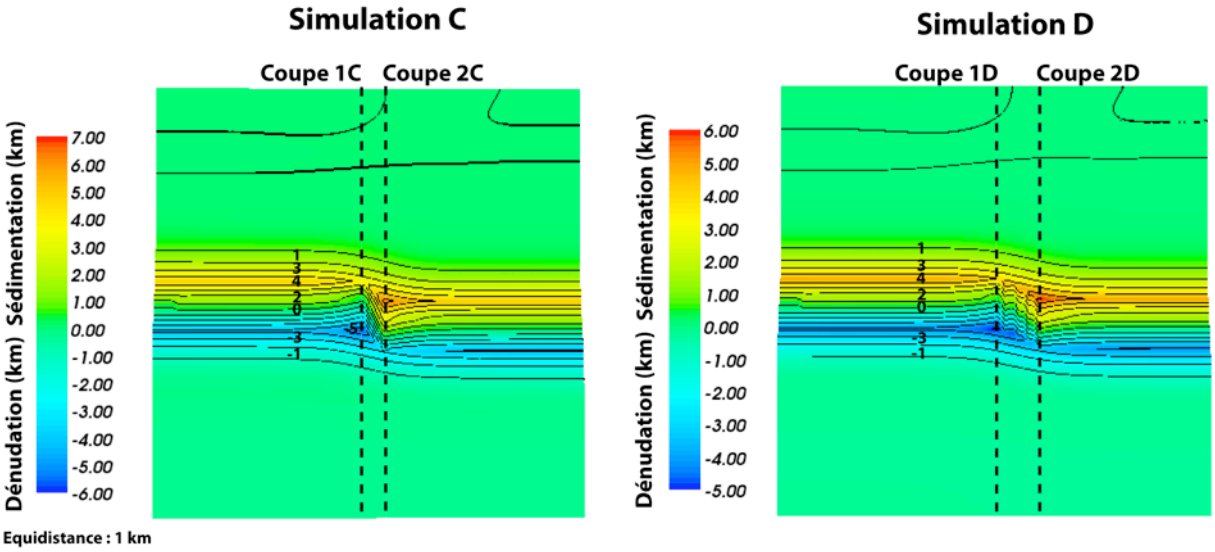


Figure 163 : carte de distribution spatiale des quantités totales de dénudation et de sédimentation à t140 Ma, sur les simulations C et D.

La baisse de la dénudation totale maximale mesurée sur le secteur 3 des coupes 1C et 1D avec l'augmentation de la largeur du décalage est due à une baisse de la géométrie (amplitude et largeur) de l'épaulement de rift initial entre les coupes lC et 1D. Cette baisse est produite par la diminution de la charge flexurale qui est liée à l'augmentation de la longueur de la zone amincie transversale, située au niveau du décalage, entre la simulation C et la simulation D.

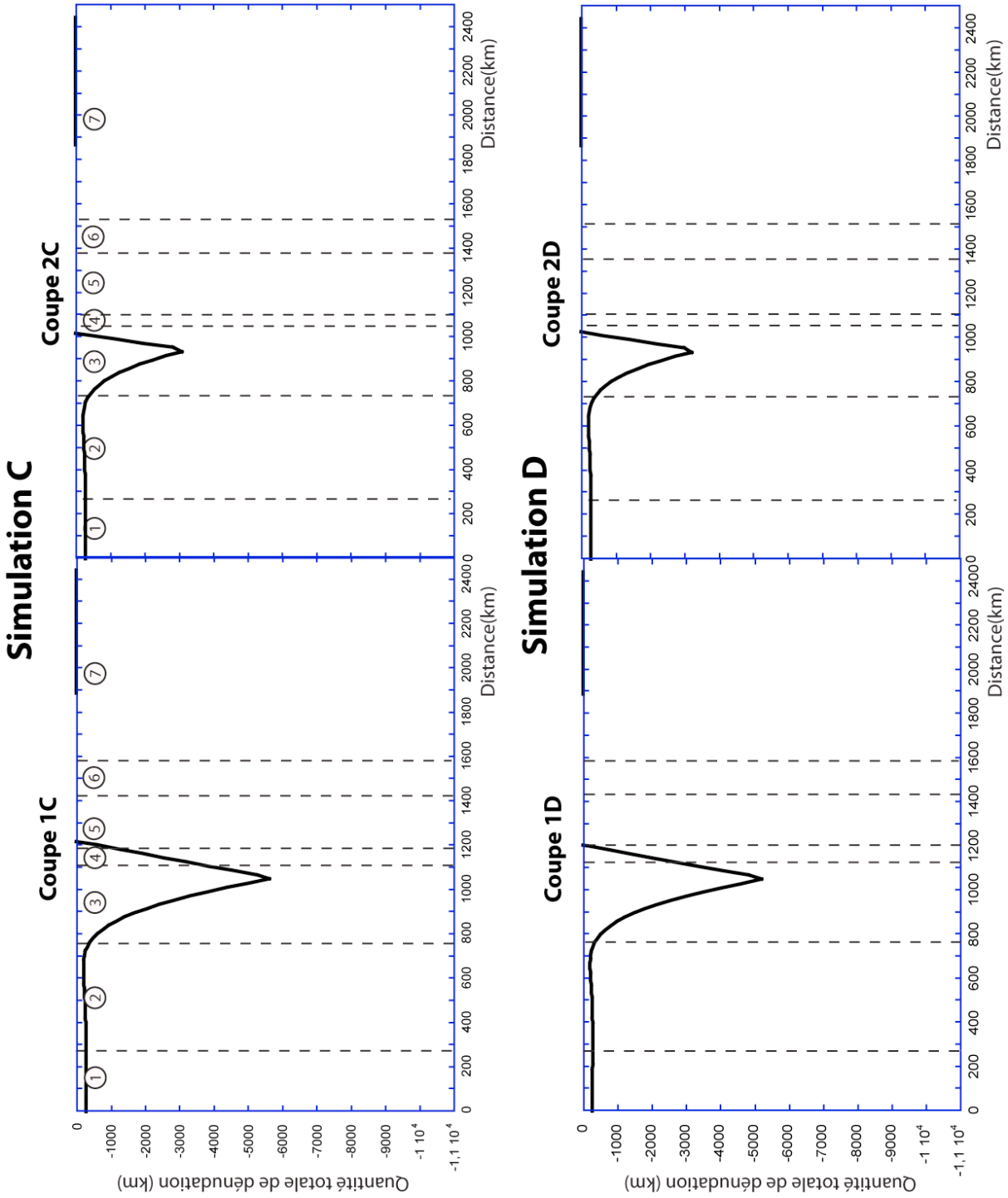


Figure 164 : quantité de dénudation totale, à t140 Ma, le long des deux coupes respectives des simulations C et D.

9.3.2.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TAUX DE DENUDATION ET DE SEDIMENTATION

Les variations spatio-temporelles des taux de dénudation et de sédimentation le long des quatre coupes sont décrites respectivement sur quatre graphiques présentés sur la Figure 165. Ces graphiques sont construits suivant le modèle des graphiques représentant l'évolution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux post-rift (voir Figure 162).

La comparaison des taux de dénudation et de sédimentation produits par une variation de la largeur du décalage (simulations C et D, voir sous-partie 9.2.2.2) avec ceux produits par une variation de la quantité de décalage de la zone amincie (simulations A et B) montre, comme principale différence, des taux maxima de dénudation et de sédimentation plus élevés dans le premier cas. En effet, les taux de dénudation les plus élevés, mesurés sur les coupes 1C et 1D des simulations affectées par une variation de la largeur du décalage atteignent, entre t10 et t20 Ma, -83 m/Ma à -89 m/Ma (entre -72 et -86 m/Ma sur les simulations affectées par un décalage variable) tandis que les taux de sédimentation les plus élevés, mesurés sur les coupes 2C et 2D de ces mêmes simulations, atteignent, quant à eux, entre 97 m/Ma et 111 m/Ma sur le même pas de temps (entre 30 et 71 m/ma sur les simulations affectées par un décalage variable).

Cette forte augmentation des taux de dénudation et de sédimentation entre les simulations A, B (variation de la quantité de décalage, voir partie 9.2) et les simulations C, D (variation de la largeur du décalage) s'explique par l'augmentation de la réponse isostatique flexurale au niveau du décalage. Cette augmentation de la réponse isostatique flexurale est produite par un gradient thermique transversal plus faible que celui affectant le décalage des simulations de la partie 9.2 (voir sous-partie 9.3.1.2 pour plus d'explications). L'isostasie flexurale étant couplée avec les processus de surface dans Flex3D, l'augmentation de la réponse isostatique flexurale crée une augmentation des taux de dénudation et de sédimentation.

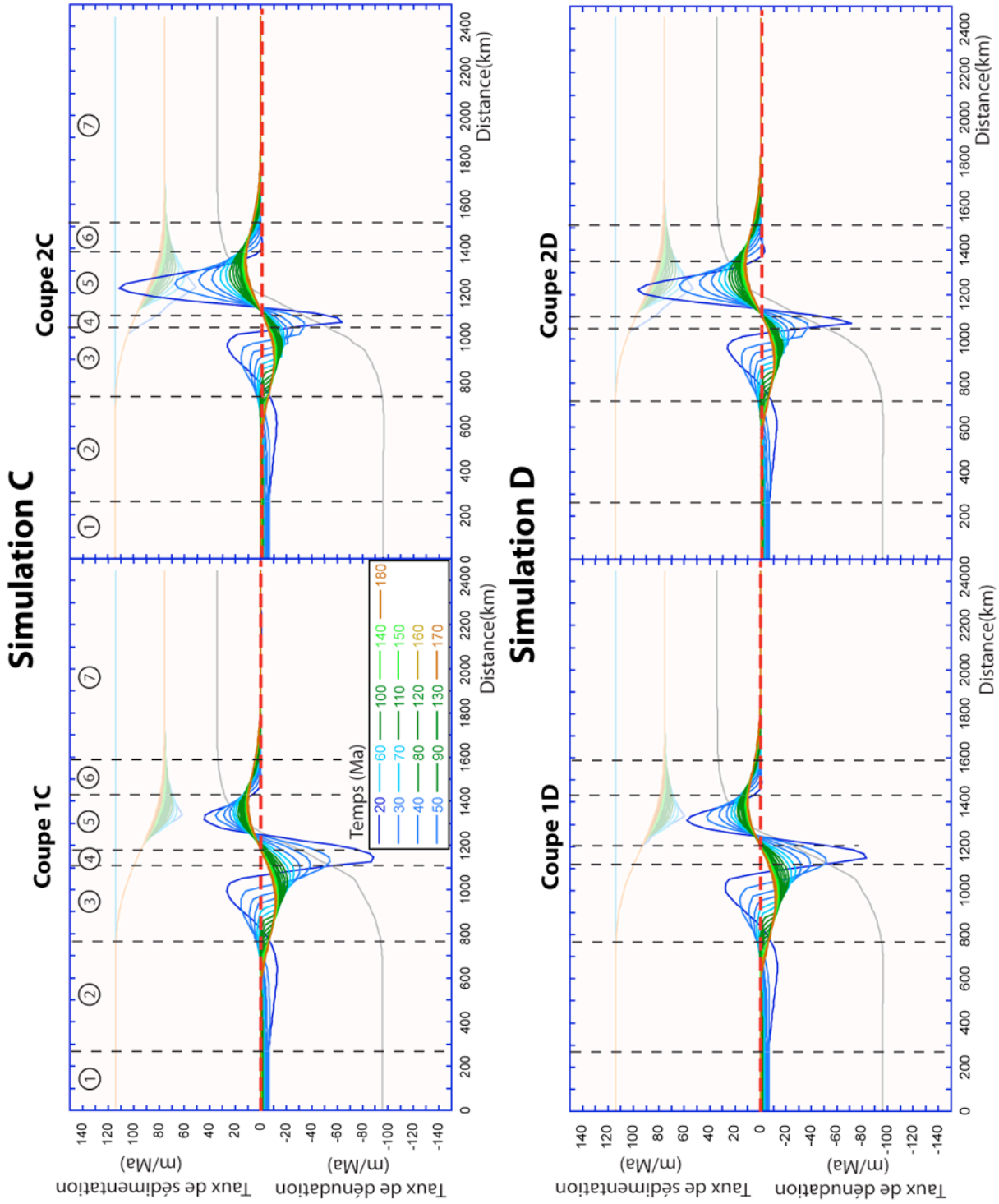


Figure 165 : évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation le long des deux coupes respectives des simulations C et D.

9.3.2.3. EVOLUTION TEMPORELLE DU FLUX SEDIMENTAIRE

L'histogramme de la Figure 166 décrit l'évolution temporelle du flux sédimentaire solide sur chacune des deux simulations. Il compare l'évolution du flux sédimentaire obtenue dans le cas d'une variation de la largeur du décalage de la zone amincie avec celle mesurée sur la simulation de référence.

Par rapport à l'évolution temporelle du flux sédimentaire global de la simulation de référence (voir Chapitre 5 et 8 pour plus de détails) et tout comme observé dans le cas d'une variation du décalage de la zone amincie (voir sous-partie 9.2.2.3), une variation de la largeur du décalage augmente très faiblement et essentiellement le flux sédimentaire global solide sur le premier pas de temps, entre t0 et t10 Ma. En effet, ce flux est d'environ de ~1,14 $.10^4$ km^3 contre ~1,1 $.10^4$ km^3 sur la simulation de référence. Enfin, le volume sédimentaire total solide, mesuré à t180 Ma sur les simulations C et D, varie également très faiblement autour de ~3,2 $.10^5$ km^3 contre ~3,1 $.10^5$ km^3 sur la simulation de référence. Il est donc un peu plus élevé que celui de la simulation de référence.

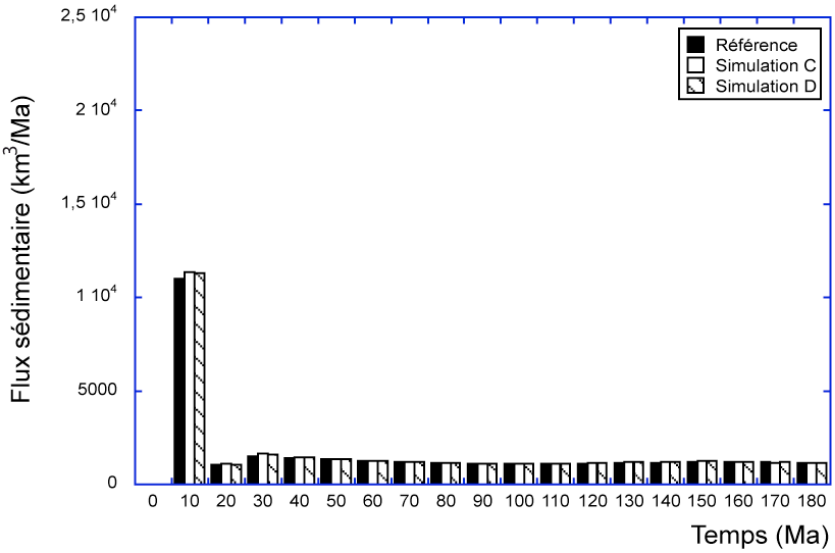


Figure 166 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations C et D.
Référence : simulation de référence. Simulation C : décalage de la zone amincie = 110 km, largeur du décalage = 110 km. Simulation D : décalage de la zone amincie = 110 km, largeur du décalage = 220 km.

Comme précédemment décrit pour l'évolution du flux sédimentaire global et le volume total de sédiments mesurés à t180 Ma sur les simulations A et B, une variation de la largeur du décalage n'a pas de conséquences significatives sur le flux sédimentaire global et sur le volume total de sédiments à t180 Ma de la simulation de référence. La raison est que l'effet flexural généré par la géométrie du décalage (largeur et quantité de décalage) produit seulement un effet topographique local.

9.3.2.4. CONCLUSION

L'étude des conséquences d'une variation de la largeur le long de laquelle le décalage crustal s'effectue sur l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation montre que la quantité totale maximale de dénudation ne dépasse pas 5,6 km. L'isostasie flexurale étant couplée aux processus de surface dans Flex3D, ce travail montre également qu'en augmentant la réponse isostatique flexurale de part et d'autre du décalage des simulations C (l=110 km) et D (l=220 km), une variation de la largeur du décalage augmente les taux de dénudation et de sédimentation sur ce même secteur par rapport à ceux observés de part et d'autre du décalage sur les simulations A (d=110 km) et B (d=220 km). Enfin, l'analyse de la variation temporelle du flux sédimentaire global et du volume total de sédiments solides à t180 Ma montre qu'une variation de la largeur du décalage ne modifie presque pas les valeurs de référence. Si un décalage de la croûte amincie d'une marge passive modifie localement la distribution spatiale du flux sédimentaire, en revanche, il ne modifie pas sensiblement le flux sédimentaire global de la marge. La raison est que les effets de la géométrie du décalage de la zone amincie (largeur et quantité de décalage) sur l'état flexural initial de la simulation et sur les mouvements verticaux post-rift sont locaux.

9.3.3. ENREGISTREMENT DE L'EVOLUTION POST-RIFT PAR LE BASSIN SEDIMENTAIRE

Cette dernière partie de résultats sur l'étude de la variation de la largeur le long de laquelle le décalage se produit est divisée en deux sous-parties : l'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire sur les deux coupes de chacune des deux simulations, puis, la stratigraphie des prismes des quatre coupes à t140 Ma.

9.3.3.1. EVOLUTION POST-RIFT DE LA GEOMETRIE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

L'évolution post-rift de la géométrie du bassin sédimentaire des différentes coupes est décrite sur la Figure 167 et sur la Figure 168.

La comparaison entre les résultats d'une variation de la largeur du décalage (simulations C et D) et ceux obtenus dans le cas d'une variation de la quantité de décalage (simulations A et B, voir sous-partie 9.2.3.1) montre très peu de différences. En effet, la seule différence notable est une diminution importante de l'épaisseur du prisme sédimentaire, et plus particulièrement du premier corps sédimentaire, sur les coupes 2C et 2D des simulations C et D par rapport à l'épaisseur du prisme sédimentaire et du premiers corps sédimentaire des coupes 2A et 2B des simulations A et B.

Le flux sédimentaire alimentant le bassin des coupes 2C et 2D étant le produit de l'érosion du relief des coupes 1C et 1D (voir Figure 156 et sous-partie 9.2.3.1 pour plus de détails), la diminution de l'épaisseur des prismes sédimentaires des coupes 2C et 2D par rapport à celle des prismes sédimentaires des coupes 2A et 2B est due principalement à la géométrie plus faible de l'épaulement de rift des coupes 1C et 1D (voir sous-partie 9.3.1.1) comparée à celle des coupes 1A et 1B (voir sous-partie 9.2.1.1).

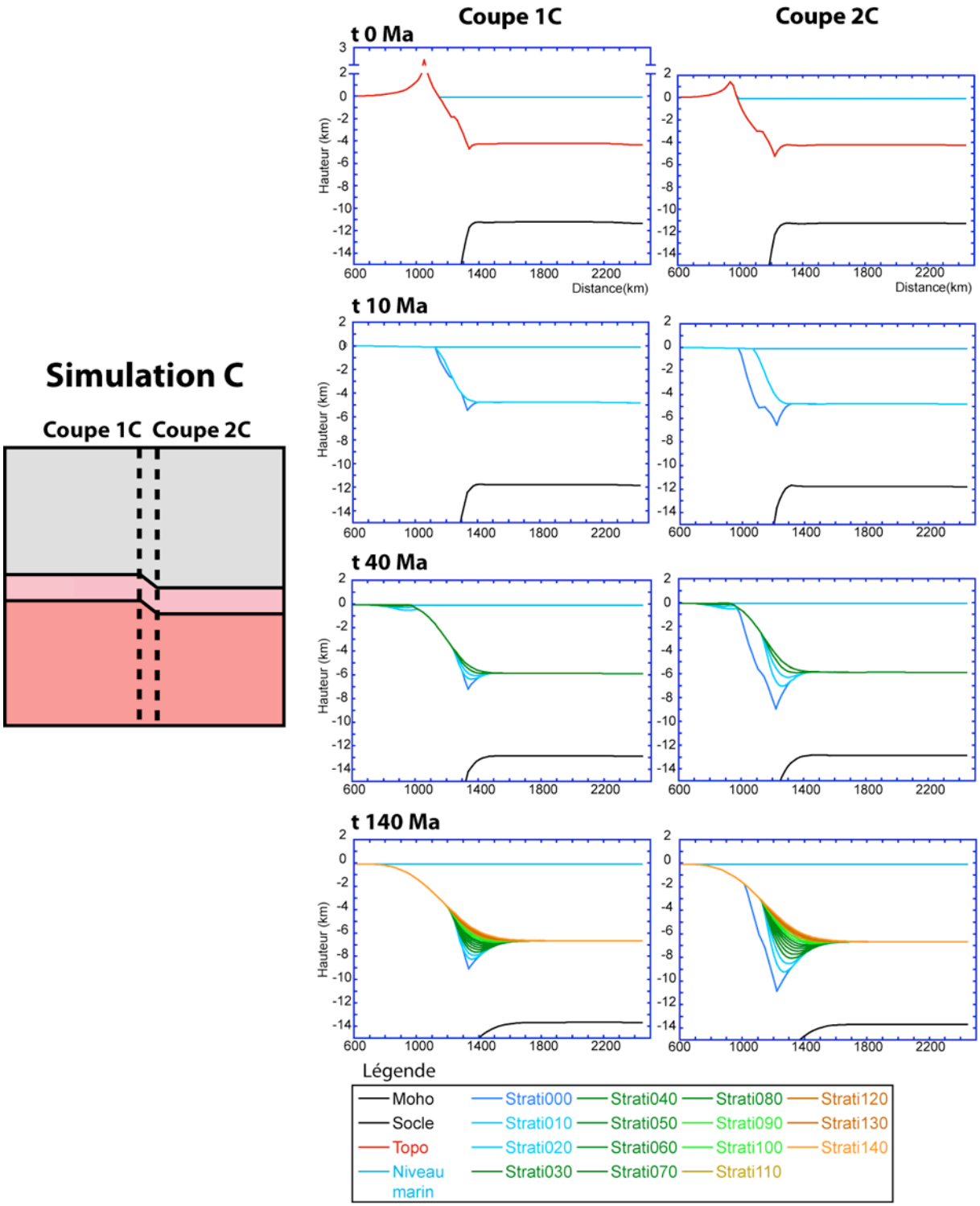


Figure 167 : évolution post-rift du bassin sédimentaire le long des coupes 1C et 2C de la simulation C (l= 110 km).

l : largeur le long de laquelle le décalage de la zone amincie s'effectue. Cartes de gauche = plan de position des coupes 1C et 2C le long de la simulation. Tous les graphiques sont à la même échelle à l'exception du graphique t0 de la simulation 1C. Ce dernier présente une échelle des ordonnées qui va de -15 km à 3 km contre -15 km à 2 km sur les autres graphiques.

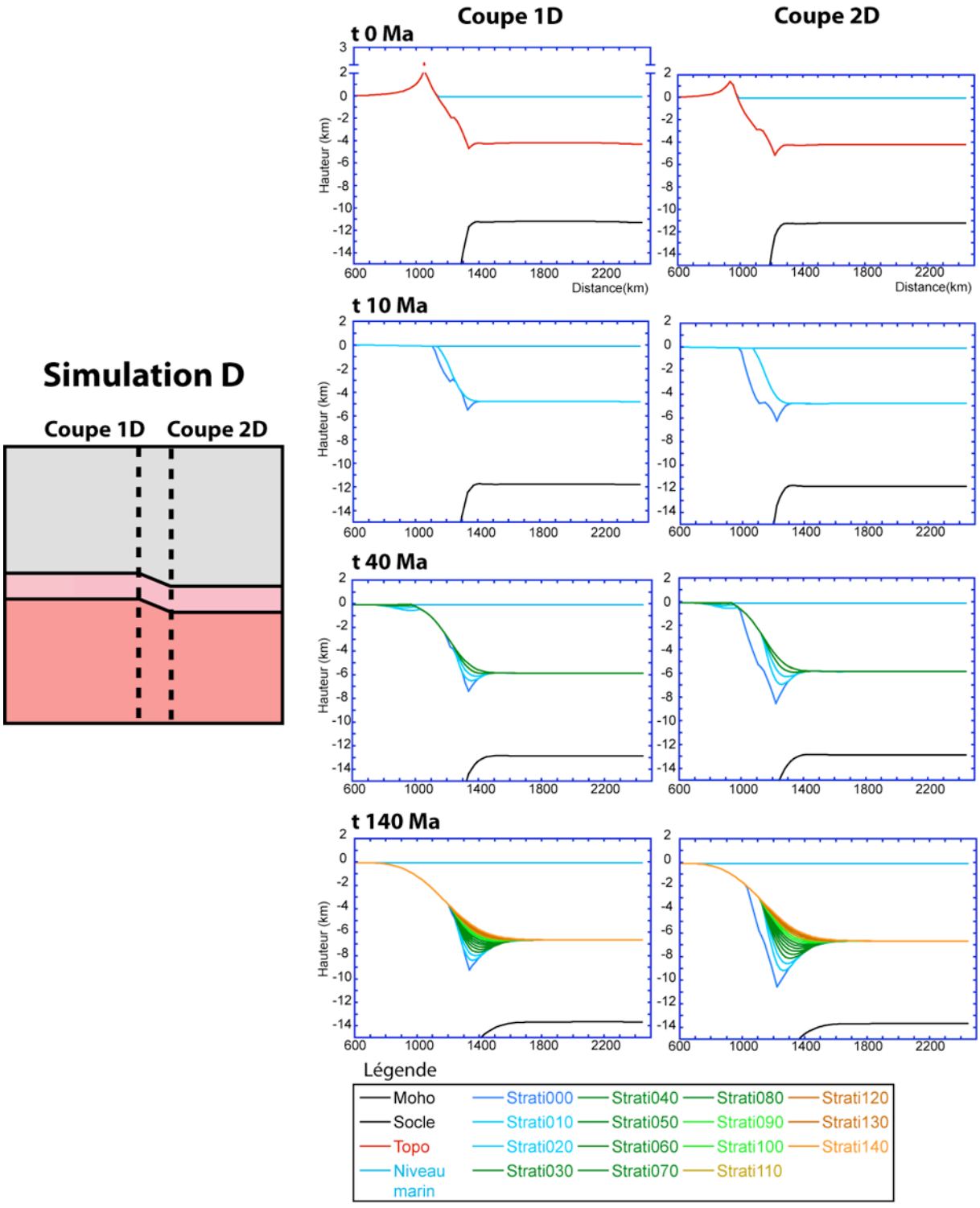


Figure 168 : évolution post-rift du bassin sédimentaire le long des coupes 1D et 2D de la simulation D (l= 220 km).

Cartes de gauche = plan de position des coupes 1D et 2D le long de la simulation. Tous les graphiques sont à la même échelle à l'exception du graphique t0 de la simulation 1D. Ce dernier présente une échelle des ordonnées qui va de -15 km à 3 km contre -15 km à 2 km sur les autres graphiques.

9.3.3.2. STRATIGRAPHIE POST-RIFT DU PRISME SEDIMENTAIRE A T140 MA

Les stratigraphies des prismes sédimentaires des quatre coupes 1C, 2C, 1D, 2D, à t140 Ma, sont décrites respectivement sur les quatre graphiques de la Figure 169. Ces graphiques sont un agrandissement des coupes t140 Ma précédemment décrites sur la Figure 167 et sur la Figure 168.

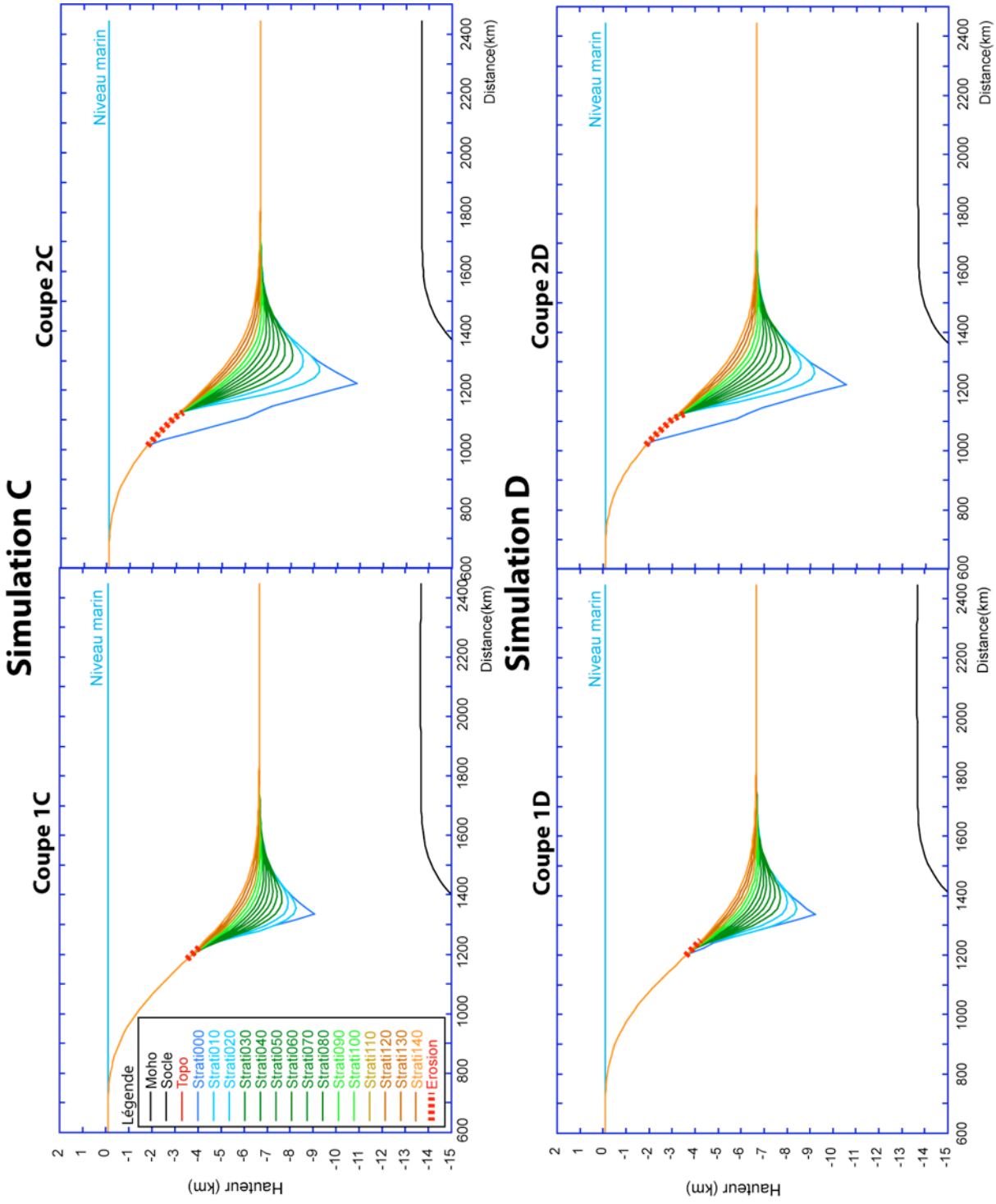


Figure 169 : stratigraphie du prisme sédimentaire le long des deux coupes respectives des simulations C et D.

La Figure 169 montre que les stratigraphies des prismes sédimentaires sur les coupes longitudinales des simulations C (l=110 km) et D (l=220 km) sont respectivement identiques à celles observées sur les coupes longitudinales des simulations A (d=110 km) et B (d=220 km, voir sous-partie 9.2.3.2). Tout comme la stratigraphie du prisme de référence (voir Chapitres 5 et 8), ces prismes se caractérisent également par une séquence sédimentaire progradante-aggradante au cours du temps et une surface d'érosion marine localisée au sommet du prisme sédimentaire. Une variation de la largeur le long de laquelle le décalage de la zone amincie s'effectue n'affecte donc pas non plus l'enregistrement stratigraphique de référence.

9.3.4. CONCLUSION

L'étude de la variation de la largeur « l » du décalage de la zone amincie montre, tout d'abord, qu'une augmentation de la largeur « l » du décalage diminue l'état flexural à t0 entre les simulations C et D par rapport à celui observé sur les simulations A et B (quantité de décalage variable). De plus, la réponse isostatique flexurale post-rift diminue également entre la simulation C (l=110 km) et la simulation D (l=220 km). Ces diminutions de l'état flexural et de la réponse isostatique flexurale sont dues à une augmentation de la longueur de l'amincissement transversal produit par le décalage. En diminuant l'état flexural de la marge à t0 et aussi sa réponse isostatique flexurale post-rift, une augmentation de la longueur de l'amincissement transversal fait tendre le comportement de la marge au niveau du décalage vers celui de la simulation de référence.

Concernant l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation, cette étude montre qu'une variation de la largeur du décalage de la zone amincie produit localement une quantité totale maximale de dénudation qui ne dépasse pas 5,6 km. Quant aux taux de dénudation et de sédimentation, ils sont plus élevés que sur les simulations soumises à une variation de la quantité de décalage (simulations A et B, voir partie 9.2). La cause est une réponse isostatique flexurale plus élevée au niveau de la zone crustale affectée par un décalage. Enfin, les conséquences de la géométrie du décalage de la zone amincie (largeur et quantité de décalage) sur l'état flexural initial et sur les mouvements verticaux post-rift des simulations étant trop locales, le flux sédimentaire et le volume total de sédiments solides à t180 Ma sont proches et un peu plus élevés que les valeurs de référence.

Pour finir, l'analyse de l'enregistrement de l'évolution post-rift par le bassin sédimentaire montre qu'une augmentation de la largeur « l » du décalage diminue l'épaisseur des prismes sédimentaires le long des coupes 2C et 2D par rapport à celle des prismes sédimentaires des coupes 2A et 2B des simulations A (d=110 km) et B (d=220 km). En effet, une augmentation de la largeur du décalage diminue la géométrie (longueur et amplitude) de l'épaulement de rift initial en bordure du décalage par rapport à celle de l'épaulement de rift initial produit par une augmentation de la quantité de décalage. Si le flux sédimentaire global reste proche et un peu plus élevé que celui de la simulation de référence, le flux sédimentaire local transversal diminue donc sensiblement au niveau du décalage si la largeur du décalage augmente. Enfin, la stratigraphie du bassin sédimentaire de chaque coupe est comparable à celle de la simulation de référence (séquence progradante-aggradante et surface d'érosion marine au sommet du prisme sédimentaire). La largeur du décalage n'a donc également aucune conséquence sur l'enregistrement stratigraphique.

9.4. EVOLUTION POST-RIFT D'UNE MARGE PASSIVE TRANSFORMANTE ACTUELLE : LA MARGE TRANSFORMANTE DE COTE D'IVOIRE

Les différentes modélisations présentées au cours de ce chapitre montrent qu'une variation latérale de la géométrie crustale de la marge produit principalement une augmentation locale de l'état flexural initial (augmentation des amplitudes et des longueurs de l'épaulement de rift et de la fosse) et modifie localement les mouvements verticaux post-rift (ex : augmentation des longueurs d'ondes).

Dans cette cinquième et dernière partie de résultats, nous présentons une étude où nous comparons les résultats d'une simulation numérique 3D avec des données disponibles sur une marge transformante naturelle, la marge transformante de Côte d'Ivoire. Si l'objectif du modèle numérique n'est pas de reproduire la réalité de la marge ivoirienne, il est en revanche de confronter les principaux résultats obtenus au cours des deux études précédentes (variations de la quantité de décalage « d » et de la largeur « l » du décalage) avec les données géologiques obtenues sur une marge transformante actuelle.

Après une présentation de l'étude, nous décrivons, dans la sous-partie suivante, les différentes données utilisées dans la réalisation du modèle de distribution des épaisseurs crustales. Les sous-parties 3, 4 et 5 décrivent respectivement le modèle crustal 3D et les paramètres utilisés dans Flex3D, puis, la topographie produite à t0 et enfin la distribution de la dénudation et de la sédimentation à t90 Ma, environ l'âge actuel de la marge passive (105-95 Ma, Bigot-Cormier et al., 2005). Dans une dernière sous-partie, nous comparons les coupes crustales produites par Flex3D avec celles publiées dans la bibliographie.

9.4.1. PRESENTATION

La marge de Côte d'Ivoire se situe au Nord du Golfe de Guinée. Cette marge se situe plus précisément dans le prolongement de la zone de fracture océanique Saint Paul. Au pied de la transformante, près de la ville d'Abidjan, existe un important bassin sédimentaire, le bassin profond ivoirien ou BPI (9 km d'épaisseur maximum selon Emery et Uchupi, 1984, voir Figure 170). Au large de la marge ivoirienne, dans la continuité de la zone de fracture océanique Romanche, existe également une ride marginale, la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (CIG, voir Figure 170), qui assure une transition de type marge transformante entre une croûte continentale amincie supportant le bassin profond ivoirien et la croûte océanique. Cette structure est orientée WSW-ENE et mesure 130 km de long sur 25 km de large. La marge ivoirienne s'est formée, entre l'Albien et le Cénomanien (105 Ma et 95 Ma, Bigot-Cormier et al., 2005), à la fin d' un rifting oblique à l'origine de la séparation entre la plaque sud-américaine et la plaque africaine au niveau de la zone équatoriale de l'Océan Atlantique (Antobreh et al., 2009). Cette séparation s'est faite par une large zone transformante organisée en segments extensifs et en segments décrochants.

Les études précédemment publiées sur la marge de Côte d'Ivoire se sont principalement intéressées soit à connaître la structure profonde de la marge transformante de Côte d'Ivoire (Antobreh et al., 2009; Edwards et al., 1997a, b; Peirce et al., 1996; Sage et al., 1997), soit à comprendre la formation de la structure de la marge transformante (ex : Antobreh et al., 2009; Attoh et al., 2004; Edwards et al., 1997b; Mascle et Blarez, 1987; Peirce et al., 1996), soit à résoudre l'histoire de l'ouverture de l'Océan atlantique équatorial (ex : Basile et al., 1993; Mascle et Blarez, 1987; Sage et al., 2000). Si quelques études

publiées se sont intéressées à la déformation flexurale de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (ex : Basile et Allemand, 2002; Bigot-Cormier et al., 2005; Clift et al., 1997), très peu d'études se sont intéressées aux mouvements verticaux ayant affecté la marge transformante de Côte d'Ivoire à grande échelle (plus de 1000 km). La nouveauté de notre travail est donc d'avoir réalisé une étude sur l'évolution de la déformation 3D, produite par le couplage entre l'isostasie flexurale, les processus thermiques et les processus de surface, à l'échelle de la marge transformante ivoirienne (dimension de la grille de la modélisation : 2000*2000 km) et plus précisément au niveau de la faille transformante prolongeant la Saint Paul. Si le bassin profond ivoirien, au pied de cette faille, a été jusqu'à présent considéré comme un bassin en pull-à-part (ex : Antobreh et al., 2009), notre étude permet de préciser notre compréhension sur la formation et l'évolution de ce bassin sédimentaire.

Afin de tester l'influence d'une déformation 3D dans la déformation locale des marges passives, l'objectif de l'étude ici décrite est donc d'évaluer si une géométrie crustale simplifiée de la marge transformante ivoirienne, dont la dimension correspond à une région allant de la Guinée au Ghana, soumise à des processus thermiques, une isostasie flexurale et des processus de surface en 3D, permet de produire une géométrie 3D à t90 Ma qui explique les observations géologiques à grande échelle (1000 km) sur le système naturel.

La démarche de cette étude est d'établir, dans un premier temps, un modèle de distribution des épaisseurs crustales de la marge ivoirienne à partir d'une carte gravimétrique, de données d'épaisseur crustale (Crust 2) et des coupes crustales publiées. Nous avons ensuite imposé ce modèle crustal à Flex3D, et nous avons contraint par différentes manières (valeurs publiées, synthèses de données, valeurs communément admises) l'ensemble des paramètres de Flex3D (profondeur de fibre, épaisseur lithosphérique, coefficients de diffusion,…). Enfin, ayant peu de données comparables entre la simulation numérique et la marge passive ivoirienne, pour confronter la déformation 3D calculée par Flex3D avec la déformation ayant affecté la marge transformante de Côte d'Ivoire, nous avons comparé la carte de distribution des isopaques sédimentaires totales, calculée par Flex3D avec celle d'Emery et Uchupi (1984). En effet, nous avons montré, dans les deux parties précédentes (9.2 et 9.3), qu'une déformation flexurale 3D produit, au niveau d'une discontinuité crustale, une variation locale de la distribution spatiale du flux sédimentaire et la formation d'épais prismes sédimentaires. Donc, analyser la distribution spatiale des épaisseurs sédimentaires apporte des informations sur la distribution spatiale des flux sédimentaires et peut ainsi potentiellement apporter des informations sur la déformation affectant les marges passives.

9.4.2. DONNEES UTILISEES DANS LA REALISATION DU MODELE 3D DE DISTRIBUTION DES EPAISSEURS CRUSTALES

Pour réaliser le modèle 3D de distribution des épaisseurs crustales, nous avons utilisé, tout d'abord, une carte gravimétrique extraite de la base de données des corrections à l'air libre de Sandwell et Smith (1997) (Figure 170 A). Nous avons ensuite reporté, sur la carte gravimétrique, la distribution des isopaques sédimentaires totales extraites de la base de données d'Emery et Uchupi (1984) (Figure 170 A), établies à partir de profils sismiques et de forages.

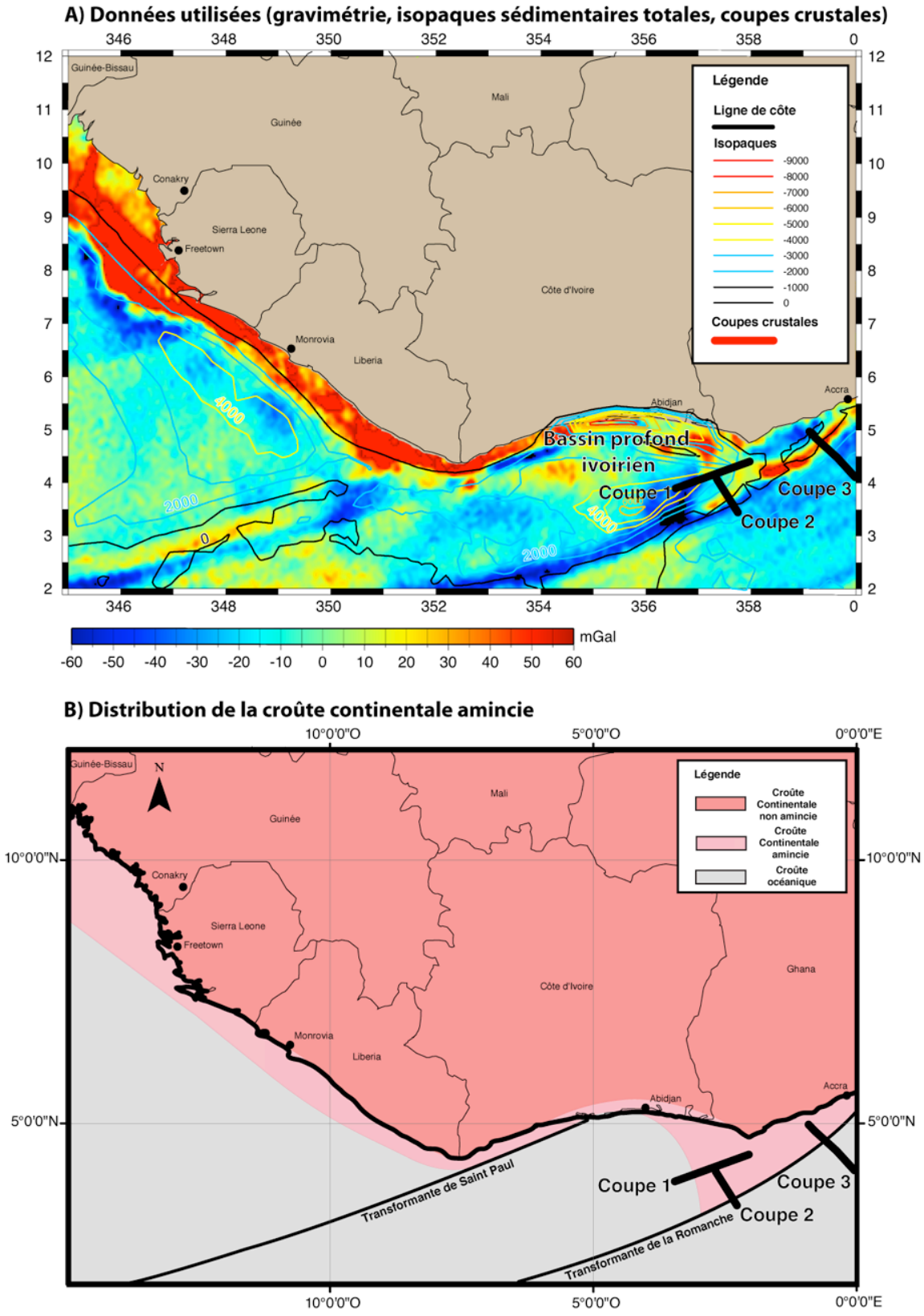


Figure 170 : données utilisées pour déterminer la distribution spatiale des principaux domaines de la marge transformante de Côte d'Ivoire.

Utilisation de données gravimétriques, sédimentaires et crustales (carte A) pour produire une carte de distribution spatiale des principaux domaines de la marge transformante de Côte d'Ivoire (croûte continentale non amincie, croûte continentale amincie, croûte océanique, carte B). Pour plus de détails, lire le texte.

A partir de ces données, nous avons pu estimer la distribution spatiale des principaux domaines de la marge transformante de Côte d'Ivoire: le domaine continental non aminci, le domaine continental aminci et le domaine océanique (Figure 170 - A). En effet, les anomalies gravimétriques positives signalent un excès de masse produit par la croûte continentale amincie, et le prisme sédimentaire s'installe au niveau du domaine crustal aminci. Ces deux informations permettent donc d'estimer les limites de la distribution spatiale de la croûte continentale amincie et par conséquent de délimiter également le domaine continental non aminci et le domaine océanique.

Enfin, pour définir la distribution spatiale des épaisseurs crustales, nous avons également utilisé la base de données Crust 2 (Mooney et al., 1998). Cette base de données décrit la distribution de l'épaisseur crustale à l'échelle globale et avec une résolution de 2x2degrés. Les mesures utilisées pour réaliser cette carte proviennent principalement d'informations sismiques (vitesse des ondes P et S) mais aussi d'informations géologiques et tectoniques. Vu la faible résolution de la grille de Crust 2, si elle nous a permis d'apporter des contraintes au niveau de l'épaisseur de la croûte continentale du domaine émergé, nous avons en revanche contraint l'épaisseur crustale de part et d'autre de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (secteurs C et D) à partir de 3 coupes crustales publiées dans trois études différentes (coupe 1 - Peirce et al., 1996 -, Coupe 2 - Sage et al., 1997 -, Coupe 3 - Edwards et al., 1997a -, voir Figure 170 - B pour le plan de position et Figure 175 et sous-partie 9.4.6. pour la présentation des coupes). Ces coupes ont été réalisées à partir de profils de sismique réfraction. Elles sont soit distribuées sur la bordure Sud du bassin profond ivoirien, soit perpendiculairement à la ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Quant à l'épaisseur de la croûte océanique au nord de cette ride, nous avons utilisé la valeur communément admise de 7 km.

9.4.3. GEOMETRIE CRUSTALE ET PARAMETRES IMPOSES DANS FLEX3D

Nous avons vu, dans notre première étude paramétrique (voir Chapitre 7 et synthèse dans Chapitre 8), que le contrôle le plus important sur l'état flexural initial et les mouvements verticaux post-rift est réalisé par la ditribution des épaisseurs crustales. Par conséquent, pour réaliser une étude comparative qualitative et quantitative entre les résultats de Flex3D et les données géologiques collectées sur la marge transformante ivoirienne, il est donc nécessaire de construire un modèle de distribution des épaisseurs crustales qui, tout en étant simplifié, respecte les principales variations de l'épaisseur crustale de la marge transformante de Côte d'Ivoire. Ce modèle crustal est décrit sur la Figure 171. Il a été construit à partir des différentes données précédemment décrites (voir sous-partie 9.4.2). Il représente donc une distribution spatiale actuelle des épaisseurs crustales de la marge transformante de Côte d'Ivoire. Or, dans Flex3D, l'état flexural initial de la marge modélisée est calculé à partir de la distribution spatiale des épaisseurs crustales que nous imposons à Flex3D. Comme pour l'étude de l'évolution post-rift de la marge passive nord-namibienne (voir Chapitre 8), nous faisons donc ici l'hypothèse que la distribution spatiale actuelle des épaisseurs crustales sur le système naturel reste proche de la distribution spatiale des épaisseurs crustales de la marge transformante ivoirienne à la fin du rifting. La dimension du modèle crustal est de 18x18 degrés avec 14 km de résolution.

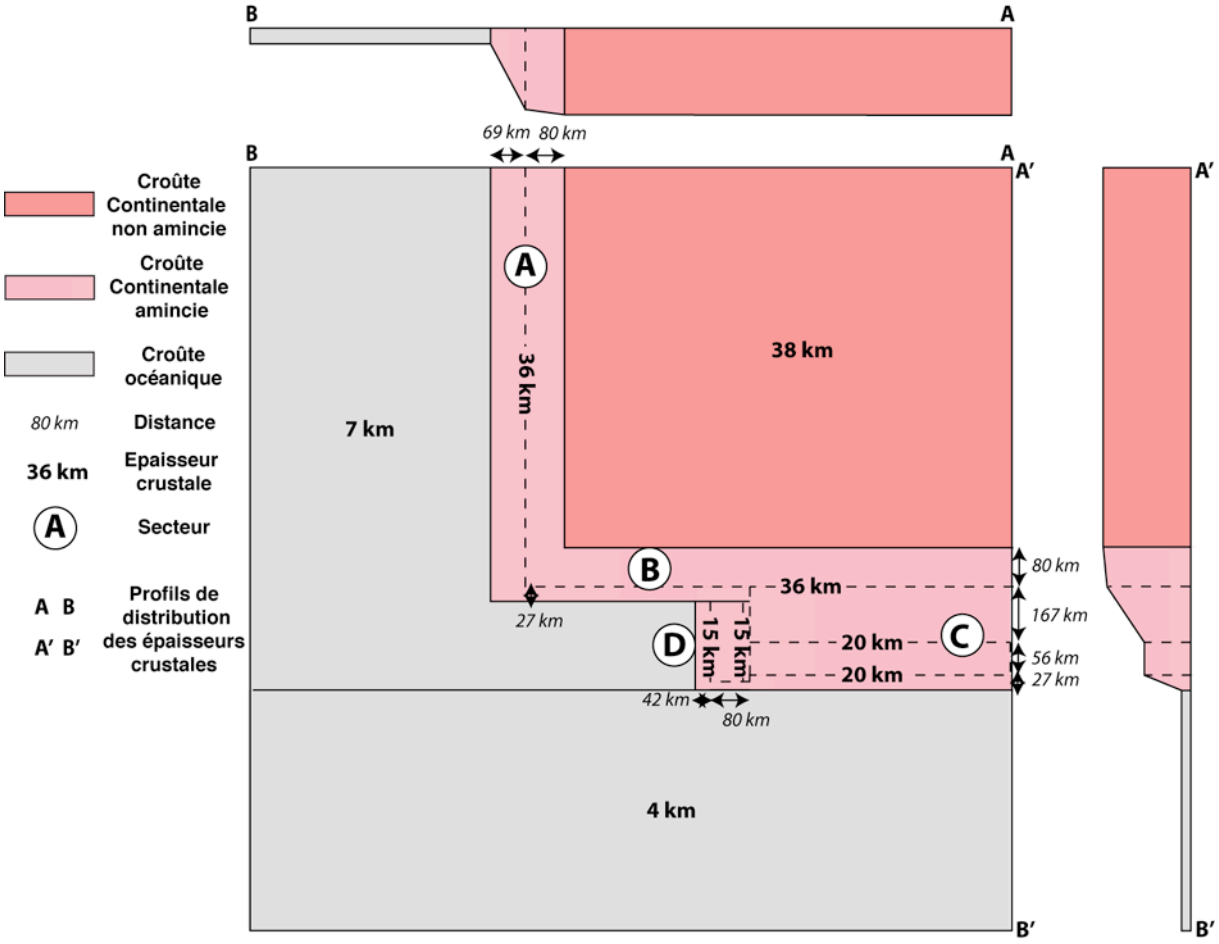


Figure 171 : modèle crustal simplifié de la marge décrochante ivoirienne.
Les deux profils de distribution des épaisseurs crustales, AB et A'B', sont à la même échelle.

Ce modèle de distribution des épaisseurs crustales, que nous avons imposé à Flex3D, se caractérise par une épaisseur de croûte continentale non amincie de 38 km. Cette épaisseur s'amincit de manière discontinue le long des différents secteurs. Au nord de la marge et selon une direction E-W (secteur A, profil AB), la croûte s'amincit faiblement de 38 km à 36 km sur une distance de 80 km, puis s'amincit de nouveau sur une distance de 69 km et atteint 7 km d'épaisseur. Sur le secteur B, l'épaisseur de la croûte continentale diminue suivant un axe N-S et passe de 38 km à 36 km sur 80 km de distance. Elle diminue ensuite une seconde fois de 36km à 7 km d'épaisseur sur 27 km de distance. Ensuite, sur le secteur C et toujours selon un axe N-S, la croûte s'amincit également de 2 km sur 80 km de distance, puis s'amincit une seconde fois, passant de 36 km à 20 km sur une distance de 167 km. L'épaisseur devient ensuite constante sur 56 km et diminue une troisième et dernière fois sur 27 km et atteint 4 km d'épaisseur crustale (voir profil A'B'). La croûte amincie du secteur C s'amincit également sur le secteur D, selon un axe E-W. En effet, elle diminue latéralement et atteint 15 km d'épaisseur crustale. Cette épaisseur est stable sur 80 km et diminue ensuite, sur 42 km, pour atteindre une épaisseur crustale de 7 km. La zone amincie la plus étroite et présentant le facteur d'amincissement β ($\frac{Epaisseur\ crustale\ initiale}{Epaisseur\ crustale\ finale}$) le plus fort se situe donc sur le secteur B.

Ensuite, pour calibrer les différents paramètres de Flex3D (Tableau 26), nous avons utilisé soit des données publiées (épaisseur lithosphérique contrainte grâce à la carte des épaisseurs lithosphériques publiée par Artemieva, 2006, voir Chapitre 2), soit des valeurs communément admises (température à la base de la lithosphère, températures déterminant l'épaisseur élastique, densité des sédiments, gravité, coefficient d'expansion thermique, module de young, coefficient de poisson, profondeur de compaction), soit des valeurs démontrées dans ce mémoire à partir de synthèses de données (coefficient de diffusion continental et marin – Chapitre 4, épaisseur de croûte continentale de référence – Chapitre 2) ou encore, des valeurs établies par comparaison géométrique locale entre les coupes crustales calculées par Flex3D et les coupes crustales publiées (profondeur de fibre, densités du manteau et de la croûte, géométrie de la croûte amincie) (voir plan de position des coupes sur la Figure 170 B et descriptions des coupes dans la sous-partie 9.4.6.). En effet, si obtenir la géométrie crustale nécessite simplement de lire la variation de l'épaisseur crustale le long des coupes crustales publiées, contraindre la profondeur de fibre nécessite d'analyser les variations de la profondeur du socle et du Moho le long de la zone amincie des différentes coupes crustales. Pour obtenir la valeur paramétrique de la profondeur de fibre, nous avons donc dû tester dans Flex3D, une certaine gamme de valeurs estimées à partir de la géométrie des coupes crustales publiées. Nous avons ensuite comparé les géométries crustales calculées par Flex3D avec celle des coupes publiées pour valider ou non les valeurs paramétriques testées. Enfin, concernant la détermination du rapport ente le facteur d'amincissement crustal β et le facteur d'amincissement mantélique δ, nous avons conservé l'hypothèse utilisée jusqu'à maintenant dans ce mémoire, c'est-à-dire δ est égal à β.

Paramètre		Symbole	Valeur de référence
Gravité		g	9,81 m/s^2
Coefficient d'expansion thermique		α_v	3,2 $.10^{-5}$ m
Module de young		E	7 $.10^{10}$ Pa
Coefficient de poisson		υ	0,25
Profondeur de compaction		ϕ_0	0,1
Densité	Sédiments	ρ_S	2400 kg/m^3
	Croûte continentale	ρ_c	2750 kg/m^3
	Manteau	ρ_m	3400 kg/m^3
	eau	ρ_w	1000 kg/m^3
Epaisseur de croûte continentale de référence		$EpCrust_{Ref}$	36 km
Température déterminant l'épaisseur élastique		Te	450°C
Profondeur de la fibre		Neck	11 km
Température de la base de la lithosphère		T_{Litho}	1350°C
Epaisseur de la lithosphère		$P_{isoth\ 1350°C}$	180 km
Coefficient de diffusion (kd)	Continental	Kd_c	3 $.10^{10} m^2/Ma$
	Marin	Kd_m	3 $.10^{8} m^2/Ma$
Niveau marin		N_m	- 100 m

Tableau 26 : paramètres utilisés dans la simulation de la marge ivoirienne.

9.4.4. TOPOGRAPHIE A T0 MA

La topographie ivoirienne calculée par Flex3D à t0 Ma est décrite sur la Figure 172. Afin de comparer les cartes produites par la simulation numérique avec les cartes décrites sur la Figure 170, nous avons effectué une rotation et une mise à l'échelle adaptées de la carte topographique simulée par rapport aux cartes de la Figure 170.

La topographie calculée par Flex3D varie entre 4180 m et -5370 m environ. L'altitude augmente de plus en plus fortement jusqu'à atteindre 4180 m au niveau du poinçon crustal formé par les amincissements orthogonaux du secteur A et du secteur B. La localisation du fort épaulement modélisé correspond, sur la carte de la marge ivoirienne (Figure 170), à la frontière entre le Libéria et la Côte d'Ivoire. En revanche, la topographie sous-marine augmente de - 4200, -4300 m à -5370 m environ au niveau de la base de l'intersection entre la zone amincie du secteur B et celle du secteur D. Cet approfondissement local de la bathymétrie se situe, sur la marge transformante ivoirienne, au niveau de la position de l'épaisseur sédimentaire maximale du bassin profond ivoirien (voir Figure 170 A).

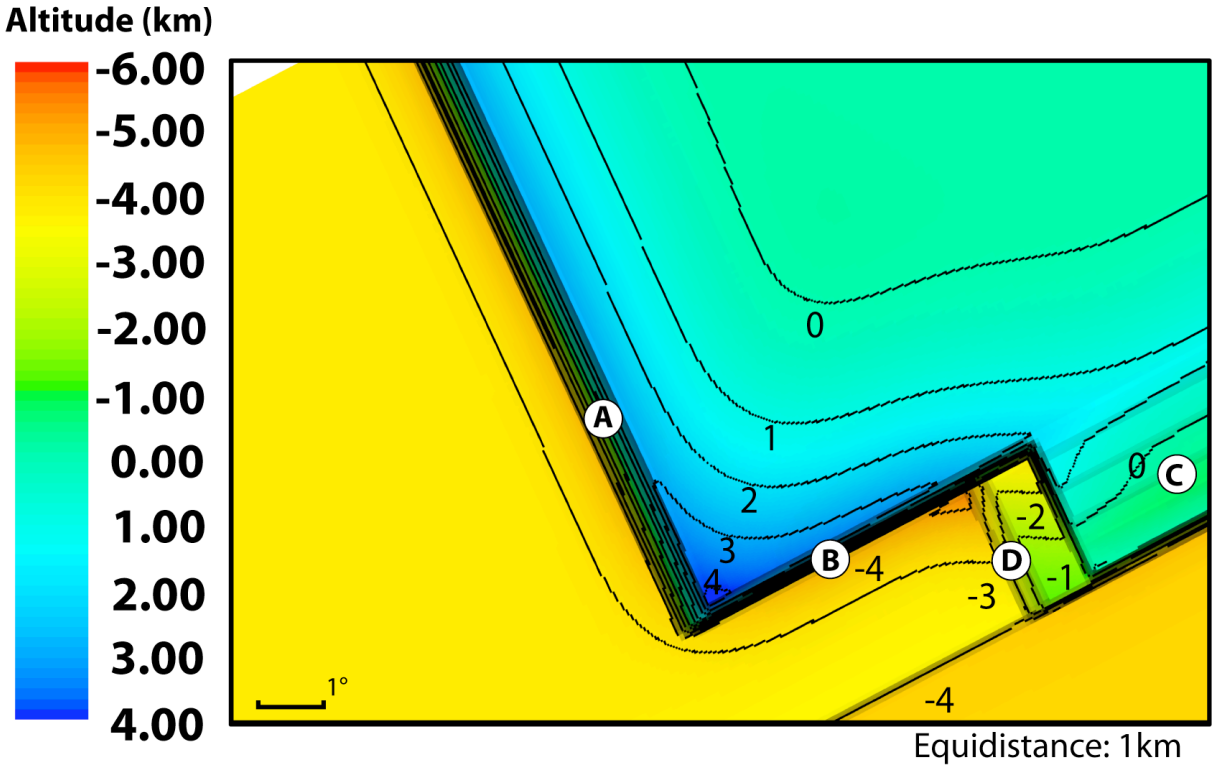


Figure 172 : topographie de la simulation de la marge ivoirienne à t0 Ma.
Les reliefs continentaux (valeurs positives) sont en nuance de bleu-vert tandis que les reliefs marins (valeurs négatives) sont en nuance de rouge-orange. L'équidistance entre les courbes altimétriques est de 1 km. Altitudes comprises entre 4180 m et -5375 m. A, B, C et D sont différents secteurs de la zone amincie complexe de la marge ivoirienne. Pour plus de détails, lire le texte.

La topographie à t0 de la simulation montre donc que l'addition de la charge flexurale produite par la zone amincie A avec celle de la zone amincie B produit une augmentation locale de l'amplitude de l'épaulement de rift au niveau du poinçon formé par le double amincissement orthogonal. La fosse à la base de l'intersection entre la zone amincie B et la zone amincie D est, quant à elle, créée par l'addition locale des charges flexurales produites par la zone amincie B et la zone amincie D. La correspondance de lieu entre l'approfondissement local de la bathymétrie calculée par Flex3D et l'épaisseur maximale de

sédiments du bassin profond ivoirien indiquerait un contrôle flexural de ce bassin sédimentaire. En effet, la formation d'une cuvette, à la fin du rifting, sous l'effet de la déformation flexurale 3D, concentrerait la sédimentation au cours du post-rift et formerait ainsi un épais prisme sédimentaire dont la base s'approfondirait principalement sous l'effet conjugué de la charge sédimentaire et de la subsidence thermique.

9.4.5. DENUDATION ET SEDIMENTATION A T90 MA

Nous présentons maintenant, sur la Figure 173, une carte de distribution des épaisseurs totales de dénudation et de sédimentation sur la simulation ivoirienne à t90 Ma, environ l'âge actuel de la marge (105 Ma et 95 Ma, Bigot-Cormier et al., 2005). Comme la Figure 172, la carte de la Figure 173 a subi une rotation et une mise à l'échelle adaptées par rapport aux cartes de la Figure 170. Nous avons ajouté sur la carte, la position de trois coupes crustales que nous avons réalisées dans le but de les comparer avec trois coupes crustales publiées localisées sur ces mêmes positions (voir sous-partie 9.4.6).

La Figure 173 montre que l'épaisseur totale maximale de dénudation atteint, à t90 Ma, 7,2 km au niveau du poinçon où l'épaulement atteignait 4180 m, tandis que l'épaisseur totale maximale de sédimentation atteint seulement 5,1 km au niveau de la fosse localisée à l'intersection entre la zone amincie B et la zone amincie D (voir sous-partie 9.4.4). Il existe un deuxième bassin sédimentaire, formé le long de la zone amincie du secteur A, qui présente une épaisseur sédimentaire atteignant localement 4 km d'épaisseur.

N'ayant que peu de données géologiques disponibles dans cette région, nous avons réalisé une étude comparative préliminaire entre les résultats de la simulation numérique et les données géologiques du système naturel. Les seules données pertinentes comparables sont la distribution spatiale des isopaques sédimentaires modélisées avec celle des isopaques sédimentaires d'Emery et Uchupi (1984) (Figure 170 A). Celles-ci montrent une bonne correspondance entre la localisation des bassins sédimentaires calculés par Flex3D (bassin sédimentaire le long du secteur A, bassin le plus épais à la base de l'intersection entre la zone amincie B et la zone amincie D) et les bassins majeurs décrits par Emery et Uchupi (1984) (bassin sédimentaire longeant les côtes de Guinée, de Sierra Leone et du Liberia ; bassin profond ivoirien). En revanche, la comparaison de ces données montre également que la quantité de sédiments peut différer entre les isopaques calculées par Flex3D et les isopaques de la base de données d'Emery et Uchupi (1984). En effet, si le bassin sédimentaire modélisé longeant le secteur A et le bassin sédimentaire au large des côtes de Guinée, de Sierra Leone et du Libéria présentent des épaisseurs sédimentaires très proches (4 km maximum), le bassin modélisé situé à la base de l'intersection entre la zone amincie B et la zone amincie D présente une épaisseur sédimentaire plus faible (5,1 km) que celle décrite par Emery et Uchupi (1984) sur le bassin profond ivoirien (9 km).

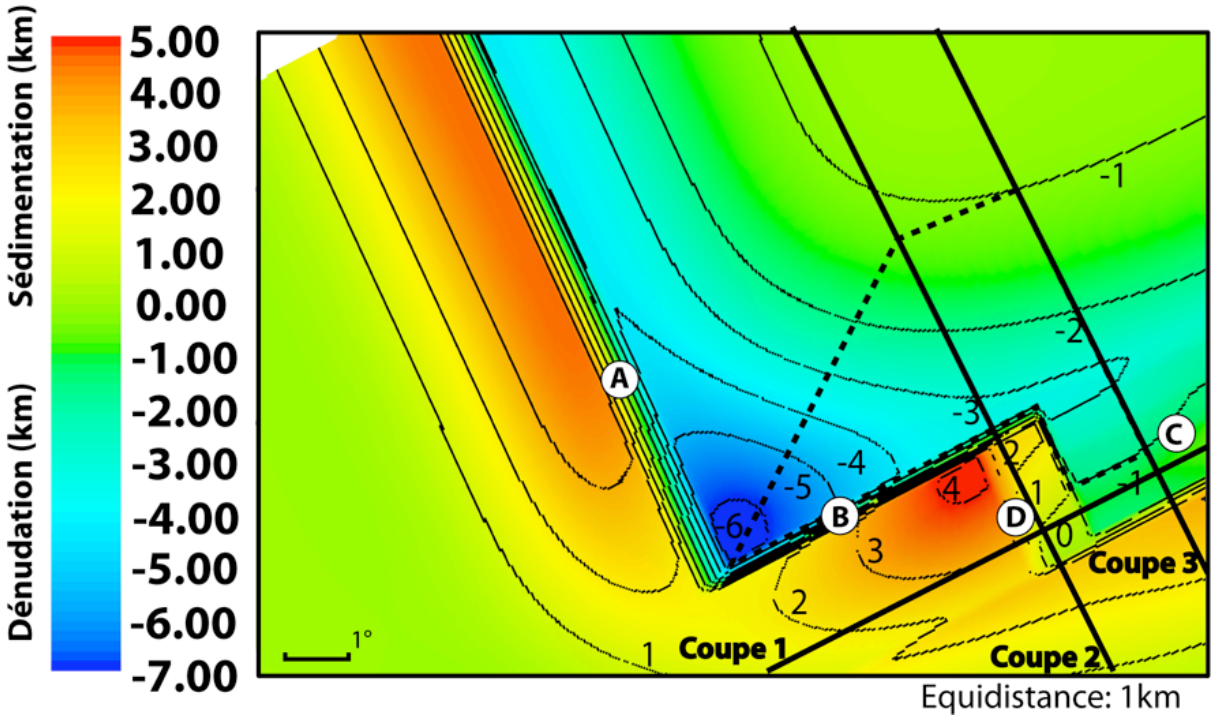


Figure 173 : distribution spatiale des épaisseurs totales de dénudation et de sédimentation sur la simulation de la marge ivoirienne à t90 Ma.

L'épaisseur totale de dénudation (valeurs négatives) est en nuance de bleu-vert tandis que l'épaisseur totale de sédimentation (valeurs positives) est en nuance de rouge-orange. L'équidistance entre les courbes d'isopaques est de 1 km. Quantité totale maximale de dénudation = 7,2 km ; quantité totale maximale de sédimentation = 5,1 km. A, B, C et D sont différents secteurs de la zone amincie complexe de la marge ivoirienne. Les coupes 1, 2 et 3 sont des coupes crustales présentées dans la sous-partie suivante 9.4.6. La zone délimitée par les tiretés noirs correspond à une aire drainée simplifiée alimentant le bassin le plus épais situé entre la zone B et la zone D. Pour plus de détails, lire le texte.

Cette comparaison entre les résultats de la simulation numérique et les données géologiques montre, tout d'abord, que la distribution spatiale du flux sédimentaire calculée par Flex3D localise les prismes sédimentaires au même endroit que ceux observés sur la marge transformante ivoirienne. Ces résultats indiquent donc qu'une déformation 3D produite par le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface peut expliquer la géométrie 3D actuelle de la marge transformante ivoirienne.

Cependant, si le flux sédimentaire local calculé par Flex3D au niveau du secteur A permet de construire un prisme sédimentaire dont l'épaisseur est cohérente avec celle du prisme sédimentaire longeant les côtes de la Guinée, de la Sierra Leone et du Libéria, en revanche, la distribution spatiale du flux sédimentaire calculée par Flex3D au niveau des secteurs B et D semble insuffisante pour produire l'épaisseur sédimentaire totale mesurée sur le bassin profond ivoirien (~4 km de différence entre l'épaisseur maximale sur la simulation et celle sur la marge transformante ivoirienne). Différentes causes peuvent expliquer cette différence d'épaisseur entre les deux types de données : un problème de géométrie 3D du prisme sédimentaire entre les deux types de données, un flux sédimentaire externe à la marge transformante ivoirienne, une surrection post-rift de la marge ivoirienne, un état flexural initial et des mouvements verticaux post-rift insuffisants sur la simulation numérique, des processus de surface faibles dans Flex3D par rapport au système naturel, une production carbonatée in-situ sur le système naturel qui n'est pas prise en compte dans Flex3D.

Concernant l'hypothèse d'une production carbonatée in-situ sur la marge transformante ivoirienne, cette cause est à exclure puisqu'aucune présence de carbonates n'a été jusqu'à présent notée (Kulke, 1995). Ensuite, si une augmentation des coefficients de diffusion continental et marin dans Flex3D permettait d'augmenter l'épaisseur du bassin profond ivoirien sur la simulation, elle augmenterait également son étendue au-delà de celle du bassin profond ivoirien de la marge transformante ivoirienne. La géométrie du bassin profond ivoirien sur la simulation numérique deviendrait donc incohérente avec celle du bassin profond ivoirien de la marge transformante ivoirienne. Quant à l'hypothèse d'une augmentation de l'état flexural initial et des mouvements verticaux post-rift sur la simulation numérique, elle créerait également une augmentation de l'épaisseur du bassin profond ivoirien mais la géométrie crustale de la simulation s'éloignerait de celle de la marge transformante ivoirienne (flexure trop forte sur la simulation par rapport à celle observable sur les coupes publiées du système naturel). Ensuite, pour tester les trois dernières hypothèses : 1) une différence de géométrie 3D du prisme sédimentaire, 2) un flux sédimentaire externe à la marge transformante et 3) une surrection post-rift de la marge transformante ivoirienne, nous avons complété ce travail avec une rapide étude où nous comparons, au niveau des bassins versants alimentant les bassins profonds ivoiriens modélisés et naturels, l'épaisseur de dénudation moyenne calculée sur la simulation numérique avec celle calculée sur la marge transformante ivoirienne. Pour estimer l'épaisseur de dénudation moyenne sur la marge transformante ivoirienne, nous avons donc fait l'hypothèse que le bassin versant du bassin profond ivoirien a peu ou pas évolué depuis 90 Ma. L'épaisseur de dénudation moyenne étant estimée sur la simulation numérique et sur la marge transformante ivoirienne à partir du rapport entre le volume sédimentaire du bassin profond ivoirien et l'aire continentale drainée, si les épaisseurs de dénudation moyennes sont identiques entre les deux types de données, ceci indique que la différence de 4 km environ entre les épaisseurs sédimentaires maximales des deux types de données est due à une simple différence de géométrie entre les deux prismes sédimentaires (sédiments plus distribués et donc moins épais sur le bassin profond ivoirien de la simulation de référence par rapport aux sédiments plus localisés et donc plus épais sur le système naturel). En revanche, si sur le système naturel l'épaisseur de dénudation moyenne est plus élevée que celle calculée sur la simulation numérique, alors la différence d'épaisseur sédimentaire maximale entre le bassin profond ivoirien de la simulation numérique et celui de la marge transformante ivoirienne s'explique soit par une surrection post-rift de la marge, soit par un flux sédimentaire externe au système.

Pour estimer les épaisseurs de dénudation moyenne sur la simulation numérique et sur la marge transformante ivoirienne, nous avons d'une part, réalisé une mesure indicative des épaisseurs sédimentaires totales déposées entre la zone transformante de la Romanche et celle de Saint Paul (voir Figure 170 A et Figure 173) et d'autre part réalisé une mesure indicative des aires continentales drainées associées à ces bassins (voir Figure 173 et Figure 174). Pour réaliser ces mesures indicatives, nous avons simplifié les aires des isopaques sédimentaires et les aires continentales drainées par des rectangles. Connaissant l'équidistance entre les isopaques sédimentaires, nous avons pu ensuite calculer les volumes sédimentaires à partir des différentes aires des isopaques sédimentaires. A partir de ces données, nous avons calculé les épaisseurs de dénudation moyennes correspondantes et nous les avons comparées entre elles.

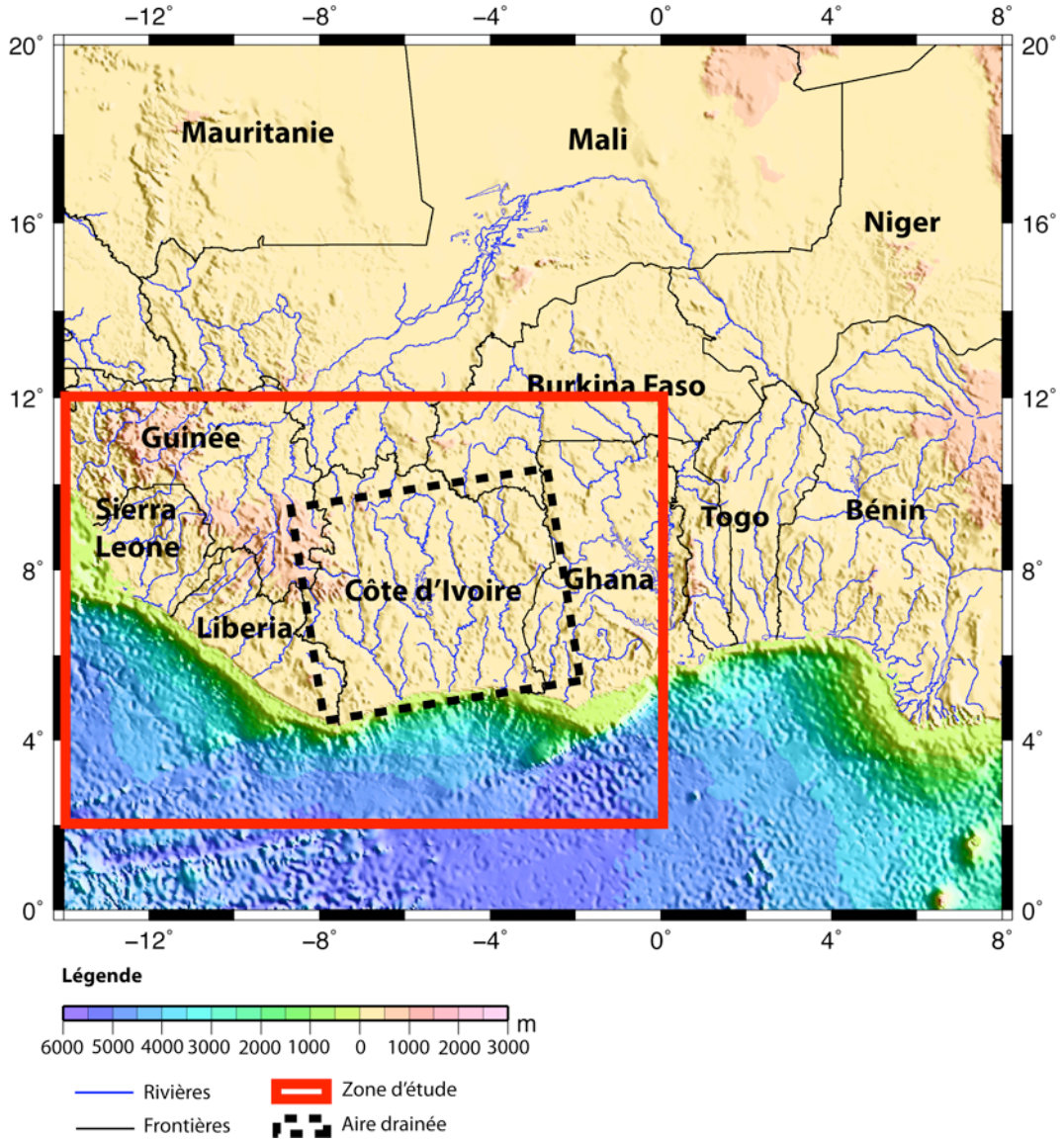


Figure 174 : réseau de drainage de la marge ivoirienne et des marges environnantes.
Notre zone d'étude sur la marge ivoirienne est représentée par le rectangle rouge. Le carré noir en tiretés représente l'aire drainée simplifiée du bassin profond ivoirien.

Le calcul des volumes sédimentaires montre un volume sédimentaire modélisé de ~1,70 $.10^5$ km^3 contre ~2,80 $.10^5$ km^3 sur le système naturel. Concernant l'aire drainée, le calcul montre une aire de ~1,90 $.10^5$ km^2 sur la modélisation numérique contre ~3,50 $.10^5$ km^2 sur la marge transformante ivoirienne. Le rapport des volumes sédimentaires sur les aires drainées permet d'obtenir une épaisseur de dénudation moyenne comprise entre ~810 m (=système naturel) et ~880 m (=modèle numérique). Les valeurs obtenues sur la simulation numérique sont donc très proches de celles obtenues sur le système naturel. Ce résultat indique donc que la différence de ~4 km entre les épaisseurs sédimentaires maximales des bassins profonds ivoiriens modélisés et naturels est due à une simple différence de géométrie entre ces deux prismes sédimentaires. La répartition de la sédimentation est plus distribuée sur le modèle numérique, du fait de la loi de diffusion approximant les processus de surface, par rapport à la répartition de la sédimentation, plus locale, sur le système naturel. Les conséquences sont des épaisseurs sédimentaires maximales moins fortes sur la simulation numérique par rapport à celles observées sur le système naturel.

Ce travail montre donc que la localisation et le remplissage du bassin profond ivoirien sur la marge transformante ivoirienne peuvent être le résultat d'une flexuration 3D produite par des processus thermiques, l'isostasie flexurale et des processus de surface affectant la marge transformante ivoirienne. Ce travail montre enfin que si les flux sédimentaires des modélisations numériques cylindriques ne permettent pas de produire un volume sédimentaire total suffisant pour expliquer celui piégé dans les bassins des marges passives naturelles, un flux sédimentaire 3D permet en revanche de produire un volume sédimentaire total comparable à celui observé sur un système naturel.

Si cette étude comparative permet d'observer des caractéristiques communes intéressantes entre la simulation numérique et le système naturel, il serait nécessaire, pour approfondir notre analyse :

- d'acquérir des données de traces de fission à la frontière entre le Libéria et la Côte d'Ivoire afin de vérifier si la dénudation calculée par le modèle numérique augmente bel et bien vers l'Ouest ;

- de réaliser des campagnes de sismiques réflection et réfraction au niveau du bassin profond ivoirien au large d'Abidjan, afin de contraindre, d'une part, la géométrie crustale de la marge ivoirienne sur cette région, et d'autre part, de mieux connaître la géométrie du bassin profond ivoirien et son histoire.

9.4.6. COMPARAISON DES COUPES CRUSTALES MODELISEES AVEC LES COUPES CRUSTALES DE LA BIBLIOGRAPHIE

Pour contraindre la géométrie crustale des secteurs D et C, la profondeur de fibre, et les densités de la croûte et du manteau, nous avons utilisé trois coupes crustales localisées sur la Figure 170 - A. Dans cette sixième et dernière sous-partie sur l'étude de la déformation de la marge ivoirienne, nous comparons les géométries crustales calculées par Flex3D et les coupes crustales publiées. Ces coupes sont présentées sur la Figure 175. Celle-ci est composée de trois colonnes et de trois lignes de graphiques :

- la première ligne en partant du bas décrit l'intégralité des trois coupes crustales modélisées. Leur plan de position est présenté sur la Figure 173 ;

- la deuxième ligne, au centre, décrit, pour chaque coupe, un agrandissement de la zone crustale modélisée correspondant aux coupes crustales publiées. Les graphiques des zones modélisées correspondant aux coupes ont été mis à la même échelle que les coupes bibliographiques ;

- la troisième et dernière ligne, en haut de la figure, présente les trois coupes crustales de la bibliographie.

Ces coupes publiées ont été réalisées, toutes les trois, grâce à des données de sismique réfraction (coupe 1 - Peirce et al., 1996, coupe 2 - Sage et al., 1997 et coupe 3 - Edwards et al., 1997a). Les coupes 1 et 3 sont des modèles de vitesses des ondes sismiques tandis que la coupe 2 est un modèle de densité.

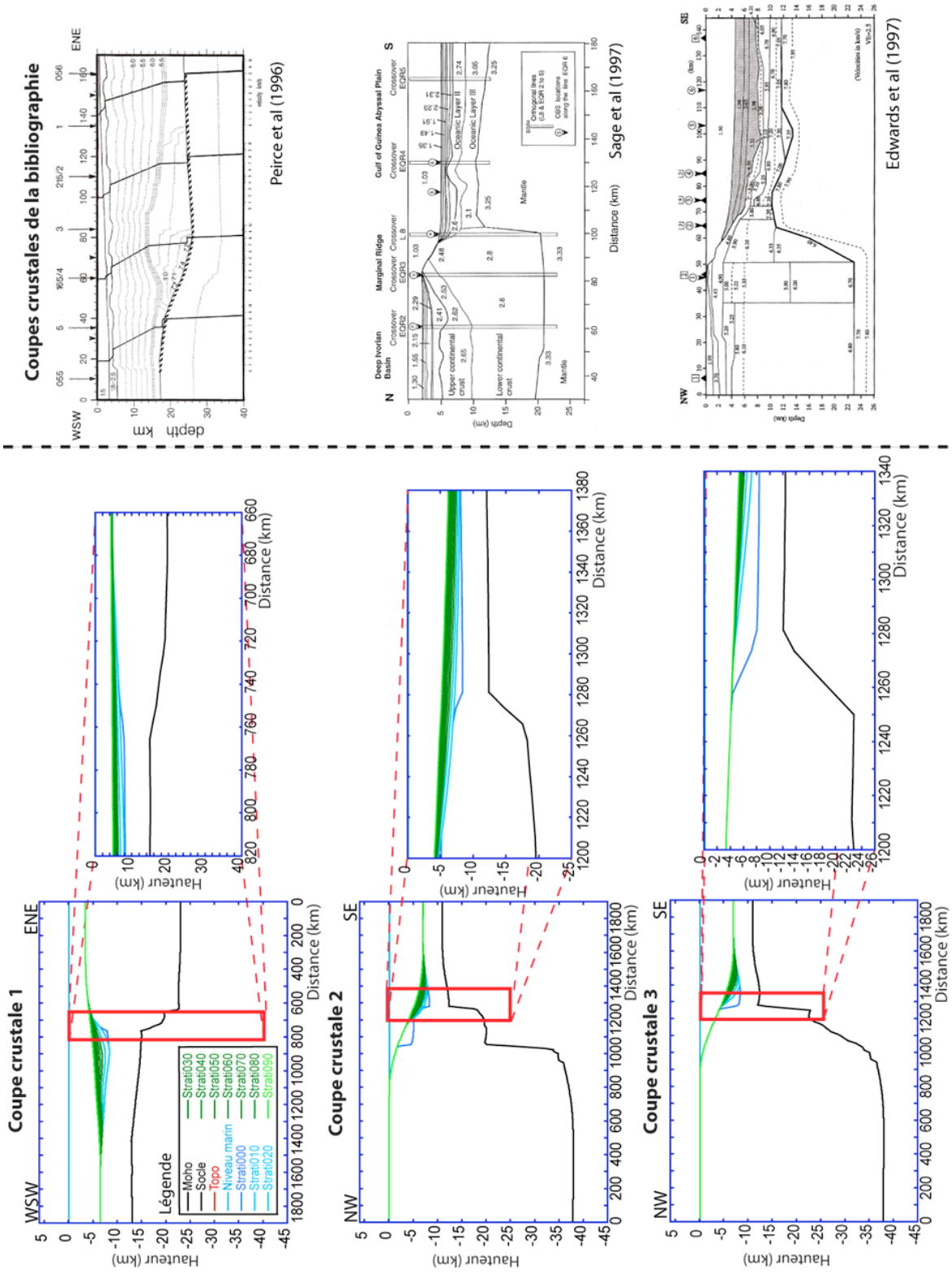


Figure 175 : comparaison entre les coupes crustales modélisées et les coupes crustales de la bibliographie.

Ligne de graphiques en bas = coupes crustales intégrales extraites de la simulation ; ligne de graphiques au centre = agrandissement des zones crustales modélisées correspondant aux coupes bibliographiques ; lignes de graphiques en haut = coupes de la biliographie. Les agrandissements des trois coupes de la simulation numérique ont été mis à la même échelle et à la même dimension que les coupes de la bibliographie. Pour plus de détails, lire le texte.

La comparaison entre les coupes crustales de la bibliographie et les zones modélisées correspondantes montre, à grande échelle, une bonne cohérence entre les deux types de données. La bonne cohérence entre les géométries du socle et du Moho calculées par Flex3D avec celles observées le long des profils sismiques s'explique par les calibrations du modèle 3D de distribution des épaisseurs crustales, de la profondeur de fibre, de la densité mantélique et de la densité crustale, à partir de ces coupes crustales publiées. Cependant, cette comparaison entre les coupes crustales calculées par Flex3D et les coupes crustales du système naturel montre également que la physique incluse dans Flex3D (couplage 3D entre des processus thermiques, l'isostasie flexurale et des processus de surface contrôlés par une loi de diffusion) permet d'expliquer, à grande échelle, la déformation post-rift ayant affectée le domaine aminci de la marge transformante ivoirienne. La différence notable à grande échelle entre les coupes modélisées et les coupes de la bibliographie est le lissage de la topographie modélisée par la loi de diffusion incluse dans Flex3D.

9.4.7. CONCLUSION

La simulation numérique montre que la déformation flexurale 3D affectant une marge transformante comme la marge ivoirienne, couplée aux processus de surface et aux processus thermiques crée, à t0 Ma, une fosse à la base du contact orthogonal entre la zone amincie produite par une faille transformante et la croûte continentale amincie suite au rifting. Le comblement de la fosse par un flux sédimentaire local produit par l'érosion de l'épaulement de rift, crée localement un épais prisme sédimentaire. Or, les isopaques sédimentaires de la marge transformante de Côte d'Ivoire (Emery et Uchupi, 1984) montrent également sur le même secteur de la marge, la présence d'un épais prisme sédimentaire, le bassin profond ivoirien. Si la formation du bassin profond ivoirien peut être expliquée par une structure héritée du rift (structure en pull-à-part), ce travail montre que la localisation, la formation et le remplissage du bassin profond ivoirien peuvent aussi être liés à une déformation 3D produite par le couplage entre l'isostasie flexurale, les processus thermiques et les processus de surface affectant la marge transformante ivoirienne. Notre étude montre enfin que si le volume sédimentaire total produit par le flux sédimentaire sur les simulations cylindriques est insuffisant pour expliquer le volume sédimentaire total piégé dans les bassins des marges passives naturelles, en revanche, le volume sédimentaire total produit par le flux sédimentaire 3D au niveau du bassin profond ivoirien modélisé est comparable à celui mesuré sur le système naturel.

Si cette étude expérimentale montre l'importance d'une déformation 3D dans la compréhension de l'évolution post-rift de la marge transformante ivoirienne, les données géologiques actuellement disponibles ne nous permettent de réaliser qu'une étude préliminaire. Des données de traces de fission à terre et des campagnes de sismiques réflection et réfraction au large de la ville d'Abidjan seraient utiles pour mieux contraindre notre étude.

9.5. CONCLUSION

L'étude des conséquences d'une zone décrochante avec un décalage « d » et une largeur « l » sur le comportement de la simulation de référence montre tout d'abord que le décalage de la zone amincie produit une modification locale de la géométrie (amplitude et longueur) du relief flexural de part et d'autre du décalage, à t0 Ma. En effet, le décalage de la zone amincie crée un deuxième amincissement transversal à la marge qui produit une charge flexurale qui s'ajoute à celle longitudinale produite par la zone amincie de la marge passive. Cette double charge flexurale au niveau du décalage produit principalement une augmentation locale de la géométrie de l'épaulement de rift et de la fosse à t0 Ma. Si la quantité de décalage augmente et que la largeur du décalage est nulle, la flexuration et la géométrie maximale du relief flexural augmentent également de part et d'autre du décalage. En revanche, si la largeur « l » le long de laquelle le décalage se produit augmente, la zone amincie transversale augmente également et diminue ainsi la charge flexurale transversale. La charge flexurale longitudinale devient alors prépondérante sur la déformation de la marge. Si la largeur « l » augmente, le comportement de la marge au niveau du décalage tend donc vers celui de la simulation de référence.

L'analyse de l'évolution spatio-temporelle de la dénudation et de la sédimentation sur les simulations affectées par un décalage montre tout d'abord que la quantité totale maximale de dénudation atteint jusqu'à 8,1 km au niveau de l'ancien épaulement de rift maximal, en bordure du décalage, si « d » est égal à 220 km et « l » est nul. Concernant les taux de dénudation, les simulations affectées par une quantité de décalage variable présentent un taux de dénudation maximal proche de celui de la simulation de référence (9 m/Ma) tandis que la simulation affectée par une largeur de décalage de 110 km et une quantité de décalage de 110 km présente, quant à elle, un taux de dénudation maximal plus élevé (~14 m/Ma) et qui tend vers celui de la simulation de référence si la largeur du décalage augmente. Les taux de sédimentation maximum sur les secteurs 5 sont, quant à eux, soit plus faibles que ceux de la simulation de référence dans le cas d'une quantité de décalage variable sur une largeur nulle, soit plus forts dans le cas d'une largeur de décalage de 110 km et une quantité de décalage de 110 km. Si la largeur du décalage augmente, les taux de sédimentation maximum tendent vers celui de la simulation de référence. Les faibles taux de sédimentation mesurés dans le cas d'un simple décalage de la croûte amincie, sont dûs à une faible subsidence produite soit par la flexuration transversale, soit par la relaxation thermique créée par l'amincissement transversal brutal imposé au niveau du décalage, tandis que les forts taux de sédimentation dans le cas d'une augmentation de la largeur « l » du décalage crustal, sont dûs à une réponse isostatique flexurale plus élevée au niveau de la zone crustale affectée par un décalage. Enfin, si un décalage de la zone amincie modifie sensiblement la distribution spatiale du flux sédimentaire au niveau du décalage, ce dernier modifie en revanche très peu le flux sédimentaire global au cours du temps et le volume total solide de sédiments à t180 Ma. En effet, les modifications produites par la géométrie du décalage crustal (quantité de décalage et largeur du décalage) sur l'état flexural initial et sur les mouvements verticaux post-rift sont trop locales pour modifier significativement l'évolution du flux sédimentaire global et le volume sédimentaire total.

L'enregistrement de l'évolution post-rift de la marge par le bassin sédimentaire montre, tout d'abord, qu'un décalage de la zone amincie « d » sur une largeur « l » modifie localement et de manière importante la géométrie des bassins sédimentaires de part et d'autre du décalage. En effet, ces bassins présentent une géométrie asymétrique puisque le bassin situé sur la zone amincie de la bordure du décalage (coupes longitudinales 2A, 2B, 2C, 2D)

présente une très forte épaisseur sédimentaire tandis que le bassin situé sur la bordure opposée (coupes longitudinales 1A, 1B, 1C, 1D) présente une très faible épaisseur sédimentaire. Cette différence de géométrie s'explique par un important flux sédimentaire transversal, produit principalement, entre t0 et t10 Ma, par l'érosion de l'épaulement de rift initial en bordure du décalage, et qui alimente le bassin sédimentaire sur la bordure opposée du décalage. Ce flux sédimentaire transversal est contrôlé par la pente produite au niveau du décalage. Si la largeur du décalage augmente, l'épaisseur des prismes sédimentaires sur la zone amincie en bordure du décalage diminue. Cette diminution de l'épaisseur de ces prismes s'explique par une diminution du flux transversal associé à une diminution de la géométrie de l'épaulement de rift sur la bordure opposée du décalage. Ce résultat confirme que si le flux sédimentaire global, mesuré entre t0 et t10 Ma, sur les simulations présentant un décalage de la zone amincie reste très proche de celui de la simulation de référence, la distribution spatiale du flux sédimentaire varie donc fortement au niveau du décalage de la zone amincie. Enfin, cette étude montre que la stratigraphie des prismes sédimentaires de part et d'autre du décalage est, quant à elle, très proche de celle de la simulation de référence. Si un décalage « d » de la zone amincie sur une largeur « l » modifie de manière importante la géométrie du prisme sédimentaire de part et d'autre du décalage, en revanche, il ne modifie pas la stratigraphie du prisme sédimentaire (séquence stratigraphique progradante-aggradante au cours du temps et surface d'érosion au sommet du prisme).

Enfin, l'étude comparative entre une simulation numérique 3D et les données géologiques de la marge ivoirienne montre, tout d'abord, une bonne cohérence entre la géométrie crustale modélisée et les géométries crustales décrites sur des coupes sismiques de la bibliographie. Cette étude comparative montre ensuite et surtout une bonne correspondance entre la localisation du bassin sédimentaire majeur calculé par Flex3D et le bassin profond ivoirien décrit sur les données publiées. En effet, Flex3D et les données géologiques montrent, tous les deux, le développement d'un épais prisme sédimentaire à la base du contact orthogonal entre la zone amincie produite par une faille transformante et la croûte continentale amincie suite au rifting. Cette dernière étude montre donc que si la formation du bassin profond ivoirien peut être expliquée par une structure héritée du rift (structure en pull-à-part), la formation et le remplissage du bassin profond ivoirien peuvent être également expliqués par une déformation 3D produite par le couplage entre l'isostasie flexurale, les processus thermiques et les processus de surface affectant la marge transformante ivoirienne. Enfin, ce travail montre que si les flux sédimentaires des modélisations numériques cylindriques ne permettent pas de produire un volume sédimentaire total suffisant pour expliquer celui piégé dans les bassins des marges passives naturelles (voir Chapitres 5, 6, 7 ou la synthèse décrite dans le Chapitre 8), un flux sédimentaire 3D permet en revanche de produire un volume sédimentaire total comparable à celui observé sur un système naturel.

En résumé, l'étude des conséquences d'une discontinuité crustale latérale sur le comportement post-rift d'une marge passive montre que si la déformation 3D produite par le couplage entre l'isostasie flexurale, les processus thermiques, les processus de surface a des effets seulement locaux au niveau de ces discontinuités, ces effets sont en revanche importants (modifications de l'état flexural initial, des vitesses de subsidence, de la distribution spatiale du flux sédimentaire, de la géométrie des prismes sédimentaires de part et d'autre de la discontinuité,…) et peuvent permettre d'expliquer le volume sédimentaire total d'un bassin sédimentaire. La déformation 3D est donc une déformation à prendre en compte dans la compréhension du comportement post-rift des marges passives.

CONCLUSION

Les marges passives sont affectées par des processus intrinsèques au système marge (ex : isostasie flexurale, subsidence thermique), par des processus régionaux (ex : zone de subduction, zone de collision, point chaud, climat) et aussi par des processus globaux (ex : climat, eustatisme). Ces processus sont enregistrés, de manière cumulée, dans les dénudations continentales (vitesses de dénudation, épaisseur de roches dénudées) et/ou dans les bassins sédimentaires des marges passives (flux terrigène, vitesses de sédimentation, géométrie et architecture stratigraphique du prisme sédimentaire). Si une marge passive est le lieu d'enregistrement de l'histoire passée d'une région, d'un continent, pour accéder à ces informations, il est nécessaire de savoir distinguer, à travers la lecture des données sur la dénudation continentale et des données collectées sur le bassin sédimentaire des marges passives, les conséquences respectives des processus locaux, régionaux ou globaux sur la dénudation continentale et le bassin sédimentaire des marges passives.

Pour accéder à l'enregistrement de processus régionaux ou globaux, il est tout d'abord nécessaire d'étudier les conséquences des processus intrinsèques au système marge (processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface) sur les mouvements verticaux post-rift le long des marges passives et étudier ensuite l'enregistrement de ceux-ci par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire des marges passives. Jusqu'à présent la majorité des travaux publiés sur la déformation des marges passives et sur son enregistrement par la dénudation continentale et/ou par le bassin sédimentaire ont été réalisés en 2D, soit sur le domaine marin, soit sur le domaine continental et n'ont pris en compte que les effets de certains processus considérés le plus souvent séparément (isostasie flexurale, processus thermiques, couplage processus de surface-isostasie flexurale). L'originalité de notre travail a été de réaliser des simulations numériques en 3D, cette fois-ci, qui prennent en compte les effets combinés des processus thermiques, de l'isostasie flexurale et des processus de surface sur :

- les mouvements verticaux post-rift 3D (subsidence et surrection) aussi bien sur le domaine continental que sur le domaine marin des marges passives,

- et l'enregistrement 3D de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale (vitesses de dénudation, épaisseur de roches dénudées) et par le bassin sédimentaire (vitesses de sédimentation, évolution post-rift du flux terrigène, évolution post-rift de la géométrie et de l'architecture stratigraphique du prisme sédimentaire).

Au cours de ce mémoire, nous avons réalisé deux études paramétriques : une première effectuée à partir de simulations cylindriques, et une seconde, à partir de simulations dont la géométrie crustale varie en 3D. L'objectif de la première étude est étudier et quantifier 1°) les effets des processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale, processus de surface) sur les mouvements verticaux post-rift le long des marges passives, 2°) d'observer, quantifier et analyser les conséquences d'une variation de paramètres internes (profondeur de fibre, longueur de zone amincie, densités du manteau et de la croûte, épaisseur lithosphérique) et externes (coefficients de diffusion en milieu continental et en milieu marin) sur les mouvements verticaux post-rift le long d'une marge passive affectée par ces processus

locaux, et enfin 3°) étudier l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire. En ce qui concerne l'objectif de la seconde étude paramétrique, il est, d'une part, d'étudier et quantifier les conséquences des processus locaux sur les mouvements verticaux post-rift affectant une géométrie 3D de marge passive (décalage transversal de la croûte continentale amincie = zone transformante) et, d'autre part, d'étudier l'enregistrement post-rift 3D de ces mouvements verticaux par la dénudation et par le bassin sédimentaire. Cette seconde étude paramétrique permet ainsi d'évaluer l'importance de la flexuration 3D par rapport à la flexuration affectant les simulations cylindriques de la première étude paramétrique.

Au cours de la première étude paramétrique, nous avons montré qu'à t0, le code numérique Flex3D utilisé au cours de ce mémoire produit, à partir d'une distribution d'épaisseur crustale et d'un rééquilibrage isostatique régional, une géométrie crustale initiale caractérisée par un épaulement de rift localisé à la transition entre le domaine non aminci et le domaine aminci, par une fosse localisée à la transition entre la croûte amincie et la croûte continentale de 7 km d'épaisseur (équivalent de la croûte océanique), et enfin par une hauteur de marge. Cette géométrie initiale est en accord avec les travaux publiés par McKenzie (1978) et par Braun et Beaumont (1989).

Le couplage entre les processus de surface, l'isostasie flexurale et les processus thermiques produit, le long des différentes simulations cylindriques de ce mémoire, des mouvements verticaux post-rift qui peuvent être séparés en trois domaines distincts :

- un domaine non aminci affecté par des mouvements surrectifs produits par le couplage entre les processus de surface et la réponse isostatique du système (Gilchrist et Summerfield, 1990),

- un domaine de transition entre le domaine non aminci et le domaine aminci, affecté par des mouvements verticaux complexes et jusqu'à présent non décrits dans des travaux publiés : tendance générale à la subsidence puis à la surrection et possible inversion locale de ces mouvements verticaux. Des mouvements verticaux complexes ont également été observés sur le domaine de transition de la marge namibienne.

- Un domaine aminci affecté par de la subsidence thermique (McKenzie, 1978) et localement par de l'isostasie flexurale au niveau de la fosse. Cette augmentation locale de la subsidence au niveau de la fosse est principalement produite par la charge exercée par le prisme sédimentaire (Watts, 1989; Watts et al., 1982).

Notre étude de l'évolution des mouvements verticaux montre également que l'augmentation de la rigidité flexurale au cours du temps produit une augmentation de la longueur d'onde flexurale et une diminution de son amplitude. Nos travaux montrent aussi que cette diminution d'amplitude est aussi causée par la diminution de l'efficacité des processus de surface avec le temps. Enfin, nos résultats montrent qu'après plus de 180 Ma d'histoire post-rift, l'activité des processus de surface maintient toujours une réponse flexurale sur les marges passives stabilisées.

Nous avons ensuite réalisé une hiérarchisation du degré d'importance des principaux contrôles exercés par les paramètres étudiés (longueur de zone amincie, profondeur de fibre, épaisseur lithosphérique, densités lithosphériques, coefficients de diffusion marins et continentaux) sur l'isostasie flexurale et sur l'isostasie locale. En effet, notre travail montre

que le facteur de contrôle le plus important sur la flexuration d'une marge est 1°) la longueur de la zone amincie, puis 2°) les coefficients de diffusion, ensuite 3°) la profondeur de fibre, et enfin 4°) l'épaisseur lithosphérique. Concernant l'isostasie locale, s'il est communément admis que le rapport de densité entre le manteau et la croûte continentale exerce le principal contrôle sur l'isostasie locale, notre étude montrent une hiérarchie différente : 1°) l'épaisseur lithosphérique, 2°) le rapport de densité entre le manteau et la croûte continentale.

Concernant les vitesses de dénudation et de sédimentation, les études publiées jusqu'à présent ont travaillé soit sur les vitesses moyennes de dénudation post-rift, soit sur les vitesses de sédimentation enregistrées dans les bassins sédimentaires. Comme pour les vitesses des mouvements verticaux post-rift, l'originalité de notre démarche a été d'analyser conjointement les vitesses de dénudation et de sédimentation le long des simulations et au cours du temps. Les résultats de nos simulations cylindriques montrent que le couplage entre les processus de surface et l'isostasie flexurale crée également le long des simulations, trois domaines affectés différemment par les processus de surface : 1°) un domaine non aminci affecté par de la dénudation, 2°) un domaine de transition affecté par des alternances progressives et locales entre la sédimentation et la dénudation, 3°) un domaine aminci soumis à une sédimentation localisée au niveau de la fosse. Il est à noter que l'augmentation de la longueur d'onde flexurale au cours du temps crée une augmentation de la largeur des domaines en sédimentation et en dénudation.

Nous avons ensuite analysé les conséquences du couplage entre les processus de surface, l'isostasie flexurale et les processus thermiques sur l'évolution temporelle du flux sédimentaire des différentes simulations cylindriques. Nous avons comparé les résultats avec les données géologiques sur les flux sédimentaires mesurés en domaine continental (flux sédimentaire local mesuré à partir de données de dénudation) et sur les flux sédimentaires préservés dans les bassins de marges passives. Notre travail montre que la relaxation de l'épaulement de rift produit un pic de flux de sédiments dans les premiers temps de l'histoire post-rift des marges, suivi par une décroissance rapide du flux en 10 Ma environ. Ensuite, si le flux reste faible au cours du post-rift sur les différentes simulations cylindriques, les flux sédimentaires mesurés sur le domaine continental ou dans le bassin sédimentaire des marges passives naturelles montrent, quant-à-eux, des évolutions variables. Des différences ont également été observées entre le faible volume sédimentaire calculé par Flex3D sur les simulations cylindriques et celui plus important mesuré sur des systèmes naturels actuels. Ces différences doivent être expliquées par d'autre processus, comme par exemple des processus de surrection post-rift ou l'arrivée de flux sédimentaires externes aux marges passives (produits de l'érosion de reliefs intracontinentaux). Ces différences peuvent également s'expliquer par une variation 3D de la distribution spatiale du flux terrigène local, produite sur une marge passive soumise à une déformation 3D (ex : marges transformantes, voir ci-dessous).

Nous nous sommes ensuite intéressés aux conséquences du couplage entre les processus de surface, l'isostasie flexurale et les processus thermiques sur l'enregistrement stratigraphique des prismes sédimentaires. Ces travaux montrent que la déformation produite par ce couplage s'enregistre dans le bassin par une unique séquence progradante-aggradante au cours du post-rift, la formation de surfaces d'érosion au sommet du prisme sédimentaire, et la création de pentes sédimentaires comparables à celles de marges passives actuelles (< à 1,5° en général). La comparaison avec les travaux publiés de van Balen et al. (1995) montre la présence, dans les deux cas, d'une surface d'érosion au sommet des prismes sédimentaires et d'une bonne correspondance des enregistrements stratigraphiques calculés sur les premiers temps de l'histoire post-rift, lors de la relaxation de l'épaulement de rift (séquence

progradante et aggradante). Ensuite, les enregistrements deviennent différents. Contrairement à la séquence continue progradante-aggrante calculée par Flex3D au cours du post-rift, les travaux de van Balen et al. (1995) montrent une évolution vers une séquence rétrogradante. Cette différence d'enregistrement est probablement due aux différentes lois appliquées pour approximer les processus de surface en domaine continental : loi de diffusion dans Flex3D et loi de diffusion-transport fluvial dans les travaux de van Balen et al. (1995).

Enfin, les résultats de notre seconde étude paramétrique, montrent des résultats identiques à ceux décrit précédemment sur les simulations cylindriques, à l'exception des régions affectées par un décalage transversal des zones amincies (= zones transformantes). En effet, notre seconde étude paramétrique montre que si la déformation 3D produite par le couplage entre l'isostasie flexurale, les processus thermiques, et les processus de surface est plus importante, au niveau des zones transformantes, que celle observée sur les simulations cylindriques de notre première étude paramétrique, elle reste cependant très locale. En effet, une augmentation du décalage transversal de la croûte amincie produit principalement une augmentation locale importante de l'état flexural initial (augmentation locale des amplitudes et des longueurs de l'épaulement de rift et de la fosse de part et d'autre du décalage crustale). En revanche, si la largeur le long de laquelle le décalage se produit augmente, le comportement de la simulation au niveau de la zone transformante tend vers le comportement d'une simulation cylindrique.

L'augmentation de la flexuration de la marge passive au niveau de la zone transformante étant locale, le flux sédimentaire global et le volume sédimentaire total des simulations de la seconde étude paramétrique sont donc proches et un peu supérieur au flux sédimentaire global et au volume sédimentaire total de la simulation cylindrique qui nous a servi de référence au cours de nos deux études paramétriques. En revanche, si le flux sédimentaire global est peu modifié par rapport à celui de la simulation de référence, la distribution spatiale du flux sédimentaire est fortement modifiée au niveau de la région affectée par un décalge de la croûte continentale amincie. Cette modification locale de la distribution spatiale du flux sédimentaire est responsable d'une modification locale de la géométrie des prismes sédimentaires de part et d'autre du décalage crustal (assymétrie des épaisseurs des prismes sédimentaires de part et d'autre du décalage de la zone amincie). Enfin, si le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface ne permet pas de produire, sur les simulations cylindriques, un volume sédimentaire global suffisant pour expliquer celui mesuré dans les bassins sédimentaires des systèmes naturels, notre deuxième étude paramétrique montre en revanche que le couplage entre ces trois processus permet de produire, au niveau des simulations affectées par un décalage de la zone amincie, un volume sédimentaire local équivalent à celui mesuré sur le bassin sédimentaire de marges transformantes naturelles. Notre seconde étude paramétrique montre donc que si la déformation 3D produite par le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface a des effets seulement locaux sur les marges passives, elle est cependant une déformation importante à prendre en compte dans la compréhension du comportement et de l'enregistrement des marges passives au cours du post-rift.

PERSPECTIVES

Le travail présenté au cours de ce mémoire nous a permis de préciser nos connaissances :

- sur les mouvements verticaux post-rift produits par le couplage entre les processus thermiques, l'isostasie flexurale et les processus de surface le long des marges passives, depuis le domaine non aminci jusqu'au domaine aminci,

- sur l'importance de la déformation flexurale affectant des géométries crustales 3D complexes (ex : marges transformantes) par rapport à la déformation flexurale affectant des géométries crustales cylindriques,

- sur les principaux facteurs de contrôle sur l'isostasie flexurale et sur l'isostasie locale affectant les marges passives,

- sur l'enregistrement, par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire, des mouvements verticaux produits par les processus locaux (processus thermiques, isostasie flexurale et processus de surface) sur des marges passives cylindriques ou caractérisées par une géométrie crustale 3D complexe (ex : marges transformantes).

Ce travail présentant certaines limites, nous proposons, dans cette partie, différentes perspectives permettant de faire évoluer et approfondir nos recherches. En effet, tout d'abord, l'analyse des différentes géométries initiales produites par Flex3D au cours de ce mémoire montre les limites de l'une de nos hypothèses de départ : les facteurs d'amincissement crustaux et mantéliques sont identiques. Pour mieux comprendre la formation de très faibles hauteurs de marges passives naturelles à la fin du rifting (< 2000 - 3000 m, Aslanian et al., 2009) et les conséquences sur la dynamique post-rift des mouvements verticaux et l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire, il serait désormais nécessaire de considérer dans Flex3D des facteurs d'amincissement crustaux et mantéliques différents. Ensuite, si notre étude sur les mouvements verticaux post-rift montrent, au niveau du domaine de transition, l'existence d'inversions des mouvements verticaux au cours du post-rift, il existe en revanche peu de données publiées pour confronter nos résultats. En effet, la majorité des études sur les mouvements verticaux des marges passives ont travaillé soit sur le domaine continental, soit sur le domaine marin. Il serait donc nécessaire d'une part, de réaliser une étude couplant les données de dénudation avec les données de sédimentation sur différentes marges actuelles afin d'estimer des vitesses de mouvements verticaux le long de ces marges (méthode testée sur la marge nord namibienne, voir Chapitre 2), et d'autre part, de rechercher l'existence de bassins sédimentaires sur le domaine de transition de jeunes marges passives actuelles (ex : marges passives bordant la Mer Rouge). Ceci permettrait de verifier si le domaine de transition est affecté par une subsidence au début de l'histoire post-rift. Enfin, la discusion de nos différents résultats avec des travaux publiés et des données géologiques disponibles montre également la nécessité de :

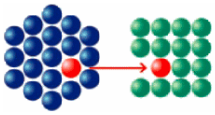
- changer dans Flex3D la loi de diffusion en domaine continental par une loi de diffusion-transport fluvial. Cette dernière est plus adaptée pour étudier l'évolution des reliefs des marges passives puisqu'elle tient compte des processus de versant (ex : glissement gravitaire à petite échelle) et des processus de rivière (ex : érosion de rivière, transport fluvial à grande échelle). En modifiant le flux sédimentaire produit sur le domaine continental, elle serait également plus adaptée pour étudier l'enregistrement stratigraphique produit sur les simulations numériques, notamment la formation de séquences rétrogradantes. En effet, ces dernières ne peuvent être produites actuellement dans Flex3D avec les lois physiques existantes et des paramètres contraints par les données géologiques.

- appliquer un processus surrectif post-rift dans Flex3D. Ce processus permettrait de représenter, dans Flex3D, certains processus régionaux (ex : topographie dynamique produite par un point chaud). Ce processus surrectif permettrait notamment de produire des pics de flux sédimentaire et de roches dénudées au cours du post-rift et ainsi quantifier leur importance et le temps nécessaire au système pour se rééquilibrer. Ce processus permettrait également d'évaluer le volume sédimentaire ainsi produit dans les bassins sédimentaire et ainsi apporter des explications sur les différences de volumes observées entre nos simulations (très faible volume) et les systèmes naturels. Ce processus permettrait enfin d'étudier, d'une part, la formation de surfaces d'érosion majeures au sein des prismes sédimentaires et, d'autre part, les effets sur l'évolution post-rift des pentes sédimentaire.

- ajouter, dans Flex3D, un flux sédimentaire externe. Ce flux additionnel représenterait, dans Flex3D, le flux terrigène produit par l'érosion de reliefs en amont des marges passives et qui s'enregistre dans les bassins sédimentaires des marges passives. L'ajout de ce flux permettrait également de produire et quantifier des pics de flux sédimentaire post-rift, d'étudier et quantifier les conséquences de ce flux sédimentaire externe sur la réponse flexurale de la marge au niveau du domaine aminci, et enfin de voir les conséquences de ce flux additionnel sur l'évolution des pentes sédimentaires.

Enfin, il serait nécessaire d'ajouter dans Flex3D, le processus d'eustatisme (= variation cyclique du niveau marin dans Flex3D) et le climat (= variation des coefficients de diffusion au cours du temps dans Flex3D) afin d'étudier les conséquences respectives de ces processus sur l'évolution spatio-temporelle des mouvements verticaux post-rift le long des marges passives et sur l'enregistrement de ces mouvements verticaux par la dénudation continentale et par le bassin sédimentaire.

CHAPITRE 10. – Valorisation des compétences : un nouveau chapitre de la thèse



Valorisation des Compétences : « Un Nouveau Chapitre de la Thèse »

Campagne 2008

Avec le soutien de Dominique CLOAREC

Histoire du relief côtier depuis l'ouverture d'un océan

François DESCHAMPS

Thèse de doctorat en GÉOSCIENCES
Sujet académique :

Evolution post-rift et enregistrement des mouvements verticaux
le long des marges passives :
effets des processus intrinsèques aux marges passives

Sous la direction de J. Braun[1], D. Rouby[1] et O. Dauteuil[1] ([1] : Rennes 1)

Soutenance prévue Juin-2010

Ce dixième et dernier Chapitre du mémoire présente les résultats de la formation « Un nouveau chapitre de thèse » que j'ai suivie au cours de la 3ème année de thèse. Cette formation a été financée par l'école doctorale « Sciences de la Matière » et a été encadrée par l'Association Bernard Grégory. Nous avons été suivis pendant 4 mois par un mentor, Dominique Cloarec, qui nous a aidés à réfléchir sur la valorisation des compétences acquises au cours de la thèse, en vue de notre future réinsertion professionnelle. Cette formation consiste plus particulièrement à vulgariser notre sujet de recherche, à valoriser le sujet dans le cadre de la recherche théorique mais aussi dans le cadre de la recherche appliquée. Sur un plan plus personnel, cette formation permet de réfléchir aux raisons qui ont amené à faire une thèse, aux différentes compétences (scientifiques, professionnelles et techniques) que nous avons acquises au cours de la thèse, et enfin, aux possibles débouchés envisageables après la thèse.

10.1. CADRE GENERAL DE MA THESE

10.1.1. PRESENTATION DU LABORATOIRE

Ce travail de recherche s'effectue au sein du laboratoire Géosciences Rennes (UMR 6118), une unité mixte de recherche (CNRS & Université de Rennes 1). Ce laboratoire fait partie de l'IFR/FR CAREN (Centre Armoricain de Recherche en Environnement). Les recherches qui y sont faites portent sur le fonctionnement de la terre, de sa partie la plus profonde (noyau, manteau,…) jusqu'à sa partie la plus superficielle (surface, atmosphère, cycle de l'eau,…). Le laboratoire est divisé en trois équipes :

- Lithosphère : étude de la déformation des couches profondes de la Terre (Manteau, Croûte continentale,…) à l'origine de la formation de reliefs en surface.
- Transfert : étude des mécanismes d'érosion des reliefs et du transport des sédiments ainsi formés vers des cuvettes appelées bassins sédimentaires.
- Bassin sédimentaire : étude des sédiments issus de l'érosion des reliefs et déposés dans des pièges à sédiments : les bassins sédimentaires.

En encadrant l'ensemble des disciplines majeures des Géosciences, ce laboratoire présente une grande pluridisciplinarité.

10.1.2. IMPLICATION DE MA THESE DANS LA RECHERCHE MENEE PAR LE LABORATOIRE

Cette thèse s'inscrit dans un projet d'équipe, le projet Afrique. Ce projet, impliquant différents membres de l'équipe bassin sédimentaire, a pour objectif l'étude de l'évolution du relief à l'échelle du continent africain et aux échelles de temps géologiques (Méso-Cénozoïque, soit il y a 250 millions d'années jusqu'à maintenant). Ma thèse se situe à la frontière entre le travail d'une ancienne post-doctorante travaillant sur l'érosion des anciens reliefs africains, et celui d'une doctorante travaillant sur les dépôts sédimentaires des bassins africains, sur ces derniers 250 millions d'années. En effet, mon travail porte sur la déformation de la lithosphère (croûte + partie supérieure du manteau : 100-120km d'épaisseur en dessous de la surface), sur l'érosion des reliefs ainsi formés et le dépôt des sédiments dans les bassins sédimentaires. Elle permet ainsi d'affiner la compréhension du transfert des particules formées par l'érosion des reliefs vers leurs dépôts dans les bassins océaniques. Par

sa pluridisciplinarité, ma thèse s'inscrit plus largement dans la thématique « relief » portée par les différentes équipes constitutives du laboratoire.

10.1.3. POURQUOI S'INTERESSER AUX RELIEFS COTIERS ?

Les reliefs côtiers sont formés par la déformation d'un objet particulier : la marge passive (voir Figure 176). C'est une structure géologique située à la transition entre une croûte continentale de 37 km d'épaisseur formant les continents et une croûte océanique de 7 km d'épaisseur formant les fonds marins. C'est donc une structure intraplaque, c'est-à-dire au milieu d'une plaque tectonique. Or les sédiments formés par l'érosion des reliefs continentaux se déposent dans le milieu marin (voir Figure 176). Le transport de ceux-ci, entre ces deux milieux, se fait donc à travers les marges passives. Ces dernières présentent cependant une déformation subtile et complexe qui, en formant des reliefs, peut modifier ce transport et le dépôt des sédiments. Comprendre ces modifications nécessite donc d'étudier la déformation de ces marges. Cette déformation a des causes variées : tectonique, dynamique dans le manteau (remontée ou descente de matériels au cours du temps), climat,…

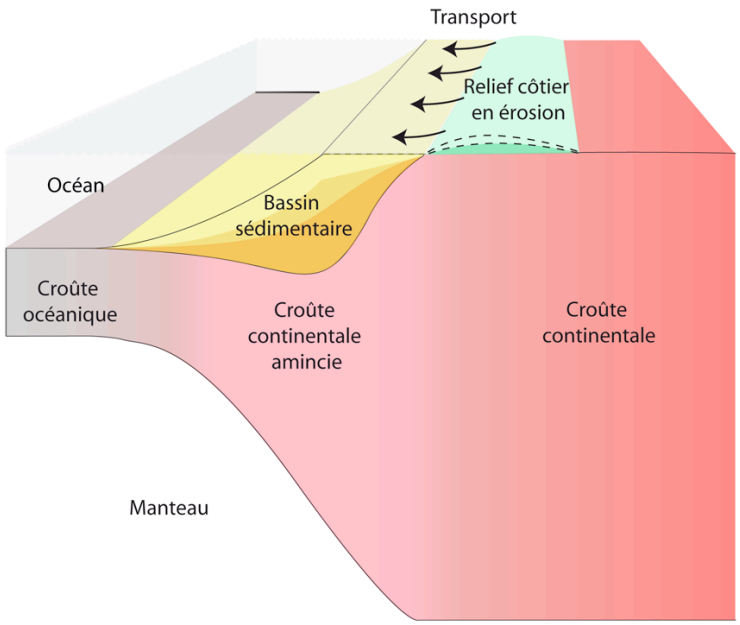


Figure 176 : Présentation d'une marge passive.
Les sédiments issus de l'érosion des reliefs sont transportés vers le bassin sédimentaire situé en mer.

10.1.4. ENJEUX GENERAUX

Cette thèse doit apporter de nouvelles données permettant d'affiner les modèles climatiques actuels. En effet, l'évolution des reliefs a un fort impact sur la circulation atmosphérique et donc sur le climat: un relief élevé comme les Andes ou l'Himalaya fait l'effet d'une barrière s'opposant aux circulations atmosphériques. Les reliefs sont donc une donnée indispensable dans le fonctionnement des modèles climatiques actuels, or seuls les reliefs actuels sont pris en compte dans ces modélisations. Si l'histoire des reliefs récents, en limite de plaques tectoniques (collision : Himalaya ; subduction : chaîne andine ; extension : rift est-africain), est plutôt bien étudiée, ce n'est pas le cas pour les reliefs intraplaques comme celui des marges passives. Les résultats de ma thèse doivent permettre de mieux

comprendre l'évolution au cours du temps de ces reliefs et apporter ainsi de nouvelles données aux modélisations climatiques.

La dynamique du manteau a une action majeure dans l'évolution des reliefs. La remontée de matériels chauds appelés panaches, la convection dans le manteau à l'origine de la tectonique des plaques, participent à la création de topographies à la surface des continents. L'étude de l'évolution du relief permet donc d'apporter de nouvelles données aux modélisations sur la dynamique du manteau.

10.1.5. APPLICATION INDUSTRIELLE

Au cours de cette thèse, nous avons adapté au cas des marges passives, un code numérique en 3D, appelé Flex3D, développé par Jean Braun. Ce code comprend de la thermique, de la déformation et des mécanismes d'érosion, de transport et de sédimentation. Il peut devenir un outil prédictif sur l'évolution thermique d'une marge ainsi que sur l'évolution des reliefs et la localisation des dépôts sédimentaires. Ces informations sont importantes pour l'exploration pétrolière.

10.1.6. UN CHEMINEMENT PERSONNEL VERS LA THESE

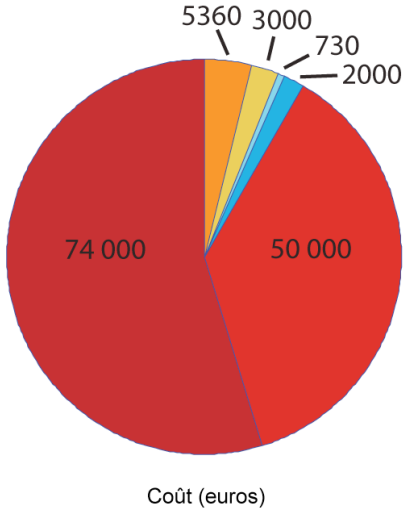
Dès la 5ème, et suite à la lecture du livre: « Croc Blanc » de Jack London, je désirais suivre un parcours universitaire jusqu'à la thèse, afin de devenir biologiste spécialiste des loups. J'ai cependant toujours été partagé entre les Sciences de la Vie et les Sciences de la Terre. En fin de classe terminale, souhaitant conserver un enseignement étendu aux sciences naturelles, j'ai pris la décision de me diriger vers un DEUG Sciences de la Vie avec option Sciences de la Terre. Pendant cette première année de DEUG, des discussions avec des scientifiques, concernant mon projet d'enfance, m'ont amené à la conclusion que celui-ci était voué à l'échec. Le plaisir d'apprendre et de comprendre a pris le relais et un second projet est rapidement apparu : devenir naturaliste et vulgariser ces sciences naturelles. Je souhaitais donc suivre, après le DEUG, une Licence et une Maîtrise en Géologie puis en Biologie. Mais lors de mon Travail Encadré de Recherche (TER) en Maîtrise de géologie, ma curiosité a été aiguisée par les marges passives. Aussi, lorsqu'en fin de Maîtrise, un stage de recherche de Master 2 sur la sismicité actuelle des marges passives m'a été proposé, ma curiosité et mon désir de comprendre ce sujet m'ont poussé à l'accepter. Puis, au cours de ce Master 2, des discussions avec des chercheurs m'ont permis de voir l'intérêt d'une thèse dans ce projet de vulgarisation : connaître le milieu scientifique et ses exigences et ainsi obtenir une crédibilité scientifique. Mon stage de recherche s'ouvrant sur un sujet de thèse concernant les marges passives, cette opportunité, ajoutée à la volonté de construire un projet de vulgarisation m'ont amené à candidater sur cette thèse et obtenir une bourse ministérielle.

10.2. COUT ET DEROULEMENT DE LA THESE

10.2.1. MOYENS MATERIELS ET HUMAINS

Ce projet a été financé par une bourse ministérielle versée d'Octobre 2005 à Septembre 2008. Mon travail, basé sur un code numérique 3D, a nécessité l'achat d'un ordinateur puissant. À cela s'est ajouté l'achat de licences de programmes nécessaires au traitement des données (Suite Office, Suite Adobe) (voir Figure 177). Une autre partie des dépenses a été affectée aux déplacements dans des congrès : à Vienne pour l'European Geosciences Union, à Dijon pour les Réunions des Sciences de la Terre, à Caen pour

l'Assemblée des Sédimentologues Français ou sur le terrain en Namibie (Avril 2006) (voir Figure 177). Le financement de ces dépenses s'est réparti entre le CNRS, à travers un programme de recherche appelé « Reliefs de la Terre », et l'Université de Rennes 1. La majorité du budget est répartie entre la bourse ministérielle et le salaire des trois directeurs de thèse (voir Figure 177).



Dépenses	Lieux	Montant (euros)	Financement
Mission	Namibie	2040	CNRS
Congrès EGU	Viennes	970	Université & CNRS
Congrès RST	Dijon	550	CNRS
Congrès ASF	Caen	250	CNRS
Nouveau Chapitre de Thèse	Rennes	900	Ecole Doctorale
Stage encadrement	Espagne	650	Université
Frais d'inscription	Rennes	730	Personnel
Matériel informatique	Rennes	3000	Université & CNRS
Total		9090	

Personnel		Temps (mois)	Salaire mensuel brut (euros)	Coût (euros)
Doctorant		36	2045	74000
Directeurs de thèse	Directeur de recherche	4	4500	18000
	Professeur d'Université	4	4500	18000
	Chargé de Recherche	4	3500	14000
Secrétaires		1	2000	2000
Total				126000

Figure 177 : Les différents coûts de la thèse.
Le coût total revient à 135 090 € dont 93% correspondent à la masse salariale.

Le budget total de la thèse est de 135 080 € dont 93% correspondent à la masse salariale (bourse de thèse, salaires des directeurs de thèse, salaires des secrétaires) et les 7% restants correspondent aux frais divers : informatique, mission, congrès, frais d'inscription, stages.

10.2.2. GESTION DU TEMPS ET DIFFICULTES RENCONTREES

Cette thèse s'est effectuée sur 4 ans et demi. Elle a été ponctuée par des problèmes liés au code numérique Flex3D. En effet, ayant été développé dans l'objectif de cette thèse, ce code n'était pas tout à fait opérationnel. J'ai dû passer une partie de ma thèse à le tester et le maîtriser. Peu de « bugs » ont été découverts mais deux d'entre eux m'ont fait prendre du retard. En effet, j'ai découvert au bout d'un an et demi, un premier bug majeur et la totalité des résultats obtenus jusqu'à cette date s'est révélée inexploitable. Une fois le problème réglé, je me suis servi de l'expérience acquise pendant cette année et demie pour refaire les expériences les plus pertinentes. Cependant, le contre-coup de cette difficulté rencontrée fut psychologique. En effet, une démotivation est montée progressivement en moi. Pendant les 4-

5 mois suivants et malgré mon travail, je n'avançais plus dans la thèse. À la fin de la 2ème année, les différents défis s'imposant à moi : réussir ma thèse et la finir dans les temps, ajoutés à celui de me faire plaisir et profiter de cette possible dernière année de géologie, m'ont permis de retrouver la motivation. Cependant, à la fin de la troisième année, la découverte du second bug majeur m'obligea à refaire une seconde fois toutes mes simulations et à revoir une partie de ma rédaction. Je fus obligé de poursuivre en 4ème année de thèse.

10.3. COMPETENCES ACQUISES

10.3.1. COMPETENCES TECHNIQUES

Au cours de mes stages universitaires en géologie, j'ai appris la maîtrise de différents outils :

- Logiciels de dessin ou de traitement de photos (Illustrator et Photoshop) : j'ai commencé à maîtriser ces outils en stage de recherche en Maîtrise et j'ai poursuivi pendant mon Master 2 Recherche et mes trois années de thèse. Ils me permettent de mettre en valeur mes différents résultats et d'illustrer mes propos ou mes idées.

- Système d'Information Géographique (ArcGIS) : j'ai appris à l'utiliser au cours de mon Master 2 et de ma thèse. Il m'a permis de positionner, sur des cartes géographiques géopositionnées (localisées en longitude et latitude), différentes données, dans le but de les analyser. J'ai également effectué des coupes de profils topographiques ou de structures profondes à partir de grilles appelées MNT (Modèle Numérique de Terrain). Ce sont des cartes contenant des valeurs d'altitude, d'épaisseur de sédiments,… localisées en longitude et latitude.

- Programmation : afin de traiter un nombre important de données sismiques pendant mon Master 2, j'ai appris le langage C et produit un code me permettant de trier cette masse d'informations. Puis, ma thèse étant basée sur le code numérique Flex3D construit dans le langage Fortran 90, j'ai appris à programmer dans ce langage afin de comprendre, dans les grandes lignes, le code numérique que j'utilise. J'ai également écrit, en Fortran 90, un code annexe permettant de construire des coupes à travers le modèle produit par Flex3D.

- Bureautique : au cours de cette thèse, j'ai appris à maîtriser Word et sa gestion de documents longs et complexes comme un mémoire de thèse. J'ai également appris à maîtriser la mise en page automatisée d'un document et à utiliser le mode « document maître » nécessaire dans la rédaction d'un long mémoire. J'ai par ailleurs appris à utiliser les outils Excel et Kaléidagraphe, afin d'effectuer différents calculs à partir de tableaux et construire des graphiques. Enfin, au cours de ces études, j'ai appris à utiliser PowerPoint ou Keynote, deux logiciels permettant de mettre en forme des présentations orales.

- Systèmes d'exploitation : j'ai acquis certaines connaissances en informatique. J'ai appris, depuis la Maîtrise, à formater, installer et entretenir Windows XP. J'ai également acquis une certaine autonomie face aux problèmes fréquents que peut occasionner ce système. J'ai également appris, pendant ces trois années de thèse, à me familiariser avec l'environnement MacOSX et son système UNIX (shell, lignes de commande, mode administrateur et mode root appelé aussi super-utilisateur).

10.3.2. COMPETENCES SCIENTIFIQUES

Au cours de ma thèse, je pense avoir acquis différentes compétences scientifiques :

- Esprit critique : la lecture de bibliographies, l'acquisition et l'utilisation de données différentes m'ont permis de prendre du recul et d'avoir un œil critique sur ces données.

- Remise en cause : cette thèse m a appris à m'interroger sur mes résultats et mon travail. Afin de progresser, j'ai dû, à certains moments, analyser mes erreurs, les corriger ou refaire mon travail.

- Rigueur : au cours de cette thèse, j'ai acquis une rigueur dans l'utilisation des diverses données ainsi que dans l'écriture scientifique.

- Curiosité : j'ai également développé mon sens de la curiosité .En effet, mes résultats l'ont fréquemment aiguisé et m'ont permis de me poser de nouvelles questions et d'explorer de nouvelles pistes de recherche.

10.3.3. COMPETENCES PROFESSIONNELLES

Cette thèse m'a permis d'obtenir certaines compétences professionnelles :

- Communication et vulgarisation scientifique : j'ai présenté mon travail dans différents congrès nationaux et un congrès international. Cela m'a permis d'apprendre à communiquer oralement mon travail, de manière simple et pertinente, à un public scientifique ciblé. Par ailleurs, chaque doctorant doit présenter, une fois pendant sa thèse, un résultat vulgarisé sous forme d'oral ou de poster, lors de la journée des doctorants organisée par l'Ecole Doctorale. Un concours est ensuite organisé pour décerner le meilleur poster et le meilleur oral. J'ai choisi la première option et j'ai gagné le concours du meilleur poster en 2006.

- Esprit de synthèse : j'ai appris à observer et analyser de nombreuses données différentes et distinguer ainsi les résultats les plus importants. J'ai également appris à comparer ces données entre elles pour déterminer les points communs et les différences majeures.

- Méthodique : l'utilisation d'un code numérique implique d'être très méthodique dans son approche des résultats. En effet, il faut faire varier chaque paramètre du code selon une méthode précise afin de pouvoir comparer les conséquences de ces variations entre elles.

- Mener un projet avec un groupe : ayant trois directeurs de thèse, j'ai appris à travailler en groupe et à mener un projet. J'ai aussi appris à me donner des objectifs, déclencher des réunions et les organiser afin de présenter mes résultats, mes questions et mes propositions pour la suite du projet.

10.3.4. ÉVOLUTION PERSONNELLE

Sur un plan personnel, cette thèse m'a permis de mieux me connaître et d'évoluer dans ma vie personnelle et professionnelle.

Mon parcours scolaire et universitaire a été dicté par ma passion pour les sciences naturelles. Cette détermination a été utile au cours de cette thèse car celle-ci est un exercice difficile, exigeant, accaparant, rythmé et qui nécessite de se remettre régulièrement en cause afin de progresser. Face aux doutes et à cette remise en cause continuelle de son travail ou de ses compétences, le mental est soumis à rude épreuve. Ma détermination et mon esprit combattif m'ont permis de faire face au défi que représente une thèse. Pour ne pas me laisser envahir par ce projet et le subir, j'ai également appris à prendre du recul, à relativiser et positiver.

Cette thèse a également permis de confirmer ma nature généraliste. Pendant celle-ci, l'une des difficultés que j'ai éprouvées est la spécialité qu'impose ce projet. En effet, une thèse est un exercice pointu, spécialisé et accaparant. Or, ma curiosité me pousse à m'intéresser et comprendre différents domaines scientifiques. Le fait de côtoyer, pendant ces trois années, des amis préparant le concours Capes Agreg en sciences naturelles, le concours IUFM ou des amis doctorants en archéologie ou en chimie m'a permis de m'ouvrir à d'autres sciences et de sortir de ma spécialité.

Au cours de mes expériences professionnelles (thèse et travail saisonnier), je me suis découvert un caractère indépendant et libre. Lorsqu'un supérieur m'impose des directives précises et contraignantes, je n'arrive pas toujours à m'exprimer et à répondre à ses attentes. Mais la situation change lorsqu'on me laisse un certain degré de liberté, d'indépendance et de responsabilité. Ces expériences m'ont donc montré que je me sens à l'aise lorsque je peux proposer des idées, innover et faire des choix. J'ai appris à justifier et défendre mes choix et mes propositions.

Pendant ces deux expériences, j'ai également pris conscience des côtés positifs et négatifs de mon perfectionnisme. Si ce perfectionnisme me permet de produire un travail d'une certaine qualité, il nécessite aussi beaucoup de temps.

Au cours de ce cursus universitaire et dans ma vie privée, j'ai appris et aimé me former seul. Cette formation autodidacte nécessite de mettre en œuvre les moyens pour arriver à cet objectif : acheter ou louer des livres spécialisés, contacter des personnes, chercher l'information sur le web.

10.4. IMPACT DU TRAVAIL ET PERSPECTIVES PERSONNELLES

10.4.1. RESULTATS ET IMPACTS DE MA THESE

Cette thèse a permis le développement d'une méthodologie basée sur le code numérique Flex3D. Ce code a été adapté au cas des marges passives. J'ai développé un code complémentaire, Flex3Dstrati, décrivant la géométrie du bassin sédimentaire produit par Flex3D. Flex3D est donc devenu un outil prédictif en 3D, sur l'évolution thermique ainsi que sur l'évolution des reliefs et la répartition des systèmes sédimentaires. Grâce à son module Flex3Dstrati, Flex3D est également devenu un outil prédictif sur la géométrie des bassins sédimentaires en 3D. Ce code peut désormais être utilisé dans le laboratoire par différentes personnes souhaitant étudier la déformation d'une marge et la géométrie des bassins sédimentaires en 3D.

Cette thèse montre qu'une déformation simple d'une marge passive (absence de dynamique dans le manteau, de climat,…) est caractérisée par la formation d'un relief au début de l'ouverture de l'océan. Ce relief est érodé pendant les 10 à 20 premiers millions d'années. Ensuite, aucun relief ne se forme au cours de l'histoire de la marge. D'un point de vue sédimentaire, l'érosion du relief est enregistrée, dans le bassin, sous la forme d'un gros volume de sédiments sur ces 10 à 20 premiers millions d'années. Ce volume décroît ensuite très vite au cours du temps. Les reliefs formés longtemps après l'ouverture de l'océan (plusieurs dizaines de millions d'années) sont donc créés par des mécanismes extérieurs à la marge passive (climat, dynamique mantelique,…).

10.4.2. SECTEURS D'EMPLOI POSSIBLES

J'ai deux passions dans la vie : le dessin et plus largement l'image et les sciences naturelles. Une solution pour rassembler mes deux passions est la communication et la vulgarisation scientifique. Deux parcours sont donc envisageables :

- Journalisme scientifique : pour atteindre cet objectif, il serait nécessaire de poursuivre un an de formation dans une école de journalisme soit à Paris, soit à Lille (ESJ : Ecole Supérieure de Journalisme de Lille).

- Communication des institutions : différentes institutions utilisent des agences de communication pour diffuser des messages à destination du grand public (Corporatefiction : communication basée sur la BD, Cidil : Centre Interprofessionnel de Documentation et d'Information Laitière qui organise des campagnes de communication pour développer la consommation du lait et des produits laitiers).

BIBLIOGRAPHIE

Alves, T. M., 2003, Cenozoic tectono-sedimentary evolution of the western iberian margin: Marine Geology, v. 195, p. 75-108

Antobreh, A. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., and Planke, S., 2009, Rift-shear architecture and tectonic development of the ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data: Marine and Petroleum Geology, v. 26, p. 345-368

Artemieva, I. M., 2006, Global 1°x1° thermal model tc1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution: Tectonophysics, v. 416, p. 245-277

Artemieva, I. M., and Mooney, W. D., 2001, Thermal thickness and evolution of precambrian lithosphere: A global study: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 106, p. 16387-16414

Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J.-L., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., NouzÈ, H., Klingelheofer, F., Contrucci, I., and Labails, C., 2009, Brazilian and african passive margins of the central segment of the south atlantic ocean: Kinematic constraints: Tectonophysics, v. 468, p. 98-112

Attoh, K., Brown, L., Guo, J., and Heanlein, J., 2004, Seismic stratigraphic record of transpression and uplift on the romanche transform margin, offshore ghana: Tectonophysics, v. 378, p. 1-16

Barton, A. J., and White, R. S., 1997, Crustal structure of edoras bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the north atlantic: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 102, p. 3109-3129

Basile, C., and Allemand, P., 2002, Erosion and flexural uplift along transform faults: Geophysical Journal International, v. 151, p. 646-653

Basile, C., Mascle, J., Popoff, M., Bouillin, J. P., and Mascle, G., 1993, The ivory-coast ghana transform margin—a marginal ridge structure deduced from seismic data.: Tectonophysics, v. 222

Batt, G. E., and Braun, J., 1997, On the thermomechanical evolution of compressional orogens: Geophysical Journal International, v. 128, p. 364-382

Bauer, K., Neben, S., Schreckenberger, B., Emmermann, R., Hinz, K., Fechner, N., Gohl, K., Schulze, A., Trumbull, R. B., and Weber, K., 2000, Deep structure of the namibia continental margin as derived from integrated geophysical studies: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 105, p. 25829-25853

Beaumont, C., Keen, C. E., and Boutilier, R., 1982, On the evolution of rifted continental margins: Comparison of models and observations for the nova scotian margin: Geophys. J. R. astr. Soc., v. 70, p. 667-715

Beaumont, C., Kooi, H., and Willet, S., 2000, Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens, *in* M.A., S., ed., Geomorphology and global tectonics: LTD, John Wiley & Sons, p. 29-55

Beslier, M. O., Ask, M., and Boillot, G., 1993, Ocean-continent boundary in the iberia abyssal plain from multichannel seismic data: Tectonophysics, v. 218, p. 383-393

Betts, P. G., Giles, D., Lister, G. S., and Frick, L. R., 2002, Evolution of the australian lithosphere: Australian Journal of Earth Sciences, v. 49, p. 661-695

Bigot-Cormier, F., Basile, C., Poupeau, G., Bouillin, J.-P., and Labrin, E., 2005, Denudation of the cote d'ivoire-ghana transform continental margin from apatite fission tracks: Terra Nova Terra Nova, v. 17, p. 189-195

Bodine, J. H., 1981, Numerical computation of plate flexure in marine geophysics, New York, p. 153

Boettcher, S. S., and Milliken, K. L., 1994, Mesozoic-cenozoic unroofing of the southern appalachian basin: Apatite fission track evidence from middle pennsylvanian sandstones: The Journal of Geology, v. 102, p. 655-663

Boillot, G., Recq, M., Winterer, E. L., Meyer, A. W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J. A., Comas, M. C., Davies, T. A., Dunham, K., Evans, C. A., Girardeau, J., Goldberg, G., Haggerty, J., Jansa, L. F., Johnson, J. A., Kasahara, J., Loreau, J. P., Luna-Sierra, E., and Moullade, M., 1987, Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: A model based on drilling results (odp leg 103, western galicia margin, spain): Tectonophysics, p. 335-342

Boldreel, L. O., and Andersen, M. S., 1998, Tertiary compressional structures on the faroe-rockall plateau in relation to northeast atlantic ridge-push and alpine foreland stresses: Tectonophysics, v. 300, p. 13-28

Bott, M. H. P., 1991, Ridge-push and associated plate interior stress in normal and hotspot regions.: Tectonophysics, v. 200, p. 17-32

Braun, J., and Beaumont, C., 1989, A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins: GEOLOGY, v. 17, p. 760-764

Brekke, H., 2000, The tectonic evolution of the norwegian sea continental margin with emphasis on the vøring and møre basins, *in* Nottvedt, A., ed., Dynamics of the norwegian margin, v. 167, Geological Society of London, Special Publications, p. 327-378

Brodie, J., and White, N., 1994, Sedimentary basin inversion caused by igneous underplating: Northwest european continental shelf: GEOLOGY, v. 22, p. 147-150

Brown, L. F., Benson, J. M., Brink, G. J., Doherty, S., Jollands, A., Jungslager, E. H. A., Keenan, J. H. G., Muntingh, A., and Van Wyk, N. J. S., 1995a, Sequence stratigraphy in offshore south african divergent basins: Aapg studies in geology, v. 41, American Association Petroleum Geologists, 184 p

Brown, L. F., Benson, J. M., Brink, G. J., Doherty, S., Jollands, A., Jungslager, E. H. A., Keenan, J. H. G., Muntingh, A., and van Wyk, N. J. S., 1995b, Sequence stratigraphy in offshore south african divergent basins - an atlas on exploration for cretaceous lowstand traps by soekor (pty) ltd., v. 41: Tulsa, Oklahoma 74101 U.S.A., AAPG Studies in Geology, 184 p

Brown, R. W., Gallagher, K., Gleadow, A. J. W., and Summerfield, M. A., 2000, Morphotectonic evolution of the south atlantic margins of africa and south america, *in* Summerfield, M. A., ed., Geomorphology and global tectonics: Chichester, John Wiley & Sons Ltd;, p. 255-285

Brown, R. W., Summerfield, M. A., and Gleadow, A. J. W., 2002, Denudational history along transect across the drakensberg escarpment of southern africa derived from apatite fission track thermochronology: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 107, p. doi:10.1029/2001JB000745

Brun, J. P., and Beslier, M. O., 1996, Mantle exhumation at passive margins: Earth Planet. Sci. Lett., v. 142, p. 161-173

Buck, R., 1986, Small-scale convection induced by passive rifting: The cause for uplift of rift shoulders: Earth and Planetary Science Letters, v. 77, p. 362-372

Bungener, J. A., 1995, Guinea, *in* Kulke, H., ed., Regional petroleum geology of the world: Stuttgart, Gebruder Borntraeger Verlagbuchhandlung, p. 121-126

Burov, E., and Cloetingh, S., 1997, Erosion and rift dynamics: New thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins: Earth and Planetary Science Letters, v. 150, p. 7-26

Burov, E., and Poliakov, A., 2001, Erosion and rheology controls on synrift and postrift evolution: Verifying old and new ideas using a fully coupled numerical model: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 106, p. 16461-16481

Burov, E., Poliakov, A., and Nieuwland, D. A. e., 2003, Erosional forcing of basin dynamics: New aspects of syn- and post-rift evolution. New insights into structural interpretation and modelling: Geological Society Special Publication, v. 212, p. 209-223

Burov, E. B., and Diament, M., 1995, The effective elastic thickness (te) of continental lithosphere: What does it really mean?: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 100, p. 948-956

Bussell, M. R., Jablonski, D., Enman, T., Wilson, M. J., and Bint, A. N., 2001, Deepwater exploration : North western australia compared with gulf of mexico and mauritania: APPEA Journal, v. 41, p. 289-319

Castelltort, S., and Van den Driessche, J., 2003, How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record?: Sedimentary Geology, v. 157, p. 3-13

Chang, H. K., Kowsmann, R. O., Ferreira, F. A. M., and Bender, A. A., 1992, Tectonics and stratigraphy of the east brazil rift system: An overview: Tectonophysics, v. 213, p. 97-138

Charpentier, S., Kornprobst, J., Chazot, G., Cornen, G., and Boillot, G., 1998, Interaction entre lithosphère et asthénosphère au cours de l'ouverture océanique : Données isotopiques préliminaires sur la marge passive de galice (atlantique-nord): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, v. 326(11), p. 757-762

Chery, J., Lucazeau, F., Daignieres, M., and Vilotte, J. P., 1992, Large uplift of rift flanks : A genetic link with lithospheric rigidity?: Earth and Planetary Science Letters, v. 112, p. 195-211

Clift, P. D., 1999, The thermal impact of palaeocene magmatic underplating in the faeroe-shetland-rockall region, *in* Fleet, A. J., and Boldy, S. A. R., eds., Petroleum geology of northwest europe: Ptoceedings of the 5th conference: London, Geological Society, p. 585-593

Clift, P. D., Carter, A., and Hurford, A. J., 1998, The erosional and uplift history of ne atlantic passive margins : Constraints on a passing plume: Journal of the Geological Society London, v. 155, p. 787-800

Clift, P. D., Lorenzo, J., Carter, A., Hurford, A. J., and Odp, a. L. E. G. S. P. U. S., 1997, Transform tectonics and thermal rejuvenation on the cote d'ivoire-ghana margin, west africa : Thematic set : Tectonic, magmatic and depositional processes at passive continental margins: Journal of the Geological Society London, v. 154, p. 483-489

Cloetingh, S., Burov, E., and Poliakov, A., 1999, Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central asia to paris basin): TECTONICS, v. 18(6), p. 1064-1083

Cloetingh, S., Gradstein, F. M., Kooi, H., Grant, A. C., and Kaminski, M., 1990, Plate reorganization : A cause of rapid late neogene subsidence and sedimentation around the north atlantic? Reorganisation de plaques tectoniques: Une cause de la subsidence et de la sedimentation rapides d' age neogene superieur au niveau du pourtour de l' atlantique nord: Journal of the Geological Society London, v. 147, p. 495-506

Cloetingh, S., Van Wees, J. D., Van der Beek, P., and Spadini, G., 1995, Role of pre-rift rheology in kinematics of extensional basin formation: Constraints from

thermomecanical models of mediterranean and intracratonic basins: Marine Petrol. Geol., v. 12, p. 193-807

Cochran, J. R., 1983, Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins: Earth and Planetary Science Letters, v. 66, p. 289-302

Cockburn, H. A. P., Brown, R. W., Summerfield, M. A., and Seidl, M. A., 2000, Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach: Earth and Planetary Science Letters, v. 179, p. 429-435

Condie, K. C., 2005, Earth as an evolving planetary system, Elsevier

Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Geli, L., Klingelhofer, F., Nouze, H., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Rehault, J.-P., and Sibuet, J.-C., 2004, Deep structure of the west african continental margin (congo, zaïre, angola), between 5°s and 8°s, from reflection/refraction seismics and gravity data: Geophysical Journal International Geophys J Int, v. 158, p. 529-553

Cox, K. G., 1989, The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns: Nature, v. 342, p. 873-877

Dauteuil, O., and Brun, J. P., 1993, Oblique rifting in a slow-spreading ridge.: Nature, v. 361, p. 145-147

De Caprona, G. C., 1992, The continental margin of western côte d'ivoire : Structural framework inherited from intra-continental shearing, v. A 69: Göteborg, Göteborgs universitet, 150 p

De Swardt, A. M. J., and McLachlan, I. R., 1982, Petroleum exploration of the south african offshore: The geological framework and hydrocarbon potential, *in* Glen, H. W., ed., Proceedings 12th cmmi congress: Johannesburg, South African Institute Mineralogy and Metallogeny, p. 147-161

De Voogd, B., and Keen, C. E., 1987, Lithoprobe east: Results frome reflection profiling of the continental margin: Grand banks region.: Geophysical journal of the Royal astronomical society, v. 89, p. 195-200

Deschamps, F., Dauteuil, O., Bourgeois, O., Mocquet, A., and Guillocheau, F., inprep, Post-breakup evolution and palaeotopography of the north namibian margin during the meso-cenozoic: Tectonophysics

Doré, A. G., and Lundin, E. R., 1996, Cenozoic compressional structures on the ne atlantic margin: Nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration: Petroleum Geoscience, v. 2, p. 299-311

Driscoll, N. W., and Karner, G. D., 1999, Three-dimensional quantitative modeling of clinoform development: Marine Geology, v. 154, p. 383-398

Dyke, A. S., Peltier, W. R., and Slaymaker, O. e., 2000, Forms, response times and variability of relative sea-level curves, glaciated north america. Canadian geomorphology 2000: Geomorphology Amsterdam, v. 32, p. 315-333

Edwards, R. A., Whitmarsh, R. B., and Scrutton, R. A., 1997a, Synthesis of the crustal structure of the transform continental margin off ghana, northern gulf of guinea: Geo-Marine Letters, v. 17, p. 12-20

Edwards, R. A., Whitmarsh, R. B., and Scrutton, R. A., 1997b, The crustal structure across the transform continental margin off ghana, eastern equatorial atlantic: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 102, p. 747–772

Einsele, G., 1992, Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget: Berlin, Springer-Verlag, 792 p

Emery, K. O., and Uchupi, E., 1984, The geology of the atlantic ocean: Berlin, Springer Verlag, 1050 p

Fejerskov, M., Lindholm, C. D., Myrvang, A., and Bungum, H., 2000, Crustal stress in and around norway: A compilation of in situ stress observations, *in* Nottvedt, A., ed., Dynamics of the norwegian margin, Geological Society of London, Special Publications, p. 441-449

Finlayson, D. M., Collins, C. D. N., Lukaszyk, I., and Chudyk, E. C., 1998, A transect across australia's southern margin in the otway basin region: Crustal architecture and the nature of rifting from wide-angle seismic profiling: Tectonophysics, v. 288, p. 177-189

Fitzgerald, P., 2002, Tectonics and landscape evolution of the antarctic plate since the breakup of gondwana, with an emphasis on the west antarctic rift system and the transantarctic mountains. Antarctica at the close of a millenium: R. Soc. NZ Bull., v. 35, p. 453-469

Fjeldskaar, W., Lindholm, C. D., Dehls, J. F., and Fjeldskaar, I., 2000, Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in fennoscandia: Quaternary Science Reviews, v. 19, p. 1413-1422

Funck, T., Jackson, H. R., Louden, K. E., Dehler, S. A., and Yue, W. U., 2004, Crustal structure of the northern nova scotia rifted continental margin (eastern canada): JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 109, p. 19

Gallagher, K., and Brown, R., 1999a, Denudation and uplift at passive margins: The record of the atlantic margin of southern africa: Philosophical Transactions Royal Society of London, v. 357, p. 835-859

Gallagher, K., and Brown, R., 1999b, The mesozoic denudation history of the atlantic margins of southern africa and southeast brazil and the relationship to offshore sedimentation, *in* Cameron, N. R., Bate, R. H., and Clure, V. S., eds., The oil and gas habitats of south atlantic: London, Geol. Soc. Sp. Public., p. 41-53

Gallagher, K., Hawkesworth, C. J., and Mantovani, M. S. M., 1994, The denudation history of the onshore continental margin of se brazil inferred from apatite fission track data.: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 99(B9), p. 18117-18145

Gallagher, K., Hawkesworth, C. J., and Mantovani, M. S. M., 1995, Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: Application to the southeast brazilian margin: Journal of South American Earth Sciences, v. 8(1), p. 65-77

Gernigon, L., Lucazeau, F., Brigaud, F., Ringenbach, J.-C., Planke, S., and Le Gall, B., 2006, A moderate melting model for the voring margin (norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modelling: Implication for the meaning of the lower crustal bodies: Tectonophysics, v. 412, p. 255-278

Gilchrist, A. R., and Summerfield, M. A., 1990, Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps: Nature, v. 346, p. 739-742

Gilchrist, A. R., and Summerfield, M. A., 1994, Tectonic models of passive margin evolution and their applications for theories of long term landscape development, *in* Kirkby, ed., Process models and theoretical geomorphology: London, John Wiley and Sons, p. 55-84

Gladczenko, T. P., Skogseid, J., and Eldholm, O., 1998, Namibia volcanic margin: Marine Geophysical Researches, v. 20, p. 313-341

Gomez, M., Verges, J., Fernandez, M., Torne, M., Ayala, C., Wheeler, W., and Karpuz, R., 2004, Extensional geometry of the mid norwegian margin before early tertiary continental breakup: Marine and Petroleum Geology, v. 21, p. 177-194

Goodwin, A. M., 1996, Principles of precambrien geology: London, Academic Press

Govers, R., and Wortel, M. J. R., 1999, Some remarks on the relation between vertical motions of the lithosphere during extension and the necking depth parameter inferred from kinematic modeling studies: J. Geophys. Res., v. 104, p. 23,245-23,253

Granjeon, D., 1997, Modélisation stratigraphique déterministe : Conception et applications d'un modèle diffusif 3d multilithologique, v. 78: Rennes, Mémoires de Géosciences Rennes, 189 p

Grunnaleite, I., and Gabrielsen, R. H., 1995, Structure of the møre basin, mid-norway continental margin: Tectonophysics, v. 252, p. 221-251

Gueydan, F., Morency, C., and Brun, J.-P., 2008, Continental rifting as a function of lithosphere mantle strength: Tectonophysics, v. 460, p. 83-93

Guiraud, R., Bellion, Y., Benkhelil, J., and Moreau, C., 1987, Post-hercynian tectonics in northern and western africa, *in* Bowden, P., and Kinnaird, J., eds., African geology reviews, Geological Journal, p. 433-466

Gunnell, Y., 1998, Passive margin uplifts and their influence on climatic change and weathering patterns of tropical shield regions: Global and Planetary Change, v. 18, p. 47-57

Gunnell, Y., and Fleitout, L., 1998, Shoulder uplift of the western ghats passive margin, india: A denudational model: Earth surface processes and landforms, v. 23, p. 391-404

Gunnell, Y., and Fleitout, L., 2000, Morphotectonic evolution of the western ghats india, *in* Summerfield, M. A., ed., Geomorphology and global tectonics: Chichester, John wiley & Sons, p. 89-121

Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., and Hurford, A. J., 2003, Denudation history of the continental margin of western peninsular india since the early mesozoic - reconciling apatite fission-track data with geomorphology: Earth and Planetary Science Letters, v. 215, p. 187-201

Gurnis, M., Mitrovica, J. X., Ritsena, J., and van Heijst, H.-J., 2000, Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the african superplume: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 1, p. 1999GC000035

Haak, R. C., Sundararaman, P., Diedjomahor, J. O., Xiao, H., Gant, N. J., May, E. D., and Kelsch, K., 2000, Niger delta petroleum systems, nigeria, *in* Katz, M. R. M. a. B. J., ed., Petroleum systems of south atlantic margins: Aapg memoir 73, p. 213-231

Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., and Bizzi, L., 1998, Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern brazil during the late cretaceous: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 103(B11), p. 27091-27105

Helle, S. K., Rye, N., Stabell, B., Prösch-Danielsen, L., and Hoel, C., 2007, Neotectonic faulting and the late weichselian shoreline gradients in sw norway.: Journal of Geodynamics, v. 44, p. 96-128

Hill, K. C., Hill, K. A., Cooper, G. T., O'Sullivan, P. B., and Richardson, M. J., 1995, Inversion around the bass basin, se australia, *in* Buchanan, J. G., and Buchanan, P. G., eds., Bassin inversion, v. 88, Geological Society of London, Special Publication, p. 525-547

Hinz, K., 1981, A hypothesis on terrestrial catastrophes: Wedges of very thick oceanward dipping layers beneath passive margins - their origin and paleoenvironment significance: Geol. Jahrb, v. E22, p. 345-363

Holbrook, W. S., Purdy, G. M., Sheridan, R. E., Glover, L., III, Talwani, M., Ewing, J., and Hutchinson, D., 1994a, Seismic structure of the u.S. Mid-atlantic continental margin: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 99, p. 17871-17891

Holbrook, W. S., Reiter, E. C., Purdy, G. M., Sawyer, D., Stoffa, P. L., Austin, J. A. J., Oh, J., and Makris, J., 1994b, Deep structure of the u.S. Atlantic continental margin, offshore south carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 99, p. 9155-9178

Hopper, J. R., Dahl, J. T., Holbrook, W. S., Larsen, H. C., Lizarralde, D., Korenaga, J., Kent, G. M., and Kelemen, P. B., 2003, Structure of the se greenland margin from seismic reflection and refraction data: Implications for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during north atlantic opening: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 108, p. 22

Hovius, N., 1998, Controls on sediment supply by large rivers, *in* Shanley, K. W., and McCabe, P. J., eds., Relative role of eustasy. Climate and tectonism in continental rocks, v. 59: Tulsa, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., p. 3-16

Hudec, M. R., and Jackson, M. P. A., 2002, Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the iner kwanza basin, angola: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 114, p. 1222-1244

Hudec, M. R., and Jackson, M. P. A., 2004, Regional restoration across the kwanza basin, angola: Salt tectonics triggered by repeated uplift of a metastable passive margin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 88, p. 971-990

Japsen, P., 2000, Investigation of multi-phase erosion using reconstructed shale trends based on sonic data. Sole pit axis, north sea: Global and Planetary Change, v. 24, p. 189-210(22)

Japsen, P., and Chalmers, J. A., 2000, Neogene uplift and tectonics around the north atlantic: Overview: Global and Planetary Change, v. 24, p. 165-173

Jaupart, C., and Mareschal, J.-C., 2007, Heat flow and thermal structure of the lithosphere: Treatise on Geophysics, v. 6, p. 217-251

Jordt, H., Faleide, J. I., Bjorlykke, K., Ibrahim, M. T., Cloetingh, S. e., Durand, B. e., and Puigdefabregas, C. e., 1995, Cenozoic sequence stratigraphy of the central and northern north sea basin : Tectonic development, sediment distribution and provenance areas. Integrated basin studies (ibs) : Project of the european commission (dgxii) joule 2/geosciences ii program (contract jou2-ct92-0110): Marine and Petroleum Geology, v. 12, p. 845-879

King, L. C., 1962, The morphology of the earth (2nd edn 1967): Edinburgh

Kooi, H., and Beaumont, C., 1994, Escarpment evolution on high-elevation rifted margin: Insight from a surface processes model that combines diffusion, advection and reaction: J. Geophys. Res., v. 99, p. 12191-12209

Kooi, H., Cloetingh, S. A. P. L., and Burrus, J., 1992, Lithospheric necking and regional isostasy at extensional basins. 1. Subsidence and gravity modeling with an application to the gulf of lions margin (se france): J. Geophys. Res., v. 97, p. 17553-17571

Korenaga, J., Holbrook, W. S., Detrick, R. S., and Kelemen, P. B., 2001, Gravity anomalies and crustal structure at the southeast greenland margin: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 106, p. 8853-8870

Kulke, H., 1995, Côte d'ivoire (former ivory coast), ghana and togo / côte d'ivoire (einem. Elfenbeinküste), ghana und togo, *in* Kulke, H., ed., Regional petroleum geology of the world/regionale erdöl- und erdgasgeologie der erde part ii: Africa, america, australia and antarctica, v. Part II: Africa, America, Australia and Antarctica: Stuttgart, Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, p. 129-135

Labails, C., 2007, La marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan atlantique central, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 269 p

Lavier, L., and Steckler, M. S., 1997, The effects of sedimentary cover on the flexural strength of continental lithosphere: Nature, v. 389, p. 476-479

Lavier, L., Steckler, M. S., and Brigaud, F., 2000, An improved method of reconstructing the stratigraphy and bathymetry of continental margins: Application to the cenozoic tectonic and sedimentary history of the congo margin: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 84, p. 923-939

Lavier, L., Steckler, M. S., and Brigaud, F., 2001, Climatic and tectonic control on the cenozoic evolution of the west african margin: Marine Geology, v. 178, p. 63-80

Leroy, M., 2004, Mécanismes de déformation post-rifting des marges passives : Exemple des marges péri-atlantique et modélisation, Université de Rennes I, Rennes, France, 235 p

Leroy, M., Gueydan, F., and Dauteuil, O., 2008, Uplift and strength evolution of passive margins inferred from 2d conductive modelling: Geophys. J. Int., v. 172, p. 464-476

Leturmy, P., Lucazeau, F., and Brigaud, F., 2003, Dynamic interactions between the gulf of guinea passive margin and the congo river drainage basin: 1. Morphology and mass balance.: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 108, p. 2383-2396

Leyden, R., Ludwig, W. J., and Ewing, M., 1971, Structure of continental margin off punta del este, uruguay, and rio de janeiro, brazil: The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 55 p. 2161-2173

Light, M. P. R., Banks, N. L., Greenwood, J., Maslanyj, M., Horn, I. W., Davidson, K., and Simon, P., 1991, Sismostratigraphie, stratigraphie séquentielle et tectonique de l'offshore de la namibie: Géologie Africaine. Coll. Géol. Libreville., v. Recueil des communications, p. 77-97

Light, M. P. R., Maslanyj, M. P., and Banks, N. L., 1992, New geophysical evidence for extensional tectonics on the divergent margin offshore namibia: Geol Soc Spec Publ, v. 68, p. 257-270

Lima, C., 1999, Expressions topographiques et structurales de l'état de compression généralisée au sein de la plaque sud-américaine, Université de Rennes 1, Rennes, 370 p

Lister, G. S., Ethridge, M. A., and Symonds, P. A., 1986a, Application of the detachment fault model to the evolution of passive continental margins.: GEOLOGY, v. 14, p. 246-250

Lister, G. S., Ethridge, M. A., and Symonds, P. A., 1986b, Detachment faulting and the evolution of passive continental margins: GEOLOGY, v. 14

Lucazeau, F., Brigaud, F., and Leturmy, P., 2003, Dynamic interactions between the gulf of guinea passive margin and the congo river drainage basin: 2. Isostasy and uplift: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 108, p. doi:10.1029/2002JB001928

Lundin, E., and Doré, A. G., 2002, Mid-cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the norwegian-greenlan sea: Marine and Petroleum Geology, v. 19, p. 79-93

Maillard, A., Malod, J., Thiébot, E., Klingelhoefer, F., and Réhault, J.-P., 2006, Imaging a lithospheric detachment at the continent-ocean crustal transition off morocco: Earth and Planetary Science Letters, v. 241, p. 686-698

Manatschal, G., Engstrom, A., Desmurs, L., Schaltegger, U., Cosca, M., Muntener, O., and Bernoulli, D., 2006, What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the tasna ocean-continent transition: Journal of Structural Geology, v. 28, p. 1849-1869

Marotta, A. M., and Sabadini, R., 2004, The signatures of tectonics and glacial isostatic adjustment revealed by the strain rate in europe.: Geophysical Journal International, v. 157, p. 865-870

Martinod, J., and Davy, P., 1992, Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere 1. Deformation modes from an analytical perturbation method: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 97., p. 1999-2014

Mascle, J., and Blarez, E., 1987, Evidence for transform margin evolution from the ivory coast-ghana continental margin: Nature, v. 326, p. 378–381

Maslanyj, M. P., Light, M. P. R., Greenwood, R. J., and Banks, N. L., 1992, Extension tectonics offshore namibia and evidence for passive rifting in the south atlantic: Marine and Petroleum Geology, v. 9, p. 590-601

Mbede, E. I., and Dualeh, A., 1997, The coastal basins of somalia, kenya and tanzania, *in* Selley, R. C., ed., African basins. Sedimentary basins of the world: Amsterdam, Elsevier, p. 211-236

McClay, K. R., and White, M. J., 1995, Analogue modelling of orthogonal and oblique rifting: Marine and Petroleum Geology, v. 12, p. 137-151

McGinnis, J. P., Driscoll, N. W., Karner, G. D., Brumbaugh, W. D., and Cameron, N., 1993, Flexural response of passive margins to deep-sea erosion and slope retreat: Implications for realtive sea-level change: GEOLOGY, v. 21, p. 893-896

McKenzie, D., 1978, Some remarks on the development of sedimentary basins: Earth Planet. Sci. Lett., v. 40, p. 25-32

Meyers, J. B., Rosendahl, B. R., Groschel, B. H., Austin, J. A. J., and Rona, P. A., 1996, Deep penetrating mcs imaging of the rift-to-drift transition, offshore douala and north gabon basins, west africa: Marine and Petroleum Geology, v. 13, p. 791-835

Miller, D. S., and Duddy, I. R., 1989, Early cretaceous uplift and erosion of the northern appalachian basin, new york, basedon apatite fission track analysis. : Earth and Planetary Science Letters, v. 93, p. 35-49

Miller, J. M., Norvick, M. S., and Wilson, C. J. L., 2002, Basement controls on rifting and the associated formation of ocean transform faults--cretaceous continental extension of the southern margin of australia: Tectonophysics, v. 359, p. 131-155

Mooney, W. D., Laske, G., and Masters, T. G., 1998, Crust 5.1: A global crustal model at 5°x5°: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 103, p. 727-748

Mosar, J., 2003, Scandinavia's north atlantic passive margin: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 108, p. 18

Moulin, M., 2003, Etude géologique et géophysique dees marges continentales passives : Exemples du zaïre et de l'angola, Université de Bretagne Occidentale, Brest, France

Mountney, N., Howell, J., Flint, S., and Jerram, D., 1998, Aeolian and alluvial deposition within the mesozoic etjo sandstone formation, northwest namibia: Journal of African Earth Sciences, v. 27, p. 175-192

Müller, R. D., Roest, W. R., Royer, J. Y., Gahagan, L. M., and Sclater, J. G., 1997, Digital isochrons of the world's ocean floor: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 102, p. 3211-3214

Nicolas, A., 1985, Novel type of crust produced during continental rifting: Nature, v. 315, p. 112-115

Nielsen, T. K., Larsen, H. C., and Hopper, J. R., 2002, Contrasting rifted margin styles south of greenland: Implications for mantle plume dynamics: Earth and Planetary Science Letters, v. 200, p. 271-286

Nyblade, A. A., and Robinson, S. W., 1994, The african superswell: Geophysical research letters, v. 21, p. 765–768.

Nyblade, A. A., and Sleep, N. H., 2003, Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes and the origin of the southern african plateau: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 4, p. 10.1029/2003GC000573

Olariu, C., and Steel, R. J., 2009, Influence of point-source sediment-supply on modern shelf-slope morphology: Implications for interpretation of ancient shelf margins: BASIN RESEARCH, v. 21, p. 484-501

Ollier, C. D., and Pain, C. F., 1997, Equating the basal unconformity with paleoplain: A model for passive margins: Geomorphology, v. 19, p. 1-15

Parsons, B., and Sclater, J. G., 1977, An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age.: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 82, p. 802-827

Partridge, T. C., and Maud, R. R., 1987, Geomorphic evolution of southern africa since the mesozoic: South African Journal of Geology, v. 90, p. 179-208

Partridge, T. C., and Maud, R. R., 2000, Macro-scale geomorphic evolution of southern africa, *in* Partridge, T. C., and Maud, R. R., eds., The cenozoic of southern africa: Oxford, University Press, p. 3-18

Pascal, C., Gabrielsen, R. H., and Cloetingh, S., 2003, On-going post-glacial reverse faulting in scandinavia, field evidence from finnmark, northern norway: Geophysical Research Abstracts, p. 5(03980)

Pasyanos, M. E., and Nyblade, A. A., 2007, A top to bottom lithospheric study of africa and arabia: Tectonophysics, v. 444, p. 27-44

Peirce, C., Whitmarsh, R. B., Scrutton, R. A., Pontoise, B., Sage, F., and Mascle, J., 1996, Seismic imaging of passive rifted crust adjacent to a transform continental margin: Geophysical Journal International, v. 125, p. 781-795

Persano, C., Stuart, F. M., Bishop, P., and Barfod, D. N., 2002, Apatite (u-th)/he age constraints on the development of the great escarpment on the southeastern australian passive margin: Earth and Planet. Sci. Lett. Earth and Planetary Sciences Letters, v. 200, p. 79-90

Peulvast, J. P., Bouchard, M., Jolicoeur, S., Pierre, G., Schroeder, J., Bouchard, M. e., Schmitt, J. M. e., International, U. o. G. S. I. I. G. C. P. I. P. R. a. P. I. p., and Unesco, I. G. C. P. I. P. R. a. P. I. p., 1996, Palaeolandforms and morphotectonic evolution around the baie des chaleurs (eastern canada): Geomorphology Amsterdam, v. 16, p. 5-32

Poag, C. W., and Sevon, W. D., 1989, A record of appalachian denudation in post-rift mesozoic and cenozoic sedimentary deposits of the u.S. Middle atlantic continental margin: Geomorphology, v. 2, p. 119-157

Pollack, H. N., Hurter, S. J., and Johnson, J. R., 1993, Heat flow from the earth's interior: Analysis of the global data set: Rev. Geophys., v. 31, p. 267-280

Pysklywec, R. N., and Mitrovica, J. X., 1999, The role of subduction induced subsidence in the evolution of the karoo basin: Journal of Geology, v. 107, p. 155-164

Ransome, I. G. D., and de Wit, M. J., 1992, Preliminary investigations into a microplate model for the south western cape, *in* de Wit, M. J., and I.G.D., R., eds., Inversion

tectonics of the cape fold belt, karoo and cretaceous basins of southern africa: Balkema, Rotterdam, Holland, p. 257-267

Ren, S., Faleide, J. I., Eldholm, O., Skogseid, J., and Gradstein, F., 2003, Late cretaceous–paleocene tectonic development of the nw vøring basin: Marine and Petroleum Geology, v. 20(2), p. 177-206

Rosenbaum, G., Weinberg, R. F., and Regenauer-Lieb, K., 2008, The geodynamics of lithospheric extension: Tectonophysics, v. 458 (1-4)

Royden, L., and Keen, C., 1980, Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern canada determined from subsidence curves: Earth and Planetary Science Letters, v. 51, p. 343-361

Rust, D. J., and Summerfield, M. A., 1990, Isopach and borehole data as indicators of rifted margin evolution in southwestern africa: Marine and Petroleum Geology, v. 7, p. 277-287

Sage, F., Basile, C., Mascle, J., Pontoise, B., and Whitmarsh, R. B., 2000, Crustal structure of the continent ocean transition off the côte d'ivoire-ghana transform margin: Implications for thermal exchanges across paleotransform boundary: Geophysical Journa lInternational, v. 143, p. 662–678

Sage, F., Pontoise, B., Mascle, J., Basile, C., and Arnould, L., 1997, Crustal structure and ocean-continent transition at marginal ridge: The côte d'ivoire-ghana marginal ridge: Geo-Marine Letters, v. 17, p. 40-48

Sandwell, D. T., and Smith, W. H. F., 1997, Marine gravity anomaly from geosat and ers 1 satellite altimetry: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 102, p. 10039-10054

Skogseid, J., 2001, Volcanic margins: Geodynamic and exploration aspects: Marine and Petroleum Geology, v. 18, p. 457-461

Stuevold, L. M., and Eldholm, O., 1996, Cenozoic uplift of fennoscandia inferred from a study of the mid-norwegian margin: Global and Planetary Change, v. 12, p. 359-386

Tinker, J., de Wit, M., and Brown, R., 2008, Linking source and sink: Evaluating the balance between onshore erosion and offshore sediment accumulation since gondwana break-up, south africa: Tectonophysics, p. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.040

Todal, A., and Edholm, O., 1998, Continental margin off western india and deccan large igneous province: Marine Geophysical Researches, v. 20, p. 273-291

Trumbull, R. B., Sobolev, S. V., and Bauer, K., 2002, Petrophysical modeling of high seismic velocity crust at the namibian volcanic margin: Geological Society of America Special Paper, v. 362, p. 221-230

Tsikalas, F., Eldholm, O., and Faleide, J. I., 2005, Crustal structure of the lofoten-vesterälen continental margin, off norway: Tectonophysics, v. 404, p. 151-174

Tucker, G. E., and Slingerland, R. L., 1994, Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 99(B6), p. 12,229-12,243

Vagnes, E., Gabrielsen, R. H., and Haremo, P., 1998, Late cretaceous-cenozoic intraplate contractional deformation at the norwegian continental shelf: Timing, magnitude and regional implications: Tectonophysics, v. 300, p. 29-46

van Balen, R. T., van Der Beek, P. A., and Cloetingh, S., 1995, The effect of rift shoulder erosion on stratal patterns at passive margins: Implications for sequence stratigraphy: Earth Planet. Sci. Lett., v. 134, p. 527-544

van der Beek, P., Andriessen, P., and Cloetingh, S., 1995, Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology: TECTONICS, v. 14 p. 406-421

van der Beek, P., and Braun, J., 1999, Controls on post-mid-cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of australia: Insights from numerical surface process models: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 104, p. 4945-4966

van der Beek, P., Cloetingh, S., and Andriessen, P., 1994, Mechanisms of extensional basin formation and vertical motions at rift flanks: Constraints from tectonic modelling and fission-track thermochronology: Earth and Planetary Science Letters, v. 121, p. 417-433

van der Beek, P., Summerfield, M. A., Braun, J., Brown, R., and Fleming, A., 2002, Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast african (drakensberg escarpment) margin: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 107, p. doi:10.1029/2001JB000744

Walford, H. L., White, N. J., and Sydow, J. C., 2005, Solid sediment load history of the zambezi delta: Earth and Planetary Science Letters, v. 238, p. 49-63

Wangen, M., Fjeldskaar, W., Faleide, J. I., Wilson, J., Zweigel, J., and Austegard, A., 2008, Forward modeling of stretching episodes and paleo heat flow of the vøring margin, ne atlantic: Journal of Geodynamics, v. 45(2-3), p. 83-98

Watts, A. B., 1989, Lithospheric flexure due to prograding sediments loads: Implication for the origin of onlap/offlap patterns in sedimentary basins: Basin Res., v. 2, p. 133-144

Watts, A. B., 2001, Isostasy and flexure of the lithosphere: Cambridge, Cambridge University Press

Watts, A. B., and Burov, E. B., 2003, Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness: Earth and Planetary Science Letters, v. 213, p. 113-131

Watts, A. B., Fairhead, J. D., Campbell, C., and Millegan, P., 1999, A process-oriented approach to modeling the gravity signature of continental margins. Modeling the earth: Leading Edge Tulsa OK, v. 18, p. 260-263

Watts, A. B., Karner, G. D., and Steckler, M. S., 1982, Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins, *in* Kent, D. V., Bott, M. H. P., McKenzie, D. P., and Williams, C. A., eds., The evolution of sedimentary basins, v. 305, Philos. Trans. R. Soc. Lond., p. 249-281

Weissel, J. K., and Karner, G. D., 1989, Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension exhaussement flexural de flancs de rift du au dechargement mecanique de la lithosphere durant l' extension: J Geophys Res B Solid Earth Planet, v. 94, p. 919-13

Wernicke, B., 1984, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere.: Can. J. Earth. Sci., v. 22, p. 108-125

White, R., and McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts: JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, v. 94, p. 7685-7729

White, R. S., 1992, Crustal structure and magmatism of north atlantic continental margins : Passive continental margin subsidence: Journal of the Geological Society London, v. 149, p. 841-854

White, R. S., Smith, L. K., Roberts, A. W., Christie, P. A. F., Kusznir, N. J., and the rest of the iSIMM Team, 2008, Lower-crustal intrusion on the north atlantic continental margin: Nature, v. 452, p. 460-464

Wilson, P. G., Turner, J. P., and Westbrook, G. K., 2003, Structural architecture of the ocean-continent boundary at an oblique transform margin through deep-imaging seismic interpretation and gravity modelling: Equatorial guinea, west africa: Tectonophysics, v. 374, p. 19-40

Wissmann, G., 1982, Stratigraphy and structural features of the continental margin basin of senegal and mauritania, *in* U. von Rad, K. H., M. Sarnthein & E. Seibold, ed., Geology of the northwest african continental margin: Berlin, Springer Verlag, p. 166-181

Zelt, C. A., Sain, K., Naumenko, J. V., and Sawyer, D. S., 2003, Assessment of crustal velocity models using seismic refraction and reflection tomography: Geophysical Journal International, v. 153, p. 609-626

Zeyen, H., Volker, F., Wehrle, V., Fuchs, K., Sobolev, S. V., and Altherr, R., 1997, Style of continental rifting: Crust-mantle detachment and mantle plumes: Tectonophys., v. 278, p. 329-352

Ziegler, P. A., and Cloetingh, S., 2004, Dynamic processes controlling evolution of rifted basins: Earth-Science Reviews, v. 64, p. 1-50

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : enregistrements en domaine continental et en domaine marin. *13*
Figure 2 : initiation et évolution du rifting : le rôle de la convection mantélique. *18*
Figure 3 : Évolution syn-rift et post-rift de la géométrie de la lithosphère étirée par cisaillement pur et conséquences sur son état thermique. *20*
Figure 4 : courbes asymptotiques de la subsidence thermique. *21*
Figure 5 : Conséquences de la conduction thermique post-rift sur les mouvements verticaux des marges passives. *22*
Figure 6 : modèle d'étirement variant avec la profondeur *23*
Figure 7 : conséquence d'une variation du δ et du β sur les mouvements verticaux des bordures du rift. *24*
Figure 8 : modèle d'amincissement par cisaillement simple. *25*
Figure 9 : profondeur du fibre et ajustement isostatique de la lithosphère. *29*
Figure 10 : conséquences de la profondeur du fibre et de la longueur de la zone amincie sur la surrection de l'épaulement. *30*
Figure 11 : correspondance entre les rhéologies des systèmes naturels et des systèmes modélisés. *31*
Figure 12 : conséquences de l'âge thermo-tectonique et de la durée du rifting sur la surrection de l'épaulement. *31*
Figure 13 : réponse flexurale de la lithosphère suite à une phase de dénudation de l'épaulement de la marge passive. *35*
Figure 14 : modèles d'évolution temporelle du relief des marges passives. *38*
Figure 15 : Couplage entre les processus de surface et le fluage de la croûte inférieure. *39*
Figure 16 : évolution temporelle de la vitesse de subsidence et du flux sédimentaire au niveau du domaine aminci. *44*
Figure 17 : enregistrement stratigraphique de la subsidence thermique à 140 Ma. *45*
Figure 18 : Enregistrement stratigraphique du couplage érosion continentale-isostasie flexurale. *46*
Figure 19 : érosion marine (A) et réponse flexurale de la lithosphère dans le cas de marges présentant un plateau étroit (B) ou un plateau large (C). *48*
Figure 20 : flexure progressive de la lithosphère suite à une charge sédimentaire progradante. *49*
Figure 21 : critères définissant la géométrie d'une marge passive et processus majeurs associés. *58*
Figure 22 : localisation des zones d'étude *104*
Figure 23 : localisation des zones d'étude et présentation de coupes crustales utilisées. *110*
Figure 24 : exemple de coupe de sub-surface : la marge mauritanienne. *110*
Figure 25 : épaisseur de la lithosphère estimée à partir d'un modèle thermique. *112*
Figure 26 : distribution de l'épaisseur de la lithosphère sur les différentes zones d'étude *113*
Figure 27 : distribution de l'épaisseur de la croûte continentale non amincie (21 mesures). *114*
Figure 28: distribution de l'altitude moyenne de la croûte non amincie (10 mesures). *115*
Figure 29 : relation entre l'épaisseur de la croûte continentale non amincie et l'altitude moyenne. *116*
Figure 30 : distribution de l'amplitude du relief (10 mesures). *117*
Figure 31 : distribution de la longueur du relief (10 mesures). *118*
Figure 32 : distribution de la profondeur de la fosse (34 mesures). *119*
Figure 33 : diminution continue de l'épaisseur de la croûte amincie. *120*
Figure 34 : diminution discontinue de l'épaisseur de la croûte amincie. *121*
Figure 35 : distribution de la longueur de la croûte continentale amincie (28 mesures). *122*
Figure 36 : relations entre la profondeur de fosse, l'amplitude du relief et la longueur de la zone amincie. *123*
Figure 37 : distribution de la longueur de la croûte intermédiaire (13 mesures). *125*
Figure 38 : distribution de la hauteur de la marge sur 36 coupes. *126*
Figure 39 : relation entre la hauteur et l'âge de la marge. *127*
Figure 40 : comparaison de la position verticale de trois couples de marges conjuguées de l'Atlantique Central et Sud. *131*
Figure 41 : géométrie crustale de référence. *132*
Figure 42 : à grande échelle, la courbure et la pente sont proportionnelles à la hauteur moyenne et à la largeur du relief. *179*
Figure 43 : proportionnalité entre le flux sédimentaire et les pentes dans les différents milieux. *182*
Figure 44 : exemple de mesures de la pente du talus (l) et de la pente régionale (L). *183*
Figure 45 : variation des pentes des talus (l) et des pentes régionales (L) sur les systèmes naturels étudiés. *185*

Figure 46 : répartition des données sur le prisme sédimentaire. *186*
Figure 47 : variation des vitesses de sédimentation ou de flux sédimentaire post-rift sur différentes marges passives. *187*
Figure 48 : exemple de calcul du temps de diffusion et du coefficient de diffusion sur la marge est- américaine. *192*
Figure 49 : variation du temps de diffusion sur différentes marges passives au cours du post-rift. *193*
Figure 50 : variabilité dans la longueur d'un relief de marge passive. *195*
Figure 51 : variation du coefficient de diffusion sur différentes marges passives au cours du post-rift. *199*
Figure 52 : test de coefficients de diffusion calibrés sur les simulations. *201*
Figure 53 : informations extraites de la simulation. *205*
Figure 54 : géométries de la marge de référence simulée et variation spatio-temporelle des mouvements verticaux. *207*
Figure 55 : Dénudation et sédimentation le long de la marge de référence. *215*
Figure 56 : flux sédimentaire global déposé au cours du temps dans les bassins de la marge passive de référence. *218*
Figure 57 : évolution temporelle du bassin sédimentaire de la marge de référence. *222*
Figure 58 : stratigraphie du prisme sédimentaire de la simulation de référence, à t140 Ma. *223*
Figure 59 : surfaces d'érosion sur les prismes de la Mauritanie et du Sénégal. *226*
Figure 60 : géométries de la marge sans processus de surface et variation spatio-temporelle des mouvements verticaux *231*
Figure 61 : géométrie crustale, à t140 Ma, des simulations affectées par des coefficients de diffusion variables. *235*
Figure 62 : évolution d'une topographie en fonction du rapport entre le coefficient de diffusion continental et le coefficient de diffusion marin. *237*
Figure 63 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par des coefficients de diffusion variables. *239*
Figure 64 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par des coefficients de diffusion variables. *244*
Figure 65 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par des coefficients de diffusion variables. *246*
Figure 66 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par des coefficients de diffusion variables. *247*
Figure 67 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par des coefficients de diffusion variables. *250*
Figure 68 : stratigraphie du prisme des simulations affectées par un coefficient de diffusion fonction du milieu, à t140 Ma. *252*
Figure 69 : géométries crustales, à t0 et t140 Ma, des simulations affectées par une densité crustale variable. *258*
Figure 70 : géométries crustales, à t0 et t140 Ma, des simulations affectées par une densité mantélique variable. *259*
Figure 71 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par une densité crustale variable. *260*
Figure 72 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long de la simulation de référence (Chapitre 5). *261*
Figure 73 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par une densité mantélique variable. *262*
Figure 74 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une densité crustale variable. *264*
Figure 75 : dénudation totale, à t140 Ma, le long de la simulation de référence. *264*
Figure 76 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une densité mantélique variable. *265*
Figure 77 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une densité crustale variable. *267*
Figure 78 : taux de dénudation et de sédimentation le long de la simulation de référence. *267*
Figure 79 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une densité mantélique variable. *269*
Figure 80 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par une densité crustale variable et comparaison avec la simulation de référence. *270*
Figure 81 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par une densité mantélique variable et comparaison avec la simulation de référence. *271*
Figure 82 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une densité crustale variable. *272*

Figure 83 : évolution post-rift du bassin sédimentaire de la simulation de référence..... 273
Figure 84 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une densité mantélique variable..... 275
Figure 85 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une densité crustale variable. 276
Figure 86 : stratigraphie du prisme sédimentaire de la simulation de référence..... 277
Figure 87 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une densité mantélique variable. 278
Figure 88 : géométries crustales, à t0 et t140 Ma, d'une simulation affectée par une conduction thermique en 2D et des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable. 280
Figure 89 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long de la simulation affectée par une conduction thermique en 2D et des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable..... 283
Figure 90 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable..... 285
Figure 91 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable..... 287
Figure 92 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable..... 288
Figure 93 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une épaisseur lithosphérique variable..... 290
Figure 94 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable..... 292
Figure 95 : géométries crustales, à t0 et t140 Ma, des simulations affectées par une profondeur de fibre variable..... 295
Figure 96 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par une profondeur de fibre variable. 296
Figure 97 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une profondeur de fibre variable. 298
Figure 98 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une profondeur de fibre variable..... 299
Figure 99 : variation temporelle du flux sédimentaire sur des simulations affectées par une profondeur de fibre variable..... 300
Figure 100 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une profondeur de fibre variable. 302
Figure 101 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une profondeur de fibre variable..... 303
Figure 102 : zone amincie continue vs zone amincie discontinue. 305
Figure 103: géométries crustales, à t0 et t140 Ma, des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie. 307
Figure 104 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux le long des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie. 310
Figure 105 : dénudation totale, à t140 Ma, le long des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie. 313
Figure 106 : taux de dénudation et de sédimentation le long des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie. 315
Figure 107 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie. 316
Figure 108 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie. 319
Figure 109 : stratigraphie du prisme sédimentaire des simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie. 321
Figure 110 : géométries crustales limites, à t0 et t140 Ma..... 325
Figure 111 : distribution spatio-temporelle des vitesses limites des mouvements verticaux le long des marges simulées. 327
Figure 112 : variation limite de la dénudation totale à t140 Ma..... 328
Figure 113 : évolution limite du taux de dénudation et de sédimentation. 330
Figure 114 : variation temporelle limite du flux sédimentaire. 331
Figure 115 : évolution post-rift du bassin sédimentaire des marges simulées soumises à une variation limite de l'isostasie flexurale..... 333

Figure 116 : stratigraphie du prisme sédimentaire des marges simulées soumises à une variation limite de l'isostasie flexurale. 334
Figure 117 : géométrie crustale initiale et déformations au cours du post-rift le long d'une simulation. 338
Figure 118 : effets des processus de surface sur la déformation post-rift d'une marge passive. 343
Figure 119 : effets des principaux facteurs de contrôle sur l'isostasie locale. 346
Figure 120 : effets des principaux facteurs de contrôle sur l'isostasie flexurale. 349
Figure 121 : synthèse des contrôles majeurs exercés par les différents paramètres étudiés sur les processus internes et externes affectant une marge passive. 350
Figure 122 : évolution spatio-temporelle des vitesses de dénudation et de sédimentation le long de la simulation de référence. 352
Figure 123 : dénudation totale sur les simulations numériques et sur la marge namibienne. 353
Figure 124 : évolution temporelle du flux de dénudation sur les simulations numériques et sur des marges passives naturelles. 355
Figure 125 : hiérarchisation du contrôle des paramètres étudiés sur le volume sédimentaire solide. 358
Figure 126 : évolution temporelle du flux sédimentaire. 360
Figure 127 : évolution temporelle de la pente sédimentaire calculée pour des coefficients de diffusion faibles, forts, et de référence. 361
Figure 128 : stratigraphie du prisme sédimentaire de la simulation de référence, à t140 Ma. 363
Figure 129 : évolution temporelle des surfaces d'érosion sur le bassin sédimentaire de la simulation de référence. 365
Figure 130 : paramètres utilisés dans la simulation de la marge nord-namibienne. 367
Figure 131 : coupe crustale de la marge nord-namibienne. 368
Figure 132 : distribution de l'épaisseur crustale. 369
Figure 133 : évolution post-rift de la géométrie crustale modélisée et comparaison avec la marge naturelle. . 372
Figure 134 : évolution post-rift des mouvements verticaux le long de la simulation et comparaison avec ceux de la marge naturelle. 376
Figure 135 : dénudation totale à t130 Ma le long de la simulation numérique. 378
Figure 136 : évolution post-rift du flux sédimentaire modélisé et comparaison avec les flux de sédiments et de dénudation mesurés sur le système naturel. 379
Figure 137 : enregistrement stratigraphique calculé à t130 Ma par Flex3D. 381
Figure 138 : décalage de la croûte continentale amincie. 384
Figure 139 : zones de fracture et limites océan-continent le long des marges continentales ouest-africaines. (Figure d'après Meyers et al., 1996 et modifiée par Wilson et al., 2003) 385
Figure 140 : variation du décalage « d » de la zone amincie. 387
Figure 141 : cartes topographiques à t0 des simulations A (d=110 km) et B (d=220 km). 388
Figure 142 : profils topographiques transversaux à t0 Ma sur les simulations A (d=110 km) et B (d=220 km). 389
Figure 143 : évolution temporelle des géométries crustales de part et d'autre des décalages sur les simulations A (d=110 km) et B (d=220 km). 390
Figure 144 : géométrie crustale de la simulation de référence à t0 et 140 Ma. 392
Figure 145 : distribution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux post-rift le long de la simulation de référence. 394
Figure 146 : évolution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux post-rift le long des deux coupes respectives des simulations A et B. 395
Figure 147 : carte de distribution spatiale des quantités totales de dénudation et de sédimentation à t140 Ma, sur les simulations A et B. 397
Figure 148 : quantité de dénudation totale, à t140 Ma, le long des deux coupes respectives des simulations A et B. 398
Figure 149 : quantité de dénudation totale, à t140 Ma, le long de la simulation de référence. 399
Figure 150 : taux de dénudation et de sédimentation le long de la simulation de référence. 400
Figure 151 : évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation le long des deux coupes respectives des simulations A et B. 401
Figure 152 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations A et B. 402
Figure 153 : évolution post-rift du bassin sédimentaire de la simulation de référence. 404
Figure 154 : évolution post-rift du bassin sédimentaire le long des coupes 1A et 2A de la simulation A (d= 110 km). 405
Figure 155 : évolution post-rift du bassin sédimentaire le long des coupes 1B et 2B de la simulation B (d= 220 km). 406
Figure 156 : carte de la direction des flux sédimentaires au niveau du décalage sur la Simulation B (d=220 km), entre t0 et t10 Ma. 407

Figure 157 : stratigraphie du prisme sédimentaire le long des deux coupes respectives des simulations A et B. *409*
Figure 158 : variation de la largeur (l) du décalage de la zone amincie. *411*
Figure 159 : cartes topographiques à t0 des simulations C (l=110 km) et D (l=220 km). *412*
Figure 160 : profils topographiques transversaux à t0 Ma sur les simulations C (l=110 km) et D (l=220 km). *413*
Figure 161 : évolution temporelle des géométries crustales de part et d'autre des décalages sur les simulations C (l=110 km) et D (l=220 km). *414*
Figure 162 : évolution spatio-temporelle des vitesses des mouvements verticaux post-rift le long des deux coupes respectives des simulations C et D. *417*
Figure 163 : carte de distribution spatiale des quantités totales de dénudation et de sédimentation à t140 Ma, sur les simulations C et D. *418*
Figure 164 : quantité de dénudation totale, à t140 Ma, le long des deux coupes respectives des simulations C et D. *419*
Figure 165 : évolution spatio-temporelle des taux de dénudation et de sédimentation le long des deux coupes respectives des simulations C et D. *421*
Figure 166 : variation temporelle du flux sédimentaire sur les simulations C et D. *422*
Figure 167 : évolution post-rift du bassin sédimentaire le long des coupes 1C et 2C de la simulation C (l= 110 km). *424*
Figure 168 : évolution post-rift du bassin sédimentaire le long des coupes 1D et 2D de la simulation D (l= 220 km). *425*
Figure 169 : stratigraphie du prisme sédimentaire le long des deux coupes respectives des simulations C et D. *426*
Figure 170 : données utilisées pour déterminer la distribution spatiale des principaux domaines de la marge transformante de Côte d'Ivoire. *430*
Figure 171 : modèle crustal simplifié de la marge décrochante ivoirienne. *432*
Figure 172 : topographie de la simulation de la marge ivoirienne à t0 Ma. *434*
Figure 173 : distribution spatiale des épaisseurs totales de dénudation et de sédimentation sur la simulation de la marge ivoirienne à t90 Ma. *436*
Figure 174 : réseau de drainage de la marge ivoirienne et des marges environnantes. *438*
Figure 175 : comparaison entre les coupes crustales modélisées et les coupes crustales de la bibliographie... *440*
Figure 176 : Présentation d'une marge passive. *455*
Figure 177 : Les différents coûts de la thèse. *457*

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 : présentation des coupes étudiées en fonction des zones d'étude. *107*
Tableau 2 : comparaison des résultats obtenus à partir des coupes crustales et des coupes de sub-surface. *111*
Tableau 3 : paramètres de Flex3D..... *172*
Tableau 4 : pentes sédimentaires mesurées sur le talus et régionalement sur différentes marges passives. *184*
Tableau 5 : valeurs du coefficient de diffusion déterminé par différents auteurs dans des milieux différents : continental et marin...... *190*
Tableau 6 : variabilité du temps de diffusion global...... *194*
Tableau 7 : variation du coefficient de diffusion sur les différentes marges passives. *196*
Tableau 8 : variabilité du coefficient de diffusion global. *196*
Tableau 9 : comparaison des coefficients de diffusion obtenus à partir de répartitions différentes des données sur le prisme sédimentaire (voir partie 4.3)...... *197*
Tableau 10 : comparaison entre nos résultats et ceux des précédentes études. *198*
Tableau 11 : variation du coefficient de diffusion global pendant le post-rift...... *198*
Tableau 12 : valeurs paramétriques de référence...... *204*
Tableau 13 : valeurs des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, de la marge de référence. *208*
Tableau 14 : variation des coefficients de diffusion au cours de l'étude...... *229*
Tableau 15 : valeurs des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, de la marge sans processus de surface...... *232*
Tableau 16 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre les simulations aux coefficients de diffusion variables et la simulation de référence. *234*
Tableau 17 : variation des paramètres au cours de l'étude...... *256*
Tableau 18 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre les simulations aux densités crustales (D_c) ou mantéliques (D_m) variables et la simulation de référence...... *257*
Tableau 19 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre la simulation de référence et la simulation affectée par une conduction thermique en 2D ou les simulations affectées par une épaisseur lithosphérique variable...... *281*
Tableau 20 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre la simulation de référence et les simulations affectées par une profondeur de fibre variable...... *294*
Tableau 21 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre la simulation de référence et les simulations affectées par une variation de la géométrie de la croûte amincie...... *306*
Tableau 22 : comparaison des valeurs limites des critères géométriques avec celles de la simulation de référence, à t0 et t140 Ma...... *325*
Tableau 23 : variation des paramètres 3D utilisés au cours de l'étude. *386*
Tableau 24 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre les simulations affectées par une variation du décalage de la zone amincie et la simulation de référence. *391*
Tableau 25 : comparaison des critères géométriques, à t0 et t140 Ma, entre les simulations affectées par une variation de la largeur du décalage de la zone amincie et la simulation de référence. *415*
Tableau 26 : paramètres utilisés dans la simulation de la marge ivoirienne. *433*