HAL
open science

Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène

Jean-Louis Grimaud

To cite this version:

Jean-Louis Grimaud. Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. Sciences de la Terre. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2014. Français. NNT : . tel-00982077

HAL Id: tel-00982077

https://theses.hal.science/tel-00982077

Submitted on 23 Apr 2014

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

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

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par
l'Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)
Discipline ou spécialité :
Géosciences

Présentée et soutenue par *Jean-Louis Grimaud*
Le *mercredi 19 mars 2014*

Titre :

Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène.

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*
Unité de recherche : *UMR 5563*

Directeur de Thèse :
Dominique Chardon (GET Toulouse)

Rapporteurs :
Yves Gaudemer (IPG Paris)
Michel Séranne (Géosciences Montpellier)
Peter van der Beek (ISTerre Grenoble)

Autres membres du Jury :
Stéphane Bonnet (GET toulouse)
Gérard Hérail (GET Toulouse)

Résumé :

La dynamique long-terme (10^7 ans) des surfaces cratoniques, qui constituent la majorité des domaines continentaux, est étudiée dans cette thèse à partir de la spatialisation de paléo-surfaces préservées en Afrique de l'Ouest (4×10^6 km^2) depuis l'Eocène. Il est montré que le drainage ouest africain (Niger, Volta) était établit il y a 24 Ma. Depuis, les profils longitudinaux des rivières ont peu évolué. Leurs knickzones majeures se sont stabilisées, influencées par la lithologie. La déformation de ces profils a permis de détecter des mouvements épirogéniques. Dans les zones les plus stables, la dissection du paysage montre l'augmentation du relief depuis 11 Ma malgré de faibles taux d'érosion (~ 2 m/Ma). Cette approche a été appliquée en prospection minière pour détecter des minéralisations masquées par les cuirasses latéritiques et/ou identifier la redistribution d'indices par érosion. Les bilans d'érosion ont été évalués depuis le pic d'effet de serre éocène. La distribution spatiale de la dénudation en carte semble traduire des mouvements verticaux. Les volumes ont été précisés en incluant la porosité et la densité du régolite dénudé. Une première mise en relation est faite entre volumes érodés et déposés pour le cas du Niger. Si une corrélation est montrée pour l'intervalle éocène-miocène supérieur, le volume déposé durant la période récente est bien supérieur à l'estimation du volume érodé. Malgré l'évolution du climat, le taux de dénudation moyen à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest est resté constant depuis 45 Ma (~ 6,5 m/Ma). Le bilan ouest africain, appliqué aux zones non-orogéniques, impliquerait un flux global vers les océans d'environ 2 Gt/an pour ces zones.

Mots clés : géomorphologie, cratons, régolite, long-terme, dynamique d'incision, bilans d'érosion

Abstract:

The long-term (10^7 yr) erosion dynamics of cratonic domains is studied in the present thesis based on the spatial analysis of paleolandsurfaces preserved at the scale of West Africa (~ 4 x 10^6 km^2) since Eocene times. One shows that the West African drainage (i.e. Niger and Volta) was established 24 my ago. Since then, river long profiles have slightly evolved while the position of major knickzones was stabilized on lithological contrasts. The deformation of these profiles was used for gauging epirogenic motion. In very stable zone, landscape dissection with higher resolution shows relief increase despite a relative stability of mean denudation rates (2 m/my). This approach was used to detect masked mineralization hosted by the bedrock and/or to identify ore index redistribution by erosion. Erosion budgets were estimated since Eocene peak greenhouse. The spatial distribution of the denudation suggests the influence of flexural and/or mantellic epirogeny. Estimated volumes were constrained using the porosity and density of eroded regolith. A preliminary source-to-sink comparison was undertaken in the case of the Niger system. While a correlation is shown during the Eocene to Late Miocene interval, the volume deposited during the last 11 my exceeds the estimation of denudation. Surprisingly, the long-term denudation regime of West African has been constant (~ 6.5 m/my) for the last 45 my despite climatic variations. This volumetric budget seems to be typical of non-orogenic domains and would imply a ca. 2 Gt/yr global flux for these domains that represent about ~ 70 % of the Earth surface.

Keywords: geomorphology, cratons, regolith, long-term, incision dynamics, erosion budgets

Sommaire

Résumé : **0**

Abstract: **2**

Sommaire **3**

Contexte de la thèse et programmes de financement **7**

Introduction générale **9**

Partie I : Cadre thématique et contexte morpho-géologique **13**

Chapitre 1. Morphogénèse, érosion des domaines cratoniques et épirogénèse **14**

1. Dynamique de l'érosion continentale et évolution des systèmes fluviatiles **15**

Les modèles classiques de l'évolution des paysages *15*

Le « sediment routing system » *17*

2. Variations de topographie à l'intérieur des plaques : les processus épirogéniques **20**

3. Conclusion **23**

Chapitre 2. Contexte morpho-géologique **24**

1. Topographie et géodynamique de la plaque Afrique **25**

1.1 Généralités 25

Caractéristiques géomorphologiques de l'Afrique *25*

Modèles géomorphologiques à grande échelle *27*

Climat actuel et paléoclimats *29*

Ensembles géologiques et structure lithosphérique *31*

1.2 Modèles de forçage de la topographie africaine 33

Modèles flexuraux aux marges *34*

Modèles mantelliques *35*

L'évènement crétacé *37*

1.3 Conclusion 37

2. Caractéristiques morpho-géologiques de l'Afrique de l'Ouest **38**

2.1 Topographie de l'Afrique de l'Ouest 39

Les grands ensembles géographiques *39*

Analyse hypsographique *41*

Conclusion *47*

2.2 Contraintes géologiques sur l'évolution phanérozoïque de la topographie de l'Afrique de l'Ouest .. 47

Sismicité et structure lithosphérique *48*

Le socle cristallin et l'orogenèse panafricaine *49*

Le Méso-Cénozoïque *50*

Synthèse : les principales formations géologiques *56*

3. Conclusion **59**

Chapitre 3. Les latérites d'Afrique de l'Ouest : processus de formation et évolution morpho-climatique 61

1. Altération et formation des latérites 61

1.1 Répartition globale des types d'altération 61

1.2 Les processus d'altération chimique 64

1.3 Le profil d'altération latéritique type et son fonctionnement 66

1.4 Inversion de relief et induration 69

2. Les grands types de latérite et les formes associées en Afrique de l'Ouest 71

2.1 La séquence morpho-climatique d'Afrique de l'Ouest 71

2.2 Description de la séquence morpho-climatique ouest africaine 72

La Surface Africaine bauxitique (S1) 72

Surface ou « relief » intermédiaire (S2) 75

Les glacis 79

Chimie des cuirasses latéritiques en Afrique de l'Ouest 87

2.3 Variations climatiques cénozoïques et âges des latérites 89

3. Conclusion 93

Conclusion de la partie I : L'Afrique de l'Ouest, un objet géomorphologique exceptionnel 95

Partie II: Répartition spatiale des reliques de paléo-surfaces et évolution du réseau de drainage depuis l'Eocène en Afrique de l'Ouest 97

Chapitre 4. Distribution spatiale des paléo-surfaces en Afrique de l'Ouest 98

1. Méthodologie : construction de la base de donnée 99

1.1 Critères d'identification des surfaces cuirassées sur Google Earth 99

1.2 Données disponibles : observations de terrain et base de données de Beauvais et Chardon (2013) 101

1.3 Implémentation de la base de donnée à partir de la littérature 102

Dorsale guinéenne, plateau mandingue et delta interne du Niger 103

Confins sénégalo-mauritaniens et maliens : le Hodh et le Tagant 106

Socle du craton ouest africain et bassin des Voltas 106

Bassins sédimentaires post-paléozoïques 109

Massifs orientaux et fossé de la Bénoué 110

1.4 Synthèse des observations et nouvelle base de données 114

1.5 Conclusion 115

2. Résultats et analyse : répartition des formes et des latérites à l'échelle régionale 115

2.1 Paysages-types ouest africains 116

2.2 Provinces géomorphologiques et transects régionaux 117

Provinces bauxitiques 117

Provinces intermédiaires 119

Provinces de glacis 120

3. Discussion : facteurs de répartition des latérites et des formes du relief ouest africain 127

3.1 Rôle de la lithologie 127
3.2 Zonation climatique 127
3 .3 Hétérogénéité de la dissection et indices de mouvements verticaux 128
4. Conclusion 128
Chapitre 5. Evolution du drainage en carte 130
1. Abstract 132
2. Introduction 132
3. West African geomorphic record, methodology 133
4. Results 136
5. Interpretation 137
6. Discussion 138
7. Conclusion 140
8. Complément 141
9. Résumé en français et implications thématiques 141
Chapitre 6. Evolution des profils de rivière 143
1. Introduction 145
2. Geomorphic setting and incision chronology 147
3. Method 149
4. Results 151
5. Discussion 156
6. Conclusions 161
7. Résumé en français et implications thématiques 161
Chapitre 7. Evolution des paysages et quantification de l''érosion à petite échelle (Sud-ouest Burkina Faso) : implications pour la dynamique d'érosion et la prospection minière 163
1. Introduction 165
2. West African landforms and regoliths: implications for resources exploration 167
3. Geological and morphological outline 170
4. Field characteristics of regoliths and landforms 172
5. Regolith mapping tools and results 176
6. Map analysis and interpretation 178
7. Reconstruction of the High glacis stage topography 183
8. Implications for landscape evolution processes and ore exploration 185
9. Conclusions 190
10. Résumé en français et implications thématiques 190
Conclusion de la partie II : Evolution du système fluviatile et dynamique d'incision depuis 45 Ma 192
Partie III: Flux de matière cénozoïque 195
Chapitre 8. Dénudation à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest 196
1. Bilan d'érosion cénozoïque de l'Afrique de l'ouest, implications pour les bilans globaux 196

2. Reconstitution des paléo-topographies et estimation des volumes érodés **203**

Limitations on long-term, spatially distributed denudation data from conventional methods *203*

Outline of West African landscape evolution scheme (Figure 8.4a) *204*

Interpolation of paleolandsurfaces (Figures 8.4b, 8.4c and 8.4d) *205*

Evaluation of uncertainties on the surface geometry and denuded rock porosity *207*

3. Résumé en français et implications thématiques **210**

Chapitre 9. Transfert de matière par bassin-versant : base d'une approche de type « source-to-sink » **211**

1. Introduction **211**

2. Enjeux thématiques **211**

3. Contexte géologique et répartition des sédiments **214**

4. Méthodologie **216**

4.1 Calculs des volumes érodés et des flux depuis le continent 216

4.2 Estimation des volumes préservés sur les marges 223

5. Résultats et interprétation **225**

5.1 Distribution spatiale de la dénudation 225

5.2 Evolution temporelle de la dénudation et flux clastique vers les marges 226

5.3 Accumulation sur les marges 227

6. Discussion **229**

6.1 Dynamique d'érosion et détection des mouvements épirogénique 229

6.2 Export vers les marges et comparaison avec l'enregistrement sédimentaire 230

7. Conclusion **233**

Conclusion de la partie III : Export de matière par les drainages cratoniques **235**

Discussion générale **237**

1. Signification des niveaux latéritiques **237**

2. Evolution du drainage et dynamique long-terme de l'érosion **239**

3. Régolite, paléo-surfaces et stratégie de prospection des géo-ressources **242**

4. Déformation lithosphérique **243**

5. Bilan d'érosion et flux sédimentaires **245**

6. Modèle d'évolution en coupe **247**

Conclusion générale **251**

Liste des figures **253**

Bibliographie **267**

Annexes **282**

Annexe 1 : Tableau bibliographique synthétique **282**

Annexe 2 : Profils en long des rivières par groupe de drainage **293**

Contexte de la thèse et programmes de financement

Cette thèse a été réalisée au laboratoire Géosciences Environnement, Toulouse (GET). Elle a bénéficié de soutiens de la part de plusieurs programmes et organismes :

- Bourse de thèse co-financée à parité par le CNRS, d'une part, et l'IRD, via une dotation du programme WAXI 2 (West African eXploration Initiative, animé par Mark Jessell, 2010-2013), d'autre part.

- Fonctionnement financé par l'ANR blanche TopoAfrica (2009-2013), animée par François Guillocheau (Géosciences Rennes) avec un complément du programme WAXI 2.

- Soutien logistique et organisationnel des délégations IRD à Bamako, Dakar et Ouagadougou ainsi que de l'IFAN à Dakar.

Remerciements

Premièrement, je tiens à remercier Dominique Chardon pour le sujet de thèse exceptionnel qu'il m'a proposé, pour son encadrement exigeant, pour sa disponibilité durant ces trois années et pour la richesse des discussions scientifiques que nous avons pu avoir. Avant tout, il m'a fait confiance et je ne demandais que ça. Merci aux personnes qui m'ont aidé sur les nombreuses questions scientifiques et/ou techniques auxquelles j'ai du faire face : Delphine Rouby, Sébastien Carretier, Stéphane Bonnet, Frédéric Christophoul, Vincent Regard, Anicet Beauvais, Pierre Hiernaux, Mark Jessell, Lenka Baratoux, François Guillocheaux, Guillaume Baby, Yves Godderis, Joseph Martinod, Guillaume Dera, Alexandra Robert, Stéfano Salvi et Didier Béziat. J'espère que je n'oublie personne.

Merci à Nicole, William et Camille pour leur aide et leur disponibilité durant mes recherches bibliographiques.

Merci ensuite aux membres du jury qui ont gentiment accepté de lire mon manuscript et avec qui j'ai pris du plaisir à discuter pendant la soutenance.

Merci à tous ceux avec qui j'ai passé de super moments au GET dupuis 2010. J'ai partagé mes joies, des bières et des galères avec eux : Guillaume (le condor), Jérémy (le maitre), Adrien, Flo, Léandre, Alexandre, Caro, Choupette, Sylvain, Jérémy, Jean, Mélanie, Cécile, Angela, Grégory, Flora, Erwan, Damien, Vincent, Romain, Nico, Jérémy, Claire, Max, Aude, German, Joaquim, Sylvaine, Alisson et les nouveaux : Sylvain, Bryan, Jing, Leati, Nico, Michel, Cuwong … et cette liste n'est pas exhaustive.

Merci à mes parents qui m'ont toujours soutenu, de près ou de loin, et qui ont su m'encourager dans les moments de doute. Merci à mes potes de toujours Ben, JC, Jérém, Jérôme et Alain. Merci aussi à Laure, Sandrine, Didier, Béru et les autres Montalbanais.

Et je garde la meilleure pour la fin bien sûr. Merci à toi Clémentine pour m'avoir soutenu, subi et encouragé ces trois dernières années. Merci pour les années d'avant et surtout celles à venir. Merci pour ta patience sur la fin et ton intolérance vis-à-vis de l'ortographe de mes premiers manuscrits de thèse.

Introduction générale

La surface des continents évolue sous l'influence combinée de la déformation lithosphérique et de l'érosion. Les interactions et rétroactions entre ces deux processus sont largement débattues dans la littérature. La dynamique d'érosion est par exemple influencée par le contexte géologique. Elle est différente dans les domaines cratoniques et les domaines orogéniques actifs. Dans les chaînes de montagnes, les variations climatiques ou tectoniques peuvent provoquer des changements de relief, des décharges sédimentaires importantes ou même accélérer la consommation de CO_2 par altération. Cependant, les causes de ces changements sont souvent difficiles à évaluer car elles sont multiples et peuvent plus facilement être modifiées par la dynamique des rivières. Ceci amène à penser que l'évolution topographique des domaines non-orogéniques, plus stables géodynamiquement et potentiellement plus fortement affectés par le climat, doit d'abord être abordée à grande échelle et sur le plus long terme possible.

Récemment, l'importance de la contribution des zones à faible relief dans les bilans globaux a été suggérée. En effet, malgré des taux d'érosion peu élevés, ces domaines sont très étendus. Leur participation à l'export sédimentaire, au recyclage de la croûte terrestre ainsi qu'aux grands cycles biogéochimiques n'est donc pas négligeable. Dans les zones non-orogéniques (appelées ici cratoniques de façon générique), les variations climatiques et les processus épirogéniques, définis comme les mouvements intraplaques de faible amplitude et grande longueur d'onde, semblent contrôler les changements topographiques et l'approvisionnement des bassins sédimentaires. Ces zones sont des exemples naturels où l'incision est à priori influencée au premier ordre par la dynamique des rivières, elle-même influencée par le climat et l'épirogénèse. Le faible relief des zones cratonique suggère également que l'évolution de leur réseau de drainage est sensible à des sollicitations moins importantes que celui des chaînes de montagnes.

Le continent africain est un objet privilégié pour étudier l'influence de l'épirogénèse et des variations climatiques sur la dynamique des surfaces continentales. Durant le Cénozoïque, la dénudation est restée faible en Afrique, généralement en deçà de la résolution des analyses thermochronologiques. C'est pourtant durant cet intervalle que des flux sédimentaires clastiques importants ont été enregistrés tout autour du continent et que des systèmes pétroliers comme le delta du Niger se sont mis en place. La stabilité du continent ouest africain à cette période semble donc relative. L'évolution de la topographie africaine depuis l'éclatement du supercontinent Gondwana reste débattue sur la base de données géophysiques, de modèles géodynamiques, d'analyses hypsométriques à grande échelle et de l'enregistrement sédimentaire des marges. Récemment, il a été proposé de mesurer les mouvements verticaux du continent africain à partir des profils de rivière.

Cependant, cette méthode est fortement critiquée car les connaissances existantes sur la dynamique d'incision des domaines cratoniques restent limitées.

L'Afrique de l'Ouest est un objet de choix pour étudier la dynamique de surface du continent africain grâce à son enregistrement géomorphologique. L'Afrique de l'Ouest constitue une sous-région du continent d'environ 4 x 10^6 km^2. Elle est considérée comme une des zones du globe les plus stables tectoniquement pendant le Cénozoïque. Son maintien en zone intertropicale durant cette période a permis le développement de surfaces latéritiques portant des régolites issus de l'altération intensive des sols lors de périodes climatiques chaudes et humides. Les paléo-surfaces latéritiques d'Afrique de l'Ouest ont été décrites depuis les années 1950. Elles peuvent être corrélées régionalement en fonction de leur position géomorphologique et des matériaux qu'elles portent (le régolite). Ces surfaces ont été abandonnées lors de l'incision des rivières mais largement préservées grâce à une érosion hétérogène des paysages et un cuirassement résistant qui protège les régolites. En Afrique inter-topicale, la couverture latéritique est extrêmement dense, ce qui rend les affleurements rocheux rares. Ces latérites constituent de fait un frein à la prospection minière. Récemment, la datation de ces surfaces a permis de fixer un cadre chronologique plus précis à l'histoire de leur développement. Elles constituent aujourd'hui les témoins de topographies passées.

Cette thèse s'intéresse donc à la question de la **dynamique de surface des domaines continentaux cratoniques** qui est extrêmement débattue, notamment en Afrique : comment évolue-t-elle, à quelle vitesse et combien de matière est exportée vers les océans en conséquence ? Ce travail est basé sur l'analyse spatiale des reliques de paléo-surfaces latéritiques à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Il s'appuie sur une synthèse cartographique régionale qui a mené à la constitution d'une base de données harmonisée montrant la distribution spatiale des différentes générations de latérites. Pour cela, les données de la littérature des années 1950 à nos jours décrivant les paléo-surfaces d'Afrique de l'Ouest sont intégrées et complétées par des observations de terrains ainsi que l'analyse d'image satellites et de MNT. Ces données sont réutilisées avec des moyens modernes pour quantifier l'évolution du relief et des taux d'érosion depuis l'Eocène en Afrique de l'Ouest. Une attention particulière a été portée à l'évaluation des incertitudes associées aux techniques d'interpolations utilisées pour reconstruire les paléo-reliefs ouest africains. Parallèlement, une méthode de cartographie des paléo-surfaces latéritiques à l'échelle d'un ou plusieurs dizaines de km^2 a été développée afin d'étudier la dynamique d'incision à plus haute résolution et de servir de guide de prospection minière.

La question de la dynamique de surface des cratons à grande échelle et sur le long-terme (10^7 ans) est abordée suivant différents angles :

- (**1**) comment a évolué le drainage ouest africain depuis l'Eocène ?

- (**2**) comment ont incisé et évolué les profils en long des rivières et quelle a été la dynamique de leurs knickzones ?
- (**3**) comment s'est disséqué le paysage à plus petite échelle, quels enseignements en tirer sur les modèles d'évolution des reliefs cratoniques et quelles applications en prospection minière ?
- (**4**) comment est répartie, spatialement et temporellement, l'érosion dans les domaines cratoniques et quel est le bilan d'érosion de ces zones à l'échelle globale ?
- (**5**) quels volumes ont été érodés et exportés vers les marges ouest africaines, y a-t-il corrélation avec les dépôts du delta du Niger notamment ?

Le manuscrit est organisé en trois parties. Dans la première partie, les **contextes scientifique** et **régional** sont introduits. La morpho-géologie ouest africaine puis les processus de formation des latérites ainsi que la séquence des paléo-surfaces sont détaillés. Les éléments de datations géologiques et géochronologiques de ces paléo-surfaces sont présentés et discutés. Dans la seconde partie, la **dynamique du relief et de l'érosion** est précisée grâce à l'étude de la répartition grande échelle des latérites (carte et coupes), du paléo-drainage, des profils longitudinaux des rivières et de la dissection du paysage à plus petite échelle (10^5 km^2). Dans la troisième partie, le **bilan de l'érosion** est estimé à l'échelle de la sous-région par soustraction des topographies associées aux surfaces latéritiques. Ce bilan est remis en perspective globale afin d'évaluer la contribution long-terme des zones non-orogéniques aux bilans d'érosion physiques et chimiques mondiaux. La répartition spatiale de la dénudation est ensuite discutée afin d'évaluer la distribution du flux de sédiments clastiques vers les marges. Une première comparaison volumétrique est proposée entre le matériel dénudé dans le bassin de drainage Niger-Bénoué et le matériel déposé dans le delta du Niger.

Partie I : Cadre thématique et contexte morpho-géologique

Cette première partie présente au lecteur le cadre général de la thèse. Elle introduit quelques-unes des questions fondamentales concernant l'évolution méso-cénozoïque de l'Afrique, et notamment les processus qui influencent potentiellement la dynamique de l'érosion. La place de la période cénozoïque ainsi que celle de l'Afrique de l'Ouest vis-à-vis de ces questions débattues seront précisées. Bien que cette partie fasse appel à une synthèse bibliographique importante, elle ne s'appuie pas uniquement sur des éléments de la littérature. Elle intègre également des descriptions de terrain et des analyses morphologiques réalisées à l'aide de logiciel de Système d'Information Géographique.

Le Chapitre 1 fait un bref état des connaissances de l'évolution géomorphologique des continents et des facteurs contrôlant cette évolution. L'accent est mis sur les domaines intraplaques stables (non-orogéniques), par opposition aux zones actives situées aux limites des plaques tectoniques. Le Chapitre 2 introduit les caractéristiques topographiques ainsi que les différents modèles d'évolution géomorphologique à l'échelle du continent africain et aussi de l'Afrique de l'Ouest. Le Chapitre 3 décrit les processus de formation des latérites et les principales caractéristiques des paléo-surfaces cénozoïques préservées en Afrique de l'Ouest. L'accent sera mis sur l'intérêt de ces surfaces pour caractériser la dynamique long-terme de l'érosion.

Chapitre 1. Morphogénèse, érosion des domaines cratoniques et épirogénèse

L'étude de l'évolution des paysages et de l'évolution de la topographie des continents, la géomorphologie, s'intègre dans l'étude de l'évolution de la Terre à l'échelle des temps géologiques (Ma). Cette évolution reflète l'interaction entre processus érosifs de surface et processus géologiques profonds. La forme des paysages continentaux et leur évolution dans le temps sont en effet influencés à la fois par le façonnement des rivières en surface et par la déformation de la lithosphère sous-jacente. De manière théorique, on définit le déplacement vertical de la surface des continents par rapport au niveau de la mer (surface uplift) comme étant égal au déplacement vertical du substrat géologique (rock uplift) auquel il faut retrancher la hauteur d'érosion (exhumation ; *England et Molnar*, 1990; Figure 1.1). Par exemple, abaissement ou surrection topographiques sont générés aux limites de plaques par les processus tectoniques (*Merritts et al., 1994; Hovius, 2000; Bishop, 2007*). L'analyse du signal topographique terrestre permet donc en théorie de remonter à la fois à la déformation des enveloppes terrestres internes mais aussi aux processus d'érosion qui façonnent les reliefs et alimentent les bassins sédimentaires.

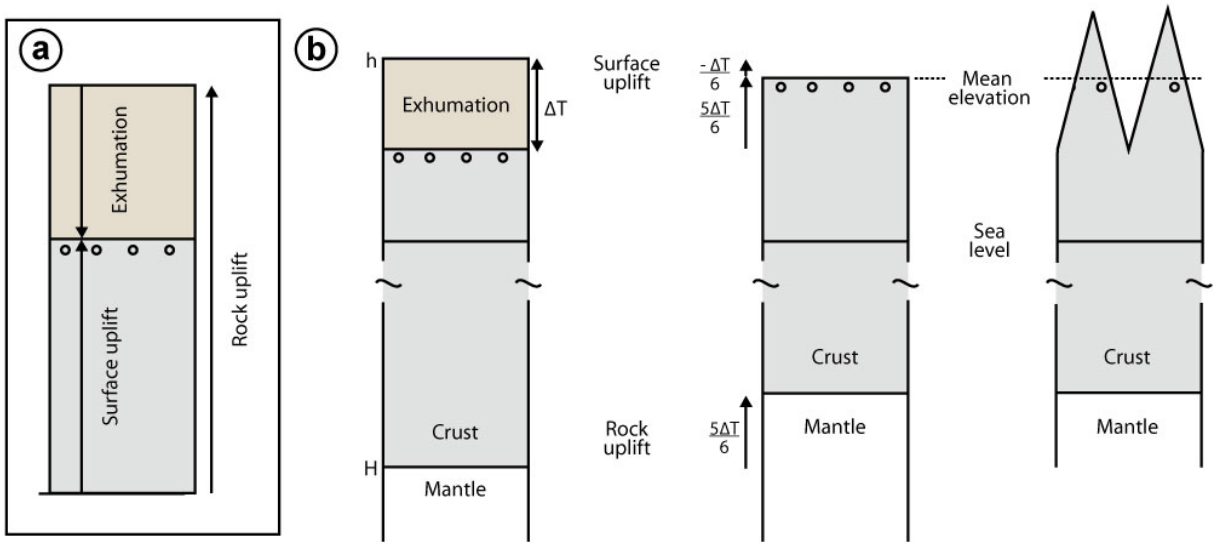


Figure 1.1 : Schéma conceptuel des mouvements verticaux de l'écorce terrestre. (a) Les variations topographiques (surface uplift) correspondent à la différence entre l'exhumation (qui est assimilée à de l'érosion dans la majorité des cas) et le soulèvement net des roches (rock uplift). (b) Adaptation isostatique de la topographie en réponse à une érosion homogène ou localisée dans les vallées (incision) : l'altitude moyenne résultante est identique dans les deux cas et plus faible que l'altitude moyenne initiale. Cependant dans le cas d'une incision localisée, même si le niveau moyen et celui des rivières s'abaissent, l'altitude des pics augmente (adapté de Molnar et England, 1990).

L'évolution du relief et l'efficacité des processus érosifs sont très différents entre les zones actives tectoniquement et les zones stables (cratoniques). Dans ces dernières, les taux d'érosion sont faibles sur des surfaces importantes. Ce sont principalement les produits d'altération des sols, dont l'épaisseur varie en fonction du climat, qui vont être la source du matériel clastique exporté vers les océans (*Fairbridge et Finkel, 1980; Beauvais et Chardon, 2013*). La déformation de la topographie des continents stables est contrôlée par l'épirogénèse. L'épirogénèse désigne les mouvements de faible amplitude et grande longueur d'onde qui peuvent soulever ou abaisser l'intérieur des plaques continentales ou océaniques par opposition à l'orogénèse qui désigne les variations topographiques engendrées par la collision ou la subduction des plaques (*Gilbert, 1890*).

1. Dynamique de l'érosion continentale et évolution des systèmes fluviatiles

Cette section est une brève synthèse des recherches en géomorphologie : elle présente quelques notions de bases sur la dynamique de l'érosion et l'évolution des paysages continentaux.

Les modèles classiques de l'évolution des paysages

C'est W.M. Davis qui a été un des premiers à considérer la surface de la Terre non pas comme un système figé mais comme une interface évoluant à long terme (*1899*). Le cycle d'érosion davisien s'applique principalement aux zones tempérées. En réponse à un soulèvement tectonique bref, le paysage s'y aplanit progressivement. Le relief s'accroit par incision des rivières dans les premiers stades puis s'adoucit pour former une pénéplaine, considérée comme le stade le plus mûr d'un paysage (Figure 1.2). « Pénéplaine » est le terme descriptif utilisé pour un paysage de très faible relief dont la surface est légèrement ondulée (i.e. multiconvexe ; *Davis, 1899*). Le terme est resté très ancré dans la littérature. Ce modèle a largement été critiqué notamment parce que l'adoucissement des interfluves, caractéristique du climat tempéré, est mal adapté au climat tropical à saisonnalité fortement marquée (*Penck, 1953; Summerfield, 1991*). En effet, dans les domaines cratoniques tropicaux, les surfaces d'érosion sont généralement plutôt concaves alors même que le relief est faible. Davis considérait également que la lithologie ne jouait pas un rôle majeur à long terme, à l'inverse de ce qui est suggéré dans les zones stables (*Summerfield, 1991; Duff et al., 1993; Young et McDougall, 1993*).

Les modèles proposés par Penck (*1953*) et Büdel (*1982*) sont plus adaptés aux zones tropicales car ils sont basés sur des observations faites dans ces mêmes zones. Selon Penck (*1953*), soulèvement tectonique et processus d'érosion fonctionnent simultanément. L'érosion se fait par recul des versants, il n'y a donc pas de changement d'angle significatif sur les interfluves contrairement au modèle proposé par Davis (*1899* ; Figure 1.3).

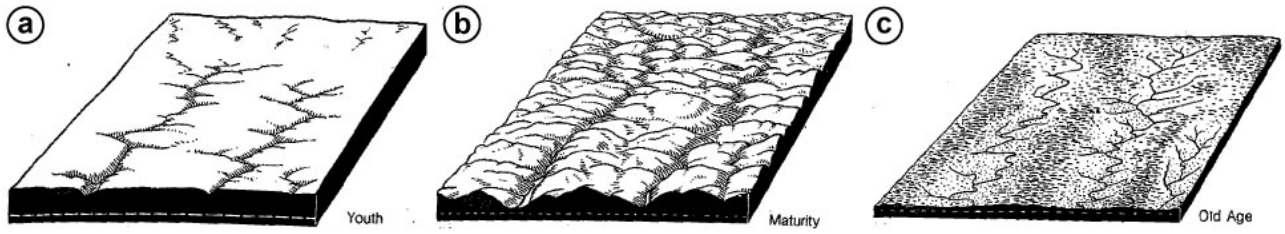


Figure 1.2 : Schéma des principaux stades d'évolution (maturation) du paysage proposé par Davis (1899). En réponse à une perturbation (généralement un soulèvement tectonique), le relief est rapidement incisé (a) puis le drainage se ramifie permettant une érosion des versants (b) jusqu'au nivellement du paysage et la formation du stade le plus avancé : la pénéplaine(c). (Duff et al., 1993 ; adapté de Finch et Trewartha, 1936)

Dans les zones tropicales, le modèle de Büdel (*1982* ; Figure 1.4) prend en compte les interactions entre les processus érosifs et l'altération. L'altération provoque la transformation des parties superficielles du substrat géologique en régolite par actions biogéochimique et pédologique (*Büdel, 1982; Tardy, 1993*). Büdel considère que sous les tropiques, le taux de dénudation est du même ordre de grandeur que le taux d'altération en domaine cratonique. Selon lui, c'est principalement l'épaisseur de régolite, plus tendre, qui est érodée. Le façonnement de la surface des continents et le taux de dénudation sont alors majoritairement influencés/limités par les processus d'altération.

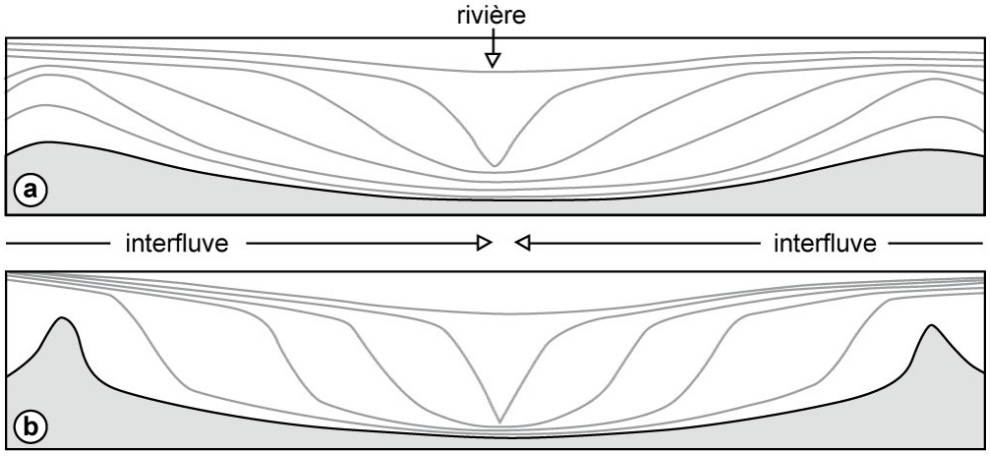


Figure 1.3 : Schémas possibles d'évolution des interfluves (Duff et al., 1993) : (a) modèle d'abaissement progressif des interfluves par diffusion (Davis, 1899) et (b) modèle de formation de pédiment par recul d'escarpement sans changement d'angle (Penck, 1953).

Les modèles présentés ci-dessus ont été et resteront largement critiqués. Ils permettent cependant d'envisager les phénomènes de création, d'entretien et de destruction des reliefs sur le long terme. De plus, ils proposent un lien entre les observations des géomorphologues sur la dynamique actuelle de l'érosion et l'échelle des temps géologiques. Ces modèles théoriques d'évolution du

paysage sont utiles aux géologues car ils dégagent des facteurs contrôlant possiblement la mise à disposition du matériel clastique pour l'approvisionnement des bassins sédimentaires. Ils introduisent la notion de forçage de la topographie et de son érosion par des épisodes brefs (*Davis, 1899*) ou des cycles (*Penck, 1953*) de déformation de l'écorce terrestre mais également l'impact des variations climatiques (*Büdel, 1982*; Figure 1.4). Ces forçages peuvent alors être mis en relation avec l'enregistrement stratigraphique des bassins sédimentaires.

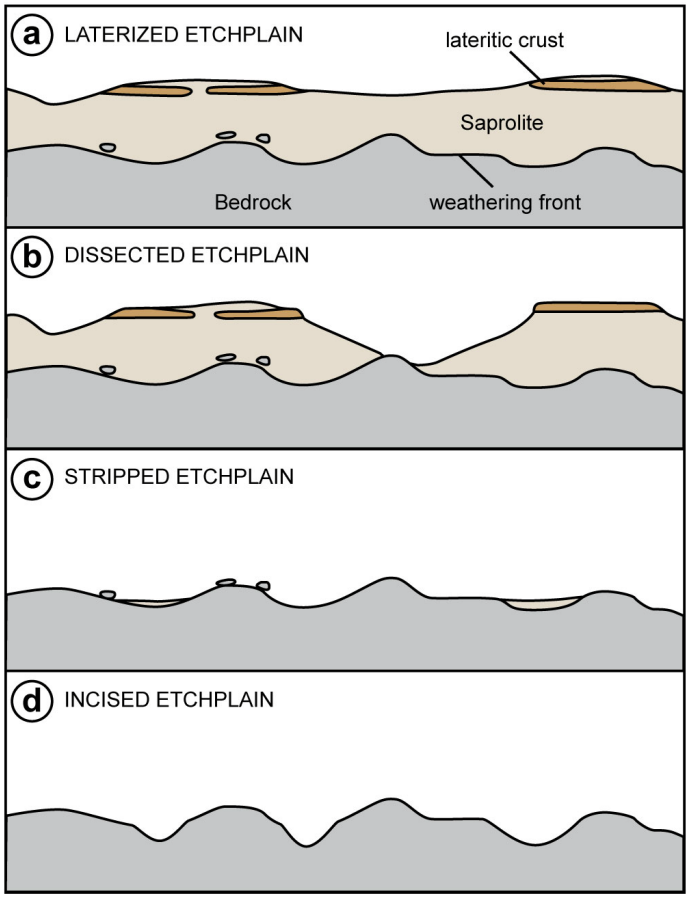


Figure 1.4 : Schéma d'évolution de paysage influencée par des variations climatiques (Summerfield, 1991 ; adapté de Büdel, 1982). (a) Climat chaud et humide : progression d'un front d'altération irrégulier et érosion mécanique de matériaux en surface aboutissant à une etchplain portant une cuirasse. (b) Changement vers un climat plus sec : dissection de l'etchplain avec mise en relief des cuirasses, l'érosion ne progresse pas sous l'ex-front d'altération. (c) Déblaiement total du régolite de l'etchplain, la topographie correspond à l'ancien front d'altération. (d) Incision du substrat sous climat plus tempéré.

Le « sediment routing system »

Une partie de la communauté des géomorphologues s'attache à caractériser la dynamique actuelle des rivières, les paramètres qui contrôlent la géométrie des systèmes fluviatiles et la quantité de matériel qu'ils exportent dans les bassins sédimentaires (*Whipple et Tucker, 1999; Allen et Allen, 2005)*. Malgré le problème de changement d'échelle spatiale et surtout temporelle, ces observations

sont importantes car elles permettraient d'aboutir à de nouveaux modèles d'évolution des paysages sur le long terme.

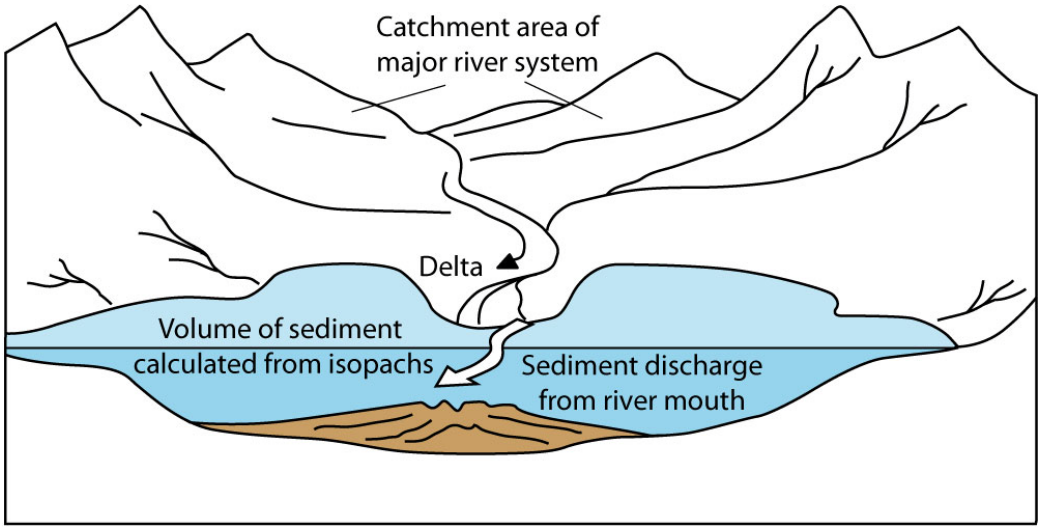


Figure 1.5 : Schéma d'acheminement des sédiments terrigènes (« sediment routing system »). Les rivières transportent jusqu'aux bassins les particules érodées dans leur bassin-versant sur le continent. Une estimation des volumes érodés est faite à partir de mesures de taux de dénudation dans les bassins-versants, de charge solide et dissoute dans les rivières ou de calculs des volumes à partir des épaisseurs des bassins sédimentaires (Allen et Allen, 2005).

Le système d'acheminement des sédiments vers les bassins sédimentaires (« sediment routing system ») comprend le détachement et le transport des particules à la surface des continents et leur dépôt dans les bassins sédimentaires adjacents (*Allen et Allen, 2005*; Figure 1.5). Sa dynamique agit sur les architectures stratigraphiques des bassins alimentés (*Schumm, 1993*). La géométrie du drainage définit les grands exutoires où le matériel sera exporté. Ainsi, des variations de taux de sédimentation dans les bassins peuvent s'expliquer par des réorganisations du drainage (croissance, capture, .. ; *Bishop, 1995*). A l'intérieur des cratons ou le relief est faible, une sollicitation climatique ou tectonique faible peut à priori engendrer des réorganisations majeures du drainage (*Summerfield, 1991*). De même, les changements climatiques peuvent engendrer des modifications des processus érosifs sans modifier la taille des bassins-versants (*Bonnet et Crave, 2006*).

Le taux de dénudation dans les bassins-versants des grands fleuves dépend principalement de la taille de ces bassins-versants, du relief et du contexte tectonique (*Ahnert, 1970; Summerfield et Hulton, 1994; Montgomery et Brandon, 2002;* Figure 1.6). La quantité de matériel apportée aux bassins sédimentaires dépend de l'efficacité des processus d'érosion et de transport (*Allen et Allen, 2005; Bishop, 2007*). Le pluviométrie et donc le climat influent sur l'altération du substrat, le débit des rivières et leur capacité à éroder et exporter le matériel (*Bonnet et Crave, 2006*). Dans les zones montagneuses où les pentes sont fortes et l'évacuation des sédiments efficace, le système est

seulement limité par la capacité du substrat à s'éroder (detachment-limited). L'érosion sur les versants se fait principalement par processus diffusifs (écoulement de débris, colluvionnement, glissements de terrain, .. ; *Whipple et Tucker, 1999*). Au niveau des rivières, on considère classiquement que l'érosion se fait par advection : des sollicitations extérieures vont se traduire par l'abaissement du niveau de base et engendrer la propagation d'un knickpoint vers l'amont (*Crosby et Whipple, 2006;* Figure 1.7). Un knickpoint correspond au point d'inflexion, au niveau d'un profil de rivière, entre un segment amont de faible pente et un segment aval avec une pente plus forte (Figure 1.7).

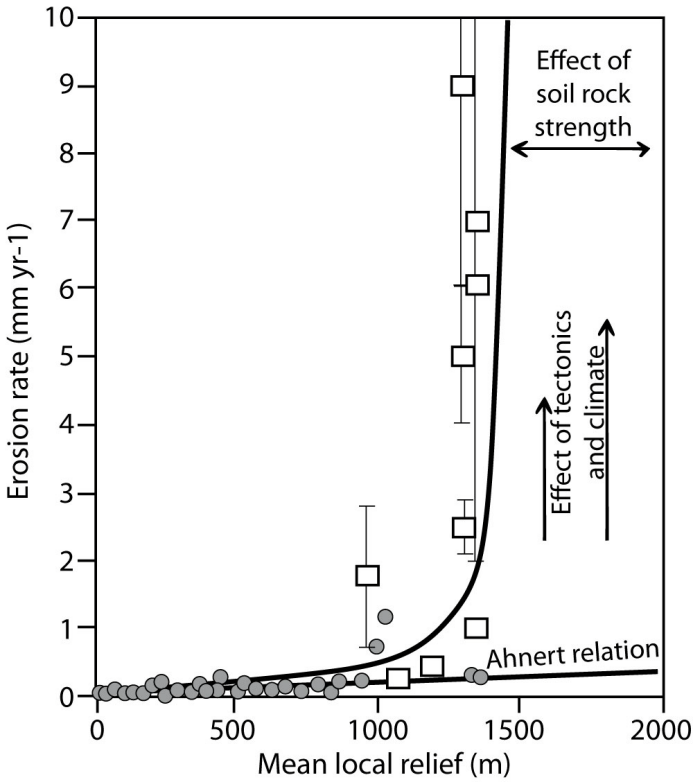


Figure 1.6 : Relation entre taux d'érosion mesuré et relief local (Montgomery et Brandon, 2002). La première relation proposée par Anhert (1970) à partir de données acquises en contexte stable était linéaire (points gris). Montgomery et Brandon (2002) montrent que cette relation devient exponentielle sous l'influence du climat et de la tectonique qui augmentent la fréquence des glissements de terrain dans les zones avec un relief local important (carrés blancs).

A la surface des cratons, le taux de dénudation est faible (5-10 m/Ma ; *Bishop, 1985; Summerfield, 1991; Bishop, 2007; Beauvais et Chardon, 2013*). Le relief local (i.e. la différence entre l'élévation la plus faible et l'élévation la plus haute dans une zone donnée) est faible et la capacité des rivières à exporter du matériel est limitée (transport-limited ; *Wirthmann, 2000*). L'incision par les rivières est également considérée comme fonctionnant par recul de knickpoints (*Howard et al., 1994; Whipple et Tucker, 1999; Berlin et Anderson, 2009*). Cependant, les rares études documentant l'évolution du profil en long des rivières sur le long terme semblent indiquer que les knickpoints sont stables (*Young et McDougall, 1993*). Dans les zones tropicales, l'altération prépare l'érosion en

produisant sur les premières dizaines de mètre du sol une tranche de régolite plus meuble donc plus facile à exporter (*Fairbridge et Finkel, 1980; Millot, 1980a; Büdel, 1982; Thiry, 2000; Beauvais et Chardon, 2013;* Figure 1.4). C'est principalement cette épaisseur de régolite qui sera érodée (i.e. Figure 1.4). Le système est alors limité par la quantité de sédiment/régolite mis à disposition par l'altération (weathering-limited) : il y a relation entre vitesse d'érosion et vitesse d'altération.

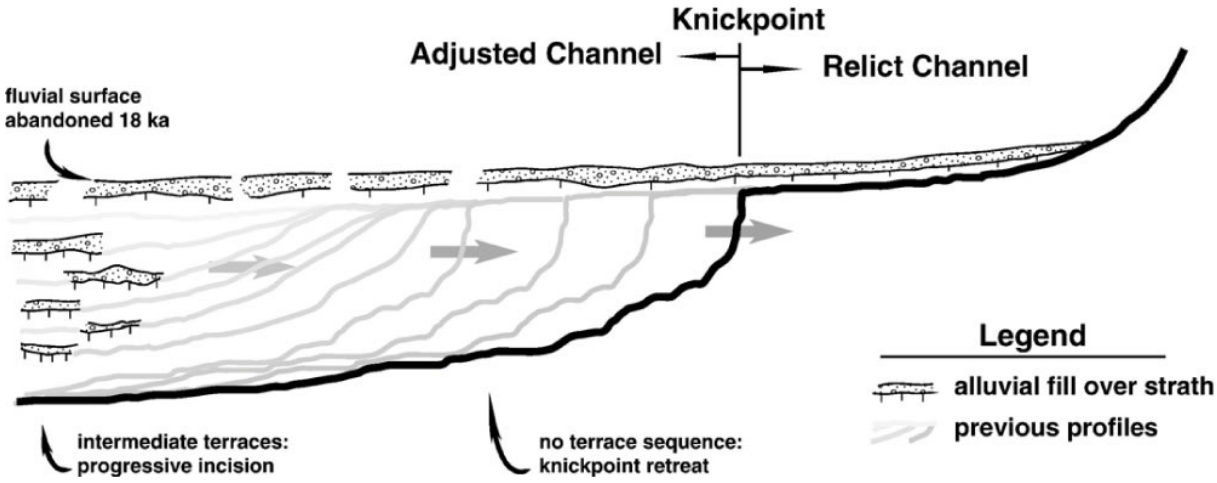


Figure 1.7: Schéma illustrant le retrait typique d'un knickpoint le long d'un profil de rivière en Nouvelle-Zélande. Dans ce modèle, le knickpoint sépare donc un domaine incisé (i.e. rajeuni) en aval d'un domaine relique en amont (Crosby et Whipple, 2006).

2. Variations de topographie à l'intérieur des plaques : les processus épirogéniques

Les études en géomorphologie ont montré que la dynamique de l'érosion est influencée par le contexte tectonique et la création de relief en réponse à la surrection de la lithosphère. A l'intérieur des plaques tectoniques et plus particulièrement dans les domaines cratoniques, la topographie est forcée par l'épirogénèse. Cette section décrit les principaux mécanismes épirogéniques.

On définit les processus épirogéniques ou l'épirogénèse comme les mouvements de faible amplitude et grande longueur d'onde qui peuvent soulever ou abaisser l'intérieur des plaques continentales ou océaniques (*Gilbert, 1890; Ellenberger, 1976*). Ces mouvements ne sont pas provoqués tectoniquement car induits loin de l'influence des limites de plaques (*Gilbert, 1890)*. On peut les relier à des causes thermiques, mécaniques, à des changements de phase dans la lithosphère ou le manteau ou à la dynamique de l'asthénosphère (*Summerfield, 1991*).

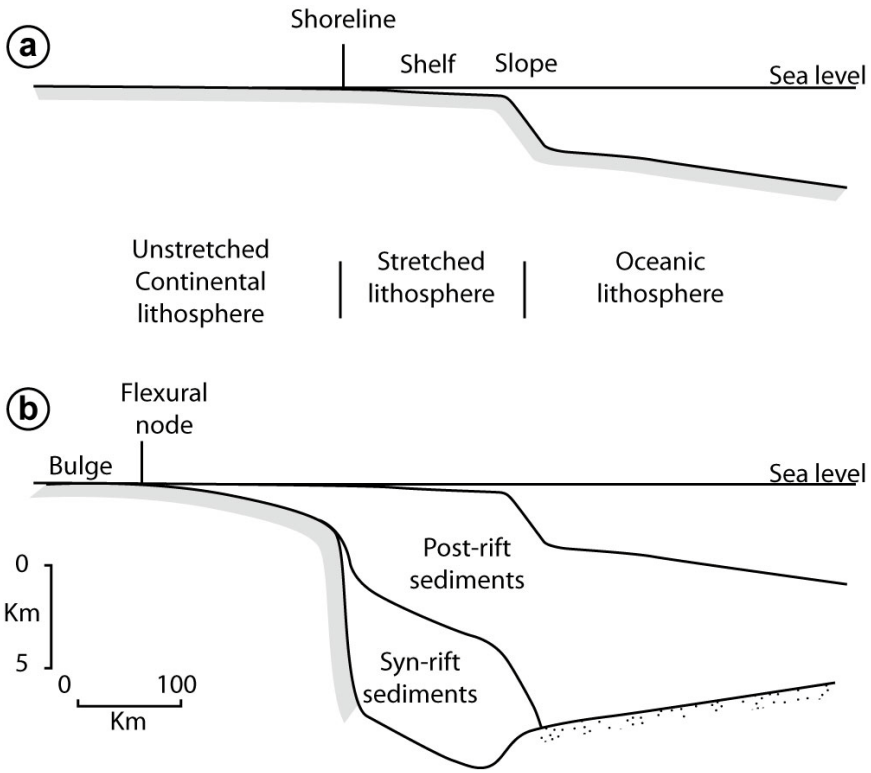


Figure 1.8 : Schéma illustrant la réponse flexurale de la lithosphère par formation d'un bourrelet marginal (bulge) associé à une charge sédimentaire au niveau de la transition continent-océan dans un contexte de marge passive (Watts, 1982).

La réponse isostasique de la lithosphère à des charges ou décharges peut engendrer des variations topographiques. Lors de l'ajout ou suppression de matériel dans ou à la surface de la lithosphère (glace, socle, sédiments, roches volcaniques), l'équilibre isostatique de la lithosphère reposant sur l'asthénosphère est modifié. Si du matériel est ajouté, l'altitude moyenne d'une zone va augmenter alors qu'elle va diminuer si du matériel est retiré (*England et Molnar, 1990; Molnar et England, 1990;* Figure 1.1). Cependant, dans le cas d'une incision localisée dans les vallées des montagnes, il en résulte un soulèvement des sommets topographiques malgré un abaissement moyen des altitudes (*Molnar et England, 1990; Montgomery, 1994*; Figure 1.1).

Les changements de phase modifient la densité de la base de la lithosphère et peuvent également provoquer des réajustements isostasiques. De même, l'emplacement de matériel basique dans la croûte inférieure change l'équilibre isostatique et provoque des réajustements (*McKenzie, 1984*). Lors de transferts par érosion, le matériel enlevé dans une zone va être redistribué et déposé dans les bassins sédimentaires adjacents. Le poids de ces sédiments « appuie » sur la lithosphère qui va répondre mécaniquement en se soulevant aux bordures du dépôt avec une amplitude qui est fonction de sa rigidité et du poids qui lui est appliqué. C'est le soulèvement flexural. Il a été défini notamment sur les marges passives (*Watts, 1982; 2001;* Figure 1.8) ou aux abords des bassins intracratoniques.

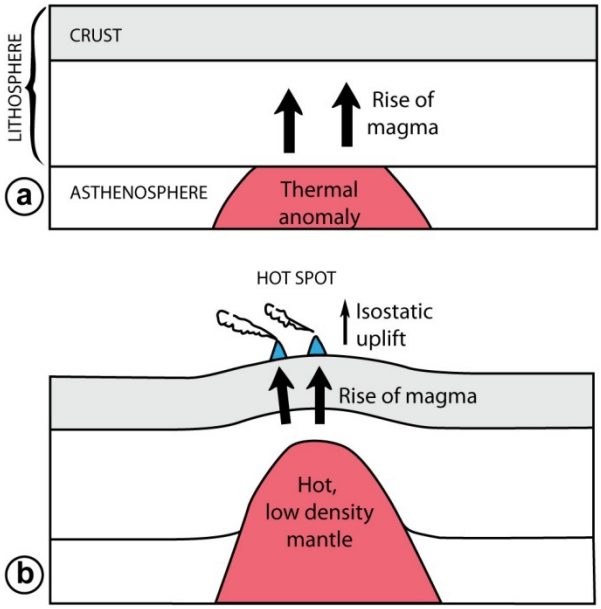


Figure 1.9 : Schéma illustrant le phénomène de bombement thermique. En réponse à la mise en place d'une anomalie thermique (due à un point chaud par exemple) moins dense que le manteau lithosphérique, la croûte est réchauffée et soulevée par ajustement isostatique (Summerfield, 1991).

Les phénomènes thermiques profonds les plus souvent invoqués pour expliquer les mouvements épirogéniques sont les points chauds qui peuvent engendrer le soulèvement de la croûte d'un ou plusieurs kilomètres (*Crough, 1981*). Ce soulèvement peut se faire grâce à l'emplacement de matériel chaud en base de lithosphère ou par les contraintes verticales exercées lors de l'ascension de manteau asthénosphérique (Figure 1.9). Ces phénomènes peuvent être amplifiés sous les cratons rigides où la chaleur a du mal à s'évacuer (*Sahagian, 1988*). De même, les phénomènes de « délamination » (i.e. le détachement du manteau lithosphérique et son remplacement par du manteau asthénosphérique moins dense) peuvent engendrer le soulèvement de la croûte supérieure (*Pelletier et al., 2010*).

De nombreux travaux récents suggèrent que la dynamique du manteau asthénosphérique peut agir sur la topographie : on appelle ce phénomène la topographie dynamique (*Braun, 2010; Forte et al., 2010; Allen, 2011*). Ainsi des flux mantelliques ascendants soutiendraient des altitudes élevées alors que des flux descendants créeraient des dépressions (Figure 1.10). Cette topographie dynamique engendrerait des variations d'altitude de faible amplitude et de grande longueur d'onde. Le phénomène est considéré comme réversible : lorsque le flux mantellique est arrêté ou se déplace, il en va de même pour l'anomalie topographique. La topographie de l'Afrique, de faible amplitude et de grande longueur d'onde, est de ce fait considérée comme étant influencée par les mouvements mantelliques.

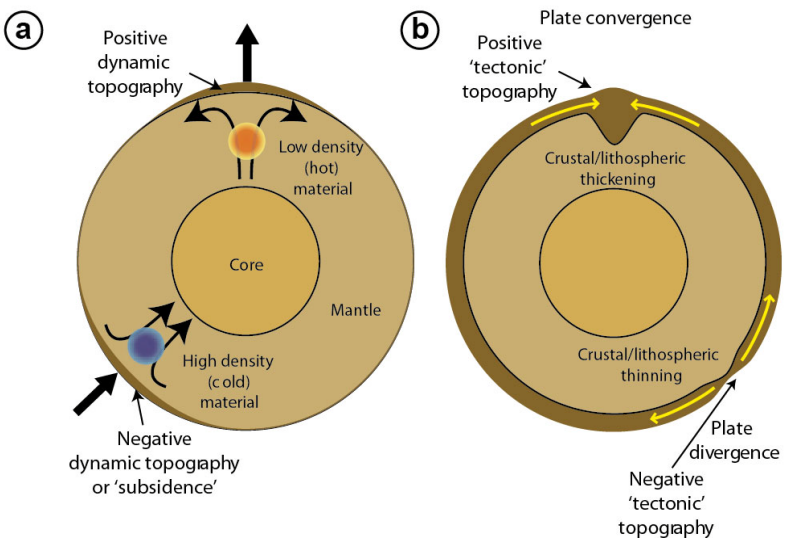


Figure 1.10 : Schéma illustrant les variations topographiques engendrées par : (a) la dynamique du manteau (d'où la notion de topographie dynamique) ou (b) la tectonique des plaques. Dans le premier cas, ces variations sont de faible amplitude et très grande longueur d'onde (x1000km) et éphémères. Dans le second cas, elles sont de très forte amplitude, plus faible longueur d'onde (x100km) et nécessitent un temps de rééquilibrage thermique et mécanique de la lithosphère plus long pour être effacée (Braun, 2010).

3. Conclusion

Les recherches en géomorphologie à très grande échelle, résumées très brièvement dans ce chapitre, visent à mettre en relation la déformation de l'écorce terrestre, les processus d'érosion et l'évolution des paysages. Que ce soit du point de vue du stade d'évolution de ces paysages (Figure 1.2) ou de la dynamique de l'érosion (Figure 1.6) et du transport par les rivières, tout oppose les zones tectoniquement actives situées aux limites des plaques et les domaines non-orogéniques « stables » à l'intérieur des plaques. Dans les premières, les taux d'érosion sont forts, influencés par une dynamique de l'incision fluviatile et un relief très important. Dans les seconds, les taux d'érosion sont faibles, influencés par les processus d'altération et le relief peu important. La contribution de ces deux domaines au remplissage des bassins sédimentaires est donc différente (Figure 1.5).

Dans les zones non-orogéniques, la déformation de la topographie à grande longueur d'onde est considérée comme le reflet des processus épirogéniques. La manière dont l'épirogénèse peut forcer la dénudation des domaines cratoniques reste cependant à préciser. De même, la dynamique de surface, l'évolution du drainage et la contribution des domaines cratonique au remplissage des marges passives à l'échelle des temps géologiques est peu documentée. Le chapitre suivant montrera que l'impact de l'épirogénèse et du climat sur la dénudation continentale et l'acheminement des sédiments vers les marges est extrêmement débattu en Afrique. Cette thèse, qui porte sur la caractérisation de la dynamique d'érosion de l'Afrique de l'Ouest, se situe au cœur de ces questions.

Chapitre 2. Contexte morpho-géologique

Avec l'Australie, l'Afrique est considérée comme un des domaines les plus stables tectoniquement. Son altitude et son relief sont très faibles et une grande partie de sa topographie est interprétée comme étant influencée par des processus épirogéniques (Figure 2.1). Dans ces conditions, le climat de l'Afrique doit également jouer un rôle majeur dans le façonnement de ses paysages. Le chapitre suivant présente premièrement les grandes caractéristiques topographiques et climatiques africaines ainsi que les modèles proposés comme étant responsables de son évolution morpho-géologique. Dans un second temps, une analyse plus poussée des caractéristiques topographiques de l'Afrique de l'Ouest sera menée, appuyée par une synthèse de son évolution géologique. Ceci sera fait afin de dégager les conditions géologiques limites de l'évolution géomorphologique cénozoïque de l'Afrique de l'Ouest.

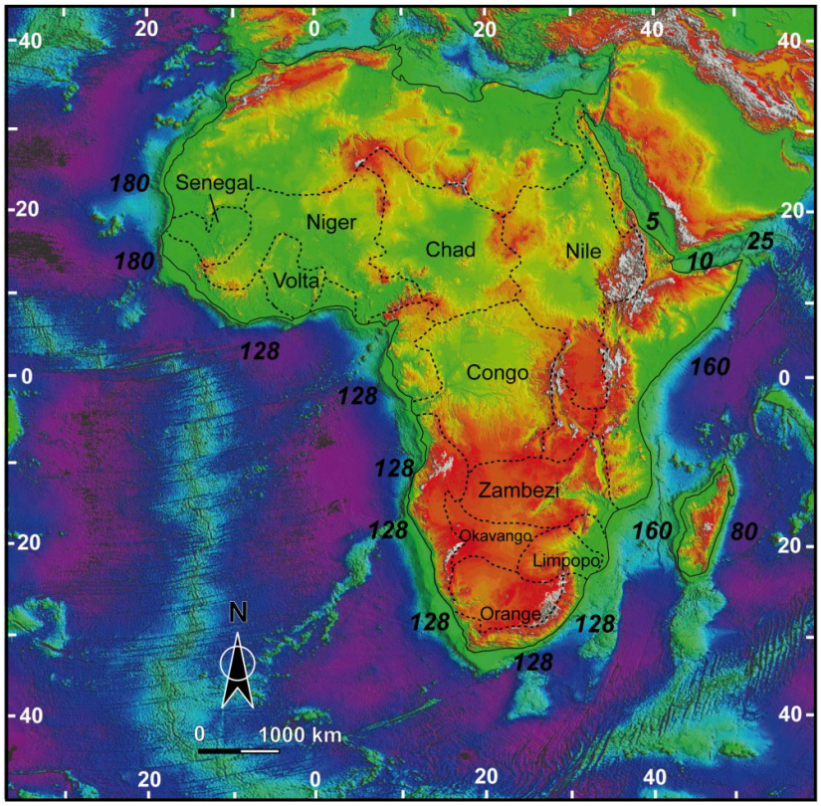


Figure 2.1 : Carte topo-bathymétrique de la plaque Afrique et principaux bassins-versants du continent Africain. L'altitude moyenne du Sud-est est plus élevée en moyenne que celle du Nord-ouest. Les chiffres sur les marges représentent l'âge en millions d'années de l'océanisation associée à la fragmentation de Gondwana (Burke et Gunnell, 2008).

1. Topographie et géodynamique de la plaque Afrique

Cette section présente quelques caractéristiques de l'Afrique (évolution géodynamique, structure lithosphérique, topographie, évolution climatique,..) ainsi que les principaux modèles d'évolutions géomorphologique et géodynamique proposés par la communauté scientifique. Elle montre pourquoi et comment l'étude de la dynamique de l'érosion de l'Afrique de l'Ouest est pertinente vis-à-vis des débats actuels sur l'évolution de la topographie africaine.

1.1 Généralités

Caractéristiques géomorphologiques de l'Afrique

Le continent africain est entouré à 90% (Figure 2.1) par des marges passives. Plus précisément, tous les contours du continent africain sont issus de l'océanisation associée à la fragmentation de Gondwana au Méso-Cénozoïque, à l'exception de la chaine compressive de l'Atlas au Nord et du rift Est Africain (Figure 2.2). Le relief de l'Afrique n'est globalement pas élevé mis-à-part dans ces deux zones actives tectoniquement et les bombements topographique comme le Hoggar.

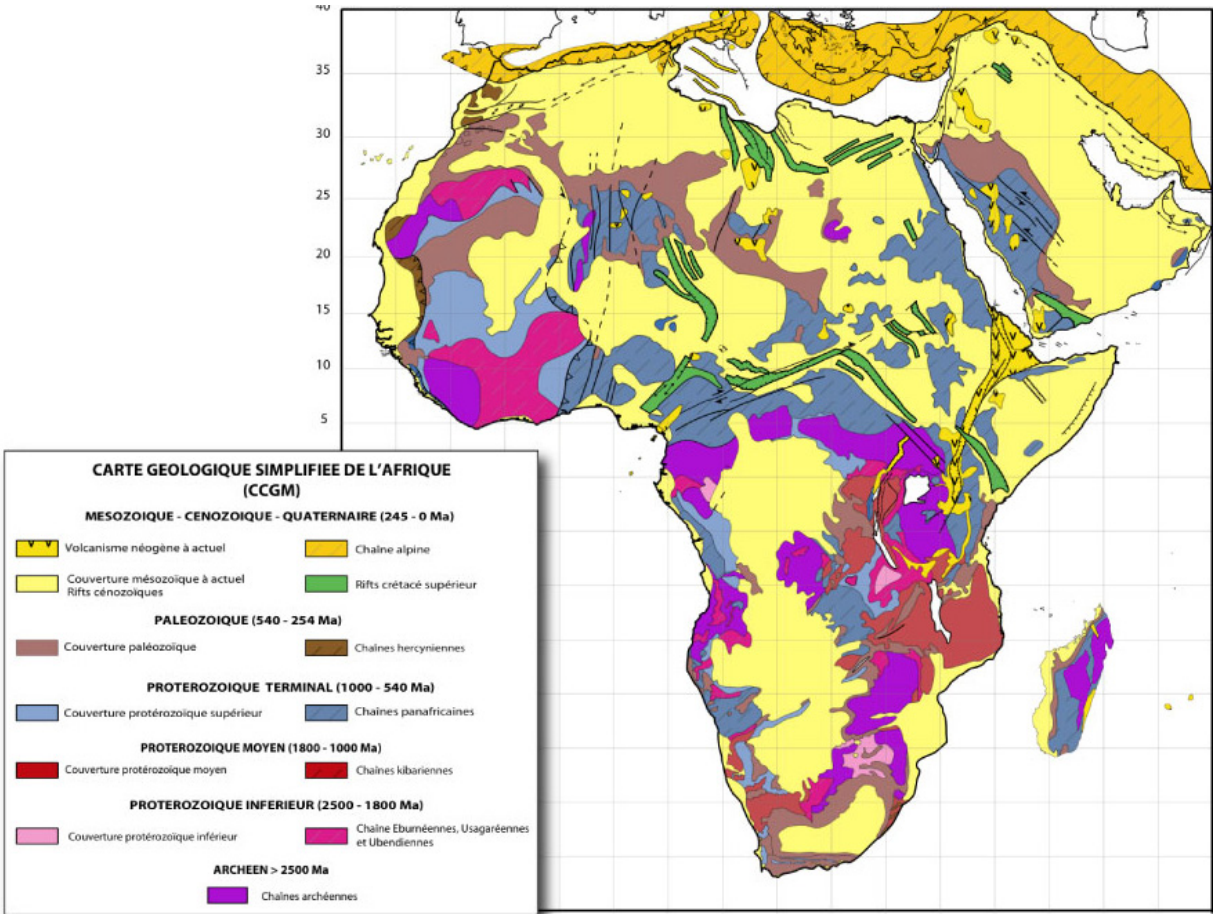


Figure 2.2: Carte géologique simplifiée de l'Afrique (*Dauteuil et al., 2008*).

La courbe hypsométrique montre que, comparé aux autres continents, la proportion de basses altitudes africaines est faible (i.e. plus de 50% de son altitude est au dessus de 500 m et 20% seulement de l'aire continentale comprend les 20% d'altitudes les plus basses ; *Bond, 1978*; Figure 2.3). En Amérique du Sud et en Asie, de fortes proportions de hautes altitudes similaires (Figure 2.3) s'expliquent par l'orogenèse associée à la convergence tectonique. L'altitude moyenne de l'Afrique est donc importante compte-tenu de son contexte tectonique (*Bond, 1978; Summerfield, 1985a; 1996*).

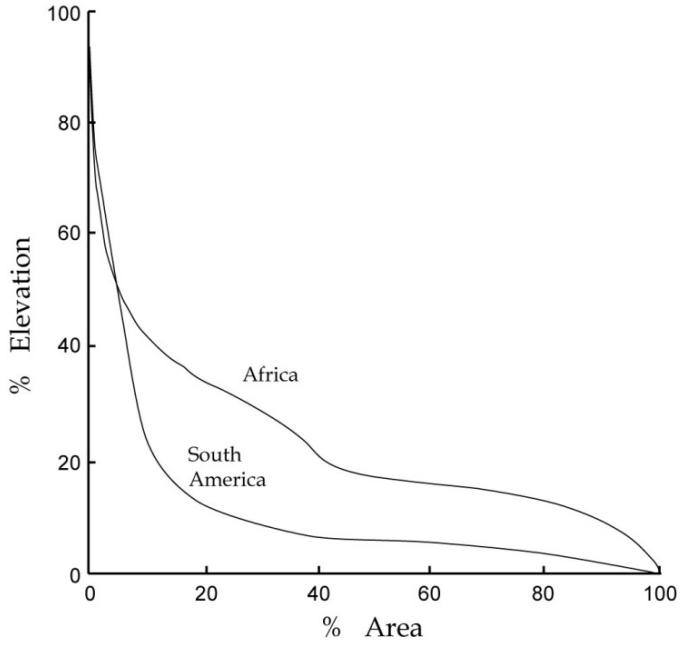


Figure 2.3 : Comparaison entre la courbe hypsométrique du continent africain et celle de l'Amérique du Sud (Summerfield, 1991).

Une autre caractéristique marquante de la topographie africaine est la distribution bimodale de son altitude (*Summerfield, 1996; Doucouré et de Wit, 2003)*. On distingue la zone du Sud-est (800-1000 m) plus élevée que celle du Nord-ouest (400-600 m). Cette anomalie topographique se prolonge jusque dans la bathymétrie au Sud-ouest de l'Afrique pour former une zone très large appelée l' « African superswell » (*Nyblade et Robinson, 1994*). La surface de l'Afrique est également caractérisée par une topographie composée de dépressions (ou bassins) séparées par de larges rides plus élevées (swells ; d'où le terme de « bassin and swells » ; *Holmes, 1944;* Figure 2.4). Le long des côtes africaines (Figure 2.4), les rides sont appelées bourrelets marginaux (marginal upwarps). Les dépressions, comme la cuvette du Congo ou le bassin du Tchad (Figure 2.1), sont larges d'un millier de kilomètres environ (Figure 2.4). Le drainage africain est dominé par des grands systèmes fluviatiles tels le Congo, le Niger, le Nil et le Zambèze qui sont installés dans ces dépressions (Figure 2.4). Les grands fleuves africains traversent donc les bourrelets marginaux pour se déverser dans l'océan.

Modèles géomorphologiques à grande échelle

Sur la topographie de grande longueur d'onde (200 à 2000km) de l'Afrique, on peut observer des surfaces étendues de faible relief, dites surfaces d'aplanissement, porteuses d'altération ou non, et qui sont interprétées comme des surfaces d'érosion ou de dépôt (*King, 1950; Pugh, 1955; King, 1962; Twidale, 1976; Burke et Gunnell, 2008*). Ces surfaces d'aplanissement sont parfois interrompues par des escarpements gréseux, comme le grand Escarpement d'Afrique du Sud (*Summerfield, 1985b; Partridge et Maud, 1987; Summerfield, 1996*).

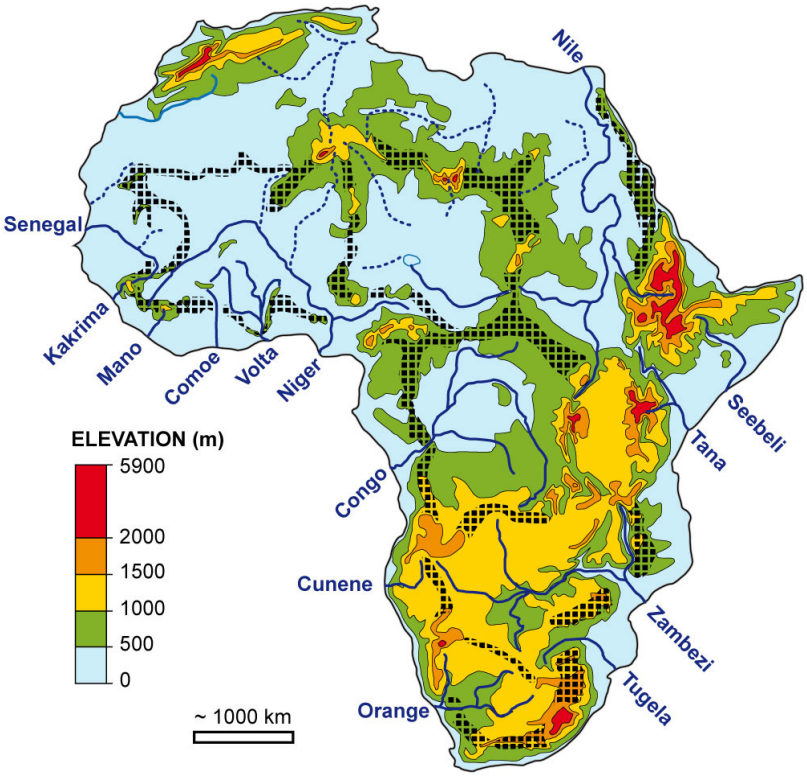
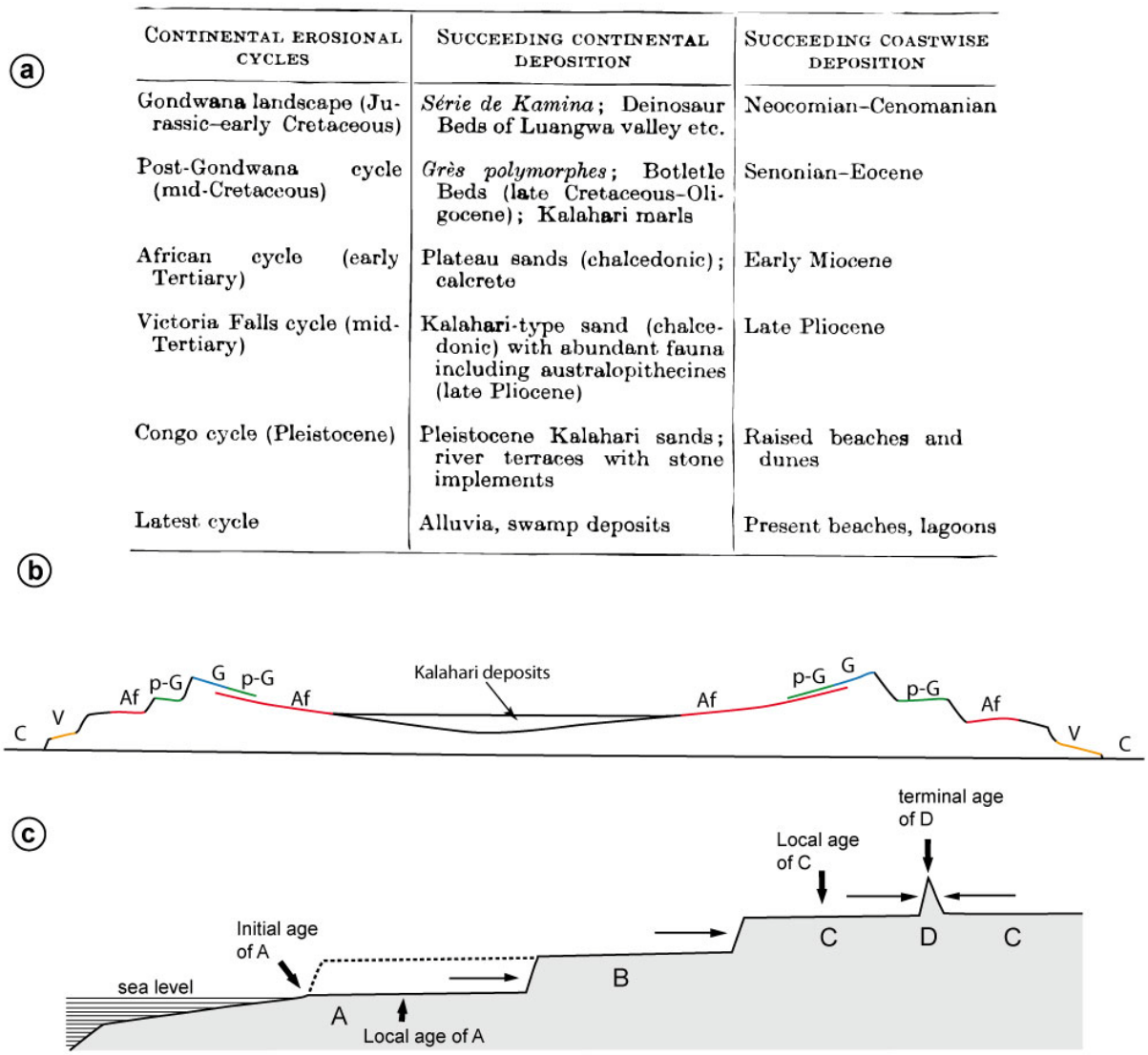


Figure 2.4 : Topographie de l'Afrique avec ses dômes et bassins (« Basin and swell») et les principaux fleuves. Les principales lignes de partage (swells) ont été figurées en zones hachurées mis à part en Afrique de l'Est où leurs emplacements sont clairs.

Selon King (*1950; 1962*), ces surfaces sont des surfaces d'érosion abandonnées au cours de la fragmentation de Gondwana puis de l'évolution des marges africaines. Le mécanisme d'érosion proposé par King est le recul d'escarpement à l'échelle continentale en réponse à des soulèvements brefs (Figure 2.5). King propose une séquence de surface d'ampleur continentale abandonnées en Afrique depuis la rupture de Gondwana. Plus encore que celui de Davis (*1899*), le modèle de King a été largement critiqué (*Summerfield, 1985a*). D'abord, le recul rapide d'escarpement n'a jamais pu être démontré. Ensuite, la distinction que fait King entre les différentes surfaces est simplement basée sur leur altitude. King dispose de peu de critères pour dater ces surfaces. Il pense que la plus vieille surface est datée du Jurassique, avant la rupture de Gondwana, et replace les surfaces suivantes du

Crétacé au Pléistocène. King utilise donc son propre modèle pour proposer les âges. Il est difficile d'avancer sans preuve que des surfaces triasiques ou jurassiques sont préservées en Afrique (*Chardon et al., 2006*). En revanche, l'observation de surfaces planes corrélables sur de grandes distances, en Afrique australe notamment, est un héritage du travail de King.



Continental erosional cycles	Succeeding continental deposition	Succeeding coastwise deposition
Gondwana landscape (Jurassic–early Cretaceous)	*Série de Kamina*; Deinosaur Beds of Luangwa valley etc.	Neocomian–Cenomanian
Post-Gondwana cycle (mid-Cretaceous)	*Grès polymorphes*; Botletle Beds (late Cretaceous–Oligocene); Kalahari marls	Senonian–Eocene
African cycle (early Tertiary)	Plateau sands (chalcedonic); calcrete	Early Miocene
Victoria Falls cycle (mid-Tertiary)	Kalahari-type sand (chalcedonic) with abundant fauna including australopithecines (late Pliocene)	Late Pliocene
Congo cycle (Pleistocene)	Pleistocene Kalahari sands; river terraces with stone implements	Raised beaches and dunes
Latest cycle	Alluvia, swamp deposits	Present beaches, lagoons

Figure 2.5 : Morphologie et évolution du continent africain selon King (1950; 1962). (a) Chronologie des surfaces d'aplanissement. La plus ancienne de ces surfaces est appelée Gondwana car elle précéderait le fractionnement de ce continent. (b) Coupe schématique de l'Afrique du Sud montrant les surfaces d'aplanissement : Gondwana (G), post-Gondwana (p-G), Africaine (Af), Victoria (V) et Congo (C). (c) Représentation de ces surfaces d'aplanissement continentales (Summerfield, 1991). Cette théorie implique le recul d'escarpements d'extension continentale en réponse à des soulèvements épisodiques. L'âge des surfaces augmente donc avec leur altitude (de A à D).

Certaines interprétations de King qui se sont avérées robustes ont été reprises par de nombreux auteurs, notamment par Burke et Gunnell (*2008*) et Partridge et Maud (*1987*). Ces auteurs ont largement discuté la dissection de la Surface Africaine de King, dont l'âge est attribué au début du

Tertiaire, en relation avec la surrection de l'Afrique australe au Cénozoïque (Figure 2.5a). Comme King (*1950; 1962*), ces auteurs sont généralement limités dans leurs interprétations par le manque de datation disponible des surfaces qu'ils étudient.

A l'opposé de modèles considérant la préservation des formes anciennes, certains auteurs soutiennent que le paysage de l'Afrique évolue constamment, ne conservant pas de paléo-surfaces (*Summerfield, 1985a; 1996*). S'il est difficilement envisageable de retrouver des parties de paysages gondwaniens préservées en l'état dans les paysages actuels, il est possible d'avoir conservé en partie des formes anciennes, particulièrement post-rift. En effet, selon Partridge (*1998*), la Surface Africaine de King a été protégée de l'érosion par son cuirassement latéritique résistant. Selon de nombreux auteurs (*King, 1950; Partridge et Maud, 1987; Burke et Gunnell, 2008; Beauvais et Chardon, 2013*), les caractéristiques de l'altération de la Surface Africaine reflètent les conditions climatiques du Paléocène-Eocène.

Climat actuel et paléoclimats

L'Afrique est un continent où, sous certaines conditions, l'altération intense du substrat géologique peut ou a pu se développer. Il n'y a pas de forçage tectonique sur la majorité du continent africain (excepté en Atlas et dans la zone du rift Est Africain) ce qui fait que la majorité des rivières africaines sont peu encastrées et que les processus gravitaires de type glissement de terrain sont minoritaires. La surface du continent est donc relativement stable, ce qui permet aux processus d'altération de s'exprimer. Le type et l'épaisseur des altérations sont gouvernés principalement par le climat.

A l'heure actuelle, il existe de très fortes disparités et de forts gradients climatiques sur le continent africain. En moyenne, le ruissellement (runoff) à la surface de l'Afrique est le plus faible de tous les continents car l'évapotranspiration est importante et le taux de précipitations moyen est faible (*Summerfield et Hulton, 1994; Walling, 1996*). Le taux de dénudation et d'export des sédiments par les rivières africaines est donc très faible (*Summerfield et Hulton, 1994; Allen et Allen, 2005*). Entre 20° et 30° de latitude au Nord et au Sud, des zones désertiques (arides et hyperarides ; Figure 2.6) sont très étendues. Ces zones (le Sahara notamment) contribuent grandement à faire baisser la moyenne du ruissellement du continent. En revanche, le climat est très humide dans la zone équatoriale entre 10° N et 10° S (Figure 2.6). C'est dans cette zone que les processus d'altération sont optimaux (cf. Chapitre 3). La quantité cumulée de précipitations annuelle est très variée sur l'ensemble de l'Afrique. Elle est inférieure à 600 mm/an dans la zone aride et atteint des valeurs supérieures à 2000-3000 mm/an dans la zone humide équatoriale (*Grandin, 1976*).

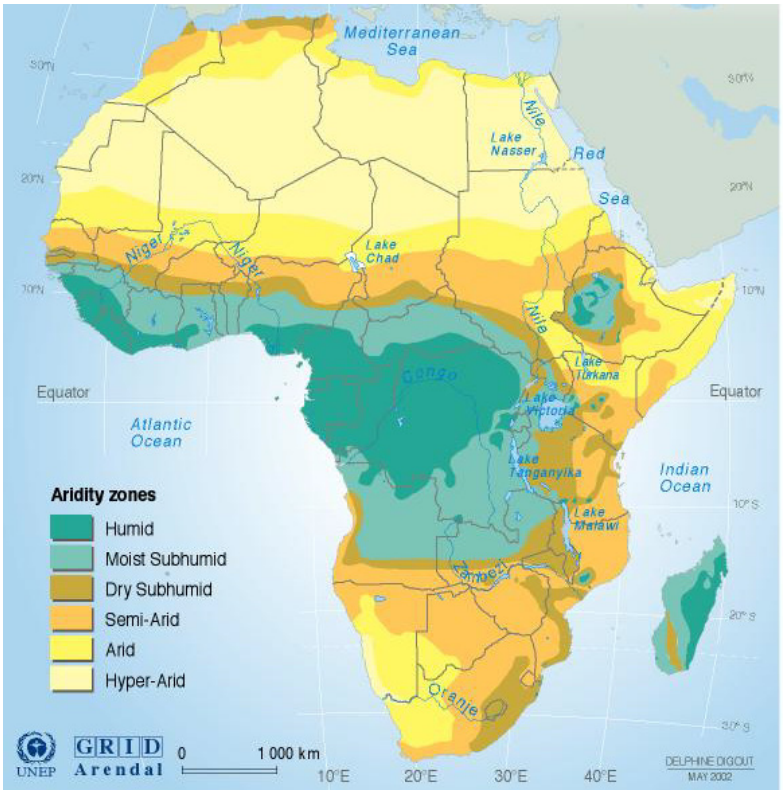


Figure 2.6 : Zonation des précipitations en Afrique (source : UNEP, http://www.grida.no).

La répartition des zones climatiques africaines actuelles est fortement influencée par le climat global. Dans le passé, la zonation climatique du continent a été influencée par le paléoclimat global ainsi que par sa position latitudinale. Les reconstitutions paléogéographiques montrent que l'Afrique est restée proche de l'Equateur depuis 200 Ma (*Tardy et Roquin, 1998*). L'Afrique de l'Ouest, notamment, est restée dans la zone intertropicale depuis 140 Ma (Figure 2.7). Depuis l'installation de calottes polaires vers la fin de l'Eocène, le climat global est de type glaciaire (icehouse ; *Zachos et al., 2001*). De l'Oligocène à nos jours, les cycles glaciation/déglaciation ont permis l'alternance de périodes plus froides ou plus chaudes, modifiant les circulations atmosphériques et changeant la répartition des zones climatiques, notamment en Afrique (*Tardy et Roquin, 1998*). Au gré de ces modifications, la taille et la distribution des zones humides et arides d'Afrique ont été modifiées. La zone équatoriale humide notamment, a crû par dilatation lors des périodes chaudes. De nos jours, en période interglaciaire, cette zone est restreinte. La période Paléocène-Eocène, pendant laquelle il n'y a pas d'enregistrement de présence de glace sur les pôles, est connue comme la dernière grande période d'effet de serre (greenhouse ; *Zachos et al., 2001*). Ces conditions climatiques ont été propices au développement d'altérations puissantes sur toute la surface du continent africain (*Tardy et Roquin, 1998* ; Figure 2.7). Les altérations associées à la Surface Africaine ont donc été interprétées comme datant de cette période (*King, 1948; Michel, 1973; Grandin et Thiry, 1983; Partridge et Maud, 1987; Boulangé et Millot, 1988; Burke et Gunnell, 2008; Beauvais et Chardon, 2013* ; Figure 2.5).

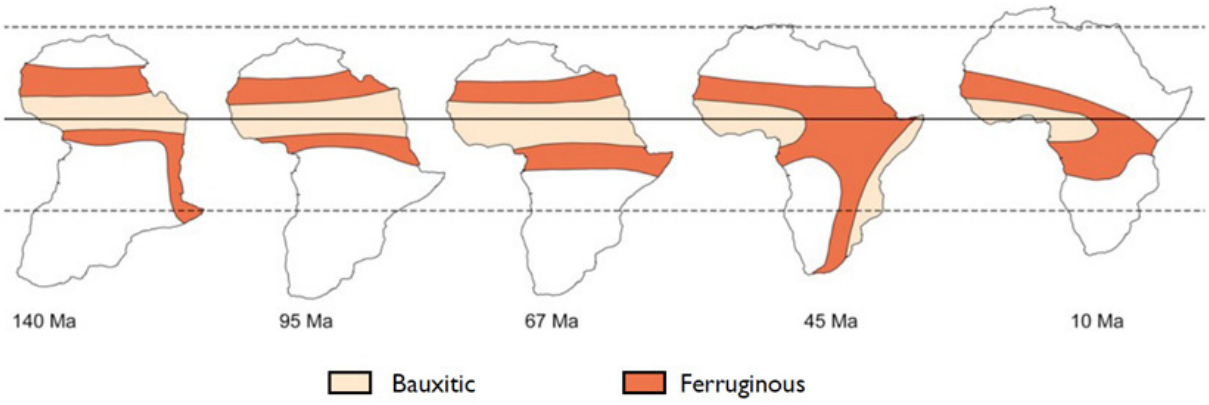


Figure 2.7: Reconstitution paléogéographique indiquant la position latitudinale de l'Afrique à plusieurs instants géologiques depuis le Crétacé Inférieur ainsi que la répartition des types d'altération associés à ces différentes positions (Tardy et Roquin, 1998 sur une reconstitution paléogéographique de Vrielynck et Bouysse, 2003).

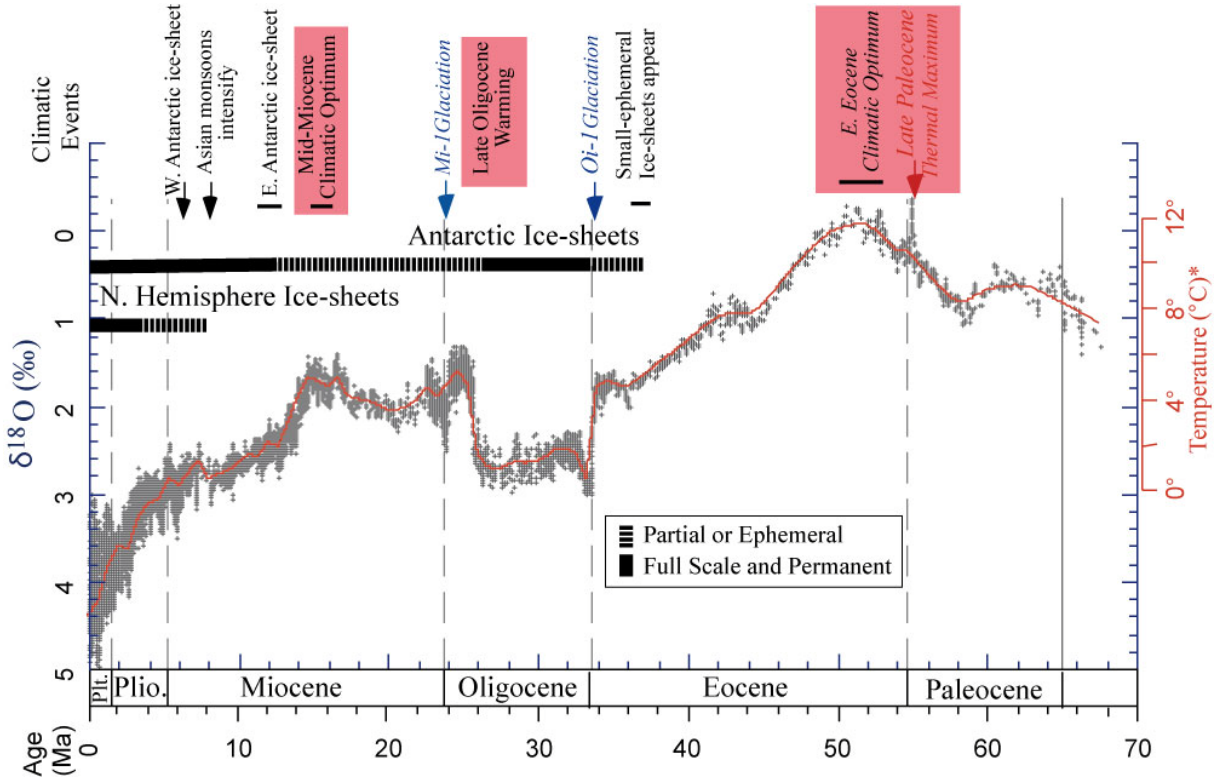


Figure 2.8 : Courbe de variation de températures du Cénozoïque estimées d'après les variations du rapport $\delta^{18}O$ analysé sur les foraminifères de sites de forage DSDP et ODP. Les trois périodes chaudes principales (Optimum climatique Paléo-Eocène, réchauffement fin-Oligocène et Optimum Mi-Miocène) ont été soulignées en fond rouge (*Zachos et al., 2001*).

Ensembles géologiques et structure lithosphérique

La structuration lithosphérique de l'Afrique est liée à l'évolution tectonique du continent (Figure 2.2). Le socle africain est constitué de nombreux cratons de l'Archéen ou du Protérozoïque

inférieur (Figure 2.9). Ces cratons sont séparés par des zones mobiles qui correspondent aux zones déformées lors des orogenèses panafricaine (~ 750-550 Ma) et hercynienne qui se termine vers 280 Ma pour former le supercontinent Pangée. La fragmentation de la Pangée commence par l'ouverture de l'océan Néo-Téthys au Nord du continent Gondwana il y a 210 Ma puis par l'ouverture de l'Atlantique et la formation des marges passives il y a 145 Ma (*Guiraud et al., 2005*). Ces différentes phases permettent l'individualisation du continent africain. Lors de ce dernier évènement extensif, de nombreux rifts sont formés (Figure 2.2).

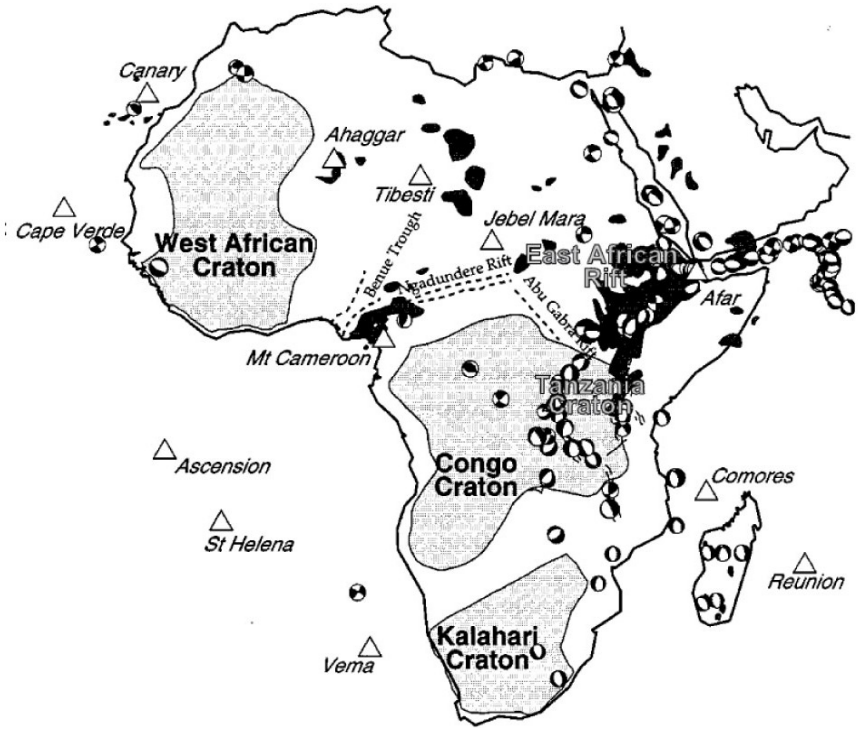


Figure 2.9 : Carte simplifiée des grands ensembles tectoniques d'Afrique. Les cratons sont représentés en gris, le volcanisme cénozoïque par des plages noires, les points chauds par des triangles ; les mécanismes au foyer des séismes ainsi que les principales zones de rift crétacées sont aussi représentés (Ritsema et Van Heijst, 2000).

Malgré une couverture de station sismique faible en Afrique, notamment en Afrique du Nord-ouest, il est possible de connaitre la structure générale du continent. L'épaisseur de la lithosphère est d'environ 250 km sous le craton ouest-africain (Figure 2.9) et d'au moins 200km sous les cratons Kalahari et du Congo (*Ritsema et Van Heijst, 2000; Pasyanos et Nyblade, 2007; Fishwick et Bastow, 2011*; Figure 2.10). Ces blocs sont les plus rigides, ils coïncident avec des épaisseurs élastiques élevées (Te > 100 km ; *Hartley et al., 1996; Pérez-Gussinyé et al., 2009*). Au niveau des zones mobiles paléozoïques et des rifts mésozoïques, cette épaisseur est faible (0 > Te >10 km) et le flux de chaleur mesuré est le plus élevé (*Lesquer et Vasseur, 1992*). L'épaisseur de la croûte estimée est supérieure à 35 km sous les cratons et environ à 20-30 km dans les zones mobiles (*Pasyanos et Nyblade, 2007; Liu et Gao, 2010;* Figure 2.10).

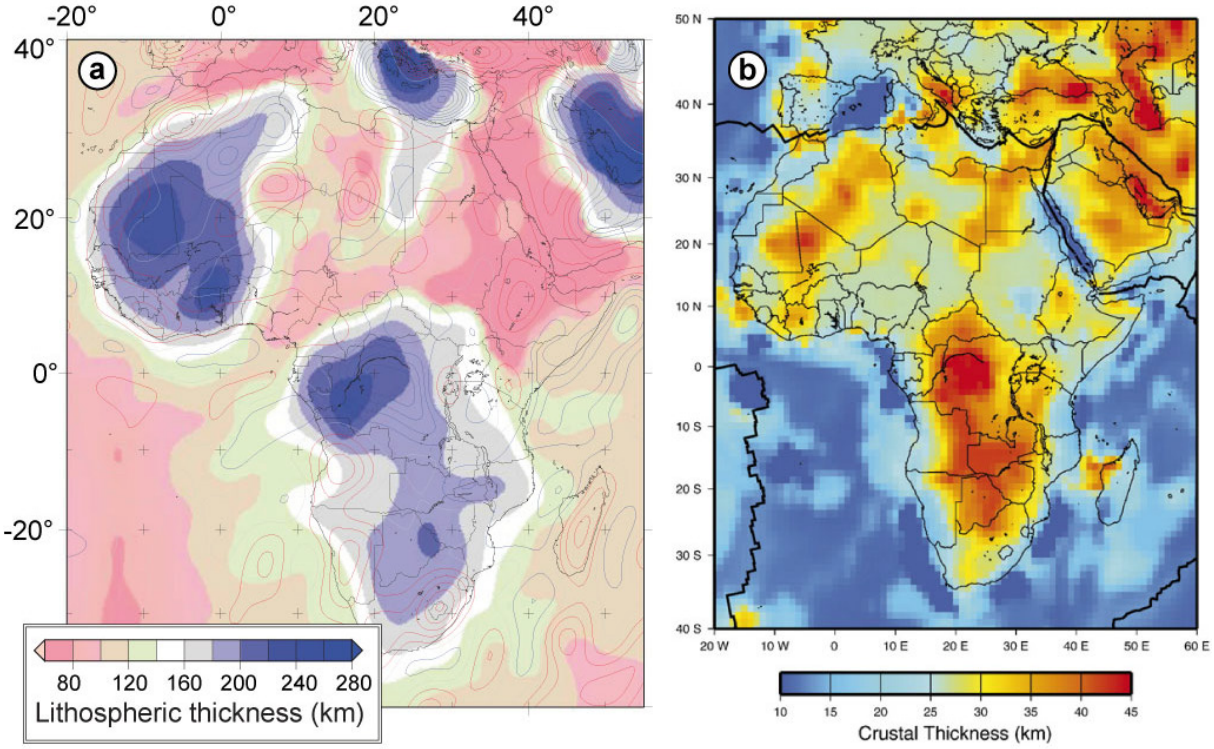


Figure 2.10 : (a) Estimation de l'épaisseur de la lithosphère d'après l'inversion des données tomographiques (Fishwick et Bastow, 2011). Les contours bleus et rouges correspondent aux anomalies gravimétriques à l'air libre (données GRACE ; Tapley et al., 2005) respectivement positives et négatives. (b) Carte d'épaisseur crustale inversée d'après les données tomographiques (Pasyanos et Nyblade, 2007).

1.2 Modèles de forçage de la topographie africaine

L'origine de la topographie de l'Afrique telle qu'elle est observée actuellement est largement débattue. Deux éléments majeurs sont discutés à savoir les mécanismes responsables de la mise en place des reliefs africains et la chronologie de cette mise en place. En effet, la chronologie et la magnitude des mouvements sont liées aux processus qui les provoquent. Par exemple, plus ces derniers ont une origine profonde et plus ils provoqueront de déformation de grande longueur d'onde en surface. Ainsi, les deux longueurs d'onde de la topographie africaine (son caractère bimodale et sa géométrie en « Basins and swells ») semblent être forcées par des processus respectivement plus et moins profonds. En revanche, les vitesses caractéristiques des processus susceptibles de forcer la topographie africaine sont mal connues à l'heure actuelle. On peut tout au plus lier la chronologie des changements topographiques aux évènements connus (tectonique, volcanisme, dénudation, ..). Les âges proposés pour le soulèvement et la formation de la topographie africaine vont du Paléozoïque-Mésozoïque (*Brown et al., 2002; Doucouré et de Wit, 2003; de Wit, 2007*) au Néogène (*Partridge et Maud, 1987; Burke, 1996*) ce qui laisse le débat très ouvert.

Modèles flexuraux aux marges

Les principales lignes de partage définies par Holmes (*1944*) forment des bourrelets marginaux (marginal upwarp) lorsqu'ils suivent le long des côtes (*Summerfield, 1996; Doucouré et de Wit, 2003* ; Figure 2.4). Ces bourrelets bordent presque entièrement le continent africain, notamment le long de la marge Sud-ouest. Leur localisation indique qu'ils sont liés au développement des marges passives.

Au niveau global, on distingue les marges passives basses (low elevation passive margins ; i.e. les marges est indienne et nord-ouest africaine) et hautes (high elevation passsive margins ; i.e. les marges sud africaines, ouest indienne et sud-est australienne). Associés aux marges passives hautes, on trouve généralement de grands escarpements qui forment des lignes de partage des eaux (*Gilchrist et Summerfield, 1990; Summerfield, 1991; Brown et al., 2002*). Le fait que les bourrelets marginaux soient encore hauts de nos jours indique qu'ils sont entretenus, probablement de manière flexurale (*Watts, 1982; Gilchrist et Summerfield, 1990; Rouby et al., 2013* ; voir Figure 1.8). Les bourrelets marginaux suggèrent que la topographie en « Basin and swell » de l'Afrique est en partie héritée de la fragmentation de Gondwana (*Summerfield, 1996*). Ces bourrelets auraient créé les lignes de partage côtières d'un drainage interne qui alimentait de grands lacs (comme l'actuel Lac Tchad, Figure 2.1). Ce drainage aurait été connecté vers l'extérieur par des phénomènes de captures (*Holmes, 1944; Gilchrist et Summerfield, 1990; Burke, 1996; Burke et Gunnell, 2008*). Cependant, la chronologie de ces événements est mal définie. Pour le fleuve Congo, l'enregistrement sédimentaire suggère que la connexion se serait effectuée au Miocène (*Emery et Uchupi, 1984*).

Le développement de la morphologie en « Basin and swell » de l'Afrique a des implications directes sur les connexions des grands fleuves à l'océan et donc sur le remplissage des bassins sédimentaires des marges passives. La dynamique de ces marges et l'évolution du drainage associé sont à ce titre extrêmement débattus et de nombreux modèles liés à la dynamique (recul) des escarpements associés aux marges hautes sont proposés (Figure 2.11). Par exemple, le grand escarpement de Drakesberg en Afrique du Sud est l'un des objets géomorphologiques africains les plus étudiées (*King, 1948; 1950; Gilchrist et Summerfield, 1990; Kooi et Beaumont, 1996; van der Beek et al., 1997; Brown et al., 2002*). Dans cette région, les phases majeures de recul d'escarpement proposées par King (*1950; 1962*) seraient provoquées en réponse à des soulèvements épisodiques liés à l'activité des marges passives. Cependant L.C.King est resté très vague sur les mécanismes pouvant provoquer ces soulèvements. De plus les études récentes suggèrent des taux de recul d'escarpement extrêmement faibles (*Bierman et Caffee, 2001; Brown et al., 2002)*. Le modèle de recul d'escarpement proposé par King semble donc avoir montré ses limites. Actuellement, l'évolution des marges passives reste débattue (Figure 2.11).

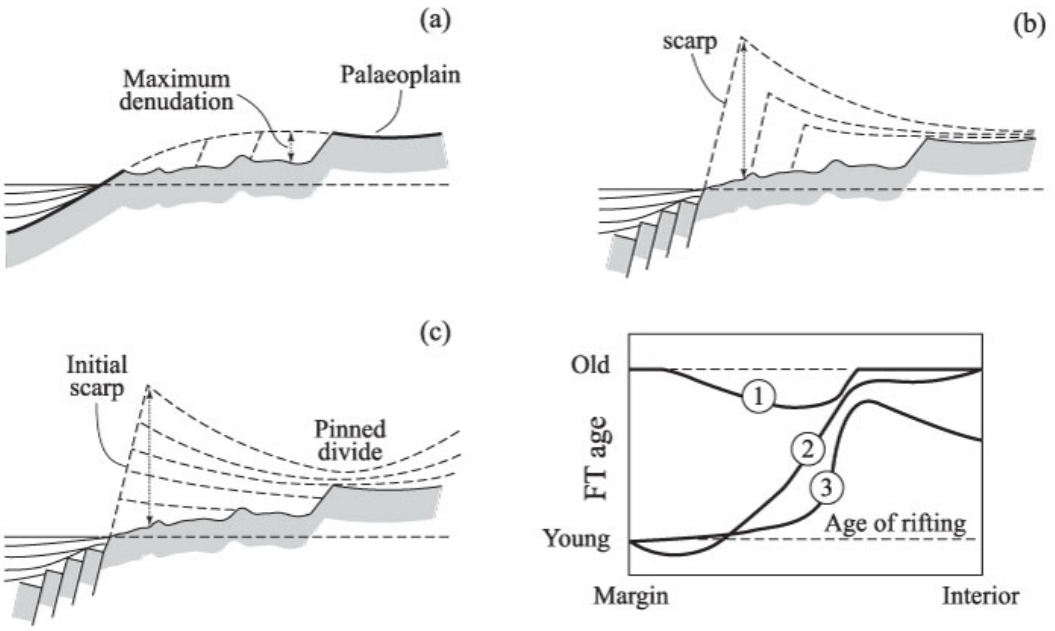


Figure 2.11 : Synthèse des différents modèles d'évolution des marges passives hautes en lien avec la dynamique de leur escarpement (Gallagher et al., 1998). (a) Modèle de retrait d'escarpement à partir d'une marge cintrée (Ollier, 2004). (b) Modèle impliquant une dénudation flexurale accompagnée par un retrait d'escarpement (*King, 1950*). (c) Modèle impliquant une dénudation flexure avec un escarpement fixe. d) Scénarios de refroidissement (1, 2, 3) mesurés par traces de fission pour chaque modèle (a, b, c).

Modèles mantelliques

Pour de nombreux auteurs, la topographie de l'Afrique est liée à l'activité mantellique. Burke (*1996*) suggère que la plaque africaine s'est immobilisée à partir de l'Oligocène par rapport au manteau (voir aussi *Burke et Gunnell, 2008 et Burke et Wilson, 1972*) dont les circulations (exemplifié Figure 2.12 par les points chauds) auraient eu un impact majeur sur le développement de la topographie de l'Afrique. Pour Burke, l'Afrique était quasi-plate avec un faible relief avant 65 Ma, puis a été soulevée et s'est différenciée en dômes et bassins à 35 Ma en association avec le volcanisme important (*Burke, 1996; Ebinger et Sleep, 1998*). Le rift Est Africain semble en effet associé au magmatisme et à la circulation mantellique durant cette période *(Ebinger et Sleep, 1998; Moucha et Forte, 2011*). De même, à cette période, l'activité magmatique est importante en Afrique du Nord dans les bombements topographiques actuels (Hoggar et Tibesti ; *Burke, 1996; Burke et al., 2003*; Figure 2.12).

En revanche, en Afrique australe, les traces de volcanisme cénozoïque sont absentes en surface à l'endroit même où la topographie moyenne du continent est la plus importante. Cependant, l'imagerie tomographique a permis de détecter une large zone de faible vitesse (et donc potentiellement de température élevée) sous l'Afrique australe, de la limite noyau-manteau au manteau moyen (*Gurnis et al., 2000; Ritsema et Van Heijst, 2000*). Cette zone (African superwell) est

interprétée comme étant soutenue dynamiquement par du manteau ascendant et dont le soulèvement daterait du Crétacé (100-80 Ma ; *Pavoni, 1992; Nyblade et Robinson, 1994; Forte et al., 2010*). En Angola, des sédiments deltaïques recoupés au Néogène suggèrent un soulèvement d'ensemble de la marge lié à de la topographie dynamique à cette période (*Walford et White, 2005; Al-Hajri et al., 2009*). La création de la haute topographie d'Afrique du Sud a cependant pu aussi bien s'effectuer de manière contemporaine à cet évènement crétacé que durant le Cénozoïque, sans être accompagnée d'une dénudation majeure (< 850 m ; *Flowers et Schoene, 2010*). L'évolution de la topographie à cette période reste peu contrainte. Certains auteurs suggèrent même que la topographie de l'Afrique australe était haute avant 90 Ma (*Doucouré et de Wit, 2003*).

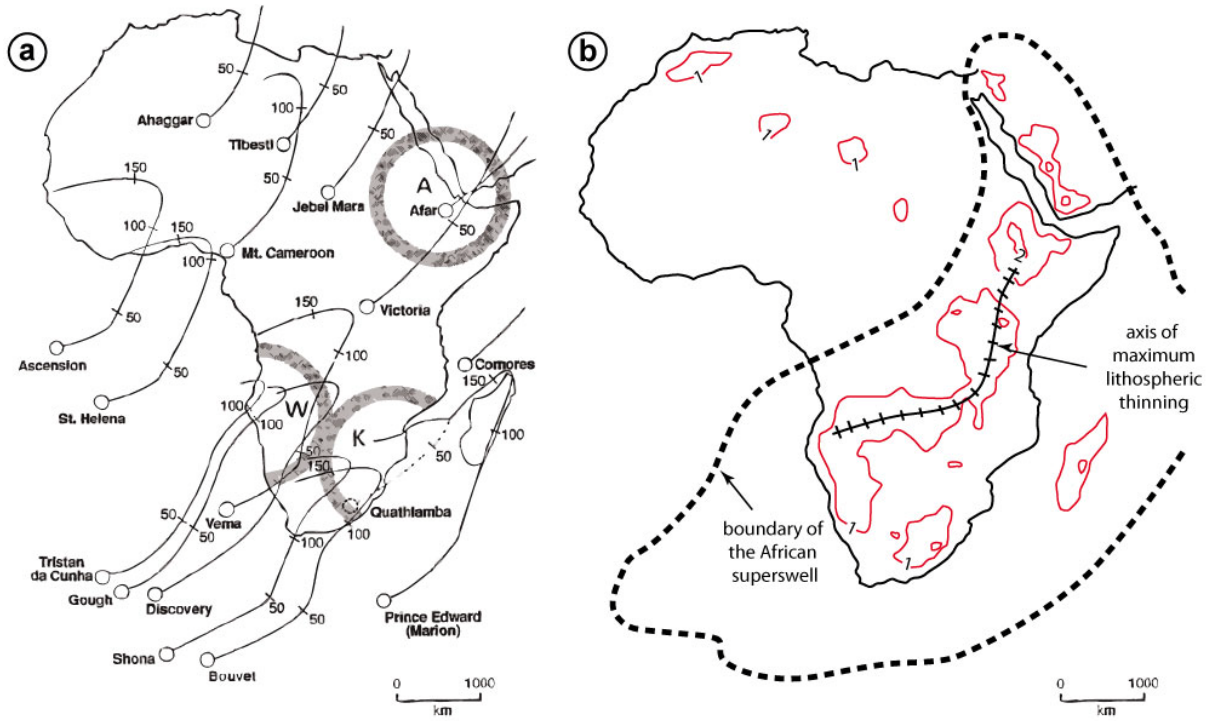


Figure 2.12 : (a) Carte de trajectoire des points chauds d'Afrique établie d'après les reconstructions paléogéographiques depuis 180 Ma. Ces points chauds sont, d'après Burke (1996), responsables du développement des topographies élevées d'Afrique après l'immobilisation de la plaque Afrique par rapport à la circulation du manteau sous-jacent. Les points chauds cerclés seraient à l'origine du superswell (Summerfield, 1991 adapté de White et McKenzie, 1989). (b) Limites du superswell d'Afrique australe superimposé au contours des valeurs d'amincissement de la lithosphère africaine en kilomètres (A= Afar, W=Walvis et K= Karoo ; Summerfield, 1996 adapté de Pavoni, 1992 ; et Nyblade et Robinson, 1994).

Bond (*1978; 1979*) et Sahagian (*1988*) ont discuté la déformation de la topographie africaine en utilisant les lignes de côte associées aux dépôts transgressifs albiens à miocènes. Même si les contours qu'ils proposent sont approximatifs et peut-être plus représentatifs des marges que du continent dans sa totalité (*Summerfield, 1991*), cette approche apporte des contraintes temporelles sur l'évolution topographique et la paléogéographie. Elle amène de plus des indications sur un paléo-

niveau en théorie reconstructible : le niveau de la mer. En utilisant cette approche, Bond (*1978*) propose une restauration des grandes transgressions sur la courbe hypsométrique de chaque continent. Il montre que les niveaux transgressifs globaux sont tous distribués dans la même gamme d'altitude sur chaque continent à toutes les périodes à l'exception des transgressions éocène puis miocène en Afrique. Pour Bond (*1978*), ce décalage ne peut s'expliquer que par le soulèvement en masse de l'Afrique après l'Eocène puis après le Miocène. Ce résultat est en accord avec la théorie de Burke (*1996*) du soulèvement du continent Africain à partir de l'Oligocène. En Afrique, les mouvements verticaux associés notamment à la différenciation de la topographie en « basin and swell » restent donc mal quantifiés. La détection des mouvements verticaux associés à la dynamique de surface ouest africaine est un aspect qui sera traité dans cette thèse mais ne qui sera pas quantifié.

L'évènement crétacé

En Afrique australe, les nombreuses données de thermochronologie basse-température (trace de fission sur apatite et U-Th/He) mettent en lumière une phase de refroidissement majeure au Crétacé (~90 ma) qui correspondrait à une dénudation de l'ordre de 1 à 4 kilomètres d'épaisseur (*Gilchrist et al., 1994; van der Beek et al., 1997, 2002 ; Gallagher et Brown, 1999; Brown et al., 2002; Flowers et Schoene, 2010*). Cet épisode est associé à une importante accumulation de sédiments dans les bassins sédimentaires, correspondant à une augmentation du flux terrigène (*Rouby et al, 2009*). Ces données permettent de dater l'exhumation mais pas le soulèvement de cette zone. Elles montrent qu'un événement contemporain de la mise en place de kimberlites au Crétacé a eu un impact sur la morphologie du craton sud africain après la phase de rifting majeure.

1.3 Conclusion

L'Afrique apparait comme un laboratoire naturel de choix pour étudier l'influence des variations du climat et des forçages épirogéniques sur l'évolution topographique des domaines cratoniques. Sur le continent africain constitué de nombreux boucliers cratoniques, les zones de tectonique actives sont réduites (Atlas, rift Est Africain) suggérant un contrôle majeur de l'épirogénèse sur l'évolution de sa topographie. Outre la distinction entre l'Afrique australe haute et l'Afrique septentrionale basse, l'Afrique est caractérisée par sa topographie en « basin and swell ». Les bombements formant la topographie de l'Afrique, dont le superswell d'Afrique australe, sont majoritairement interprétés comme étant soutenus, en partie du moins, par la dynamique du manteau (*Nyblade et Robinson, 1994; Burke, 1996; Moucha et Forte, 2011*). L'association des principaux bombements topographiques d'Afrique du Nord (Hoggar, Tibesti, Jebel Mara, ligne du Cameroun) avec du volcanisme cénozoïque (début vers 35 Ma) est en accord avec cette théorie. En revanche les bourrelets marginaux semblent avoir une origine plus ancienne, en lien avec la formation des marges passives lors de la fragmentation de Gondwana. L'analyse de l'hypsométrie africaine révèle un

possible soulèvement du continent ouest africain qui postdaterait l'Eocène (*Bond, 1978; Sahagian, 1988*). De nombreuses observations suggèrent d'ailleurs un évènement majeur à la transition éocène-oligocène, synchrone de la transition climatique greenhouse-icehouse (*Zachos et al., 2001*). Si certains auteurs proposent une origine de la topographie africaine plus ancienne (*Doucouré et de Wit, 2003*), l'étude de la période cénozoïque semble donc pertinente pour apporter des clés à la compréhension de l'évolution des bombements topographiques et des bourrelets marginaux africains.

Pour discuter de l'érosion et de la déformation du continent africain, il manque toujours des marqueurs géomorphologiques continentaux robustes. De nombreux travaux font cependant référence à des surfaces d'érosion dont l'une, la surface Africaine, est porteuse d'altérations intenses attribuées à la période paléocène-éocène. Cette surface, aujourd'hui disséquée, apparait comme un excellent marqueur de dynamique cénozoïque de l'érosion du continent africain.

2. Caractéristiques morpho-géologiques de l'Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest est un domaine continental tectoniquement stable depuis la fin du Crétacé. Il possède certaines des caractéristiques morphologiques propres à l'ensemble de l'Afrique : un relief faible comparé à celui des zones de chaines de montagnes ainsi que la présence de bourrelets marginaux et de bombements topographiques (Figure 2.13). Cette section présente les caractéristiques topographiques de l'Afrique de l'Ouest ainsi que les éléments de géologie ayant pu avoir un rôle dans l'acquisition de cette topographie.

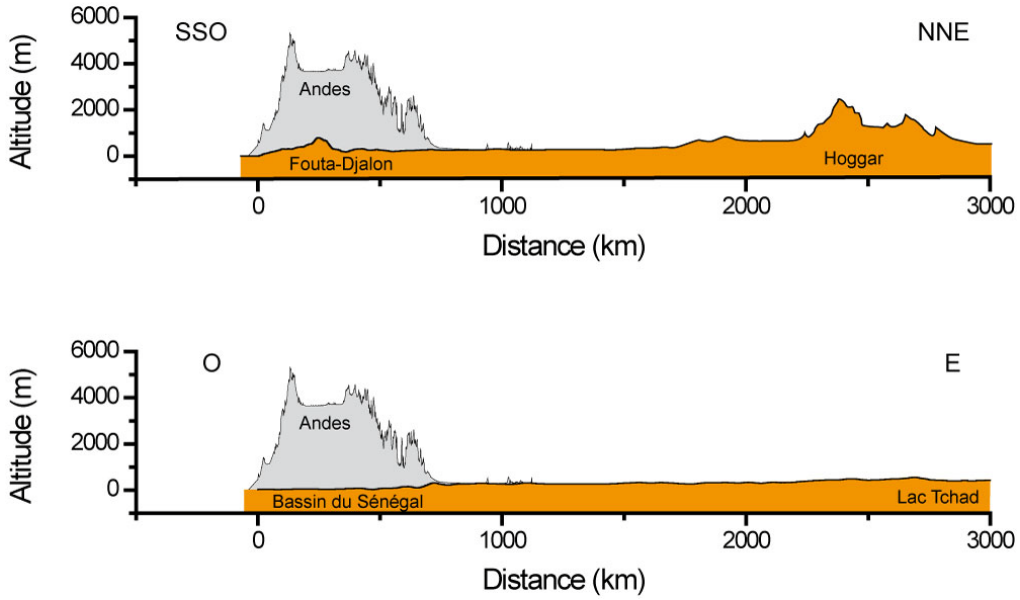


Figure 2.13 : Coupes topographiques de l'Afrique de l'Ouest comparé à un profil topographique transversal des Andes. (a) Coupe SSO-NNE d'Afrique de l'Ouest passant par la dorsale de Guinée (i.e. massif du Fouta-Djalon) et bombement du Hoggar. (b) Coupe O-E passant par des zones à faible relief (Bassin du Sénégal et Lac Tchad).

2.1 Topographie de l'Afrique de l'Ouest

La zone d'étude de cette thèse est l'Afrique de l'Ouest. Nous définissons cette zone comme limitée au Nord-est par le massif du Hoggar en Algérie, au Nord-ouest par le Tagant en Mauritanie et au Sud-est par le massif de l'Adamaoua au Cameroun (Figure 2.14). Cette zone n'inclut donc pas le Sud du Cameroun, le Congo et l'Angola... Elle se situe dans la partie « basse » de l'Afrique par opposition à l'Afrique orientale et australe (*Doucouré et de Wit, 2003*). L'Afrique de l'Ouest comprend des « swells » sur sa partie orientale : on distingue le massif du Hoggar qui culmine à 2900m (Mont Tahat), le plateau de Jos, le massif de l'Adamaoua et la ligne du Cameroun qui sont associés à du volcanisme cénozoïque et dépassent 2000 m d'altitude en moyenne. Le principal bourrelet marginal ouest africain est la dorsale de Guinée, associée à du volcanisme mésozoïque. Son point culminant est le Mont Loma, en Sierra Léone, d'altitude 1945 m (Figure 2.14).

Les grands ensembles géographiques

Les principaux éléments de la physiographie de l'Afrique de l'Ouest sont présentés sur la Figure 2.15. Au Nord-ouest, les plateaux de l'Adrar et du Tagant en Mauritanie se développent sur des formations gréseuses. Au Sud, ces plateaux sont séparés de la dépression du Hodh par un escarpement important. Cette dépression est recouverte par les dunes et ses cours d'eau ne rejoignent le drainage du Sénégal que lors d'épisodes très humides. Au Sud de cette dépression, les drains du Sénégal sont pérennes et traversent les plateaux gréseux du plateau mandingue puis le bassin sénégalo-mauritanien à l'Ouest. La dorsale de Guinée est composée du Fouta Djalon au Nord-ouest et du Simandou au Sud-est. Au Nord-est de la dorsale guinéenne se trouvent la zone du Haut-Niger puis le delta interne du Niger. A l'Est, d'autres plateaux gréseux sont présents : le plateau de Banfora et le plateau Dogon. La plaine du Gondo se situe au pied de l'escarpement délimitant ce dernier à l'Est. Plus à l'Est sont localisés deux dorsales de faible relief qui sont des affleurements de socle : la dorsale de Léo et le Gourma (Figure 2.15). Au Sud, le bassin Volta forme une dépression entourée par des plateaux de grès à l'Ouest et des reliefs des Dahomeyides à l'Est, tous deux d'allongement Nord-Sud. Le Massif du Hoggar en Algérie est prolongé au Sud par deux apophyses que sont le massif de l'Aïr et le massif de l'Adrar des Ifoghas (Figure 2.15). Au sud de ces massifs se trouve le Bassin des Iuellemeden qui est traversé par le cours inférieur du Niger.

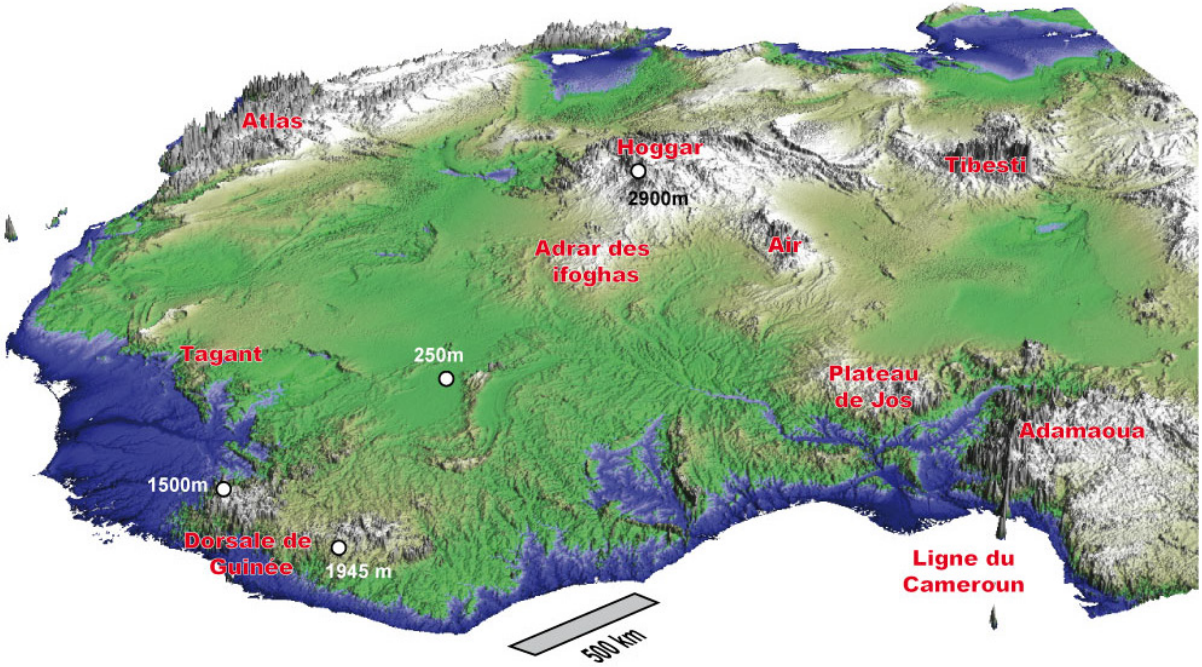


Figure 2.14 : Vue oblique vers le NE du relief de la partie NW du continent africain.

La lithologie a un fort impact sur le relief actuel de l'Afrique de l'Ouest. La majeure partie des escarpements sont situés à la transition entre des plateaux gréseux du Néo-protérozoïque et le socle plus ancien (limites Tagant/Hodh, Sud du plateau Mandingue, des plateaux de Banfora et Dogon ainsi que le grand escarpement du Fouta-Djalon). Certains se forment au sein des roches du socle mais ils sont également à la limite entre différentes lithologies (escarpements du Simandou sur des formations de fer rubané (BIF) et escarpement des Dahomeyides correspondant au cœur de la ceinture mobile ; Figure 2.15).

Le drainage actuel est organisé autour de trois grands fleuves : le Niger, le Sénégal et les Voltas (Figures 2.1 et 2.15). Le Sénégal prend sa source dans le Fouta-Djalon et se jette dans l'Atlantique central après avoir traversé le bassin Sénégalo-mauritanien dont l'altitude moyenne est très faible (< 100 m). Le Niger prend également sa source dans la dorsale guinéenne. Son cours est Nord-est sur 2000 km dans sa partie supérieure puis devient Sud-sud-est dans sa partie inférieure. Le prolongement de l'Aïr et du Plateau de Jos forme une ligne de partage entre le bassin des Iuellemmeden et celui du Tchad. Entre le bassin du Tchad et le fossé de la Bénoué, au niveau du seuil de Bongor, la ligne de partage est très peu élevée. Les cours des fleuves Niger et de la Bénoué se rejoignent 200 km avant le delta du Niger au Nigéria (Figure 2.15). Le versant Sud de la dorsale de Guinée est drainé par des rivières courtes qui se jettent directement dans l'Atlantique (Figure 2.15). Les Voltas appartiennent à la catégorie des drains longs se jetant dans l'Atlantique avec un parcours grossièrement Nord-sud. Le tracé de la Mouhoun, principal affluent des Voltas, est cependant assez chaotique : il a une direction Nord-nord-est dans son extrême amont et dessine un grand virage pour se

diriger plein Sud. On retrouve cette tendance, montrant des changements de cours à 180°, dans les tracés de la Pendjari (autre affluent des voltas) et de la Bandama qui appartient aussi aux drains long atlantiques (Figure 2.15).

Analyse hypsographique

La courbe hypsométrique de l'Afrique de l'Ouest montre deux pics d'altitude : un pic à 300 m et un autre proche de zéro (Figure 2.16). Le pic à 0 m, qui correspond au niveau de la mer, est commun à la majorité des continents. Selon Rowley (*2013*), il définit un niveau auquel l'altitude des continents s'ajuste. Le second pic à 300 m est plus représenté que le premier en Afrique de l'Ouest (Figure 2.16). L'altitude dominante de l'Afrique de l'Ouest, comme celle du continent africain entier (*Rowley, 2013*), est donc plus importante que celle des autres continents. Ceci peut suggérer que l'altitude de 300 m n'est pas caractéristique du niveau d'ajustement actuel de l'Afrique de l'Ouest mais correspond à une paléo-niveau qui a été soulevé. On peut alors postuler d'un soulèvement « en masse » (cf. discussion *Bond, 1978* et *Burke, 1996*) de l'Afrique de l'Ouest de 300m entre ce niveau fossile et le niveau d'ajustement actuel, qui serait donc encore en développement et n'aurait pas effacé l'ancien. Selon Rowley (*2013*), le temps caractéristique de rééquilibrage de l'hypsométrie des continents est de l'ordre de 10^6-10^7 ans, ce qui suggèrerait que le soulèvement de l'Afrique de l'Ouest s'est produit durant le Cénozoïque.

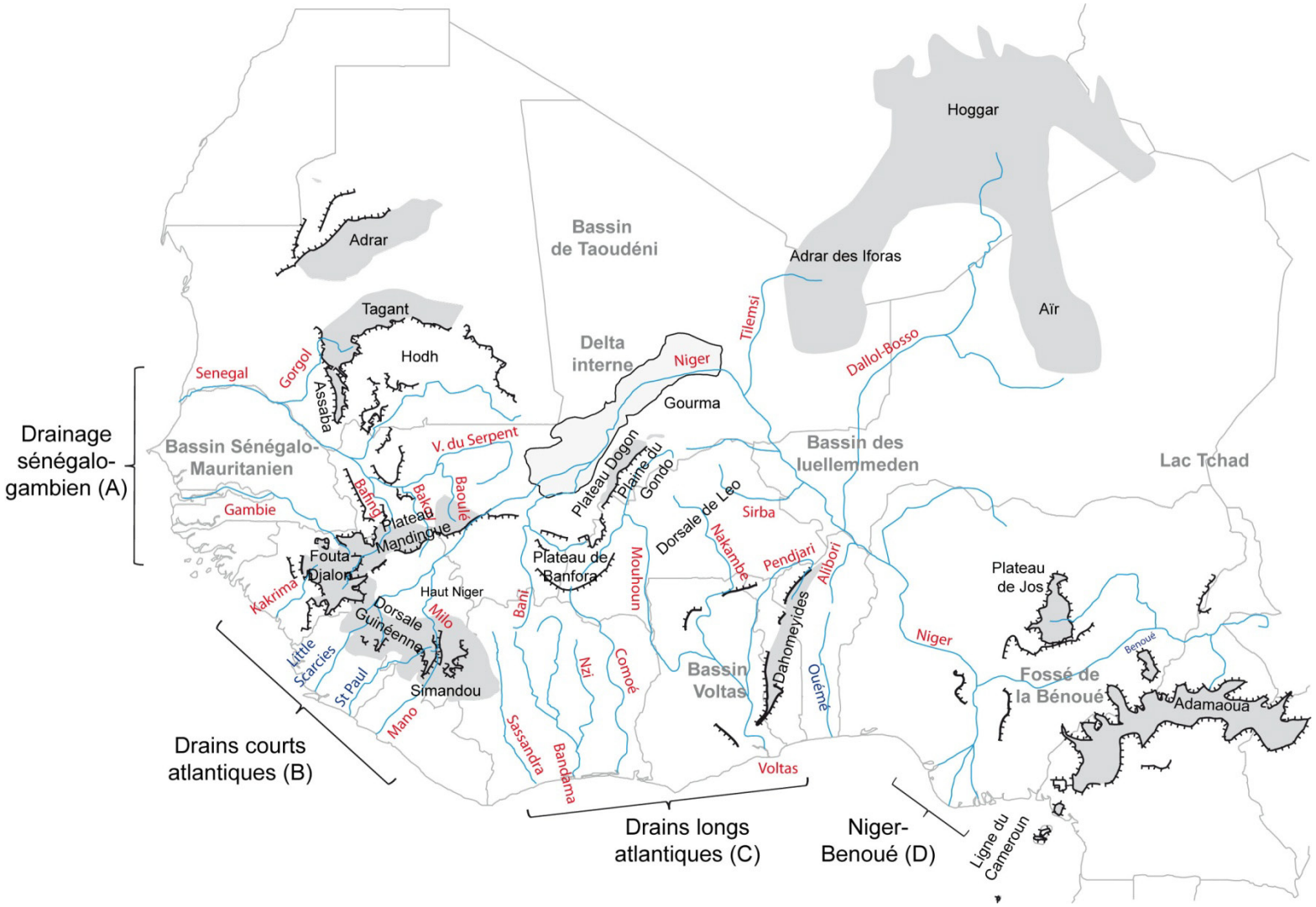


Figure 2.15 : Carte physiographique simplifiée d'Afrique de l'Ouest : rivières (en bleu avec noms en rouge), zones élevées (en gris) et escarpements (barbules). Les limites d'états sont présentées en gris. (Adapté de Michel, 1978).

On retrouve dans l'hypsométrie des principaux bassins-versants d'Afrique de l'Ouest (Figure 2.17) les tendances hypsométriques du continent africain (Figure 2.3). Ces courbes hypsométriques ne montrent pas une décroissance constante vers le niveau de la mer comme celles de la majorité des continents (*Summerfield, 1991*) mais une diminution plus segmentée. En effet, ces courbes sont plates mais élevées dans leur partie amont puis elles s'infléchissent brusquement dans leur partie aval pour joindre le niveau de la mer (voir flèche Figure 2.17). Cette inflexion est localisée très en aval et peu marquée pour le Niger. Elle est plus brusque le long des bassins versants du Sénégal et des Voltas (Figure 2.17). Pour ces bassins, l'inflexion finale est marquée par le bassin sénégalo-mauritanien et celui des Volta qui forment des grandes étendues de faible altitude proche du niveau de la mer. Le fait que l'inflexion du Niger soit moins marquée est lié à la taille de son drainage. Sur les cartes topographiques, on voit en effet que la partie avale du Fleuve Niger, sous le plateau de Jos, est basse (Figure 2.14). On pourrait intuitivement assimiler ces parties basses à des zones en ajustement, en réponse au soulèvement de l'Afrique de l'Ouest. La dynamique des zones basses et hautes doit être caractérisée afin de tester l'hypothèse d'un réajustement au cours du Cénozoïque. Ceci montre la nécessiter de renseigner leur évolution morphologique, au travers de la dynamique d'incision par exemple. Les cartes topographiques (Figure 2.14) et notamment les profils de rivière (Figure 2.18) montrent également que le relief de l'Afrique de l'ouest est étagé.

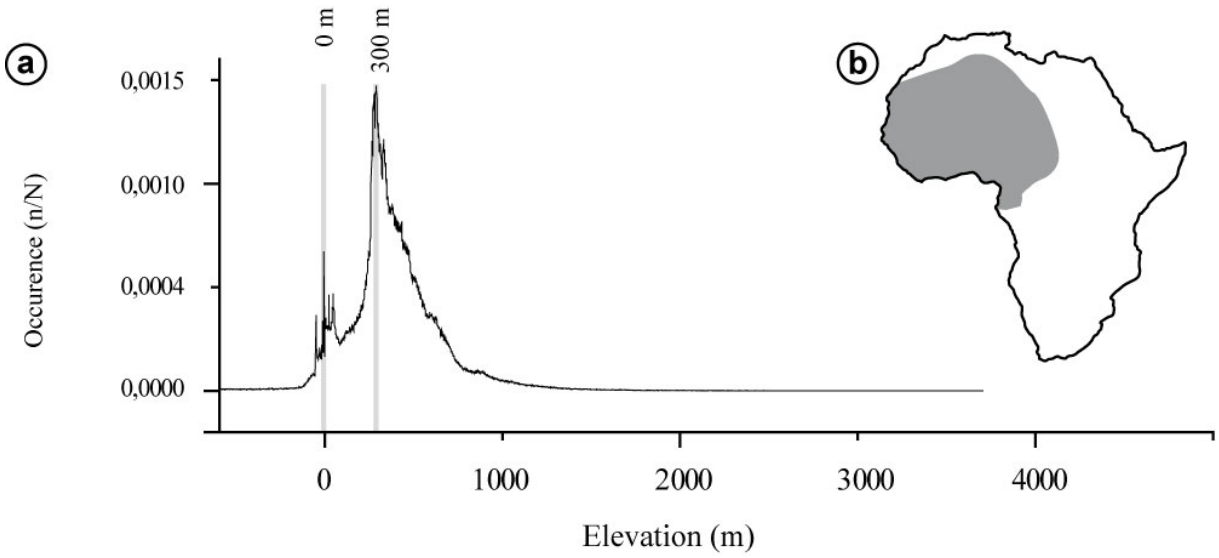


Figure 2.16 : (a) Hypsométrie de l'Afrique de l'Ouest. (b) Domaine continental étudié en grisé.

Les profils en long des rivières ouest africaines comportent des segments allongés de plus de 100 km séparés par de courtes (< 50 km) zones très raides appelées knickzones (Figure 2.18). Ces knickzones peuvent être identifiées sur les MNT de faible résolution contrairement aux knickpoints. Alors que les knickpoints représentent des ruptures, sources de rapides, qui sont très brusques mais insignifiantes à l'échelle d'un profil de rivière, les knickzones sont plus diffuses mais permettent le

décalage vertical de segments jusqu'à 50 m (Figure 2.18). On retrouve également de nombreux segments convexes le long des profils de rivière. Les profils du Sénégal et du Dallol Bosso sont globalement concaves. Cependant, seul le Dallol Bosso a un profil purement concave car le profil en long du Sénégal est en fait composé de nombreux knickzones (Figure 2.18). Sur le versant sud de la dorsale de Guinée, les drains atlantiques courts sont très raides et possèdent de nombreux knickpoints. La forme des profils de rivière de l'Afrique de l'Ouest est très éloignée des profils concaves classiquement décris dans les chaines de montagne notamment (*Hovius, 2000*). Elle est toutefois typique des profils de rivière de type cratonique (*Summerfield, 1991; Wirthmann, 2000*).

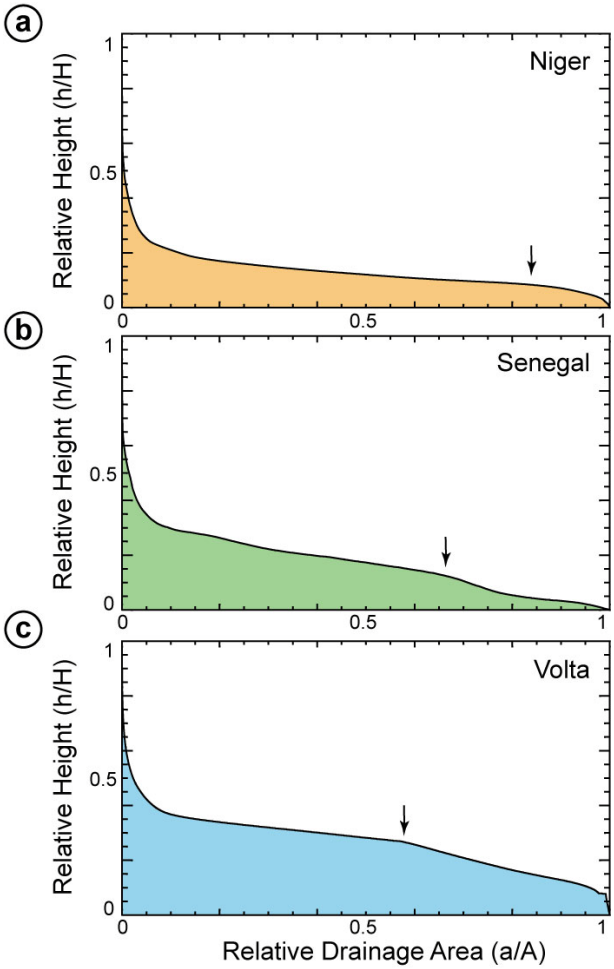


Figure 2.17 : Courbes hypsométriques (pourcentages relatifs cumulés des altitudes en fonction de l'aire drainée relative) pour les trois principaux bassins-versants d'Afrique de l'Ouest (h/H : hauteur divisée par hauteur maximale ; a/A aire divisée par aire totale). Les flèches indiquent les points d'inflexion en aval des courbes hypsométriques.

Pour appréhender la rugosité du relief ouest africain, une série de profils SWATH a été extraite. Elle montre les altitudes moyennes, minimales et maximales sur des corridors de 80km de large, calculées à partir du MNT SRTM dégradé à 500 m de résolution horizontale (Figure 2.19). Ces profils reflètent le relief local. Le long de la côte, le relief est important sur le rebord du Tagant (Figure

2.19), dans la dorsale guinéenne (Figure 2.19) et sur les rebords du Bassin des Voltas (Figure 2.19). Ces zones de relief côtières forment un bourrelet marginal. Sur le profil A, les fleuves Gambie et Sénégal forment des incisions clairement visibles. A l'intérieur du continent, le relief local est plus faible et augmente dans les massifs à l'Est (Figure 2.19). L'aval des ces profils montre une géométrie « en amande » au niveau du bourrelet marginal, le relief local augmente depuis la côte vers la ligne de partage des eaux (Figure 2.19). Ce n'est pas le cas pour les profils A et E pour lesquels le bassin sénégalo-mauritanien et le bassin des Voltas représentent de longues zones de faible relief en aval. On observe cependant une zone de plus fort relief avec une pente régionale vers l'intérieur du continent et une pente vers l'extérieur en aval de ces deux profils. Pour les profils B et C, le relief local maximum est localisé au niveau de la ligne de partage des eaux, ce qui n'est pas le cas pour les profils D, E, F, G et H. Le long de ces profils, le maximum de relief est toujours localisé entre 100 et 400 km de la côte. Cette géométrie caractéristique du pourtour de l'Afrique (*Dauteuil et al., 2013*) suggère un maximum d'incision au niveau du bourrelet marginal. On observe également une pente régionale faible vers le Sud localisée au Nord de la zone de bourrelet marginal le long des profils E, F, G et H. Ces profils sont situés à l'Est du craton et la pente régionale part du Hoggar. On peut d'ors et déjà tenter de lier cette pente régionale au soulèvement du Hoggar et des zones adjacentes.

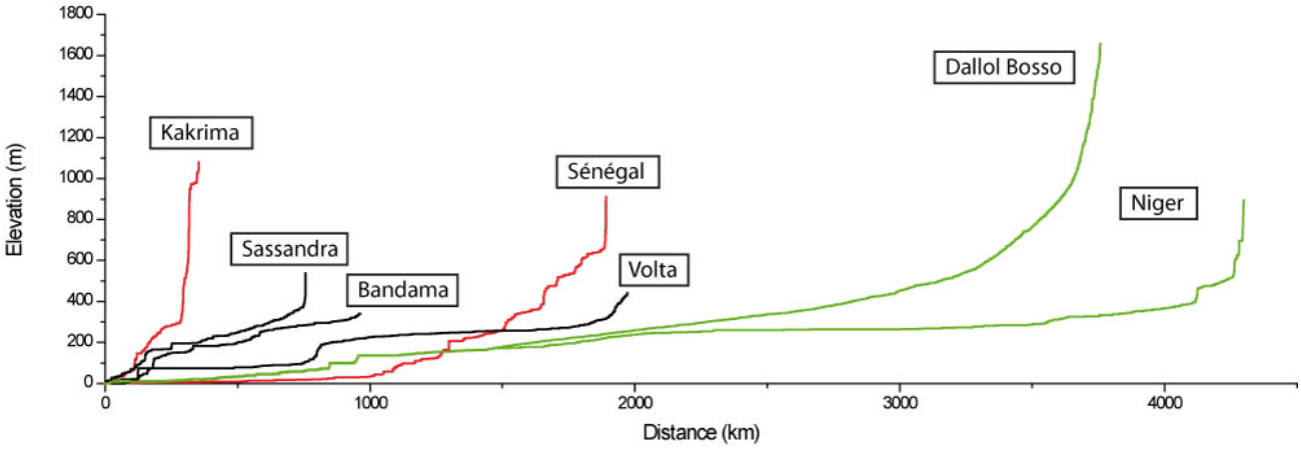


Figure 2.18 : Profils en long des principaux fleuves d'Afrique de l'Ouest (voir Figure 2.15 pour localisation). Ces profils montrent de nombreuses irrégularités, notamment des knickzones, où les rivières changent rapidement de pente.

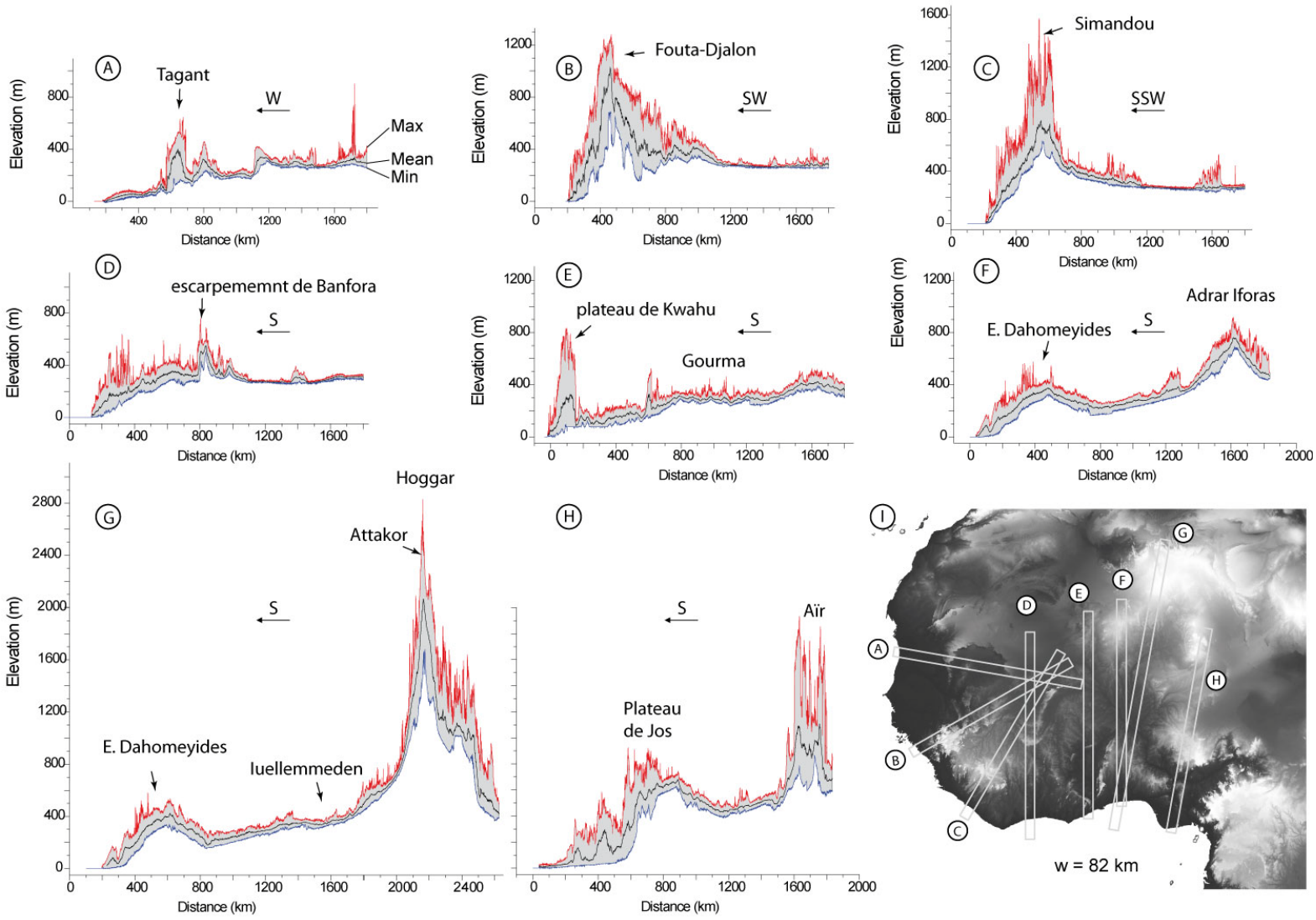


Figure 2.19 : Profils sériés SWATH montrant les altitudes minimales, maximales et moyennes le long de corridors de 80km de large environ.

Conclusion

La morphologie de l'Afrique de l'Ouest a clairement des caractéristiques propres à l'ensemble de l'Afrique. De ce fait, son étude promet d'apporter des clés pour les questions soulevées sur l'ensemble du continent. Malgré sa localisation sur la partie « basse » de l'Afrique, l'hypsométrie de l'Afrique de l'Ouest semble anormalement élevée comparée aux autres continents. Ses marges, de type basses, montrent une zone de bourrelet marginal en lien avec la géométrie en « basin and swell » de l'Afrique décrite par Holmes (*1944*). L'étude plus détaillée de l'hypsométrie ouest africaine est cohérente avec les schémas de soulèvement post-éocène (*Bond, 1978; Burke, 1996*). Au Nord de la zone étudiée est localisé le Hoggar, zone d'altitude élevée et de fort relief. Cette zone forme un bombement topographique interprété par Burke (*1996*) comme étant lié à un point chaud. A la surface de l'Afrique de l'Ouest, on distingue différents groupes de drainage dont il serait bon de connaitre la dynamique d'érosion au cours du Cénozoïque afin de savoir s'ils ont pu être forcés par le climat ou l'épirogénèse. Le cours de certains fleuves montre en effet des changements qui suggèrent des réorganisations de drainage. De même, la partie aval de l'hypsométrie des grands bassins-versants montre une inflexion qui peut indiquer un rééquilibrage de cette zone où le relief est fort, et l'incission potentiellement élevée. La suite de cette thèse s'attachera donc à apporter des contraintes sur l'évolution du relief et de la dénudation en Afrique de l'Ouest. Les premières contraintes temporelles seront apportées par la géologie dans la section suivante.

2.2 Contraintes géologiques sur l'évolution phanérozoïque de la topographie de l'Afrique de l'Ouest

L'enregistrement géologique, notamment celui des bassins sédimentaires, constitue une contrainte de premier ordre de l'évolution long-terme des continents. Cette section résume brièvement l'histoire géologique de l'Afrique de l'Ouest depuis le Précambrien jusqu'au Cénozoïque dans le but d'amener les premières contraintes sur l'évolution topographique ouest africaine au Cénozoïque.

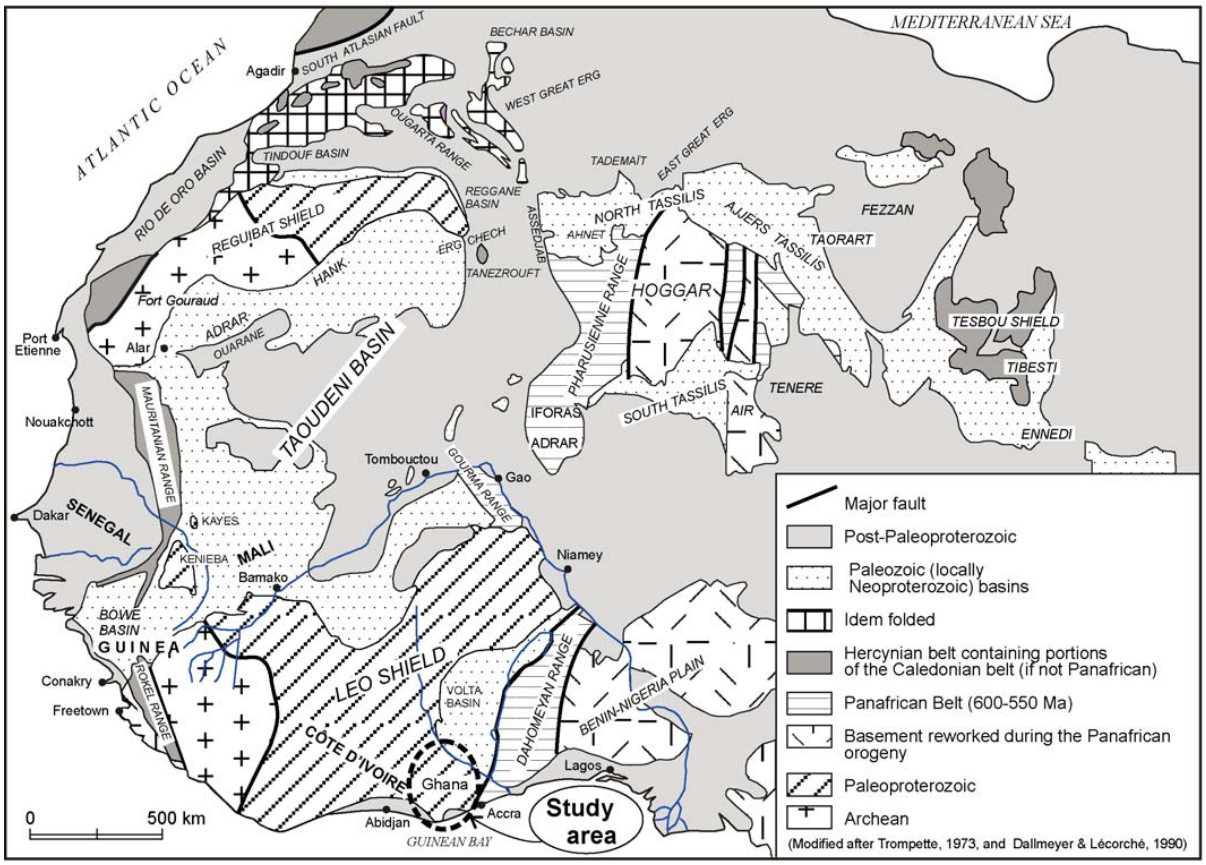


Figure 2.20 : Carte géologique simplifiée des terrains d'Afrique de l'Ouest. Dans le précambrien, on distingue le domaine archéen (Libéria, Guinée et Sierra Léone) du domaine birrimien (Feybesse et al., 2006).

Sismicité et structure lithosphérique

La structure lithosphérique de l'Afrique de l'Ouest est organisée autour du craton ouest africain dont la sismicité est l'une des plus faibles au monde (*Bertil, 1991*). La magnitude des séismes dépasse rarement 3,5. Seulement quatre séismes historiques enregistrés ont une magnitude supérieure à 6,1 (*Bellion et Robineau, 1986*). Le plus violent a été enregistré en Guinée (Gaoual ; M = 6,4; *Langer et al., 1987*). Il existe une activité sismique constante mais très faible au large d'Accra au Ghana (M ~ 4.5). Les directions des déplacements et la position en bordure de plaque des épicentres suggèrent que les failles responsables des séismes sont en partie liées au prolongement des failles transformantes de l'Atlantique Central (*Bellion et Robineau, 1986*)).

La vitesse des ondes sismiques montre que le craton ouest africain forme un bloc rigide et épais de forte vitesse entouré par des zones de plus faible vitesse, comme sous le Hoggar (Figure 2.21). L'épaisseur de la croûte est estimée supérieure à 35 km sous le craton et environ à 25-35 km sous le Hoggar (*Pasyanos et Nyblade, 2007; Liu et Gao, 2010;* Figure 2.10b).

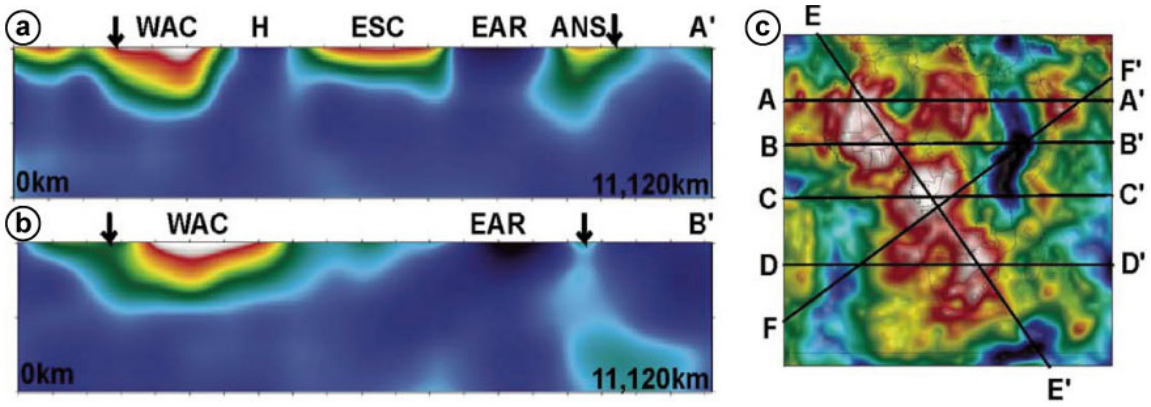


Figure 2.21 : (a) et (b) Profils tomographiques montrant la vitesse des ondes sismiques à travers l'Afrique de l'Ouest et (c) localisation des profils sur une carte de l'Afrique avec la même échelle de couleurs. En rouge-blanc : zones de forte vitesse. En bleu : zones de faible vitesse (Begg et al., 2009). WAC= West African Craton ; H= Hoggar ; EAR= East African Rift

Le socle cristallin et l'orogenèse panafricaine

Le socle cristallin de l'Afrique de l'ouest est principalement constitué du craton ouest africain. Il affleure dans trois régions : (1) la dorsale Réguibat au Nord, (2) la dorsale de Man-Léo au Sud encadrée par les Rokélides à l'Ouest (en Guinée), la chaîne des Dahomeyides à l'Est (Togo et Bénin ; Figure 2.15) et la chaine du Gourma au Nord-est (Mali ; Figure 2.15) et (3) la boutonnière du Sénégal oriental, composée des fenêtres de Kayes et Kédougou et localisée entre le bassin sénégalo-mauritanien et le bassin de Taoudéni (*Trompette, 1973; Deynoux et al., 2006;* Figure 2.20). L'Archéen et le Paléoprotérozoïque sont constitués de séries de TTG (tonalites, trondhjémites et granites) et de ceintures de roches vertes (roches volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires métamorphisées dans le faciès des schistes vert) et de divers granitoïdes. Le socle est archéen et affecté par l'orogenèse libérienne, datée entre 3 et 2,5 Ga (*Milési et al., 2004; Feybesse et al., 2006*). Ailleurs, le socle est Paléo-protérozoïque, affecté par l'orogenèse éburnéenne entre 2,5 et 1,8 Ga (cycle Birrimien ; *Feybesse et al., 2006; Baratoux et al., 2011 ;* Figure 2.20).

Durant le Néoprotérozoïque (orogenèse essentiellement Panafricaine), des fragments du supercontinent éclaté Rodania se rassemblent pour constituer Gondwana (*Hoffman, 1999; Kusky et al., 2003; Deynoux et al., 2006 ;* Figures 2.2 et 2.22). On identifie les orogènes accomodant cette agglomération en tant que « ceintures mobiles ». On distingue les Rockélides et les Bassarides à l'Ouest et la suture Transsaharienne à l'Est, qui traverse le Hoggar, le Gourma et les Dahoméyides (*Black et al., 1979; Villeneuve, 2005; Carney et al., 2010* ; Figures 2.20 et 2.22). A l'Ouest, une phase compressive associée à l'orogenèse varisque est également enregistrée dans les Mauritanides au Carbonifère-Permien (*Trompette, 1973; Haddoum et al., 2001*). Le bassin intracratonique de Taoudéni recouvre le craton entre l'affleurement de la dorsale Réguibat et les affleurements méridionaux (Figure

2.20). Les bordures est et ouest du bassin de Taoudéni ont été affectées par les orogenèses panafricaine et hercynienne. La sédimentation a débuté au Néo-protérozoïque il y a 1 Ga et s'est poursuivie jusqu'au Carbonifère pour atteindre une épaisseur maximale de 6000m et une épaisseur moyenne de 3000m (*Villeneuve et Cornée, 1994; Deynoux et al., 2006*). Les dépôts Méso-Cénozoïques du bassin de Taoudéni sont pelliculaires (*Villeneuve, 2005*).

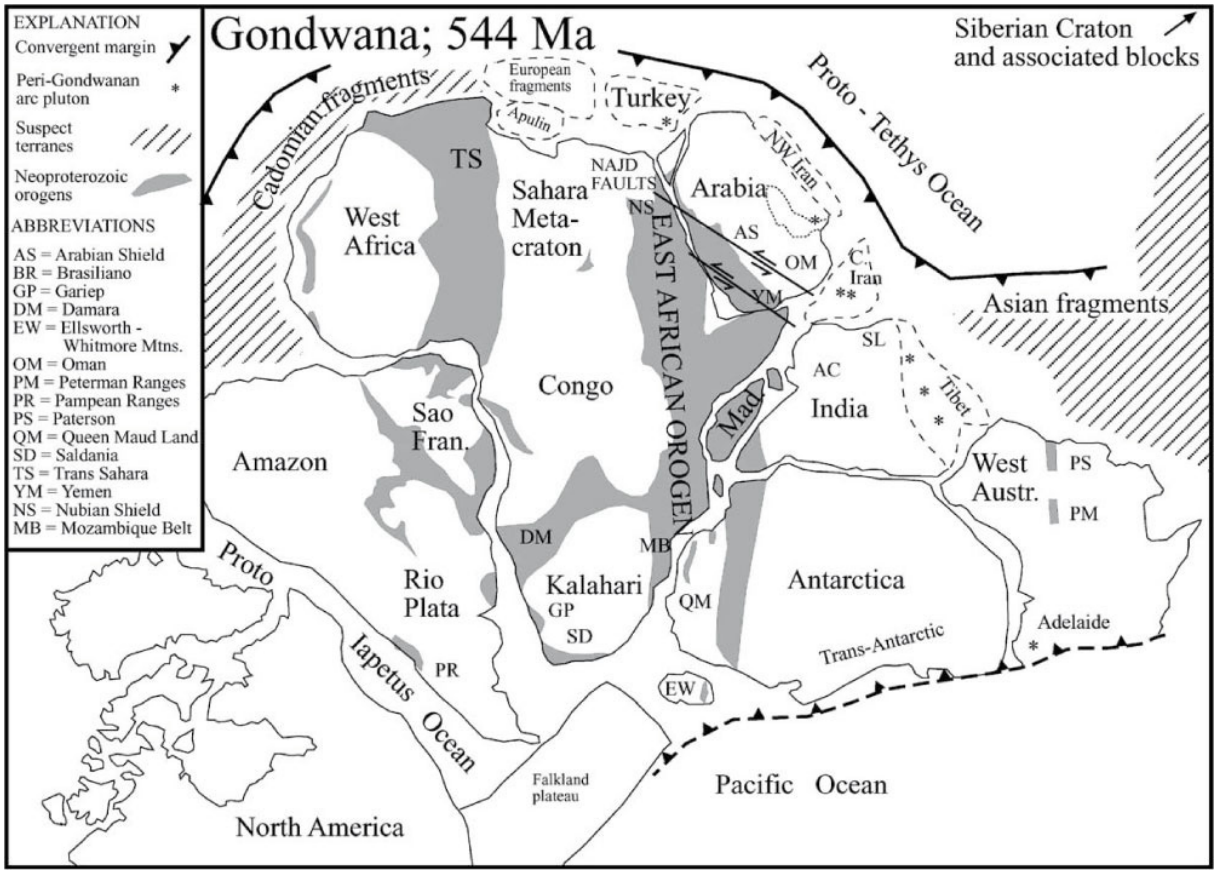


Figure 2.22 : Reconstitution du supercontinent Gondwana à la transition Précambrien-Cambrien (fin de l'orogenèse panafricaine ; Kusky et al., 2003).

Le Méso-Cénozoïque

Le Méso-cénozoïque est une période marquée par la fragmentation de Gondwana et la formations des marges passives autour de l'Afrique (Figure 2.1). Cette période, également ponctuée par des épisodes volcaniques. Les potentiels mouvements verticaux associés à cette période ont contribué à l'établissement de la topographie actuelle. Cette section résume quelques épisodes jugés pertinents pour la suite.

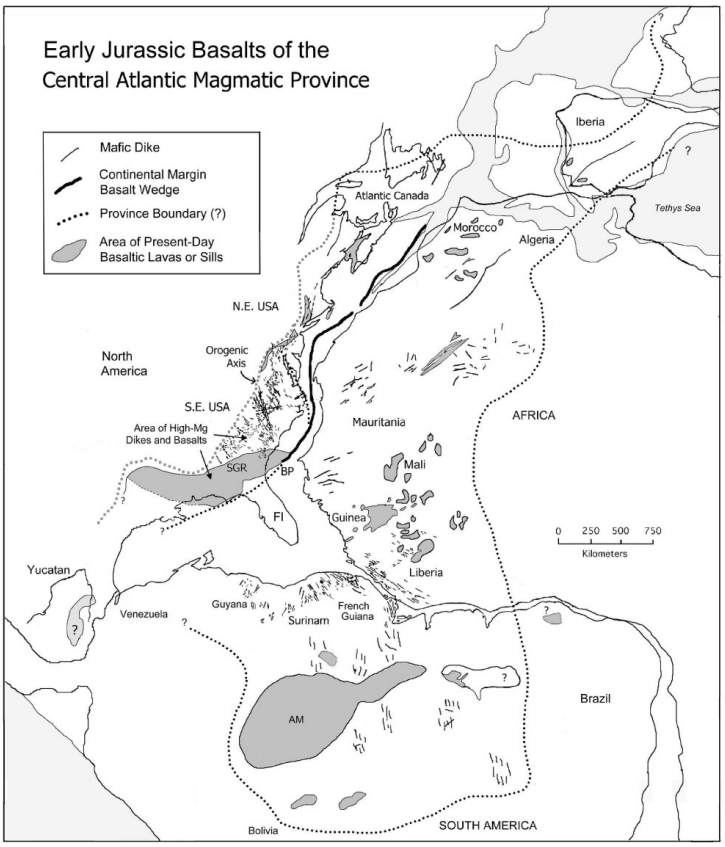


Figure 2.23 : Reconstitution du domaine atlantique central au début du Jurassique (200 Ma) et principaux affleurements des volcanites de la province magmatique du CAMP (Central Atlantic Magmatic Province ; McHone, 2003).

a. Le rifting de l'Atlantique central au Trias-Jurassique

Durant l'éclatement de Gondwana, une large province magmatique se développe vers 200 Ma à la jonction entre l'Afrique de l'Ouest, l'Amérique du Nord et l'Amérique du Sud (le CAMP; *Wilson 1997; Marzoli et al., 2000; McHone, 2003; Schlische et al., 2003*; Figure 2.23). D'importantes quantités de sills doléritiques associés à cet épisode sont retrouvées dans la dorsale guinéenne (Figure 2.14). Ces sills forment aujourd'hui des plateaux associés aux grès et granites sur lesquels les bauxites de Guinée et du Mali sont les mieux préservées (*Patterson, 1986*). Accompagnant l'ouverture de la Téthys, la première ouverture océanique s'effectue depuis le Nord en Mauritanie vers le Sud au Sénégal. Les premiers dépôts syn-rifts sont triasiques dans le bassin sénégalo-mauritanien (Figure 2.24 ; *Spengler et al., 1966; Guiraud et al., 2005; Brownfield et Charpentier, 2006*). Dans cette zone, la croûte océanique est datée d'environ 180 Ma (*Davison, 2005*). Après un épisode évaporitique au début du Jurassique, la sédimentation carbonatée jurassique-crétacée va progressivement faire place à des apports clastiques de plus en plus importants au Crétacé-Tertiaire (*Davison, 2005*).

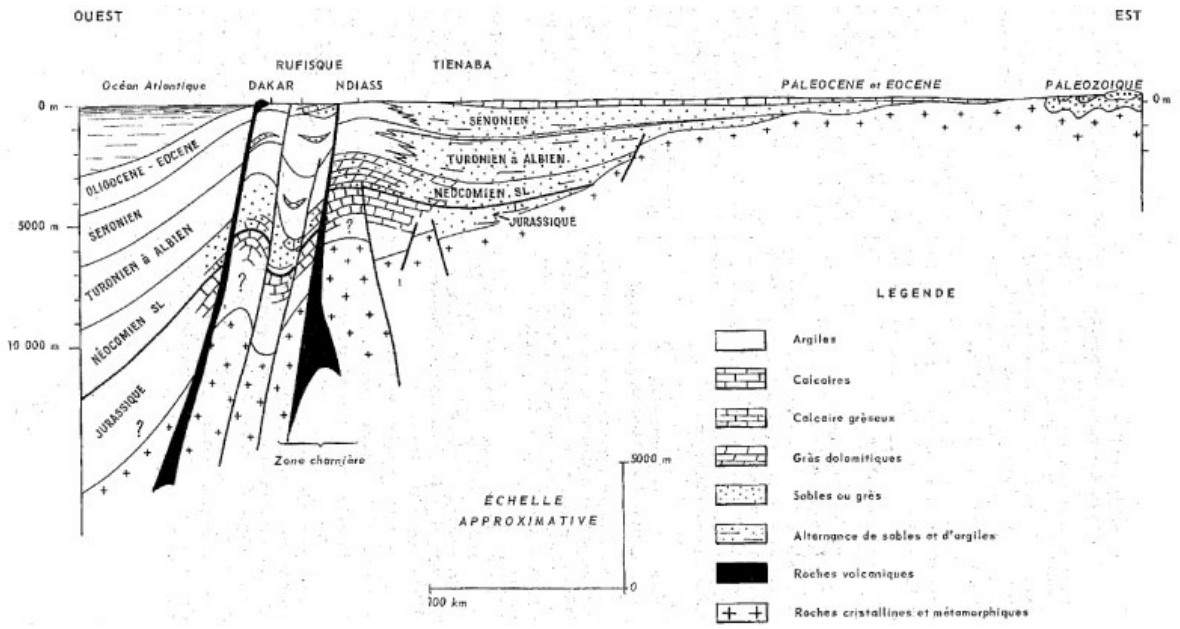


Figure 2.24 : Coupe interprétative de la marge sénégalaise à partir de données de forages et de profils géophysiques (Spengler et al., 1966).

b. Le rifting de l'Atlantique équatorial au Crétacé

L'ouverture de l'Atlantique s'est poursuivit par le Sud (*Guiraud et Maurin, 1992*; Figure 2.25). Les âges d'ouverture de l'Atlantique équatorial et nord restent cependant débattus et mal connus (*Moulin et al., 2010*). L'Atlantique Sud s'ouvre durant le Barrémien, période pendant laquelle l'Afrique de l'Ouest et le Brésil sont toujours connectés. Puis le golfe de Guinée s'ouvre à l'Albien en transtension (*Guiraud et al., 2005;* Figure 2.25). La marge transformante du golf de Guinée est donc la plus récente dans cette zone. Associés aux mouvements extensifs de la région, de nombreux rifts sont créés au Crétacé (Figure 2.20 ; *Guiraud et al., 2005*). Par exemple, le fossé de la Bénoué, associé à la zone de rift d'Afrique Centrale se forme potentiellement dès le Barrémien (*Popoff, 1988; Binks et Fairhead, 1992;* Figure 2.20). Il existe également des rifts crétacés au centre de l'Afrique de l'Ouest comme le rift de Gao (Figure 2.20) et le fossé de Nara au Sud-ouest du delta interne du Niger (Figure 2.15). D'autres rifts se forment au Tchad et au Sud de l'Algérie au Crétacé. Le fossé de Ténéré en Algérie aurait fonctionné au moins jusqu'au Paléocène (*Guiraud et al., 1987; Guiraud et al., 2005*). Un épisode de compression Nord-ouest-Sud-est est enregistré à la fin du Crétacé en Afrique de l'Ouest et du Nord (événement santonien lié au changement de direction de l'ouverture de l'Atlantique centrale; *Guiraud et Maurin, 1992*). Depuis la fin du Carbonifère, des conditions continentales sont enregistrées sur le craton ouest africain par le dépôt de la formation du Continental intercalaire (*Kilian, 1931*). Les dépôts de cette formation, qui comprend donc les séries du Carbonifère au Cénomanien, remplissent l'essentiel des rifts crétacés (*Guiraud et al., 2005*).

Des kimberlites se mettent en place durant le Crétacé dans la dorsale de Guinée (140 – 92 Ma; *Haggerty, 1982*). Elles sont probablement liées aux mouvements extensifs qui s'accompagnent de fractures ou aux inversions des zones de failles transformantes liées aux réorganisations de cinématique des plaques (*Hastings et Sharp, 1979; Venkatakrishnan et Culver, 1989*). Le magmatisme intra-plaque a été marqué par la résurgence de complexes alcalins en Sierra Leone et le long de la suture Transsaharienne du Jurassique au Tertiaire (*Tempier et Lasserre, 1980; Moreau et al., 1996; Ait-Hamou, 2006; Ngako et al., 2006*).

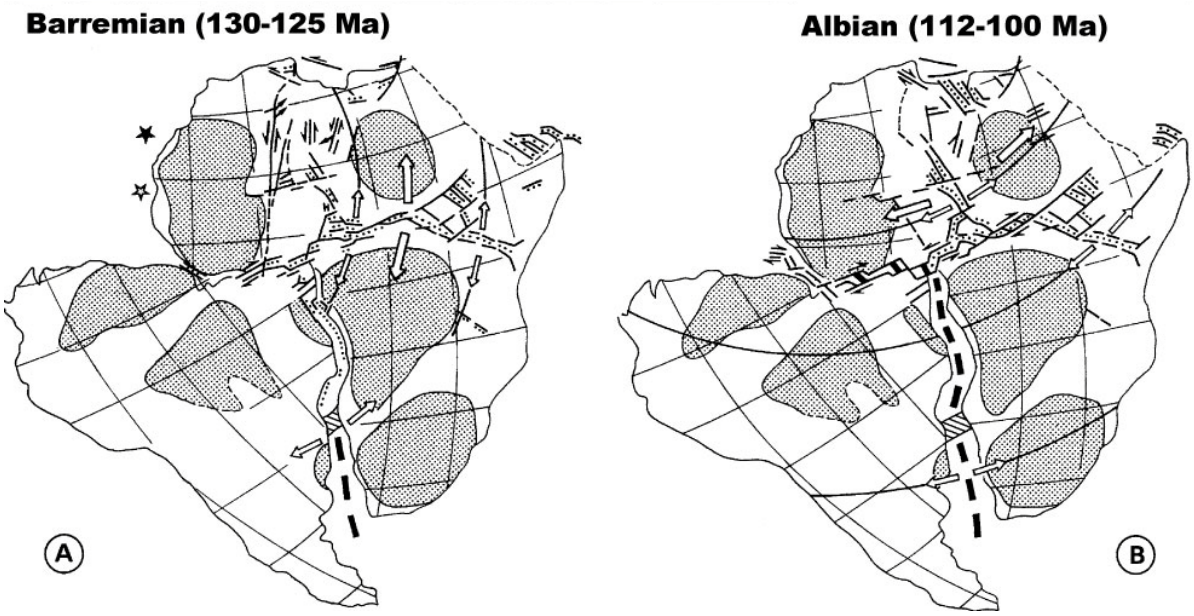


Figure 2.25 : Modèle de rifting (séparation Afrique/Amérique du Sud) au Barrémien et à l'Albien. (a) ouverture de l'Atlantique Sud au niveau de l'actuelle Afrique australe et (b) océanisation de l'Atlantique Sud accompagnée de l'ouverture du Golfe de Guinée en contexte transformant (Guiraud et al., 2005 ; adapté de Guiraud et Maurin, 1992).

Le Crétacé (Cénomanien) représente une période où l'effet de serre est maximum. Les incursions marines sont fréquentes dans les bassins sénégalo-mauritanien et les bassins de Taoudéni, des Iuellemmeden et de la Benoué où l'on retrouve de nombreux dépôts carbonatés marquant un pic de transgression. Au Cénomanien, le « Trans-Saharian Seaway» permet la connexion entre la Téthys et l'Atlantique Sud (*Sahagian, 1988;* Figure 2.26). Le Hoggar serait alors recouvert par la mer, mais les interprétations divergent (i.e. *Reyment et Dingle, 1987; Sahagian, 1988*; Figure 2.26). A partir de dépôts crétacés, gréseux et carbonatés, préservés dans le massif du Hoggar (*Rognon et al., 1983; Busson et al., 1999*), Rougier et al. (*2013*), suggèrent que le massif du Hoggar est enfoui au Crétacé par des dépôts supérieurs à 1 à 3 kilomètres avant d'être exhumé de ~ 80 à ~15 Ma. Les calcaires cénomo-turoniens retrouvés en bordure nord du Hoggar (*Busson et al., 1999)* semblent en effet être la meilleure preuve d'un recouvrement du Hoggar par la mer à cette période. Le soulèvement du Hoggar serait donc essentiellement post-turonien (~ 90 Ma).

Figure 2.26 : Paléogéographie globale à la fin du Crétacé (Turonien) montrant le Transaharian seaway reliant la Téthys à l'Atlantique (http://cpgeosystems.com).

c. Evolution cénozoïque

L'Afrique de l'Ouest est tectoniquement stable au Cénozoïque, la dernière déformation régionale étant datée de 90 Ma (*Haggerty, 1982; Venkatakrishnan et Culver, 1989*). Cependant, on trouve des formations attribuées à l'Eocène déformées à l'Ouest de l'Adrar des Iforas (*Karpoff, 1958*) et une activité est enregistré jusqu'au Paléocène dans le fossé de Ténéré (*Guiraud et al., 2005*). Aujourd'hui, seul le massif de l'Atlas au Nord de la plate-forme saharienne est encore tectoniquement actif. Dans cette zone, les premiers incréments de déformation sont datés de la fin de l'Eocène (*Frizon de Lamotte et al., 2000*).

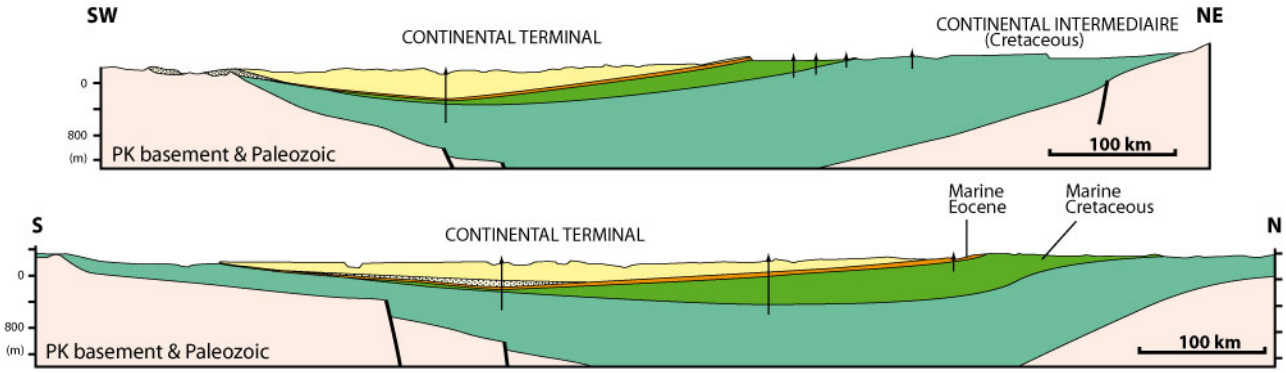


Figure 2.27 : Coupes géologiques des dépôts Méso-Cénozoïques du bassin des Iuellemmeden. Localisation sur la Figure 2.15 (adapté de Greigert, 1966).

La plupart des bassins sédimentaires de l'Afrique de l'Ouest ont enregistré une transgression marine majeure qui a débuté au Paléocène et s'est poursuivie jusqu'au milieu de l'Eocène (*Radier, 1959; Slansky, 1962; Greigert, 1966; Monciardini, 1966; Lang et al., 1986; Burke, 1996; Séranne, 1999*). La mer se retire à l'Eocène supérieur et ne recouvrira plus le continent par la suite. A

l'Oligocène, la sédimentation est détritique sur le continent. Elle est matérialisée par les dépôts du Continental Terminal qui sont discordants sur les carbonates éocènes (*Kilian, 1931; Lang et al., 1986; Conrad et Lappartient, 1987; Lang et al., 1990*). On retrouve ces dépôts dans le bassin des Iuellemmeden et dans le bassin sénégalo-mauritanien. Dans le bassin des Iuellemmeden, l'épaisseur préservée du Continental Terminal atteint jusqu'à 400 m (*Greigert, 1966*; Figure 2.27), elle est pelliculaire dans le bassin Sénégalo-mauritanien (Figure 2.24). Le Continental Terminal est principalement identifié sur le terrain par sa forte altération. En fait, son âge et ses faciès sont mal définis. Il est considéré comme tardi-éocène à miocène (*Lang et al., 1986; Lang et al., 1990*). Dans le bassin des Iuellemmeden, l'altération qui recouvre le Continental Terminal est interprétée comme datant de la fin de l'Oligocène (arrêt vers 24 Ma ; *Beauvais et al., 2008*). En conséquence, seuls les sédiments continentaux lutétiens à fini-oligocènes (~50-25 Ma) seront considérés comme du Continental Terminal « vrai » pour la suite de l'étude.

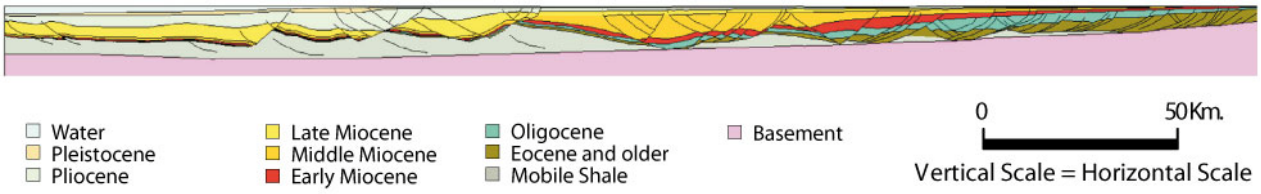


Figure 2.28: Coupe sismique SO-NE interprétée du delta du Niger (Haack et al., 2000).

Sur les marges, une discordance majeure marquée par des canyons oligocènes est enregistrée dans le golf de Guinée et sur toutes les marges d'Afrique (*Blarez, 1986; Burke, 1996; Séranne, 1999; Lavier et al., 2001*). La cause de cette discordance (changement climatique ou réponse du système au soulèvement en masse de l'Afrique) est encore débattue. Elle peut être attribuée à une baisse eustatique du niveau marin (vers 34 Ma ; *Séranne, 1999*), au soulèvement du continent africain (vers 31 Ma ; *Burke, 1996*) ou à la combinaison des deux (*Burke et al., 2003*). La progradation du delta du Niger, déjà installé à l'Eocène, de l'Oligocène à nos jours est probablement liée à ces évènements (*Doust et Omatsola, 1990*; Figure 2.28).

A part certains basaltes datés de 46 Ma au Cameroun (*Marzoli et al., 2000*), le volcanisme cénozoïque commence partout à 35 Ma en Afrique de l'Ouest et continue de nos jours (*Burke, 1996; 2001*). A l'Est, les basaltes cénozoïques du Hoggar, de l'Aïr, du plateau de Jos et de la ligne du Cameroun sont interprétés comme étant reliés à un magmatisme de point chaud (*Marzoli et al., 2000; Burke, 2001; Ait-Hamou, 2006; Ngako et al., 2006*). On retrouve également du volcanisme à partir de 35 Ma au Cap Vert et sur la péninsule de Dakar (*Crévola et al., 1994*). Alors que le volcanisme est mésozoïque dans la dorsale de Guinée, il s'est prolongé au Cénozoïque dans la partie Est de l'Afrique de l'Ouest et sur la péninsule de Dakar (Figure 2.23).

Les mesures (U-Th)/He ainsi que les données des traces de fission sur apatite suggèrent une dénudation importante (1000-3000 m) dans les massifs du Hoggar et de l'Aïr depuis environ 80 Ma. Dans le Hoggar, les âges (U-Th)/He sur apatite (i.e. dispersés entre 93,5 ± 12,3 et 4,6 ± 0,8 Ma) suggèrent une accélération de la dénudation durant l'Eocène (*Rougier et al., 2013*). Une grande quantité des mesures ont un âge moyen d'environ 60-40 Ma (*Rougier et al., 2013*). Ces âges indiquent l'exhumation du Hoggar durant cette période. Cavallec (*2006*) présente des âges traces de fission sur apatite prélevées dans la région d'Arlit, au Niger. Ces âges et ceux de Meyer (*1990*) sont dispersés entre environ 45 Ma et 25 Ma. Selon Cavallec (*2006*), ils indiquent un épisode d'exhumation du massif de l'Aïr après 60 Ma. L'épaisseur dénudée est évaluée à 1200-2300 m (*Cavellec, 2006*). Dans l'Aïr, des reliques de la Surface intermédiaire (i.e. une surface marquée par une altération d'âge oligocène ; 29-24 Ma ; *Beauvais et al, 2008*) semblent encore préservés (*Beaudet et al., 1977b*). Cette observation suggère que l'essentiel de la dénudation de l'Aïr s'est effectuée entre 45 et 24 Ma.

Synthèse : les principales formations géologiques

a. Principales lithologies d'Afrique de l'Ouest

La Figure 2.29 présente la colonne stratigraphique simplifiée des principales lithologies retrouvées en Afrique de l'Ouest. Ces lithologies sont divisée en 3 catégories dominantes : le socle (archéen et panafricain), les grès (néoprotérozoïques à paléozoïques, Continental intercalaire et Continental terminal) et les carbonates (Crétacé à Eocène). Ce substrat a un impact important sur le type de matériel qui sera exporté, notamment la phase dissoute. Les carbonates constituent des roches très altérables qui libèrent du matériel dissout en quantité importante alors que les grès sont plus difficilement altérables et fournissent du matériel terrigène. La lithologie du socle est plus variée. Elle est constituée d'alternance de granitoïdes et de roches basiques. La carte de la Figure 2.30 résume les lithologies affleurantes en Afrique de l'Ouest en montre leur disposition vis-à-vis du drainage. Cette carte permet de rendre compte la diversité des matériaux érodés et exportés vers les marges. Les chapitres détaillants le matériel exporté vers les marges (Chapitre 8 et Chapitre 9) ne prennent pas en compte cette lithologie initiale, or il est clair qu'elle joue un rôle important. La carte SIG de la Figure 2.30 pourra donc constituer une base de travail pour des travaux futurs plus fin de l'export du matériel érodé en Afrique de l'Ouest durant le Cénozoïque.

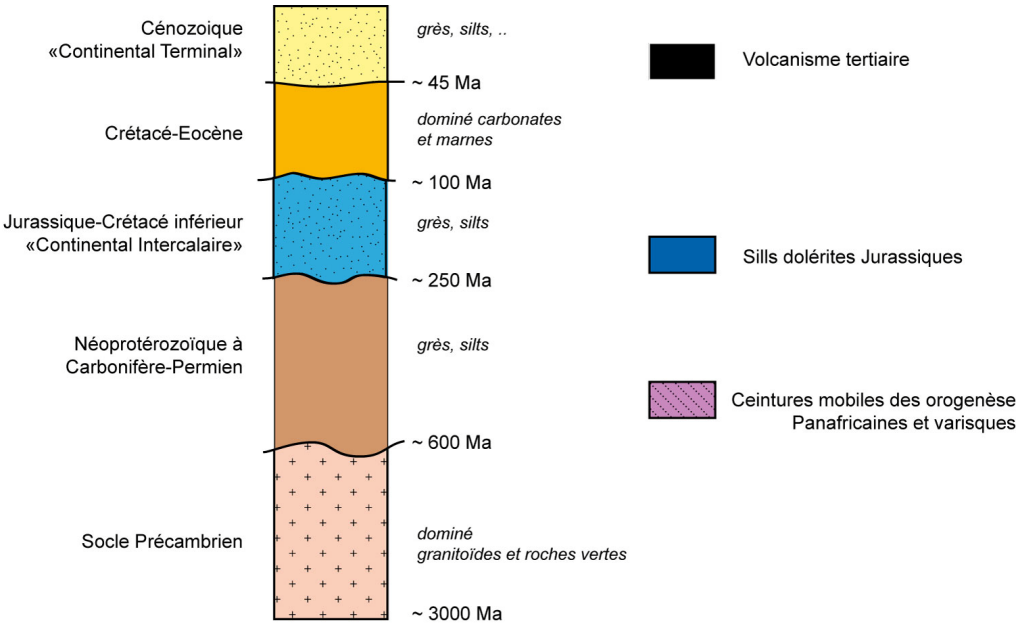


Figure 2.29 : Colonne litho-stratigraphique simplifiée des principales lithologies retrouvées en Afrique de l'Ouest (Milési et al., 2004; Feybesse et al., 2006).

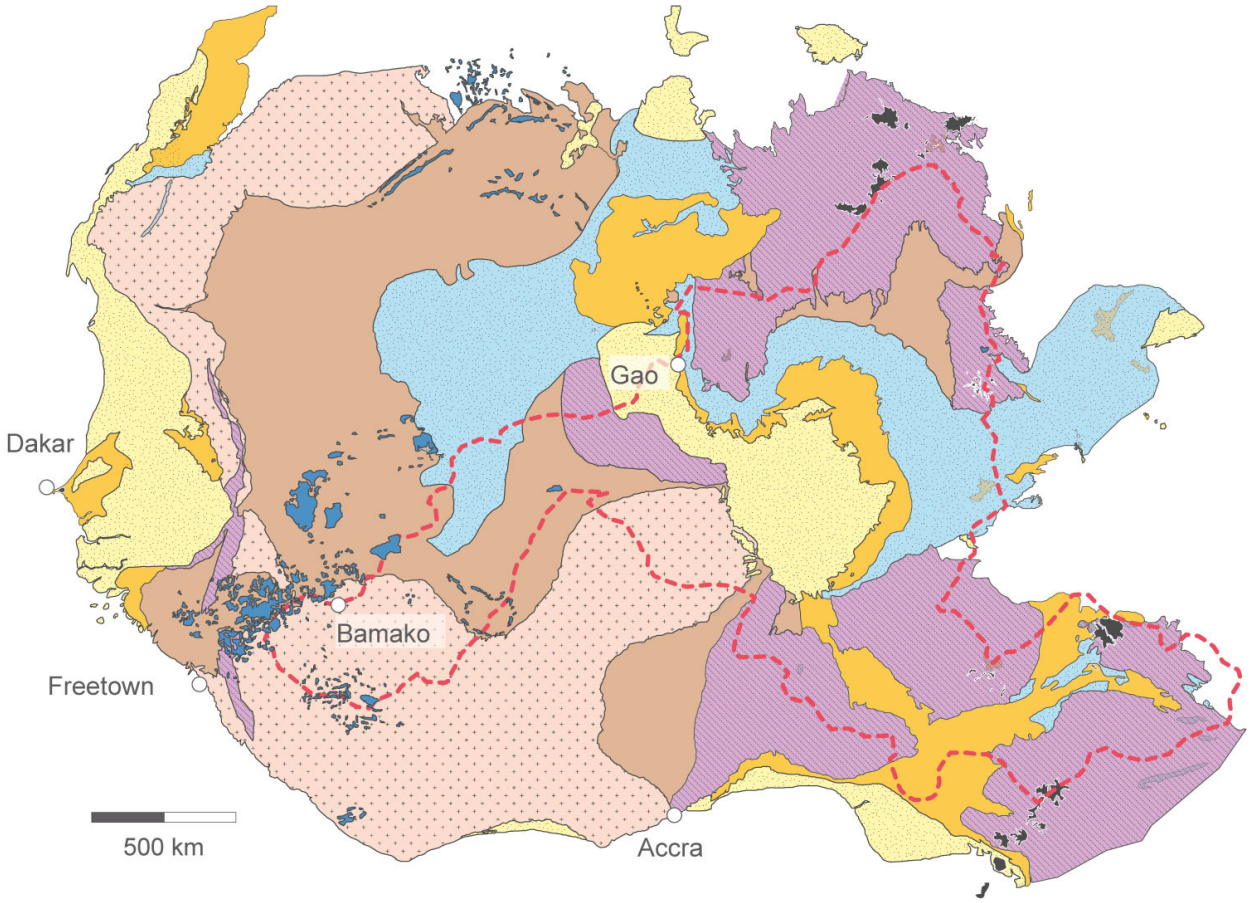


Figure 2.30 : Carte géologique simplifiée d'Afrique de l'Ouest montrant les lithologies dominantes (adapté de Milési et al., 2004). Les pointillés rouges représentent le bassin-versant du Niger. Légende en Figure 2.29.

b. Distribution du volcanisme depuis 200 Ma

La Figure 2.31 montre la distribution du volcanisme en Afrique de l'Ouest depuis la mise en place des dolérites du CAMP. Les sills doléritiques sont concentrés dans la dorsale guinéenne. Dans cette dorsale, on retrouve également des kimberlites crétacées en grand nombre (Figure 2.31). Ces deux types de volcanismes sont les deux seuls présents dans le craton ouest africain, qui restera donc non-affecté par le magmatisme au Cénozoïque. En revanche, on observe des manifestations de volcanisme depuis le Trias en Afrique de l'Ouest orientale, au niveau des ceintures mobiles (Figure 2.31). Dans cette zone, associée aux bombements topographiques actuels, des épanchements basaltiques sont retrouvés depuis 35 Ma (Figure 2.31).

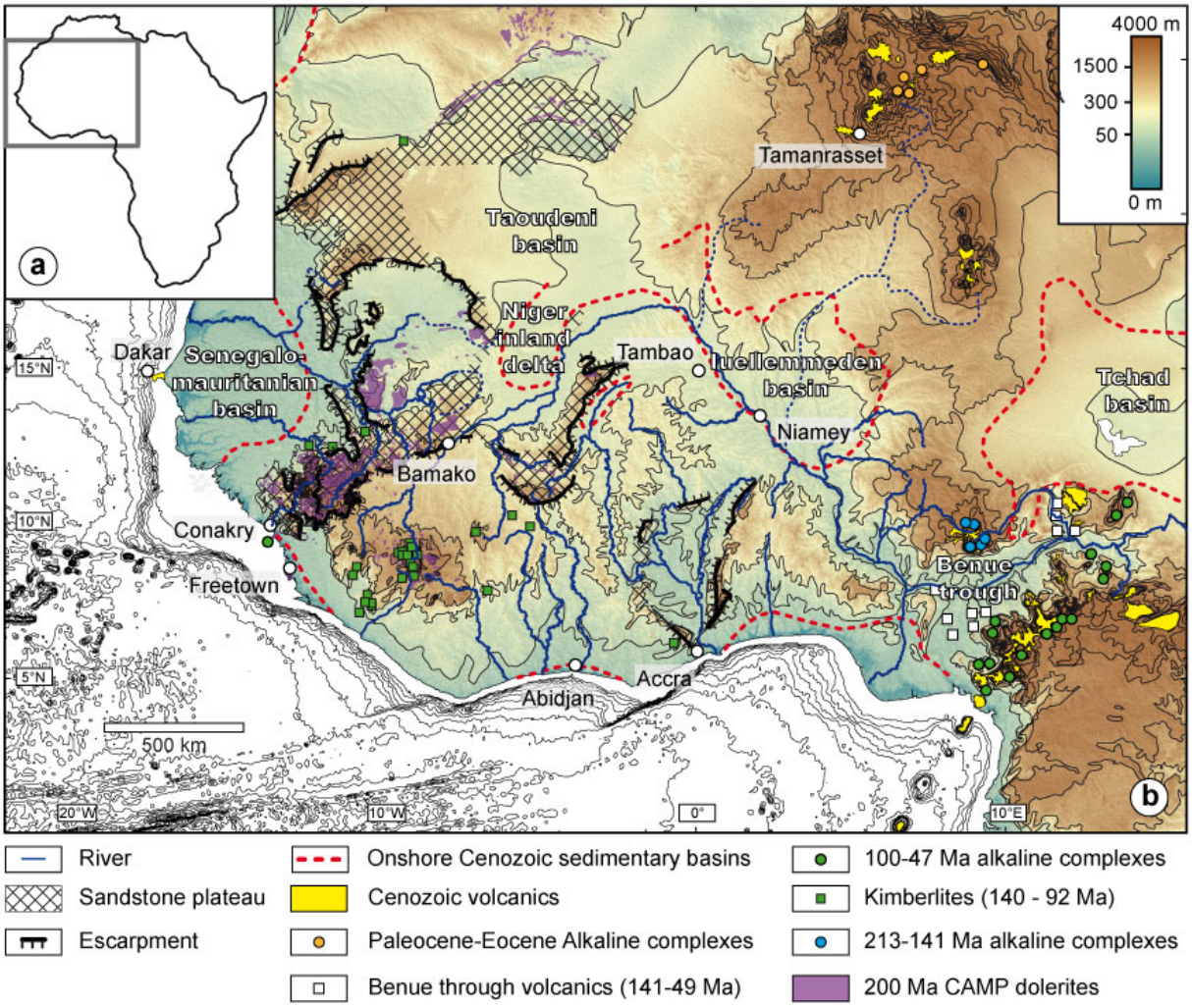


Figure 2.31 : Principaux éléments topographiques, géomorphologiques et géologiques caractéristiques de l'évolution méso-cénozoïque de l'Afrique de l'Ouest. Topographie d'après les données SRTM, dégradées à 500 m de résolution horizontale. Contours bathymétriques à partir des données Getopo30 DEM (1 km de résolution). Magmatisme d'après Haggerty, 1982; Crévola et al., 1994; Moreau et al., 1996; Marzoli et al., 2000; Burke, 2001; McHone, 2003; Ait-Hamou, 2006; Ngako et al., 2006. CAMP = Central Atlantic magmatic province. Equidistance des courbes de niveau=150 M.

3. Conclusion

L'Afrique de l'Ouest a, au même titre que le continent entier, une morphologie de type « basin and swell ». Cette morphologie est héritée des forçages épirogéniques depuis la formation de marges passives. Au centre de l'Afrique de l'Ouest, le craton ouest africain constitue une portion de lithosphère rigide et épaisse. Au niveau des ceintures mobiles, la croute et la lithosphère sont amincies. C'est préférentiellement dans ces zones que les rifts crétacés se sont développés et que le volcanisme tertiaire s'est mis en place. Cette organisation suggère un impact fort de la structuration fini-protérozoïque sur l'histoire géologique phanérozoïque. Le dernier événement tectonique régional enregistré date de la fin du Crétacé. Depuis, l'Afrique de l'Ouest est rentrée dans une période de relative stabilité tectonique. Depuis la fin du Carbonifère, la sédimentation est majoritairement continentale en Afrique de l'Ouest. La dernière incursion marine majeure date du Cénomano-turonien. La préservation de carbonates de cette époque sur le flanc nord du Hoggar semble indiquer que ce bombement topographique actuel était recouvert par la mer et que son soulèvement est post-Turonien. Les incursions marines se sont poursuivies durant le Paléocène-Eocène, mais le recouvrement du Hoggar à cette période n'est pas attesté. A partir de l'Oligocène, la mer se retire et la sédimentation est marquée par le dépôt du Continental terminal, principalement dans le bassin des Iuellemmeden.

Durant l'Oligocène, la progradation du delta du Niger et l'emplacement de basaltes dans les massifs du Hoggar, de l'Adamaoua et le plateau de Jos sont utilisés pour argumenter la croissance des bombements tels que le Hoggar vers 35 Ma en Afrique de l'Ouest. Ces arguments sont cohérents avec le schéma de Bond (*1978*) du soulèvement de l'Afrique après l'Eocène et aussi avec certains âges de dénudation enregistrés dans le Hoggar. Cependant, l'épanchement de basaltes dans les bombements n'est pas forcément synchrone de leur soulèvement ni de leur dénudation. En outre, la dorsale de Guinée qui constitue aujourd'hui une zone élevée sur le craton ouest africain (un bombement selon *Burke, 1996*) n'est pas associée à du volcanisme cénozoïque mais jurassique et crétacé. Dans cette zone notamment, il semble donc difficile d'envisager le soulèvement et la création de la topographie en « basin and swell » de l'Afrique de l'Ouest simplement en réponse à la circulation mantellique depuis 35 Ma. En effet, si comme le postule Burke (*1996*), la topographie de l'Afrique était plate avant 35 Ma, alors le pourtour de l'Afrique de l'Ouest, dont fait partie la dorsale guinéenne (Figure 2.19), l'était aussi. Pour Summerfield (*1985a*), les bourrelets marginaux sont déjà élevés depuis la rupture de Gondwana. L'établissement du drainage africain n'est pour lui que la conséquence de captures par des drains côtiers. La propagation oligocène du delta du Niger n'est donc pas un argument décisif car elle est compatible avec l'hypothèse de la surrection des bombements à partir d'une topographie plate comme avec celle d'une capture à travers un bourrelet marginal. A moins que cette propagation soit simplement la conséquence de la transition climatique greenhouse-icehouse entre l'Eocène et l'Oligocène (*Séranne, 1999*), ou encore une combinaison de ces trois évènements.

Les modèles d'évolution de l'Afrique appliqués à l'Afrique de l'Ouest sont donc cohérents et pas forcément exclusifs au vues des caractéristiques morpho-géologiques de l'Afrique de l'Ouest. Pour les évaluer, il faut de nouvelles données permettant de contraindre la dynamique de surface et éventuellement détecter les mouvements verticaux en Afrique de l'Ouest durant le Cénozoïque.

Chapitre 3. Les latérites d'Afrique de l'Ouest : processus de formation et évolution morpho-climatique

Les domaines cratoniques à faible relief sont propices à l'altération importante du substrat géologique, c'est-à-dire la transformation pédogénique *in situ* des roches présentes à la surface de la Terre sous actions météoritique et pédologique (*Allen et Allen, 2005*). Le produit final résiduel de cette altération est appelé régolite ou latérite en domaine tropical. Une latérite comprend tous les niveaux altérés depuis le contact avec la roche mère saine jusqu'aux niveaux supérieurs (sol et/ou cuirasse) et peut atteindre plus d'une centaine de mètres d'épaisseur. En Afrique de l'Ouest, une production importante et une préservation exceptionnelle de manteaux latéritiques ont été associées à la morphogénèse et aux changements climatiques du Cénozoïque, laissant des formes particulières dans le relief. Cet enregistrement quasi-unique est décrit depuis les années 1960-1970, principalement dans la littérature française, comme formant une séquence morpho-climatique. Très récemment, cette séquence a été mieux contrainte d'un point de vue chronologique, ouvrant la possibilité d'apporter un calage temporel sur l'évolution du relief et de la dénudation cénozoïque de l'Afrique de l'Ouest.

Le présent chapitre est une synthèse des mécanismes de formation et de préservation des latérites en lien avec la morphogénèse. Il introduit en premier lieu quelques généralités sur les processus de genèse et la répartition des altérations. Ensuite les concepts d'altération tropicale sont développés en s'appuyant sur des exemples d'Afrique de l'Ouest pertinents pour l'étude de l'enregistrement géomorphologique de cette région du globe.

1. Altération et formation des latérites

1.1 Répartition globale des types d'altération

La Figure 3.1 illustre la zonation climatique globale de l'intensité d'altération (*Strakhov, 1967*) et du type de régolite produit/préservé. Elle indique que le type de régolite formé actuellement et sa préservation potentielle sont respectivement fonction du climat et du contexte tectonique (en fait du taux de dénudation). Les altérations les plus importantes sont réparties dans le domaine intertropical, d'altération intense, et le domaine équatorial, d'altération très intense (Figure 3.1). Dans les zones tempérées, l'altération est modérée alors que dans les zones désertiques polaires et/ou très élevées, l'altération est quasiment nulle. Les sols produits par ces altérations sont mieux préservés dans les zones de faible relief où l'érosion est moins importante. Par exemple, malgré une altération parfois importante, une faible épaisseur de régolite est préservée dans les domaines montagneux car les sols

sont facilement érodés (Figure 3.1). A l'inverse, les domaines polaires stables, malgré une altération très faible peuvent accumuler des épaisseurs significatives de régolite (Figure 3.2).

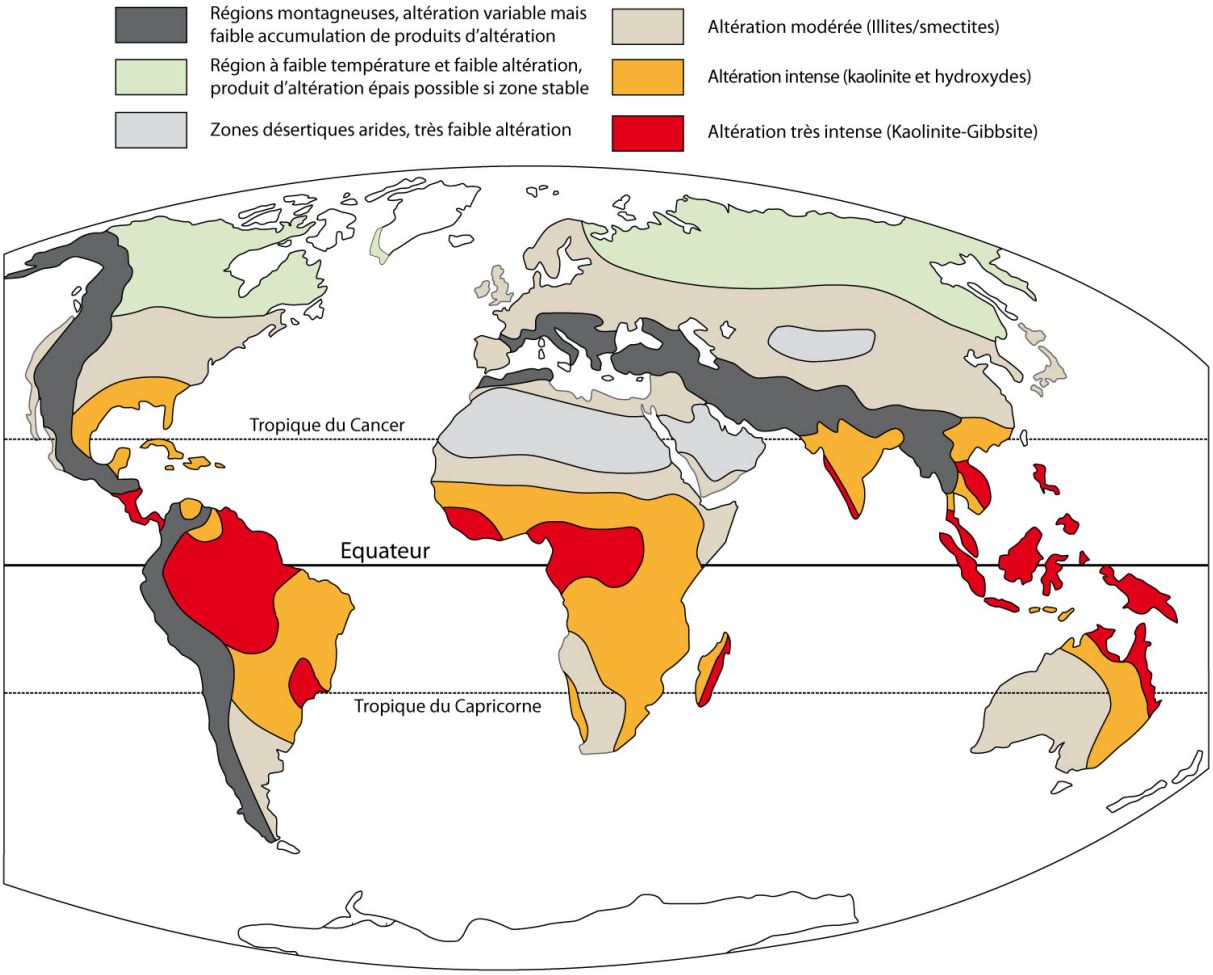


Figure 3.1 : Carte de répartition globale des différents types d'altération modernes (Summerfield, 1991 ; adapté de Strakhov, 1967).

C'est dans le domaine tropical que l'on trouve les conditions climatiques les plus favorables pour que les latérites (des produits d'altération alumino-ferrugineux) se développent et soient préservées (*Pedro, 1968*). Les vieux boucliers situés en domaine tropical, comme les cratons africains, sont idéaux pour permettre une altération poussée sans que l'érosion ne dénude les sols de façon significative. L'Afrique de l'Ouest, limitée au nord par le désert du Sahara, se divise en différentes zones climatiques définies par leur végétation (Figure 3.3). Du Nord au Sud, on distingue les climats de type sahélien, soudanien, guinéen et forestier (équatorial). Le climat soudano-sahélien, aride à semi-aride, est dominé par l'érosion physique alors que les climats de type soudano-guinéen et équatoriaux sont propices à l'altération respectivement intense et très intense (*Michel, 1973; Grandin, 1976*).

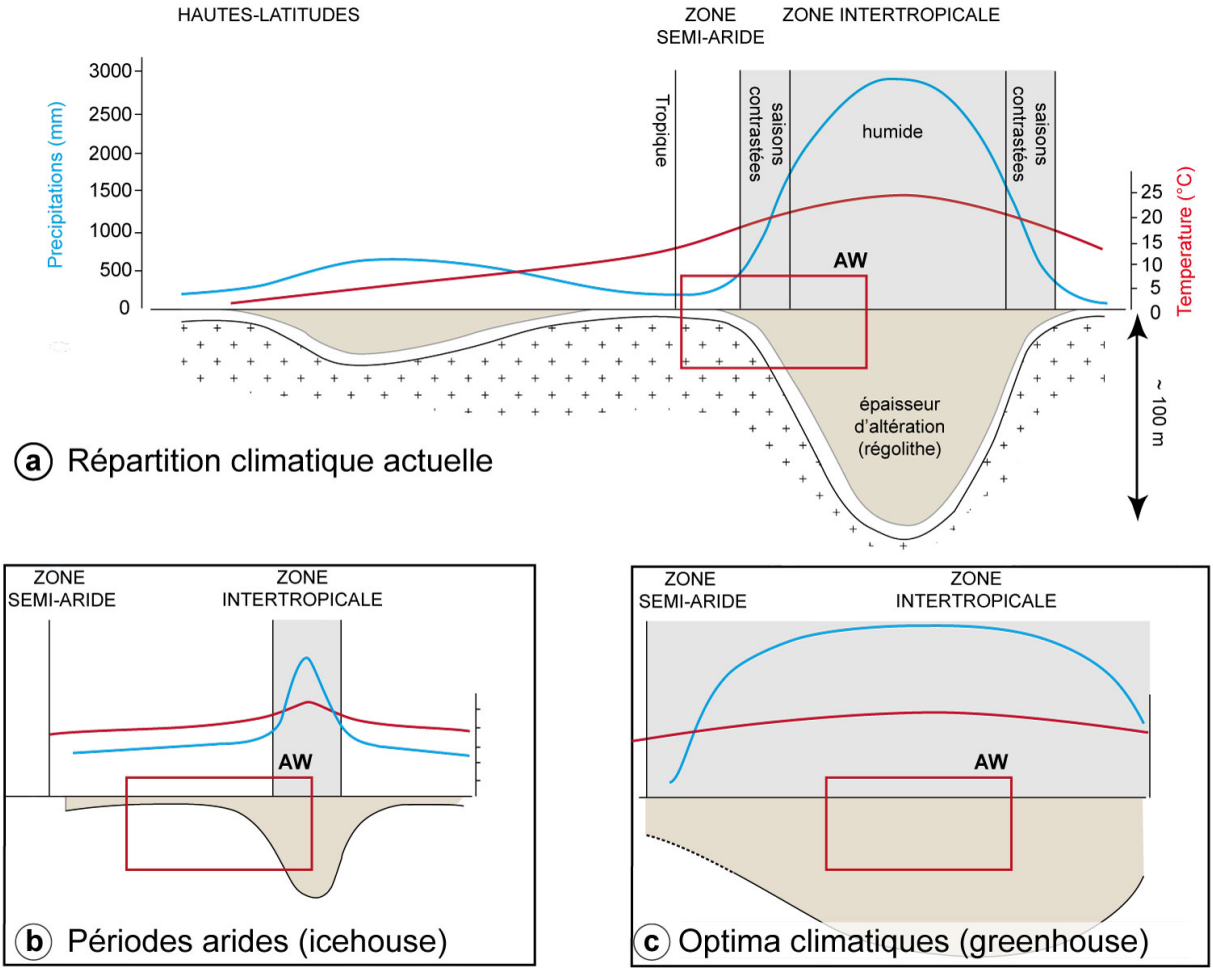


Figure 3.2 : (a) Coupe schématique montrant les variations globales d'épaisseur des profils d'altération en fonction de la latitude (adapté de Strakhov, 1967). (b) Agrandissement sur la zone tropicale lors des périodes froides (glaciation). (c) Agrandissement sur la zone tropicale lors des périodes chaudes et humides (effet de serre). AW : Afrique de l'Ouest.

La répartition actuelle du type d'altération n'est pas forcément représentative des climats qui ont permis la formation des latérites abandonnées, celles-ci étant par définition plus anciennes et intègrent des variations climatiques passée. Durant les périodes majeures d'effet de serre, la zone équatoriale s'est dilatée (*Tardy et Roquin, 1998*; Figures 3.2b et 3.2c), élargissant de plusieurs milliers de kilomètres en latitude les zones d'altération de types ferrugio-alumineux et alumineux. Par exemple, on retrouve sur toute l'Europe des traces d'altération bauxitique au Crétacé moyen ainsi que des faciès sidérolitiques à l'Eocène (*Combes, 1969; Tardy et Roquin, 1998; Thiry, 2000*).

La production de manteaux d'altération importants dépend aussi du positionnement latitudinal d'un continent dans le passé et est donc fonction de la paléogéographie. La dérive des continents a permis le déplacement latitudinal important de certains continents, comme par exemple l'Inde (*Tardy et Roquin, 1998*). Certaines latérites de l'Inde ont pu ainsi être formées dans des zones climatiques différentes de l'Actuel dans cette région.

Les reconstitutions paléogéographiques indiquent que l'Afrique de l'Ouest a eu un positionnement proche de l'Equateur, propice à une production importante de manteaux latéritiques depuis le Crétacé inférieur (Figure 2.7). Cette région du globe reste encore de nos jours en zone intertropicale où les processus d'altérations persistent, notamment dans sa partie sud (Figure 3.2). Tout au long du Cénozoïque, la surface de l'Afrique de l'Ouest a donc été sujette à une altération importante qui a permis le développement d'épais profils latéritiques de type alumino-ferrugineux. Les changements de processus d'altération y ont été provoqués préférentiellement par les variations climatiques. Les processus opérant lors de l'altération chimique et la formation de latérites ainsi que leur impact sur les formes du relief seront développés dans les paragraphes suivants.

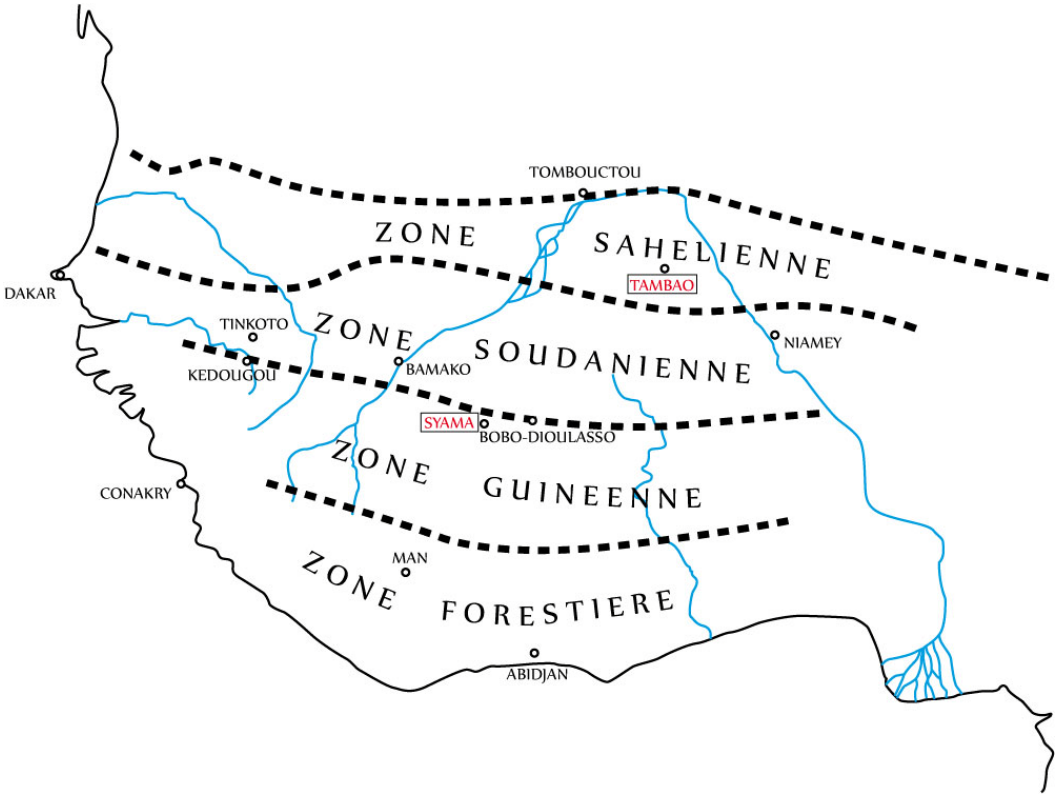


Figure 3.3 : Zonation végétales de l'Afrique de l'Ouest. Ces cartes sont représentatives des zones climatiques. La zone forestière est également nommée équatoriale (Aubréville, 1949).

1.2 Les processus d'altération chimique

Différents processus chimiques sont actifs lors de l'altération (*Allen et Allen, 2005*). L'eau agit comme un solvant qui permet l'hydrolyse et la mise en solution des éléments constitutifs de la roche (*Tardy, 1993*). Ces éléments sont lessivés puis reprécipités plus bas dans le paysage ou exportés par les rivières dans lesquelles ils constitueront la phase soluble (Figure 3.4). Les éléments incompatibles (Na, K, Mg, etc.…) sont les plus facilement lessivés. D'autres éléments comme la silice ont une faible solubilité. Cette solubilité augmente dans des eaux alcalines à pH élevé. La solubilité de l'aluminium

est basse, ce qui fait de lui un élément résiduel lors d'une altération poussée (*d'Hoore, 1954)*. Les sols latéritiques les plus riches en aluminium (bauxite) sont marqueurs des altérations les plus intenses. Le fer est plus soluble que l'aluminium mais il est facilement reprécipité. A quelques dizaines de mètres de profondeur, le battement de la nappe phréatique change les conditions oxydo-réductrices et permet d'entretenir la formation de sols. Des conditions réductrices sont favorables à l'altération alors que les conditions oxydantes permettent la formation d'oxydes et d'hydroxydes.

D'autres processus comme l'hydratation et l'hydrolyse acide permettent d'attaquer et de digérer la roche (*Summerfield, 1991*). L'hydratation se fait par absorption d'eau dans le réseau cristallin. Elle permet l'augmentation de la porosité et favorise encore l'altération. Les hydrolyses acides provoquent le remplacement de cations par des ions hydroxyles (H^+) et la création d'argiles comme la kaolinite ou l'illite. La quantité d'acide disponible dans le sol dépend de la quantité de CO_2 assimilé depuis l'atmosphère ainsi que du type de plantes et microorganismes qui vont permettre sa synthèse. Toutes ces variables dépendent des précipitations et de la température qui sont modérées par la variabilité saisonnière (saison sèche et saison des pluies) et les changements climatiques long-terme. Le type d'argile néoformé est alors considéré comme indicateur de type de climat (*Millot, 1980b; Thiry, 2000 ;* Figure 3.1).

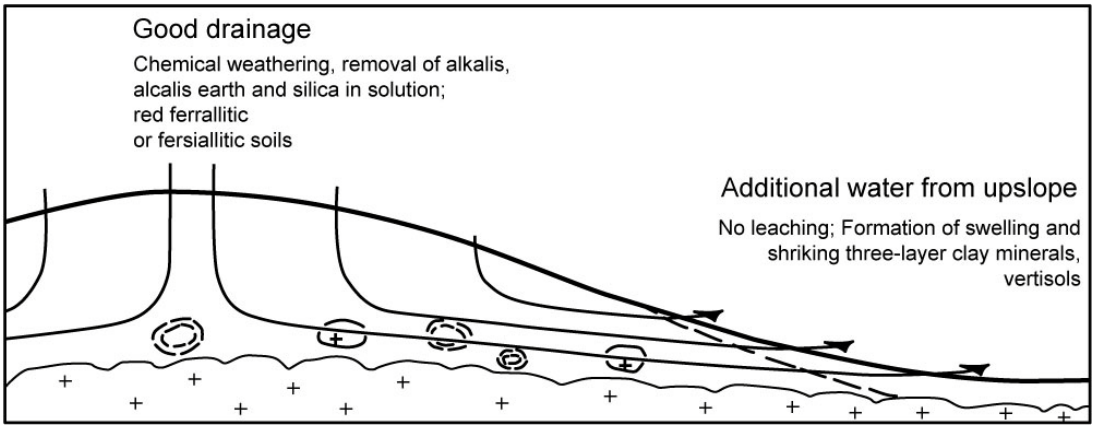


Figure 3.4 : Schéma de drainage et de mobilisation des éléments dans un profil d'altération à l'échelle d'un interfluve (Wirthmann, 2000 ; adapté de Milne, 1936).

De nombreux facteurs contrôlent la composition d'une latérite. La composition chimique initiale du substrat impose la quantité d'éléments faiblement solubles (Fe, Mn, Al, etc.) qui constitueront le matériel résiduel. Le climat influence la pluviométrie, la température, la végétation et l'activité biologique des sols. Au dessous du sol, on trouve un horizon induré riche en éléments oxydés appelé cuirasse. La formation des cuirasses latéritiques ferrugineuses est caractéristique du climat intertropical, particulièrement du climat soudano-guinéen alors que les cuirasses alumino-ferrugineuses sont caractéristiques du climat équatorial (Figures 3.1 et 3.3). En Afrique du Nord au contraire, les encroûtements sont de type siliceux ou carbonatés (Grandin et Thiry, 1983). La

topographie a également une influence prépondérante car elle guide l'infiltration des eaux dans le sol. Un milieu bien drainé va favoriser l'accumulation d'éléments résiduels (i.e. Al) et la mobilisation d'éléments qui reprécipiteront dans un milieu moins bien drainé (i.e. Fe ; Maignien, 1966; Figure 3.5). Finalement, l'élément le plus important, dont il n'a pas encore été question, est le temps (Tardy et Roquin, 1998). En effet les processus de transformation des sols sont lents et la formation d'altérations puissantes, même sous des conditions optimales, ne peut se faire que sur des périodes de l'ordre du million d'années (voir Thiry, 2000et références incluses).

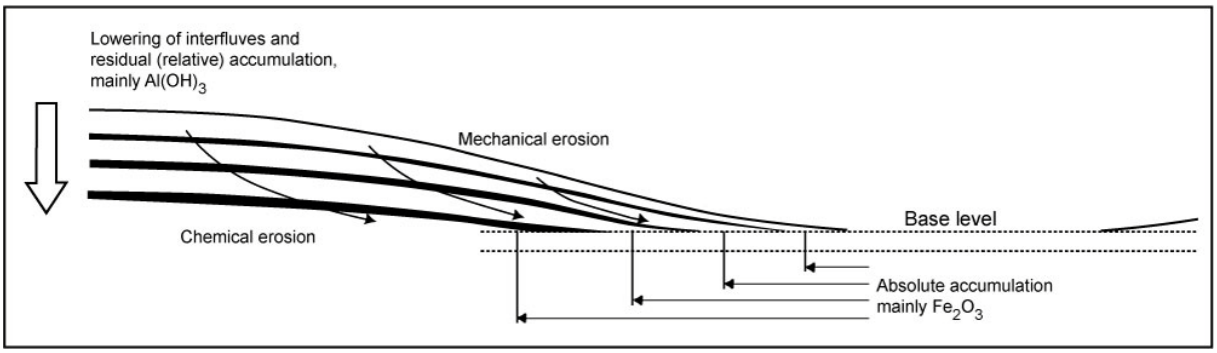


Figure 3.5 : Schéma d'abaissement d'un interfluve grâce à l'action simultané des processus d'altération chimique et de l'érosion mécanique. Tandis que l'altération permet l'accumulation relative de l'alumine et le lessivage puis la reprécipitation du fer, topographie est lentement abaissée par déblaiement en surface (Wirthmann, 2000 adapté de McFarlane, 1983).

1.3 Le profil d'altération latéritique type et son fonctionnement

Les latérites sont constituées de kaolins, d'oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium, de résidus d'illite et de minéraux résistants formés par altération chimique au dessous d'un sol (*Grandin, 1976*). Elles sont organisées en différents niveaux appelés horizons. L'ensemble d'un profil d'altération type est composé (de haut en bas ; Figure 3.6) :

- De la roche saine.
- D'une arène ou saprolite grossière correspondant à une roche altérée (en anglais : saprock ou coarse saprolite) où les structures de la roche (strates, schistosité, filons, etc..) sont conservées.
- D'une lithomarge décolorée ou saprolite fine, correspondant à une roche altérée dont les structures primaires sont partiellement effacées (plasmic ou arenose zone). Ce niveau peut être très épais (x 10 m) et possède une importante porosité (environ 30 %).
- D'un horizon d'argiles tachetées (mottled zone), très argileux avec des oxydes de fer partiellement indurés. Les structures primaires de la roche sont totalement effacées. Ce niveau peut être tassé si l'altération est importante.

- D'une carapace ou niveau moyennement induré par les oxy-hydroxydes mais encore très riche en argile.
- D'une cuirasse (duricrust ou ferricrete lorsqu'elle est ferrugineuse), horizon fortement induré très riche en oxy-hydroxydes de fer et/ou d'aluminium.
- D'un horizon supérieur meuble, ou horizon de démantèlement de la cuirasse, lorsque celle-ci est fossile.
- D'un sol sommital lorsque le profil est fonctionnel ou éventuellement réactivé.

Les différents horizons d'un profil latéritique marquent les étapes de la transformation du substrat géologique (*Tardy et Roquin, 1998*). Chaque niveau supérieur est passé par les stades préservés en dessous de lui au cours de la propagation de l'altération. La base du profil (ou front) d'altération s'enfonce progressivement lors de la digestion de la roche. Les horizons supérieurs s'enrichissent en oxydes tandis que les structures de la roche sont effacées (Figure 3.6). Les niveaux les plus hauts vont finir par s'indurer pour former des cuirasses. La transformation d'un horizon vers un niveau supérieur implique donc une accumulation d'oxydes qui peut se faire : (1) de manière relative par lessivage des autres éléments après dissolution des minéraux ou (2) de manière absolue par transfert de plasma et précipitation de minéraux. Le plasma inclut les éléments du sol de taille inférieure à 2 µm et des constituants solubles susceptibles d'être réorganisés, déplacés ou concentrés (i.e. principalement la kaolinite, la gibbsite, l'hématite et la goethite ; *Tardy, 1993*). La base du profil d'altération n'est pas plane mais ondulée (*Maignien, 1966*; Figure 3.7). Influencée par la topographie, elle rejoint le niveau de base local qui correspond au niveau de la rivière. Des écoulements hydrologiques latéraux, guidés par la topographie, interviennent à l'échelle d'un demi interfluve (*McFarlane, 1983; Tardy et Roquin, 1998*). La zone des argiles tachetées correspond au niveau moyen du battement de la nappe phréatique. C'est là que les accumulations relatives sont les plus importantes (*Tardy et Roquin, 1998*).

Lors d'une altération chimique importante, le profil total peut atteindre une profondeur de 100 m (*Grandin, 1976; Büdel, 1982; Anderson et Humphrey, 1989*). Au-delà d'une centaine de mètres, les circulations d'eau sont moins importantes et la progression du front d'altération est stoppée. Si les rivières incisent lentement en surface, alors cette profondeur est diminuée et le front d'altération peut continuer son enfoncement. Dans cette configuration, le relief reste globalement stationnaire mais s'enfonce au fur et à mesure de la dénudation et de la progression du front d'altération. Les horizons supérieurs de la cuirasse sont lentement démantelés puis dénudés par diffusion sur les versants (Figures 3.4 et 3.5). Comme ces versants sont généralement convexes, de relief très faible et stabilisés par une végétation luxuriante, les processus gravitaires type glissements de terrain participent peu à leur érosion. Le déblaiement des particules fines en surface permet de garder une épaisseur quasiment constante du profil d'altération (*Leprun, 1979; Büdel, 1982*). Ce régime stationnaire d'enfoncement du

profil et de démantèlement en surface, dans lequel l'évolution de la surface topographique et de la base du profil sont intimement liées, est appelé « double planation » (*Büdel, 1982*).

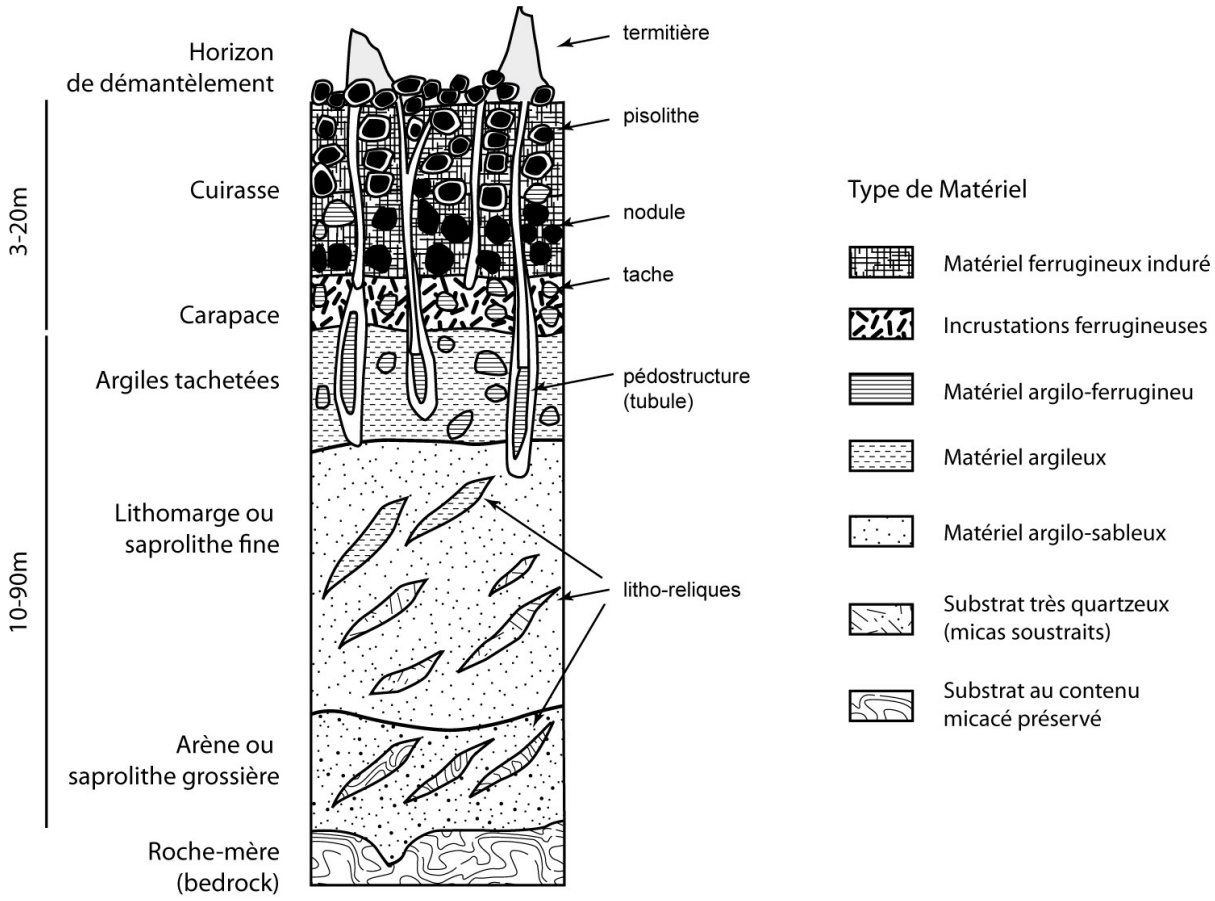


Figure 3.6 : Coupe schématique des différents horizons d'un profil d'altération latéritique, de type ferrugineux sur substrat granitique. De bas en haut, les horizons du profil d'altération et leur matériel s'enrichissent en Fer tandis que les structures primaires de la roche sont progressivement effacées (adapté de Tardy, 1993).

Le concept de la double planation illustre les liens très forts qui existent entre la dynamique d'altération et la morphogénèse. Selon le type de climat, la morphologie des interfluves sera différente : elle dépend de l'intensité et de la profondeur de l'altération, de la couverture végétale et de la saisonnalité des précipitations (Figure 3.7). Sous climat soudano-sahélien, l'altération modérée et l'érosion mécanique permettent de développer de larges vallées et des formes concaves (Figure 3.7a). Les climats de type soudano-guinéen sont transitionnels entre des formes concaves d'érosion et des formes convexes plus typiques de l'altération (Figure 3.7b). Le climat soudanien est plus propice à l'érosion tandis que le climat guinéen est propice à l'altération. Dans la zone équatoriale, les formes sont bosselées (Figure 3.7c) et appelées « demi-oranges » (*Michel, 1973; Grandin, 1976; Thomas, 1994*). Lors du passage de conditions arides à des conditions plus humides, l'érosion mécanique sur les versants est ralentie. Ceux-ci peuvent acquérir une forme convexe en cas de maintien prolongé (5-

10 Ma) de ces conditions. Le passage de l'humide à l'aride provoque, en revanche, le cuirassement. Ce concept sera explicité dans le paragraphe suivant.

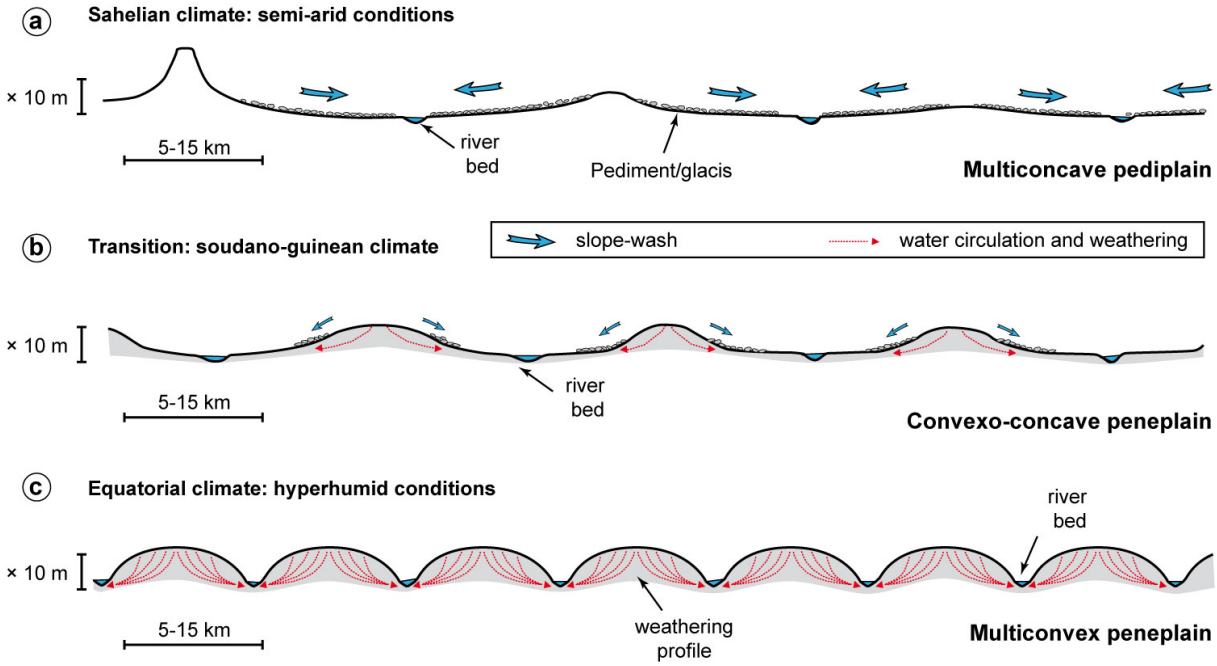


Figure 3.7 : Paysages types et mode d'altération/érosion tropicaux en fonction du climat. (a) Sous climat sahélien, les interfluves sont tendus, par l'érosion (pédimentation). (b) Sous climat soudano-guinéen, les vallées se creusent légèrement alors que l'altération fonctionne. (c) Sous climat équatorial, l'altération intense en contexte de drainage efficient provoque la formation de morphologie en « demi-orange ».

1.4 Inversion de relief et induration

Le cuirassement est provoqué par l'immobilisation d'oxydes dans un horizon du sol, ce qui provoquera, à terme et sous certaines conditions, son induration (*Maignien, 1966*). L'oxydation favorise la précipitation des éléments et donc le cuirassement. L''activité biologique participe à la consommation du $C0_2$ et à l'oxydation des sols, de même que les phénomènes de dessiccation. Cependant, la libération d'oxygène n'est pas directe : climat et végétation ont une influence importante. Sous forêt hygrophile (zones guinéenne et forestière), l'humidité du sol et les complexations organiques de l'oxygène empêchent le cuirassement (*Maignien, 1966)*. Les hydroxydes sont piégés dans les argiles de type kaolinite. Avec la disparition de la forêt, le sol s'oxygène : il y a concrétion puis cuirassement. De même, l'abaissement brutal du niveau de base stoppe la stagnation des eaux et favorise l'oxygénation et le cuirassement des sols (Figure 3.8).

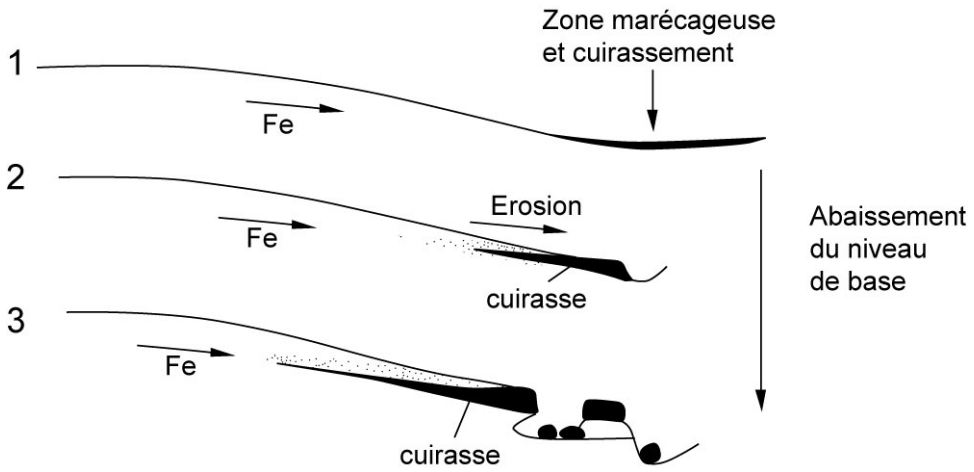


Figure 3.8 : Schéma d'accumulation des sesquioxydes et de cuirassement en réponse à l'abaissement du niveau de base donnant lieu, à terme, au démantèlement de la cuirasse (Maignien, 1959).

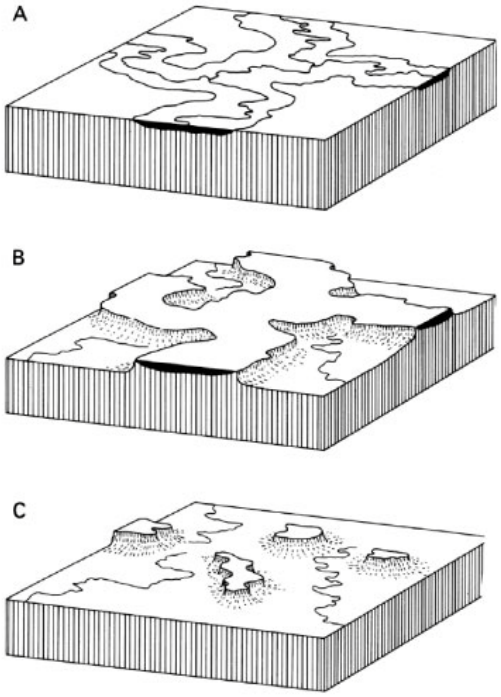


Figure 3.9 : Blocs diagrammes représentant le processus d'inversion de relief. (a) Topographie initiale avec accumulation d'oxydes puis cuirassement dans les bas-fonds. (b) Dissection de plateaux résiduels en réponse à un abaissement du niveau de base. Cette baisse est accompagnée par le carapacement/cuirassement. (c) Plateaux résiduels après que l'érosion ait continué (Summerfield, 1991).

C'est donc lors du passage d'un climat humide à une phase plus sèche que l'on va préserver les latérites (*Maignien, 1966; Grandin, 1976; Tardy et Roquin, 1998*). Ce changement de conditions climatiques est typique de la savane (zone soudanienne) en Afrique de l'Ouest (*Grandin, 1976*). Ce changement de climat correspond également à la diminution de l'altération et à l'augmentation de l'érosion mécanique (Figure 3.7). L'inversion de relief (Figures 3.8 et 3.9) qui peut faire suite à ce

changement va favoriser l'oxygénation des paléosols et le cuirassement. A l'échelle des temps géologiques, le cuirassement est donc un processus relativement rapide qui permettra de figer les processus d'altération (notamment les transferts de plasma argileux) et de préserver le paléo-profil d'altération, à l'exception du sol plus meuble. Lorsqu'elle n'est pas située sur un versant trop abrupt, la cuirasse est généralement préservée, témoignant ainsi d'une paléotopographie. Un paléoprofil d'altération est érodé par « sous-tirage », c'est principalement la zone saprolitique plus meuble qui est attaquée. Malgré les cuirasses qui les protègent, les saprolites sont lentement érodées et les blocs de cuirasse finissent par tomber (Figure 3.8).

2. Les grands types de latérite et les formes associées en Afrique de l'Ouest

2.1 La séquence morpho-climatique d'Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, deux types de latérites sont présents : les latérites à cuirasse bauxitique (ou alumineuse) et les latérites à cuirasse ferrugineuse (*Michel, 1973; Tardy et Roquin, 1998*). Maignien (*1966*) disait des latérites d'Afrique de l'Ouest qu'elles « reflètent un milieu pédogénétique aujourd'hui disparu ». Cette affirmation suggère que ces latérites se sont formées sous des climats d'ampleur et de répartition différentes de l'actuel mais aussi qu'elles ont été abandonnées. On parle alors de paléo-surfaces latéritiques. Cette vision s'oppose d'emblée au modèle d'évolution purement géochimique des latérites selon lequel la digestion des roches serait continue depuis des millions d'années et perdurerait actuellement (*Leprun, 1979; Tardy, 1993*). Elle s'inspire du modèle de biostasie/rhexistasie d'Erhart (*1967*). Le régime biostatique correspond aux phases d'optimums climatiques chauds avec un haut niveau marin durant lesquelles l'installation d'une végétation de forêt tropicale dense permet une pédogénèse intense. La Rhexistasie est la rupture de l'état biostatique suite à un changement du climat. Abaissement du niveau marin et disparition de la forêt engendrent alors l'érosion des sols. Les variations climatiques cénozoïques ont été propices à la formation d'altérations puissantes lors de périodes chaudes et humides puis à leur abandon et cuirassement lors de périodes plus sèches avec une saisonnalité marquée (*Grandin, 1976*). Ce modèle a été repris et appliqué à l'observation des latérites par de nombreux auteurs, francophones pour la plupart (*Vogt, 1959; Michel, 1973; Grandin et Thiry, 1983; Boulangé, 1984*). Parmi les cuirasses ferrugineuses, certaines cimentent des sédiments de types alluviaux et colluviaux, indiquant une érosion et un transport mécanique. Les surfaces sommitales de ces cuirasses correspondent à des paléo-pédiments (= glacis ; *Vogt, 1959*) formé en périodes arides et scellés par altération et cuirassement après leur abandon (voir section précédente).

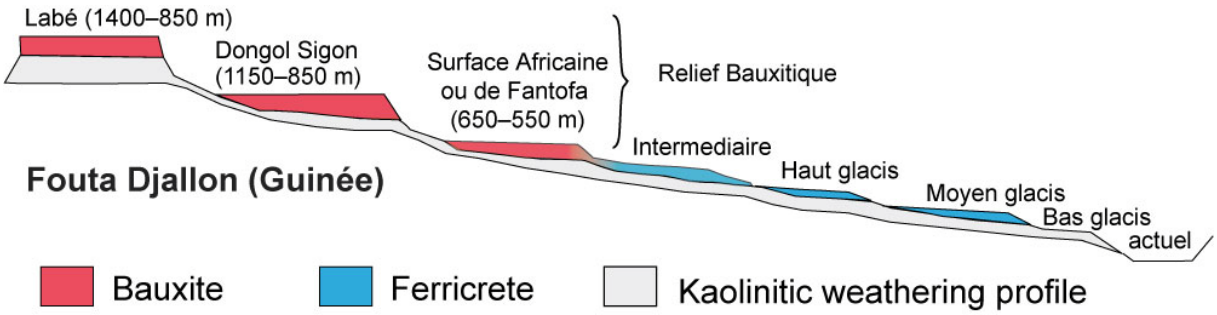


Figure 3.10 : La séquence morpho-climatique ouest africaine selon Michel (*1973*) (Burke et Gunnell, 2008).

Après plus de vingt ans d'observations au Sénégal, en Mauritanie, en Guinée et au Mali, P. Michel (*1973*) remarque des similitudes systématiques entre les formes du paysage ouest africaines ainsi que leur position relative dans le paysage et les matériaux d'altération qu'elles portent. D'autres avant lui, comme Vogt (*1959*) et Gavaud (*1977* pour une synthèse*)*, avaient décrit de manière moins systématique la redondance des formes et des types d'altération en Afrique de l'Ouest. En se basant sur les observations faites dans les régions qu'il a parcourues (Dorsale Guinéenne, Plateau Mandingue, bassin du Sénégal), P. Michel propose d'organiser les latérites en une séquence composée de trois surfaces bauxitiques, d'une surface ou « relief » intermédiaire ferrugineuse et de trois glacis cuirassés emboités (Figure 3.10). Dans d'autres régions d'Afrique de l'Ouest, notamment en Côte d'Ivoire (*Grandin, 1976; Boulangé, 1984*), en Sierra Léone (*Grandin et Hayward, 1975*), au Cameroun (*Fritsch, 1978*), au Nigéria (*Boulangé et Eschenbrenner, 1971*) et au Ghana (*Grandin, 1976*) les éléments de cette séquence latéritique ont pu être identifiés. Ces surfaces sont donc des reliques de paysages antérieurs conservées à l'échelle de toute la sous-région ouest africaine.

Les publications de Michel étant exclusivement rédigées dans la langue de Molière, la séquence morpho-climatique qu'il décrit a peu gagné l'inspiration des auteurs anglo-saxons de son époque alors même que certaines observations ont montré que cette dernière était transposable dans les pays comme le Nigéria ou le Ghana (*Boulangé et Eschenbrenner, 1971; Grandin et Hayward, 1975*).

2.2 Description de la séquence morpho-climatique ouest africaine

La Surface Africaine bauxitique (S1)

La surface bauxitique est le résidu d'une période durant laquelle une altération majeure s'est développée à la surface des continents stables dans la ceinture tropicale au Paléocène et à l'Eocène (*Grandin, 1976; Valeton, 1994; Tardy et Roquin, 1998;* 59-45 Ma d'après *Beauvais et al., 2008*). Elle coiffait un paysage de faible relief au réseau hydrographique très ramifié appelé pénéplaine et aujourd'hui démantelé (*Grandin et Thiry, 1983; Boulvert, 2003;* Figure 3.7).

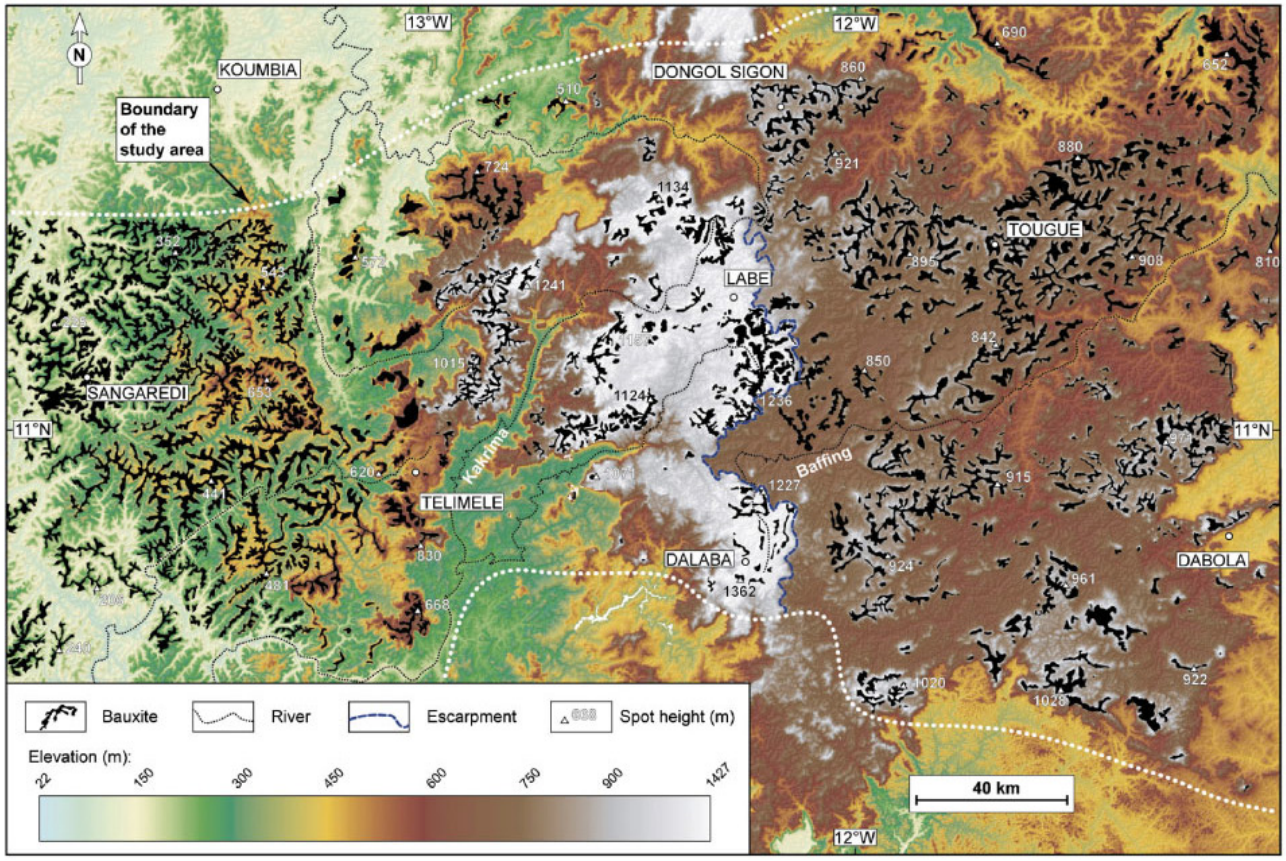


Figure 3.11: Carte topographique du massif du Fouta Djalon montrant les bowé bauxitiques préservés dans cette partie de la Guinée (Chardon et al., 2006).

En Guinée, la surface bauxitique est préservée sur des surfaces considérables (*Michel, 1973; Patterson, 1986; Boulangé et Millot, 1988; Chardon et al., 2006 ;* Figure 3.11). Les résidus préservés de cette surface sont appelés bowé (le pluriel de bowal). Les bowé sont des collines au sommet plat coiffé d'une cuirasse épaisse (Figure 3.12). Ces bowé correspondent à des interfluves bauxitiques qui peuvent être extrêmement bien préservés dans certaines configurations. Lorsque c'est le cas, ils permettent d'appréhender la morphologie du paysage ainsi que le relief bauxitique. Les interfluves de la surface bauxitique avaient une amplitude de 100 mètres au maximum (épaisseur maximale d'altération bauxitique) et une largeur de l'ordre d'une dizaine de kilomètres. Des plateaux résiduels de la surface africaine bauxitique sont retrouvés dans toute l'Afrique de l'Ouest (*Tardy et Roquin, 1998; Burke et Gunnell, 2008*). Toutefois, leur taux de dissection et de préservation sont variables dans la sous-région. Les cuirasses bauxitiques sont mieux préservées sur les grès tabulaires et les dolérites et dans une moindre mesure sur les ceintures de roches vertes. En revanche, quel que soit le substrat sur lequel les cuirasses bauxitiques sont préservées, il n'existe pas de surface dominant la surface bauxitique dans le paysage ouest africain (Figure 3.11).

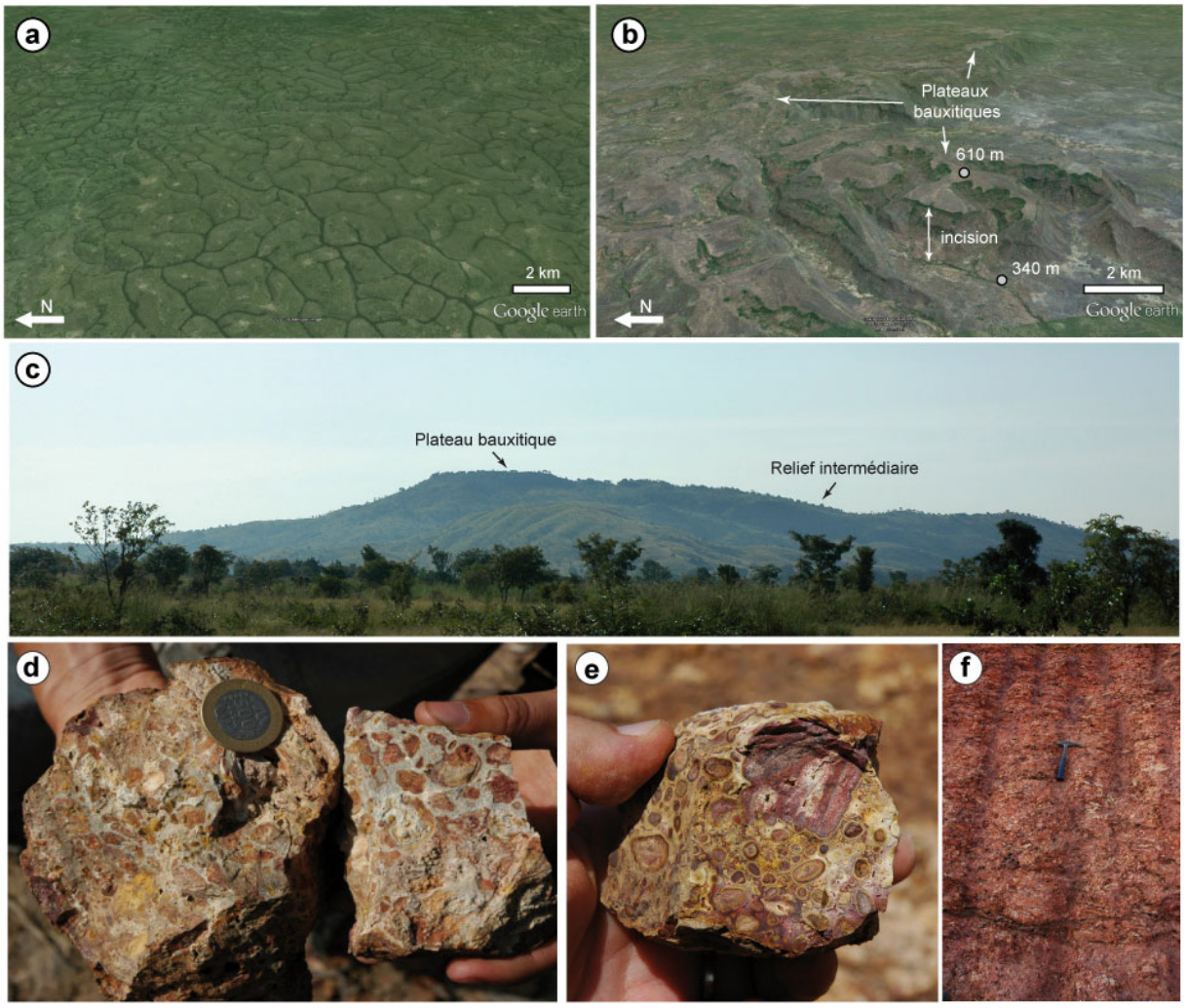


Figure 3.12 : Détails des formes types et du matériel de la surface bauxitique. (a) Vue oblique Google Earth montrant un paysage équatorial typique où les processus d'altération bauxitiques sont actifs dans le Sud du Cameroun. (b) Vue oblique Google Earth d'un paysage bauxitique relique incisé dans la région de Famanssa, Monts Mandingues, au Mali. (c) Photographie montrant un plateau résiduel bauxitique esseulé préservé sur roches basiques dans la région de Gaoua, Burkina Faso. (d) Photographie de blocs de cuirasses alumino-ferrugineuses montrant des structures vacuolaires remplies par des argiles. (e) Photographie d'un bloc de cuirasse alumino-ferrugineux montrant des pisolithes et des zones imprégnées en fer. (f) Photographie montrant la zone des argiles tachetées à la limite de l'horizon carapacé dans un profil d'altération près de Ségou au Mali. (Photos D. Chardon)

Une bauxite latéritique est une roche meuble ou indurée, pouvant être un minerais riche en alumine (au moins 40%) et pauvre en quartz (8% de SiO_2 ; *Boulangé, 1984*). Malgré la variété de faciès existants, la cuirasse bauxitique est aisément identifiable. On observe des faciès pisolithiques, poreux, gréseux et bréchiques associés à des teintes claires (blanc, blanc-rosé, jaune pâle, rose, rouge clair ; *Boulangé et al., 1973;* Figure 3.12b). Cette cuirasse contient des oxy-hydroxydes d'aluminium type gibbsite/boehmite, généralement plus d'hématite que de goethite et peu de quartz et de kaolinite. Elle a une densité faible du fait de sa richesse en alumine. Son profil d'altération peut atteindre la centaine de mètres de profondeur, sa cuirasse jusqu'à 20 mètres de puissance.

La surface bauxitique est, en Afrique de l'Ouest, l'équivalent temporel de la surface Africaine décrite par King (*1950* ; voir en page 29). Dans le massif du Fouta-Djalon, Michel (*1973*) considère que la surface de Labé est l'équivalent de la surface pré-fragmentation du supercontinent Gondwana attribuée au Trias qui aurait subi une altération au Jurassique (i.e. la surface Gondwana ; *King, 1950* ; Figure 2.5). Les preuves de conditions favorables à l'altération de type bauxitique en Afrique de l'Ouest au Jurassique sont pourtant maigres (*Chardon et al., 2006*). De plus, cette surface se développe sur des sills du CAMP mis en place au début du Jurassique. Pour que des bauxites se forment sur ces sills, il a fallu dénuder la surface sur laquelle se sont déposés les basaltes du CAMP, d'au moins plusieurs centaines de mètres (*Chardon et al., 2006*). La surface de Labé ne peut donc pas être Jurassique. Il est plus probable que la surface de Labé corresponde à la surface Africaine qui aurait été scellée au Paléocène-Eocène, de part et d'autre de l'escarpement du Fouta-Djalon, sur les sills doléritiques propices à la formation et préservation de bauxites (*Burke et Gunnell, 2008*). Chardon et al. (*2006*) n'excluent cependant pas que la surface de Labé ait subi une altération importante durant l'Albien-Cénomanien, période de bauxitisation mondiale (*Tardy et Roquin, 1998*), et corresponde à la surface post-Gondwana de King (*1950*).

Surface ou « relief » intermédiaire (S2)

La Surface intermédiaire tire son nom de sa position « intermédiaire » entre les surfaces de type bauxitique et les trois glacis préservés plus bas dans le paysage sous la bauxite (*Vogt, 1959*). Elle apparait génétiquement et géomorphologiquement liée à la bauxite au niveau de son profil d'altération et de sa cuirasse, sur les terrains précambrien en particulier (*Grandin, 1976; Boulangé, 1984;* Figure 3.13). En effet, on trouve la cuirasse intermédiaire autour des massifs bauxitiques à des altitudes généralement élevées par rapport aux drains principaux (100-200m ; *Grandin, 1976*). Ainsi, il existe de nombreuses configurations, sur grès/dolérites et ceintures de roches vertes, où le passage progressif bauxite-intermédiaire est observable d'un point de vue géomorphologique et géochimique (*Michel, 1973; Grandin, 1976; Boulangé, 1984* ; Figure 3.13). En Côte d'Ivoire notamment, la surface intermédiaire forme des replats et des pentes autour de chaque massif bauxitique. Lorsque le replat est cuirassé, on parle de surface intermédiaire alors que, quand il ne l'est pas, on parle de relief intermédiaire.

La Surface intermédiaire est scellée par la première cuirasse ferrugineuse de la séquence d'Afrique de l'Ouest (*Michel, 1973*). Celle-ci est composée de plages ou nodules hématitiques (moins de 10% de la cuirasse totale) et de cortex concrétionnés de goethite (40 à 90%) (*Michel, 1973; Grandin, 1976;* Figure 3.14). Elle présente trois faciès : les faciès lobés (associés à des teintes violacées, brun-jaunâtres ou jaune), les liserés rubanés de goethite (brun-jaunâtre à brun foncés) et les faciès conglomératiques (*Boulangé et al., 1973*). Le profil d'altération intermédiaire peut atteindre

plus de 40 m et la cuirasse associée 5 à 6 m au plus (Figure 3.14). Ce profil peut se surimposer au profil bauxitique. Il peut également se développer en continuité de ce dernier, rendant difficile la distinction entre les deux. Les reliques de la Surface intermédiaires sont peu nombreuses, le plus souvent réduites à des plateaux-témoins de faible superficie et d'altitude importante par rapport aux axes de drainage majeurs (100 - 200 m ; *Grandin, 1976*). La composition peu alumineuse suggère un drainage des sols moins bon qu'à la période bauxitique *(Maignien, 1966; Erhart, 1967; Boulangé, 1984*). Les climats de type savane, où l'eau s'évacue mal, et les bas-fonds, où elle stagne, sont favorables à ce type de drainage *(Grandin, 1976*).

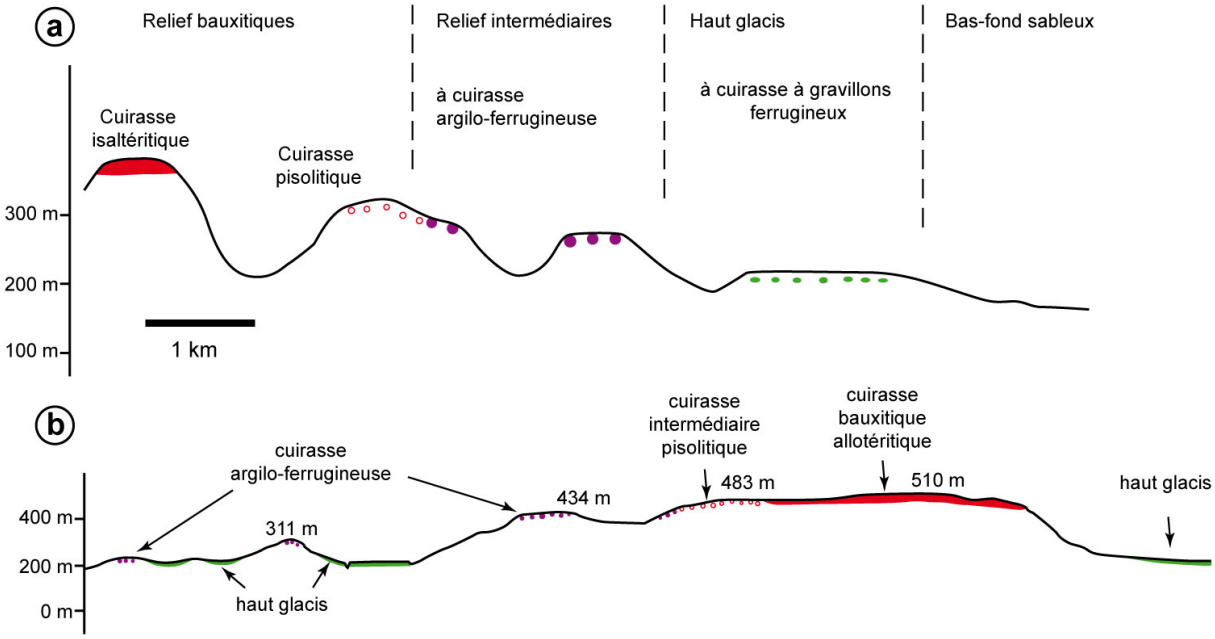
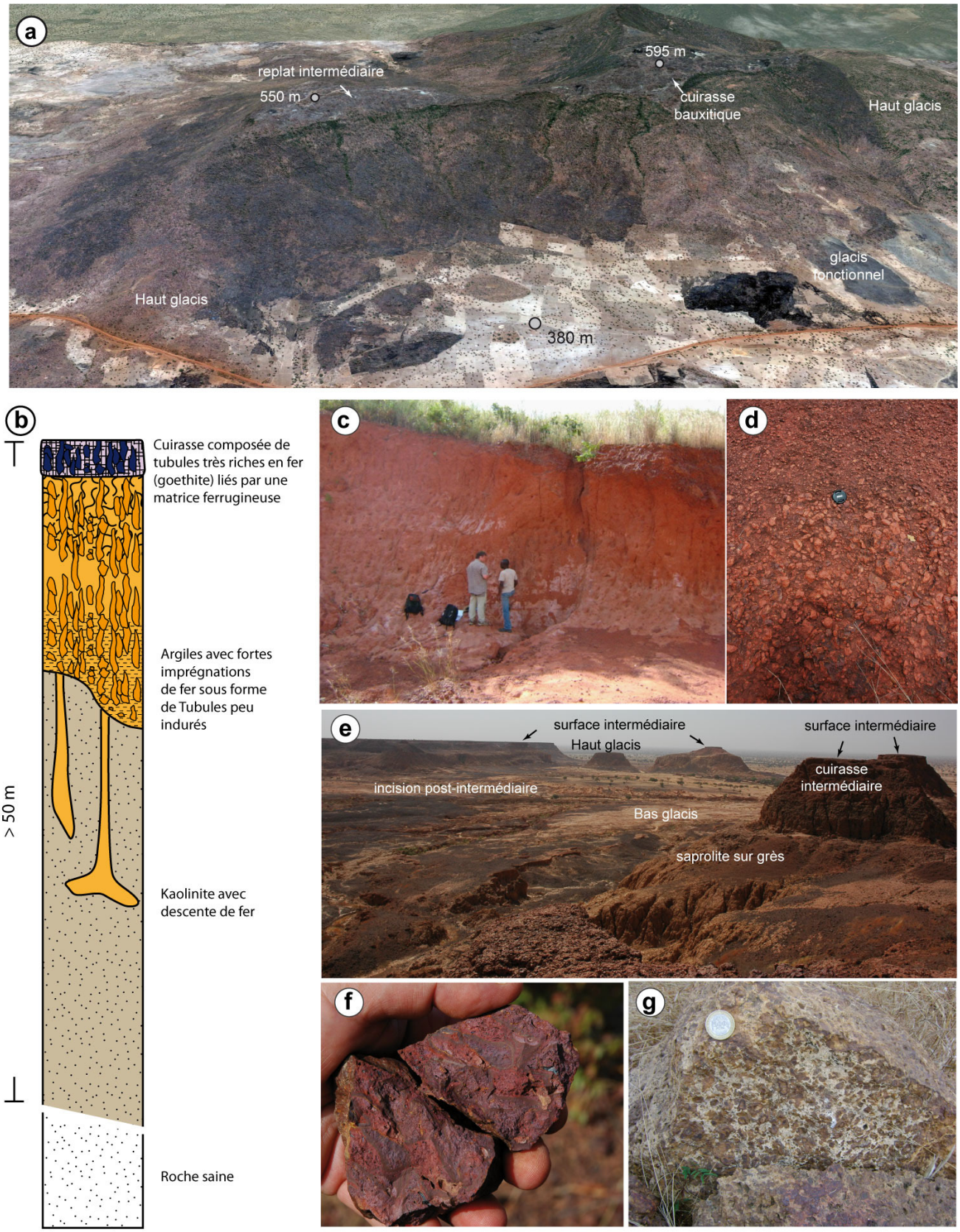


Figure 3.13: Coupes géomorphologiques montrant une configuration dans laquelle les formes et les altérations de type bauxitique passent progressivement à celles de l'Intermédiaire dans le paysage au centre de la Côte d'Ivoire: (a) coupe schématique de la région de Lakota et (b) coupe à travers le mont Oroumbo Bocca et le mont Kokoumbo. Le faciès argilo-ferrugineux intermédiaire apparait comme un faciès de dégradation des faciès bauxitiques (Boulangé, 1984).

Figure 3.14 : (**En face**) Détails des formes et altérations de type Intermédiaire. (a) Vue oblique Google Earth montrant le lien entre les cuirasses bauxitique et intermédiaire (massif de Dandé, plateau de Banfora, Burkina Faso). (b) Schéma du profil d'altération intermédiaire dans une carrière de Bobo-Dioulasso, plateau de Banfora, Burkina Faso sur grès néoprotérozoïques. (c) Imprégnations de fer dans la lithomarge kaolinitique (clair) cette même carrière. (d) Eléments ferrugineux indurés (tubules et nodules) en base de cuirasse intermédiaire. (e) Paysage type du bassin des Iuellemmeden (Niger) dans lequel l'altération intermédiaire se développe sur les grès du Continental Terminal dans la région de Filinguer, Niger. (f) Blocs de cuirasse intermédiaire sur grès formés de tubules ferrugineuses cerclées de cutanes goethitiques et englobées dans une matrice argilo-ferrugineuse dans la région de Ségou, Mali. (g) Cuirasse intermédiaire à pisolithes ferrugineux développée sur des calcaires phosphaté éocènes dans la région de Thiès, Sénégal (Photo d et e D. Chardon).



Certains auteurs ont considéré que la cuirasse intermédiaire, résultant de la dégradation de la cuirasse bauxitique, s'est constituée de manière contemporaine à celle-ci pendant l'Eocène (*Boulangé,*

1984; Boulangé et Millot, 1988; Figure 3.13). Effectivement il est rare de trouver des blocs de bauxite dans la cuirasse intermédiaire, ce qui fait penser que la surface intermédiaire est associée à une forte altération et n'est pas issue du démantèlement mécanique des bauxites. Pour d'autres auteurs, elle est postérieure et correspond à une surface d'érosion mécanique qui a ensuite « fondu » par action géochimique (*Grandin, 1976;* Figure 3.15). Ces hypothèses ne sont cependant pas exclusives car les deux configurations ont pu exister à des latitudes ou même des positions dans le paysage différentes. Dans les Monts Mandingues, au Mali (Figure 2.15), des pisolithes bauxitiques retrouvés dans les cuirasses intermédiaires suggèrent une formation post bauxitique de l'Intermédiaire (*Bourdeau, 1991).* De plus, par endroit, il peut exister un différentiel de plus de 400 m d'altitude entre la surface bauxitique et la Surface intermédiaire. Ce différentiel est trop important pour que ces surfaces soient issues de la même période d'altération (*Beauvais et Chardon, 2013*).

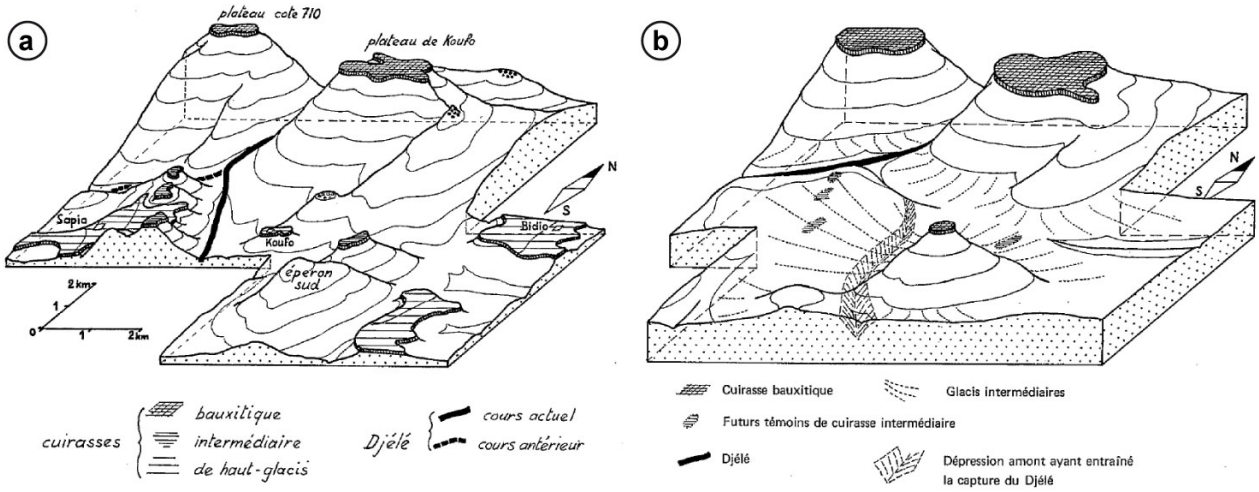


Figure 3.15 : Blocs diagrammes montrant la géométrie de la surface intermédiaire par rapport à la surface bauxitique en Côte d'Ivoire à Sapia. (a) Disposition des cuirasses reliques de bauxite, intermédiaire et haut glacis. (b) Proposition de reconstitution du paysage montrant des glacis fonctionnels avant le cuirassement intermédiaire (Grandin, 1976).

C'est dans les bassins sédimentaires cénozoïques que l'on peut différencier les phases d'altération bauxitique et intermédiaire (Figure 3.16). Dans le bassin des Iuellemmeden (Figure 2.15), les altérations bauxitiques de la surface Africaine disparaissent pour faire place à des formations carbonatées de l'Eocène (*Radier, 1959; Greigert, 1966*). La surface Africaine et les carbonates paléogènes sont surmontés de dépôts du Continental Terminal dans lesquels des faunes oligocènes ont été retrouvées (*Radier, 1959*). L'altération de type intermédiaire se développe sur ces dépôts (*Michel, 1973; Beaudet et al., 1981; Beauvais et al., 2008* ; Figure 3.16). Sur le plateau de Jos au Nigéria, la cuirasse intermédiaire se développe sur la Série Volcano-Sédimentaire, elle-même reposant sur la surface bauxitique. Les deux types de cuirasse sont bien distincts *(Boulangé et Eschenbrenner, 1971*).

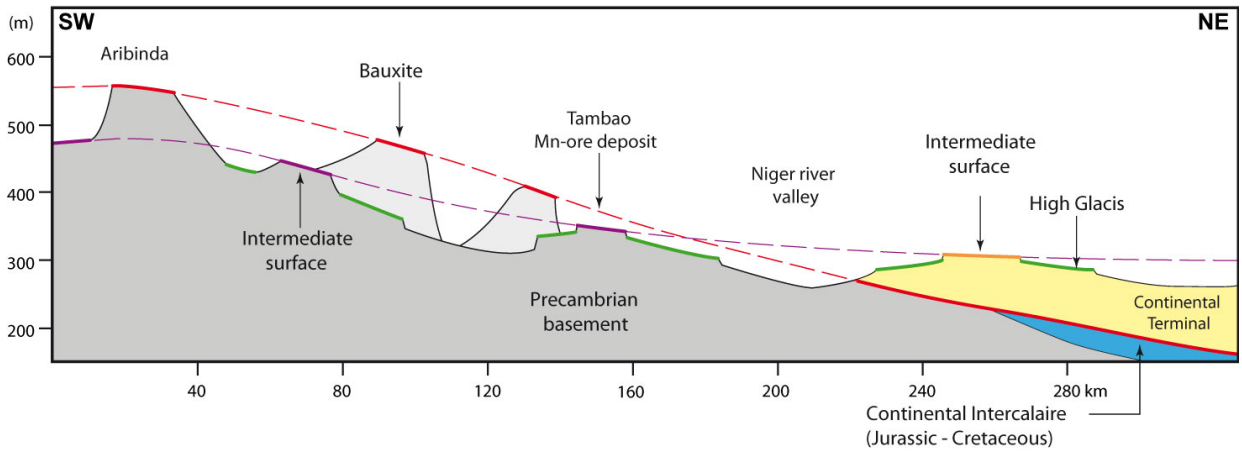


Figure 3.16 : Coupe géomorphologique montrant la transition entre le craton ouest africain et le bassin des Iuellemmeden aux confins du Burkina Faso et du Niger. On voit l'altitude des témoins de bauxite et d'Intermédiaire se rapprocher sur la bordure du bassin sédimentaire et la Surface intermédiaire passer au dessus de la surface africaine dans le bassin (Beauvais et al., 2008).

Les glacis

Le terme « glacis » est équivalent au terme d'origine anglaise « pédiment ». Il correspond à une surface d'aplanissement mécanique sur laquelle peuvent transiter des éléments transportés (*Grandin, 1976*). Le transport se fait par écoulement en nappe lors des épisodes humides brefs. Les glacis sont des surfaces tendues (pente de 0,2 à 10°), concaves en amont (généralement au niveau de leur relief de commandement) et connectées au niveau de base local lorsqu'elles sont fonctionnelles (*Grandin, 1976; Strudley et al., 2006; Strudley et Murray, 2007*). Lorsqu'elles sont abandonnées, ces surfaces marquent l'incision des rivières (Figure 3.17). A l'échelle d'un paysage, les glacis actifs forment des réseaux hydrographiques à faible densité de drainage (*Grandin, 1976*), caractéristiques des domaines semi-arides où les saisons des pluies, brèves et violentes, permettent la redistribution des matériaux par écoulement en nappe (*Vogt, 1959; Grandin, 1976; Wirthmann, 2000*). Depuis le relief de commandement qui les domine jusqu'au niveau de base, le facies sédimentaire des éléments transportés évolue. En amont, sur les reliefs rocheux, le système est purement érosif et tronque le substrat géologique. Au pied des reliefs, les faciès sont de type colluvial, composés de blocs très mal triés (Figure 3.18d). Sur la majeure partie du système, le matériel est conglomératique avec des blocs et galets arrondis mais mal triés. Cet ensemble est parfois recoupé par des chenaux pluri-décamétriques (Figure 3.18b). En aval, à l'approche du niveau de base, les dépôts sont alluviaux, avec des éléments plus fins (graviers, sables) et mieux triés.

Les pédiments se développent généralement dans des matériaux meubles, type sédiments non-consolidés des bassins intra-montagneux. En domaine tropical, les phases d'altération précédant le développement de glacis rendent les roches plus « tendres » et permettent leur érosion (*Fairbridge et Finkel, 1980; Millot, 1980b; a; Beauvais et Chardon, 2013*).

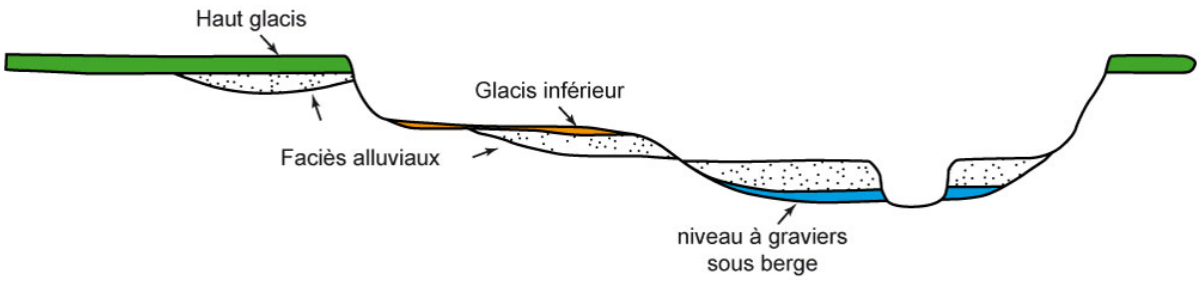


Figure 3.17 : Coupe schématique illustrant la disposition des glacis et terrasses, caractéristique de l'évolution récente des vallées des fleuves des régions intérieures ouest africaines (Vogt, 1959).

En Afrique de l'Ouest, des glacis ont fonctionné puis ont été abandonnés et cuirassés au gré des cycles de variations climatiques après l'abandon de la Surface intermédiaire. Dans la séquence ouest africaine, l'existence de glacis, caractéristiques de conditions semi-arides, sur lesquels s'est développée une cuirasse, dont la formation se fait sous conditions climatiques humides, implique donc une transition climatique du semi-aride vers l'humide. Les glacis abandonnés sont indurés et donc résistants du fait du cuirassement. Alors que les altérations de type bauxitique et intermédiaire ont permis la digestion de la roche et l'enfoncement géochimique des sols, la surface des glacis a conservé sa forme après altération. Malgré cela, les cuirasses de glacis peuvent être épaisses (5-10 m ; *Grandin, 1976*). La quantité de fer nécessaire à ce cuirassement est disponible à la fois dans les sols mais aussi dans les clastes des cuirasses de bauxite et d'Intermédiaire piégés sur les surfaces de glacis (Figure 3.18). L'altération a permis de remobiliser ce fer pour former les cuirasses des glacis. Il existe trois types de glacis : le Haut glacis, le Moyen glacis et le Bas glacis, que l'on retrouve de plus en plus bas dans le paysage sur les interfluves ouest africains (*Vogt, 1959; Michel, 1973; Grandin, 1976*).

a. Le Haut glacis (S3)

Les Hauts glacis constituent les piedmonts cuirassés de nombreux inselbergs dans les régions de socle et autour des reliefs bauxitiques (*Grandin, 1976*; Figure 3.18). Les reliques de Haut glacis sont très étendues (de l'ordre de 1 à 10 km de largeur de versant). Dans certaines régions comme la zone Soudano-Guinéenne, elles forment des plateaux qui couvrent aujourd'hui encore une grande partie des interfluves (Figure 3.18 ; *Eschenbrenner et Grandin, 1970*). Le Haut glacis porte une cuirasse d'épaisseur variable, jusqu'à une dizaine de mètres. On retrouve, pris dans la cuirasse du Haut glacis, des éléments conglomératiques composés de clastes de socle altéré, de filons de quartz et de cuirasses bauxitique et intermédiaire (Figure 3.18d). Leur profil d'altération ne dépasse généralement pas la vingtaine de mètres (*Grandin, 1976*). Lorsqu'il est complet, on peut observer : la roche mère, une lithomarge surmontée du faciès des argiles tachetées, une carapace (faciès lamellaire encore très riche en argiles) puis une cuirasse (faciès alvéolaire et faciès gravillonaire ; Figure 3.18b ; *Boulangé et al., 1973*).

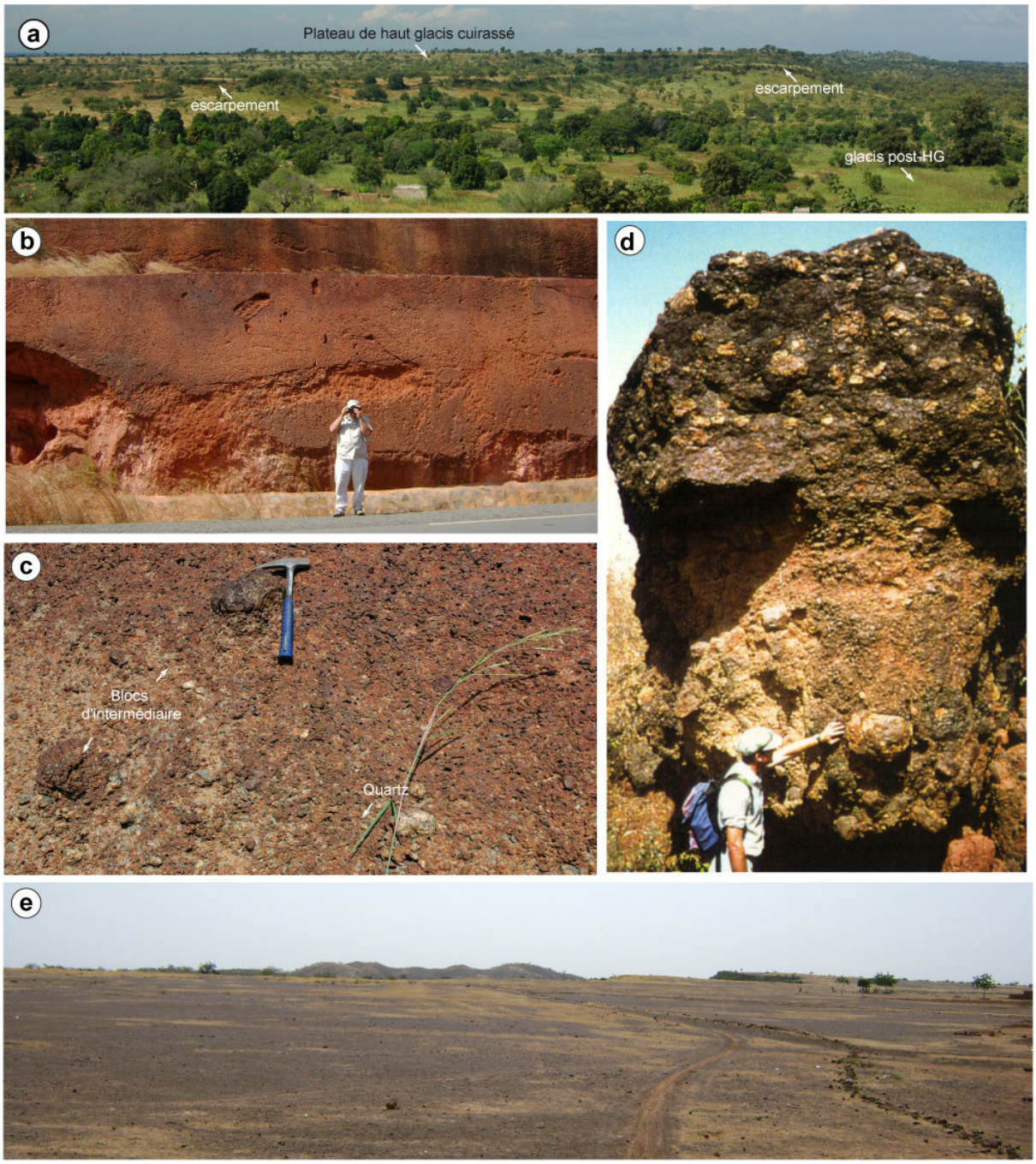


Figure 3.18 : Formes et altérations caractéristiques du Haut-glacis en Afrique de l'Ouest. (a) Surface relique de Haut glacis disséquée près de Gaoua, Burkina Faso. (b) Coupe d'une cuirasse de Haut-glacis au niveau de l'horizon des argiles tachetées au Sud des Monts Mandingues à l'Est de Bamako, Mali. (c) Blocs de cuirasse intermédiaire et de quartz enchâssés dans une cuirasse de Haut glacis, région de Banfora, Burkina Faso. (d) Cuirasse de Haut glacis englobant des clastes de cuirasse bauxitique (en blanc). (e) Surface sommitale du Haut glacis et son relief de commandement au second plan. A droite de ce dernier, on aperçoit le rebord de la cuirasse du Haut glacis, Région de Ouahigouya, Burkina Faso. (Photo a et c D. Chardon, Photo d G. Grandin).

Le Haut glacis est donc une surface d'aplanissement mécanique qui tapissait les vallées ouest africaines et qui a permis l'érosion des surfaces bauxitique et intermédiaire, n'en laissant que des reliques dans le paysage (Figure 3.21 ; *Eschenbrenner et Grandin, 1970; Grandin, 1976*). Par la suite,

après avoir été abandonnée (Figure 3.7), la surface de Haut glacis a été disséquée elle-même et laissée à l'état de reliques lors des érosions suivantes (Moyen et Bas glacis ; Figure 3.21). Selon Grandin et Thiry (*1983*), le Haut glacis représente la dernière grande phase mondiale d'aplanissement de la ceinture tropicale dans les domaines cratoniques.

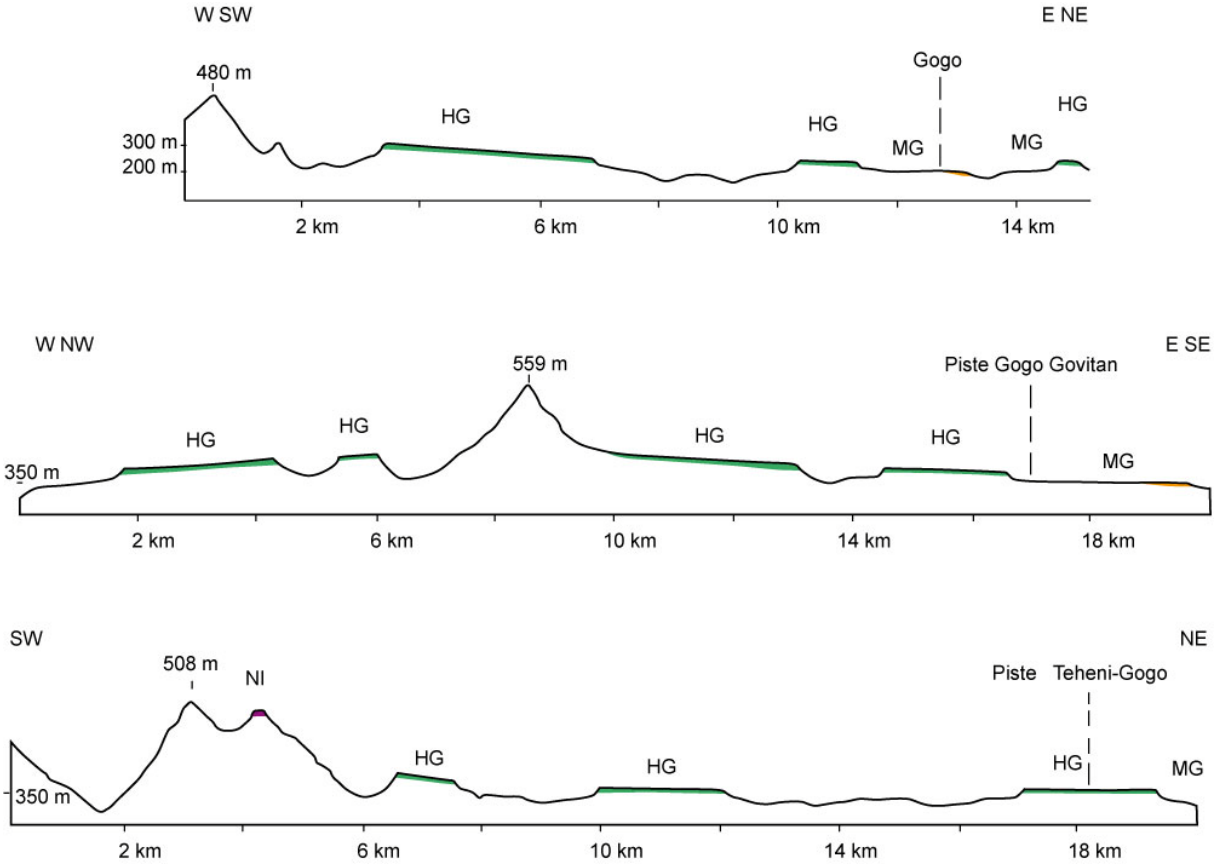


Figure 3.19 : Coupes géomorphologiques typiques des terrains birrimiens aux confins du Burkina Faso et de la Côte d'Ivoire (exagération verticale x 4). Les Haut glacis sont préservés dans les dépressions sur socle granitique et volcano-sédimentaire tandis que les inselbergs pointent sur roches basiques des ceintures de roches vertes. HG= Haut glacis ; MG= Moyen glacis ; NI= Niveau Intermédiaire. (Eschenbrenner et Grandin, 1970).

b. Le Moyen glacis (S4)

Contrairement au Haut glacis, dont le développement a été important dans toute l'Afrique de l'Ouest, le Moyen glacis a une extension plus variable (*Grandin, 1976*). Souvent, c'est une ré-incision du Haut glacis, insuffisante pour éroder complètement ce dernier (*Boulangé et al., 1973;* Figure 3.21). Il participe à l'augmentation de la densité de drainage qui était plus faible au moment du Haut glacis. Dans certaines provinces, il est plus étendu et peut avoir complètement remplacé le Haut glacis, surtout au Sahel. Cette répartition est influencée par le climat (Figure 3.20).

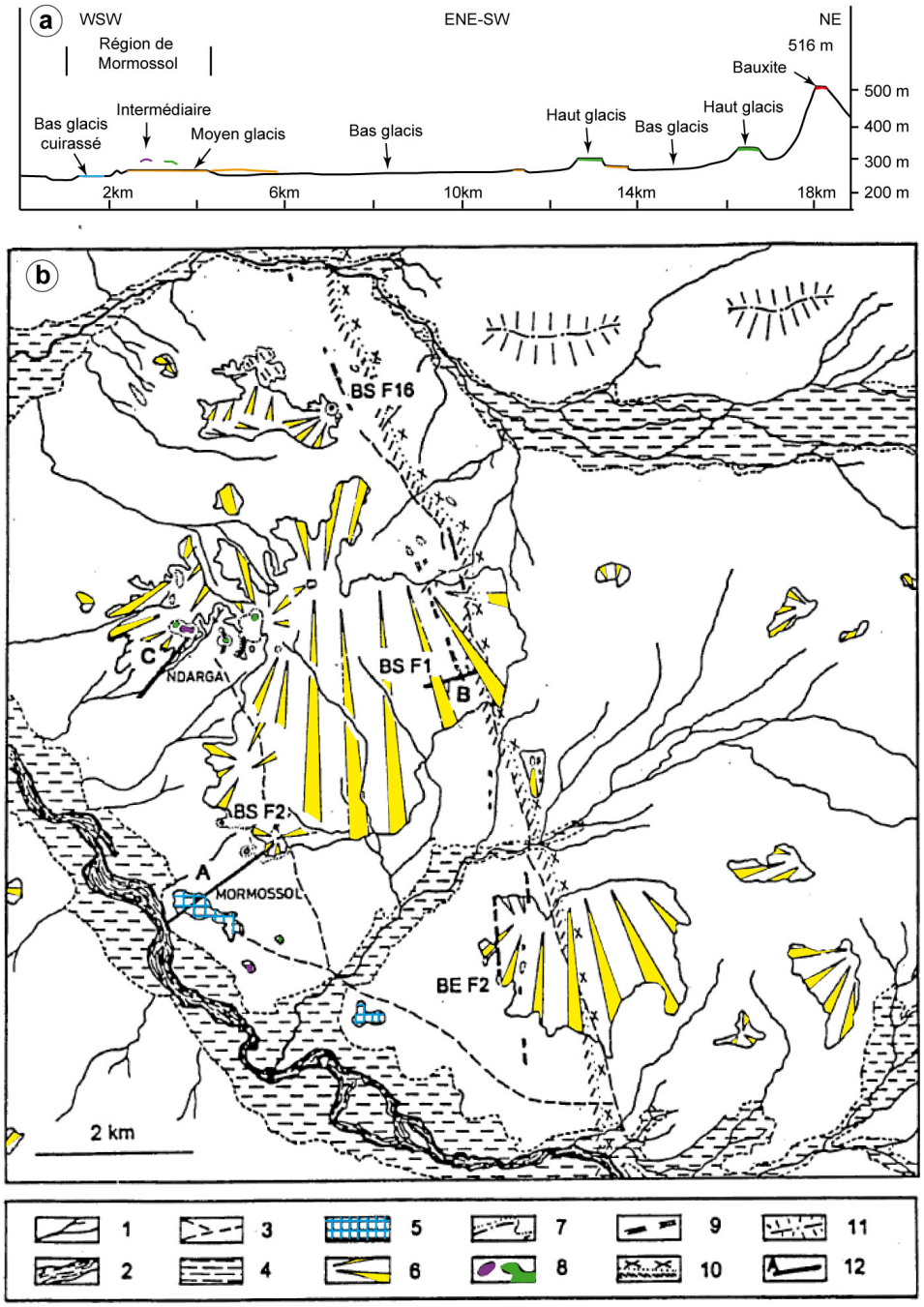


Figure 3.20 : (a) Coupe géomorphologique de la région d'Aribinda (Burkina Faso, Sahel) montrant la dominance des formes et cuirasses de Moyen et Bas glacis vis-à-vis de reliques de Haut glacis, d'Intermédiaire et de bauxite. (b) Carte géomorphologique du secteur de Mormossol dans la même région montrant la préservation du Moyen glacis: (1) drains, (2) vallées principales, (3) pistes, (4) plaine alluviale, (5) cuirasse affleurante du Bas glacis, (6) Moyen glacis, (7) relief dominant (inselbergs et/ou plateau cuirassé), (8) cuirasses de Haut glacis (vert) ou intermédiaire (violet), (9) filons, (10) contact granitoïdes/roches vertes, (11) anciennes dunes et (12) coupes étudiées (Sanfo et al., 1993).

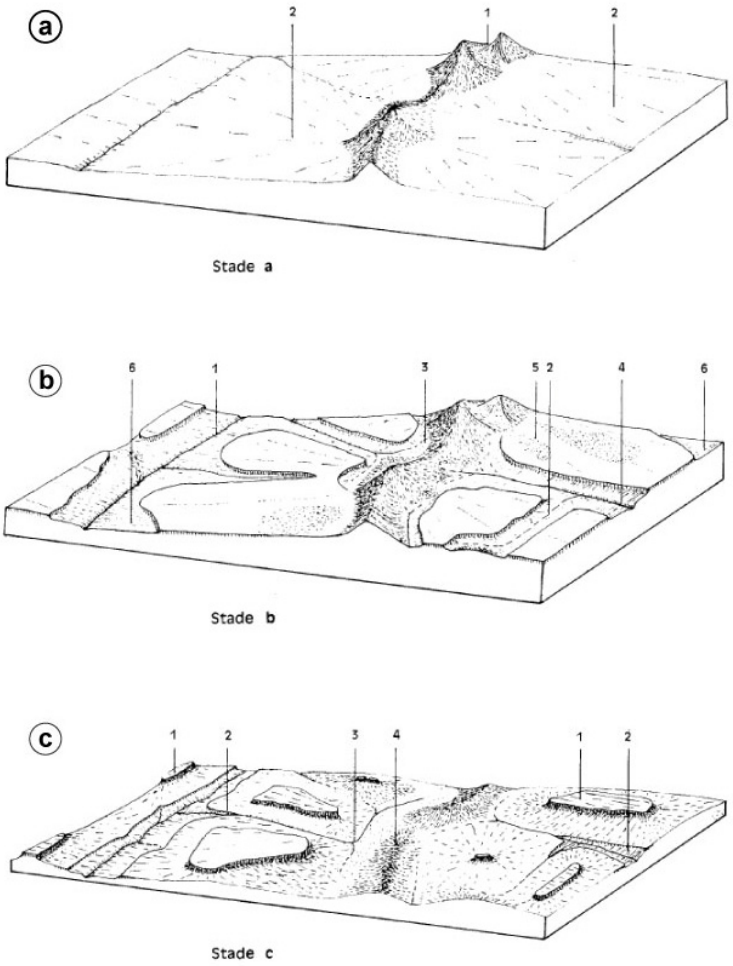


Figure 3.21 : Schéma d'évolution d'un paysage ouest africain typique inspiré des confins Burkina Faso/Côte d'Ivoire. (a) Morphologie au stade du Haut glacis. (b) Déblaiement du Haut glacis par le Moyen Glacis. (c) Dissection post-Moyen glacis jusqu'à l'actuel (Eschenbrenner et Grandin, 1970).

Sur le même interfluve, le Moyen glacis est toujours moins cuirassé que le Haut glacis et sa cuirasse est plus riche en argile. Il peut ne pas être cuirassé ou être légèrement induré (*Boulangé et al., 1973*). Sa cuirasse a donc un aspect semblable à celle du Haut glacis mais elle est beaucoup plus friable. De nombreuses termitières peuvent ainsi percer la cuirasse du Moyen glacis (Figure 3.22). Les éléments transportés les plus grossiers, pris dans cette cuirasse sont généralement les éléments de la cuirasse du Haut glacis. La granulométrie du Moyen glacis est alors plus faible (graviers et sables, Figure 3.22c). Le conglomérat pris dans la cuirasse du Moyen glacis contient aussi de nombreux graviers de quartz.

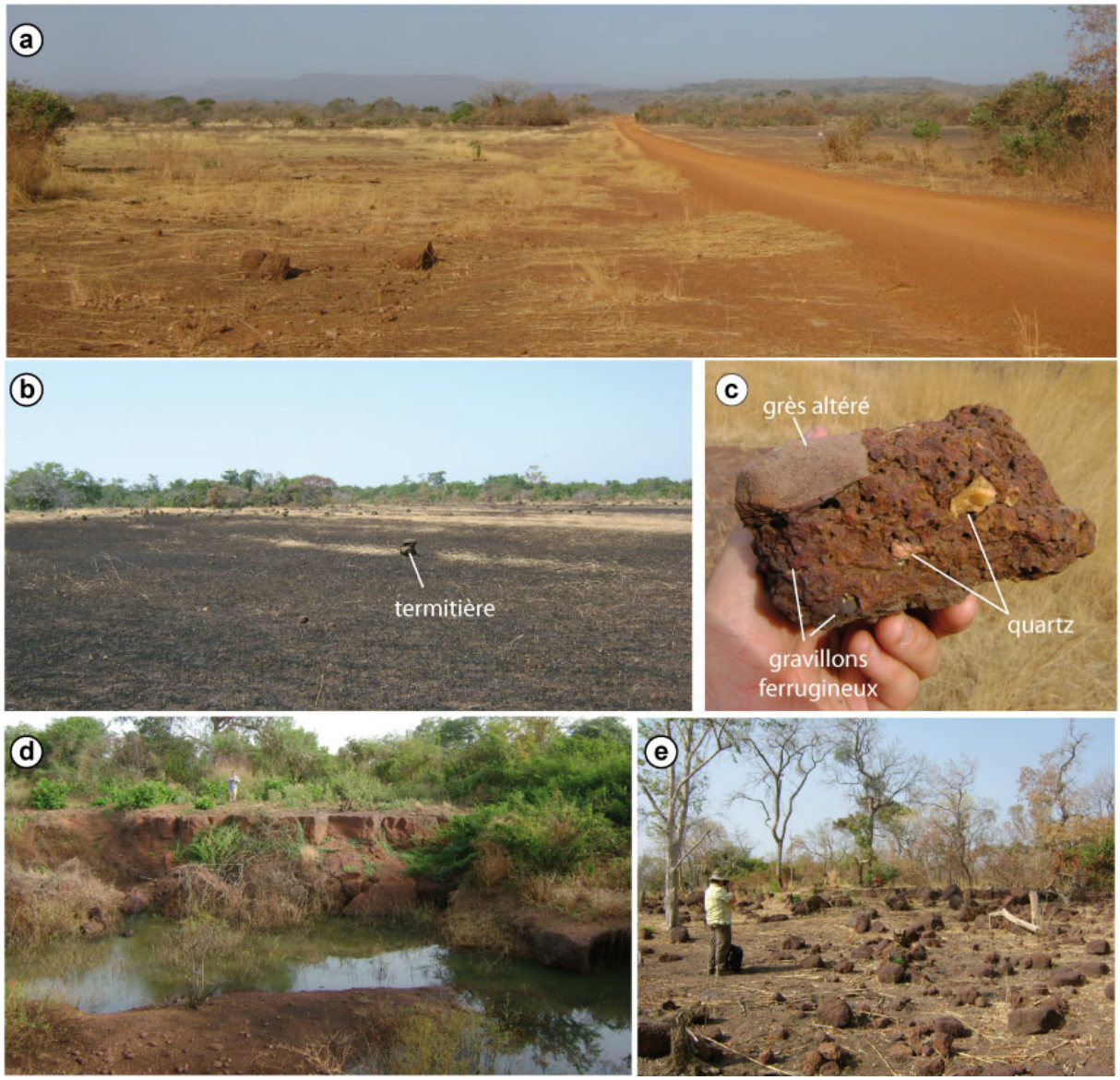


Figure 3.22 : Morphologie et matériaux du Moyen glacis. (a) Surface typique du Moyen glacis au Sénégal oriental. (b) Surface du Moyen glacis mise à nue par les feux de brousse et portant des termitières, dans la région de Syama, Sud Mali. (c) Cuirasse de Moyen glacis englobant des morceaux de grès, des gravillons ferrugineux et des quartzs (probablement des éléments de Haut glacis), région de Kédougou, Sénégal. (d) Cuirasse et lithomarge de Moyen glacis au niveau d'un marigot, région de Dédougou, Nord-ouest Burkina Faso. (e) Rebord d'un Moyen glacis en cours de démantèlement dans la région de Kédougou au Sénégal.

c. Le Bas glacis et l'actuel (S5)

Le Bas glacis correspond à l'entaille du Moyen glacis. Il est rarement cuirassé, parfois carapacé (*Boulangé et al., 1973*). Il est bien souvent difficile à distinguer de l'érosion actuelle. Du fait de sa cuirasse peu épaisse, il peut être repris et déblayé par l'érosion récente. Néanmoins, dans la zone sahélienne, il est possible d'observer le Bas glacis cuirassé, plus développé et formant des grands aplats (Figure 3.23 ; *Michel, 1973*). Cette surface est parfois réemployée en temps que pédiplaine

fonctionnelle (Figure 3.23). On parle alors de glacis polygénique, ce qui signifie qu'il a été réutilisé, même après son cuirassement, si celui-ci a eu lieu. Ce comportement est typique des zones sahéliennes où les surfaces d'aplanissement sont très étendues et est interprété comme résultant de la faible variation du niveau de base des glacis pendant des périodes très longues, empêchant la mise en relief des paléo-surfaces (*Boulet, 1970*). Au Burkina Faso, on peut observer le Bas glacis localement, en forage, recouvert par les alluvions récentes aux abords des fleuves (*O. Bamba, communication personnelle ;* Figure 3.17).

Etant donnée la difficulté que représente la reconnaissance du Bas glacis, son caractère parfois encore fonctionnel et aussi son développement moins systématique, cette dernière surface d'aplanissement sera peu utilisée dans la suite de l'étude.

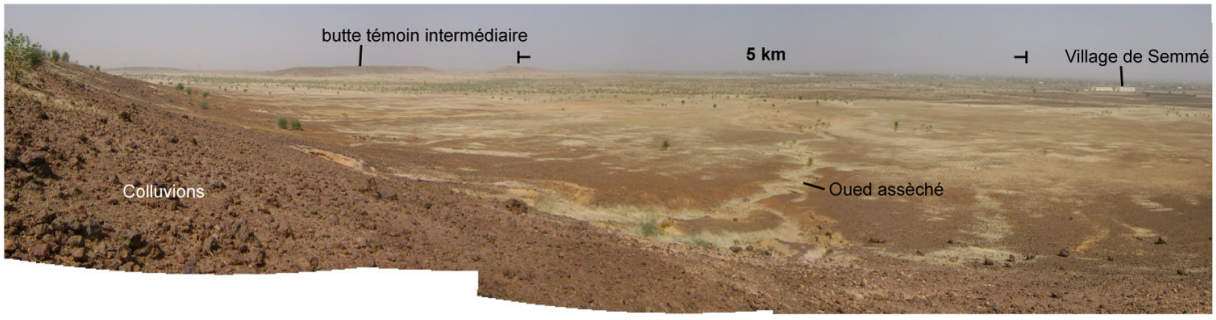


Figure 3.23 : Paysage très étiré par le Bas glacis à l'Est du bassin du Sénégal, région de Matam. Les dépôts colluviaux et les nombreux chenaux de la surface indiquent que cette surface composite est active lors de la mousson. Le relief de commandement du glacis est un plateau relique de la surface d'intermédiaire sur grès. On voit les éboulis de cuirasse intermédiaire au premier plan.

d. Préservation des glacis en fonction de la latitude

Le développement de glacis cuirassés implique l'existence de variations climatiques, plus précisément du passage de conditions climatiques semi-arides vers des conditions humides (*Grandin, 1976*). L'induration et la mise en relief d'une cuirasse est, quand à elle permise lors d'une nouvelle transition vers un climat semi-aride. Par la suite, et malgré sa résistance, cette cuirasse va évoluer et éventuellement disparaitre. On distingue deux processus majeurs de dégradation d'une cuirasse : l'altération chimique et l'érosion mécanique. Ces deux processus étant influencés par le climat, la préservation/dégradation des glacis cuirassés d'Afrique de l'Ouest varient en fonction de la latitude (Figure 3.24).

Dans le Sahel (Figure 3.3), les surfaces d'érosion s'expriment plus fortement et les cuirasses de Haut glacis sont érodées mécaniquement. On observe parfois des Moyen glacis assez développés (Figure 3.20) mais ceux-ci sont généralement érodés et les surfaces du Bas glacis et les surfaces actuelles sont plus développées (Figure 3.23). Dans la zone soudanienne (savane), le Bas glacis est peu

observé alors que les cuirasses de Haut et Moyen glacis sont bien développées. En domaine guinéen et forestier (Figure 3.24), les cuirasses de Haut glacis vont avoir tendance à fondre géochimiquement, sous l'effet d'une altération toujours importante. Les Moyen glacis sont alors pas ou peu développés et parfois même en continuité géochimique avec le Haut glacis (Figure 3.24; *Grandin, 1976*).

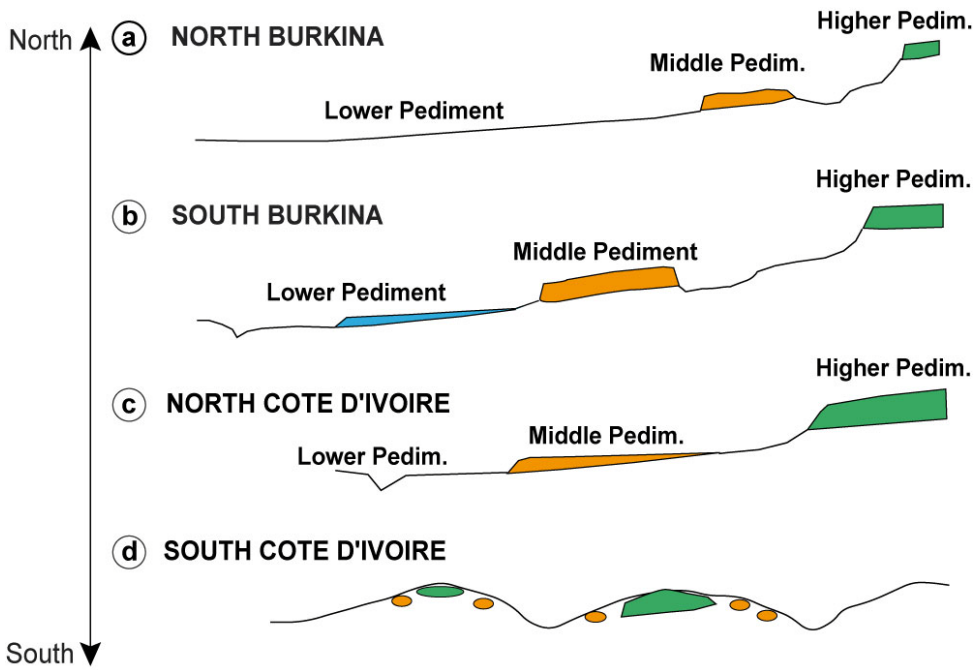


Figure 3.24 : Evolution de la morphologie de préservation des différents types de glacis en Afrique de l'Ouest entre le Burkina Faso et la Côte d'Ivoire (Burke et Gunnell, 2008 ; adapté de Grandin, 1976).

Chimie des cuirasses latéritiques en Afrique de l'Ouest

Malgré des substrats géologiques différents, la géochimie des latérites tend à s'uniformiser au cours d'une altération importante prolongée (*Boeglin et Mazaltarim, 1989*). L'altération va en effet concentrer certains éléments et évacuer d'autres. Evidemment, des éléments absents dans la roche mère (tel le manganèse) ne pourront pas se retrouver dans la latérite issue de son altération. En revanche, la composition en silice, fer et aluminium des latérites montre des tendances. Schellmann (*1981*) propose une classification géochimique des latérites à partir de diagrammes triangulaires avec trois pôles purs : Fe_2O_3, Al_2O_3 et SiO_2. Dans cette classification, le taux de maturité de la latérite (ou d'altération) est inversement proportionnel au pourcentage de silice, l'élément préférentiellement lessivé dans les profils d'altération. Les cuirasses latéritiques d'Afrique de l'Ouest peuvent être classées de cette manière (*Boulangé et al., 1973*). La cuirasse bauxitique, qui est issue de l'altération la plus avancée, est très riche en aluminium et pauvre en silice avec une quantité de fer variable (Figure 3.25). La cuirasse intermédiaire est riche en fer et pauvre en silice et aluminium. Les cuirasses de Moyen et Haut glacis sont difficiles à distinguer géochimiquement : elles sont pauvres en aluminium

et contiennent autant de fer que de silice. En revanche, la cuirasse de Haut glacis est riche en fer et relativement pauvre en silice quand elle remanie des blocs de cuirasse d'Intermédiaire (Figure 3.25).

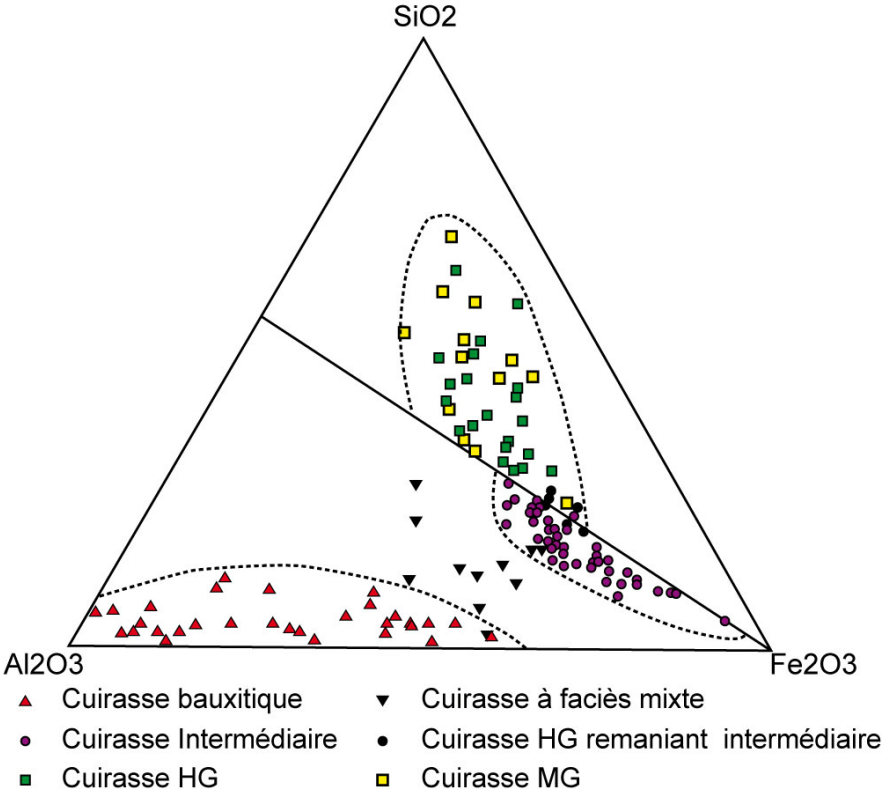


Figure 3.25 : Diagramme de Schellmann montrant la composition des cuirasses portées par les différents types de surface d'Afrique de l'Ouest (Boulangé et al., 1973). La cuirasse bauxitique est très bien individualisée vers le pôle aluminium tandis que les cuirasses intermédiaires, de Haut et Moyen glacis semblent se distinguer par leur contenu en silice et en fer.

La concentration de certains éléments dans le sol et les cuirasses est fonction de l'intensité mais aussi de la durée d'altération géochimique du substrat (*Boeglin, 1990*). Ainsi, Tardy et Roquin (*1998*) ont tenté de dater la séquence ouest africaine à partir de la teneur en quartz des cuirasses ferrugineuses d'Afrique de l'Ouest. Ils calculent ainsi la durée nécessaire pour former les cuirasses de composition égale à celles de la séquence à partir d'une lithomarge de type kaolinique en utilisant les conditions maximales pour la dissolution du quartz (Figure 3.26). Selon Tardy et Roquin (*1998*), les âges obtenus par ce calcul sont minimaux. Ils montrent que le temps nécessaire à la formation de cuirasse de la puissance de celles d'Afrique de l'Ouest par altération est de l'ordre de 1 à 15 Ma (Figure 3.26). Le modèle qu'ils utilisent ne prend cependant pas en compte le fait que les oxydes de fer concentrés dans les cuirasses ne sont pas uniquement issus de la transformation de la lithomarge. En effet, on retrouve des clastes de bauxite et de cuirasse d'Intermédiaire dans les cuirasses de Haut glacis par exemple (voir en page 79). Le fer que ces clastes contiennent peut être dissous et réutilisé pour former la cuirasse du Haut glacis.

Faciès de cuirasse	épaisseur	Fe_2O_3	âge minimum
Relief-Intermédiaire	8 m	60 %	16 Ma
Haut-Glacis	5 m	50 %	8 Ma
Moyen-Glacis	3 m	40 %	4 Ma
Bas-Glacis	2 m	20 %	1,3 Ma
Argile tachetée	2 m	10 %	0,7 Ma

Figure 3.26 : Durées minimales nécessaires à la transformation de lithomarges kaoliniques en cuirasses ferrugineuses types de la séquence ouest africaine, calculées à partir d'un taux maximal de dissolution du quartz (Tardy et Roquin, 1998). Selon ces auteurs, cette méthode permet de proposer des âges minimum pour les surfaces.

2.3 Variations climatiques cénozoïques et âges des latérites

La plus grande faiblesse du modèle morphogénétique de Michel (*1973*) réside dans l'âge qu'il propose pour les surfaces de la séquence morpho-climatique. La distinction que fait Michel (*1973; 1978*) entre les trois surfaces bauxitiques (Figure 2.15) est basée sur les différentes gammes d'altitude auxquelles on peut les observer dans le Fouta-Djalon, en Guinée. P. Michel propose un âge éocène pour la surface de Fantofa, qui correspondrait à la Surface Africaine de King (*1950)*, un âge crétacé pour la surface de Dongol Sigon et un âge jurassique pour la surface de Labé (Figure 3.10). Cette distinction est probablement abusive : la surface de Labé ne semble pas pouvoir remonter au-delà de l'Albien-Cénomanien (*Chardon et al., 2006*; voir en page 72). De plus, Michel (*1973*) n'a aucune contrainte stratigraphique sur l'âge des surfaces post-bauxitiques. Il reprend le calendrier des cycles glaciaires utilisé de manière quasi-systématique dans la littérature européenne pour dater des surfaces tropicales. L'âge de la Surface intermédiaire est attribué au Plio-pléistocène qui correspond au Villafranchien (surface préglaciaire) tandis que l'âge des glacis est attribué au quaternaire (cycles glaciaire/interglaciaire). Tardy et Roquin (*1998*) mettent en doute cette proposition, notamment pour la surface intermédiaire, arguant que le hiatus proposé entre elle et la bauxite (40 Ma) est anormalement long et qu'il est peu probable que le continent africain n'ait pas subit d'altération durant cet intervalle. De plus, les intervalles proposés par Michel (*1973*) sont trop courts pour expliquer la formation des cuirasses de l'épaisseur de celles de la séquence morpho-climatique (*Tardy et Roquin, 1998*; Figure 3.26).

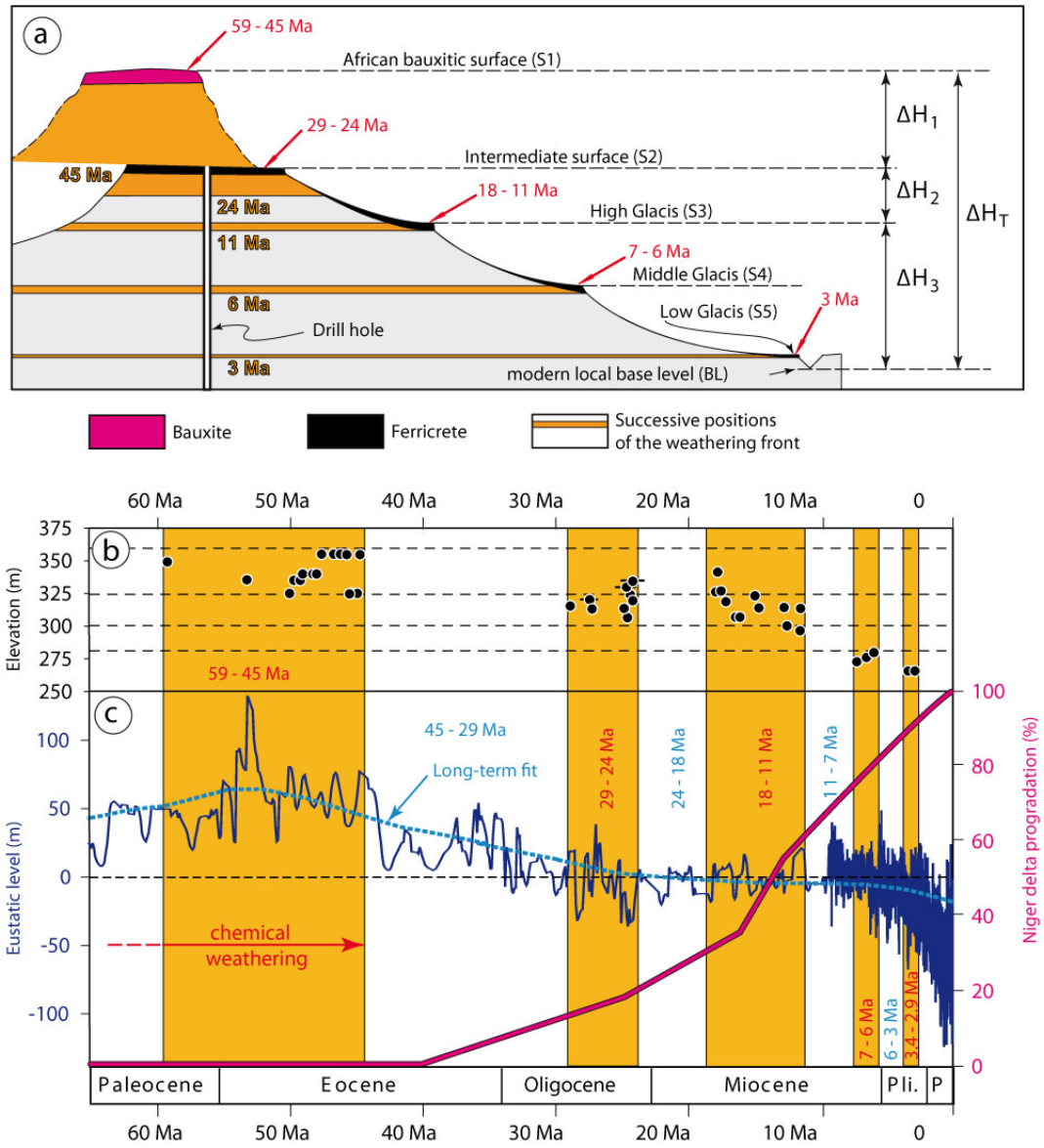


Figure 3.27 : Synthèse des datations effectuées sur le gisement manganésifère de Tambao au Burkina Faso (localisation Figure 3.3). (a) Coupe schématique du site montrant les différentes surfaces préservées ainsi que les profils d'altération associés. Cette coupe montre que les surfaces et les profils d'altération successifs sont reliés à des paléo-niveaux de base. Les âges en orange le long du forage représentent les âges d'abandon des profils d'altération successifs rencontrés. L'altitude de la surface bauxitique du site voisin d'Aribinda a été projetée sur la coupe pour rendre compte de l'ampleur du relief bauxitique. (b) Répartition de l'âge des échantillons de cryptomélane en fonction de leur altitude en surface et dans le forage. c) La courbe de variations du niveau de la mer () et la courbe de progradation du delta du Niger (*Séranne, 1999*) sont montrées à titre de comparaison. Les périodes d'altération sont indiquées en orange (Beauvais et Chardon, 2013).

Après les âges proposés par Tardy et Roquin (*1998* ; voir section précédente) de nouveaux âges géochimiques sont publiés à partir de datations effectuées sur le gisement manganésifère du site de Tambao au Burkina Faso (*Hénocque et al., 1998; Hénocque, 1999; Colin et al., 2005;* Figure 3.3). A partir de ces données, Beauvais et al. (*2008*) proposent une datation de la séquence de latérites en accord avec la géomorphologie du site. Les âges qu'ils présentent sont obtenus par datation ^{39}Ar-^{40}Ar

sur un minéral supergène appelé cryptomélane ($K_{1-2}Mn_8O_{16}$, nH_2O). Ce minéral est un produit très avancé d'altération intense qui se forme en base de profil d'altération sur un protore manganésifère.

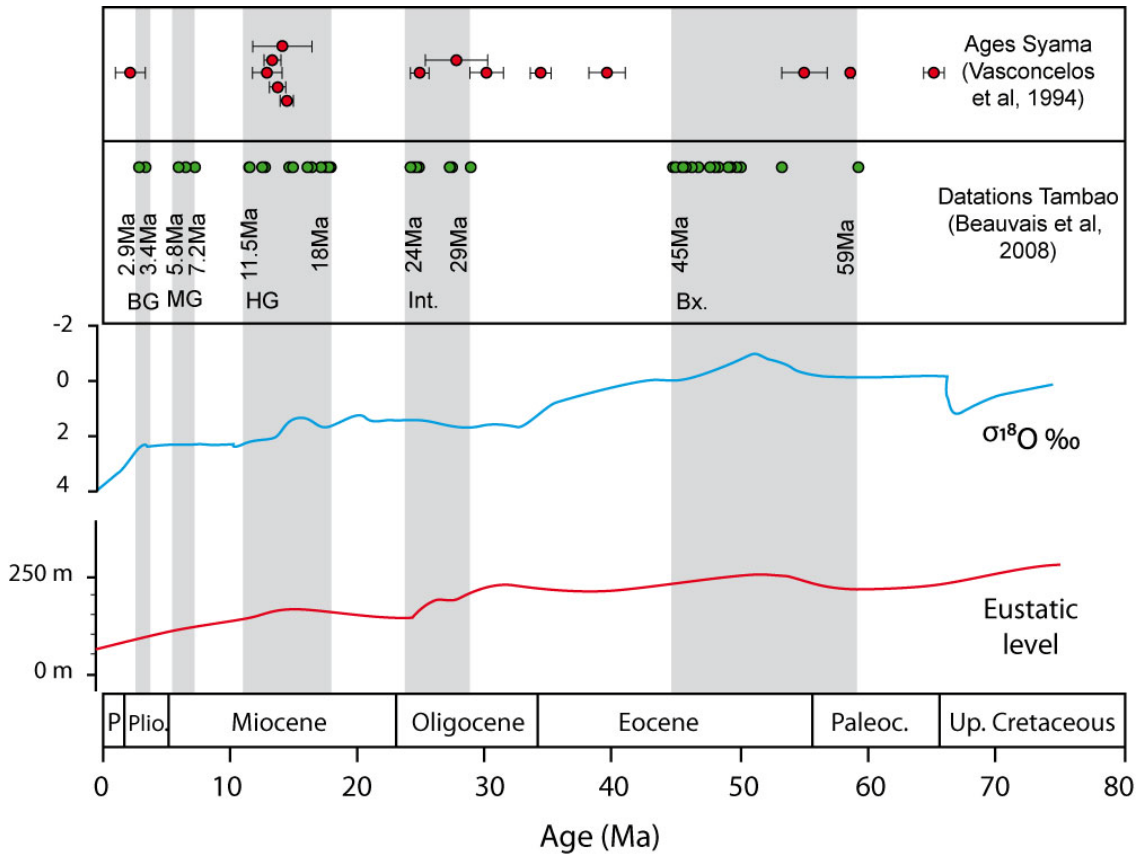


Figure 3.28 : Comparaison entre les âges obtenus par Beauvais et al. (2008) sur le site de Tambao (climat sahélien) et ceux de l'étude de Vasconscelos et al. (*1994b*) sur le site de Syama (climat guinéen). Les courbes de δ18O (Zachos et al., 2001) et de variations du niveau marin (Haq et al., 1987) sont également présentées.

Sur le site de Tambao, les cuirasses de la surface intermédiaire et des Haut, Moyen et Bas glacis sont préservées (*Grandin, 1976*; Figure 3.27). Des forages traversant les différents profils d'altération ont permis d'échantillonner des cryptomélanes (*Hénocque et al., 1998; Colin et al., 2005; Beauvais et al., 2008* ; Figure 3.27). La base des profils est reliée au niveau de base successif de chaque surface (Figure 3.27). Beauvais et al. (*2008*) répartissent leurs âges plateau mesurés sur les cryptomélanes en différents intervalles de plus grande fréquence (59 - 45, 29 - 24, 18 -11,5, 7,2 -5,8, et 3,4 -2,9 Ma ; Figure 3.27). Les plus jeunes sont en position topographique basse et les plus vieux en position haute. Ces âges sont interprétés comme les âges des profils d'altération successifs du site de Tambao. L'intervalle 29-24 Ma est attribué à la période de formation du profil d'altération associé à la cuirasse intermédiaire, l'intervalle 18-11 Ma à celle du Haut glacis, l'intervalle 7-6 Ma à celle du Moyen glacis et l'intervalle 3,4 - 2,9 Ma à celle du Bas glacis (*Beauvais et al., 2008; Beauvais et Chardon, 2013*; Figure 3.27). Entre ces périodes, l'absence de formation de cryptomélane est attribuée

à une période d'altération plus faible et/ou à la déstabilisation des sols par érosion mécanique. La durée des périodes d'altération proposées explique mieux l'épaisseur des altérations observées notamment sous la Surface intermédiaire et le Haut glacis. La formation de cryptomélane pendant les périodes 29-24 Ma et 18-11 Ma coïncide avec le réchauffement fini oligocène et la période d'optimum climatique miocène (*Zachos et al., 2001*; Figure 2.8 et 3.28).

Sur le site de Tambao, on retrouve des âges de formation de cryptomélane durant la période Paléocène-Eocène (59 - 45 Ma ; *Beauvais et al., 2008*). Malgré l'absence de cuirasse bauxitique, cet intervalle est attribué à celui de la surface Africaine. L'âge paléocène-éocène de la surface Africaine est en effet reconnu depuis longtemps en Afrique de l'Ouest (*Boulangé et Millot, 1988; Chardon et al., 2006; Burke et Gunnell, 2008*) car cette période est considéré comme la dernière période d'effet de serre majeure susceptible de former des altérations de type bauxitique et elle est contrainte dans l'enregistrement stratigraphique (*Valeton, 1994; Tardy et Roquin, 1998; Zachos et al., 2001 ;* Figure 2.8). Cette période est synchrone avec la dernière grande transgression et le dépôt de carbonates en Afrique de l'Ouest (*Lang et al., 1986; Séranne, 1999*). La transition greenhouse-icehouse après l'Eocène a été accompagnée par l'installation de périodes climatiques plus sèches avec une saisonnalité plus marquée. Ces périodes, plus favorables à l'érosion, ont alterné avec des périodes climatiques humides favorables à l'altération (*Séranne, 1999; Beauvais et Chardon, 2013*). Les conditions climatiques nécessaires à la formation de bauxite à l'échelle globale ne seront plus réunies. La sédimentation devient détritique sur les marges ouest africaines (*Séranne, 1999; Burke et al., 2003*) et sur le continent avec le dépôt du Continental terminal dans le bassin des Iuellemmeden (*Lang et al., 1986*). Dans ce bassin, la surface sommitale du Continental terminal est affectée par l'altération de type intermédiaire. Les glacis de la séquence morpho-climatique ouest africaine emboités sous cette surface marquent son incision (*Beauvais et al., 2008*; Figure 3.16).

D'autres minéraux formés par altération (l'alunite et la jarosite) ont été datés au Mali sur le site de Syama (*Vasconcelos et al., 1994b*; Figure 3.3). Dans l'étude de Vasconscelos et al. (*1994b*), un seul âge sera jugé pertinent (~13 Ma ; correspondant à la période d'altération du Haut glacis). Sur la Figure 3.28, les âges de Vasconscelos et al. (*1994b*) pour lesquels la barre d'erreur est inférieure à 5 Ma ont été reportés. De nombreux âges sont répartis entre 11 et 18 Ma, ce qui confirme l'existence d'une période d'altération importante après la formation du Haut glacis (optimum miocène ; *Zachos et al., 2001*). Un âge d'environ 3 Ma pourrait correspondre à l'altération post-Bas glacis. Deux âges sont contemporains de l'altération bauxitique (~65 à 52 Ma). En revanche, entre 25 et 40 Ma, les âges sont disséminés, indiquant des reprises d'altération (Figure 3.28). Ces âges indiquent que le climat hydrolysant a pu être établit au moins par intermittence entre 45 et 29 Ma. Le site de l'étude de Vasconcelos et al. (*1994b*) se trouve aujourd'hui dans la zone guinéenne (Figure 3.3), plus proche de l'équateur que le site de l'étude de Beauvais et al. (*2008*). Il est probable que les climats propices à

l'altération se soient plus longuement exprimés pendant l'Oligocène dans cette zone. L'existence de conditions hydrolysantes entre les périodes bauxitique et intermédiaire pourrait expliquer le lien génétique parfois observé entre profils d'altération et les cuirasses de ces derniers (voir en page 75). Cependant, les conditions d'altération nécessaires à la formation de la jarosite et l'alunite sont moins intenses que celles nécessaire à la formation de cryptomélane. Il est donc possible que ces minéraux ait simplement enregistré des périodes d'altérations indétectables par la cryptomélane.

3. Conclusion

Contrairement à ce que postulait King (*1950*), il n'y a pas de paléo-surface continuellement exposée depuis le Crétacé en Afrique de l'Ouest. L'existence de cette dernière reste même débattue. On ne peut donc pas retrouver de marqueurs topographiques précédant la rupture de Gondwana en Afrique de l'Ouest. En revanche, à l'instar de celle de l'Afrique, la topographie ouest africaine possède de nombreuses surfaces d'aplanissement comme la surface Africaine, d'âge éocène. La formation de cette surface date de l'optimum climatique paléocène-éocène lorsque le climat était de type équatorial (chaud et humide) en Afrique de l'Ouest. Le paysage ouest africain était recouvert par une végétation luxuriante propice à l'altération intense et la formation de bauxite. Le système hydrographique était très ramifié et le relief local était limité (Figure 3.29a). A la fin de l'Eocène, le climat a changé d'un régime greenhouse à un régime icehouse. Ce changement a été accompagné par l'alternance de périodes chaudes et humides, propices à l'altération, avec des périodes plus arides à saisonnalité marquée, limitant l'altération et provoquant l'érosion des paysages ouest africains. Ces alternances ont marqué l'arrêt de la formation régionale de bauxites en Afrique de l'Ouest et l'abandon de la surface Africaine vers 45 Ma.

Ces mêmes alternances climatiques ont permis la formation de la séquence morpho-climatique marquant la dénudation du continent ouest africain depuis 45 Ma. Chaque surface a des caractéristiques morphologiques et pétrologiques typiques. La Surface intermédiaire marque un enfoncement du réseau hydrographique pendant la fin de l'Eocène et l'Oligocène (Figure 3.29b). Elle est scellée par une cuirasse massive, marqueur d'une altération importante, qui est abandonnée vers 24 Ma. Cette cuirasse est extrêmement ferrugineuse, signalant des conditions d'altération (intensité, drainage) différentes de celle de l'intervalle paleocène-éocène. Au Néogène, les alternances climatiques propices à l'érosion mécanique puis au cuirassement sont plus marquées. Ainsi, trois générations de glacis vont se développer sur les versants puis être cuirassées (Figures 3.29c, 3.28d, 3.28e et 3.28f). Chaque type de glacis se développe pendant des périodes arides à saisonnalité plus marquée. Les glacis sont abandonnés lors du retour de conditions plus arides, à la fin d'une période d'altération intense, qui abouti à leur cuirassement. Les éléments transportés, pris dans leurs cuirasses, témoignent de l'érosion et de la redistribution des cuirasses de bauxite et d'intermédiaire. Ces clastes

sont riches en fer et participent au cuirassement ferrugineux important des glacis. La cuirasse de Haut-glacis qui est la plus puissante et la mieux préservée est abandonnée vers 11 Ma. Le Moyen glacis est abandonné vers 6 Ma tandis que le Bas glacis est abandonné vers 3 Ma.

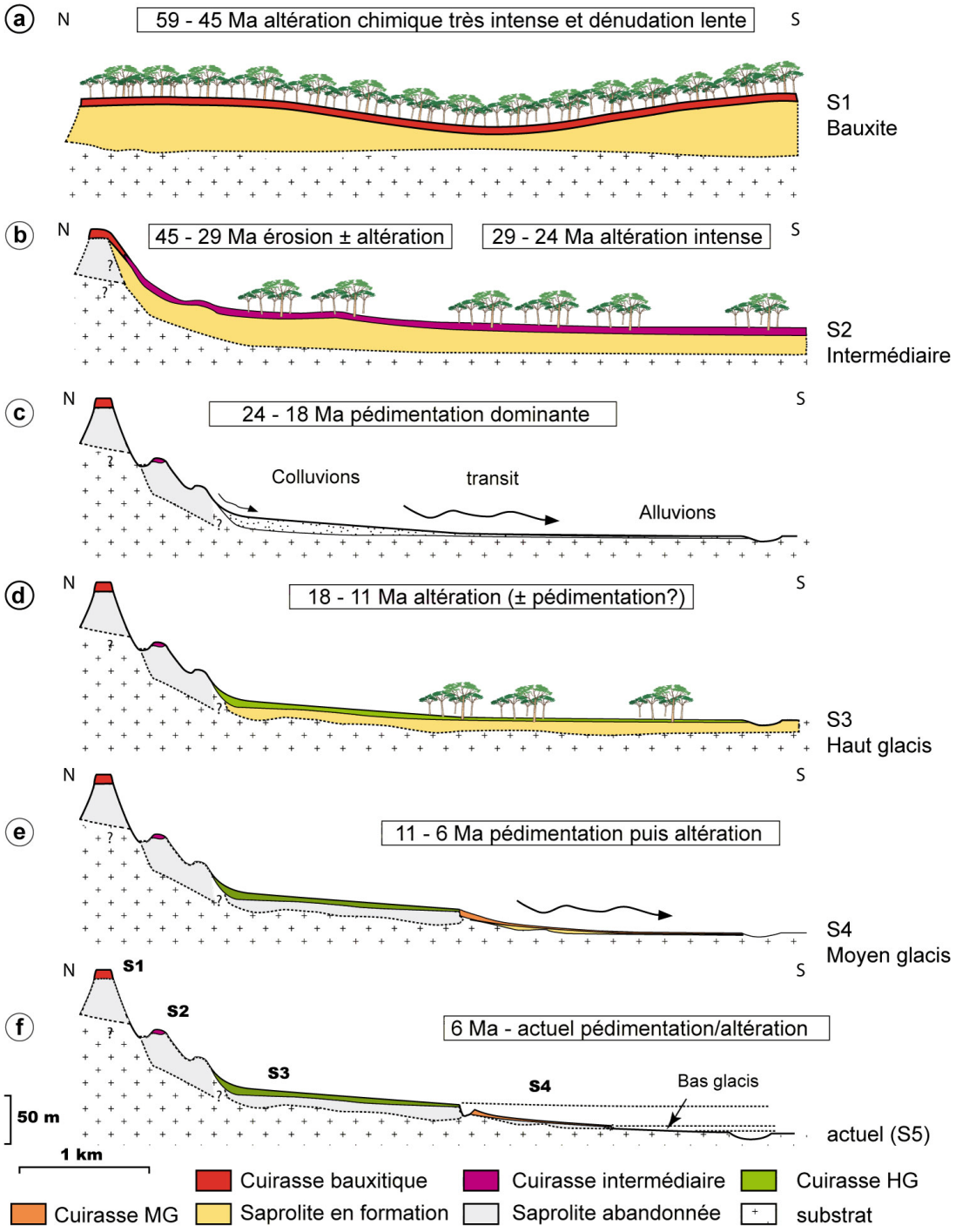


Figure 3.29 : Modèle d'évolution d'un interfluve ouest africain depuis 45 Ma basé sur la chronologie de Beauvais et al. (2008).

Conclusion de la partie I : L'Afrique de l'Ouest, un objet géomorphologique exceptionnel

L'Afrique est une zone privilégiée pour étudier l'influence du climat et de l'épirogénèse sur le développement de la topographie et la dynamique de l'érosion. L'Afrique australe notamment forme un superswell qui suggère l'influence de processus épirogéniques de grande longueur d'onde, d'origine présumée mantellique. L'Afrique est également caractérisée par une topographie de type « basins and swells » qui est interprétée comme résultante de forçages épirogéniques (mantelliques, flexuraux,..). Le développement de cette topographie est considéré par certains comme le facteur majeur responsable de la dynamique de surface et du remplissage des bassins sédimentaires des marges passives africaines. D'autres modèles invoquent le contrôle important de l'évolution du climat au Cénozoïque sur ce remplissage.

L'Afrique de l'Ouest est restée tectoniquement stable au cours du Cénozoïque. L'hypsométrie ouest africaine est élevée et interprétée comme marqueur du soulèvement en masse de l'Afrique de l'Ouest après la transgression éocène. Des changements topographiques majeurs sont donc suggérés durant le Cénozoïque. Cependant, le timing de ces changements et les mécanismes à leur origine restent débattus. L'enregistrement géologique ouest africain, principalement les dépôts sédimentaires sur les marges, est insuffisant pour caractériser cette évolution. Par exemple, les modifications potentielles de cet enregistrement par l'évolution climatique long-terme restent mal connues. Il manque en effet des informations permettant de caractériser la dynamique de la surface ouest africaine à l'échelle des temps géologiques pour faire le lien avec les bassins sédimentaires.

Depuis les incursions marines au Crétacé-Eocène, l'Afrique de l'Ouest est un domaine exclusivement continental. Sa position intertropicale pendant le Cénozoïque a permis la formation de latérites sous l'effet du climat hydrolysant. Entre les périodes dominées par l'altération, l'incision des rivières a provoqué la mise en relief des surfaces d'altération formées auparavant. Cinq surfaces cuirassées ont ainsi été formées et abandonnées sur les interfluves ouest africains. Les formes et altérations de ces surfaces sont distinctes, caractéristiques et se sont développées de manière quasi-synchrone sur le craton. On peut donc les regrouper en une séquence morpho-climatique. La première, la surface Africaine, est identifiée sur l'ensemble du continent et résulte de l'altération intense durant la période paléocène-éocène. Les autres surfaces sont essentiellement ferrugineuses. Elles marquent la dissection de la surface Africaine par le réseau hydrographique. Les âges d'abandon des latérites sont approximativement 45, 24, 11, 6 et 3 Ma.. Cette séquence est donc caractéristique de l'évolution morphologique de l'Afrique de l'Ouest au cours du Cénozoïque. Elle contient des marqueurs topographiques qui permettront d'étudier la dissection et la déformation de la surface Africaine. Elle

est également influencée par les variations climatiques cénozoïques au même titre que l'enregistrement des bassins sédimentaires. Elle constitue alors un outil géomorphologique exceptionnel pour caractériser l'évolution du relief ouest africain au Cénozoïque et améliorer notre compréhension de la dynamique du continent africain.

Partie II: Répartition spatiale des reliques de paléo-surfaces et évolution du réseau de drainage depuis l'Eocène en Afrique de l'Ouest

La séquence morpho-climatique ouest africaine offre la possibilité de pouvoir comparer l'évolution continentale depuis la fin de l'Eocène avec l'enregistrement sur les marges. Cependant, les observations des paléo-surfaces latéritiques disponibles dans la littérature sont dispersées et pas toujours agencées selon la nomenclature de Michel (*1973*). Il convient donc de rassembler les données disponibles sur la distribution des reliques latéritiques, de leur morphologie et de leur type d'altération afin de les compléter avant de pouvoir les utiliser.

Le Chapitre 4 montre l'élaboration d'une base de données qui s'appuie sur nos observations de terrain complétées par des observations sur Google Earth et des descriptions de la littérature. Elle récence les coordonnées (x, y, z) de reliques de bauxite, d'Intermédiaire et de Haut glacis ainsi que d'inselbergs et de données de forages dans les bassins sédimentaires continentaux. Cette base de données servira à reconstruire les paléo-topographies de différents stades morpho-climatiques afin de discuter l'évolution du drainage et de la dénudation. Elle servira également à présenter la répartition des formes et des types d'altération reliques sur le craton ouest africain. Quelques facteurs contrôlant cette répartition seront discutés. Le Chapitre 5 discute l'évolution du drainage et des paléogéographies d'Afrique de l'Ouest depuis le Cénozoïque. Le Chapitre 6 propose l'analyse plus fine de la dynamique d'incision au sein des grands bassin-versants grâce à l'étude de l'évolution de profils en long des rivières. Les implications de ces résultats sur la détection de l'épirogénèse en Afrique de l'Ouest seront développées. Le Chapitre 7 présente l'évolution du paysage au Sud-ouest Burkina Faso depuis 11 Ma. L'étude de la dissection du Haut glacis est ses implications en prospection minière sont discutées.

Chapitre 4. Distribution spatiale des paléo-surfaces en Afrique de l'Ouest

Ce chapitre détaille le travail central d'acquisition de données de ma thèse : l'identification des reliques de paléo-surfaces latéritiques cuirassés à travers le sous-continent ouest africain. Ces observations constituent le socle sur lequel vont s'appuyer les chapitres suivants. Elles ont permis de constituer une base de données des surfaces latéritiques ouest africaines. La base de donnée recense les coordonnées (x, y, z) des reliques bauxitiques, intermédiaires et de Haut glacis ainsi que des inselbergs et des données de forages. Les nombreuses observations synthétisées ici montrent que la séquence décrite par Michel (*1973*) est robuste et peut être extrapolée à l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (voir aussi *Beauvais et Chardon, 2013*). Une carte morphologique régionale et une série de coupes ont été réalisées afin de discuter des facteurs contrôlant l'évolution du paysage depuis 45 Ma à l'échelle de la sous-région. Ce jeu de données sera également utilisé pour les reconstructions topographiques des chapitres 5, 8 et 9.

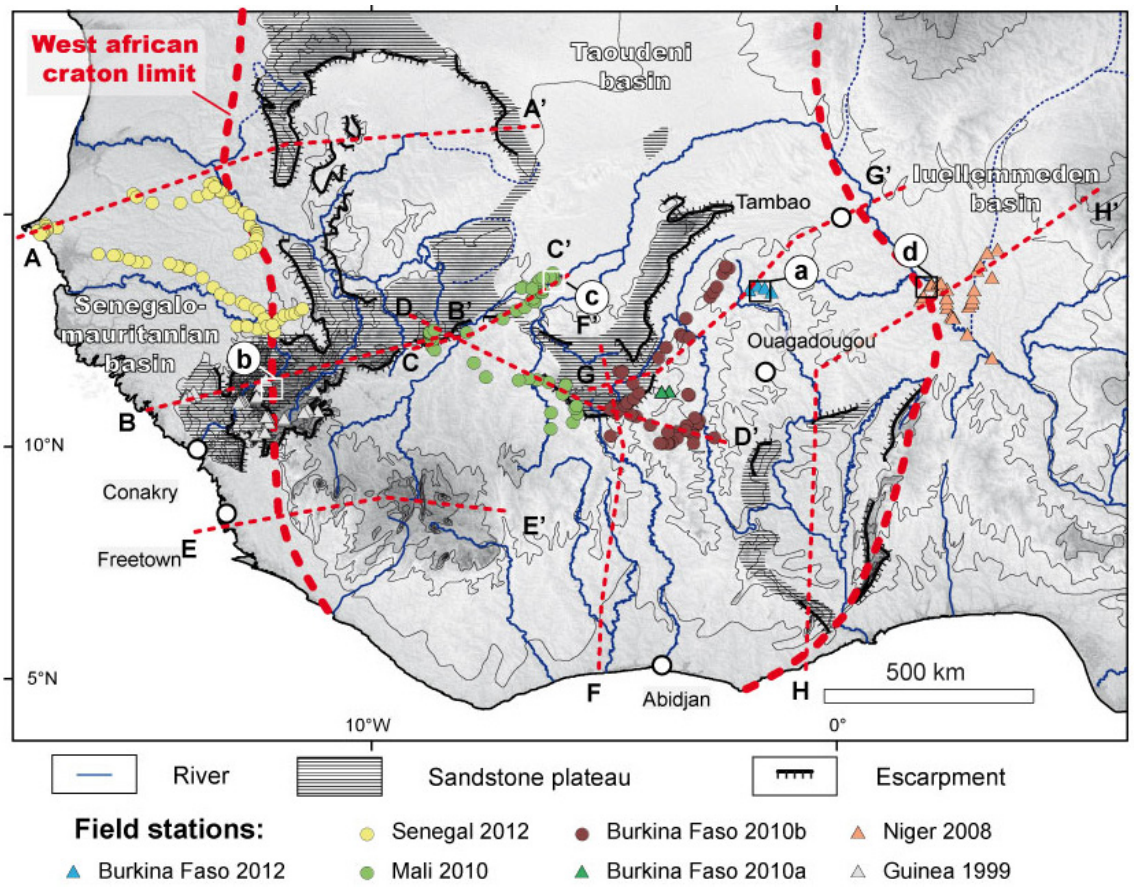


Figure 4.1 : Carte de répartition des observations de terrain effectuées en Afrique de l'Ouest depuis 1999 par D. Chardon, (triangles et cercles) et moi-même (cercles). Les boîtes numérotées de a à d représentent les stations détaillées en Figure 4.15. Les coupes régionales de la Figure 4.17 sont indiquées en tirets rouges et lettres capitales.

1. Méthodologie : construction de la base de donnée

La base de données est constituée de points (x, y, z) qui référencent la position, l'altitude et le type de cuirasses latéritiques observé sur une localité de quelques dizaines de km^2 maximum. Elle s'appuie sur celle déjà existante publiée par Beauvais et Chardon (*2013*). Cette dernière a été enrichie grâce à nos observations de terrain (Figure 4.1), aux nombreuses descriptions des formes et altérations d'Afrique de l'Ouest existant dans la littérature et surtout à l'aide de la reconnaissance des formes cuirassées sur le logiciel Google Earth (Figure 4.2).

Dans la thèse, les points géoréférencés de la base de données serviront à construire les paléo-topographies associées correspondant aux stades bauxitiques, intermédiaires et du Haut glacis. Ces topographies seront reconstruites sous forme de surfaces interpolées à partir des coordonnées (x, x, z) des points.

1.1 Critères d'identification des surfaces cuirassées sur Google Earth

Le chapitre précédent a montré que les surfaces latéritiques peuvent être identifiées à partir de critères essentiellement morphologiques. La bauxite forme des plateaux armés de cuirasses alumino-ferrugineuses dominant le paysage (*Michel, 1973*; Figure 3.12). La Surface intermédiaire est composée d'une cuirasse ferrugineuse massive. Elle peut être trouvée sur les pentes de relief en continuité avec la bauxite mais aussi déconnectée de cette dernière ou même sur des buttes isolée (Figure 3.14). Comme son abandon marque la fin d'une période d'altération poussée, sa surface est généralement convexe. Le Haut glacis est également couvert par une cuirasse ferrugineuse mais sa morphologie est très différente de celle de l'Intermédiaire (Figure 3.18). Ses rebords son généralement bien marqués, par exemple en direction de son relief de commandement (on parle de dépression amont). Le Haut glacis couvre les interfluves de la majorité des bas-fonds ouest africains et forme des surfaces tendues dirigées vers les drains principaux Lorsqu'il est bien préservé, sa morphologie montre une concavité plus prononcée vers l'amont. Le Moyen glacis possède des caractéristiques morphologiques similaires à celles du Haut glacis. Seulement, il est généralement moins développé et est souvent retrouvé sous ce dernier. De même, sa cuirasse n'a pas le même faciès en photo-interprétation. Alors que la cuirasse de Haut-glacis est massive et de couleur marron, rouge ou vert foncée (lorsqu'elle est recouverte par la végétation), celle du Moyen glacis a un aspect plus clairsemé avec des teintes jaunes, beiges ou grisées (Figure 3.22).

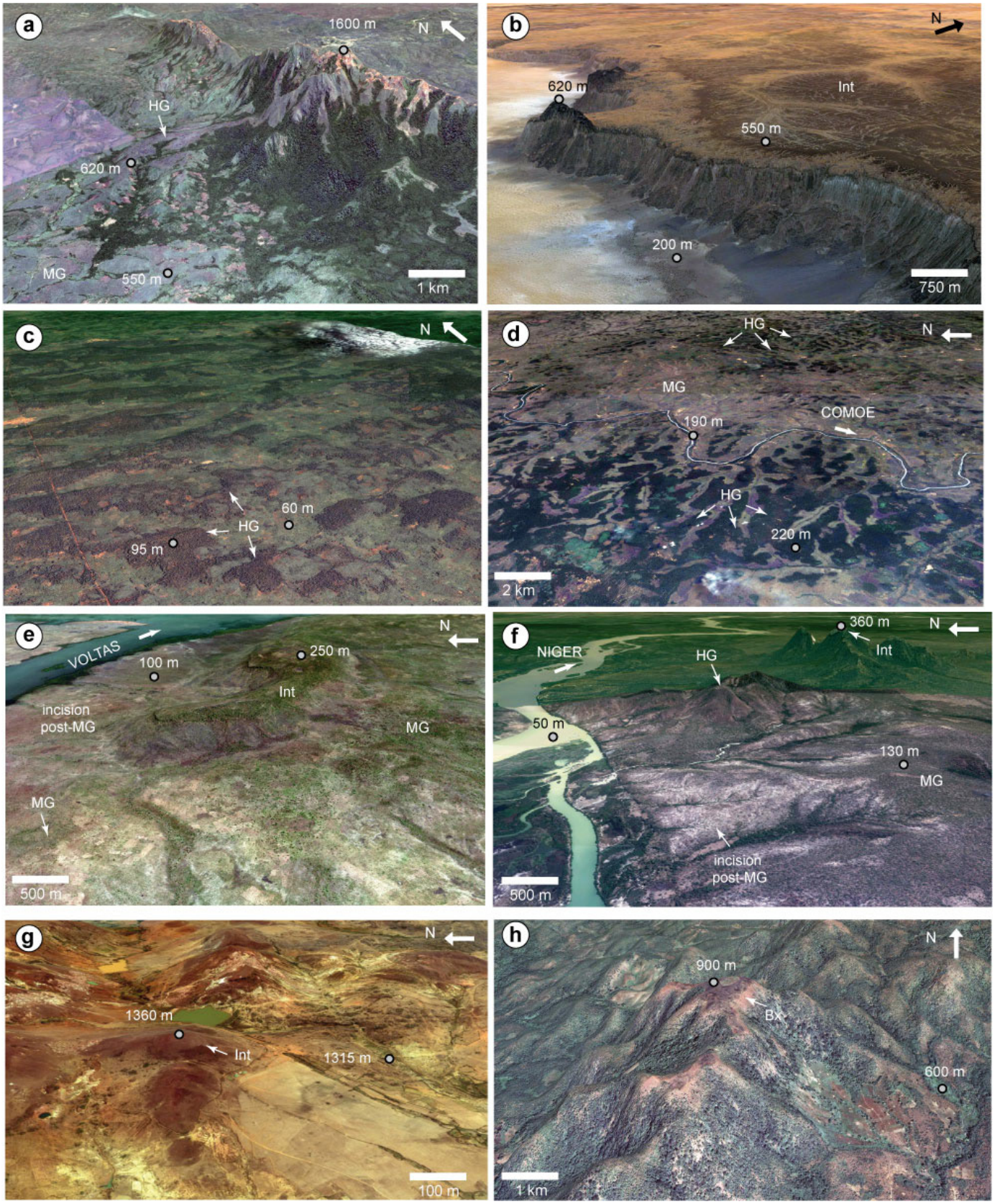

a
1600 m
N
HG
620 m
MG
550 m
1 km
b
N
620 m
Int
550 m
200 m
750 m
c
N
60 m
HG
95 m
d
HG
N
MG
190 m
COMOE
HG
220 m
2 km
e
N
VOLTAS
100 m
250 m
Int
incision
post-MG
MG
MG
500 m
f
360 m
N
NIGER
HG
Int
50 m
130 m
MG
incision
post-MG
500 m
g
N
1360 m
Int
1315 m
100 m
h
N
900 m
Bx
600 m
1 km

Figure 4.2 : (**En face**) Exemple d'identification des reliques de surfaces latéritiques de la séquence ouest africaine à partir d'observations Google Earth. (a) Disposition typique dans les sommets principaux de la dorsale guinéenne (ici la terminaison sud du massif du Simandou, Guinée) montrant le Haut glacis formant un piedmont incisé sous un sommet dont la crête est porteuse d'altération de type bauxitique. (b) Escarpement entre la dépression du Hodh et le plateau du Tagant en Mauritanie. La surface du Tagant, identifiée comme étant l'Intermédiaire, est dominée par des inselbergs. (c) Collines convexes de Haut glacis en désagrégement dans le Sud de la Côte d'Ivoire. (d) Paysage de Haut glacis entaillé par un paysage de Moyen glacis sur le bord de la Comoé au Nord de la Côte d'Ivoire. (e) Relique d'Intermédiaire abandonnée dans un paysage dominé par le Moyen glacis dans le bassin des Voltas au Ghana. (f) Disposition des surfaces d'aplanissement dans la région du Bas Niger, au Nigéria, où le Moyen glacis est la surface dominante. Il est néanmoins incisé. Quelques reliques de Haut glacis et de Surface intermédiaire sont retrouvées. (g) Surface intermédiaire développée sur la formation volcano-sédimentaire du plateau de Jos, Nigéria. (h) Relique bauxitique au Sud d'Abuja au Nigéria. (Bx), Intermédiaire (Int), Haut glacis (HG) et Moyen glacis (MG).Exagération verticale x3.

1.2 Données disponibles : observations de terrain et base de données de Beauvais et Chardon (2013)

La Figure 4.1 est une carte des stations où des observations ont été faites dans le cadre de recherches initiées depuis 1999 au CEREGE puis au GET avec l'appui de l'IRD dans les pays visités. Ces stations sont donc parsemées sur des zones où le type et la disposition des latérites sont connus, permettant d'en faire une cartographie sommaire. Dans le cadre de ma thèse, nous avons parcouru le Sénégal (2012), ainsi que le Mali méridional et le Burkina Faso (2010 ; Figure 4.1). La Figure 4.3 présente la coupe synthétique de nos observations dans la région de Kédougou au Sénégal oriental. Dans cette région, les interfluves sont constitués de reliques de glacis cuirassées. Ces dernières ont majoritairement été identifiées comme du Moyen glacis (*Lajoinie, 1963; Michel, 1973; 1977b;* Figure 4.3). La synthèse de nos travaux au Burkina Faso peut également être trouvée dans le Chapitre 7. La cartographie effectuée dans toutes ces zones explorées a servi de contrôle pour la reconnaissance Google Earth des latérites.

Une autre source de contrôle importante pour le repérage des latérites sur Google Earth a été la base de données de Beauvais et Chardon (*2013* ; Figure 4.4). Ces auteurs ont en effet identifié les reliques des surfaces bauxitiques, intermédiaires et de Haut glacis (respectivement S1, S2 et S3) à partir des mêmes critères Google Earth que ceux présentés en page 99. Toutefois, leurs données sont organisées de manière différente. Autour d'une localisation (par exemple, un massif bauxitique), une de leur station va recenser l'altitude de chacune des reliques présentes. Il y a donc un seul jeu de données avec plusieurs altitudes par station (une pour S1, une pour S2 et une pour S3 si leur reliques sont présentes). La nouvelle base de données est construite différemment. Elle comporte un jeu de données par type de surface (S1, S2 et S3) et chaque point de donnée représente un témoin. Si, par exemple, plusieurs surfaces latéritiques sont préservées à proximité d'une localité, alors un point avec des coordonnées (x, y, z) sera crée pour chaque relique.

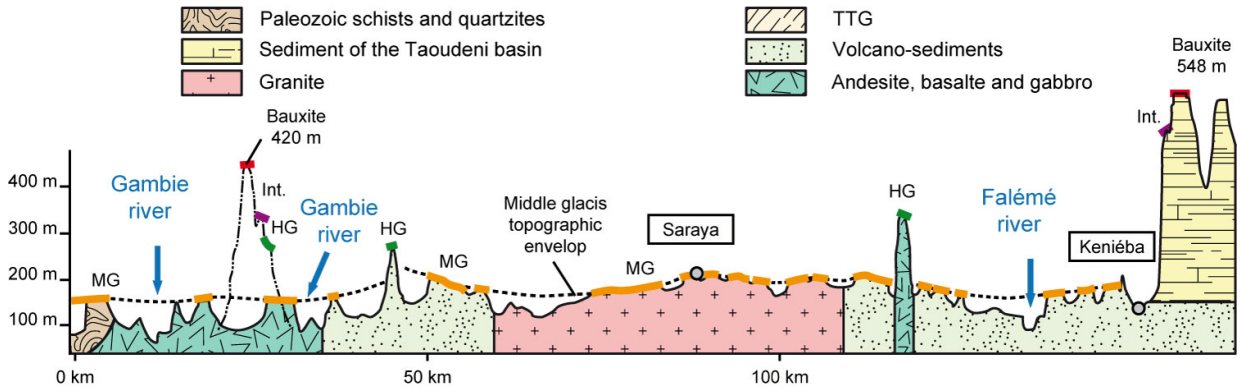


Figure 4.3 : Coupe morphologique de l'Est du Sénégal réalisée d'après nos observations de terrain. Lithologies d'après Ledru et al (1991).

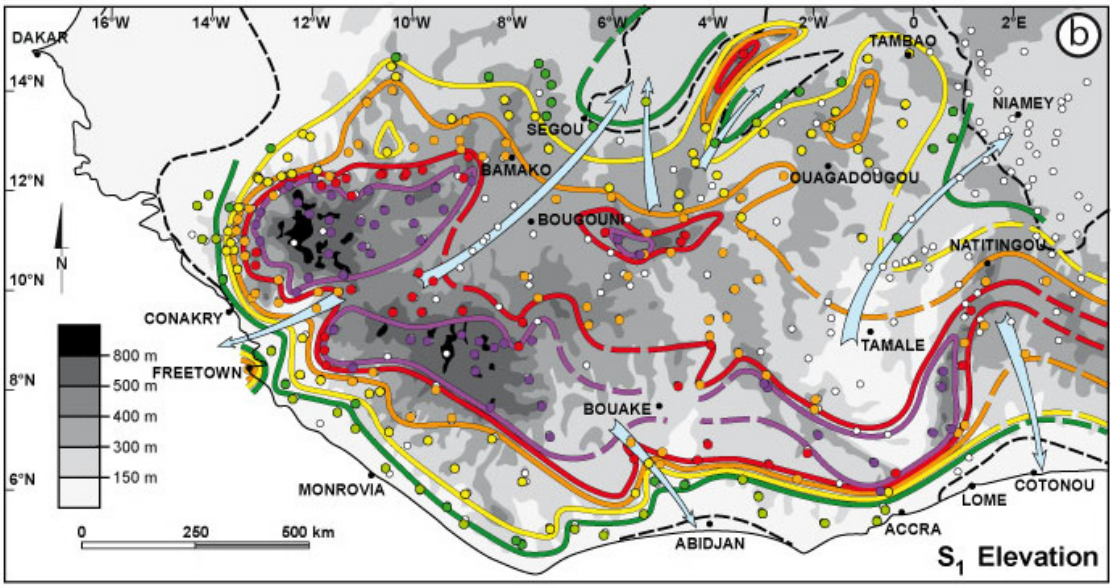


Figure 4.4 : Base de données disponible montrant ici l'altitude des reliques de la surface Africaine S1 en couleur et les autres stations (ne comprenant pas de bauxite), non utilisées pour dessiner cette carte, en blanc (Beauvais et Chardon, 2013).

1.3 Implémentation de la base de donnée à partir de la littérature

En plus des observations de terrain (Figure 4.1) et de la base de données Beauvais et Chardon (2013 ; Figure 4.4), les observations disponibles dans la littérature ont servi à la reconnaissance des paléo-surfaces latéritiques sur Google Earth. Cette section fait la synthèse des observations des formes et des matériaux latéritiques d'Afrique de l'Ouest qui serviront à construire une carte régionale sous forme de base de données mais aussi sous forme de carte des provinces.

Dans la littérature francophone, la séquence de Michel est utilisée à partir des années 1970. On y retrouve alors une description claire des reliques latéritiques même si certains auteurs n'y ont pas

adhéré (i.e. *Beaudet et Coque, 1994*). Cette adoption de la séquence par les auteurs francophones a permis la publication de synthèses régionales sur la répartition des latérites en Afrique de l'Ouest (*Grandin, 1976; Boulangé et Millot, 1988; Tardy et Roquin, 1998; Burke et Gunnell, 2008; Beauvais et Chardon, 2013*). La littérature des années 1960 est plus délicate à interpréter. Par exemple, à la suite de travaux de Vogt (*1959*), de nombreux auteurs, dont Michel, distinguaient principalement un glacis supérieur et un glacis inférieur. Il n'y avait pas de mention du Haut, Moyen et Bas glacis. C'est Michel qui les a définis lors de la publication de sa thèse en 1973. Dans la plupart des cas cependant, le glacis supérieur de Vogt (*1959*) correspond au Haut glacis et le glacis inférieur au Moyen glacis. Pour les références d'avant 1970, il a fallu examiner en détail les descriptions des formes et des matériaux des latérites permettant de relier les formes décrites à la séquence de Michel (*1973*). Les observations faites par les géographes français sont précises mais manquent de systématisme : ils parlent de buttes ou témoins cuirassés, de croupes, etc. Le terme de glacis est cependant utilisé. Leurs descriptions peuvent être clarifiées grâce aux observations Google Earth. En fonction de sa position dans le paysage, de son extension et de la puissance de sa cuirasse, on peut par exemple déterminer de quel type de glacis il s'agit. De même, les cuirasses bauxitiques et intermédiaires (Figures 3.12 et 3.14) sont caractéristiques et interprétables d'après les descriptions de leur faciès. Les cuirasses de glacis sont également distinguées de la sorte.

Dans les publications anglo-saxonnes, la terminologie de Michel restera longtemps méconnue. Certaines publications vont cependant intégrer ou discuter sa séquence et ses concepts (*Thomas et al., 1985; Teeuw, 2002*). L'impact est pourtant resté très limité par rapport à celui qu'il a eu dans la littérature francophone. Les concepts de cuirassement des clastes en transit sur les glacis par altération puis d'inversion des cuirasses après leur abandon sont même réinventés de nos jours par certains auteurs anglo-saxons (*Butt et Bristow, 2013*). Il est clair que les travaux de Michel, Boulet, Boulangé, Grandin et leurs collaborateurs n'ont pas été assez publiés en anglais.

Dans les Annexes, la Table Annexe 1 présente une synthèse bibliographique de descriptions (formes et matériaux associés) qui ont permis de contrôler les interprétations sur Google Earth. Les paragraphes suivants résument quelques observations clés qui ont permis de densifier et surtout d'élargir la base de données existante. La plupart des zones citées sont localisables sur la Figure 2.15.

Dorsale guinéenne, plateau mandingue et delta interne du Niger

L'ensemble du Fouta-Djalon, du plateau mandingue et du bassin sénégalo-mauritanien ainsi que la Gambie (Figure 2.15), ont été parcourus par Michel (*1973*). C'est dans cette zone qu'il a défini la séquence. Elle y est donc extrêmement bien décrite. Michel (*1973; 1978*) a fourni de nombreuses cartes et coupes montrant la disposition des surfaces bauxitiques et ferrugineuses (Figure 4.5). Ces

observations ont démontré la présence systématique de la surface bauxitique sur les sommets du Fouta-Djalon et des monts mandingues (Figures 4.5 et 3.11). L'altitude des bauxites diminue vers le bassin sénégalo-mauritanien (Figure 4.5).

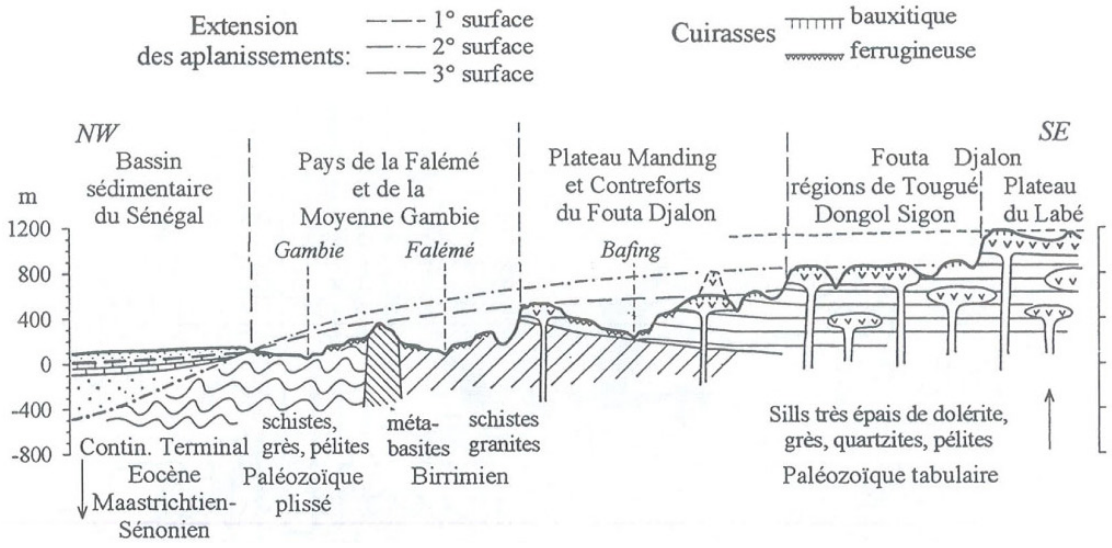


Figure 4.5 : Coupe schématique des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie montrant la relation entre les surfaces d'altération et les dépôts sédimentaires du bassin du Sénégal. Les surfaces 1, 2 et 3 correspondent aux trois surfaces bauxitiques qu'il a définies (Labé, Dongol Sigon et Fantofa) alors que les cuirasses ferrugineuses marquent l'incision dans les vallées principales des fleuves Sénégal (Bafing et Falémé) et Gambie (Tardy et Roquin, 1998 adapté de Michel, 1973).

Michel (*1973*) a en revanche peu fait de descriptions des surfaces dans le reste de la dorsale guinéenne. Dans le massif du Nimba, Leclerc et al. (*1949*) décrivent trois niveaux morphologiques principaux qu'ils attribuent à des cycles d'érosion. Le plus ancien forme des plateaux tabulaires élevés (vers 1650 m). Leclerc et al. (*1949*) proposent de le corréler avec les plateaux du Fouta-Djalon et la surface sommitale du Simandou. Il décrit également un niveau incliné porteur d'une cuirasse ferrugineuse épaisse (10 m) ainsi que, au pied du massif, un glacis formant un piedmont armé d'une « carapace ferrugineuse ». Les descriptions de Leclerc et al. (*1949*) suggèrent donc l'existence de la Bauxite, de l'Intermédiaire et du Haut glacis dans ce massif. Dans les Monts Loma, situés entre le Simandou et le Fouta Djalon, Jaeger (*1953*), décrit le sommet ouest africain (le Bintumane) comme plat et en forme de « pénéplaine ». Le versant sud de ce massif forme une pente douce armée d'une cuirasse ferrugineuse entre 1600 et 1200 m. La morphologie du niveau incliné indique qu'il correspond à l'Intermédiaire, le replat sommital du Bintumane, bien que dépourvu de cuirasse, correspondrait alors à l'équivalent du niveau bauxitique dont la cuirasse aurait été érodée. Sur l'ensemble de la Guinée, Boulvert (*2003*) a réalisé une carte extrêmement détaillée des couvertures latéritiques. L'ensemble des cuirasses bauxitiques y est cartographié. Il décrit également des « bowé ferrugineux ou bowé de pente » aux endroits où Michel (*1973*) a décrit la Surface intermédiaire. De même, il décrit des glacis de pente concave et des plateaux indurés (« Haut, Moyen ou Bas ») qui

correspondent aux trois glacis de la séquence. La carte de Boulvert (*2003*) confirme que les sommets de la dorsale guinéenne sont majoritairement couverts par des cuirasses de type bauxitique. Les massifs comportent des hautes crêtes parfois porteuses d'altérations et dont les versants sont raides. Les piedmonts forment de grands glacis cuirassés identiques au Haut glacis (Figure 4.2a).

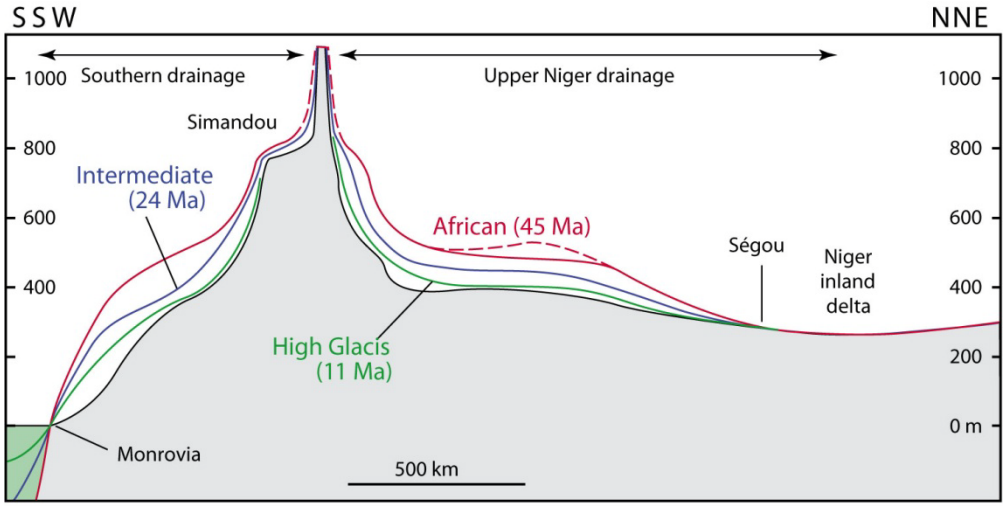


Figure 4.6 : Coupe synthétique à travers la dorsale guinéenne (massif du Simandou) montrant l'enveloppe de la Bauxite, de l'Intermédiaire et du Haut glacis (Beauvais et Chardon, 2013).

L'ensemble de ces observations est repris dans la base de données de Beauvais et Chardon (*2013*). Ces auteurs proposent une coupe synthétique de la dorsale guinéenne au travers du massif du Simandou qui montre que la surface bauxitique drape la dorsale guinéenne (Figure 4.6). La surface bauxitique est plus incisée sur le versant sud du Fouta-Djalon par le fleuve Kakrima qui se jette dans l'Atlantique à Conakry (*Chardon et al., 2006*).

Dans les plateaux mandingue et le plateau de Banfora (Figure 2.15), de nombreux témoins bauxitiques sont préservés en association avec les dolérites dans les grès néoprotérozoïques (*Michel, 1973; 1978; Beaudet et al., 1981; Bourdeau, 1991; Tardy, 1993; Tardy et Roquin, 1998*). Depuis cette zone vers le delta interne du Niger, l'altitude des bauxites diminue (Figures 4.4 et 4.6). Les reliques bauxitiques disparaissent vers le Nord du delta interne du Niger. De nombreux auteurs suggèrent que la bauxite « plonge » sous les dépôts du Continental Terminal dans cette zone (*Urvoy, 1942; Michel, 1973*). Cependant les forages disponibles dans le delta interne (*Anonymous, 1987; Guerré, 1987*), suggèrent que les niveaux argileux riches en kaolinite, oxydes de fer et oxydes d'aluminium attribués au Continental Terminal sont en fait des profils d'altération de type bauxitique sur grès néoprotérozoïques. Nos propres observations de terrains ont montré que les témoins bauxitiques sont préservés loin dans le delta jusqu'à la localité de Ségou, à proximité de témoins de l'Intermédiaire (Figure 4.4). La surface bauxitique ne semble donc pas plonger sous l'Intermédiaire : les deux surfaces sont dans la même gamme d'altitude (Figure 4.6). Au Nord de Ségou, les cuirasses bauxitiques et

intermédiaires n'ont pas été préservées (ou ne se sont jamais développées) et sont recouvertes d'alluvions néogènes.

Confins sénégalo-mauritaniens et maliens : le Hodh et le Tagant

Dans la majorité de la zone sahélienne, de grands glacis polygéniques se sont développés et sont encore parfois fonctionnels (*Michel, 1973; Grandin, 1976; Michel, 1977b*). Au Nord du domaine sahélien, les reliques d'altération sont de plus en plus rares et les corrélations avec le reste de l'Afrique de l'Ouest ne sont pas évidentes. Par exemple, la dépression du Hodh, qui est en partie recouverte par les sables (Figure 4.2b), contient peu de reliques cuirassées. En Mauritanie, deux surfaces d'aplanissement sont retrouvées sur les plateaux du Tagant et de l'Adrar (*Daveau et Michel, 1969; Daveau, 1970; Michel, 1973; 1977b; a ;* Figure 4.7). La première est ferrugineuse (Figures 4.2b et 4.7) tandis que la seconde est ferrugineuse mais localement alumineuse et plus élevée. Cette dernière est parfois dominée par des inselbergs (Figure 4.7b). La cuirasse de la surface inférieure cimente des clastes de grès, des blocs de la cuirasse sommitale et des pisolithes tandis que la cuirasse de la surface supérieure témoigne d'une altération intense ayant permis une dissolution du quartz et la « libération de sesquioxydes de fer et peut-être d'alumine » (*Daveau et Michel, 1969*). Surfaces supérieure et inférieure du Tagant correspondent alors vraisemblablement à l'Intermédiaire et au Haut glacis. Plus au Nord, une cuirasse ferrugineuse, attribuée à l'Intermédiaire, est également retrouvée sur l'inselberg de la Kédia D'Idjil dans la dorsale Réguibat (*Nahon, 1976*).

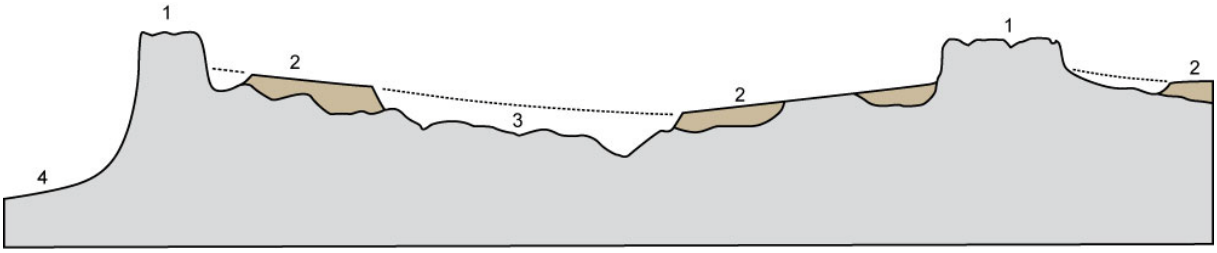


Figure 4.7 : Coupe schématique de la géométrie des niveaux d'aplanissement du Tagant (Daveau et Michel, 1969). (1) témoin du niveau d'aplanissement supérieur, (2) deuxième niveau d'aplanissement, (3) surface de base de la cuirasse, mise à jour par le rajeunissement et (4) entaille postérieure.

Socle du craton ouest africain et bassin des Voltas

Dans la continuité orientale de la dorsale guinéenne, en Côte d'Ivoire et au Ghana, on trouve de nombreux plateaux bauxitiques résiduels (*Zanone, 1971 ; Grandin et Thiry, 1983; Patterson, 1986; Boulangé et Millot, 1988; Beauvais et Chardon, 2013*). Ces bauxites dominent le paysage mais ne sont pas la forme majoritaire. Le paysage est en effet principalement constitué de glacis. Les descriptions les plus complètes (en Sierra Léone, en Côte d'Ivoire, au Ghana et au Burkina Faso) ont été fournies par Georges Grandin et ses collaborateurs (*Grandin et Delvigne, 1969; Eschenbrenner et Grandin,*

1970; Grandin, 1976; Grandin et Perseil, 1977; Bamba et al., 1997; Bamba et al., 2002). Dans ces domaines, la préservation des glacis évolue en fonction de la latitude (*Grandin, 1976* ; voir en page 79 ; Figure 3.24). Les glacis, le Haut glacis notamment, couvrent de nombreux interfluves (Figure 4.2c). Les données de la littérature, en accord avec nos observations de terrain (voir Figure 4.1), indiquent en effet que le Haut glacis est la forme dominante dans la zone du Haut-Niger, entre la Guinée et le Mali (*Michel, 1973; Boulvert, 2003*). A l'approche des grands fleuves et vers la zone sahélienne, le Moyen glacis et le Bas glacis sont plus développés (*Bonvallot et Boulangé, 1970 ;* Figure 4.2d).

La séquence africaine a été décrite en Sierra Léone près de Freetown (*Grandin et Hayward, 1975*). Ces auteurs distinguent la Bauxite, l'intermédiaire et différentes générations de glacis. Ils laissent ouverte l'interprétation de l'identité du glacis dominant le pourtour de la péninsule. Il pourrait s'agir du Haut glacis mais, dans ce cas, le glacis qu'ils identifient entre le niveau intermédiaire et ce dernier n'aurait pas d'équivalent en Afrique de l'Ouest. En Sierra Léone, de nombreux glacis cuirassés sont décrits dans la zone côtière basse et dans la dorsale guinéenne (*Thomas, 1980; Thomas et al., 1985; Bowden, 1987*). Thomas (*Thomas, 1994*) montre que trois générations de glacis se sont développées dans cette dernière (Figure 4.8). Comme à Freetown, le second, qu'il appelle « Middle glacis », est le mieux préservé, notamment à proximité de Kasewe Hills, dans la zone côtière. De plus, la Sierra Léone est située à la latitude où, en Côte d'Ivoire, le Moyen glacis est bien développé (*Grandin et Hayward, 1975*). Le Moyen glacis semble donc être la surface dominante en Sierra Léone, notamment dans sa partie basse et dans certaines zones de la dorsale.

Les observations au Libéria sont plus parcellaires (voir *Beauvais et Chardon, 2013*). Cependant, les similarités entre les observations de Guinée, Sierra Léone et Côte d'Ivoire suggèrent une morphologie identique de cette région. Beauvais et Chardon (*2013*) décrivent également une surface de Haut glacis incisée (Figure 4.6), suggérant que le Moyen glacis est plus développé.

Au Ghana et au Togo, dans le bassin des Volta, la morphologie est atypique. On retrouve des bauxites sur la bordure ouest du bassin, limitée par des escarpements gréseux, et sur la bordure est du bassin, sur la chaîne des Dahoméyides (*Patterson, 1986; Beauvais et Chardon, 2013*). Aucun gisement de bauxite n'est décrit à l'intérieur du bassin, mais on y retrouve les témoins d'une surface « miocène » associée à une altération porteuse de kaolinite, de goethite, d'hématite et de traces de gibbsite ainsi qu'une surface « fini-tertiaire » constituée d'une cuirasse ferrugineuse importante (*Poss, 1996*). Ces surfaces correspondent à la Surface intermédiaire et au Haut glacis (*Beauvais et Chardon, 2013*). La Figure 4.2e montre un exemple de relique de Surface intermédiaire préservée dans le bassin des Voltas. Même s'il est préservé par endroits, le Haut glacis est incisé de manière importante

(*Beauvais et Chardon, 2013*) et c'est le Moyen glacis qui est la surface la mieux préservée (Figure 4.2e).

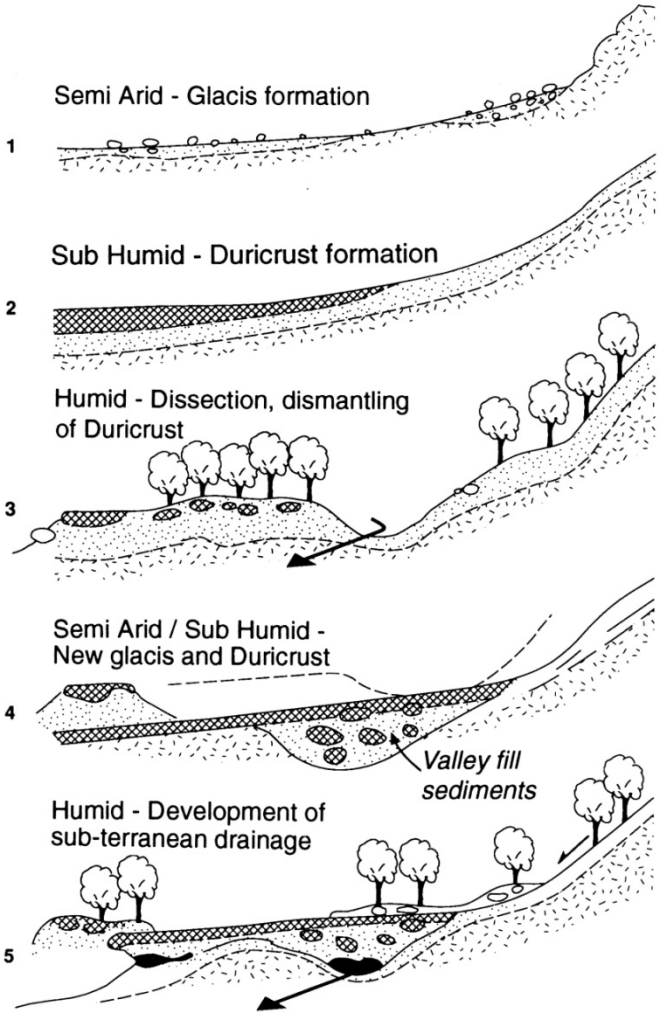


Figure 4.8 : Coupe schématique de l'évolution du paysage en Sierra Léone montrant le développement puis cuirassement de trois générations de glacis dans la région de Koidu, au Sud des monts Loma (Thomas, 1994).

Au Nigéria occidental et au Bénin, les descriptions de latérites sont peu nombreuses. Burke et Durotoye (*1970*) décrivent, au pied d'inselbergs nigérians, des pédiments (glacis) d'amplitude importante incisés par des pédiments beaucoup moins développés (Figure 4.9a). Les deux glacis correspondent vraisemblablement aux Hauts et Moyen glacis. Au Sud du Bénin, les interfluves sont bosselés (convexes) et couverts par des cuirasses en court de désagrégation (Figure 4.9b). Par similitude avec la Côte d'Ivoire, ces cuirasses, dont l'épaisseur est de 1 à 10 m, seront attribuées au Haut glacis. Dans le Bas-Niger, au Nigéria, on ne retrouve pas ces plateaux cuirassés mais des glacis faiblement indurés (Figure 4.2f). Comme dans le bassin des Voltas, ces matériaux meubles seront majoritairement attribués au Moyen glacis. Celui-ci est incisé. Il est dominé par des surfaces plus

fortement cuirassées correspondant à l'intermédiaire et au Haut glacis (Figure 4.2f). Ce dernier est peu préservé, mais lorsqu'il l'est, il montre des cuirassements importants et des formes concaves typiques.

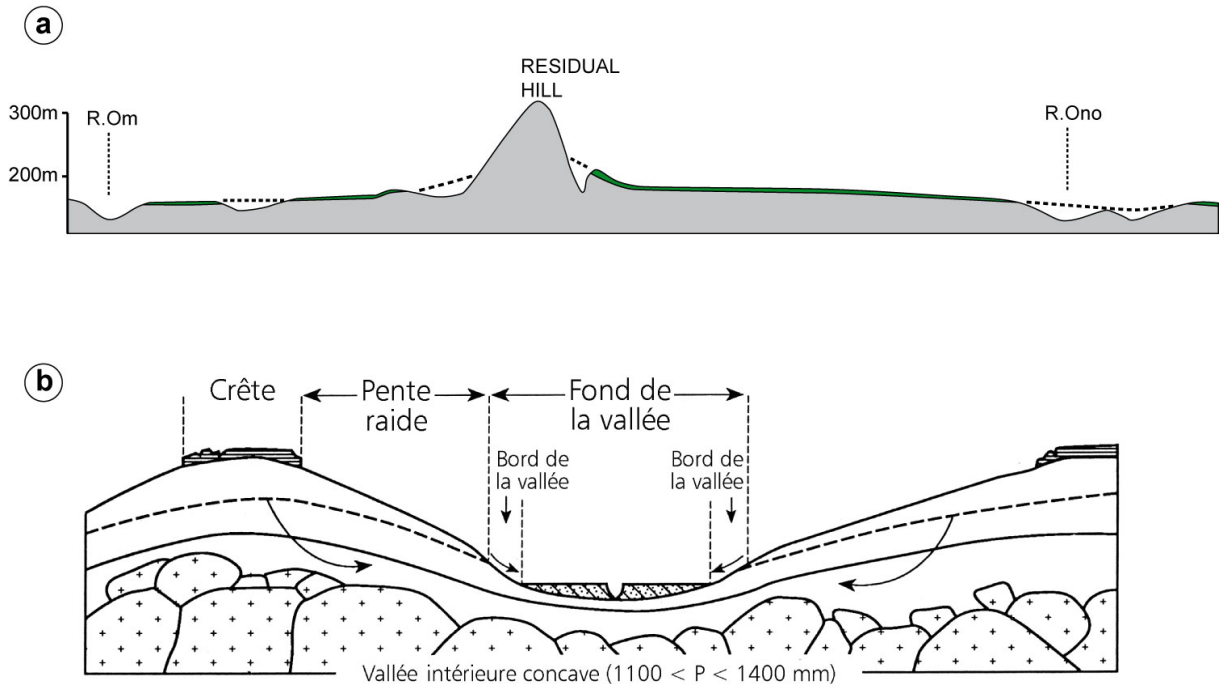


Figure 4.9 : Coupes schématiques caractéristiques des interfluves au Nigéria et Bénin. (a) Coupe au Nigéria montrant un inselberg entouré par des reliques de pédiments (Haut glacis) ré-incisé (Burke et Durotoye, 1970). (b) Coupe montrant des interfluves bosselés avec des cuirasses (Haut glacis) préservées sur les crêtes du Bénin (Giertz et Schönbrodt, 2009).

Bassins sédimentaires post-paléozoïques

Dans le bassin des Iuellemmeden (Figure 2.15), la Surface intermédiaire coiffe les dépôts du Continental Terminal (*Gavaud, 1977*; D. Chardon, communication personnelle ; Figure 3.16). Son incision dans les vallées du Niger, du Tilemsi et du Dallol Bosso est marquée par l'emboitement de trois glacis plus ou moins cuirassés (*Greigert, 1966; Beaudet et al., 1977b; Coque, 1978; Rognon, 1978; Beaudet et al., 1981; Boudouresque et al., 1982*). La surface sommitale du bassin sénégalo-mauritanien est également affectée par l'altération ferralitique de type intermédiaire (*Lappartient et Nahon, 1970; Michel, 1973*). En revanche, dans ce bassin, nos propres observations ont montré que le Continental terminal est rarement en inversion de relief, mis à part sur sa bordure orientale et dans la péninsule de Dakar (voir aussi *Tessier, 1965; Nahon, 1976; Conrad et Lappartient, 1987; Crévola et al., 1994*). Dans le bassin, le Continental terminal est pelliculaire et sous-tend presque systématiquement la cuirasse intermédiaire (observations personnelles). La surface sommitale de ces deux bassins peut donc quasiment être assimilée à la Surface intermédiaire.

Une frange d'altération importante est également retrouvée en association avec les surfaces d'abandon des bassins côtiers de Côte d'Ivoire et du Bénin-Togo. Par analogie, cette frange d'altération a été attribuée à l'Intermédiaire et les sédiments sous-jacents au Continental Terminal. En Côte-d'Ivoire, le problème est que des faunes et pollens assignés à la fin du Miocène ont été retrouvés dans les sédiments altérés (*Lang et al., 1986; Lang et al., 1990*). Les altérations seraient alors plus tardives (périodes d'altération du Haut glacis ou du Moyen glacis). Les surfaces altérées surmontant les dépôts côtiers seront donc attribuées au Haut glacis pour le bassin de Côte d'Ivoire et à l'Intermédiaire dans le bassin du Bénin-Togo dans cette étude.

Massifs orientaux et fossé de la Bénoué

Dans le massifs de l'Aïr, quelques témoins d'altération avec des faciès proches de l'Intermédiaire sont décrits (*Beaudet et al., 1977b; 1981*). Ces cuirasses ne sont pas en position sommitale, elles sont dominées par des inselbergs massifs développés au niveau des complexes magmatiques annulaires. On retrouve également des cuirasses ferrugineuses puissantes, parfois pisolithiques, dans le bassin du Tchad à l'Est de l'Aïr (*Faure, 1962*). L'Adrar des Iforas est dépourvu de cuirasse latéritique (*Capot-Rey, 1951*). Dans les zones sahariennes, des grandes surfaces de glacis actives ou incisées sont parfois porteuses d'altération peu marquée (*Urvoy, 1942; Côte, 1957; Dresch, 1959; Beaudet et al., 1977b; 1981; Morel, 1983).* Dans le massif de l'Attakor, on retrouve des glacis emboités en association avec du volcanisme. Le cuirassement étant faible, il est difficile de se risquer à dater ces glacis par analogie avec ceux décrits par Michel (*1973*). Les relations entre ces grandes surfaces et le volcanisme permettent cependant d'envisager une datation (*Rognon, 1967; Rognon et al., 1983*; Figures 4.10 et 4.11). Par exemple, près de Tamanrasset, des coulées de basalte qui ont été datées à environ 3 Ma reposent sur une surface d'érosion. La surface sur laquelle elles reposent est donc plus vieille. Elle correspond au minimum à la surface du Bas glacis.

Dans sa thèse d'état, Rognon (*1967*) décrit la disposition entre des surfaces d'érosion, des dépôts continentaux et des coulées de lave dans le Hoggar. Dans le massif de l'Attakor, il note de nombreux affleurements où des coulées de lave reposent sur une formation fluviatile similaire qu'il corrèle régionalement. Cette formation et les basaltes portent des traces d'altération. Sur un de ces affleurements, la mise en place des coulées de laves est datée à 20 Ma au minimum (*Rognon et al., 1983* ; Figure 4.11a). La formation sur laquelle repose ces laves contient des échantillons de bois dont l'âge est post-éocène, comme le Continental terminal (*Rognon et al., 1983*). De ce fait, l'âge de la surface se situe environ entre 20 Ma et 33 Ma. L'équivalent temporel de cette surface est la Surface intermédiaire dont l'âge d'abandon est environ 24 Ma. Le volcanisme est également daté de cette période dans le massif de l'Aïr (Burke, 1996). Il est donc possible de corréler la surface oligocène du Hoggar avec la Surface intermédiaire coiffant dépôts oligocènes du bassin des Iuellemmeden (Figure

4.11a). (Rognon, 1967; Figure 4.11b). Les paléo-surfaces identifiées par Rognon (*1983*) seront donc considérées comme équivalentes à la Surface intermédiaire par la suite dans cette étude.

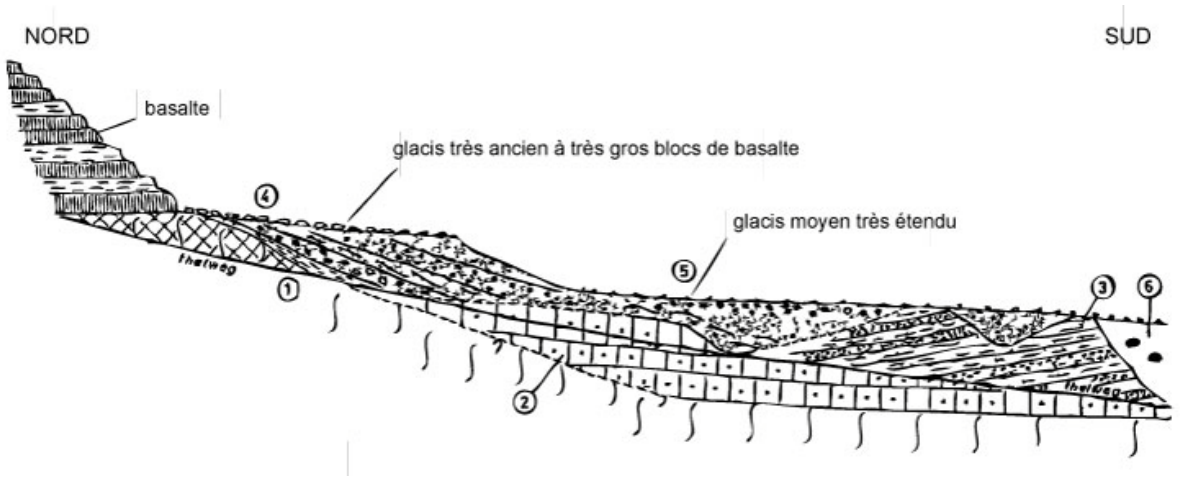


Figure 4.10 : Coupe d'un paysage dans le massif de l'Attakor dans le Hoggar, Algérie. Elle montre l'existence de différents glacis abandonnées et leurs relations avec le volcanisme (Rognon, 1967). (1) gneiss altéré, (2) grès, (3) alternances argiles/sables limoneux, (4) cône alluvial tranché par un glacis post-basaltique, (5) aval du cône et (6) grès blanc fin peu cimenté.

Sur le plateau de Jos, des témoins d'altération importante sont signalés. Leur faciès ferralitique ainsi que leurs relations avec les formations volcaniques et sédimentaires indiquent qu'ils appartiennent à la Surface intermédiaire, entaillée par le Haut glacis (*Boulangé et Eschenbrenner, 1971*; Figure 4.2g). Au Cameroun, dans la dorsale de l'Adamaoua, l'altération est plus poussée et les faciès d'altération sont majoritairement bauxitiques *(Martin, 1967; Ségalen, 1967; Bélinga, 1973; Morin, 1987*). Cependant, les corrélations tentées avec la séquence africaine (*Fritsch, 1969; 1978*) et le fait que la majorité des surfaces sont recouvertes par du volcanisme développé a partir de l'Oligocène (*Marzoli et al., 2000*) suggèrent que la Surface intermédiaire est majoritaire dans cette zone (Figure 4.12). Il est probable que la surface de l'Adamaoua ait été faiblement érodée depuis le stade bauxitique. Dans cette zone, le climat est resté de type équatorial durant la majeure partie du Cénozoïque. De ce fait, même les basaltes jeunes (miocènes) portent des cuirasses de type bauxitique (Figure 4.12). L'identification des faciès d'altération n'est alors plus un critère définitif pour identifier les surfaces. En s'appuyant sur les interprétations de Fritsch (*1969; 1978*), la majorité de la surface de l'Adamaoua, située sous les coulées basaltiques, sera considérée comme l'équivalent de la Surface intermédiaire dans cette étude.

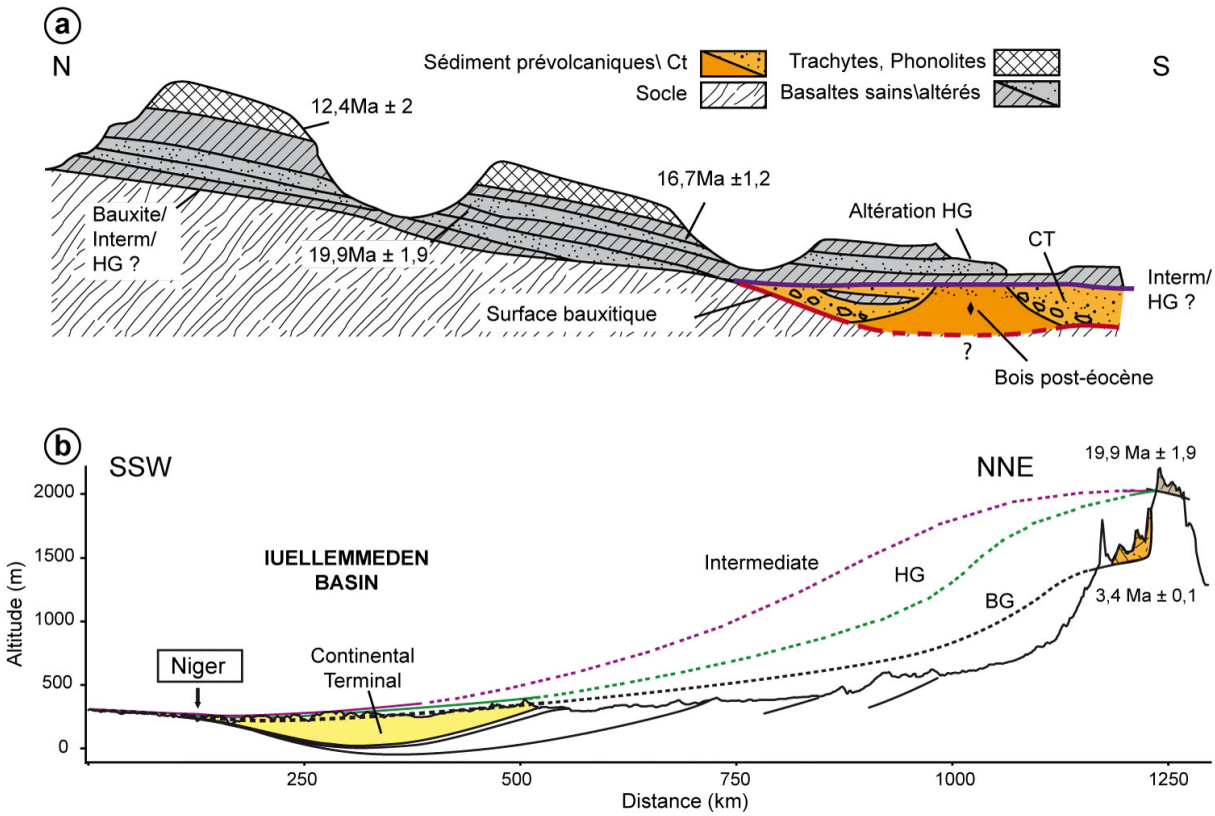


Figure 4.11 : (a) Coupe schématique d'un affleurement typique des dépôts fluvio-lacustres au sommet du Hoggar sous des coulées de lave (Rognon et al., 1983)). (b) Proposition de corrélation entre la Surface intermédiaire du bassin des Iuellemmeden et la surface décrite en (a). (Ages des coulées d'après Ait-Hamou, 2006)

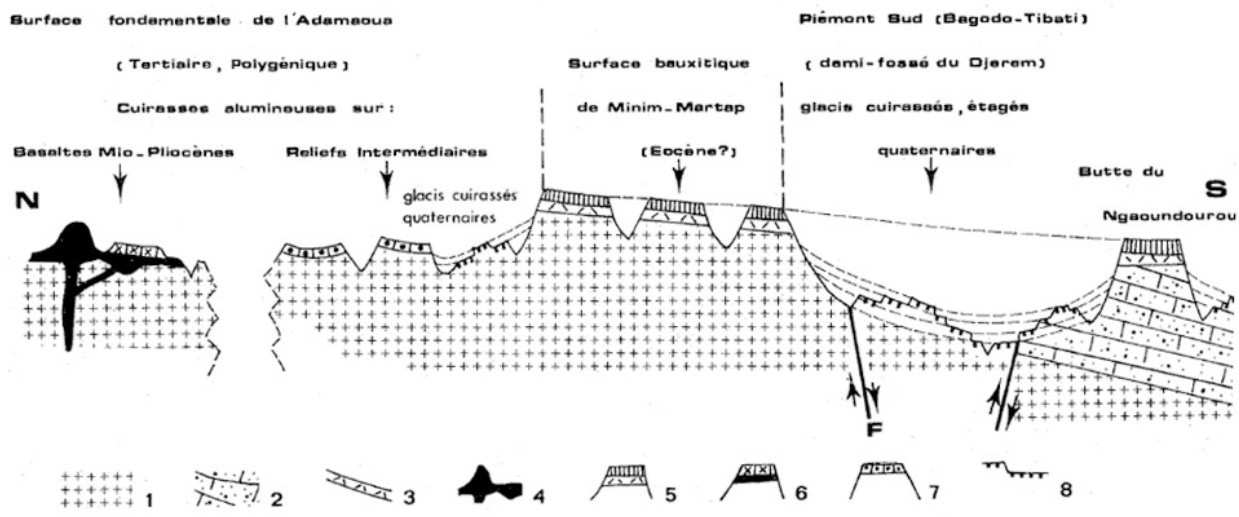


Figure 4.12: Interprétation des étapes de cuirassement dans l'Adamaoua (Fritsch, 1978). (1) socle indifférencié, (2) grès continentaux (Crétacé moyen), (3) vieux basaltes altérés de la Surface de Minim-Martap, (4) basaltes mio-pliocènes de la surface fondamentale, (5) cuirasse bauxitique de Minim-Martap, (6) cuirasse alumineuse sur basalte mio-pliocène, (7) cuirasse alumineuse sur Relief Intermédiaire, (8) glacis et cuirasses.

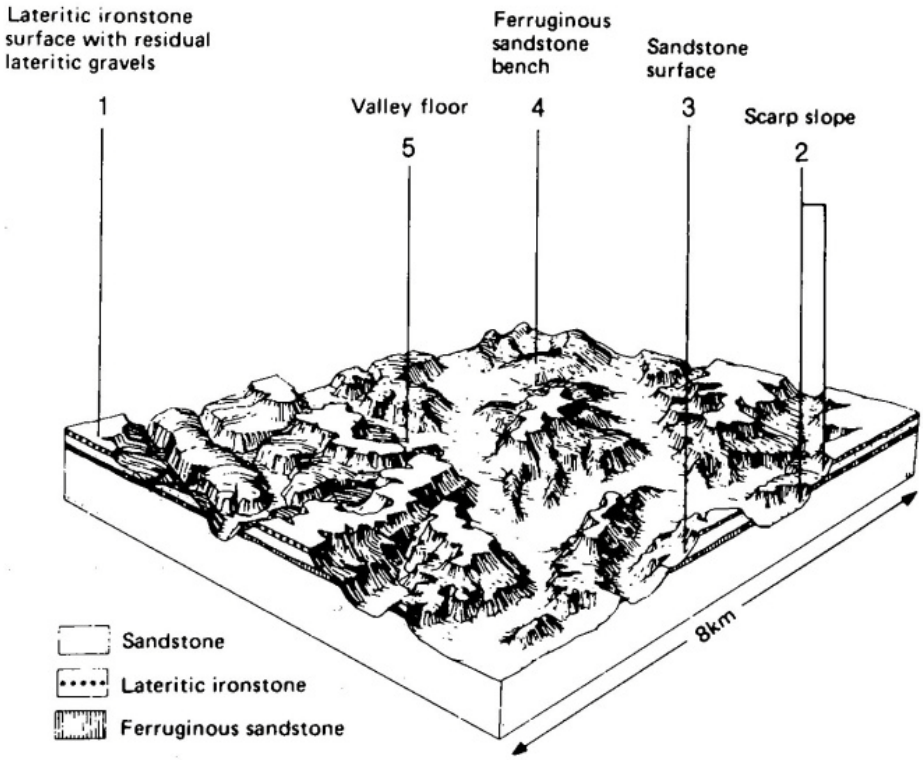


Figure 4.13 : Bloc diagramme et description générale de la morphologie sur la formation Keri-Keri dans la région de Doto, Nigéria (Newill et Dowling, 1968).

Dans le fossé de la Bénoué, les travaux décrivant les latérites sont peu nombreux, même si le développement important du Moyen glacis est suggéré au pied de l'Adamaoua (*Fritsch, 1969; 1978*). On retrouve, au Sud du plateau de Jos, des reliques de bauxite près d'Abuja (Figure 4.2h). L'altitude de ces reliques est plus faible que celle du plateau de Jos, suggérant que ce dernier était déjà en relief à l'Eocène. Au Nord du fossé de la Bénoué, vers le bassin du Tchad, des plateaux cuirassés incisés sont décrits par Newill et Dowling (*1968* ; Figure 4.13). Ces plateaux se développent sur les sédiments mal datés de la Formation de Keri-Keri, attribuée au Paléocène (*Maurin et al., 1986*). La cuirasse sommitale est ferrugineuse et très indurée (*Newill et Dowling, 1968*). Elle est incisée et des pédiments « sableux » riches en fer mais peu indurés se développent dessous. Les pédiments sont eux-mêmes incisés. La cuirasse qui surmonte cette formation a un aspect proche de la cuirasse intermédiaire dans le bassin des Iuellemmeden (Figure 4.13). Le pédiment sous cette surface serait donc le Haut ou le Moyen glacis. Le doute subsiste car l'induration ferrugineuse décrite n'est pas aussi importante que celle attribuée normalement au Haut glacis. La surface emboîtée dans ce glacis (Figure 4.13), et qui tapisse presque entièrement la dépression de la Bénoué, correspondrai alors au Moyen ou au Bas glacis. La morphologie de la Bénoué en photo-interprétation Google Earth a une disposition relativement similaire à celle du Bas-Niger, plus à l'Ouest (Figure 4.2f). Elle sera donc considérée comme composée majoritairement de reliques de Moyen glacis.

1.4 Synthèse des observations et nouvelle base de données

Basé sur des critères morphologiques et de description des matériaux d'altération, les surfaces de la séquence de Michel (*1973*) ont pu être identifiées à partir de nos reconnaissances de terrain, de leur identification sur Google Earth et des descriptions de la littérature. Une base de données des paléo-surfaces latéritiques d'Afrique de l'Ouest a été constituée à partir de ce travail (Figure 4.14). Cette base comprend des stations où la localisation et l'altitude moyenne des reliques bauxitique (S1), intermédiaire (S2) et de Haut glacis (S3) est renseignée. Elle a été complétée par des données venant de forages ainsi que par l'altitude du sommet de relief rocheux (inselbergs).

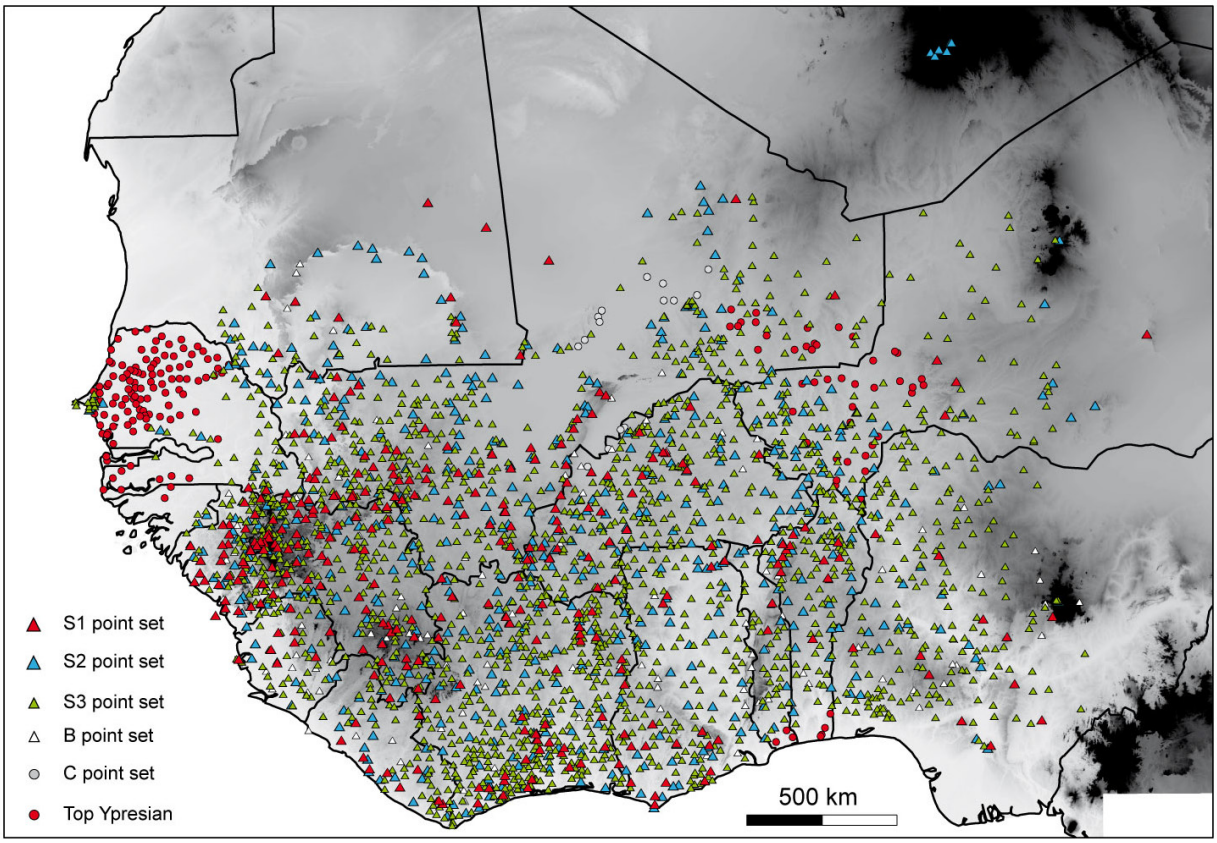


Figure 4.14 : Base de données, montrant la localisation de relique de surfaces latéritiques, construite d'après nos observations et les données de la littérature. Nombre de points : S1 (313), S2 (559), S3 (1699), B (121), C (15), Top Yprésien (163).

Sur la Figure 4.14, la localisation des surfaces bauxitique (S1), intermédiaire (S2) et de Haut glacis (S3) a été représentée par des triangles de couleur. La densité des points de cette carte est bonne sur une grande partie de la zone (points espacés de 10 à 80 km) à l'exception du Nord du bassin des Iuellemmeden, du Fossé de la Bénoué et du Sahara (Figures 2.15 et 4.14). Les triangles blancs représentent des inselbergs (points B). Ces points serviront à contraindre l'altitude minimale de la

topographie S1 dans des localités où les reliques bauxitiques ne sont pas préservées. Les points C correspondent à des forages du delta interne du Niger et de la plaine du Gondo (Figure 2.15) dans lesquels la base du profil d'altération bauxitique a été identifiée. Ils serviront également à forcer l'altitude minimale des paléo-topographies dans ces zones.

Les cercles rouges matérialisent la base du Continental terminal reposant sur des sédiments calcaires de l'Eocène au Sénégal et au Niger (*Radier, 1959; Slansky, 1962; Greigert, 1966; Monciardini, 1966*). Cette limite correspond à l'équivalent de la surface Africaine dans l'enregistrement des sédiments en Afrique de l'Ouest. Elle servira d'équivalent aux reliques bauxitiques les plus récentes pour reconstruire la topographie S1 et permettra d'estimer le volume de sédiments stocké dans les bassins continentaux cénozoïques d'Afrique de l'Ouest entre les surfaces S1 et S2. Ces sédiments sont ceux du Continental terminal. En Côte d'Ivoire, une partie des dépôts interprétés comme du Continental terminal sont des dépôts paléocènes altérés (*Charpy et Nahon, 1978*). Ils n'ont pas été intégrés dans la base de données. Dans le bassin du Togo-Bénin, des sondages suggèrent qu'il y a bien jusqu'à 150 m d'épaisseur de dépôts continentaux au dessus de dépôts carbonatés éocènes (*Slansky, 1962*). Cette épaisseur est supérieure à celle connue pour un profil d'altération de type intermédiaire. Les dépôts de ce bassin seraient alors bien du Continental terminal.

1.5 Conclusion

Les observations résumées dans cette section indiquent que la morphologie des surfaces et les faciès d'altération décrits par Michel (*1973*) sont des critères fiables pour identifier les paléo-surfaces latéritiques d'Afrique de l'Ouest. Aujourd'hui on retrouve des témoins de périodes d'altération intenses aux caractéristiques similaires (morphologie, matériaux d'altération,..) sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest en zone climatique aride comme en zone équatoriale. Ces similarités démontrent une fois de plus que les paléo-surfaces latéritiques ouest africaines sont d'origine climatique et se sont formées alors que la zonation climatique était très différente de l'actuel. La reconnaissance des formes et des matériaux d'altération d'Afrique de l'Ouest, grâce aux observations Google Earth et le contrôle par les descriptions de la littérature, a permis d'en faire une cartographie régionale. Cette cartographie sera utilisée dans les chapitres suivants sous forme de base de données.

2. Résultats et analyse : répartition des formes et des latérites à l'échelle régionale

La base de données présentée précédemment est composée de points référencés aux environs desquels la disposition des latérites à été analysée lors de la création de la base. Ces informations ont été utilisées pour construire une carte des provinces et une série de coupes régionales. Une province correspond à une zone dont le paysage est dominé par une morphologie particulière. Cette morphologie peut être associé à une surface de la séquence morpho-climatique (ex : provinces

bauxitiques, intermédiaires,…) mais pas nécessairement. La Figure 4.15 présente quelques-uns des paysages-types ouest africains dominés par une ou plusieurs formes particulières. Ces paysages-types montrent les patterns de dissections tels qu'on peut les observer sur le terrain. Ils permettent d'appréhender l'évolution locale de la dénudation et de la dynamique de surface. Les coupes régionales présentent la distribution topographique des aplanissements ainsi que leur relation avec le substrat. Carte et coupes permettent de faire une première évaluation qualitative de la distribution de l'incision et de la dénudation depuis l'abandon de la surface Africaine.

2.1 Paysages-types ouest africains

La Figure 4.15a montre une relique bauxitique préservée sur une ceinture de roches vertes, située en domaine sahélien, et son incision enregistrée par le Haut glacis et le Moyen glacis dans les bas-fonds. Cette configuration est typique du socle précambrien. La Surface intermédiaire est très mal préservée dans la région. Les reliques du Haut glacis dessinent une vallée abandonnée similaire au bassin-versant moderne. Le Moyen glacis et le Bas glacis/actuel représentent des périodes de dissection de cette paléo-vallée. Le Bas glacis est donc la forme dominante dans cette zone.

La Figure 4.15b montre la disposition des latérites au niveau de l'escarpement gréseux du Fouta Djalon, dans la dorsale guinéenne près de la ville de Labé en Guinée. La présence de la surface bauxitique au-dessus et en-dessous de l'escarpement indique que ce dernier est au moins d'âge éocène (voir en page 72 ; *Chardon et al., 2006; Burke et Gunnell, 2008*). Des deux côtés de l'escarpement, les reliques d'Intermédiaire, de Haut glacis et de Moyen glacis illustrent la progression de l'incision des rivières depuis l'abandon de la bauxite. Ce paysage se situe à la transition entre une province dominée par un paysage bauxitique relique et une vallée dominée par les glacis.

La Figure 4.15d montre la disposition des surfaces latéritiques dans le bassin des Iuellemmeden au Nord de Niamey, au Niger. Ici, la cuirasse ferrugineuse intermédiaire se développe sur les dépôts du Continental terminal. L'incision de la Surface intermédiaire sommitale est enregistrée par l'étagement des glacis. Le Haut glacis est peu préservé malgré son extension originelle conséquente et représente le plus souvent un léger ressaut entaillant à peine la Surface intermédiaire. Au contraire, les reliques des surfaces du Moyen glacis et de l'actuel sont très étendus. Le Bas glacis et la surface actuelle forment de grandes dépressions très développées. Ce paysage se situe à la limite entre le paysage dominé par l'Intermédiaire (une relique sur deux est de l'Intermédiaire dans le bassin des Iuellemmeden) et celui dominé par le Moyen glacis au bord du fleuve Niger.

La Figure 4.15c montre la disposition des paléo-surfaces latéritiques dans le delta interne du Niger, à Ségou au Mali, où toutes les générations d'aplanissement sont télescopées dans une gamme d'altitude restreinte. Les reliques de la surface bauxitique se trouvent à 60 m au dessus du fleuve

Niger. L'étagement des surfaces suivantes n'est pas flagrant. A la place, on trouve de larges glacis polygéniques qui remontent jusqu'aux flancs faiblement retaillés des reliques bauxitiques et intermédiaires. Le Haut glacis en particulier a été fortement érodé durant la période du Moyen glacis.

2.2 Provinces géomorphologiques et transects régionaux

La carte des provinces géomorphologiques ouest africaines est présentée sur la Figure 4.16. Cette carte indique quel type de forme ou d'altération est majoritaire dans le paysage. Elle constitue une synthèse régionale du degré de préservations des paléo-surfaces d'Afrique de l'Ouest, dont certaines dispositions typiques ont été présentées sur la Figure 4.15 mais aussi sur la Figure 4.2. Cette préservation reflète l'évolution du relief ouest africain depuis 45 Ma et notamment : l'évolution de la dénudation, les mécanismes de dissection (chimique, mécanique), l'impact de la lithologie, l'évolution climatique ainsi que les forçages externes. La description de cette carte est complétée par des grandes coupes régionales (Figure 4.17).

Provinces bauxitiques

Les plus hauts sommets d'Afrique de l'Ouest portent une cuirasse bauxitique, qu'ils soient localisés sur les ceintures de roches vertes du socle précambrien, ou sur les dolérites de la dorsale de Guinée (Fouta Djalon ; coupes BB' et EE' de la Figure 4.17). Dans le Fouta Djalon, la morphologie type de la pénéplaine bauxitique de faible relief est bien préservée. Elle fossilise de nombreux escarpements anciens (voir discussion en page 72) et se prolonge sur les mesas des terrains précambriens avec une faible pente régionale (Coupe DD' de la Figure 4.17). Le paysage bauxitique est plus accidenté dans le massif du Simandou, sur socle précambrien, que dans celui du Fouta Djalon, suggérant un impact de la lithologie. On retrouve des reliques du paysage bauxitique depuis la côte près de Boké jusqu'aux monts mandingues (coupe BB' de la Figure 4.17 ; Figure 3.12b). De nombreuses reliques bauxitiques sont également préservées sur les grès néoprotérozoïques du plateau de Banfora et du bassin des Voltas.

La surface enveloppe bauxitique forme un bourrelet marginal dont l'altitude diminue vers la côte atlantique, le delta intérieur du Niger et le bassin des Iuellemmeden et le bassin sénégalo-mauritanien (*Egbogah, 1973; Boulangé et Millot, 1988; Chardon et al., 2006; Beauvais et al., 2008; Beauvais et Chardon, 2013 ;* coupes BB' et FF' de la Figure 4.17). Cette disposition suggère une déformation ante et/ou post-surface Africaine qui sera discutée plus longuement dans les chapitres suivants. Les témoins bauxitiques sont plus rares dans le bassin des Voltas mais la tendance régionale indique bien un abaissement de la Surface Africaine vers le Nord (voir coupes GG' et HH' de la Figure

4.17). Le long de la côte, on retrouve la surface bauxitique anormalement haute sur la péninsule de Freetown (*Grandin et Hayward, 1975*; coupe EE' de la Figure 4.17).

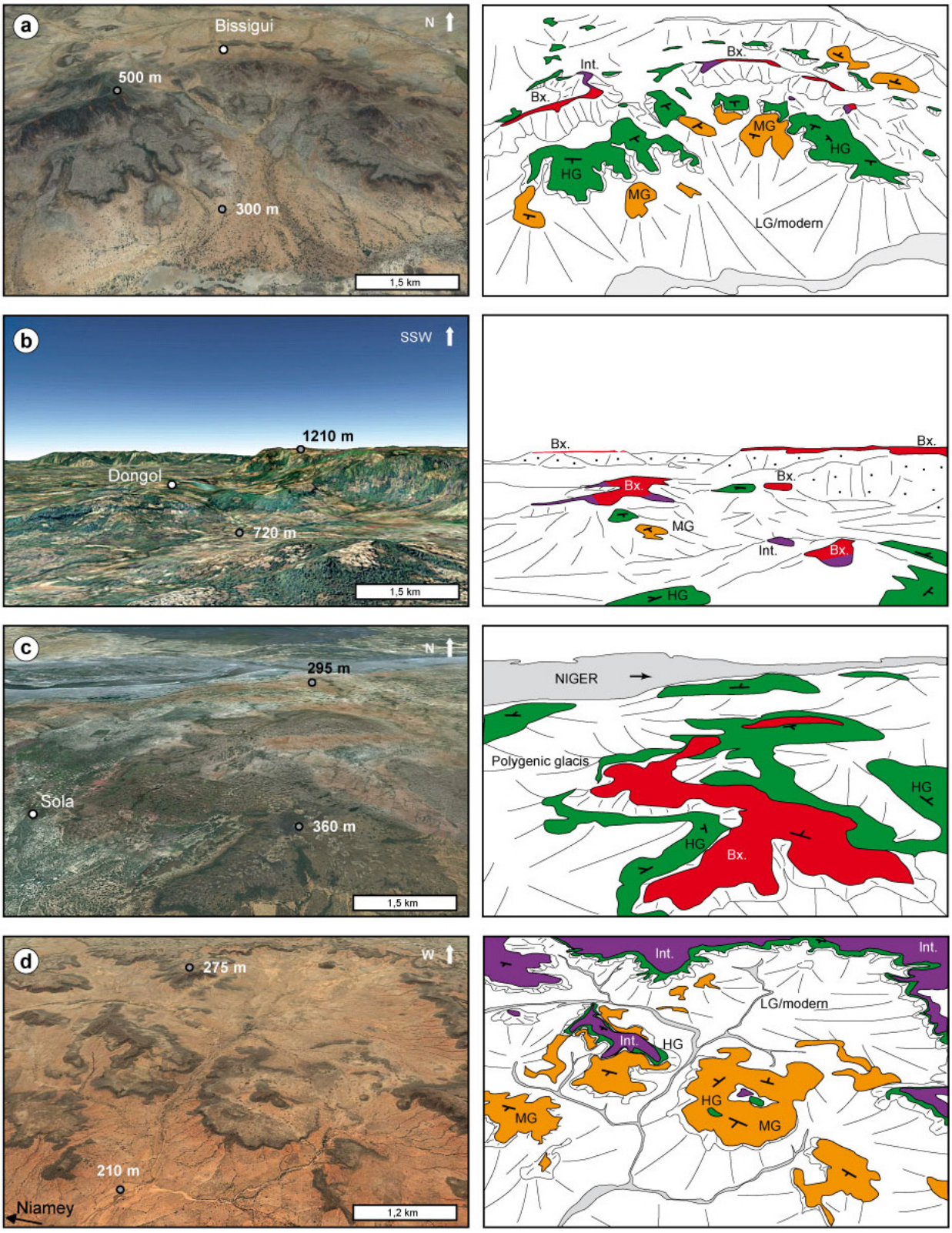


Figure 4.15 : (**En face**) Vues Google Earth et leurs interprétations montrant des paysages-types d'Afrique de l'Ouest. (a) Configuration sur socle paléo-protérozoïque avec la surface bauxitique préservée au sommet d'une ceinture de roches vertes ré-incisée par différentes générations de glacis près de Bissigui, Burkina Faso. (b) Modelé et mesas bauxitiques préservées respectivement au dessus et en dessous de l'escarpement gréseux marquant la limite orientale du Fouta Djalon près de Labé, Guinée. (c) Télescopage de la séquence avec des reliques de la surface bauxitique retrouvées 60m au dessus du niveau actuel du Niger près de Ségou, Mali, sur les grès néo-protérozoïques. La même configuration est retrouvée dans cette zone avec des buttes d'Intermédiaire dominant le paysage. (d) Dissection de la série détritique du Continental terminal couverte par la Surface intermédiaire dans le bassin des Iuellemmeden au Nord de Niamey, Niger.

L'équivalent temporel de la bauxite (abandon ~ 45 Ma) dans les bassins sédimentaires est représenté par les dépôts calcaires du milieu de l'Eocène. A l'approche des bassins et du delta interne du Niger, on observe un télescopage de la surface Africaine et des suivantes. Par exemple, près de Matam, les surfaces de la bauxite au Moyen glacis sont se tiennent dans moins de 100 m d'altitude (Coupe AA' ; Figure 4.17). Cette disposition suggère des liens subtils entre les dépôts sédimentaires et les surfaces d'aplanissement. La géométrie des dépôts éocènes dans les bassins peuvent traduire des hétérogénéités de la topographie du fond des bassins et/ou des déformations post abandon. Dans le bassin des Iuellemmeden, ces dépôts marins dessinent un synforme d'environ 200-300 km de large, suggérant qu'ils ont été déformés à grande longueur d'onde (Coupe HH' ; Figure 4.17). Aux environs de Thiès (Coupe AA' ; Figure 4.17), les dépôts paléocènes et éocènes s'amincissent vers l'Ouest, suggérant que cette zone a toujours été un haut topographique.

La différence d'altitude entre la surface Africaine prolongée à la main et la topographie actuelle permet d'estimer une gamme de dénudation depuis 45 Ma (Figure 4.17). Cette dénudation est généralement inférieure à 400 m sur la majorité du craton, elle est de 600-800 m au niveau du bourrelet marginal et de 800-1000 m dans vallées de la Bafing et de la Kakrima, dans la dorsale guinéenne.

Provinces intermédiaires

Les provinces d'Intermédiaire sont principalement préservées sur grès. On les observe le plus souvent coiffant les grès néoprotérozoïques (ex : Tagant ; Figure 4.2b) ou surmontant les dépôts paléogènes du bassin des Iuellemmeden et du bassin sénégalo-mauritanien (Figure 4.16). Sur le plateau de Jos, on trouve la Surface intermédiaire est développée sur une formation volcano-clastique (*Boulangé et Eschenbrenner, 1971*). Dans ces configurations, le paysage intermédiaire a un très faible relief et comprend un réseau hydrographique peu ramifié. Il correspond à la disposition typique des bas-fonds. Dans le bassin sénégalo-mauritanien, la Surface intermédiaire a subi des légères retouches érosives ainsi que de l'aggradation de dépôts alluviaux tandis qu'elle est disséquée dans le bassin des

Iuellemmeden (Coupe AA' et HH' de la Figure 4.17). L'escarpement de ce bassin, qui recoupe la Surface intermédiaire à l'Est, semble être issu d'une dissection post-intermédiaire (Figure 4.16).

Les reliques de paysage intermédiaire sont réparties très sporadiquement sur le socle et constituent généralement des collines isolées (Figure 4.17). Cependant, leur disposition régionale montre des tendances qui reflètent le paléo-relief intermédiaire et la dissection de la surface Africaine. Les reliques de la Surface intermédiaire sont généralement inclinées vers les drains majeurs (Figure 4.17) suggérant que le drainage intermédiaire était similaire à l'actuel. Le relief de la Surface intermédiaire peut être fort (> 200-300 m) ; ce qui suggère une profondeur de dénudation importante entre le stade bauxitique et le stade intermédiaire. La géométrie des surfaces dans la zone du Haut-Niger suggère une forte dénudation entre les périodes bauxitiques et intermédiaires. Après l'abandon de l'intermédiaire, malgré le développement du Haut-glacis, la profondeur de dénudation est faible (> 50 m).

Provinces de glacis

La majorité du socle de l'Afrique de l'Ouest est dominé par la cuirasse de Haut glacis (Figure 4.17). Dans cette zone, incluant le Libéria, la Côte d'Ivoire, le Burkina Faso, l'Est du Ghana, le Sud du Bénin et le Sud du Mali (voir Figure 2.15), les reliques de Haut glacis couvrent la majorité des interfluves (Domaine Birrimien et Haut-Niger sur la coupe DD' de la Figure 4.17). La pente régionale formée par les reliques de Haut glacis est très proche de la topographie actuelle. Les inselbergs et les mesas de bauxite ou d'Intermédiaire forment de rares interfluves (Figure 3.12c). La province de Haut glacis représente un ensemble assez continu entre les latitudes 5° et 15°.

On peut distinguer deux zones où le Moyen glacis se développe : (1) le Nord-ouest du Fouta Djalon et du plateau mandingue, drainés par le Sénégal, la Gambie et la Kakrima (Figure 4.3) et (2) la zone entre le fossé de la Bénoué et le fleuve Comoé. Le long de la côte atlantique, il n'y a pas de rupture de pente marquée permettant de différencier le Moyen glacis et le Haut glacis dans la zone entre les fleuves Mano et Comoé. Ce domaine, représentée en vert foncé sur la Figure 4.17, correspond à une zone où le Haut glacis a été démantelé préférentiellement par altération chimique depuis 11 Ma (*Grandin, 1976*). Le paysage résultant est « mou », il est multiconvexe et de très faible relief (Figure 4.2c). Au Sud de la dorsale de l'Adamaoua, dans la zone équatoriale, l'altération chimique est intense et continue probablement depuis l'Eocène (*Fritsch, 1978; Beauvais, 1991*).

Dans la dorsale guinéenne, les vallées principales portent des témoins abandonnés du Haut glacis et du Moyen Glacis, soulignant l'incision progressive des grands fleuves. Dans ces zones, au niveau des rivières Bafing, Kakrima et Bakoy notamment, le fait que le Moyen glacis soit haut-perché

sur les interfluves suggère que l'incision a été importante dans la dorsale guinéenne après son abandon. Le Moyen glacis est également développé au niveau du fleuve Comoé, mais il n'est pas incisé (Figure 4.2d et coupe DD' de la Figure 4.17). A l'approche de la zone sahélienne, au Nord du Burkina Faso (Coupe HH' de la Figure 4.17), le Moyen-glacis et le Bas-glacis sont plus développés. Vers le Nord, dans la dépression du Hodh (Coupe AA' de la Figure 4.17), la couverture latéritique est dénudée.

Le Bas glacis est cantonné au domaine sahélien où il représente des zones d'aplanissement très étendues quasiment connectées aux drains. Le Bas glacis est lui-même altéré et légèrement induré. Dans les domaines plus arides, les surfaces d'aplanissement sont fonctionnelles et l'altération est peu marquée. Elles correspondent aux surfaces d'etchplanation définies par Büdel (*1982 ;* Figure 1.4) et se développent sur terrains sédimentaires ou peuvent même mettre à nu le socle paléo-protérozoïque (Figure 4.17). Une partie des zones sahariennes est recouverte par les sables, mais le socle est mis à nu dans le Hoggar, au Nord du plateau de Jos et dans l'Attakora au Togo.

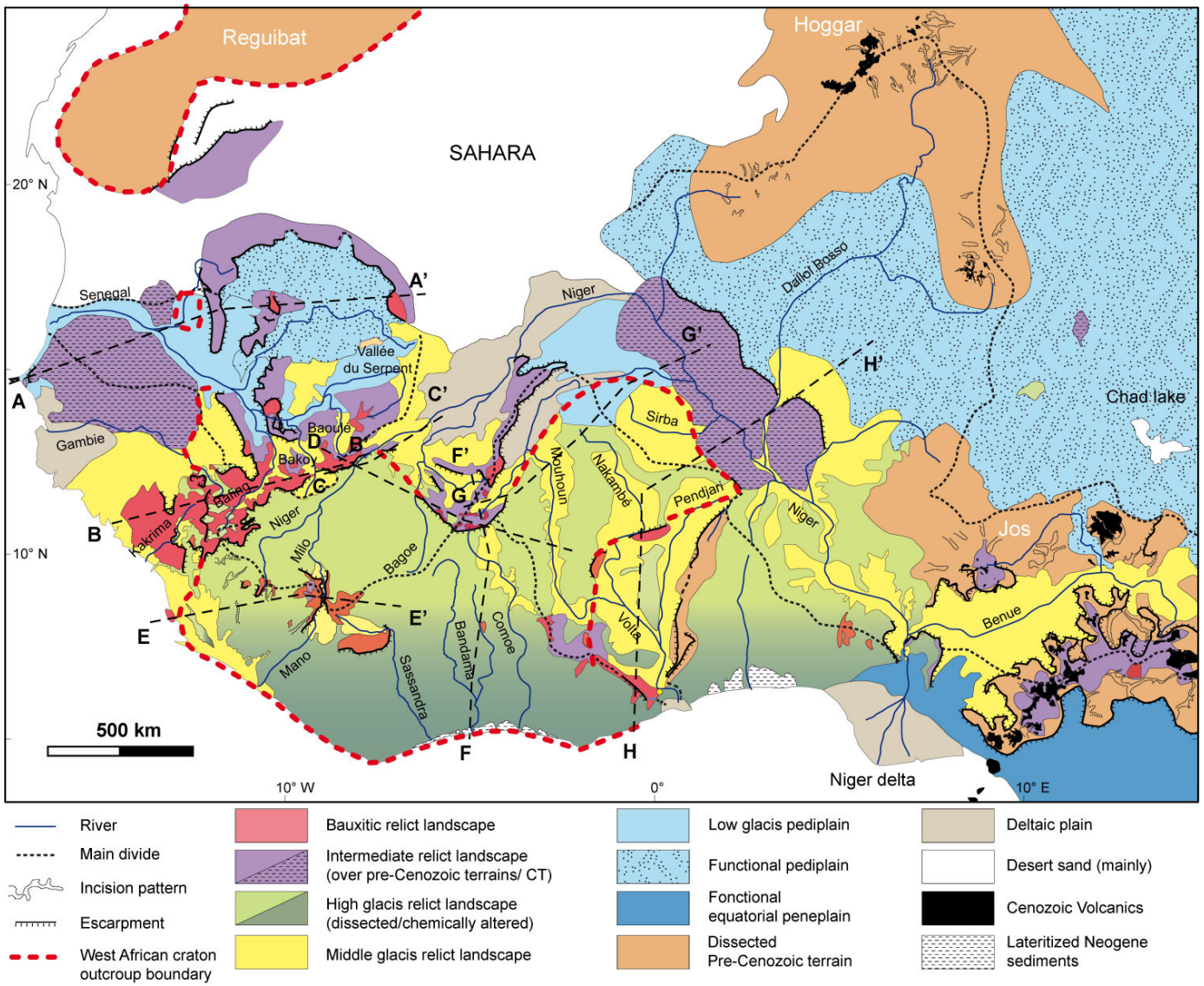


Figure 4.16 : Carte géomorphologique des provinces latéritiques d'Afrique de l'Ouest. Les coupes de la Figure 4.17 sont représentées.

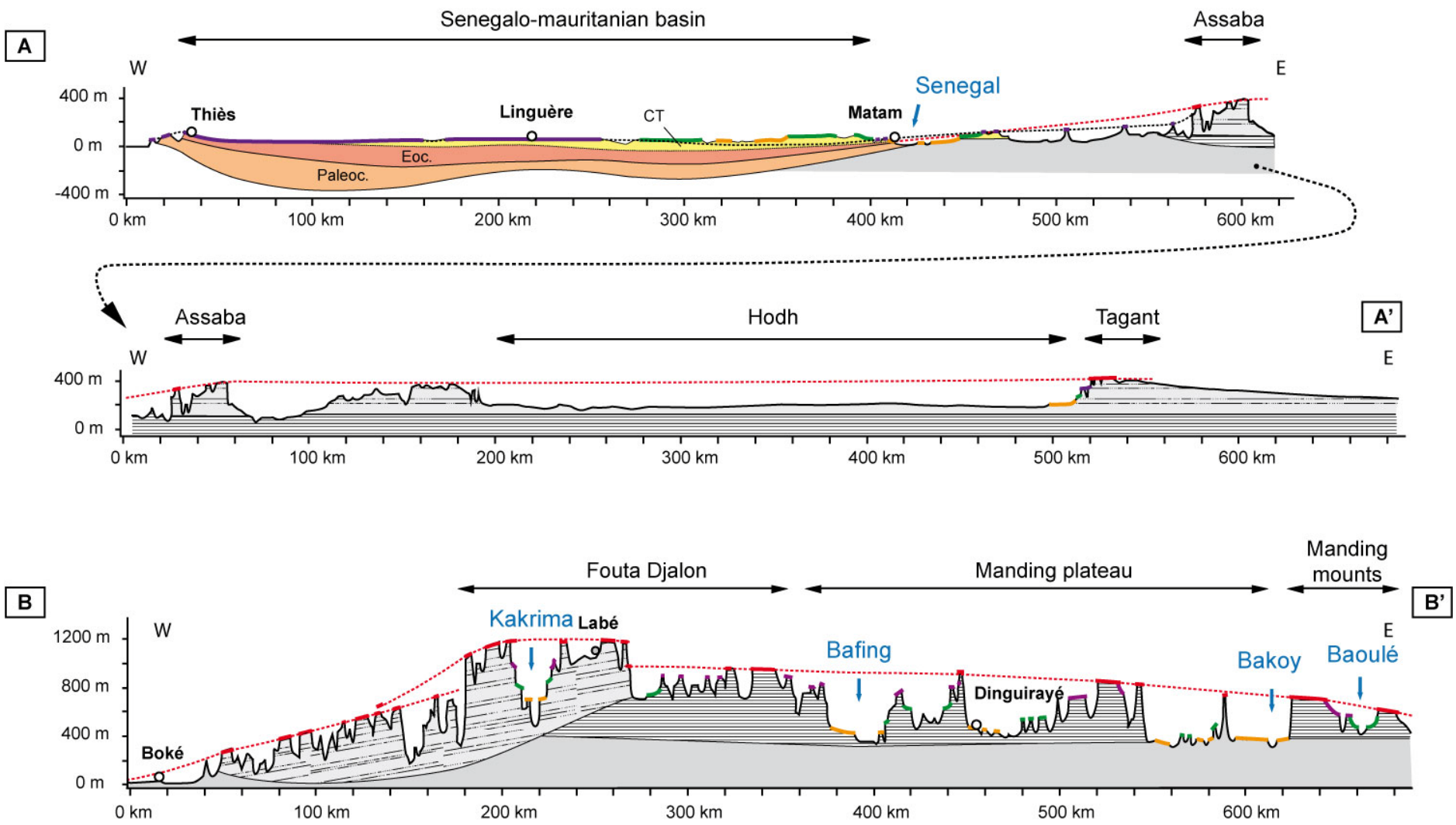
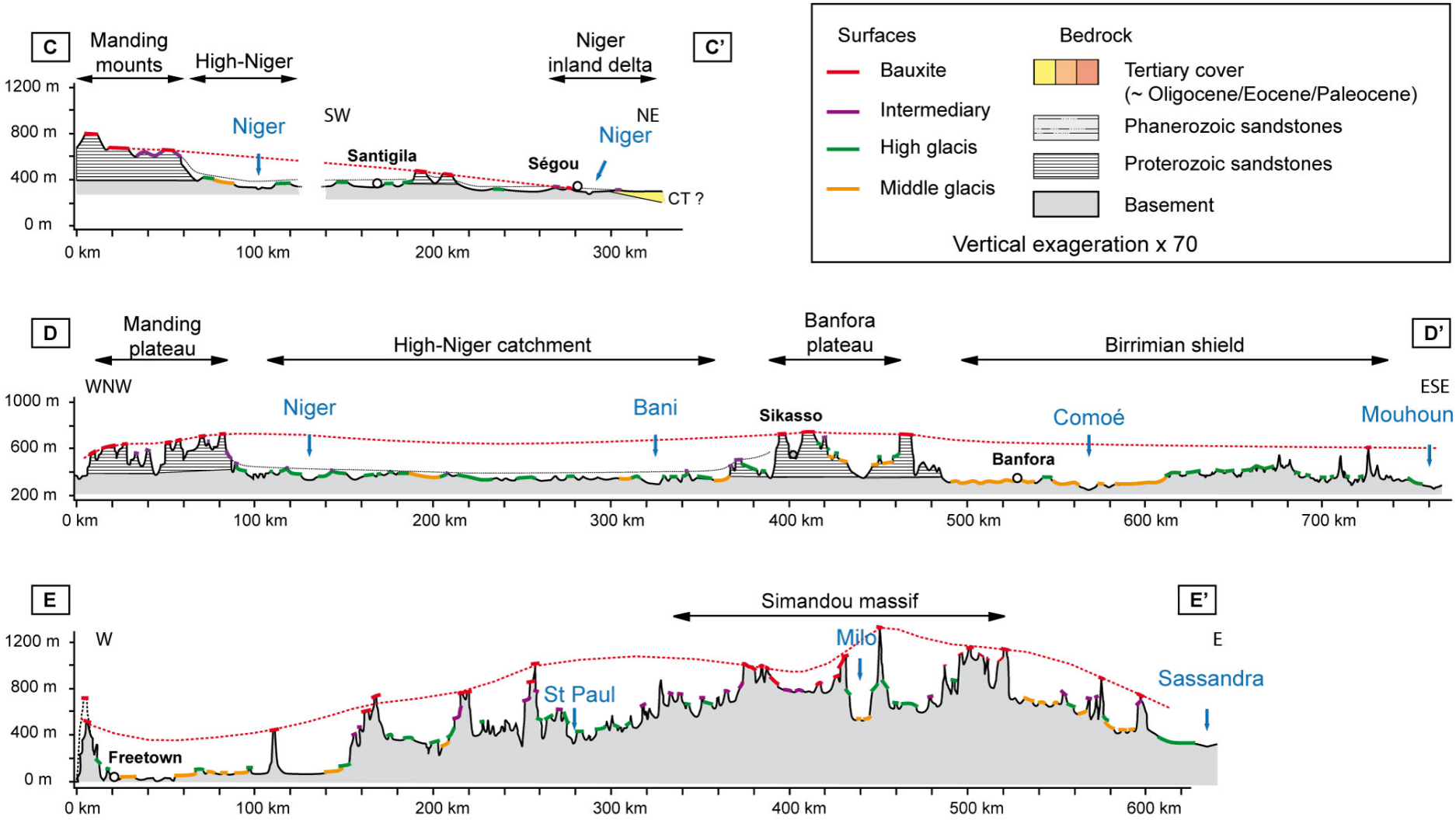
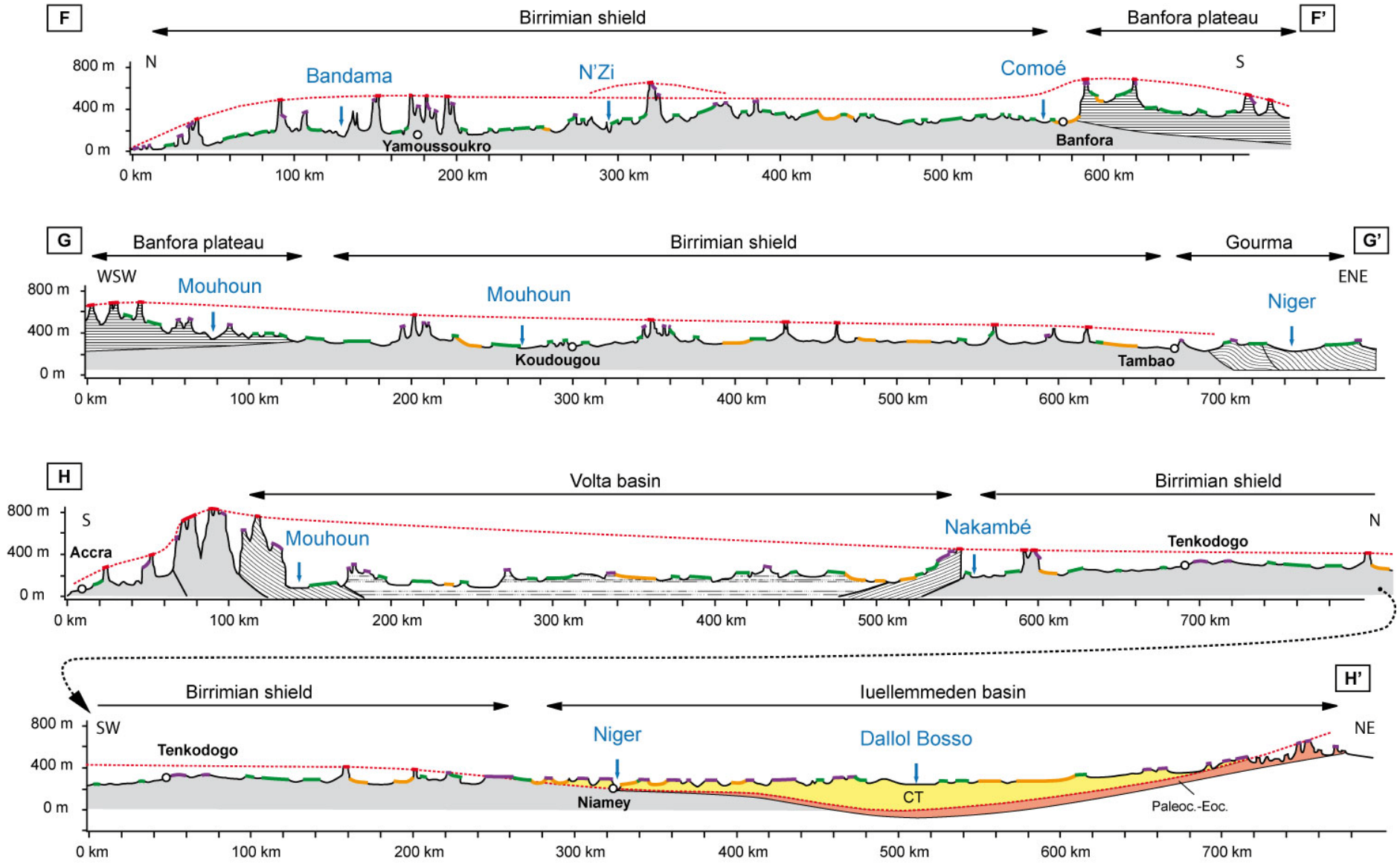


Figure 4.17: Coupes morphologiques régionales. Les principales rivières sont signalées en bleu. Légende en page suivante.


C
Manding mounts
High-Niger
Niger inland delta
C'
1200 m
800 m
400 m
0 m
Niger
SW
Santigila
Ségou
NE
Niger
CT ?
0 km
100 km
200 km
300 km
Surfaces
Bauxite
Intermediary
High glacis
Middle glacis
Bedrock
Tertiary cover
(~ Oligocene/Eocene/Paleocene)
Phanerozoic sandstones
Proterozoic sandstones
Basement
Vertical exageration x 70
D
Manding plateau
High-Niger catchment
Banfora plateau
Birrimian shield
D'
WNW
ESE
1000 m
600 m
200 m
Niger
Bani
Sikasso
Comoé
Mouhoun
Banfora
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
500 km
600 km
700 km
E
Simandou massif
E'
W
E
1200 m
800 m
400 m
0 m
Milo
St Paul
Sassandra
Freetown
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
500 km
600 km


F
Birrimian shield
Banfora plateau
F'
800 m
400 m
0 m
N
S
Bandama
N'Zi
Comoé
Yamoussoukro
Banfora
0 km
100 km
200 km
300 km
400 km
500 km
600 km
G
Banfora plateau
Birrimian shield
Gourma
G'
WSW
ENE
Mouhoun
Mouhoun
Niger
Koudougou
Tambao
700 km
H
Volta basin
Birrimian shield
S
N
Accra
Mouhoun
Nakambé
Tenkodogo
H'
Birrimian shield
Iuellemmeden basin
SW
NE
Tenkodogo
Niger
Dallol Bosso
Niamey
CT
Paleoc.-Eoc.

3. Discussion : facteurs de répartition des latérites et des formes du relief ouest africain

3.1 Rôle de la lithologie

La lithologie a un impact majeur sur la préservation des surfaces latéritiques. Les bauxites sont les mieux préservées sur les grès néo-protérozoïques et surtout sur les sills dolérites. La stratification horizontale des grès permet de conserver des morphologies bauxitiques quasiment fossiles sur des zones extrêmement vastes (Figure 3.11). Ce substrat est favorable aux accumulations alumino-ferrugineuses car il est très riche en ces éléments et forme des surfaces planes propices à l'altération homogène et continue. L'incision au niveau des vallées ou des escarpements très raides permet la déconnection du niveau de base et l'abandon des surfaces. L'incision est très profonde (500-1000 m au total) sur substrat gréseux mais néanmoins localisée (voir coupes Figure 4.17). Les surfaces ainsi déconnectées ne sont pas érodées ou altérées à nouveau et restent généralement bien préservées.

Des variations morphologiques sont clairement observées d'un substrat à l'autre. La transition entre les terrains gréseux et les terrains sur lesquels ils reposent est marquée par de grands escarpements (Figures 4.1 et 4.17). Sur le socle paléoprotérozoïque, l'incision est moins importante. Le paysage y est très aplani, les sommets importants étant constitués de mesas bauxitiques ou d'inselbergs conservés sur roches basiques (Figures 4.9 et 4.15). Sur le socle, érosion et altération sont complémentaires. La roche est « préparée », attendrie par l'altération avant d'être érodée (*Fairbridge et Finkel, 1980; Millot, 1980a; Beauvais et Chardon, 2013*). C'est la dernière grande phase d'érosion mécanique, le Haut glacis, qui a laissé l'empreinte la plus durable dans le paysage (*Grandin, 1976*). Ici, la morphologie est influencée par les transitions lithologiques entre granitoïdes et ceintures de roches vertes. Ce point sera développé dans le Chapitre 6 à travers l'évolution des profils des rivières et dans le Chapitre 7 dans une province type de Haut glacis, le Sud-ouest du Burkina Faso.

3.2 Zonation climatique

La zonation climatique implique que les processus chimique et mécanique aient une plus ou moins grande influence sur la morphologie en fonction de la latitude (Figure 4.17). La Figure 3.24 l'illustre bien pour les glacis (*Grandin, 1976*). Par exemple, on trouve les zones d'aplanissement mécanique (Bas glacis et pédiplaine fonctionnelle) au Nord de l'Afrique de l'Ouest dans la zone sahélienne. De même le Moyen glacis est plus développé en approchant ces zones (voir Coupes GG' et HH' de la Figure 4.17). A l'inverse, les formes d'altération chimique sont plus développées au Sud du craton, vers les domaines guinéen et équatorial. Au Sud de la Côte d'Ivoire, la fonte géochimique du Haut glacis est importante, sous l'influence d'un climat qui a probablement été plus propice à

l'altération depuis 11 Ma (Figure 4.17). De même, la zone équatoriale a subi une altération quasi continue durant le Cénozoïque (*Beauvais, 1991; Tardy, 1993*).

3 .3 Hétérogénéité de la dissection et indices de mouvements verticaux

La distribution des provinces géomorphologiques de l'Afrique de l'Ouest traduit l'hétérogénéité spatio-temporelle de l'évolution de sa surface. En effet, les paysages de cette zone, considérée comme stable par opposition aux zones orogéniques, ne sont pas identiques d'une région à l'autre. L'érosion ne s'est donc pas effectuée par abaissement uniforme de la topographie à l'échelle régionale depuis 45 Ma. Cette hétérogénéité suggère également des forçages épirogéniques locaux.

La forte préservation de la surface Africaine dans la dorsale de Guinée suggère une origine ante-éocène de son relief malgré les nombreuses reprises d'érosion plus récentes (Figure 4.17). Cependant, la géométrie de cette surface ne permet pas d'évaluer directement les éventuels mouvements verticaux post éocènes. L'hétérogénéité de la dénudation, comme le long du bourrelet marginal, laisse à penser que des mouvements verticaux ont concentré l'érosion dans certaines zones. La géométrie des surfaces d'aplanissement et des séquences de dépôt dans les bassins sédimentaires suggèrent également la déformation de la lithosphère associée à des mouvements verticaux. Par exemple, la géométrie des dépôts sédimentaires près de Thies (horst ou dôme de Ndiass ; *Burke, 1996; Guiraud et al., 2005*) et la mise en place de basaltes à partir de 35 Ma dans cette zone évoquent des mouvements verticaux post éocènes.

La majorité du paysage du craton ouest africain est dominée par le Haut glacis ; ce qui suggère que la phase majeure d'acquisition du relief s'est effectué avant 11 Ma. Cependant, des anomalies d'incision surtout marquées par Moyen glacis indiquent des reprises d'incision après 11 Ma. Le fait que le Moyen glacis soit plus étendu le long de drains côtiers atlantiques suggère donc des sollicitations extérieures plus récentes. L'étude de la dissection du Haut glacis dans cette zone peut renseigner sur la dynamique d'érosion en contexte cratonique. Dans le Hoggar, où il y a peu d'évidence de latéritisation, on peut supposer que le paysage est très jeune ou qu'il n'a jamais subi d'altération. Les données thermochronologiques qui montrent des âges de refroidissement de 95 à 5 Ma (*Rougier et al., 2013*) et le fait que de grands épanchements volcaniques âgés de 3,5 Ma se soient développés suggère que le relief de cette zone est plus jeune que 11 Ma.

4. Conclusion

Les latérites forment des marqueurs géomorphologiques préservés dans les reliefs ouest africains dont l'origine est au cœur des débats sur l'évolution topographique africaine. Leur échantillonnage par la base de données est donc pertinent pour caractériser l'évolution morphologique

cénozoïque de ces zones. La distribution des reliques de paléo-surfaces présentée dans ce chapitre a permis, en plus de constituer une base de données, de faire une première analyse qualitative de l'évolution des reliefs ouest africains. Cette distribution est détaillée au travers d'une carte morphologique et de coupes régionales.

La géométrie ainsi que la disposition des surfaces le long des vallées des principaux fleuves témoignent de l'évolution du drainage et de l'incision au cours du Cénozoïque. Le bourrelet marginal formé par la surface Africaine dans le prolongement de l'actuelle dorsale guinéenne parait lié à cette évolution. La lithologie et la zonation climatique exercent un contrôle fort sur la préservation et la morphologie des latérites. Les escarpements principaux, qui semblent acquis depuis la période bauxitique (ou intermédiaire), sont en effet marqués par des changements lithologiques. La morphologie du Haut glacis, qui est la paléo-surface majoritairement préservée, varie en fonction de sa position latitudinale. La dénudation est hétérogène depuis l'abandon de la surface Africaine. Des reprises d'érosion marquées par le Moyen et/ou le Bas glacis suggèrent des sollicitations climatiques et/ou épirogéniques récentes. Parallèlement, la potentielle déformation des surfaces Africaine et intermédiaire semble être révélatrice de mouvements verticaux.

La base de données constituée dans ce chapitre sera exploitée dans les chapitres suivants afin de caractériser la dynamique d'érosion long-terme de l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. Elle sera utilisée pour construire les topographies associées aux reliques des paléo-surfaces bauxitiques, intermédiaires et de Haut glacis. L'analyse de ces paléo-topographies ainsi que l'utilisation des reliques des paléo-surfaces à proximité des grands fleuves permettra de discuter de l'évolution du drainage et des profils en long des rivières mais aussi des bilans d'érosion depuis 45 Ma.

Chapitre 5. Evolution du drainage en carte

La géométrie de la surface Africaine, constituée par les nombreuses reliques de bauxite retrouvées en Afrique de l'ouest, est différente de la topographie actuelle (Figure 4.17). Les coupes présentées dans le chapitre précédent ont en effet mis en évidence un bourrelet marginal formé par la surface bauxitique. Le flanc sud de ce bourrelet est orienté vers l'Atlantique tandis que son flanc nord est orienté vers l'intérieur du continent. L'origine de ce bourrelet marginal, dont la terminaison occidentale est l'actuelle dorsale guinéenne (Figure 4.4), est débattue (*Egbogah, 1973; Boulangé et Millot, 1988; Burke, 1996; Beauvais et Chardon, 2013)*. Dans ce chapitre, nous proposons une reconstitution de l'évolution du drainage ouest africain depuis 45 Ma, en lien avec l'évolution du bourrelet. Cette reconstitution est basée sur la reconstruction des topographies S1 et S2 correspondant respectivement aux stades bauxitique (~ 45 Ma ; fin du dernier stade de formation de bauxite à l'éocène) et intermédiaire (~ 24 Ma). Ces « paléo »-topographies sont construites à partir de la base de données de la Figure 4.14.

Cette section contient l'article « *Late Paleogene drainage reorganization of West Africa and establishment of the modern Niger River catchment* » soumis au journal **Terra Nova**. Le détail de la méthode de reconstruction topographique peut être trouvé en page 203 avec le principe de calcul des incertitudes.

Late Paleogene drainage reorganization of West Africa and establishment of the modern Niger River catchment

Dominique Chardon[1,2,3*], Jean-Louis Grimaud[1,2,3], Anicet Beauvais[4], Delphine Rouby[1,2,3]

[1] Université de Toulouse, UPS (OMP), GET,

14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

[2] CNRS, GET, 31400 Toulouse, France

[3] IRD, GET, 31400 Toulouse, France

[4] Aix Marseille Université, IRD, CNRS, CEREGE UM34,

BP 80, 13545 Aix en Provence, Cedex 4, France

Submitted to ***Terra Nova***

26 July 2013

1. Abstract

Reconstituting Cenozoic African paleodrainages is key for understanding how the sediment routing system responded to the growth of the basin-and-swell topography of the continent during climate cooling. Reconstruction of two incision stages of West Africa from geomorphic and paleogeographic data shows that the current river catchments of the sub region were acquired by drainage reorganization between the Mid-Eocene and the Latest Oligocene in response to combined intraplate swell growth, regional uplift and eustatic sea level fall. Establishment of the modern Niger River course involved capture of the Iullemmeden endoreic basin by cutting of the West African marginal upwarp and triggered Niger delta progradation in the Earliest Oligocene. The fixed geometry of the West African drainage since then offers the opportunity to effectively link the inland morphoclimatic and epeirogenic record to offshore sedimentation and particularly that of the Niger delta.

2. Introduction

Reconstituting the evolving geometries of large drainage basins over geological time scales (10^6-10^7 yr) is key to linking the sediment routing system to the long-wavelength deformation and landform evolution processes of the continents. Drainage evolution of Africa is linked to the growth of a basin-and-swell topography resulting from the interplay of marginal upwarps sustained or rejuvenated since Gondwana break-up and intraplate Cenozoic swells (Burke, 1996; Summerfield, 1996) (Figure 5.1). Within such an evolving topographic framework that is not yet well understood, the age and acquisition mode of the current main river courses are controversial. Key questions are to know whether, when, and how short coastal rivers have captured intracratonic basins (Summerfield, 1996). Solving those questions is crucial for interpreting the initiation in the Oligocene of a massive continental scale flux of clastic sediments in the context of growing intraplate topography and global climate cooling (Burke, 1996; Séranne, 1999).

We investigate the Cenozoic drainage development of West Africa with an emphasis on the Niger catchment, one of the largest of the continent (Figure 5.1), which has fed a delta with the highest hydrocarbon potential in the world. The reconstitution of two incision stages of the West African topography combined with paleogeographic data shows that the current river courses and catchments of the sub region, including those of the Niger, were acquired between the Mid-Eocene and the Latest Oligocene. Acquisition of the drainage was forced by the interplay of regional uplift, intraplate swell growth and eustatic sea level fall. The antiquity of the Niger River, which results from the capture of the Iullemmeden endoreic basin across a marginal upwarp, opens new perspectives on linking the continental climatic and geomorphic record to the evolution of the Niger delta since the Earliest Oligocene.

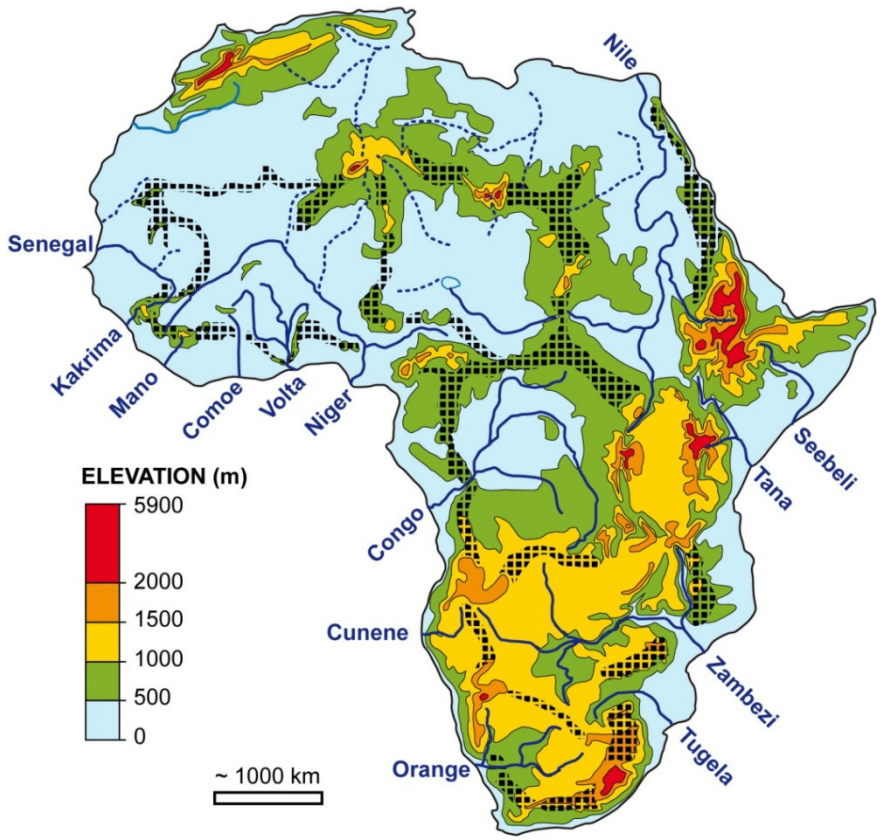


Figure 5.1 : "Basin-and-swell" topography of the African continent and its main river systems. Cross-hatched patterns represent the divides delineating basins' septa (i.e., swells) outside crests that are clearly underlined by contours.

3. West African geomorphic record, methodology

The drainage of West Africa is organized around the Guinean rise marking the continental divide where it is the closest to the coast (Figure 5.2a). Rivers are increasingly longer to the east of the rise, with the continental divide located up to 1000 km inland (Figure 5.2a). Two other salient topographic features of West Africa are the Hoggar and Jos swells that expose 35 Ma old to recent volcanics and are interpreted to have grown since or after the onset of volcanism (Burke, 1996). The catchment of the Niger River consists in a main central part draining mostly the Hoggar and Jos massifs with a SW-trending digitation towards the Guinean rise made by the High Niger catchment and a smaller digitation made by the Benue River catchment near the main outlet (Figure 5.2a). Since early explorative works (Chudeau, 1919; Urvoy, 1942), the elbow between the High and Low Niger (Figure 5.2a) has been interpreted as a Quaternary capture. But neither sediment accumulations nor paleo-river courses exist that would support the existence of a Paleo-Niger flowing north- or northwestward into the Taoudeni basin or the Hodh depression (*Beaudet et al., 1977a*; Figure 5.2a).

The drainage network of West Africa results from the dissection of a continental scale, low-relief surface called the African surface, which carries bauxites produced by sustained lateritic weathering reflecting the Paleocene-Eocene greenhouse climate (Beauvais et al., 2008; Burke and Gunnell, 2008). Post-African climatic variations led to the preservation of a benchmark landscape made of stepped relict lateritic landsurfaces with type-geomorphic and petrological characteristics that fossilize successive incision stages of the African surface (Michel, 1973; Beauvais and Chardon, 2013). Relicts of the so-called Intermediate surface preserve an in situ-formed weathering profile capped by a thick ferricrete, which has coated the slopes of the reliefs carrying relicts of the bauxitic African surface (Beauvais and Chardon, 2013). A series of three younger stepped pediments attests to later incision by the drainage.

Bauxites of the African surface (called hereafter S1) are preserved on virtually all pre-Eocene rocks in West Africa and are overlain by the Post Mid-Eocene fluvial sediments of the Continental Terminal in intracratonic basins (Lang et al., 1986). The end of bauxitic weathering is interpreted to reflect the onset of the incision of the African surface. Similarly, the end of the weathering period that led to the formation of the ferricrete capping the Intermediate surface should reflect the onset of incision of that surface (called hereafter S2) (Beauvais and Chardon, 2013). These surface abandonment ages are constrained to ~ 45 and 24 Ma, respectively, by Ar-Ar age groups of K-Mn oxides sampled in the weathering profiles of each surface in Tambao, Burkina Faso (Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013; Figure 5.2a). The ubiquity of the stepped and distinct relicts of S1 and S2 with their type-regolith throughout West Africa prompts us to consider these two paleosurfaces as broadly synchronous regional incision markers (Beauvais and Chardon, 2013).

The topography of S1 and S2 has been constructed from the paleolandsurface relicts' elevations database of Beauvais and Chardon (2013), which has been implemented and geographically extended. S1 topography (Figure 5.2a) is an envelope surface computed from the interpolation of the bauxitic relicts' elevations, which was forced to remain above today's topography. The topography of S2 was computed the same way as that of S1 but was forced to include the bauxite-capped or rocky topography dominating S2 relicts (Figure 5.2c).

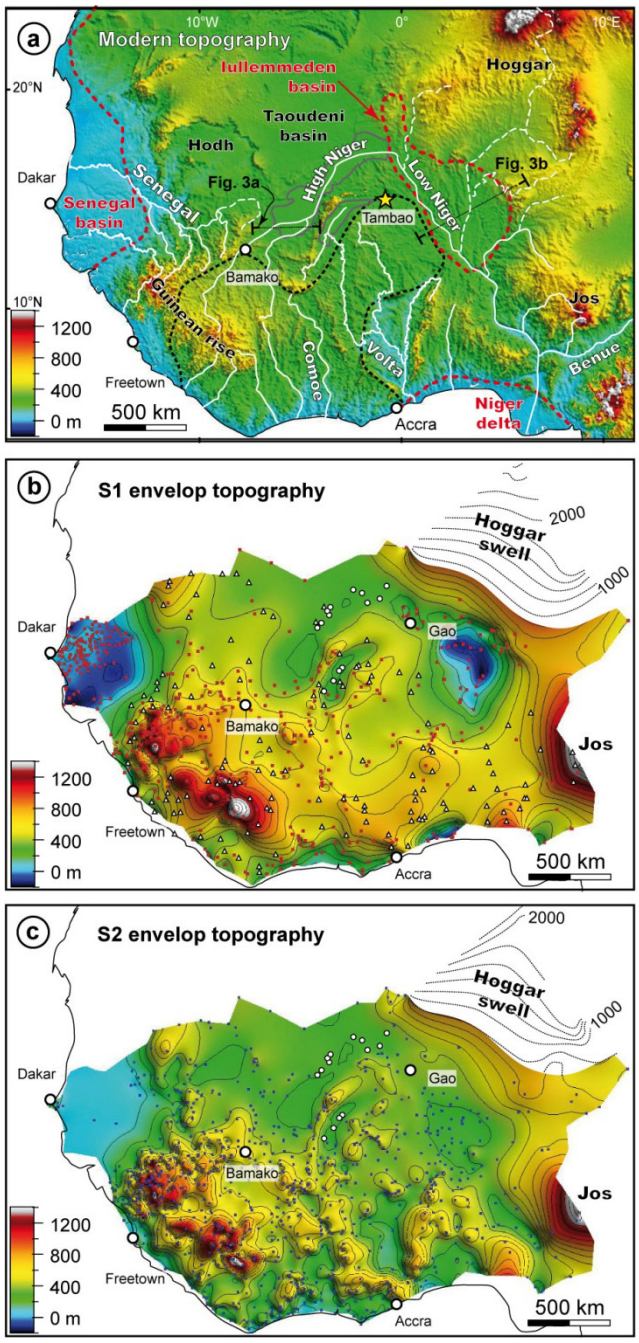


Figure 5.2 : (a) Topography and drainage of West Africa. Rivers are shown in white (Dashed where dried out). The black dashed line represents the southern outcrop of the West African craton; red dashed lines are the boundaries of Cenozoic sedimentary basins and grey lines enclose modern alluvial plains. (b) Topography of the S1 African bauxitic paleolandsurface. (c) Topography of the S2 Intermediate paleolandsurface. Red and blue dots are lateritic remnants of paleolandsurfaces S1 and S2, respectively. White triangles are current reliefs (mainly inselbergs) used to constrain the minimum elevation of the African bauxitic surface (S1). Filled circles are wells used to constrain the elevation of S1 and S2 under modern alluvial plains. On Figure 5.2c, data complementary to the lateritic remnants include bauxites and inselbergs that are too numerous to be shown. Contours are 200 m. Elevations in blue on Figure 5.2b coincide with the Iullemmeden and Senegal basins where the S1 African bauxitic surface or its offshore extension (taken here as the top of the Ypresian) are buried beneath fluvial sediments of the Continental Terminal.

4. Results

S1 topography documents a marginal upwarp that culminates in the Guinean rise and the Jos Plateau, with a crestal elevation of 700 – 800 m in between these two culminations (Figure 5.2b). The upwarp has a steep seaward slope and a gentle northward slope displaying three main valleys trending NNE. The overall smoothness of S1 topography reflects the low ruggedness of the bauxitic relict landscape preserved over large regions of the Guinean rise as a multiconvex peneplain of 10-20 km wavelength, 80 m amplitude and a regional slope of the order of 1 ‰ or even less (Michel, 1973; Chardon et al., 2006). S2 topography reflects a higher rugosity than that of the African bauxite, which is in agreement with studied relict Intermediate landscapes (Michel, 1973). S2 topography strikingly mimics that of today (comparison of Figures 5.2a and 5.2c) so that the current divides are skeletal remnants of those of S2 topography. The S1 upwarp appears to have been dissected by valleys coinciding with modern ones such as the Volta; Figures 5.2a and 5.2c).

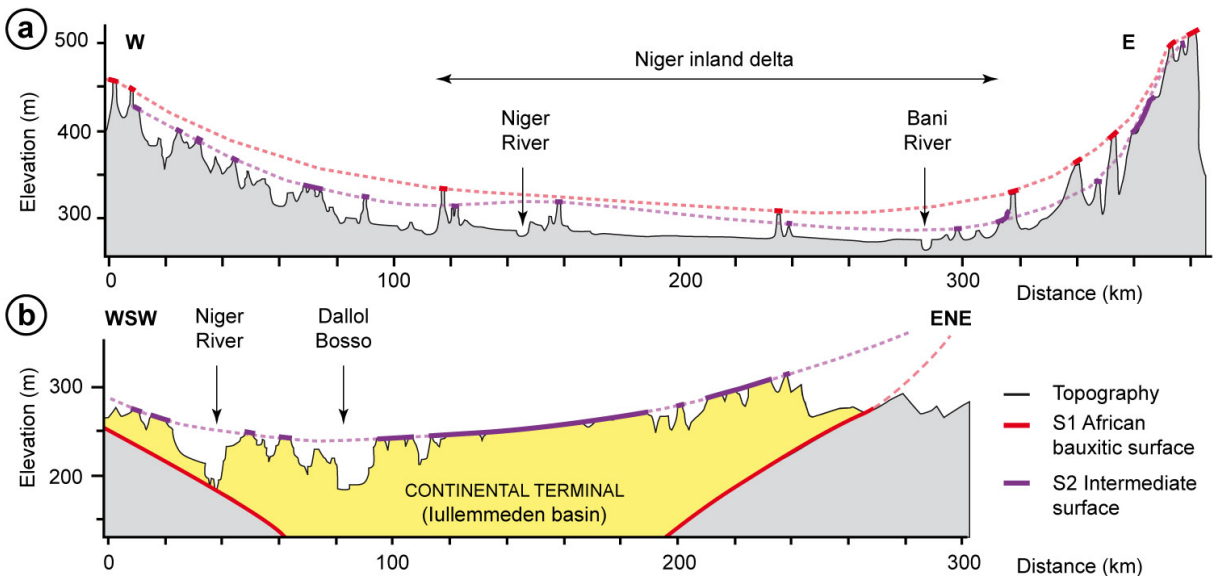


Figure 5.3 : Transversal cross-sections of the Niger River valley showing the distribution of lateritic relicts of the African Bauxitic surface (S1) and the Intermediate ferricrete-capped surface (S2). Section (a) goes through the upstream part of the Niger inland delta and section (b) cuts through the Iullemmeden basin. Lines of sections are located on Figures 5.2a and 5.4.

The wide NNE trending trough NE of Bamako in S1 topography suggests that a Paleo-High Niger already existed at the time S1 was functional (Figures 5.2b and c). Furthermore, the current course of the entire Niger River is grossly delineated in S2 topography by a wide valley coinciding with the S1 Paleo-High Niger and by a trough running all along the current Low Niger and forming a gap across the S1 upwarp (Figures 5.2c and 5.2a). This is attested by field observations showing that both S1 and S2 drape the slopes and floor of a valley coinciding with the current High Niger valley (Figure 5.3a) and that the S2 drainage axis of the Iullemmeden basin was close to the current river

course or was already the Niger river (Figure 5.3b). This is further attested by the work of Beaudet et al. (*1977b; 1981*) and our field observations along the upper Niger, around the elbow, along the upper course of the lower Niger River and throughout the Iullemmeden basin, which attest to the systematic dip of S2 towards the Niger and its tributaries (e.g., Figure 5.3). Such a configuration allows constructing the S2 longitudinal profile of the Niger River (Figure 5.4). S2 paleo-profile does not depart significantly from the modern one, as opposed to S1 that particularly underlines the marginal upwarp incised at the time of S2 (Figure 5.4).

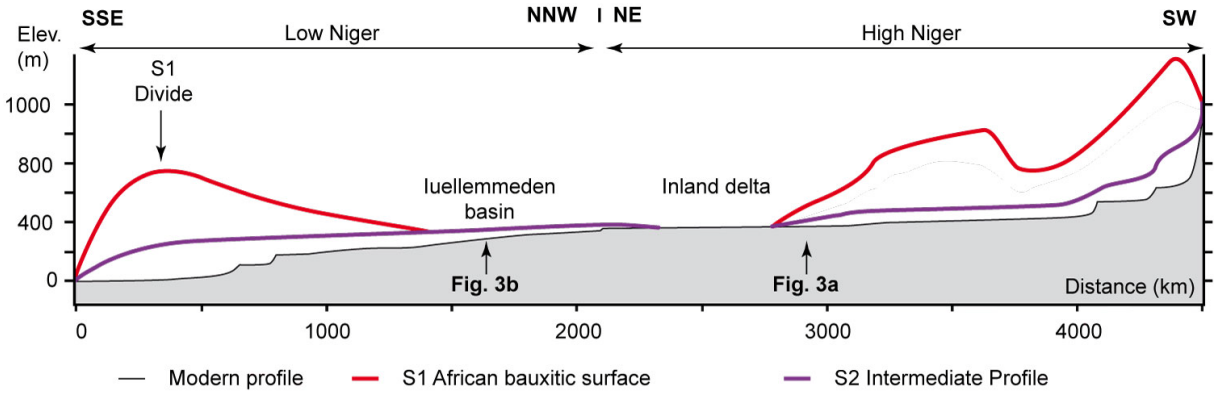


Figure 5.4 : Current and S2 longitudinal profiles of the Niger River together with the corresponding envelope of S1 African bauxitic surface. S2 longitudinal profile was constructed by using the elevation of S2 relicts all along the river course.

5. Interpretation

Considering the potential distortion undergone by the paleolandsurfaces due to lithospheric deformation, Figures 5.2b and 5.2c are not strictly paleo-topographic maps. Nevertheless, long wavelength (> 400 km) epeirogeny is expected, if any, as the dominant deformation process in such a cratonic environment. Furthermore, large-scale Cenozoic faulting is not attested south of 20°N in the sub-region. This and the fairly high areal density of our elevation database validate the use of S1 and S2 maps as relief maps at the scale of West Africa, particularly for delineating the main crests and valleys. S1 and S2 reliefs, once combined with the available regional paleogeographic information and the above data, may be interpreted as follows (Figure 5.5).

By the Mid-Eocene (~45 Ma), the drainage of West Africa was organized on both slopes of a marginal upwarp that isolated a marine intracratonic basin connected to the Tethys (Guiraud et al., 2005) from the Atlantic Ocean (Figure 5.5a). Short rivers drained the seaward slope of the upwarp, whereas longer drains, including the Paleo-High Niger, flowed northward. By the end of the Oligocene, inland retreat of the continental divide had taken place, particularly to the east of the Guinean rise (Figures 5.5a and 5.5b). Northward retreat of the continental divide east of the rise has

attained a maximum of ~800 km at the longitude of the modern elbow of the Niger River (Figure 5.5). This retreat results from inland growth of the Volta drainage at the expense of a watershed drained northwestward in the Mid-Eocene (Figures 5.5a and 5.5b). The modern Niger drainage is established by the end of the Oligocene and comprises the Paleo-High Niger and rivers draining the Hoggar and Jos swells. The preservation and re-use of the Paleo-High Niger catchment - and therefore the acquisition of an early elbow for the Niger River - is due to pinning down of its divides along the Guinean rise and sandstone escarpments (Figure 5.5b).

Following S1 abandonment, the intracratonic Sea had regressed. Alluvial sediments of the Continental Terminal accumulated in the Iullemmeden basin before being leveled by S2, which was drained by the Niger and its tributaries with a same spatial pattern as that of today (Figures 5.5b and 5.3b). Similarly, regression in the Senegal basin preceded the emplacement of a fluvial sedimentary complex that is sealed by the S2 ferricrete (Figure 5.5b). Infilling and isolation of the Iullemmeden basin overlapped in time with the growth of the Hoggar swell as attested by (1) the occurrence of Oligocene fluvial sediments (equivalent to the Continental Terminal?) beneath 20 Ma old traps at the top of the swell (Rognon et al., 1983) and (2) apatite (U-Th)/He ages indicating denudation and therefore probable topographic growth of the swell in the Eocene (Rougier et al., 2013).

6. Discussion

The present work suggests the establishment of the current drainage of West Africa before the latest Oligocene as a result of a paleogeographic reorganization that took place after the mid Eocene (comparison of Figures 5.5b and 5.5c). Inland growth of originally short coastal catchments has been facilitated by the moderate or limited elevation of the continental divide. Conversely, the Guinean rise, as a pinned down segment of the continental divide, must have had an originally high or resurgent elevation that prevented its retreat (e.g., Young, 1989). The modern Niger drainage established by capture of the Iullemmeden basin by a tributary of the Benue River after deposition of the Continental Terminal. This process involved cutting of the marginal upwarp where it was the narrowest and collection of the drainage that used to converge to the basin i.e., mainly the High Niger and rivers draining the swells.

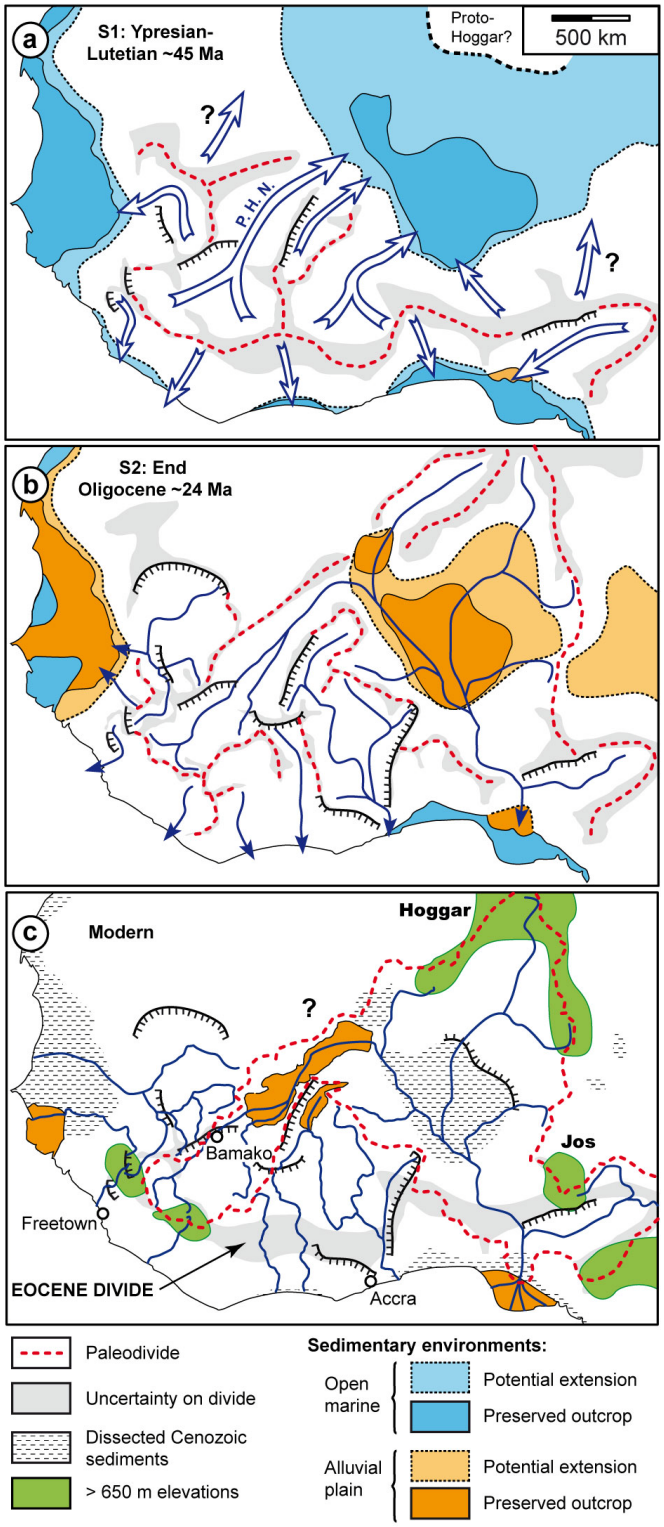


Figure 5.5 : Paleogeographic configuration and drainage of West Africa in (a) the Mid Eocene and (b) the end of the Oligocene. (c) Modern configuration. Large arrows in (a) represent the main drainage axes. P.H.N. - Paleo-High Niger. In (c), only the boundary of the Niger catchment is shown. Sources for paleogeographic compilations: Faure, 1962; Greigert, 1966; Monciardini, 1966; Charpy and Nahon, 1978; Lang et al., 1986; Reijers, 2011 and the present study. Paleodivides were automatically extracted from the maps in Figure 5.2. Uncertainty on the location of the divides was estimated manually by considering data points the nearest to the computed divide.

The Iullemmeden basin is confined by the West African craton and the Hoggar and Jos swells that grew during its late evolution. Furthermore, the Low Niger flows in a trough coinciding with both the northeastern boundary of the West African craton and the southwestern margin of the basin (Figures 5.2a, 3b and 5b). Acquisition of the modern course of the Low Niger is therefore interpreted to result from the growth of the Hoggar and Jos swell, which has pushed the Iullemmeden depression and its drainage southwestward against the West African craton. Far-field south- to southwestward regional tilt of the craton surface produced by swell amplification is expected to have produced slope decline or reversal that enhanced inland migration of the continental divide. But initiation of cutting of the continental divide by the coastal rivers, which was instrumental in achieving drainage reorganization, was triggered by regressive erosion that may not necessarily relate to intraplate swell growth. It is interpreted to be due to Oligocene drop(s) in base level documented all around Africa in the sedimentary record, which sign an early episode (~34 Ma) of eustatic sea level fall and later (~31 Ma?) surface upflit of the continent accompanying swell growth (Burke et al., 2003).

Establishment of the externally drained Niger catchment triggered building of the Niger delta in the Earliest Oligocene (stratigraphic age in Doust and Omatsola, 1990). The Niger catchment, which has not evolved since then, has been the delta's most prominent supplier. Therefore, increasing Neogene clastic sedimentary flux to the delta that has attained a peak in the Pliocene (Robin et al., 2011) responded to a climatically driven change in erosion efficiency or, to a lesser extent, modulation of swell growth, but not to drainage reorganization. Accordingly, Latest Pliocene drop in clastic fluxes to the delta (Jermannaud et al., 2010; Robin et al., 2011) is solely due to aridification of Northern West Africa that dried out the Niger's tributaries draining the Hoggar swell (e.g., Figure 5.2a).

7. Conclusion

The West African drainage was acquired by the early Oligocene as a result of combined regional uplift, intraplate swell growth and eustatic sea level fall. Establishment of the Niger River course involved the capture of the Iullemmeden endoreic basin across the marginal upwarp and triggered Niger delta progradation. Post-Eocene stability of the West African drainage set a new framework for detailed source-to-sink investigation of Neogene climate variability and epeirogeny of West Africa and its margin.

Acknowledgments

This study is a contribution of the TopoAfrica project (ANR-08-BLAN-572 0247-02) that benefited from additional support by the West African eXploration Initiative (AMIRA project P934A)

and the Université Paul Sabatier (BQR). F. Christophoul, J.-L. Rageot, G. Besançon and Z. Garba are thanked for support and/or participation in the fieldwork in Niger.

8. Complément

Le positionnement des lignes de partage des eaux des stades S1 et S2 a été tracé manuellement dans ce chapitre. Cependant, on peut trouver l'extraction automatique de ce drainage à partir des topographies S1 et S2 en page 216. Les extractions de drainage, présentées en Figure 9.5, sont cohérentes avec les résultats proposés dans ce chapitre.

9. Résumé en français et implications thématiques

La base de données constituée précédemment a permis la construction des topographies associées aux reliques des surfaces latéritiques préservées en Afrique de l'Ouest. Ces dernières indiquent un changement topographique majeur entre 45 Ma et 24 Ma en Afrique de l'Ouest. Lors de la transgression paléocène-éocène, la mer a recouvert le bassin des Iuellemmeden et probablement le Hoggar. Un bourrelet marginal semblait constituer alors une ligne de partage des eaux qui séparait : depuis la dorsale guinéenne jusqu'au plateau de Jos, des drains courts orientés vers l'Atlantiques et des drains long orientés vers le Nord et la néo-Téthys. Le paléo Haut-Niger était l'un de ces derniers. Un embryon de delta du Niger était installé dans le Golfe de Guinée, probablement alimenté par une paléo-Bénoué. Ce proto-delta suggère que les domaines marins néo-téthysien et atlantique n'étaient pas connectés au niveau de l'actuel Bas-Niger. Cette observation est cohérente avec la présence d'une ligne de partage majeure au niveau du bourrelet à cette période.

La mise en place du drainage moderne en Afrique de l'Ouest s'effectue durant l'intervalle éocène-oligocène (entre 45 et 24 Ma). Le Bas-Niger s'est établi à cette époque sur la limite du craton, dans la bordure du bassin des Iuellemmeden. L'aire de drainage des bassins atlantiques comme les Voltas, la Comoé ou le Niger a considérablement augmenté à cette période. En revanche, l'aire des bassins-versants des drains côtiers drainant la dorsale guinée n'a pas bougé. Il semblerait, en accord avec les observations de Michel (1973), que le drainage du Sénégal était déjà établi à l'Eocène.

Les reconstitutions paléogéographiques indiquent que le bourrelet marginal ouest africain s'est formé avant 24 Ma et plus probablement avant l'Eocène. Il n'est donc pas contemporain de la mise en place du volcanisme, comme le suggérait Burke (*1996*), mais plus ancien. L'origine du bourrelet marginal ouest africain semble donc liée à l'évolution de la marge atlantique (*Summerfield, 1985*). La dissection du bourrelet depuis 45 Ma aurait engendré une réponse mécanique de la lithosphère qui se serait déformée de manière flexurale. L'étude de la dynamique d'incision et de la

déformation des marqueurs géomorphologiques au sein du drainage africain sera présentée dans le chapitre suivant.

Chapitre 6. Evolution des profils de rivière

L'étude de l'évolution du drainage ouest africain en carte a démontré que les grands bassin-versants actuels se sont mis en place il y a 24 Ma. Il n'y a pas eu de réorganisation majeure du drainage depuis. Cette configuration est idéale pour étudier la dynamique d'incision des rivières d'Afrique de l'Ouest sur le long-terme. La dynamique des rivières n'a en effet pas été perturbée par des variations de l'aire des grands bassins-versants. Ce chapitre présente l'évolution des profils en long des rivières ouest africaines depuis l'abandon de la surface Africaine. Ces profils sont construits à l'aide des reliques latéritiques préservées le long des grands drains d'Afrique de l'Ouest. Ils permettent de caractériser finement la dynamique d'incision du domaine cratonique ouest africain, en particulier le long du bourrelet marginal.

Ce chapitre contient l'article « *Long-term incision dynamics of cratonic landscapes: 45 my of evolving river long profiles in West Africa* » soumis au journal **Earth and Planetary Science Letters**.

Long-term incision dynamics of cratonic landscapes:

45 my of evolving river long profiles in West Africa

Jean-Louis Grimaud[1, 2, 3 *], Dominique Chardon[1, 2, 3], Anicet Beauvais[4]

[1] Université de Toulouse, UPS (OMP), GET,

14, avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

[2] CNRS, GET, 31400 Toulouse, France

[3] IRD, GET, 31400 Toulouse, France

[4] Aix Marseille Université, IRD, CNRS, CEREGE UM 34

BP 80 - 13545 Aix-en-Provence Cedex 4, France

Submitted to *EPSL*

8 August 2013

*Corresponding author:

Tel.: +33(0)561333083. E-mail address: grimaud@get.obs-mip.fr

Abstract

Constraining large-scale incision dynamics of cratonic and post-rift margin domains is key to understanding the sediment routing system on the continental surface that supplied most of the world's passive margins. Based on dated and regionally correlated incision markers from West Africa, we reconstruct for the first time the paleo-long profiles of large cratonic rivers over their entire length on a subcontinental scale. This allows constraining the evolving geometry of these rivers since 45 Ma and quantifying incision dynamics since 24 Ma. Though incision rates remained mostly below 10 m/my, the spatial stability of both the river outlets and divides imposed increasing concavity of the river long profiles through time, which is proposed to define a type-characteristic of cratonic rivers. Increasing concavity of river profiles results from spatially contrasted adjustment of river segments bounded by major recurrent knickzones that persisted since 24 Ma. Such an evolution shows that knickzones do not and did not separate downstream-rejuvenated from upstream-relict landscapes and that knickzone height is not a simple gauge of base level change, as implied in most models of river profile adjustment by knickpoint retreat. Cratonic rivers develop adaptation mechanisms contrasting with those of tectonically active settings, with implications on the spatial and temporal distribution of erosion throughout drainage basins and its resulting clastic yields. Despite distributed slow incision on a subcontinental scale, the spatial pattern of anomalies in past and modern cratonic river profiles is interpreted to result from very long wavelength positive epeirogeny related to the Hoggar swell and emphasizes the potential of such rivers as gauges of dynamic topography.

1. Introduction

Quantifying incision dynamics of large drainage basins over geological time scales is relevant to constrain long-term responses of the sediment routing system to lithospheric deformation and climate change. Spatial and temporal variations in incision rates are mostly investigated through the study of longitudinal profile of rivers as gauges of transient responses of landscapes to perturbations such as relative base level fall (e.g., *Jeffery et al., 2013* and references therein). Knickpoint retreat is the most widely studied transient response of bedrock rivers (e.g., *Whipple and Tucker, 1999; Crosby and Whipple, 2006*). Knickpoints are often assumed to separate downstream rejuvenated from upstream relict portions of rivers, so that their height is used to measure the amplitude of base level variations, and, to some extent, estimate surface uplift magnitude (*Crosby and Whipple, 2006; Roberts and White, 2010*). But most studies of incision processes are based on modeling and/or focus on active tectonic settings over short time scales (10^3-10^6 yr) and face a crucial lack of regionally isochronous markers of past base levels that would allow calibrating or testing incision models on Pre-Quaternary geological time scales (10^6-10^8 yr).

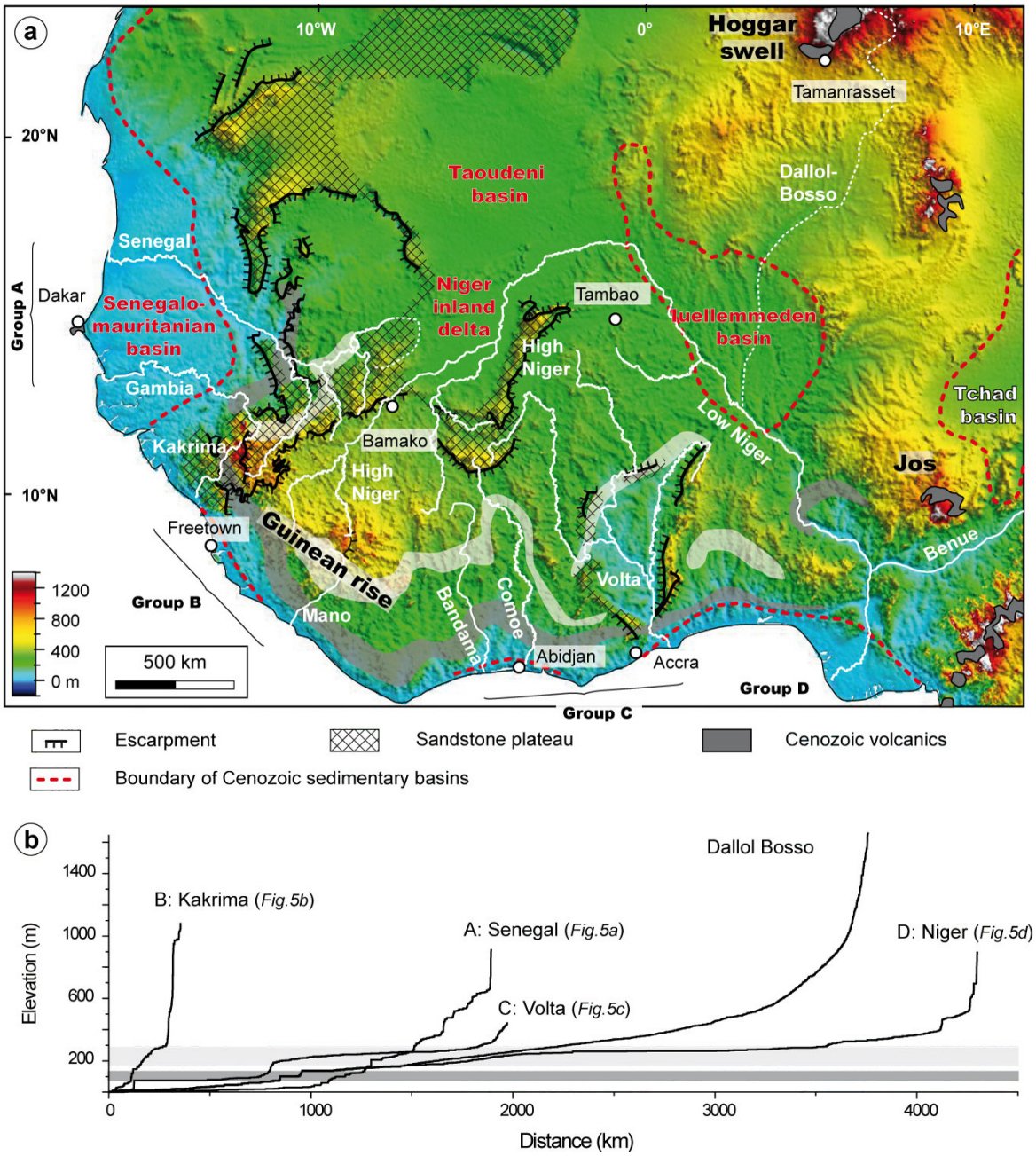


Figure 6.1 : (a) Topography, drainage and selected geologic / geomorphic features of West Africa. Topography is derived from smoothing of the Shuttle Radar Topography Mission DEM to 5 km resolution. Capital letters refer to the studied groups of rivers. A – northwestern rivers (long profiles shown in Figure 5.5a); B – short southern rivers (Figure 5.5b); C – long southern rivers (Figure 5.5c); D – Niger River (Figure 5.5d). Thick dark and light grey lines represent the lower and upper regional knickzones, respectively. (b) Modern long profiles of selected rivers. The lower and upper regional knickzones' elevation ranges are indicated by dark and light grey bands, respectively.

Constraining large-scale incision dynamics in cratonic and post-rift margin settings is key to understanding the long-term reactivity of the overwhelming part of the continental surface that supplied most of the world's passive margins and intracratonic sedimentary basins. In such contexts, river long profiles display series of major knickzones and are commonly convex downstream

(*Summerfield, 1991; 1996; Pazzaglia et al., 1998*). These profiles pose the sizable challenge as to know how and how fast their geometry has been aquired, how knickzones formed and evolved and what causes their convexities. If post-rift fexural uplift of passive margins may contribute to warping of downstream river segments (e.g., *Gilchrist and Summerfield, 1990*), the contributions of climatically induced sea level or erosion process changes and long-wavelength lithospheric deformation to the acquisition of cratonic river long profiles are still unclear (e.g., *Summerfield, 1991; Schumm, 1993; Beauvais and Chardon, 2013*).

For the first time, we reconstruct consecutive long profiles of large rivers over their entire length since the Eocene by using the exceptional geomorphic record of successive incision stages of the West African subregion. The successive paleoprofiles constrain the evolving overall geometry of the rivers since 45 Ma and are used to quantify incision rates and their temporal variations on a regional scale for three time slices over the last 24 Ma. Comparisons of the successive profiles provide insights onto incision processes and particularly the creation and dynamics of knickzones through time at the scale of 10 to 100 km long river segments. Finally, anomalies on past and modern river profiles are analyzed as proxies of long wavelength intraplate deformation.

2. Geomorphic setting and incision chronology

The West African drainage is organized mostly around the Guinean rise and the Hoggar and Jos swells (Figure 6.1a). Those swells expose 35 Ma-old to recent volcanics and are interpreted to have grown since the onset of volcanism (*Burke, 1996*). The drainage of West Africa is governed by three major river systems: the Senegal, Volta and Niger and comprise shorter rivers draining the seaward slope of the Guinean rise (Figure 6.1a). The river long profiles are characterized by long (> 50 km), low gradient sections (i.e., 0.1 to 2 ‰) separated by knickpoints, identified as short (< 30 km) reaches of steep gradient (> 1%; Figure 6.1b). Two major regional knickzones made of a series of knickpoints over > 50 km long river segments are recognized on most river profiles at ca. 50-100 m and 200-250 m elevation (Figures 6.1a and 6.1b).

West Africa is characterized by an exceptional sequence of stepped lateritic paleolandsurfaces (Figure 6.2), whose remnants are preserved throughout the subregion (*Michel, 1973; Grandin, 1976; Beauvais et al., 2008; Burke and Gunnell, 2008; Beauvais and Chardon, 2013*). We have reconstructed paleo-river long profiles by using the remnants of these paleolandsurfaces along the studied rivers (see below).

Surface 1 is called the African surface (e.g., *Burke and Gunnell, 2008*). It is preserved on West African summits and numerous mesas. It is a low-relief surface documented all over the continent, which is the end product of enhanced chemical weathering that culminated in the Early Eocene to

form bauxites (Figure 6.2). The following paleolandsurfaces are stepped below the bauxite remnants and mark successive incision stages of the African surface (Figure 6.2). Surface 2, the so-called Intermediate surface, characterizes a differentiated remnant landscape coated by a thick ferricrete sealing an in-situ formed weathering mantle (Figure 6.2). As opposed to surfaces 1 and 2, the following three paleolandsurfaces in the sequence are pediments (glacis in the French literature): the so-called high (surface 3), middle (surface 4) and low glacis (Figure 6.2). The glacis surfaces carry reworked bedrock and lateritic fragments issued from surfaces 1 and 2 and were, together with their cover, weathered to various degrees. Because the low-glacis did not develop uniformly throughout West Africa or is commonly seen to connect to today's base levels, it was not used for paleo-long profiles reconstructions. Consequently, "surface 5" was taken as today's river levels (Figure 6.2). Each paleolandsurface (1 to 5) is taken as the end product of a incision period (I to V, respectively; Figure 6.2). As surface 1 is today's topographic envelop of the subregion, our study focuses on post-African incision periods II to V (Figure 6.2).

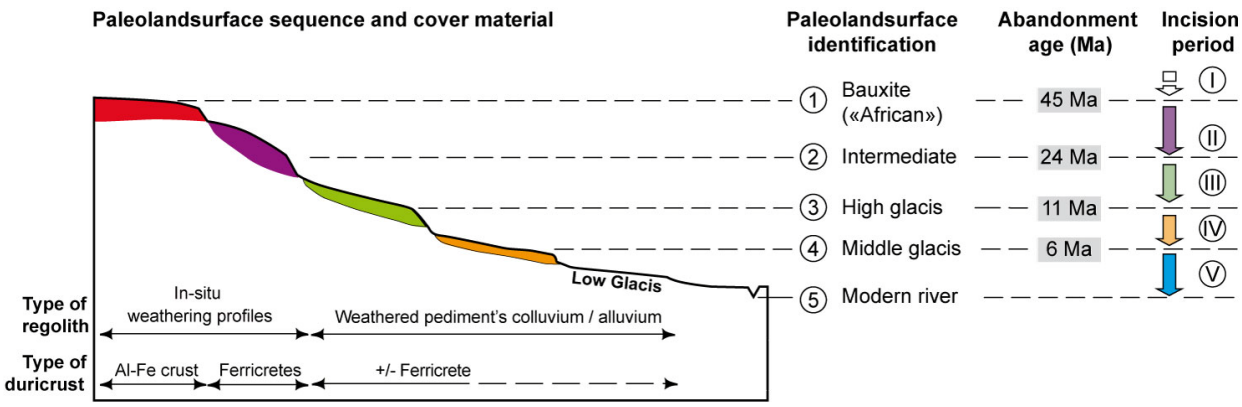


Figure 6.2 : Lateritic paleolandsurface sequence and incision chronology of West Africa (synthesized after Michel, 1973; Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013).

The ubiquity of the remnants of surfaces 1 to 4 with the same geomorphic and regolith properties throughout West Africa suggests a broad synchronicity of shaping and abandonment for each level at the scale of the subregion (*Beauvais and Chardon, 2013*). Age constraints were obtained from radiometric ^{39}Ar-^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides in the weathering profiles of each paleosurface from the Tambao type locality in Burkina Faso (*Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013*; Figure 6.1a). ^{39}Ar-^{40}Ar age groups obtained for paleosurfaces 1 to 4 are 59 - 45, 29 - 24, 18 -11 and 7-6 Ma, respectively. They are interpreted to reflect onset of dissection of the paleosurfaces at ca. 45, 24, 11, and 6 Ma, respectively (*Beauvais and Chardon, 2013*; Figure 6.2).

3. Method

We construct rivers paleo-long profiles based on the identification and mapping of remnant of paleolandsurfaces S1 to S5 along the rivers courses over approximately 20 km-wide corridors. This protocol is motivated by the fact that surfaces 2 and younger systematically dip towards those rivers (e.g., Figure 6.3). Our database of remnant lateritic paleosurfaces is that of Beauvais and Chardon (2013) that was extended to encompass the selected river corridors at about 400 stations. At each station, base level elevations corresponding to each paleolandsurface is obtained by projecting or extrapolating paleosurface remnant elevation(s) onto a vertical straight line above the current river trace (Figure 6.3b). Surface 1-bauxitic remnants were horizontally projected (Figure 6.3), sometime up to 50 km from the river. Inselberg tops with higher elevation than that of surface 2 relicts provide a minimum elevation for the bauxitic surface and were also projected horizontally. Surface 2 relicts commonly encompass altitudinal ranges on the slopes of bauxitic mesas (e.g., Figure 6.3b). The maximal and minimal elevations of surface 2 relict(s) were horizontally projected to reflect the amplitude of its local relief at each station (Figure 6.3b). Glacis form as concave upstream valley sides of 0.2 to 10° in slope connected to the local base level (*Grandin, 1976; Strudley et al., 2006; Strudley and Murray, 2007*). Thanks to their duricrusted cover, remnants of glacis surfaces 3 and 4 have their original shape well preserved (e.g., Figure 6.3b). We therefore extrapolated the downslope shape of the glacis by picking points from their surface along a down-dip section towards the river (Figure 6.3b) and exponentially fitting those points using formula of the form:

$$z = z_0 + A \exp^{-(x/\sigma)} \qquad (1)$$

where x is the horizontal distance to the river, z is the elevation and z_0, σ and A are exponential variables. Base levels 3 and 4 elevation is calculated at the river. Elevation error is estimated using the derivative:

$$\mathrm{d}z = \mathrm{d}z_{srtm} + \mathrm{d}z_0 + \exp^{-(x/\sigma_{op})}\,\mathrm{d}A + A_{op}\left(\frac{x}{\sigma_{op}^2}\right)\exp^{-(x/\sigma_{op})}\,\mathrm{d}\sigma \qquad (2)$$

where $\mathrm{d}z_{srtm}$ is the absolute error of SRTM DEM (5.6 m in Africa ; *Farr et al., 2007*). σ index represents the inverse of concavity of the exponential fit and A_{op} and σ_{op} are the optimum values given by the interpolation. Distribution of σ_{op} is quasi-normal and centered on 300 (Figure 6.4), attesting to the repeatability of the glacis shape over the study area and comforting the use of the fit formula (equation 1). At most stations, the error bar induced by the extrapolation of glacis base levels is smaller than the data point size (Figures 6.3b and 6.5). This, together with the little skewed distribution of σ_{op} (Figure 6.4) shows that the extrapolated paleobase levels are robust. At stations

where glacis remnants are not large enough to obtain an extrapolable slope, the lowest elevation of the remnant the closest to the river is horizontally projected.

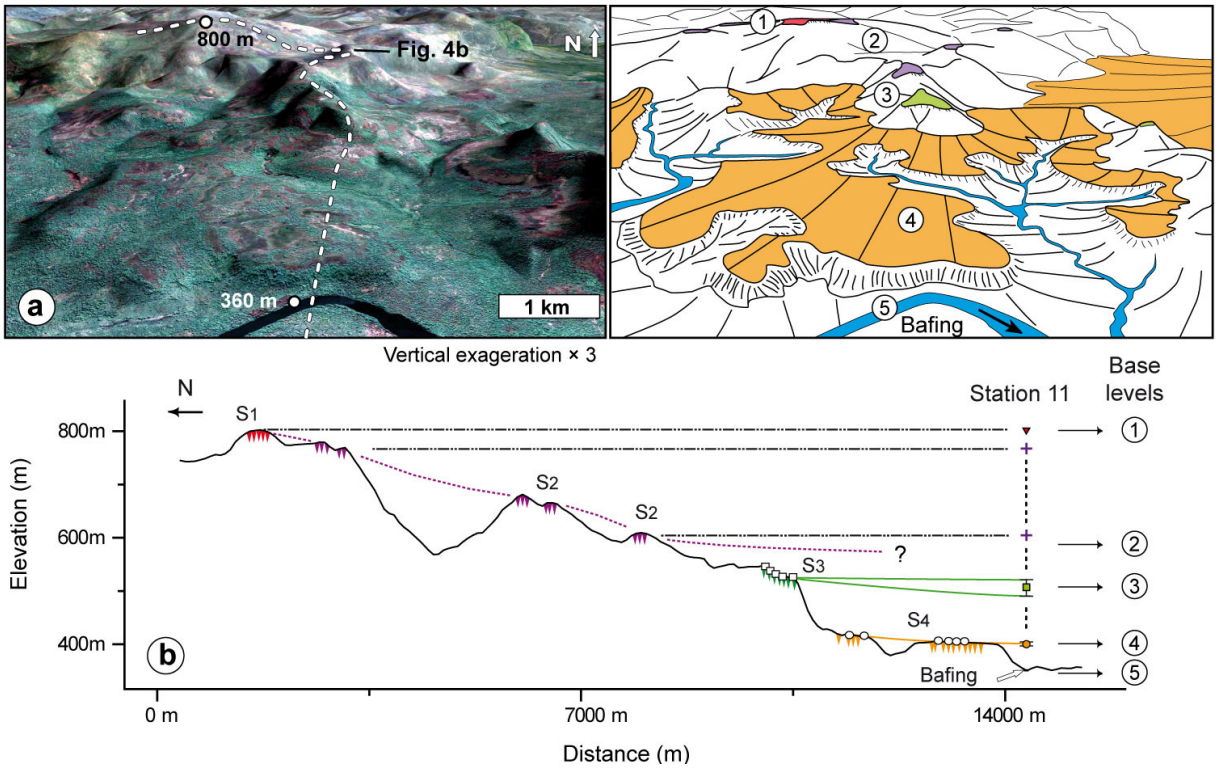


Figure 6.3 : Example of a typical field station used to estimate local paleo-base levels (Station 11 along the Bafing, corresponding to the upper Senegal River; e.g., Figures 6.1a and 6.5a). (a) Google Earth view (left) with its geomorphic interpretation (right). (b) Cross-section drawn on Figure 6.3a showing the distribution of lateritic paleolandsurface relicts and the method by which they are projected or extrapolated above today's river courses.

Given the long projection distance of some bauxite relicts, surface 1 appears as a smooth topography, which is in agreement with its low ruggedness documented on a regional scale (e.g., *Chardon et al., submitted* ; Figure 6.5). The curve joining the elevation of the lowest remnants of surface 2 has been drawn to represent rivers paleo-long profile 2 (Figure 6.5). Long profiles 3 and 4 were drawn from extrapolated surfaces 3 and 4 remnants or their projected lowest remnants. Modern profiles 5 were automatically extracted from the SRTM DEM (Figure 6.5). Incision rates III, IV and V (representing time intervals 24-11, 11-6 and 6-0 Ma, respectively) were plotted along river profiles (Figure 6.5). Incision rates IV and V were obtained using base levels 3, 4 and 5 at each station by integrating the elevation error resulting from the extrapolation (Figure 6.5). Incision rate III is derived from the difference between paleoprofiles 2 and 3.

Detection and qualification of steps on paleoprofiles depend on data resolution. We therefore define knickzones as < 90 km-long river segments of more than 1% slope between two longer adjoining linear segments of 0.1 to 2 ‰ slope. Knickpoints, which are sharper by definition, are only

rarely detectable. The reconstructed river profiles have likely been distorted (see below) by long wavelength (>300 km) lithospheric deformation in a cratonic context such as that of West Africa. Therefore they are not strictly paleoprofiles. Nonetheless, their differential elevations constitute a meaningful estimate of incision. Likewise, comparing the relative geometry of short (<100 km) successive paleo-river segments is appropriate and relevant.

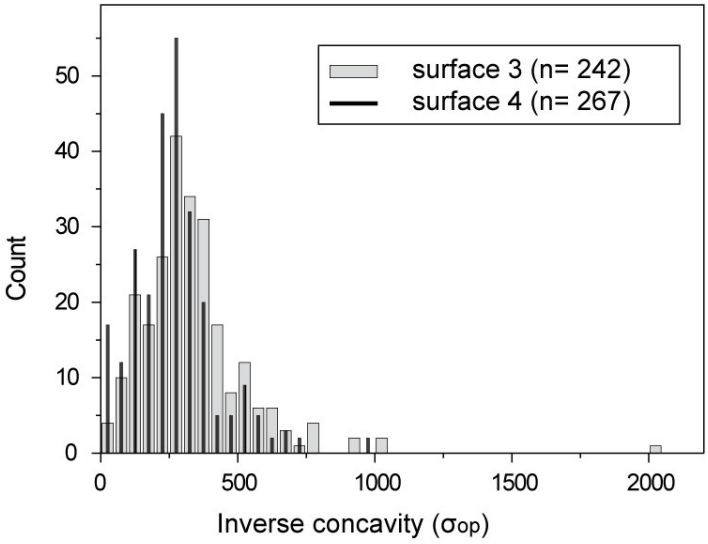


Figure 6.4 : Distribution of the optimum inverse concavity σop in the exponential fits of pediment surfaces 3 and 4.

4. Results

We separate the studied river systems into four groups according to their location in the West African drainage (Figure 6.1). Group A includes the rivers draining the northwestern slope of the Guinean rise (Senegal and Gambia). Group B includes the short rivers draining the southern slope of the Guinean rise (Kakrima and Mano). Group C comprises the long southern rivers (Bandama, Comoé and Volta) and group D corresponds to the Niger drainage. The Niger River is divided in two segments (High and Low Niger) on both sides of the Niger inland delta (Figure 6.1). To facilitate the description of results, we show one representative example for each group (i.e. the Senegal, Kakrima, Volta and Niger main stream channels for groups A, B, C and D respectively) on Figure 6.5. The totality of the reconstructed profiles can be found in the data repositories.

4. 1. Overall profiles shape and early drainage reorganization

Group A past and modern long profiles have a nearly straight, very low gradient slope across the Senegalo-Mauritanian basin (Figure 6.5a). Upstream parts of the profiles are steeper, generally stepped, with an increased slope (up to 0.7 ‰) for rivers draining the Western Guinean rise. Group B comprises the shortest rivers with paleo- and modern long profiles that have the steepest mean slopes

(> 2 ‰) and are the most stepped (Figure 6.5b). The paleo and modern profiles of the Volta (group C) and Low Niger (group D) reveal a two-stage evolution. Indeed, the envelope of surface 1 underlines a paleodivide whose crest lies between 200 and 750 km inland (Figures 6.5c and 6.5d). Groups C and D rivers have incised this divide mostly during incision period II. This, together with the overall evolution of group A and B rivers indicates drainage reorganization during period II interpreted as the dissection of an Eocene marginal upwarp that survived or was rejuvenated in the Guinean rise (*Beauvais and Chardon, 2013; Chardon et al., submitted*). More generally, depressions in the envelop of surface 1 (e.g., Figure 6.5d) are indicative of transverse paleovalleys before drainage rearrangement.

Group C profiles 2 to 5 show a nearly parallel evolution. They are made of straight, low slope (< 0.1 - 0.3 ‰) segments hundreds of kilometers long, which are separated by knickzones, notably those highlighted on Figure 6.1. Profiles 2 to 5 converge and merge towards the coast downstream of the lower regional knickzone (Figure 6.5b). The High Niger River shows strongly concave paleo and modern profiles (Figure 6.5e), whereas post-1 Low Niger profiles have a very low slope, slightly convex and diverge downstream (Figure 6.5d). Paleo long profiles reveal that the majority of knickzones on modern profiles are persist since at least stage 3 (Figure 6.5). Most of those recurrent knickzones coincide with lithological contrasts (Figure 6.5).

4. 2. Northwestern rivers (group A)

On group A rivers, each post surface 2 incision generally tends to increase spatially from the extremities towards the central part of the profiles resulting in an increasing concavity of the profiles through time. It is particularly the case for incision IV, and, to a lesser extent, incision III (Figure 6.5a). In the Guinean rise, profiles 3 and 4 show mainly convex segments, with local high incision rates (up to 20 m/my) for period IV (Figure 6.5a). Overall, incision is rather distributed during period III and becomes more localized afterwards though accompanied by a decrease of the incision rates. Incision V is locally enhanced (up to 10 m/my) and associated with the formation of new knickzones on profile 5 (Figure 6.5a).

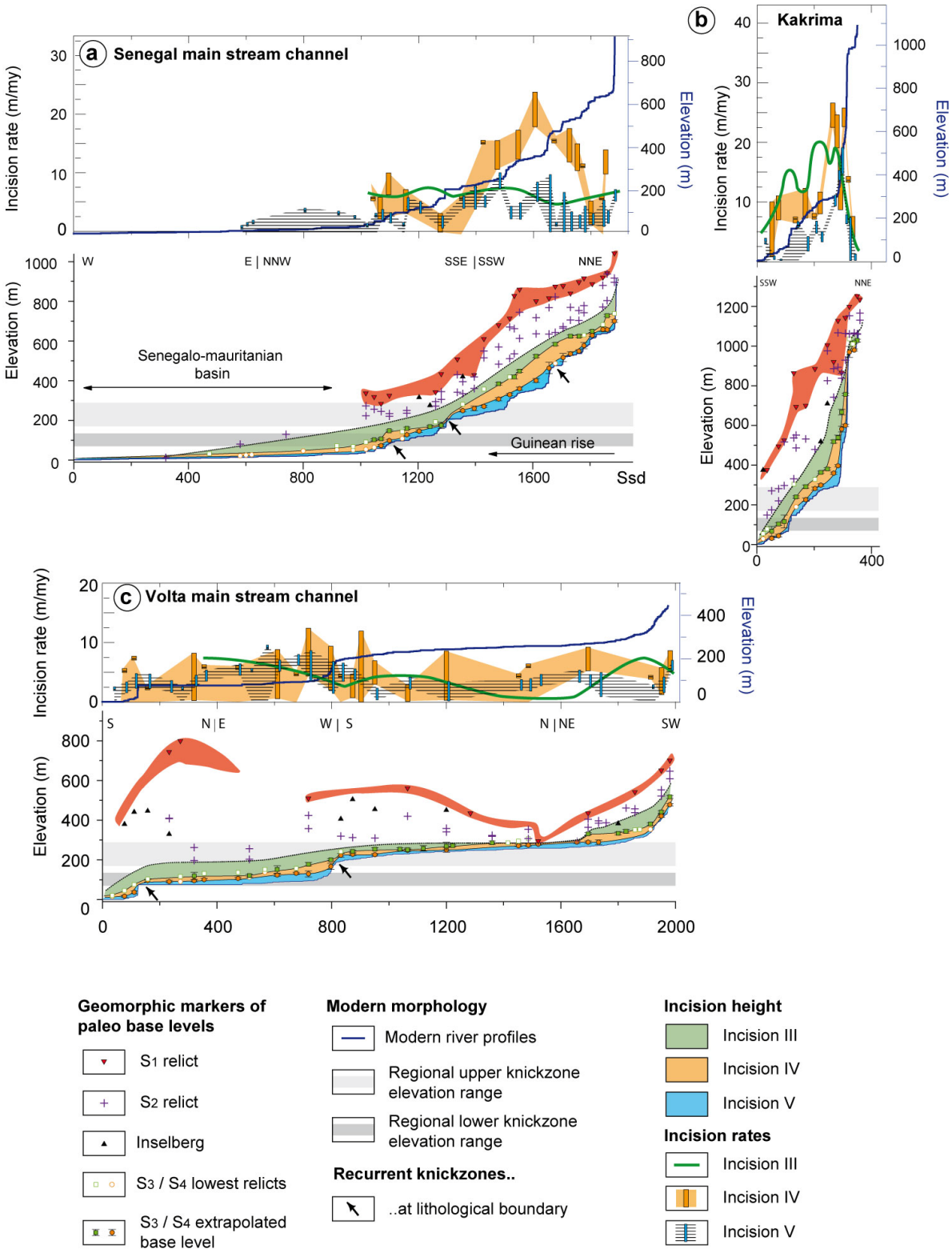


Figure 6.5: Reconstructed paleo- and modern river long profiles and corresponding incision rates. For each river group, the case of the most representative river is shown. (a) Northwestern rivers (group A, including 5 profiles). (b) Short southern rivers (group B, 2 profiles). (c) Long southern rivers (group C, 5 profiles). (d) Low Niger and e) High Niger rivers (group D, 6 profiles): Rivers and river groups are located on Figure 6.1a. The complete set of river long profiles may be found in the data repository.

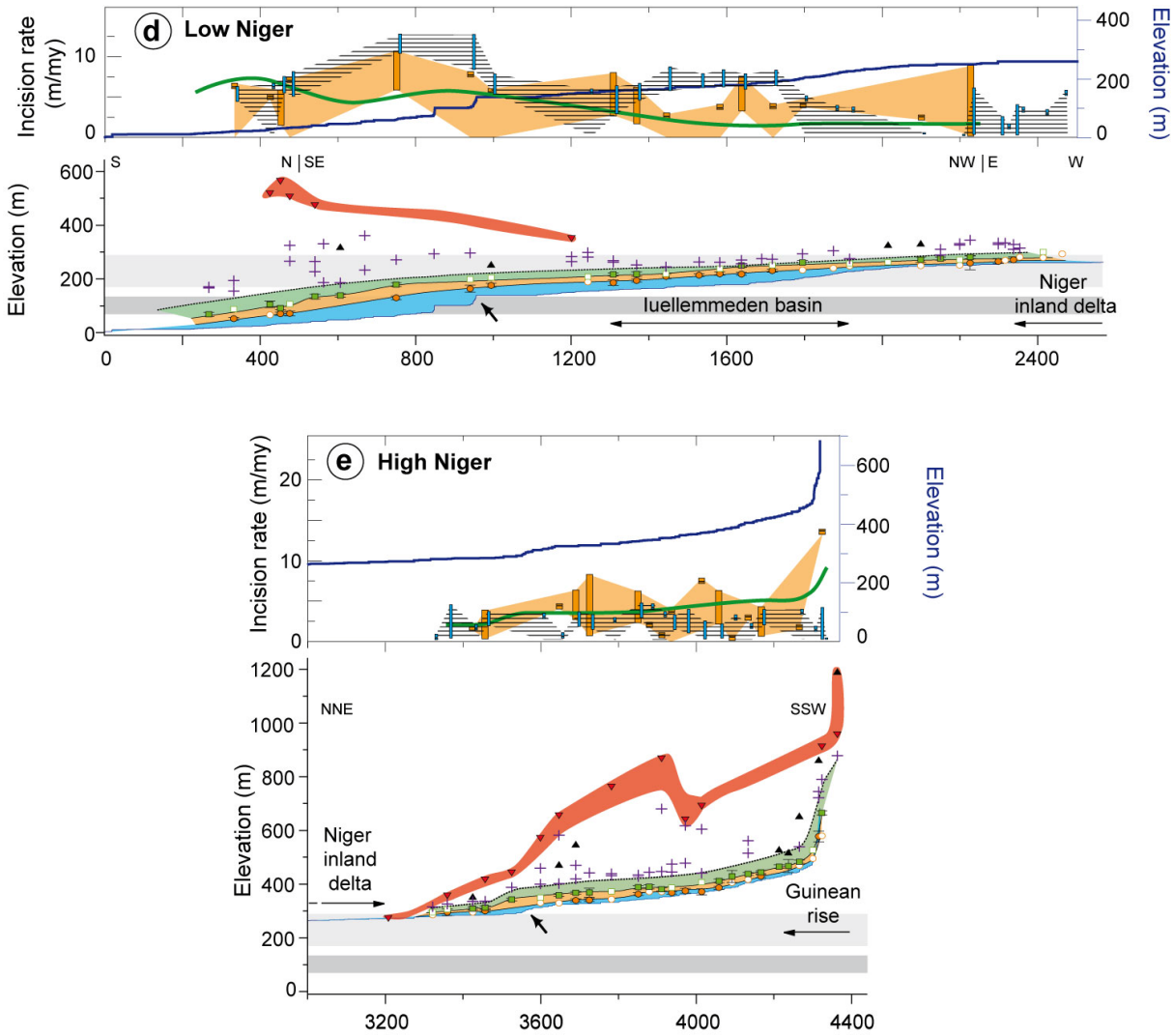


Figure 6.5, continued

4. 3. Short southern rivers (group B)

Long (> 100 km) segments of paleoprofiles 2, 3 and 4 are convex (Figure 6.5b). The stepped character of the profiles is accentuated through time by the apparition of shorter convex segments, particularly during incisions IV and V. Post surface 2 incisions tend to increase from the extremities towards the central part of the profiles, with locally enhanced incision during incisions IV and V that led to the formation of the modern knickzones (Figure 6.5b). This attests to a heterogeneous incision pattern during these periods (2 to 25 m/my), as opposed to rather distributed incision during period III (about 10 m/my in average). Incision gradients are located in between knickzones, the highest peaks being located mainly upstream. Elevation difference between surface 1 and the modern profiles implies a maximum incision of the slope of the Guinean rise of the order of 400 m (but equivalent to only 9 m/my over the last 45 Ma) (Figure 6.5b). *4. 4. Long southern rivers (group C)*

The overall geometry of river long profiles has been acquired since the establishment of profiles 2. The two regional knickzones systematically coincide with lithological contrasts and appeared at least since profile 3 (Figure 6.5c). Profiles 3 to 5 are roughly parallel and very close to each other, defining a mean cumulated incision of less than 50 m. Rivers show a rather parallel evolutionary pattern of profiles 2 and 3 along the central river segment comprised between the two regional knickzones (Figure 6.5c). This is indicative of a rather distributed incision III of ca. 7 m/my. By contrast, lower gradient of profile 2 diverges from profile 3 downstream of the upper regional knickzone and tend to merge towards the coast (Figure 6.5c). Overall, eastern rivers of group C such as the Volta become increasingly stepped with time (Figure 6.5c).

4. 5. Niger River (group D)

Although the recurrence of the two regional knickzones is not readily documented along the Low Niger, the overall pattern of profiles 2 to 5 is roughly comparable to that of the Volta, with a diversion of the profiles downstream of the inland delta (e.g., comparison of Figures 6.5c and 6.5d). This attests to an increase in Neogene incision(s) downstream the inland delta. The overall long wavelength convexity of profiles 3 and 4 is documented between 200 and 1200 km (Figure 6.5d). Profiles 2 to 4 converge within the Iullemmeden basin where they are nearly parallel. A single knickzone may be documented on profile 3 (ca. 450 km) and none may be detected on profile 4 (Figure 6.5d). But this may be due to the low resolution of our dataset downstream of the Iullemmeden basin. A two-step knickzone is seen on the modern profile between 800 and 1000 km (Figure 6.5d). Incision period V created high local relief compared to that of period IV, particularly downstream of the lower regional knickzone (e.g., Figure 6.5d). Incision V becomes limited approaching the inland delta and the coast (< 5 m/my) and increases towards the central part of the profiles, with the highest incision rates downstream of the two-step knickzone of profile 5 (ca. 10 m/my during periods II, IV and V; Figure 6.5d).

Paleo long river profiles of the High Niger (Figure 6.5e) are comparable to those of the Senegal (group A, e.g., Figure 6.5a). All the profiles converge downstream and merge entering the inland delta, which is preceded by a knickzone 400 km upstream (Figure 6.5e). Profiles 2 to 5 may be divided in two segments i.e., a lower, ca. 1000 km long, low gradient segment of parallel profiles and an upper, very steep and short segment within the Guinean rise (Figure 6.5e). Most of the incision along the High Niger took place during period II (locally more than 15 m/my). Incision rates III to V are remarkably low and distributed along the lower segment (< 6 m/my) and may locally attain up to 15 m/my in the Guinean rise (Figure 6.5e). The overall tendency of the upper Niger is an increase in the concavity of river profiles.

5. Discussion

5.1. Incision dynamics and river profiles evolution

The present analysis shows that the overall shape of river profiles was acquired at least since ~11 Ma, and most probably ~24 Ma (Figure 6.6). The concavity of the successive river long profiles increased over the Neogene as a result of the pinning down of their two extremities at the divide and the coast (Figure 6.6). This attests to the spatial stability of the divides and the efficient adaptation to relative sea level change at the coast since at least 24 Ma. Long-term divide stability has been suggested in similar morphotectonic settings (*Young, 1989*). We therefore suggest that combined spatial stability of both the divide and outlet and the resulting increasing concavity of the river long profiles over Cenozoic geological time scales (10^7 yr) are salient characteristics of large cratonic rivers crossing or not post-rift marginal upwarps. This implies long-term stable geometry of drainage basins, which has major implications for understanding source-to-sink systems.

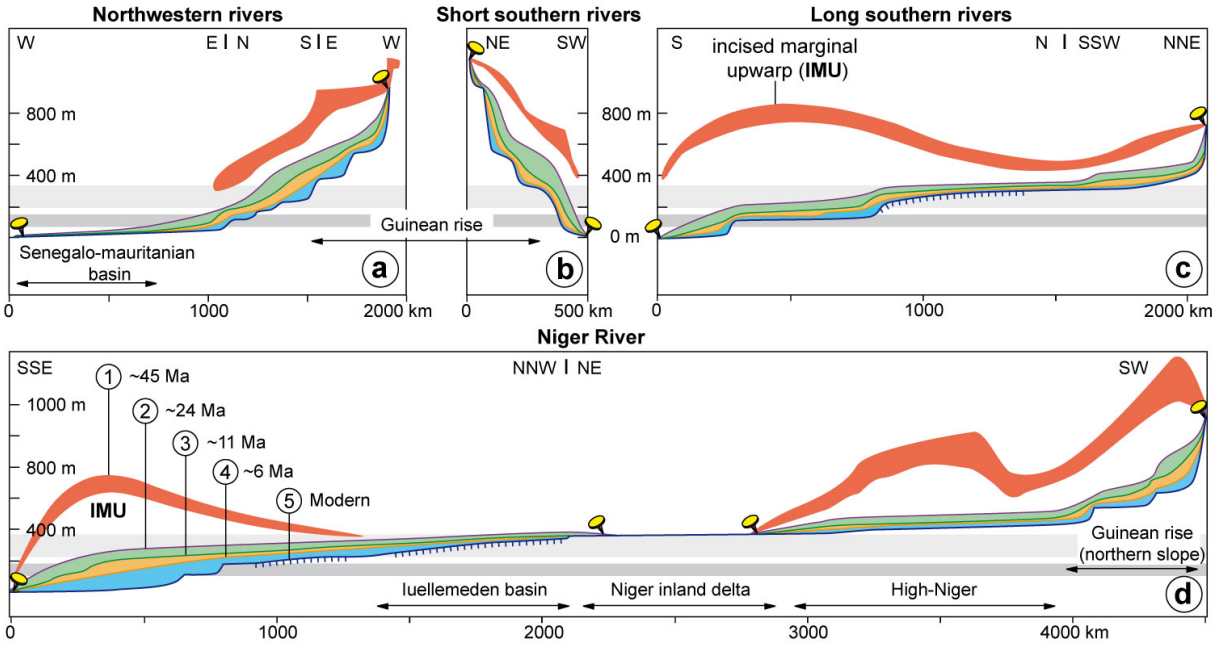


Figure 6.6 : Synthetic representation of the successive West African paleo-long river profiles. (a) Northwestern rivers (group A). (b) Short southern rivers (group B). (c) Long southern rivers (group C). (d) Niger River (group D) (location of river groups on Figure 6.1a). Spiked segments of modern profiles correspond to > 300 km long upward-convex segments. Elevation ranges of the lower and upper regional knickzones are shown in grey.

On a subcontinental scale, Neogene drainage stability is reflected by low incision rates through space and time with more than 75 % of the data below 10 m/my and medians and means between 3 and 15 m/my (Figure 6.7). The last incision period would appear to have recorded the smallest incision rates. Highest incision rates correspond to the steepest rivers draining the Guinean

rise (groups A and B; Figure 6.7; upper Niger; Figure 6.5e), suggesting a control of potentially old, high topography or local relief on incision heterogeneities (e.g., *Beauvais and Chardon, 2013*).

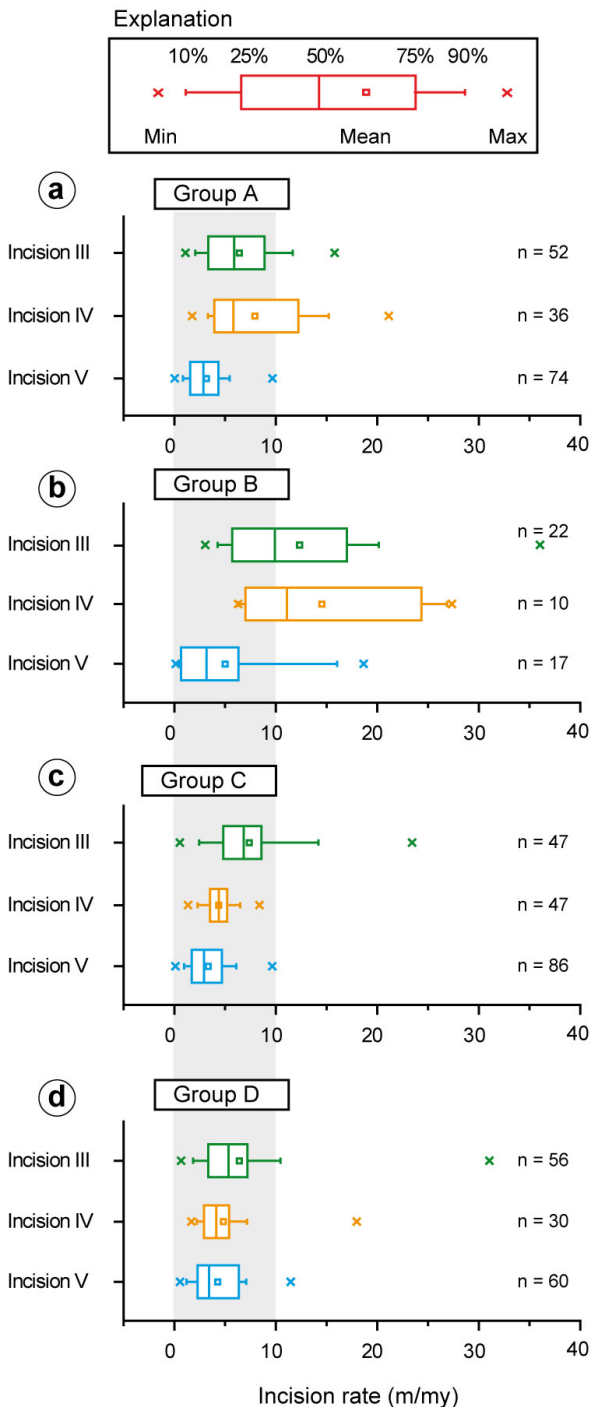


Figure 6.7 : Statistical summary (box and whiskers plots) of incision rates over West Africa during periods III, IV and V (24-11, 11-6 and 6-0 Ma, respectively) for each river group. Incision rate for period III is approximate but is rather close to a maximum value (see text for explanation). Incision rates IV and V are calculated using the mean elevation of base levels 3, 4 and 5 where available. Note that incision rates for period V may be slightly underestimated, particularly on the lower course of rivers C and D, where a small number of stations are available on profile 4 but where locally large incision V occurs around modern knickzones.

The present analysis reveals the long lasting maintenance of lithologically controlled knickzones along most rivers for at least ~11 Ma and most probably 24 Ma (Figure 6.6). Similar recurrent knickzones were documented in the comparable morphotectonic context of Eastern Australia (*Bishop et al., 1985*). The concavity and stepped character of West African river long profiles have been amplified since the Early Neogene by non-uniform and unsteady incision in between stationary knickzones (Figures 6.5 and 6.6). Type-evolutionary patterns of rivers segments comprised between stationary knickzones are shown on Figure 6.8. Parallel evolution by strict uniform incision (Figure 6.8a) is characteristic of the High Niger River since 24 Ma (Figures 6.5e and 6.6d). This type of evolution is also locally observed on segments of the Low Senegal, Volta and Low Niger rivers (Figures 6.5a, 6.5c and 6.5d). Strict downstream rejuvenation (Figure 6.8b) would be characteristic of upstream-propagating knickpoints (*Crosby and Whipple, 2006* and references therein). Such an incision pattern is actually not recorded by any of the studied rivers (Figure 6.5). Instead, knickzones are created by differential incision (Figure 6.8c), as exemplified by the Senegal and Low Niger (at 1600-1800 km in Figure 6.5a and 400-500 km and 800-1000 km in Figure 6.5d). It is not clear whether such an incision pattern (Figure 6.8c) results from a combination of uniform and downstream incision (Figures 6.8a and 8b) and/or involves upstream propagation(s) of knickzone(s). However, apart from the Senegal and Low Niger river segments mentioned above, most knickzones in West Africa have been amplified or smoothed instead of having been created since 24 Ma (Figure 6.5). This resulted in slope lowering of most segments reflecting longitudinal incision gradients (Figure 6.8d). This situation is best exemplified along the Senegal (at 1000-1200 km; Figure 6.5a), Kakrima (at 100-300 km; Figure 6.5b), Volta (600-800 km; Figure 6.5c) and Low Niger rivers (at 400-800 km and 1700-2000 km, Figure 6.5d).

The above analysis firstly indicates that knickzones do not and did not separate downstream rejuvenated from upstream relict portions of the landscape, which is implicit in models of river long profile evolution by knickzone retreat, particularly that originally developed by King (*1948*) for cratonic contexts. Secondly, river segments recorded contrasted of not independent incision dynamics over the last 24 Ma, which should warrant caution in using knickzones's height as a gauge of base level variations. Finally, the documented incision dynamics as well as the recurrence of major knickzones over the Neogene do not allow estimating the contribution of knickpoint retreat, if any, to the acquisition of the successive river profiles.

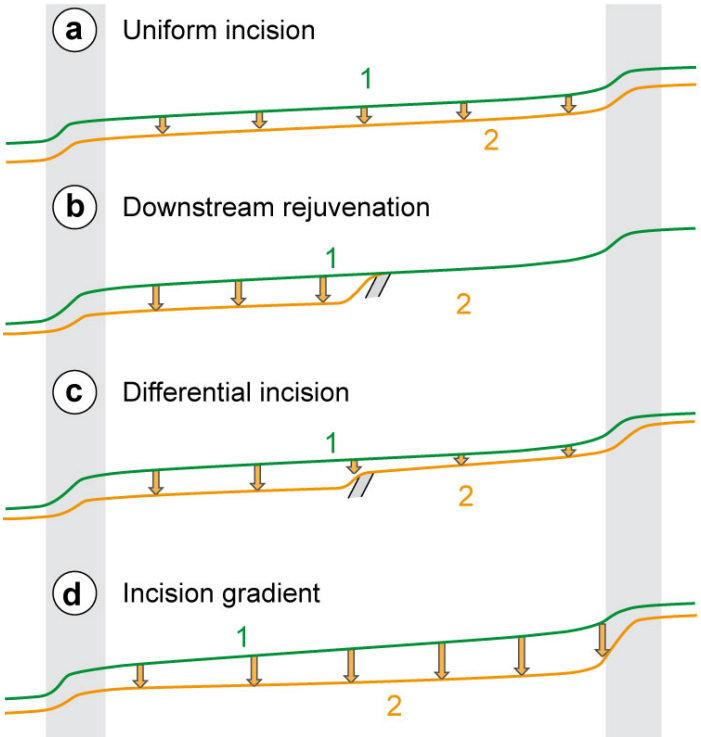


Figure 6.8 : Type evolutions of long river profile segments comprised between two stationary knickzones and their corresponding finite incision pattern (vertical arrows). 1 – early river profile (green); 2 – late river profile (orange). (a) Parallel evolution by uniform incision. (b) Knickpoint creation by downstream rejuvenation. (c) Knickpoint creation by differential incision. d) Slope decrease from incision gradient.

5.2. Implications for lithospheric deformation

Long wavelength upward convex segments of modern river profiles define a large domain comprising the Upper Volta and upper portion of the Low Niger drainages (Figures 6.6 and 6.9). Field observations and topographic data further indicate that this area coincides with segments of the Niger drainage that incise their lower terrace. This area is interpreted to reflect active epeirogenic uplift due to southwestward growth of the Hoggar swell (Figure 6.9). As opposed to most of the convex river segments flowing SE to SW (i.e., across the swell), the lower part of the High Niger and the Gondo valley flowing NE (i.e., parallel to the swell great axis and towards the Hoggar) have become alluvial plains in the Quaternary (Figure 6.9). We relate this to slope decrease or slope reversal of those valleys due to southwestward swell propagation. Those alluvial domains are therefore included into the area of active positive epeirogeny (Figure 6.9), which roughly mimics the domain of positive dynamic topography expected from mantle circulation models of Forte et al. (*2010*).

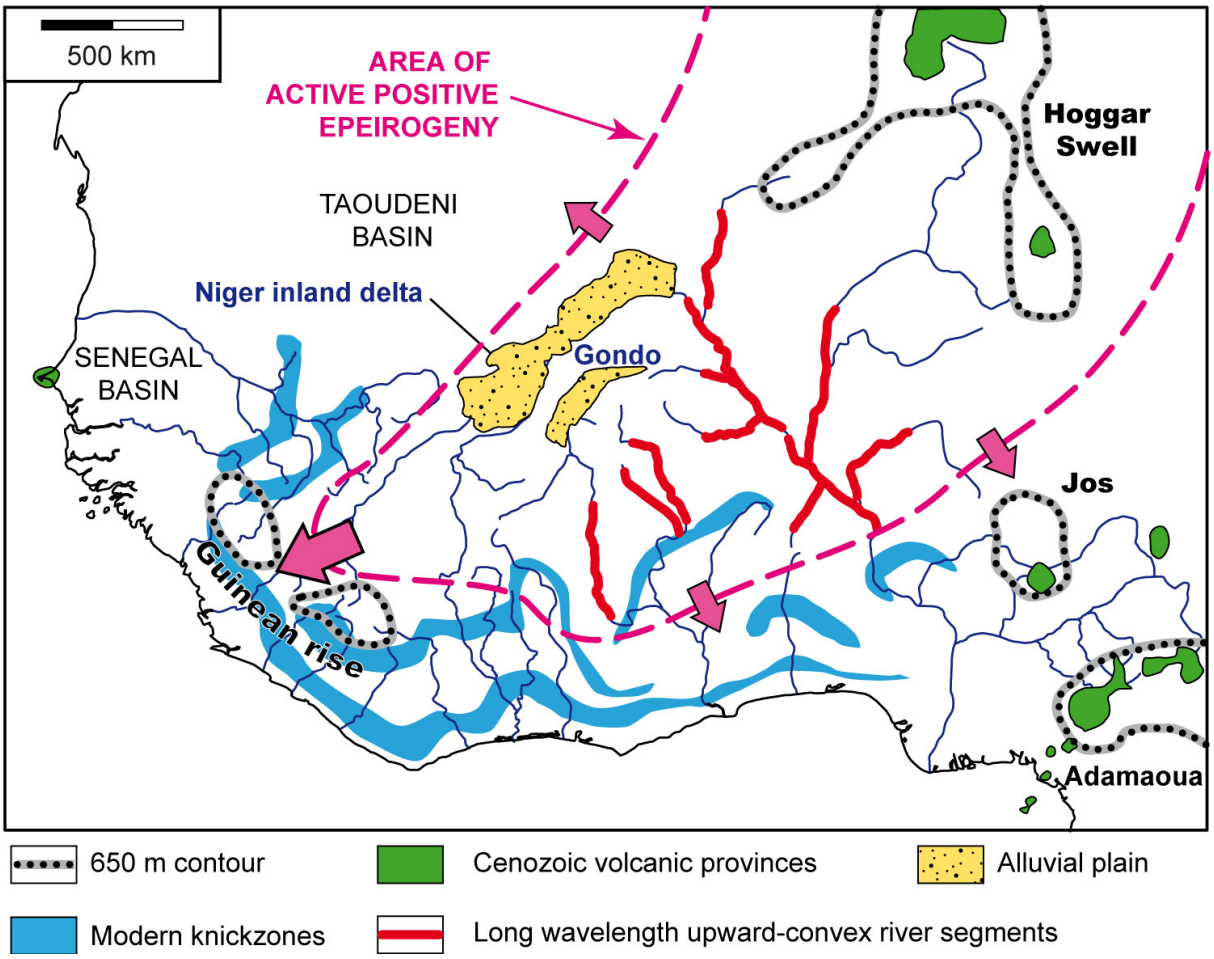


Figure 6.9 : Distribution of the main anomalies in the modern river long profiles of West Africa and its interpretation in terms of long-wavelength lithospheric deformation of mantle origin. Pink arrows represent directions of horizontal propagation of the epeirogenic wave.

The modern regional knickzones roughly wraps around the active uplifting domain (Figure 6.9), suggesting a first-order genetic link between far-field growth of the Hoggar swell and acquisition of the major, most recent steps in the river long profiles. The same statement applies to the distribution of long wavelength convexities of the lower part of river profiles 2 to 4 around the area of uplift (comparison of Figures 6.6 and 6.9). Those convexities that increased with time (Figure 6.6) are indicative of warping of the river profiles interpreted as responding to large-scale swelling. Although the 500-1000 km wavelength of the warping is clearly compatible with a mantle origin for the swell (e.g., *McKenzie and Fairhead, 1997*), an additional shorter wavelength component of marginal flexural uplift (e.g., *Gilchrist and Summerfield, 1990*) across the steep West African margin would be expected. Our study shows that despite the overall low and distributed character of successive incision rates in cratonic and post-rift margin settings, river long profiles may still fingerprint lithospheric deformation in such environments.

6. Conclusions

The spatial analysis of dated relict lateritic paleolandsurfaces allows calibrating incision dynamics at the scale of the subcontinental West African cratonic domain over the last 45 my and precisely quantifying the evolution of large river long profiles since 24 Ma. On a regional scale, incision rates are distributed and remained below 10 m/my and mostly below 5 m/my for at least the past 11 my. The spatial stability of both the outlets and divides of the rivers since 24 Ma imposed increasing overall concavity of the river long profiles, which is a type-characteristic of Neogene rivers in cratonic or post-rift marginal upwarp settings. Increasing concavity of river long profiles is achieved on a small scale by non-uniform incision resulting from contrasted adjustment of river segments separated by major recurrent knickzones that persisted throughout the Neogene. Such an evolution shows that knickzones in cratonic contexts do not separate downstream-rejuvenated from upstream-relict landscapes and that knickzone height is not a gauge of base level variation magnitude. In other words, cratonic rivers develop adaptation mechanisms contrasting with those of tectonically active settings, with implications on the spatial and temporal distribution of erosion throughout drainage basins and its resulting clastic delivery to passive margins. Despite distributed slow incision on a subcontinental scale, the spatial distribution of anomalies in past and modern cratonic river profiles allows imaging domains of very long wavelength positive epeirogeny such as that of the Hoggar intraplate swell and emphasizes their potential as gauges of dynamic topography.

Acknowledgments

This work is a contribution of the ANR TopoAfrica (ANR-08-BLAN-572 0247-02) that benefited from support by the West African eXploration Initiative (AMIRA project P934A). We thank Stéphane Bonnet and Sébastien Carretier for fruitful discussions and advise. We are also indebted to Franck Pazzaglia for very helpful and constructive comments on an earlier version of the manuscript.

7. Résumé en français et implications thématiques

Les profils longitudinaux des rivières ont été reconstruits à partir des reliques latéritiques préservées aux abords des grands fleuves d'Afrique de l'Ouest. Le long des profils, l'incision est restée faible (inférieure à 10 m/Ma) depuis 24 Ma. La stabilité des lignes de partage et de l'exutoire de ces drains depuis lors a généré une augmentation de la concavité des profils de rivière. Ce comportement, retrouvé le long de tous les profils semble caractéristique des rivières cratoniques. L'augmentation de la concavité est le résultat de la distribution non-uniforme de l'incision le long des profils des rivières. Ces profils montre en effet une dynamique contrastée entre les segments de rivière séparés par des grands knickpoints (=knickzones). Ces knickzones sont ancrées sur des contacts

lithologiques depuis 24 Ma et ne séparent pas des segments de rivière en incision de segments fossiles. Au contraire, l'incision perdure en amont et en aval des knickzones.

La stabilité des knickzones sur le long-terme entre des zones d'ajustement contrastées indique que la hauteur de ces knickzones n'est pas un indicateur fiable des variations du niveau de base des rivières. Dans la littérature, il a été proposé très récemment d'inverser la géométrie des profils en long des rivières pour permettre de détecter les mouvements mantelliques dans les domaines cratoniques africains (*Pritchard et al., 2009; Roberts et White, 2010*). En utilisant des lois de recul de knickpoint le long d'un profil de rivière sur une lithologie homogène, ces auteurs proposent de calculer l'évolution du taux de soulèvement le long des rivières. Leur inversion implique que le profil des rivières s'ajuste au soulèvement en générant une knickzone qui migre vers l'amont du profil. Les résultats de ce chapitre montrent que la dynamique d'incision des rivières ouest africaines est différente et que la lithologie exerce un contrôle de premier ordre sur la position des knickzones. Cette lithologie ne peut donc pas être considérée comme uniforme lors de l'inversion des profils des rivières. Le recul des knickzones, invoqué comme le mécanisme d'incision le long des profils de rivière des domaines cratoniques, est donc remis en cause au vu des résultats d'Afrique de l'Ouest.

Des zones de convexité sont détectées le long des profils de rivières. Le long du bourrelet, la convexité des paléo-profils augmente avec leur âge. Cette géométrie est interprétée comme marqueur de la déformation des profils après leur abandon. Nous proposons qu'elle soit en partie liée à la flexure de la marge consécutive à la dénudation de l'upwarp ouest africain. Cependant, afin de caractériser cette éventuelle flexure, il est nécessaire de calculer le volume érodé dans l'upwarp marginal et de faire des tests de modélisation flexurale. Une très large anomalie convexe (~ 800 km) est également détectée dans les profils modernes localisés au Sud du Hoggar. Cette anomalie est détectée sur des lithologies différentes, suggérant une déformation épirogénique de très grande longueur d'onde associée au soulèvement du Hoggar. Un zoom de l'évolution de la dénudation à plus petite échelle dans la terminaison sud-ouest de cette zone sera effectué dans le chapitre suivant.

Chapitre 7. Evolution des paysages et quantification de l''érosion à petite échelle (Sud-ouest Burkina Faso) : implications pour la dynamique d'érosion et la prospection minière

Ce chapitre présente l'évolution en carte d'une province-type depuis 11 Ma en caractérisant la dissection du Haut glacis au Sud-ouest du Burkina Faso. Elle permet de zoomer sur les mécanismes d'érosion à l'échelle du paysage de manière complémentaire à l'étude plus régionale des profils en long. La zone d'étude est située en amont des fleuves Comoé et Volta. L'étude du rôle de la lithologie, évoqué dans le chapitre précédent, est également approfondie.

Une large part des ressources minières de la ceinture tropicale sont retrouvées en association avec des latérites. D'une part, la couverture latéritique agit comme un masque avec le substrat géologique, freinant la prospection. D'autre part, certaines minéralisations peuvent être concentrées par altération des roches et/ou par des processus sédimentaires de redistribution et concentration (placers). Cette étude permet de caractériser plus finement les transferts à l'échelle du paysage entre 11 Ma et l'actuel. Les résultats de cette approche sont utilisés pour établir un protocole régional de prospection minière.

Lateritic regolith mapping of Southwestern Burkina Faso (West Africa): Implication for regional ore exploration and landform evolution processes

Jean-Louis Grimaud[1,2,3], Dominique Chardon[1,2,3], Anicet Beauvais[4], Václav Metelka[5]

[1] Université de Toulouse, UPS (OMP), GET, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

[2] CNRS, GET, 31400 Toulouse, France

[3] IRD, UMR 154, GET, 31400 Toulouse, France

[4] Aix Marseille Université, IRD, CNRS, CEREGE UM34, BP 80, 13545 Aix en Provence, Cedex 4, France

[5] Centre for Exploration Targeting (CET), The University of Western Australia (M006),
35 Stirling Highway, Crawley WA 6009, Australia

Manuscript in preparation, for submission to the **Journal of African Earth Sciences**

ABSTRACT

Lateritic regoliths pose a sizable challenge for ore prospection in the tropics. This is particularly the case in West Africa where renewed pedimentation and weathering have leveled the topography and contributed to dispersal, concentration and/or masking of the resources hosted by the bedrock. Here we develop a regolith mapping protocol at the scale of Southwestern Burkina Faso, which exposes mineralized Paleoproterozoic granite-greenstone terrains and their Neoproterozoic sandstone cover. Mapping is based on a combination of field survey and the interpretation of radiometric data, satellite images and digital topography. The best preserved lateritic regolith unit with clear-cut and unambiguous characteristics are ferricrete capping plateau relicts of a pediment surface called the High glacis, which developed throughout West Africa between ca. 24 and 11 Ma ago. High glacis relicts cover 11% of the study area and pre-High glacis relict landscapes are preserved mainly as inselbergs on greenstone substrates. High glacis regolith preservation is primarily influenced by lithology on granite-greenstone terrains and its dissection pattern by drainage. Elevations of the High glacis regolith relicts and the topography of pre-High glacis preserved landscapes were combined to reconstruct the topography of the region at the time pedimentation was functional i.e., until ca. 11 Ma ago. This shows that the main current river courses were already established by that time. By subtracting the current DEM to the High glacis topography, post 11-Ma denudation is calibrated between 0 and 8 m/my, with an average value of 2 m/my, indicating that stripping of lateritic regolith was the main erosion process at work. These results indicate that the regional topography is transient but slowly evolving on a geological time scale. Systematic analysis of the spatial relationships between geology, mineralization indices / prospects and the High glacis regolith remnants allows identifying cover units potentially hiding unsuspected resources. Our protocol therefore constitutes a powerful regional exploration tool for West Africa.

1. Introduction

Among geological processes, erosion contributes to make natural resources available to humans. Indeed, denudation exhumes deep crustal levels, where the majority of mineralizations occur. Cratons commonly exhibit Archean and Proterozoic granite-greenstones terrains hosting mineralizations that are exploited (*Jébrak and Marcoux, 2008*). Slow denudation of cratonic domains throughout the Phanerozoic is responsible for the outcropping, modification, and re-distribution of their mineral resources. In the Canadian Shield for example, gold deposits are found in associations with glacial deposits (*McConnell, 1907*). In Africa, diamonds are commonly exploited from placer deposits where they have been concentrated (*Thomas et al., 1985; Teeuw, 2002*). The understanding and characterization of surface processes at play in stable shields are therefore necessary to improve ore prospection in various climatic contexts. In addition to be rich in metals, cratons occupy very large

surfaces of the continents that are the source clastic sediments accumulated on most passive margins of the world. Studying long-term landform evolution and denudation processes of cratons has therefore major implications on the understanding of global sediment budgets in the context of climate change and hydrocarbon systems (e.g., *Willenbring et al., 2013; Burke et al. 2003*). Yet, since the pioneering works of Davis (*1899*), Penck (*1953*) and King (*1962*), studies of long-term landscape dynamics of "stable" continental interiors have slowed down considerably (e.g., *Howard et al., 1994; Bishop, 2007*), most efforts in the recent decades having been devoted to investigating orogenic settings (*Burbank et al., 1996; Whipple and Tucker, 1999; Crosby and Whipple, 2006*).

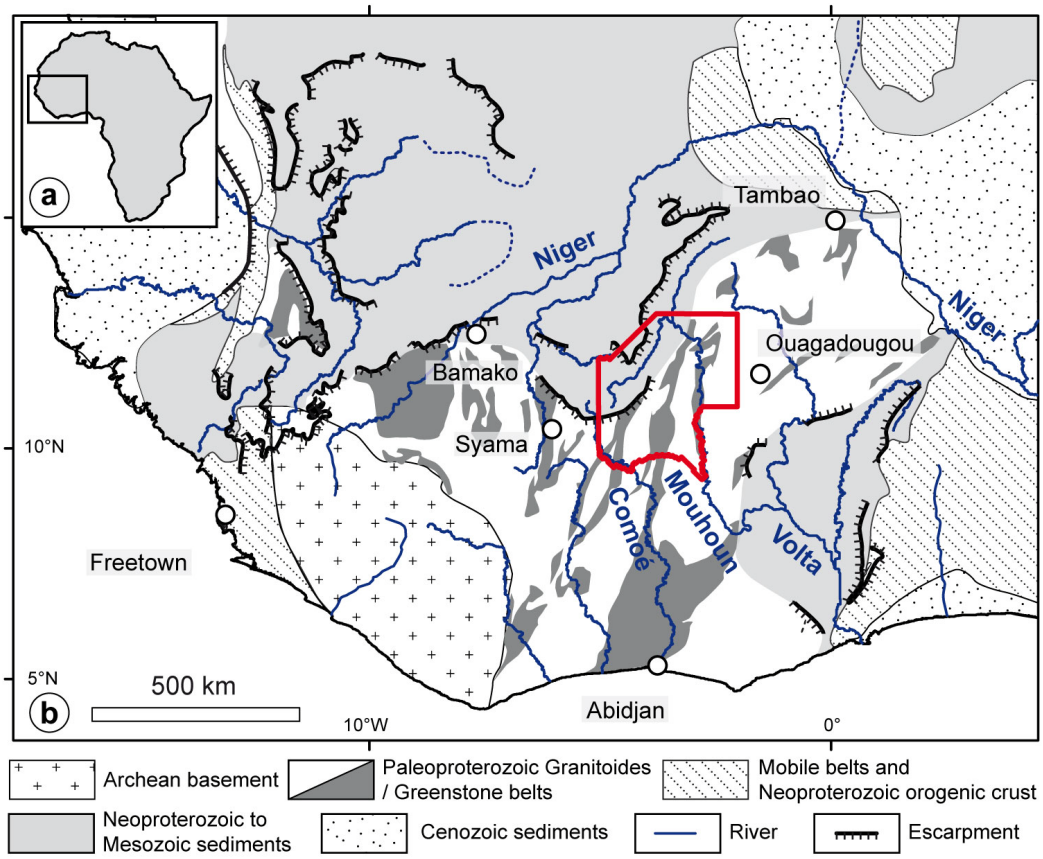


Figure 7.1 : (a) Location of West Africa on the African continent. (b) Simplified geological map of sub-Saharan outcrop of the West African craton and its surrounding / cover terrains. The SW Burkina Faso study area is shown by a red frame. Mobile belts correspond to relatively narrow orogens of Panafrican and Variscan ages (adapted from Feybesse et al., 2006).

In tropical shields, surface processes are dominated by chemical reworking of the bedrock and slow erosion (*Wirthmann, 2000*). Therefore, 50% of the surface is believed to be covered by alluviums and colluviums resulting from the erosion and destabilization of thick soils (*Thomas, 1994*). Intense weathering is responsible for the chemical transformation of the substrate into oxide-rich "rotten" rocks called laterites (*Thomas, 1994*). The depth of these lateritic mantles can attain more than 100 m. The lateritic cover is very dense under the tropics and highly subjected to remobilization and

weathering on slopes, rendering bedrock outcrops sparse. Be they preserved in-situ on their parental bedrock or transported, laterites form a regolith that poses a sizable problem for mineral exploration and geological mapping because it may display sedimentological, petrological and geochemical characters that are different than those of the bedrock it conceals. This issue is particularly exemplified in West Africa where mineral resources are found in association with both endogene and supergene deposits (*Sorem and Cameron, 1960; Thomas et al., 1985; Milési et al., 1992; ; Sanfo et al., 1993; Davis et al., 1994; Teeuw, 2002*) (Figure 7.1). While the former were essentially produced by Paleoproterozoic deep crustal processes, the latter are mainly the result of weathering and erosion during the Cenozoic (*Grandin, 1976*). The understanding of both endogene and supergene processes is therefore required to provide efficient exploration tools for geologists.

In this paper, we highlight key concepts pertinent to the production and mobility of West African lateritic regoliths that have first-order implications for geological exploration. We then present a regional regolith mapping protocol applied at the scale of Southwestern Burkina Faso (Figure 7.1), a region displaying a type geological / geomorphic configuration of West African granite-greenstone terrains and their sandstone cover. The obtained regolith map allows addressing the factors controlling the nature, distribution and preservation modes of the most common, mostly allochtonous West African regolith being associated with Miocene pedimentation and weathering until 11 Ma ago. Reconstitution of the Late Miocene landscape by spatial interpolation of the relicts of the pediment allows mapping Miocene regolith transport / dispersal pathways on pediment slopes and quantifying post-11 Ma dissection and erosion of this landscape. Finally, we perform a systematic analysis of the spatial relationships among regolith units, bedrock geology and mineral indices, which allows targeting regolith units masking potential resources in the bedrock.

2. West African landforms and regoliths: implications for resources exploration

West Africa is characterized by an exceptional sequence of stepped lateritic paleolandsurfaces, whose remnants are preserved throughout the sub-region. This sequence has been described, among others, by Michel (*1973*), Grandin (*1976*), and summarized by Beauvais et al. (*2008*), Burke and Gunnell (*2008*), and Beauvais and Chardon (*2013*). The first two members of the sequence are the so-called African and Intermediate surfaces. They are easily recognizable because their remnant surfaces bear thick in-situ formed regoliths capped by bauxites and ferricretes, respectively. These surfaces are characteristic of intense chemical dissolution of rocks. The following three paleolandsurfaces of the sequence are pediments (glacis in the French literature) called the High, Middle and Low glacis. The glacis surfaces are commonly covered by a non-isopach, up to tens of meters thick sedimentary layer of transported clasts or pebbles of duricrusts (bauxites and various types of ferricretes), saprolite and minor bedrock clasts (mainly quartz) that have been stripped of in the nearby, higher elevation

landforms during pedimentation. These may include the African, Intermediate or preexisting glacis. Generally, upslope parts of glacis are erosional in nature and carry minor or no sedimentary cover, whereas downslope parts of glacis are commonly connected to alluvial sediments. The most widespread portions of glacis slopes are covered by a variety of colluviums and alluviums typically produced by debries flows and sheet flood processes (*Grandin, 1976*).

Glacis landforms have each been weathered after pedimentation, suggesting repeated transitions from semi-arid pedimentation to seasonally contrasted or wet tropical weathering. Weathering periods ended with the formation of a ferricrete or a carapace on the glacis surfaces, duricrusting being preferentially restricted to their sedimentary cover that was already enriched in iron reworked from duricrusts issued from the preceding weathering stages (see above). Generally, the intensity of weathering decreases from the High to the Low glacis. Geochemistry of the West African duricrusts attests for several millions of years of weathering to have formed, with the bauxite having required at least 10 Ma to develop (*Tardy and Roquin, 1998*).

Recently, age constraints on the development and abandonment of the paleolandsurfaces have been provided by radiometric ^{39}Ar-^{40}Ar ages of supergene cryptomelane ($K_{1-2}Mn_8O_{16}$, nH_2O) in the weathering profiles of each paleosurface from the type locality of Tambao in Northeastern Burkina Faso (*Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013*). Data from surface and borehole samples beneath each surface relict evidence Ar-Ar age groups (ca. 59 - 45, 29 - 24, 18 -11, 7-6, and 3 Ma) bracketing periods of chemical weathering of the paleosurfaces. The lower limits of the age groups mark the stabilization of the weathering fronts by the end of each chemical weathering period before their abandonment / incision. Abandonment ages are of ca. 45 Ma for the African surface and 24 Ma for the Intermediate surface. The High glacis surface developed during the 24-11 Ma period with predominance of weathering processes between 18 and 11 Ma (*Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013*). An age of 11 Ma is therefore suggested for the abandonment of the High-glacis. In Syama (Figure 7.1b), published Ar-Ar ages on other supergene minerals (alunite and jarosite) confirm that conditions of intense weathering were at play around 13 Ma, before the abandonment of the High glacis, (*Vasconcelos et al., 1994)*. Weathering and later abandonments of the Middle and Low glacis have occurred around 7-6 and 3 Ma, respectively (*Beauvais et al. 2008*).

West African topography is made of composite landscapes consisting in a mosaic of relict landforms and regoliths inherited from a 60 Ma-long morphoclimatic history revealing a great space and time variability in the regolith produced and/or physically redistributed by surface processes. Among those processes, pedimentation poses the most sizable issue in geological exploration because glacis carry transported regoliths that may conceal the underlying bedrock or the in-situ weathering profile developed from that bedrock. This issue is further amplified by the fact that Glacis remnants

are the most widespread relict landsurfaces in West Africa, the High glacis having been the most developed and now being best preserved today, especially in the Sudanese climatic zone (from ca. 9 to 15° N) (*Grandin, 1976; Grimaud, 2014*). In the following, one describes typical landform evolution scenarios that show how repeated successions periods of weathering and pedimentation produce in-situ, transported and composite regolith mantles and examine the various relations these mantles have with the underlying bedrock.

Under hot and humid climates, rock chemical erosion is dominant, allowing development of lateritic weathering profiles, which are the residue of a certain dissolved rock thickness (Figure 7.2a). This is typically exemplified by the Bauxitic and Intermediate paleolandsurfaces in West Africa. Under seasonally dryer climate, mechanical erosion of laterites becomes the dominant erosion process. Stripping of the laterites may commonly stop at the roof of the fresh bedrock, allowing exhumation of an etched surface. Mechanical erosion may still proceed after complete stripping of the lateritic profile and remove a certain thickness of fresh bedrock from under the preexisting profile (Figure 7.2b and 7.2c).

Under seasonally dry/arid tropical climate, dissection of the lateritic surfaces ends up with the settlement of a glacis, typified by the West African high, middle and low glacis. The glacis may commonly carry a pediment made of clasts of duricrust, quartz or bedrock, as well as reworked saprolite. The glacis basal erosional surface may cut abraded fresh bedrock or truncates a lateritic profile (Figures 7.2b and 7.2c, stages 2). The glacis erosional surface and the underlying material, be it an earlier lateritic profile or a bedrock, may undergo renewed weathering owing to the coupling of base level lowering and a return of humid climate after pedimentation (Figures 7.2b and 7.2c, stages 3). Such a scenario applies to the high, middle and low glacis, which became locally capped by a ferricrete after their abandonment. The thickest and strongest glacis ferricretes develop on the material covering the glacis erosional surface that already contains clasts of earlier alumino-ferruginous duricrust. But ferricretes may also cap a glacis surface free of pediment. Large areas of old glacis surface, though having been preserved in the landscape, have not undergone duricrusting.

To summarize, a lateritic profile developed in-situ from the sole weathering of bedrock may be distinguished from a lateritic profile resulting from the weathering of reworked allochthonous laterites (pediment) and its older lateritic or bedrock substrate. The latter situation would erase the geochemical dependence of the lateritic profile on bedrock lithology, precluding any correlation between a surface geochemistry and the underlying bedrock. In other words, the occurrence of a surface geochemical anomaly on a glacis ferricrete may not necessarily mean that the underlying bedrock is mineralized. Indeed, pedimentation (mechanical redistribution of material on glacis slope) may contribute to sort and concentrate certain elements in the pediment from samples collected higher

in the landscape. Post-pedimentation weathering would further increase this concentration by eluviation. In this case, the surface anomaly reflects the mineralization of an allochtonous laterite and not that of the underlying bedrock. Conversely, the absence of anomaly at the surface of a glacis ferricrete does not mean that the underlying bedrock is not mineralized. In such a case, pedimentation may have simply covered mineralized bedrock with sterile allochtonous laterites.

Glacis regoliths, which are mostly duricrusted, may be seen either as masks or filters with respect to the composition or mineralization of the underlying bedrock. Our field observations in Northeastern Burkina Faso shows that glacis covers made of piled up debris flows can exceed 30 m in thickness. This is why detailed regolith mapping should be undertaken to better interpret geochemical surface data or plan a drilling campaign. Regolith mapping should also help refining geochemical sampling strategies in certain situations (sampling at a certain depth instead of at the surface on identified glacis cover regolith, for instance). An illustration for ore exploration in West African landscapes is the colluvial displacement of auriferous quartz blocks cemented in glacis ferricrete documented in Northern Burkina Faso (*Sanfo et al., 1993; Parisot et al., 1995).* Such dispersal has to be seriously considered in ore exploration strategies (*Bamba et al., 2002*).

3. Geological and morphological outline

The part of the West African craton outcroping south of the Sahara is flanked by mobile belts of Latest Precambrian and Variscan ages (*Villeneuve, 2005; Deynoux et al., 2006; Villeneuve et al., 2010*; Figure 7.1). The craton comprises a Western Archean unit inherited from the Liberian orogeny (*Milési et al., 2004; Feybesse et al., 2006*). The main part of the craton accreted and was deformed during the Paleoproterozoic Birimian orogenic cycle (ca; 2200 to 2000 Ma; *Feybesse et al., 2006*). The northwestern boundary of the craton coincides with the basal unconformity of the Taoudeni basin of Neoproterozoic age. The study area of Southwestern Burkina Faso (Figure 7.3) comprises Paleoproterozoic granite-greenstone terrains over two-thirds of its surface and the basal sandstone sequences of the Taoudeni basin, which are intruded by 200 Ma-old dolerite sills that are part of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP; *Wilson 1997; McHone, 2003*) (Figure 7.1b). This area is about 10^5 km^2. Basement lithologies comprise the Banfora, Houndé and Boromo greenstone belts and their surrounding TTG and granitoids (*Baratoux et al., 2011; Metelka et al., 2011;* see also Figure 7.3b). The basal unconformity of the Taoudeni basin is expressed in the topography by a major escarpment delimiting a plateau (Figure 7.1b). The southern edge of the plateau marks the highest summits of the region and the height of the escarpment decreases towards the NE. Four major drainage basins meet in the study area: the upper Niger, Upper Comoé, Upper Mouhoun (i.e. the main drain of the Volta River system) and White Volta catchments (Figure 7.1b).

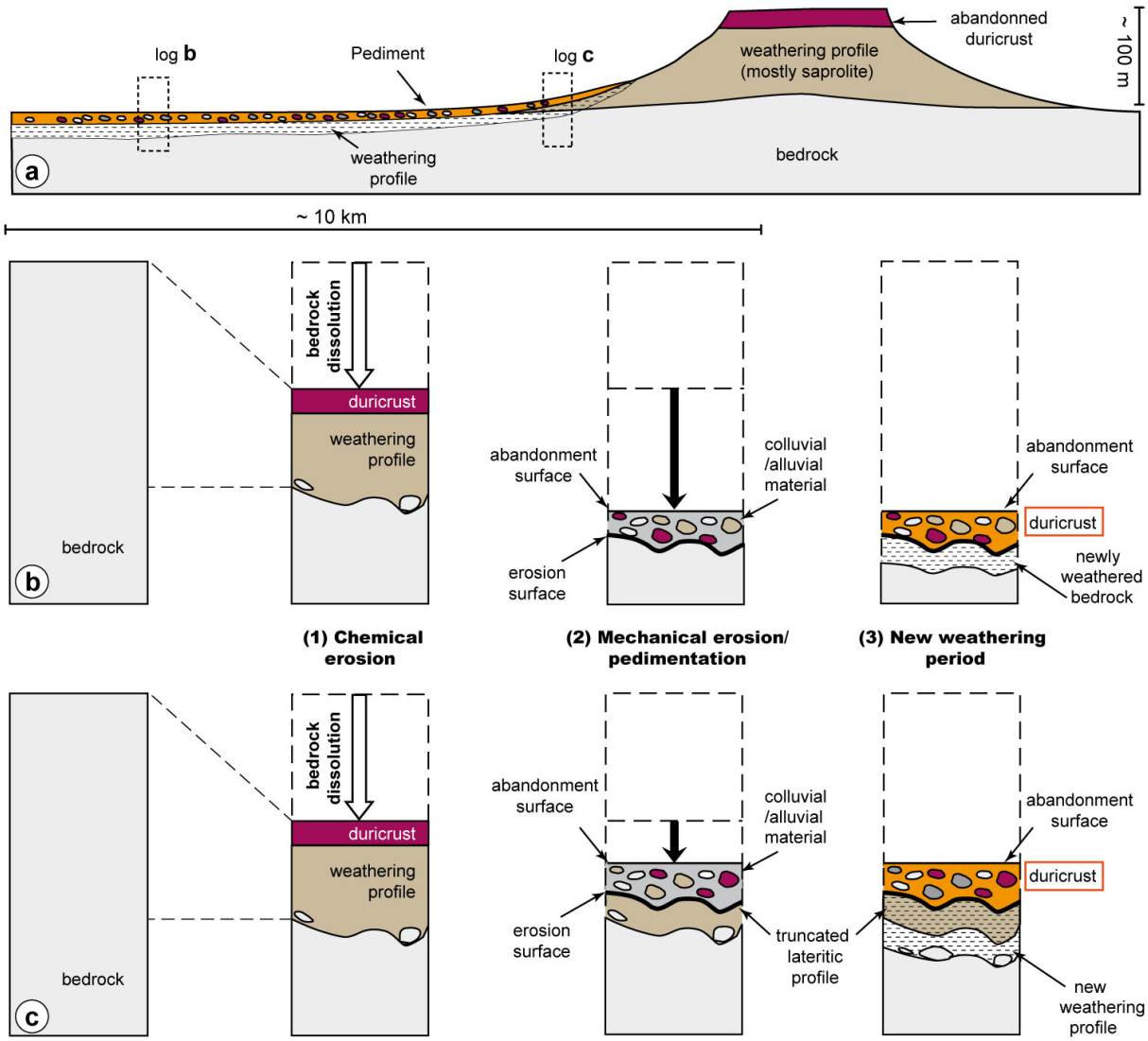


Figure 7.2 : Denudation scenarios in tropical landscapes as a result of climatically driven erosion processes changes with reference to the West African example. (a) Schematic cross-section of a type lateritic landscape. The old surface is preserved as a mesa made of a resistant duricrust capping an in-situ formed weathering profile mostly made of saprolite. The younger surface is a glacis whose development led to relief inversion of the upper/older surface after its abandonment. The younger surface is characterized by thinner weathering profile and duricrust. The duricrust is a ferricrete cementing the regolith transported on the glacis surface. (b) and (c) represent the sequential development of the regolith profiles at two locations shown on cross-section (a). Stage 1 is the result of dominant chemical erosion period that led to the establishment of the older surface. Stages 2 show the configuration of the glacis after stripping of the older surface and before its weathering. In (b), erosion removed both the earlier weathering profile and part of its underlying bedrock. In (c), erosion has removed only part of the preexisting weathering profile. Stages 3 show the configuration of the glacis after wethering and ultimate duricristing of the new surface. In (b), the ferricrete is restricted to the transported regolith and weathering has progressed into the bedrock. In (c), the ferricrete is also restricted to the transported regolith and weathering affects both the preexisting regolith profile (that is weathered twice) and the underlying bedrock.

Previous local studies in the southernmost part of the study area have shown that High glacis remnants form relictual plateaux (*Eschenbrenner and Grandin, 1970; Grandin, 1976; Boeglin, 1990*).

Bauxites are preserved as small relictual mesas on the basement and larger plateaux on the sills of the Taoudeni basin (*Eschenbrenner and Grandin, 1970; Petit, 1994*). A few relicts of the Intermediate surface have been described on isolated hills over the basement (*Eschenbrenner and Grandin, 1970; Bamba et al., 1997*).

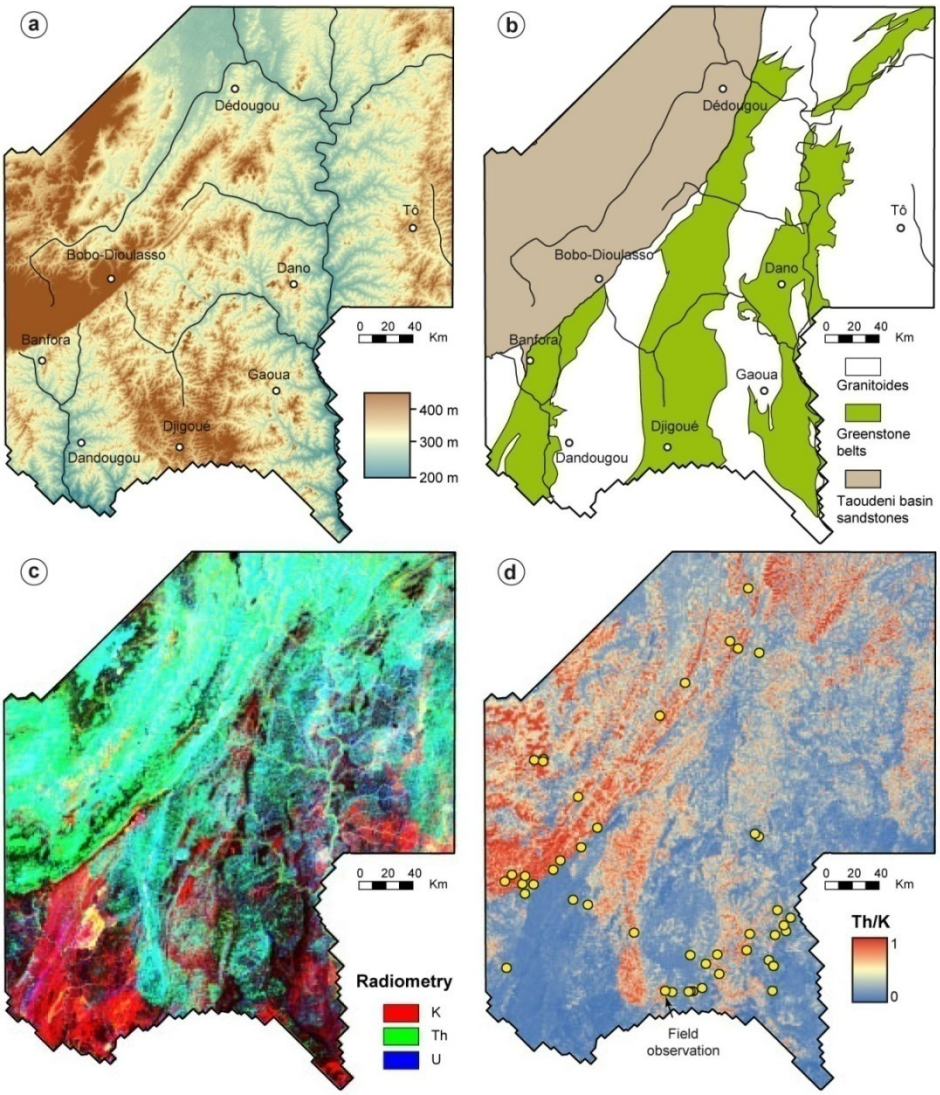


Figure 7.3 : Map of the datasets used in this study. (a) Shaded topographic map (SRTM at 90 m resolution). (b) Simplified geologic map showing the main lithologic units (after Baratoux et al., 2012). (c) Raw radiometric survey. (d) Filtered radiometric survey. Field stations are materialized by yellow dots.

4. Field characteristics of regoliths and landforms

Field characterization of lateritic surfaces includes systematic landscape analysis and identification of the regolith on each form of the sequence. At each station located on Figure 7.3d, a relative landscape chronology was established. Therefore, a station does not correspond to a point where a surface alone was identified but to an area of several square kilometers where the disposition

and identification of the lateritic sequence is known. Stations described in this paper are therefore closed to the one used by Beauvais and Chardon (*2013*).

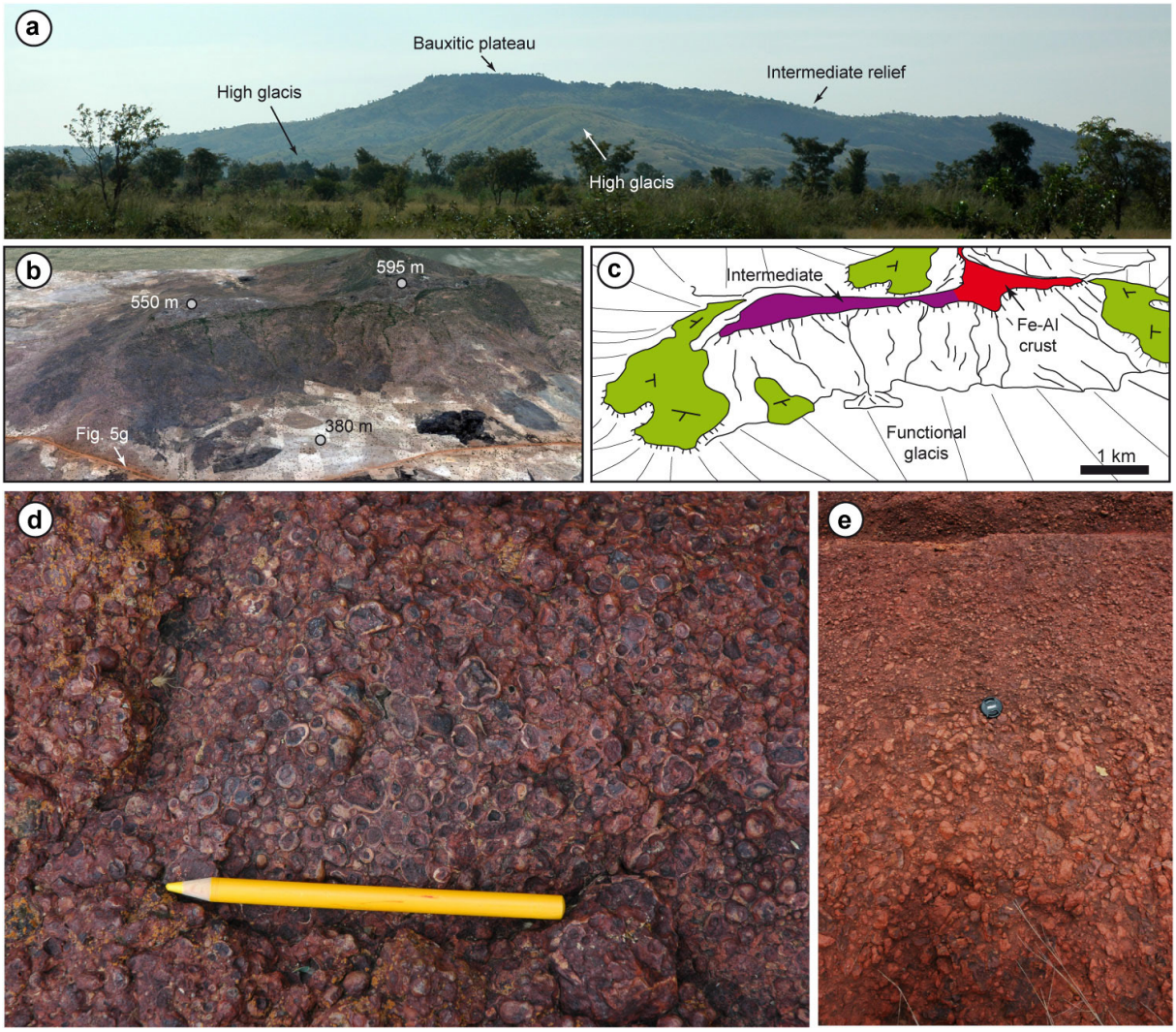


Figure 7.4 : Morphology and material of the old (pre-glacis) lateritic surfaces preserved in SW Burkina Faso. (a) Bauxitic mesa on greenstones near the town of Gaoua (location on Figure 7.3). The right gentle slope corresponds to the Intermediate "relief" once forming the slope around the bauxitic plateau. The Intermediate ferricrete was mostly eroded. It is rarely preserved in-situ on the site but forms most of the blocks covering the High glacis relicts. (b) – (c) Google Earth view of a typical bauxitic-Intermediate massif on dolerites near the town of Dandé (Taoudeni basin, location on Figure 7.3) and its interpretation (Vertical exaggeration x3). Here the typical lateral transition / connexion between the bauxites and the Intermediate ferricrete is preserbed. High glacis relict surfaces are shoxn in green. (d) Pisolithique facies of the Gaoua bauxitic mesa shown in (a). (e) Intermediate ferricrete of the Dandé massif shown in (b) and (c).

Bauxitic relicts correspond to flat surfaces capped by Fe-Al crust that are found in the highest summit of the area (Figure 7.4a). These bauxitic mesas are too small and not aluminous enough to be exploited (Figure 7.4d). The Intermediate ferricrete is commonly found on the slopes of the bauxitic mesas in connection with the bauxitic crusts (Figures 7.4a, 7.4b and 7.4c). It consists of strong iron

accumulation characteristic of very intense weathering conditions (Figure 7.4e). The Intermediate and African surfaces have been much more eroded in comparison to the High glacis. This indicates that the High glacis is the last major planation surface in SW Burkina Faso (*Grandin, 1976; Beauvais and Chardon, 2013*).

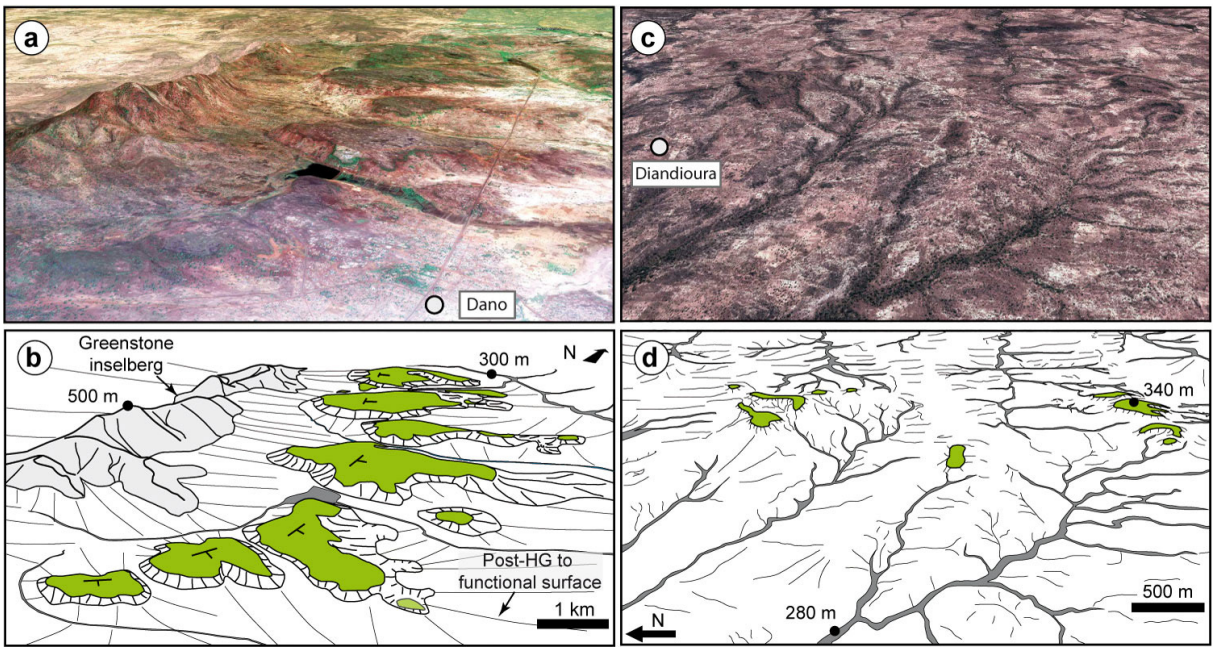


Figure 7.5 : Google Earth views and interpretations of typical landscapes in the SW Burkina Faso. (a) View near the town of Dano on greenstone belt–granitic substrate. (b) Geomorphic interpretation. High glacis relict surfaces are well preserved around inselbergs formed on greenstone substrate. The High glacis is incised by pediment surfaces that may be still functional. (c) View near the village of Diandioura on granitic substrate. (d) Geomorphic interpretation. The High glacis has been incised by a dendritic river network. It is poorly preserved and form brown resistant caps on top of small hills. Whitish colors correspond to zones where granitic arena is outcropping. High glacis surfaces are represented in green color.

The degree of preservation of the High glacis varies (Figure 7.5). The High glacis can form extensive plateaux with gentle slope preserved around inselbergs or small relicts in highly dissected area (Figure 7.5). High glacis relict plateaux are typically several square kilometers and have a nearly flat surface (Figure 7.6a). Their dissection is marked by a scarp separating the top of their ferricrete and younger erosion surfaces (Figures 7.5, 7.6a and 7.6b). The scarp is very sharp along the ferricrete, which thickness is about 2-15 m (Figures 7.6b and 7.6c). The ferricrete cements colluvial and alluvial material blanketing the glacis erosional surface and overlies a saprolite. Figure 7.6e shows a sharp contact between saprolite and ferricrete: the transitional horizon between the ferricrete and the saprolite, i.e. the mottled zone, is commonly missing. This weathering profile is therefore truncated by the High glacis cemented cover material (Figure 7.6e). Furthermore, sections of the High glacis ferricrete shows reworked clasts, conglomeratic facies as such as alluvial channels (Figures 7.6e, 7.6f and 7.6g). All these features attest of colluvial activity before the ferricrete cementation.

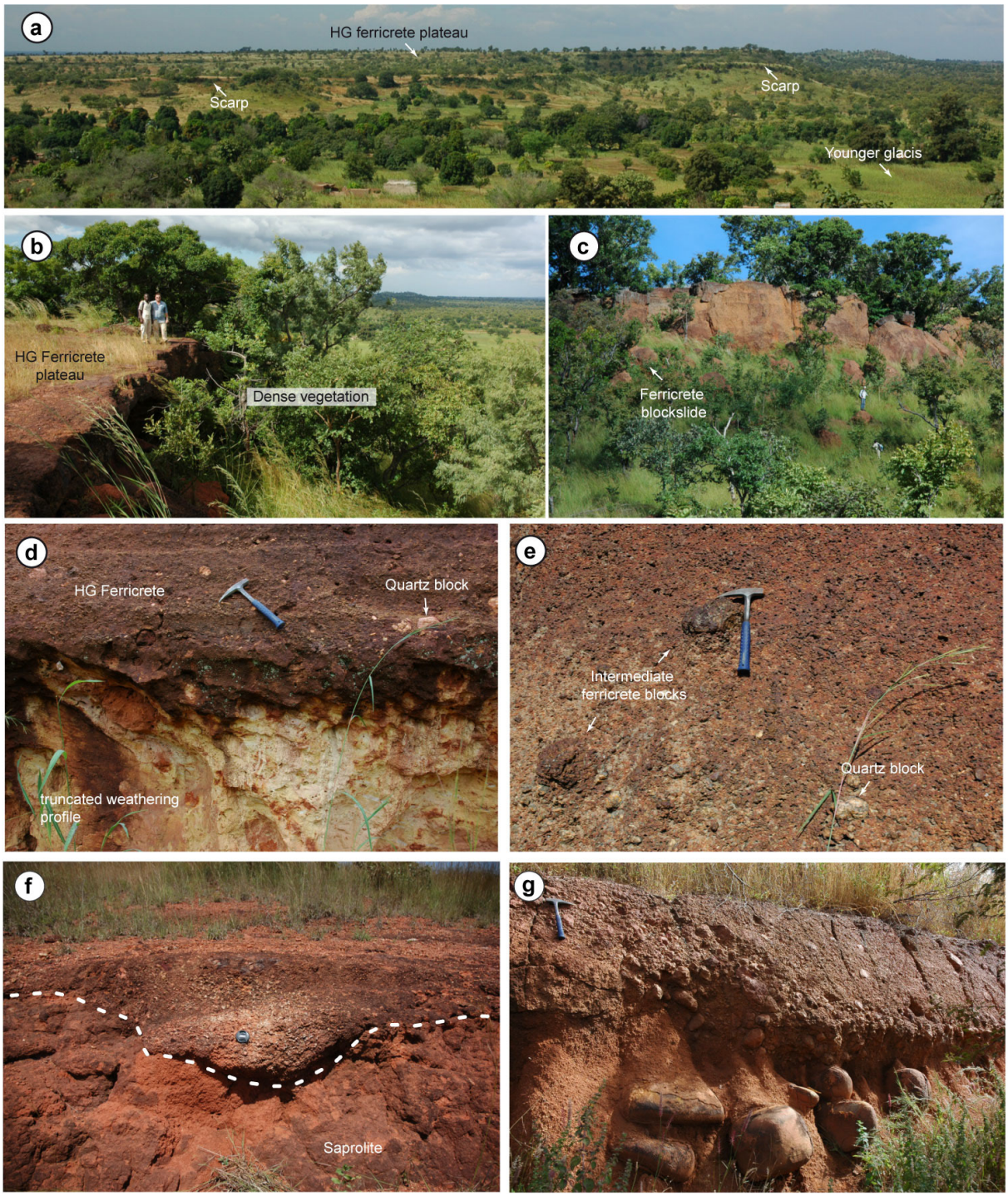


Figure 7.6 : Type morphology and regoliths of the High glacis relicts in the SW Burkina Faso study area. (a) Plateau edge west of Gaoua formed by a ~ 10 m high scarp. (b) High glacis relict bounding scarp at the same location. Water resurgence at the base of the ferricrete allows the growth of denser vegetation. (c) Scarp carved in the duricrusted glacis cover lateral. (d) Base of a High glacis ferricrete truncating a granitic weathering profile inherited from the bauxitic or Intermediate weathering periods (Djigoué area). (e) Details of a High glacis ferricrete showing clasts of Intermediate and quartz at site shown in (c). (f) Alluvial channel at the base of High glacis regolith carved into weathered sandstones of the Taoudeni basin (South of Bobo-Dioulasso). (g) Cemented debries flow truncating a weathering profile on dolerites near Dandé (site of Figures 7.4b and 7.4c). Light colored debries are bauxite clasts. See Figure 7.3 for locations.

5. Regolith mapping tools and results

The ferricrete capping the High glacis surface has a very clear photo-interpretation signature in satellite images (Figures 7.5 and 7.7a). Its mapping is therefore straightforward, especially in the northern dryer part of the study area, where the density of the vegetation is low. Figure 7.7a shows an example of High glacis ferricretes near Djigoué, in the South of the studied area. The limits of these plateau ferricretes are underlined by erosional scarps mappable both on the topography and satellite images (Figure 7.7a). These contours are also revealed by radiometric surveys corresponding to gama-ray images that measure the Uranium (U), Potassium (K) and Thorium (Th) contents in the upper 30 cm of the Earth surface (*Dickson and Scott, 1997*). Near Djigoué, the High glacis ferricretes are highlighted in blue-green colors corresponding to high Uranium and Thorium concentrations (Figure 7.7b). Despite the various lithologies of their underlying bedrock, geochemistry of the High glacis ferricretes appears to have been laterally homogenized by the weathering processes (*Boeglin and Mazaltarim, 1989*). As a result of intense weathering, High glacis ferricretes are strongly depleted in Potassium and enriched in Uranium and Thorium (*Metelka et al., 2011*). Therefore, to detect the ferricretes, the radiometric survey was filtered by dividing the Thorium concentration by the Potassium concentration.

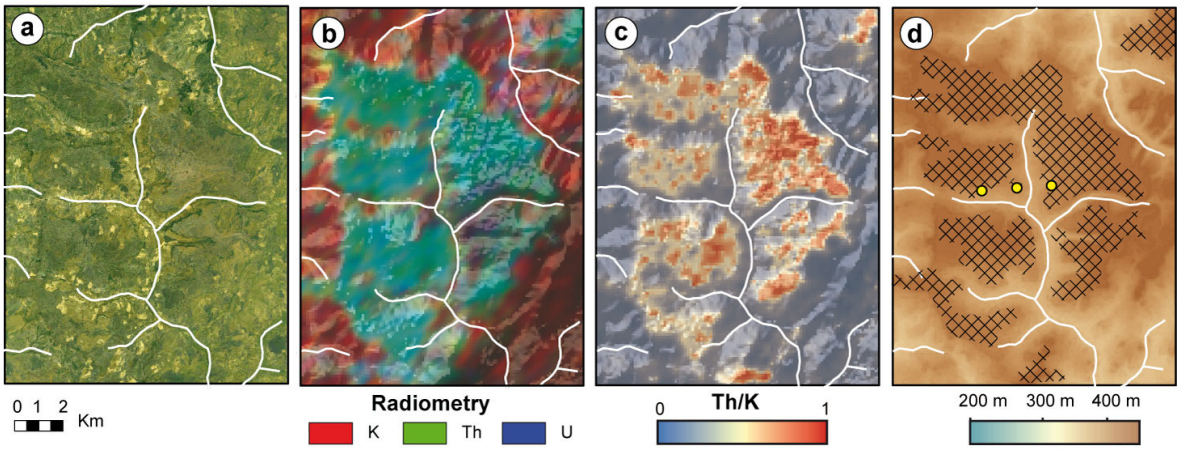


Figure 7.7 : Details of the datasets that were combined for the identification of High glacis relicts on the example of the Djigoué area (Location on Figure 7.3). (a) 15-m resolution LANDSAT image showing a dissected High glacis. (b) 100-250 m resolution Raw radiometric survey. The area corresponding to the High glacis ferricrete has a strong Thorium signature in green and a medium Uranium signature in blue. In this area, the substrate has a strong Potassium signature in red. (c) 100-250-m resolution radiometric survey filtered by dividing Thorium by Potassium. The High glacis ferricrete, enriched in Thorium and depleted in Potassium, is highlighted in white to red colors. (d) Construction of the polygons (crossed surface) corresponding to the High glacis ferricretes superimposed on the SRTM topography. Field stations are materialized by yellow dots. Rivers are shown in white.

High glacis relicts were therefore manually mapped using a combination of satellite images, topographic map, radiometric surveys, existing observation from the literature and field observations (Figures 7.3, 7.4, 7.6 and 7.7). The topographic dataset used is the SRTM DEM (*Farr et al., 2007;* Figure 7.3a). The radiometric survey was acquired during the 1998–1999 SYSMIN (System for Mineral Products) airborne geophysics campaign (*Metelka et al, 2011*). The raw and filtered (Th/K) radiometric surveys are shown on Figures 7.3b and 7.3c. The raw radiometric survey was used to draw a geologic map of the area by previous workers. In order to analyse the relationships between the substrate and the regolith, we use the detailed geological map produced by *Baratoux et al. (2011)* and *Metelka et al. (2011*) derived from extensive field mapping, existing maps compilation and radiometric survey of the area. A simplified version of this map is shown on Figure 7.3**b**. Bauxites and Intermediate surface occurrences were placed by interpreting satellite images, our field observations and particularly maps and description of various authors (Mainly *Petit, 1994;* as well as *Eschenbrenner and Grandin, 1970; Grandin, 1976; Boeglin, 1990; Bamba et al., 1997*). The resulting regolith map superimposed on the topography or the geology are shown on Figures 7.8, 7.9 and 7.10.

On granite-greenstone terrains, the mapping method assisted by photointerpretation, radiometry and topography, in agreement with field observations, is robust (Figure 7.7). In contrast, the Taoudeni basin substrate has a strong Th signature and an exceptionally low K signature (Figure 7.3**c**). Furthermore, our field observations have revealed the presence of many Intermediate and bauxites relicts in this area (Figure 7.4). Therefore, the high red signature revealed by Th/K filtering on Figure 7.3c is not only associated with High glacis ferricretes. To resolve this problem, the mapping of duricrusts in the Taoudeni basin area was mainly based on the interpretation of satellite images and our field observations, following the protocol developed by *Beauvais and Chardon (2013)* and *Grimaud et al. (submitted).*

By combining topographic and radiometric data, alluvial sediments of the river plains are easily mappable (Figures 7.3**c** and 7.3d). These sediments represent significant areas of the map along first- and second order drains on basement terrains. Inside the Taoudeni basin, this map unit underlines the main upper Mouhoun drain as well as the Gondo plain and numerous swamps (West and North of Dedougou; Figure 7.8). With the exception of the modern alluviums and the rocky slopes of greenstone inselbergs, no criteria or combined criteria (radiometrics, satellite data, topography) are found to systematically characterize the remaining part of the landsurface downslope High glacis relicts. These landsurfaces are composite, and have no clear-cut radiometric and topographic expression. Field observations suggest that the slopes separating the High glacis relicts and the alluvial plain sediments preserve (1) at best locally a carapace (commonly that underlying a stripped High glacis ferricrete), (2) loose colluvial saprolite and ferruginous nodules, or (3) in-situ saprolites (see also *Bamba et al., 1997*). Two types of situations seem to apply for the post-High glacis lateritic

surfaces (see also *Eschenbrenner and Grandin, 1970; Bamba et al., 1997*). The Middle and Low glacis may combine to form a single polycyclic landsurface that is covered downslope by the modern alluviums (Figures 7.9f and 7.9g). In other areas, the Low glacis may be clearly distinguished as a narrow terrace stepped below the Middle glacis (Figure 7.9e). In this case, the Low glacis is generally covered by the modern alluviums. In any cases, post High glacis erosion was generally not developed enough or too heterogeneously distributed to erase the most prominent High glacis relicts. In this study, mapping of post-High glacis and pre-alluvial plain regoliths was therefore not undertaken.

6. Map analysis and interpretation

Figure 7.8 shows that High glacis relicts are best preserved in the Southern part of the SW Burkina Faso between 3° and 4°W. This area is located in between upstream Comoé and Volta main drains (Figure 7.8). On the contrary, preservation of the High glacis is very low approaching those main streams. It is particularly the case in the Comoé watershed where few High glacis relicts are preserved (see also Figures 7.5c and 7.5d). This control of the drainage on the preservation pattern of the relict paleolandsurface is dominant. At smaller scale, the pattern of High glacis relicts is rather lithology-controlled (Figure 7.10a). For example, NNE of Gaoua, the erosional boundary of the High glacis coincides with the Eastern limit of a granitic pluton (Figure 7.10a). Therefore, the nature and spatial variability in the development and preservation of the High glacis lateritic regolith seems to be controlled by the combination of several factors, which are not mutually exclusive, which are (1) the lithology of the bedrock, (2) the topography (itself controlled by the lithology and the pedimentation process), and (3) the location in the drainage system.

In order to systematically investigate the control of the lithology, we produced a classification of the High glacis and bauxitic relicts as a function of the nature of their substrate (Figures 7.10d and 7.10e). Bauxites are preserved almost exclusively on mafic rocks in Birimian terrains (Figure 7.10c), which is common throughout the Archean and Birimian in West Africa. All the bauxites in the Taoudeni basin are preserved on dolerites (Figures 7.10a and 7.10c). Over Birimian terrains, High glacis relicts cover 11% of the surface (Figure 7.10e). Surprisingly, High glacis relicts are best preserved on the TTG (45% of the total surface of the relicts), a lithology known for the limited thickness and therefore the low strength of its capping ferricrete (*Leprun, 1979*). The same statement applies to granites (almost 20 %) despite the restricted map area they occupy (Figure 7.10d). Although representing nearly half of the Birimian exposure, greenstones (volcano-sediments and mafic volcanics; Figure 7.3b) underlay less than 25% of the total area of the preserved High glacis ferricrete (Figure 7.10e). 15% of the map area of the TTG and more than 20% of the granites are concealed under the High glacis ferricretes, whereas only 10% of the greenstones are covered (Figure 7.10e). The

synthetic cross-section of the Dandougou-Gaoua area (Figure 7.10b) shows that the High glacis is well preserved in a depression above a granitic body near Kampti. Because granites form such depressions, they apprently facilitate oxides accumulation and later preservation of ferricretes. In the contrary, despite thicker and stronger duricrusting, High glacis ferricretes formed on the steep slopes of basalt inselbergs would be eroded more easily.

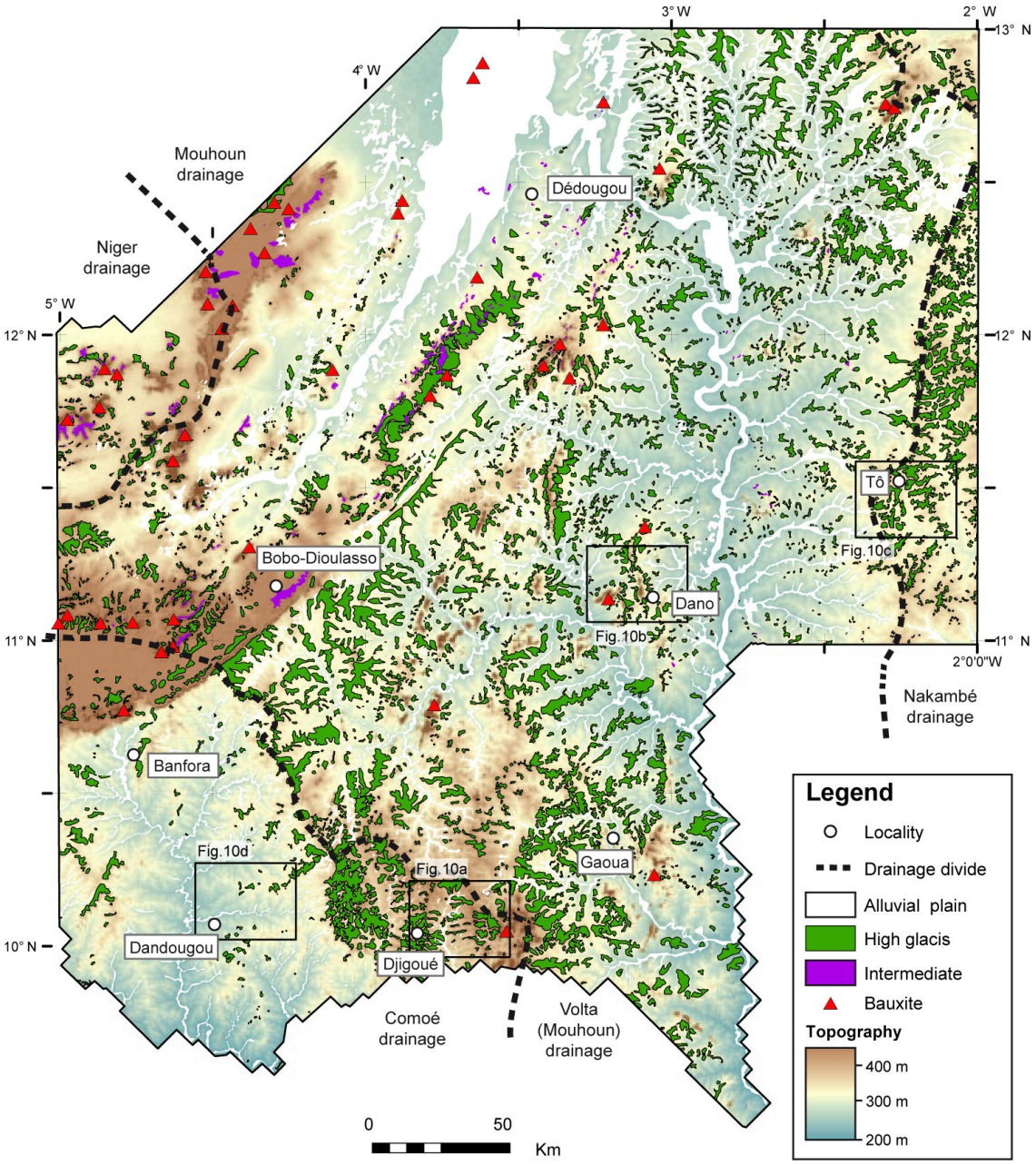


Figure 7.8 : Geomorphic map of the SW Burkina Faso studied area. Black boxes correspond to the frame of the maps shown in Figure 7.9.

Overall, the map in Figure 7.10 shows a spatial variation in the preservation pattern of the High glacis ferricretes that defines geomorphic sub-provinces in the study area. Four distinct types of

landscapes are recognized (Figure 7.9). Inselberg bearing granite-greenstone terrains in the Mouhoun drainage basin have well preserved High glacis relicts on inselbergs' piedmonts (Figure 7.9b). The relicts are commonly isolated from the inselberg by a peripheral hollow (e.g., *Beauvais et al., 1999*; see also Figures 7.5a and 7.5b). In such a context, the original High glacis morphology is well preserved by the relicts, which are equally developed on greenstone and TTG/granite bedrocks. This configuration reflects the richness in iron of the High glacis pediment, which results from recycling of earlier Intermediate duricrust, that is much thicker and richer in iron in a greenstone environment (*Leprun, 1979*). A consequence of the high strength of the High glacis ferricretes in this context is the clear and sharp relief inversion of the relictual plateaux as a result of post-High glacis dissection (Figure 7.6).

The TTG landscape in the White Volta drainage basin is monotonous, with large and numerous High glacis relicts that form a gently dissected rolling plain with a wavelength of ca. 10 km and an amplitude of less than 40 m (Figure 7.9d). Post-High glacis erosion produced a typical polygenic glacis with a gentle slope and wide alluvial plains. As opposed to the comparable neighboring geological province located just east of it in the Mouhoun drainage (Figure 7.8), this landscape is elevated and has been relatively preserved from dissection and stripping. This example further evidences the contrasted landscape preservation from one catchment to the next.

Landscape in the upper Comoé drainage preserved High glacis relicts that once flanked wide N-S trending valleys (Figure 7.9a). By contrast with the granite-greenstone terrains in the Mouhoun catchment, this area has preserved stepped Middle and Low glacis paleolandsurfaces in narrow valleys. The Middle glacis is locally capped by a ferricrete (Figure 7.9e). In the TTG landscape of the upper Comoé drainage basin (Figure 7.9d), the rolling envelop of the High glacis relicts mainly results from collapse of the High glacis plateaux so that only boulders of the ferricrete are found on top of residual hills. In many cases, residual hilltops expose the carapace that once underlaid the ferricretes. The resulting landscape is a multiconvex plain that contrasts with that of the Djigoué area and its surroundings (Figure 7.9a), which belongs to the same catchment, but with a better preservation of the High glacis ferricretes on TTG. This may be interpreted as the result of a topographic effect of greenstone reliefs that provided iron for the neighboring TTG in the Djigoué area. The "anomalous" high density of High glacis relicts on TTG west of Djigoué in the Comoé watershed (Figure 7.8) may also likely reflect a recent capture of a small area of the western part of the Mouhoun catchement.

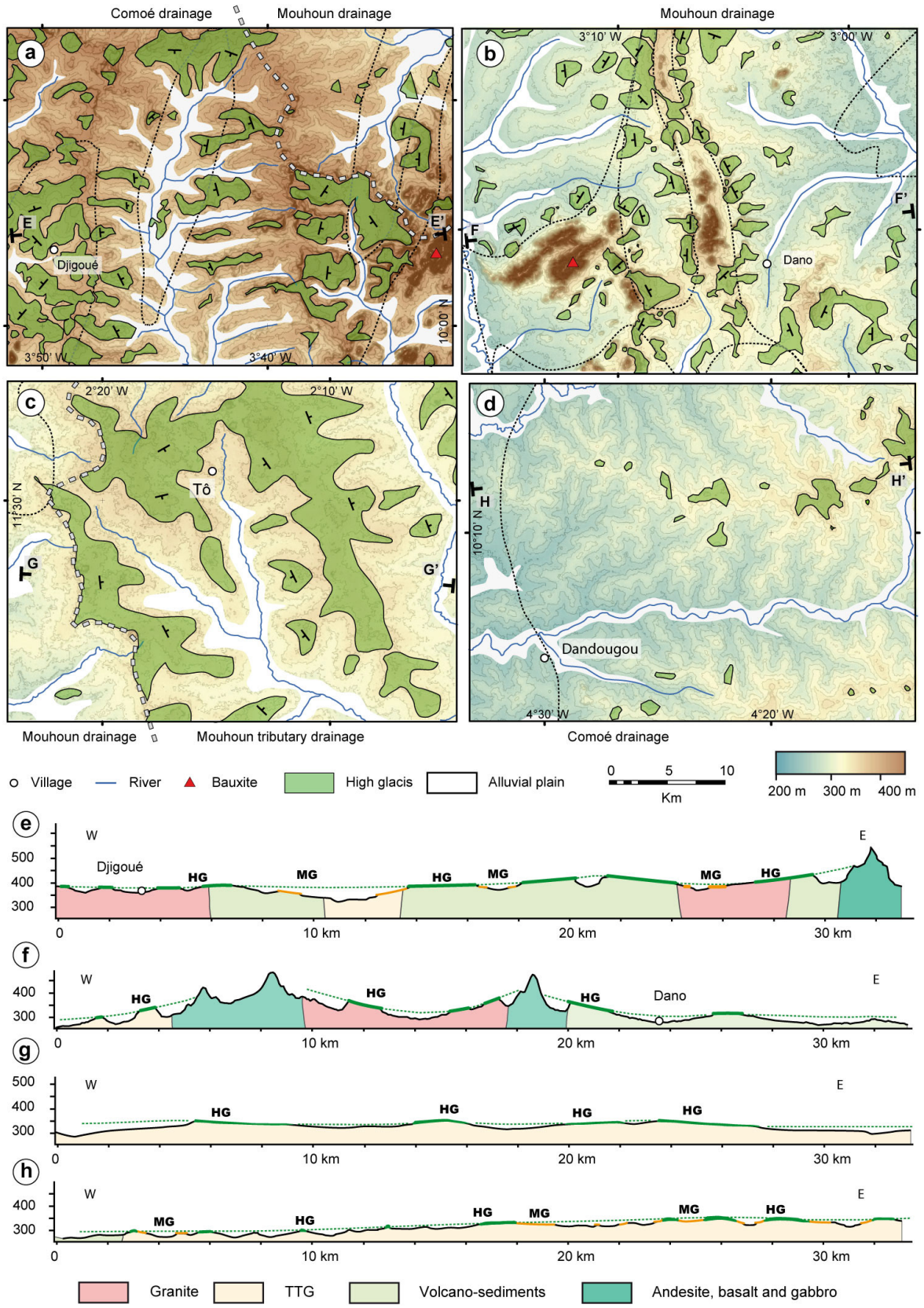


Figure 7.9 : Maps and cross-sections of selected areas of Southwestern Burkina Faso illustrating the four type-High glacis landscapes. The frames of the maps are located on Figure 7.8. Dip symbols represent the slope of the High glacis relicts.

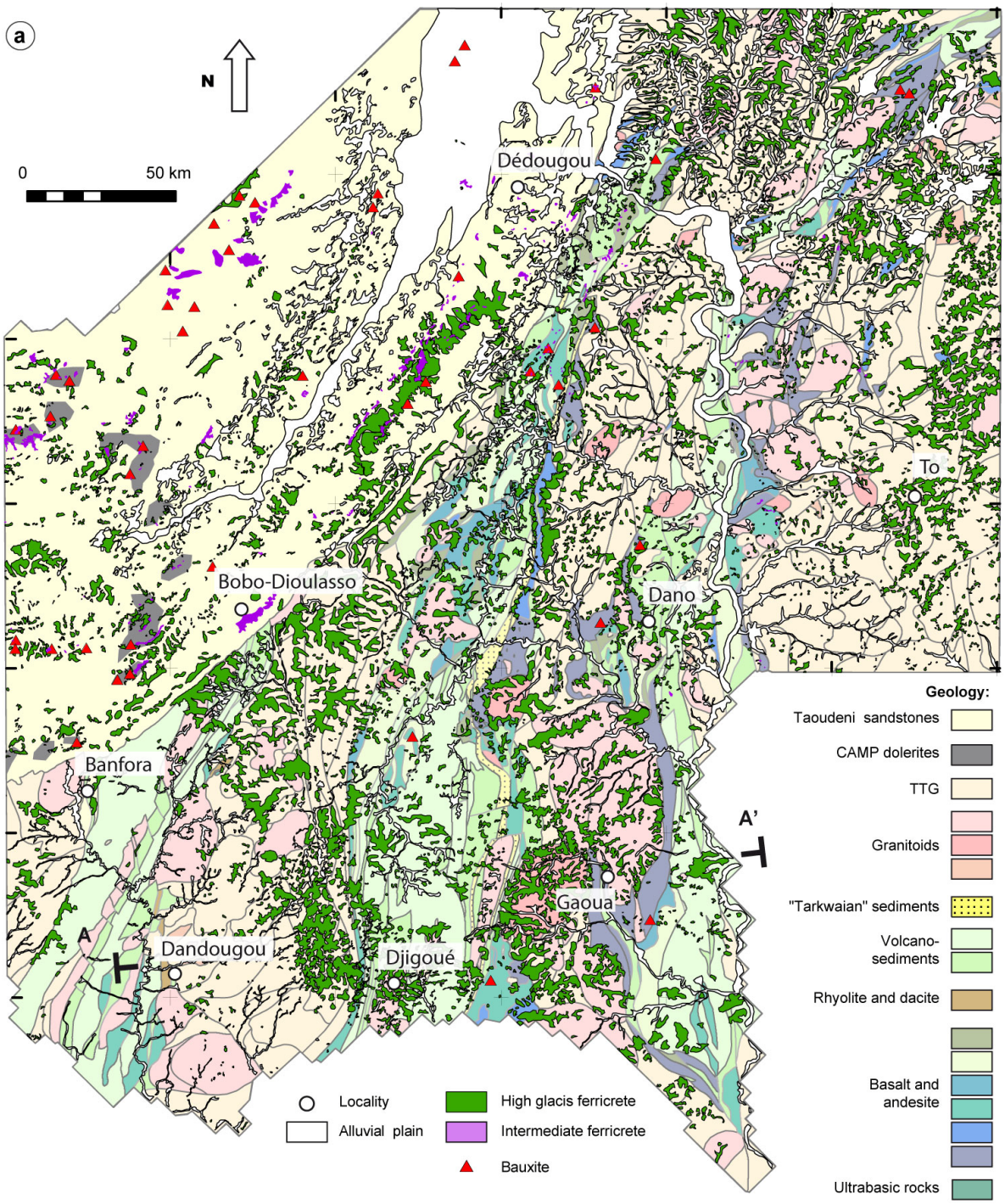


Figure 7.10 : (a) Lateritic regolith map superimposed on the geology of the Southwestern Burkina Faso target area. Geology is after Metelka et al. (2011). (b) Synthetic geomorphic / geological cross-section of the area. (c) Bauxite occurrences as a function of their substrate. (d) Histogram of the surface occupied by the High glacis ferricrete on each type of substrate. This value is an indicator of the affinity of High glacis preservation with the different lithologies of the area. (e) Proportion of each lithology covered by the High glacis ferricrete. It represents the percentage of substrate masked by the High glacis. For the whole Birimian, this percentage is about 11 %.

Inselberg bearing granite-greenstone terrains in the Mouhoun drainage basin have well preserved High glacis relicts on inselbergs' piedmonts (Figure 7.9b). The relicts are commonly isolated from the inselberg by a peripheral hollow (e.g., *Beauvais et al., 1999*; see also Figures 7.5a and 7.3b). In such a context, the original High glacis morphology is well preserved by the relicts, which are equally developed on greenstone and TTG/granite bedrocks. This configuration reflects the richness in iron of the High glacis pediment, which results from recycling of earlier Intermediate duricrust, that is much thicker in a greenstone environment (*Leprun, 1979*). A consequence of the high strength of the High glacis ferricretes in this context is the clear and sharp relief inversion of the plateaux as a result of post-High glacis dissection (Figure 7.6).

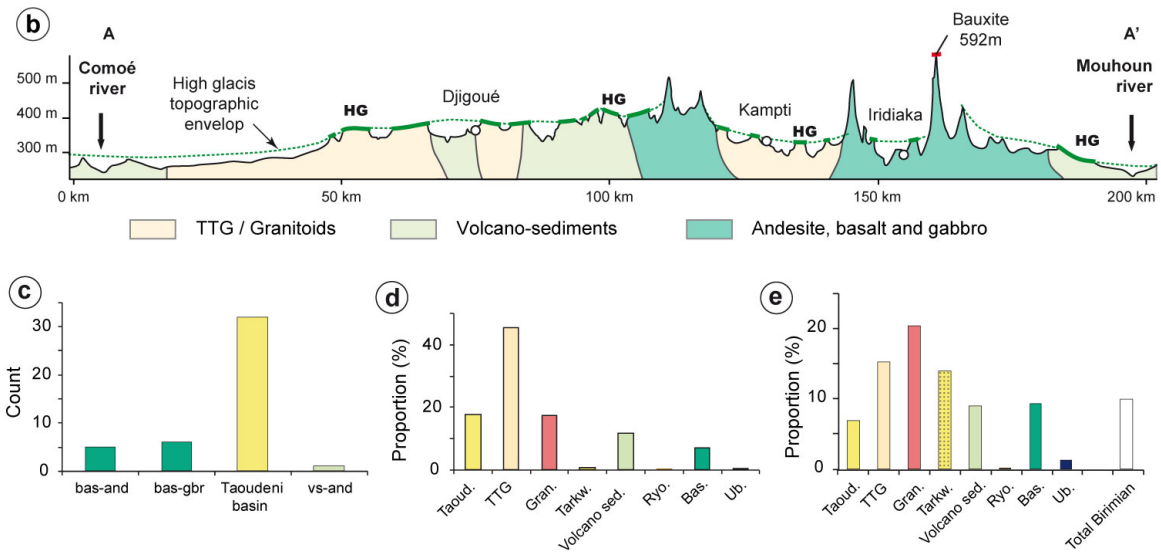


Figure 7.10 : suite

The TTG landscape in the White Volta drainage basin is monotonous, with large and numerous High glacis relicts that form a gently dissected rolling plain with a wavelength of ca. 10 km and an amplitude of less than 40 m (Figure 7.9d). Post-High glacis erosion produced a typical polygenic glacis with a gentle slope and wide alluvial plains. As opposed to the comparable neighboring geological province located just east of it in the Mouhoun drainage (Figure 7.8), this landscape is elevated and has been relatively preserved from dissection and stripping. This example further evidences the contrasted landscape preservation from one watershed to the next.

7. Reconstruction of the High glacis stage topography

7. 1. Method

At the scale of the SW Burkina Faso, the exceptional density of the High glacis relicts preserved allows reconstructing the topography of the High glacis landscape stage before its

andonment around 11 Ma ago (Figure 7.8). That topography is a triangulated surface interpolated from a set of geo-referenced points generated from the polygons of the High glacis relicts (using the DSI method (gOcad software; *Mallet*, 1992; *Grimaud et al.*, *in prep.* See chapter 8). Each polygon was converted to a grid of 1km-spaced points inside its limits (Figure 7.8). The elevation of the SRTM DEM was then vertically transferred to each point. During the interpolation, the High glacis surface was forced to remain above the modern topography. This allowed including the inselbergs in the High glacis topography to reflect the composite nature of the High glacis landscape (*Michel, 1973; Grandin, 1976*). The resulting High glacis stage topography is shown on Figure 7.11. Denudation depth during the 11-0 Ma period was calculated from the vertical distance between the High glacis topography and the modern topography DEM (Figure 7.11).

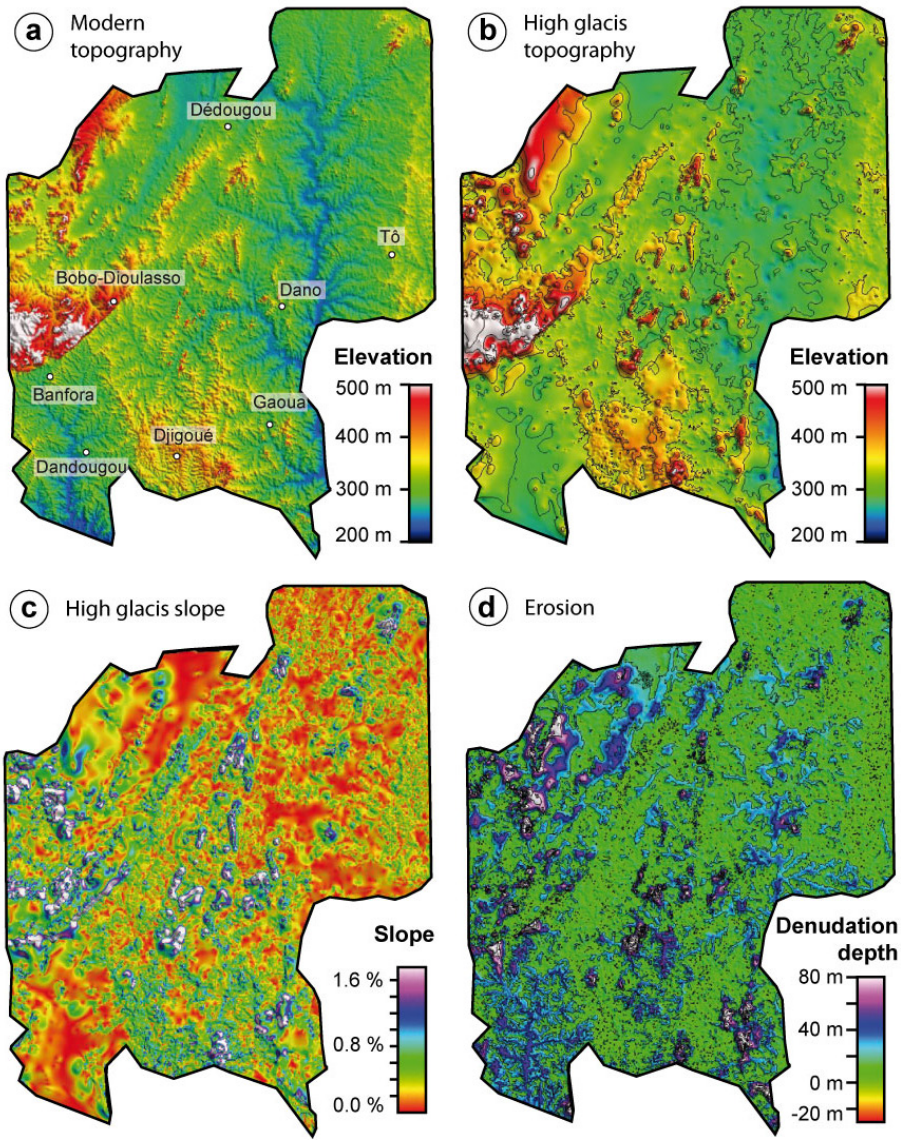


Figure 7.11 : (a) Topography of the study area. (b) High glacis stage paleotopography. (c) Map of the slope of the High glacis. (d) Denudation map obtained by subtracting present-day topography to that of the High glacis stage.

At the time the High glacis was functional, the main current river drains where established (Figures 7.11 and 7.12). Automatic drainage extractions from both modern and High glacis topographies converted to 1km resolution DEM are indeed strikingly similar (Figure 7.12). Slight differences between the two extractions suggest that local drainage reorganizations may have occurred after 11 Ma. It is particularly the case at the junction of the Upper Volta and the Mouhoun drainages (Figures 7.12a and 7.12b). Importantly, dissection of the High glacis landscape has also been accompanied by the an increase of the drainage density. During the High glacis stage, the typical width of interfluves (i.e. the distance between two talwegs) was about 20-40 km. Valley sides were 10-20 km wide pediments (Figures 7.9 and 7.13). This width was even greater along the main drains (Figure 7.13). Nowadays, the width of interfluves rarely exceeds five kilometers (Figures 7.5 and 7.9).

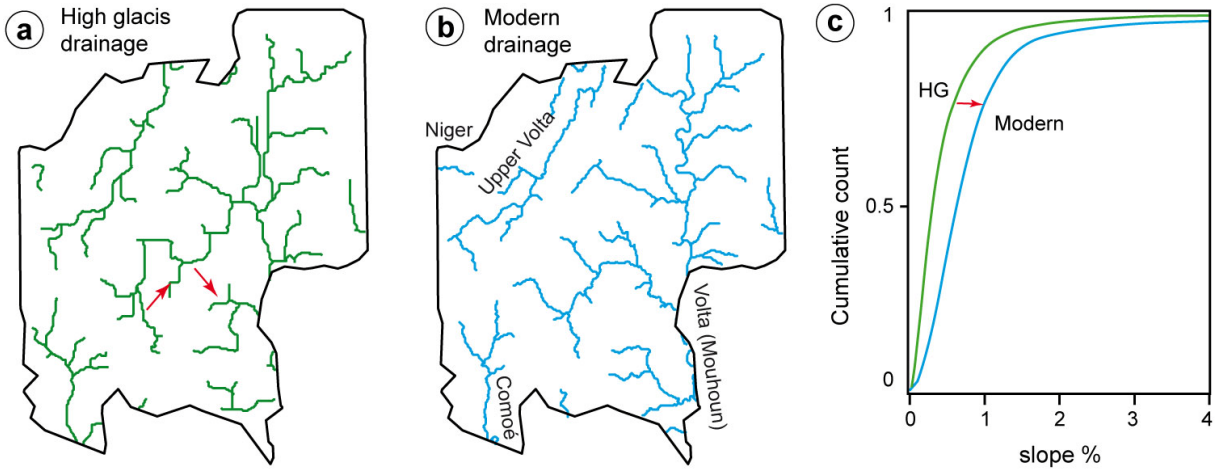


Figure 7.12 : (a) Map of the main rivers extracted from the High glacis paleotopography. (b) Extraction of the main modern rivers of the SW Burkina Faso. (c) Comparative distribution between the slope of the High glacis stage and modern topography.

8. Implications for landscape evolution processes and ore exploration

8.1 Long-term erosion dynamics

Relicts of the High glacis are found everywhere in Southwestern Burkina Faso, even in areas of significant post-High glacis dissection (Figures 7.5 and 7.8). This indicates the widespread development of the High glacis before its dissection. In comparison, the low preservation of Intermediate and bauxitic relicts suggests that these paleolandsurfaces were strongly dissected before 11 Ma. The High glacis landscape stage therefore corresponds to the end of a major erosion phase (i.e. 24-11 Ma; *Beauvais and Chardon, 2013*). This period corresponds to a major phase of planation that led to a pediplain characterized by wide concave glacis slopes under residual reliefs (inselbergs and relictual bauxitic and/or Intermediate landscapes) and concave-convex topographies in areas where pedimentation have erased preexisting reliefs (typically on large TTG and granitoid terrains). After 11

Ma, denudation has been rather uniform at scale of West Africa (*Grimaud et al., in prep.; Chapter 8*). Hence, post-High glacis erosion dynamics of Southwestern Burkina Faso may be representative of most West African landscapes since 11 Ma. Our analysis has shown that the main drains of SW Burkina Faso are established since the end of the High glacis period about 11 my ago (Figure 7.12) although the connection between the upper Mouhoun and the rest of the Volta main stream may still be challenged at that time. This would be in agreement with the proposition by Chardon et al. (*submitted*) that the drainage of West Africa was already established before 24 Ma. Thereby, most observations show that Southwestern Burkina Faso is very stable since the Early Miocene.

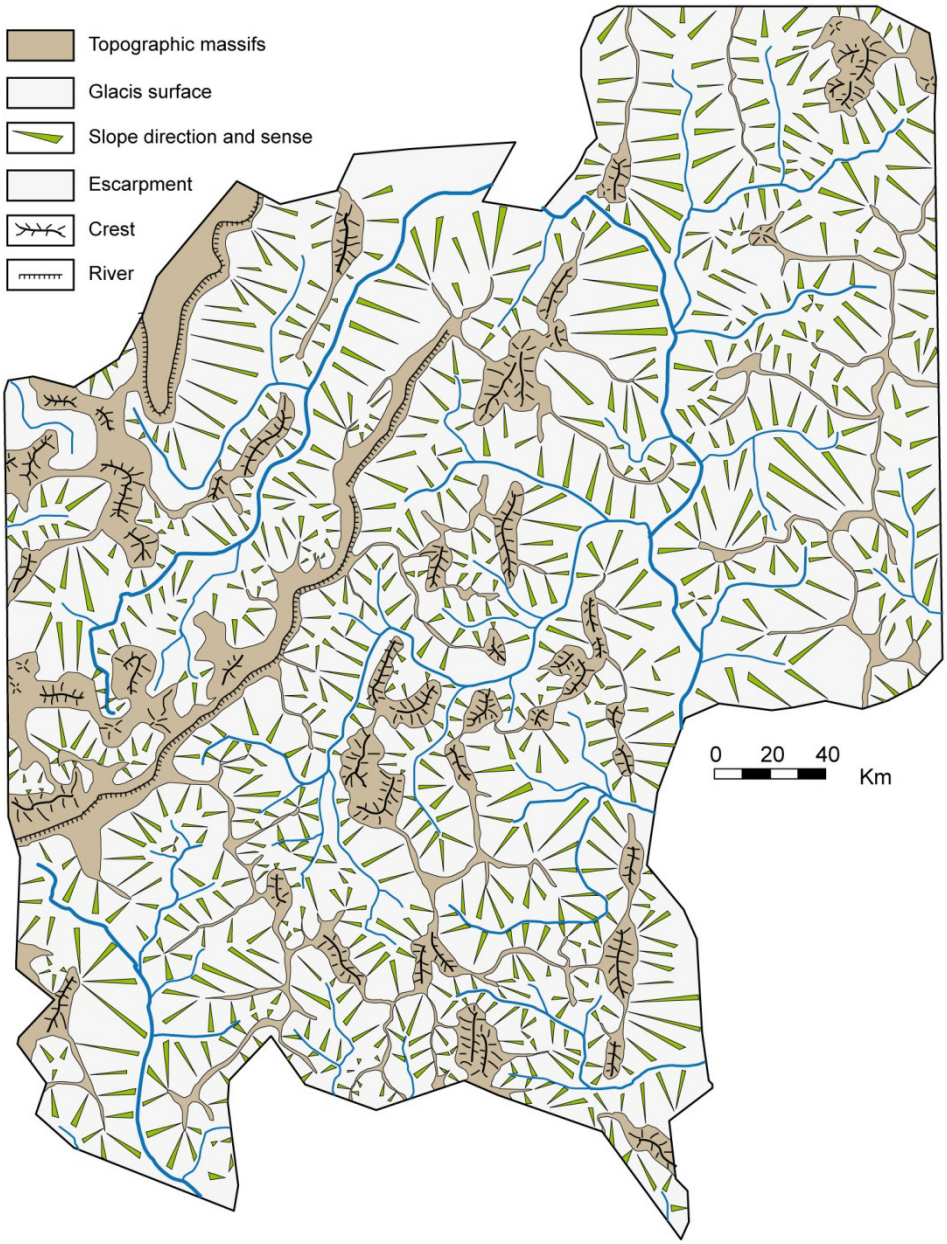


Figure 7.13 : Map of the SW Burkina Faso area during the High glacis stage showing the paleo-drainage and the main directions of mechanical dispersion.

Less than 20 m of rock has been removed on average since 11 Ma, corresponding to a volume of about 2 x 10^3 km^3 and a spatially averaged denudation rate of about 2 m/my. This is an extremely low denudation rate, even compared to those of most cratonic domains (*Bishop, 1985; Beauvais and Chardon, 2013*). It is likely that slowly eroding conditions have favored preservation of High glacis landforms capped by duricrusts. We propose that this evolution typifies stable cratonic domains and platforms. The preservation of 11 m.y.-old plandforms attests to spatially contrasted erosion dynamics since the abandonment of the High glacis (i.e. unequal activity; *Crickmay, 1975*) rather than a general lowering of the surface. Furthermore, the unachieved erosion of the 11 Ma-old landscape, attested by the increasing slopes and local relief (Figure 7.12c), indicates that the current topography is transient. The High glacis landscape is dissected everywhere, although the degree of preservation, suggesting that rejuvenation of the Late Miocene pediplain propagated in the whole landscape. The regional pattern of dissection (Figure 7.8) indicates however that this propagation was not achieved by dominant scarp retreat as advocated by King (*1962*) for most regions of Africa. As an illustration, the bounding escarpment of the Taoudeni basin is stable since at least 11 Ma (Figure 7.11). Our results indicate that the High glacis landscape has been unevenly dissected in response to the lowering of rivers. Post-High glacis erosion surfaces known elsewhere in West Africa (Middle, Low and modern glacis) never attained the former extension of the High glacis in the study area because they are confined to relatively narrow valleys. This highlights a very limited capacity of the drainage network. In Eastern Australia, similar "undercapacity" conditions have been suggested (*van der Beek and Bishop, 2003*). This reinforces the view that erosion dynamics of very wide surfaces of West Africa is characteristic of cratonic domains.

At a finer scale (kilometric), preservation of the High glacis landforms is influenced by lithology (Figure 7.9). However, at the scale of the region, the dissection pattern varies from one catchment to the next (Figure 7.8). The coincidence of highest denudation rates with the main stream channels (i.e., highest denudation rates along the Comoé and Mouhoun) suggests that, as advanced by many workers, the efficiency of erosion is controlled by the power of the stream (*Howard et al., 1994; Whipple and Tucker, 1999*). Hence, dissection of the High glacis would have been much more efficient closed to the main drain where the stream is more important. In the rest of the drainage, the lower stream power would have preserved High glacis landforms from complete removal. Scarps bounding High glacis relictual plateaux often coincide with second-order interfluves, suggesting that a component of scarp / slope retreat in the rejuvenation of the High glacis pediplain. According to Thomas (*1994*), the development and characteristic time-evolution of the slope reflects the dominant process of erosion. The exact geometric evolution of the hillslopes (i.e. pure parallel retreat, retreat and lowering; e.g. *Schumm*, 1956) is yet unknown. However, the typical distance of retreat of the High

glacis relicts edges since abandonment of the pediplain (1-10 km) over the study area suggests a rate of scarp retreat of 100-1000 m/my. This rough estimation comprises somehow a long-term assessment of the rate of rejuvenation of the landscape of West Africa. It is indeed likely that this rate is proportional to the time necessary for cratonic landscapes to readjust. Therefore, under the erosion dynamics at play since 11 Ma and assuming an initial interfluve semi-width of about 20 km (Figure 7.13), a minimum of 20 my is expected for the Southwestern Burkina Faso-type cratonic landscape to be completely rejuvenated.

8.2 Implications for ore exploration

In SW Burkina Faso, High glacis relicts consist the only existing and mappable ferricretes that formed and were preserved only on pediment material made of reworked laterites (ferricretes, bedrock and quartz clasts and saprolite). At the resolution of the present study, High glacis relicts are the only paleolandsurface remnants / regolith units that can act as masks with respect to the underlying bedrock and its potential mineralizations. The knowledge of High glacis pediplain geomorphology can therefore be used as a prospection guide for ore-exploration. On one hand, the mapping of High glacis relicts close to ore-indices can reveal potential hidden mineralizations. On the other hand, the reconstructed topography of the pediplain may be used to assess the directions of mechanical dispersal on glacis slopes and may thus allow tracing back upslope the source of reworked mineralizations. Using the reconstructed High glacis topography, a geomorphologic map of the High glacis stage landscape was constructed (Figure 7.13). This map shows the directions, sense and length scales of alluvial / colluvial transport on pediment slopes at the scale of the sub-region. These directions were hand-drawn based on combining actual slopes of High glacis relicts and the topography of the reconstructed topography (Figures 7.9 and 7.14).

The map in Figure 7.14a was produced by extracting the High glacis remnants overlying (i.e. intersecting) mineralized geological units using a standard GIS request. The main resource indices reported in the study area are gold (placer and surface geochemistry), copper, diamond (placer) and manganese (Figure 7.14). Considering the potential errors in positioning the indices from various map sources, there appears to be only one or two sites where a non-alluvial indice would be clearly associated with a High glacis ferricrete relict (Figure 7.14a). This suggests that the High glacis relicts could have effectively masked potential mineralization at numerous locations, especially gold, given the large number of indices reported from the study area in various rock types (Figure 7.14). Such a map may be used to refine regional exploration. For instance, volcano-sedimentary greenstone units combine a good density of indices and a relatively dense High glacis ferricrete cover (Figure 7.14). This points to mineralizations in this lithology that would be concealed under the High glacis ferricrete cover units identified by our method. The same statement would apply to other lithologies, particularly

with respect to gold (mafic volcanics, TTG and granites; Figure 7.14b). If in such units, a mineralized layer is mapped on a regional scale, a careful field survey should be undertaken in order to systematically sample or drill that layer beneath the High glacis ferricrete relicts (i.e. below the ferricrete marked by an star in Figure 7.14c). In the other hand, Figure 7.14d shows an example of gold index found associated with a High glacis ferricrete sitting on a non-mineralized lithology. This suggests that this index originated from the mineralized lithology located to the West and was redistributed during pedimentation.

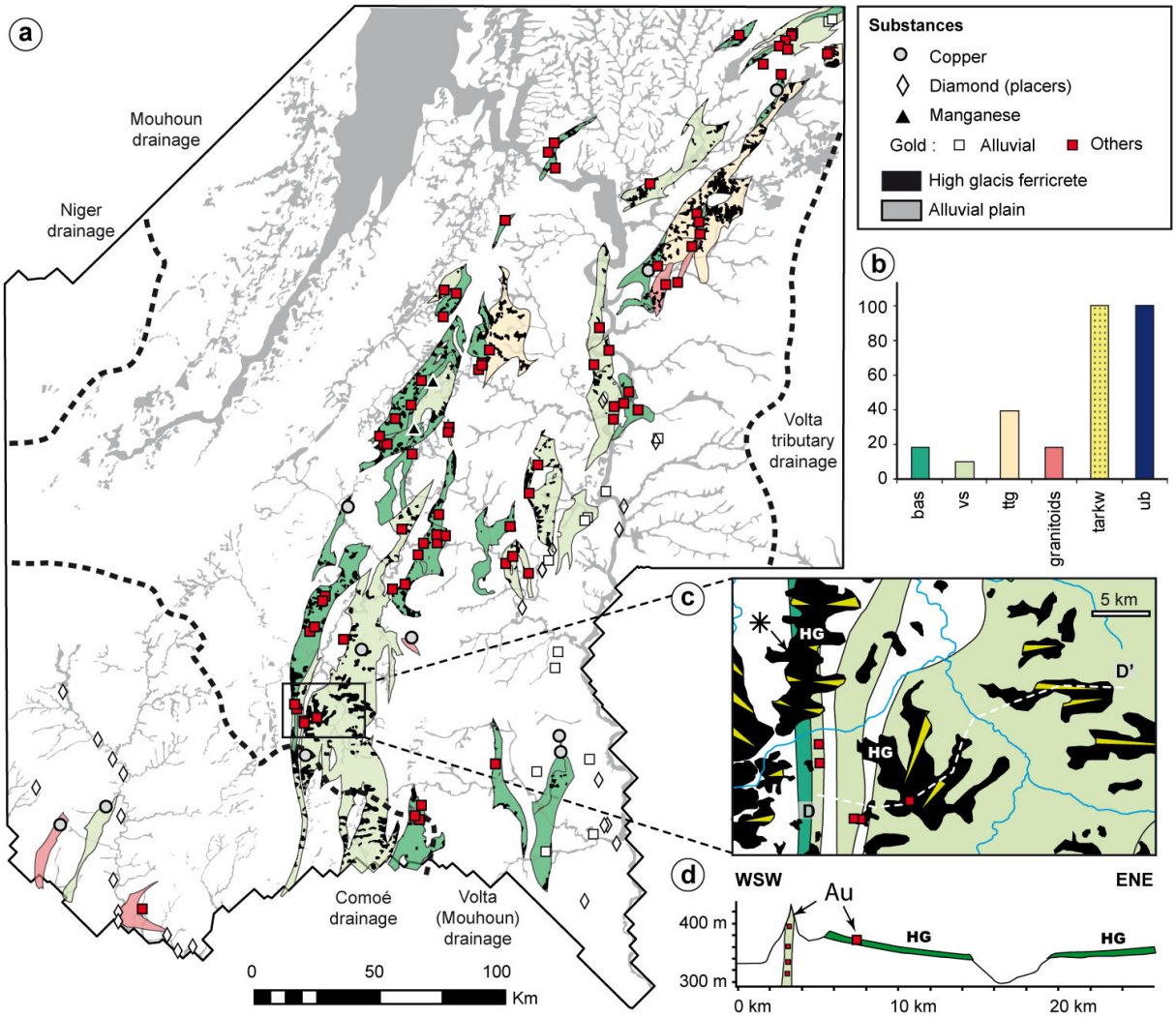


Figure 7.14 : (a) Map showing the High glacis relicts covering mineralized lithological units. (b) Percentage of areal coverage of the mineralized units by the High glacis ferricrete. (c) Prospect map showing High glacis ferricrete covering mineralized lithologies. The ferricrete unit marked by a star is therefore a potential mask of mineralizations. (d) Morpho-geologic cross section DD'. This cross-section suggests that the ore-index found in the High glacis ferricrete was displaced by colluvial activity from the mineralized lithology forming the inselberg.

Non-uniform post-High glacis denudation suggests that preferential storage or stripping of regoliths (and the deposit they host) may have been enhanced in specific drainage areas. Our method

has allowed the mapping of the 11 my-old High glacis landscape and the recent alluviums. However, large portions of today's landscape and associated regoliths could not be systematically characterized. Indeed further and repeated mechanical dispersal and weathering must have taken place during dissection of the Late Miocene pediplain on regional slopes bounding High glacis relicts. Therefore, the approach developed for the High glacis at a low resolution (10^4-10^5 m) may typically be transposed to finer scales for the post-High glacis erosion surfaces, requiring much higher resolution geomatic data. Such an approach would help refining prospection strategies on a prospect scale (10^2-10^3 m).

9. Conclusions

Glacis (pediments) are the most common and best-preserved landforms in West Africa that render geological exploration very difficult as they carry reworked lateritic regoliths masking the original nature of the underlying bedrock. We have explored West African landform evolution scenarios leading to various relations amongst successive erosion surfaces, in-situ formed regoliths, reworked and transported regoliths and duricrusts, having first-order implications for ore exploration. The regolith mapping technique developed in this paper and applied on a regional scale shows that careful field observations combined with geologic and geomatic data sets can lead targeting regolith units that may mask resource potential of its underlying bedrock. Our method has allowed mapping of the High glacis regolith in the test area of Southwestern Burkina Faso that typifies granite-greenstone terrains of the West African craton and their sandstone cover. The regolith map was used to reconstruct the topography a Late Miocene pediplain, which was processed to estimate very slow denudation rate (> 2 m/my) and non-uniform erosion since 11 Ma that have led to the preservation of duricrusted, regolith-capped relicts of this pediplain. The spatial variability in the preservation of these regolith units is mainly controlled by bedrock lithology and their location with respect to major watersheds.

Acknowledgments

This study was funded by the WAXI project (AMIRA project P934A). We thank L. Baratoux and M. Jessell for fruitful discussions and for sharing map data and information.

10. Résumé en français et implications thématiques

Dans ce chapitre, la dissection du paysage du Sud-ouest Burkina Faso est caractérisée depuis l'abandon du Haut glacis, dernière surface d'aplanissement majeure en Afrique de l'Ouest. Une méthode de cartographie des reliques de Haut-glacis a été développée en combinant observations de terrain, analyse topographique et traitement de données radiométriques.

Le Sud-ouest du Burkina Faso représente une zone extrêmement stable, même vis-à-vis des domaines cratoniques. Par exemple, les lignes de partages principales ont peu évolué depuis 11 Ma. La dissection des reliques de Haut glacis semble être influencée par la lithologie et leur position au sein du drainage. L'érosion n'est pas uniforme car les reliques de Haut glacis n'ont pas été totalement remplacées par les surfaces d'aplanissement suivantes. Malgré le faible taux de dénudation moyens mesuré (~2 m/Ma), le paysage du Sud-ouest Burkina Faso n'est donc pas à l'équilibre. Le relief a changé depuis l'abandon du Haut glacis. L'érosion post-11 Ma n'a pas permis la diminution de pente des versants qui a au contraire augmenté. L'incision des rivières enregistrée sur toute la zone a initié le processus de pédimentation avec le développement des surfaces plus récentes que le Haut glacis. Cependant, les mécanismes de distribution à l'œuvre sur les versants ainsi que l'évolution géométrique de ces derniers restent à préciser. L'impact des cuirasses, plus résistantes à l'érosion, est suggéré. Il pourrait être testé en modélisation, à l'échelle du versant par exemple.

Les mécanismes de redistribution sur les versants peuvent entrainer la dispersion de particules affleurantes sur le craton. Du matériel alluvial et colluvial transite à la surface des pédiments. En faisant l'intersection des indices miniers et de la carte géologique disponible, une carte de certaines lithologies minéralisées a été réalisée. Cette carte a été couplée à celle des reliques de Haut glacis à des fins de prospection minière. A l'échelle du Sud-ouest Burkina Faso, cette méthode a permis d'identifier des minéralisations potentiellement masquées par le Haut glacis ou des indices transportés piégés dans des cuirasses de Haut glacis. A l'avenir, cette méthode pourrait être utilisée à l'échelle du prospect minier. Cette étape nécessitera alors la cartographie du Moyen glacis et du Bas glacis, ce qui peut être fait à partir d'étude de terrain.

Conclusion de la partie II : Evolution du système fluviatile et dynamique d'incision depuis 45 Ma

La synthèse de nos observations en Afrique de l'Ouest a permis d'identifier les reliques de la surface Africaine ainsi que celles de différentes générations de surfaces ferrugineuses. Ces observations régionales ont également permis de construire une base de données de stations, où l'altitude et le type de surface latéritique sont connus. Cette base de données a été utilisée pour la reconstruction des topographies S1, S2 et S3.

Les topographies S1 et S2 suggèrent une réorganisation majeure du drainage entre le milieu de l'Eocène et l'Oligocène terminal et la mise en place du drainage moderne à 24 Ma en incisant un bourrelet marginal hérité de l'Eocène ou avant. Cette mise en place est synchrone de la progradation du delta du Niger vers 32 Ma et du début du volcanisme au niveau des bombements ouest africains vers 35 Ma. Ces résultats suggèrent que la mise en place du bourrelet marginal, et notamment l'actuelle dorsale guinéenne, n'est pas contemporaine du volcanisme qui débute il y a 35 Ma.

Parallèlement, la forme des profils en long des rivières a peu évoluée depuis 24 Ma, soulignant une origine ante-miocène de la topographie ouest africaine. L'exutoire et les lignes de partage des grands fleuves fixes a permis l'augmentation de la concavité des profils en long des rivières. Le long des profils, on observe un ajustement contrasté des segments de rivière séparés par des knickzones majeures fixes ancrées sur des contacts lithologiques. Le fait que ces knickzones ne séparent pas des segments en incision de segments fossiles révèle que le mécanisme d'incision depuis 24 Ma en Afrique de l'Ouest n'a pas été le recul parallèle de ces knickzones. L'installation des grandes knickzones a cependant pu se faire par recul lors de la mise en place du drainage avant 24 Ma. Pour autant, la hauteur actuelle des knickzones n'a plus grand-chose à voir avec la variation du niveau de base qui a pu les former. Les gammes d'incision mesurées le long des profils des rivières (5-10 m/Ma) peuvent en revanche être utilisées comme jauge des mouvements verticaux. En effet, partant du constat que les rivières s'incisent lentement, toute anomalie dépassant 10 m/Ma d'incision pourrait traduire des sollicitations épirogéniques.

A plus petite échelle, l'étude de la dissection des reliques de Haut glacis indique que le paysage est en très lente évolution depuis 11 Ma. Le degré de dissection du paysage est influencé par la position par rapport au drainage et la lithologie. Malgré les profils en long qui peuvent suggérer un abaissement homogène de la topographie, les résultats de cette étude montrent une augmentation des pentes et le retrait des rebords de cuirasse de Haut glacis depuis 11 Ma. Ces résultats soulignent la

nécessité d'étudier les processus de pédimentation pour la compréhension des mécanismes d'évolution des paysages en contexte semi-aride et/ou tropical.

Les résultats de cette partie indiquent que les grands bassins-versants ouest africains sont établis depuis 24 Ma. Les grands exutoires sont restés fixes depuis cette période. Dans la partie suivante, le bilan d'érosion et les flux de matière du Cénozoïque seront caractérisés puis comparés à l'enregistrement sédimentaire ouest africain et mondial.

Partie III: Flux de matière cénozoïque

Les résultats de la partie II ont permis de caractériser la dynamique long-terme de l'érosion à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Cette dynamique d'érosion contrôle la dénudation et l'export des sédiments vers les océans. Dans cette nouvelle partie, le bilan de l'érosion ouest africaine depuis 45 Ma est quantifié et discuté du point de vue régional mais aussi global. A l'heure actuelle, peu d'études ont en effet pu documenter la contribution long-terme (10^{6-8} ans) des domaines non-orogéniques à l'export sédimentaire mondial à partir de mesures sur le continent. Cet export a pourtant un impact majeur sur les grands cycles biogéochimiques (recyclage crustal, consommation de CO_2, alimentation des bassins sédimentaires,..).

Le Chapitre 5 a montré que le drainage ouest africain est similaire à l'actuel depuis au moins 24 Ma. L'établissement du drainage ouest africain durant l'Oligocène a été permis par la dissection d'une ligne de partage des eaux majeure. Les changements cités ci-dessus ont donc pu avoir des conséquences sur la distribution du flux de matière cénozoïques. Cette partie montre également la distribution spatiale de la dénudation et des flux sédimentaires par grands bassin-versants. Ces résultats sont utilisés pour poser les bases d'une approche « source-to-sink » entre les sous-drainages et les bassins sédimentaires qu'ils alimentent.

Dans cette partie, le Chapitre 8 utilise l'évolution de la dénudation à l'échelle de la sous-région pour estimer le bilan d'érosion global des zones non-orogéniques. Les volumes érodés sont calculés par soustraction des topographies S1, S2, S3 et actuelles. Le Chapitre 9 présente le même type d'approche que le Chapitre 8 compartimenté par grands bassins de drainage. Ces résultats seront comparés avec l'enregistrement sédimentaire, principalement dans le delta du Niger.

Chapitre 8. Dénudation à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest

Ce chapitre présente une nouvelle méthode d'estimation du bilan d'érosion mondial à long-terme (10^{6-7} ans) des zones non-orogéniques. Cette méthode est basée sur le calcul de la dénudation volumétrique par soustraction des topographies S1, S2 et S3 associées aux paléo-surfaces d'Afrique de l'Ouest à 45, 24 et 11 Ma. Les volumes calculés en Afrique de l'Ouest sont ensuite extrapolés sur la surface continentale non affectée par des orogénèses au Cénozoïque. Les résultats de cette méthode sont comparés aux méthodes existantes.

1. Bilan d'érosion cénozoïque de l'Afrique de l'ouest, implications pour les bilans globaux

Article dénudation (Grimaud et al, in prep)

Erosion budget of cratons since Eocene peak greenhouse

Jean-Louis Grimaud[1,2,3*], Dominique Chardon[1,2,3], Delphine Rouby[1,2,3], Anicet Beauvais[4]

[1] Université de Toulouse, UPS, GET, 14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France
[2] CNRS, GET, 31400 Toulouse, France
[3] IRD, UR 234, GET, 31400 Toulouse, France
[4] Aix Marseille Université, IRD, CNRS, CEREGE UM34, BP 80, 13545 Aix en Provence, Cedex 4, France

Manuscript in preparation, for submission to ***Nature Geoscience***

* Corresponding author; Email: grimaud@get.obs-mip.fr

Surface dynamics of cratons sets the reactivity of the largest portion of the continents and has therefore a first-order role in biogeochemical cycles and supplies to the world's ocean (*Howell and Murray, 1986; Willenbring et al., 2013*). Assessing the long-term (10^6 – 10^8 yr) contribution of cratons to weathering and erosion budgets requires onland estimates of spatially meaningful denudation rates integrated over geological time scales. Such estimates are still lacking. Here we develop an approach based on the differential elevation of dated successive topographies of West Africa (*Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013*) to calibrate in-situ volumetric denudation over a 3.9 million km^2 cratonic surface for the past 45 Ma. We obtain a regionally averaged volumetric erosion rate of 5 x 10^{-3} km^3/km^2/m.y. corresponding to a denudation of 300 m and a denudation rate of 6 m/m.y., which remained nearly constant for three time spans (45-24, 24-11 and 11-0 Ma) despite spatial variations related to epeirogenic movements. Denudation is converted into a yield of 20 +/- 6 t/km^2/yr with a minimum solute component of 5 +/- 3 t/km^2/yr accounting for the porosity of the regoliths being eroded. Our results would imply a contribution of 2 +/- 0.6 Gt/yr of the non-orogenic landmass to the global continental yield since the last peak greenhouse.

Measures of continental denudation and export rates on geological time scales are crucial for evaluating the relation between climate and erosion as particularly emphasized over the last two decades for understanding Cenozoic climate cooling (*Molnar, 2004; Clift, 2010*). Unfortunately, denudation rates are mostly indirectly obtained from clastic sediment volumes estimates in sedimentary basins, low temperature thermochronology, solid and solute river load measurements, concentration of cosmogenic radionuclides in alluvial quartz or under exposed landsurfaces, or isovolumetric chemical mass balance in sols (*Brimhall et al., 1991; Summerfield and Hulton, 1994; Gallagher et al., 1998; Wilkinson and McElroy, 2007; Willenbring et al., 2013*). These approaches are biased to various degrees for methodological reasons and may lead at best to very large uncertainties on the denudation rates or do not all encompass appropriate large spatial and temporal scales to be geologically meaningful (*Gardner et al., 1987*) (See also Supplementary Material).

Cratons see their relief increasing by slow river dissection and therefore tend to preserve remnant landscapes contemporaneous of former erosional stages (*Bishop, 2007*). West Africa displays an exceptionally rich and regionally consistent geomorphic record of stepwise dissection of an Eocene low-relief topography known as the African Surface (*Burke and Gunnell, 2008; Beauvais and Chardon, 2013*). This record consists of a benchmark sequence of relictual paleolandsurfaces carrying specific regolith capped by type-lateritic duricrusts. The African Surface (called hereafter S1) is the end product of Eocene greenhouse-enhanced weathering that ended with the formation of bauxites throughout West Africa as in most platform of the world (*Prasad, 1983*). Remnants of the so-called Intermediate surface (S2) and the later High glacis (S3) surface (glacis is a French term for pediment)

are particularly widespread and characterize two main dissection stages of S1. Radiometric ^{39}Ar-^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides in the regolith of each paleolandsurface constrain onset of their dissection at ca. 45, 24 and 11 Ma for S1, S2 and S3, respectively (*Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013*).

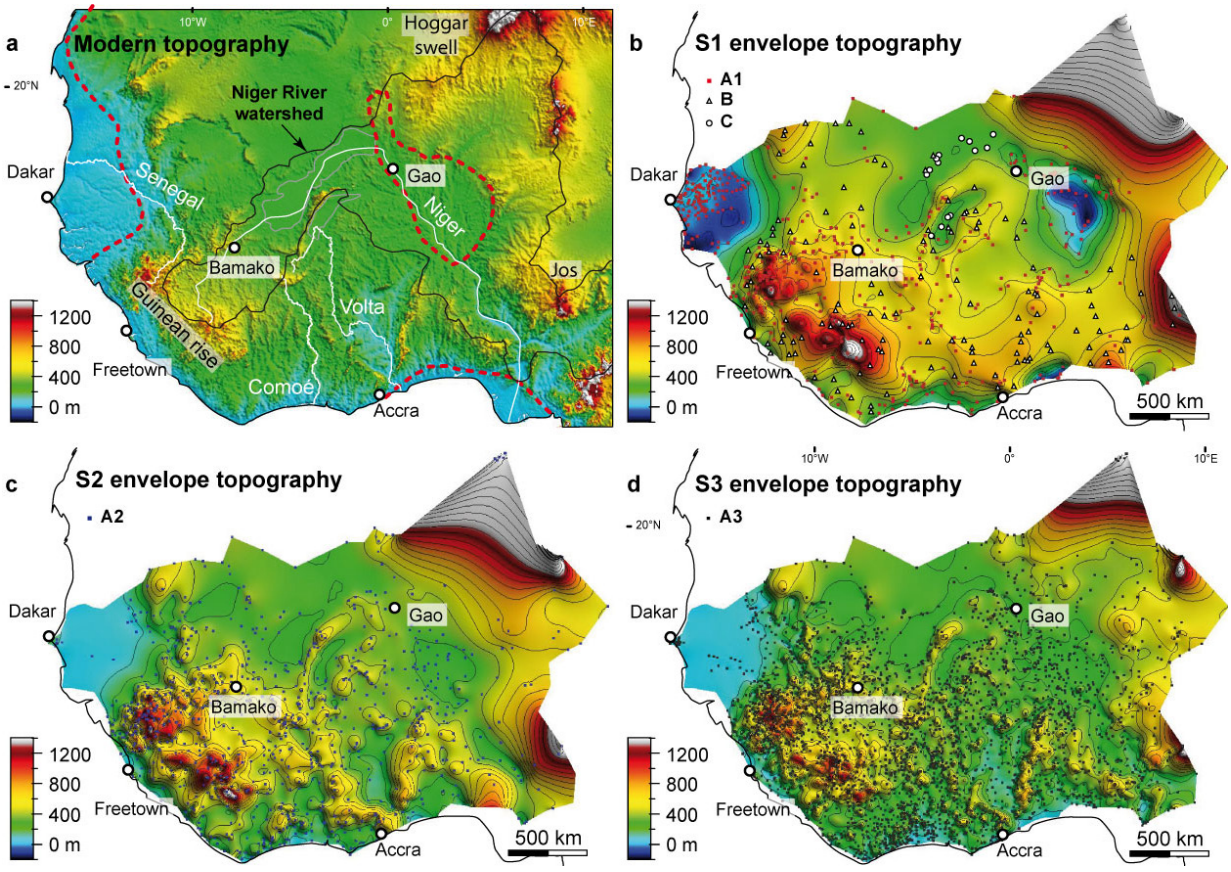


Figure 8.1 : Topography of successive paleolandsurfaces and current topography of West Africa. (a) Current topography and main rivers (white line). Boundaries of Cenozoic basins (red dashed lines) and modern alluvial plains (grey lines) are shown. (b) Topography of the S1 African bauxitic paleolandsurface. (c) Topography of the S2 Intermediate paleolandsurface. (d) Topography of the S3 High glacis paleolandsurface. A1, A2 and A3 points are data points used for interpolating S1, S2 and S3 topographies, respectively. B points are current reliefs (mainly inselbergs) used to constrain the minimum elevation of the African bauxitic surface (S1). C points are wells used to constrain the elevation of S1 and S2 under alluvial plains. Contours are 100 m. Elevations in blue on Figure 8.1b coincide with sedimentary basins where the offshore extension of the S1 African bauxitic surface (top of the Ypresian carbonates) is buried beneath pots-Mid-Eocene sediments.

S1, S2 and S3 topographies were constructed by interpolating the elevation of relict geomorphic markers mapped at nearly 2900 field stations over the sub region (Figure 8.1) (See also Supplementary Material). The modern topography of West Africa is controlled by three main massifs lying above 1000 m in elevation, which are the Guinean rise and the Hoggar and Jos swells. Hot spot volcanic activity - and supposedly uplift – of the two swells started by 35 Ma (*Burke, 1996*). Interpolated topographies of paleolandsurfaces roughly mimic the modern one except that of S1,

which displays a marginal upwarp culminating in the Guinean rise and Jos massif (Figure 8.1b), indicating significant dissection of that upwarp between ca. 45 and 24 Ma.

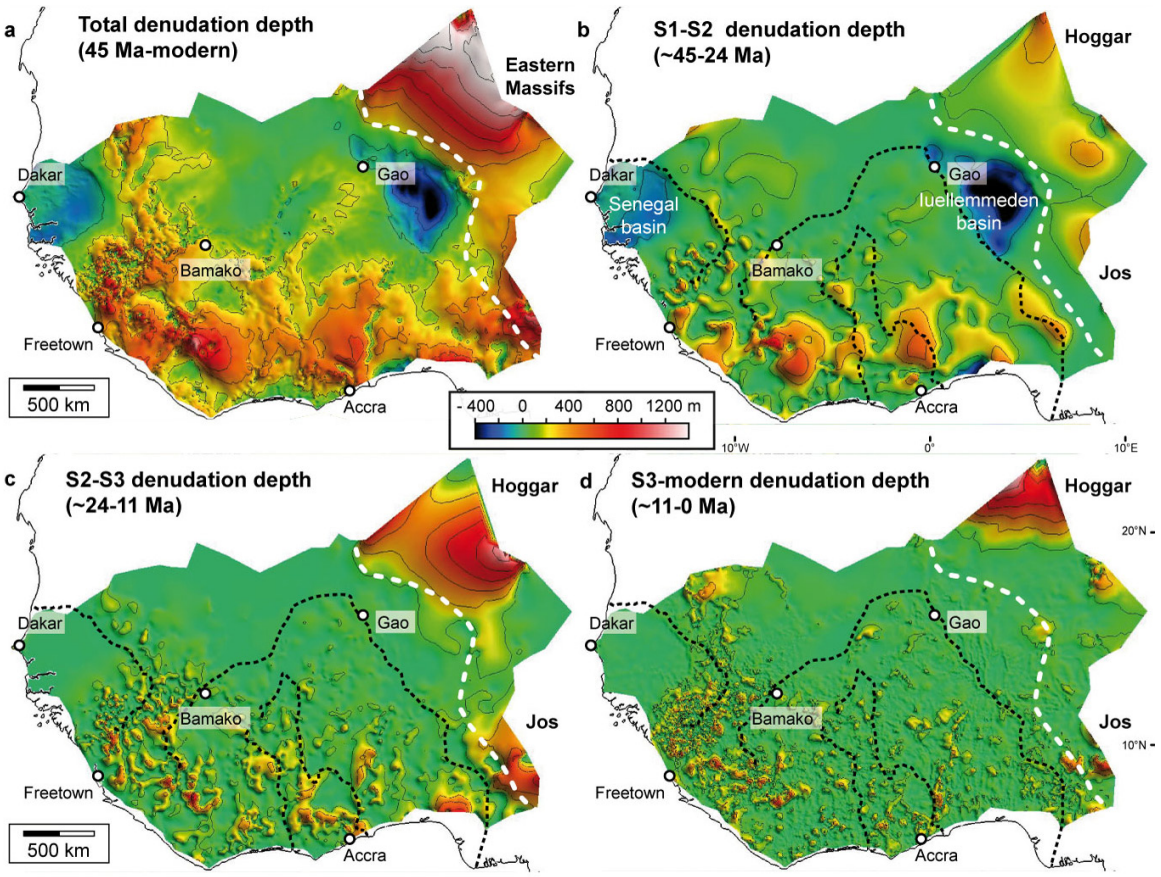


Figure 8.2 : Successive and total denudation maps of West Africa since 45 Ma. (a) Total denudation (45 Ma-modern interval). (b) 45-24 Ma interval. (c) 24-11 Ma interval. (d) 11 Ma-modern interval. These maps were computed from subtractions of maps in Figure 8.1. Thick white dashed line separates the eastern swells domain (Hoggar and Jos massifs) from the rest of West Africa. The course of the main West African rivers is also indicated (black dashed lines). Contours are 200 m.

Successive denudation depths were calculated from the differential elevation of each interpolated paleolandsurface for the three time intervals defined by their ages (45-24, 24-11 and 11-0 Ma; Figure 8.2). Because it encompasses the whole landscape, measure of denudation is not affected by storage and buffering effects on floodplains (*Métivier and Gaudemer, 1999*). Total denudation (i.e., since 45 Ma; Figure 8.2a) ranges from -400 m to more than 1,200 m. High values of denudation (400-800 m) coincide mostly with crestal regions of the S1 upwarp and more generally on areas of S1elevation higher than 500 m (Figure 8.2b). Very high denudation (800 to >1,200 m) corresponds to the slopes of the Hoggar and Jos swells (Figure 8.1a). Negative values correspond to sedimentary basins that have stored clastics during the first time interval (Figure 8.2). Remaining areas are characterized by low to very low total denudation, suggesting that they acted mostly as by-pass surfaces over the past 45 Ma. The denudation pattern has evolved through time (Figure 8.2). Between

45 and 24 Ma, the distribution of denudation is centered on 200 m with moderate values (mostly 200 - 500 m) distributed mostly over the S1 marginal upwarp (Figure 8.2b). Denudation of the upwarp is partly balanced by storage in sedimentary basins (Figure 8.2b). During the following intervals (i.e. 24-11 and 11-0 Ma), denudation shifts to a mode of 0-200 m and tends to focus on an increasingly denser network of valleys of diminishing width (Figures 8.2c and 8.2d). Erosion becomes regionally more distributed suggesting stable surface conditions (Figure 8.2d). Denudation remains high on swells' slopes between 24 and 11 Ma and is still very active on the Hoggar during the last time interval (Figures 8.2b and 8.2c).

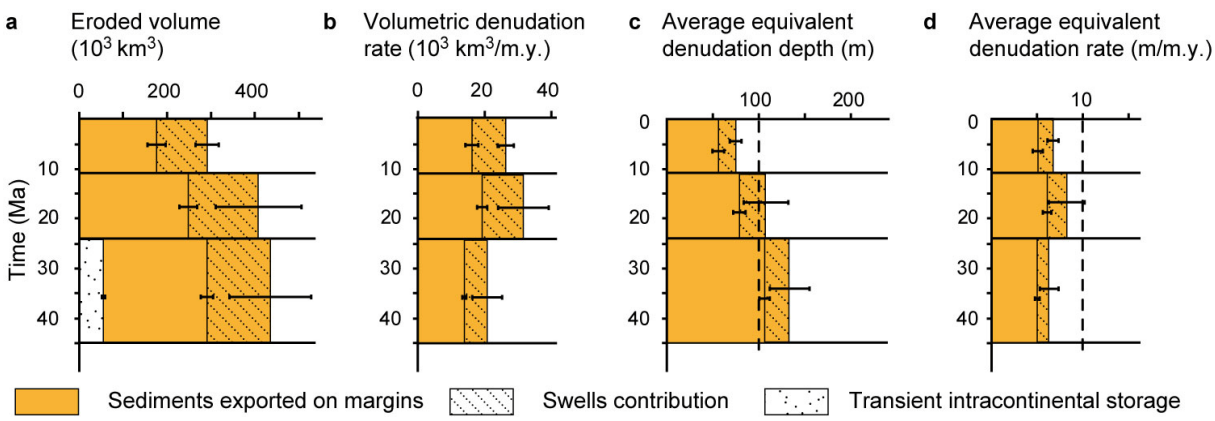


Figure 8.3 : Erosion budget of West Africa for three time intervals (45-24, 24-11 and 11-0 Ma). (a) Total eroded volumes. (b) Volumetric export rates. (c) Average equivalent denudation depths. (d) Denudation rates. Values in b, c and d are listed in Table 1.Contributions of the swell domain (Fig. 2) as well as intracontinental sedimentary storage have been distinguished. Uncertainties are derived from the interpolation method of the paleolandsurfaces (See Supplementary Material).

Volumetric budgets derived from denudation maps in Figure 8.2 may be converted into average equivalent denudation depths and rates over the entire study area (Figure 8.3). Denudation depths show a very slight decrease through time, whereas denudation rates show limited variations since 45 Ma, with a mean overall value of 6.5 m/m.y. (Table 1). An equivalent denudation depth of 300 m has been removed since 45 Ma (Table 1), corresponding to a total volume of about 1110 x 10^3 km^3 exported to the adjoining continental margins (considering the 40 x 10^3 km^3 of clastic sediments issued from erosion between 45 and 24 Ma and stored in intracontinental basins; Figures 8.2a and 8.3a).

Hot spot swells contribution represents nearly one third of the volumetric denudation of the area while the marginal upwarp focused most of the denudation outside the swells area (Figures 8.2 and 8.3). This suggests a topographic control onto the denudation being triggered or sustained by positive epeirogeny such as swell growth and margin flexural uplift. However, the mean denudation rate did not vary significantly over the three studied time spans despite the spatial and temporal

heterogeneity of the denudation record (Figure 8.2). Given its large areal extent (3.86 x 10^6 km^2 i.e., approximately the size of the Congo river catchment) and the fact that it comprises cratonic, post-rift passive margin, and hot spot-influenced continental surfaces of significant extent, the study area may therefore be seen as representative of a typical non-orogenic denudation regime. Such a regime is characterized by a low denudation rate (<10 m/m.y.) (*Bishop, 2007; Beauvais and Chardon, 2013*) and a mean export rate of ca. 5 x 10^{-3} km^3/km^2/m.y. as converted from the volume eroded over the sub region for the last 45 Ma and corrected from porosity (See Supplementary Material). Such a rate may be used to evaluate outcomes of river catchments, keeping in mind that the evolving size of the drainage basins and position of their outlets determine the erosional fluxes being exported to the sedimentary basins.

Interval	domain	Average equivalent denudation (m)	(m/m.y.)	Volumetric export rate (10^3 km^3/m.y.)			Equivalent yield ($t/km^2/yr$)	
		depth	rate	total	clastic	porosity	clastic	porosity
45-0 Ma	"cratonic"	247	5.5	14	11 ± 2	4 ± 2	8 ± 2	3 ± 2
	Total	298	6.6	25	19 ± 4	6 ± 4	15 ± 3	5 ± 3
45-24 Ma	"cratonic"	106 ± 5	4.4 ± 0.2	11 ± 1	9 ± 2	3 ± 2	7 ± 2	2 ± 1
	Total	118 ± 19	4.9 ± 0.8	19 ± 4	15 ± 6	5 ± 4	12 ± 4	4 ± 3
24-11 Ma	"cratonic"	74 ± 11	5.7 ± 0.8	18 ± 3	14 ± 5	5 ± 3	11 ± 4	4 ± 3
	Total	106 ± 26	8.2 ± 2	32 ± 8	25 ± 11	9 ± 7	16 ± 7	6 ± 4
11-0 Ma	"cratonic"	56 ± 7	5.1 ± 0.6	16 ± 2	12 ± 4	4 ± 3	10 ± 3	3 ± 2
	Total	75 ± 7	6.8 ± 0.6	26 ± 2	20 ± 6	7 ± 5	13 ± 4	5 ± 3

Tableau 1: Synthesis of denudation data and corresponding yields of West Africa over the past 45 Ma. For each time interval, the contribution of hot spot swells (Hoggar and Jos massifs) in the eastern part of the study area (Figure 8.2) is distinguished from the rest of the study area, loosely qualified as "cratonic".

Solid and solute exports (yields) are derived from denudation data by considering the nature of earth material being eroded. Denudation depths for the three time intervals are of the order on 100 m (Figure 8.3), which lies within or below the typical thickness of weathering profiles (i.e., regolith mantles). We estimated the clastic and porosity yield fractions of eroded regolith volumes from a 2,000 kg/m^3bulk ensity and a porosity of 25 % ± 15 (*Valeton, 1972; Thomas, 1994*) (Table 1). Regolith's porosity being mostly created by the leaching of solute elements, it may be considered as a proxy of rivers solute yield. The resulting post-45 Ma, non-orogenic yield is of 20 +/- 6 $t/km^2/yr$ with a "porosity" component of 5 +/- 3 $t/km^2/yr$ (Table 1), the uncertainties being derived from the error in paleolandsurfaces interpolation procedure (See Supplementary Material). Considering that all the chemical denudation (i.e., chemically induced lowering of the earth surface) is due to the collapse of

regolith porosity (*Valeton, 1972; Thomas, 1994*), such a porosity yield may be considered as the minimum chemical component of denudation.

The anorogenic (i.e., non-affected by Cenozoic orogeny), ice-free emerged land of the planet may be approximated to 102 x 10^6 km^2, equating 69% of the total continental surface. This surface combined with our results allows estimating a global contribution of anorogenic crust of 2 +/- 0.6 Gt/yr to the global continental mass flux to the ocean for icehouse periods comparable to that experienced since the Eocene, with a maximum chemical component of 0.5 +/- 0.3 Gt/yr. This yield is much lower than that estimated for the "low-slopping" (< 200 m/km) continental areas on a millennial time scale (5.5 Gt/yr) (*Willenbring et al., 2013*), which would be in agreement with estimates based on current river loads (*Summerfield and Hulton, 1994*). Our results suggest that these indirect methods may overestimate global continental yields and not be relevant at geological scale (*Gardner et al., 1987*). On the contrary, long-term estimates based on the Phanerozoic sedimentary record (5 Gt/yr for the total landsurface) (*Wilkinson and McElroy, 2007*) only measure volumes that survived to erosion and recycling by subduction (*Howell and Murray, 1986*), which suggests that they underestimate the export from the continent. Our approach may therefore constitute a new method to reconcile both the long-term (10^6 – 10^9 yr) and short-term (10^4 – 10^5 yr) estimates of cratons' denudation from source to sink. A global erosional mass flux of ca. 2 Gt/yr for the non-orogenic ice-free surface is still significant and may be relevant to take into account "stable" continental areas in exploring feedbacks among erosion, weathering and climate over geological time scales.

2. Reconstitution des paléo-topographies et estimation des volumes érodés

Cette section contient la partie « Supplementary Material » de l'article « Erosion budget of cratons since Eocene peak greenhouse » en préparation. Cet annexe à l'article présente la méthode utilisée pour reconstruire les topographies S1, S2 et S3 à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest et calculer les volumes érodés ainsi que l'erreur associée par soustraction de ces surfaces.

Limitations on long-term, spatially distributed denudation data from conventional methods

Besides uncertainties on porosity and carbonate content corrections, clastic sedimentary flux estimates from volumetric basin analysis may not be confidently converted into denudation rates unless the evolving area of the studied basins and that of their feeding catchments are both constrained, which is rarely the case (*Allen and Allen, 2005*). Though long-term and in-situ, low-temperature thermochronology data are only indirect and rough estimates of denudation that strongly depend on model geotherms chosen to invert cooling histories (*Gallagher et al., 1998*). Furthermore, they do not allow volumetric denudation estimates unless there are densely spatially distributed and may not always be sensitive to slow cratonic denudation. Measurements of rivers' solid and solute

loads do not include bedloads and are biased by a variety of processes among which entropic perturbations and river autogenic dynamics that preclude their extrapolation on geological time scales (*Meybeck, 1976; Summerfield and Hulton, 1994; Jerolmack and Paola, 2010*). Concentrations of cosmogenic radionuclides in alluvial quartz or under exposed landsurfaces may be used to obtain averaged catchment-scale, or local denudation rates, respectively, but may not be extrapolated beyond 1 Ma (*Bierman and Caffee, 2001*). Finally, chemical mass balance in soils as to account for various corrections and/or assumptions regarding: pollution by eolian dust, potential volume change during weathering, removal of particles by physical denudation and the initial chemistry of unweathered rock (*Brimhall et al., 1991*).

Outline of West African landscape evolution scheme (Figure 8.4a)

The West African sequence of Paleolandsurfaces as well as their associated regoliths and ages have been described in some details by several workers (*Michel, 1973; Grandin and Thiry, 1983; Colin et al., 2005; Beauvais et al., 2008; Burke and Gunnell, 2008; Beauvais and Chardon, 2013*). From the Eocene to the present, the West African topography had been sequentially shaped by slow incision and (lateritic) planation, leading to successive stepped landscapes (Figure 8.4). The three earliest and best preserved of these landscapes (associated with paleolandsurfaces S_1, S_2 and S_3) were partly fossilized by a lateritic duricrust and dissected as river incision progressed. During the Eocene greenhouse period, rock weathering was the dominant shaping agent and formed of a low-relief, multi-convex landsurface (peneplain) capped by Fe-Al duricrusts (mainly bauxites), called the African surface (*Michel, 1973; Burke and Gunnell, 2008; Beauvais and Chardon, 2013*) (Figure 8.4a). S1 landscape has a typical wavelength of 10-20 km and amplitude of less than 80 m. The weathering profile underlying the African surface was generally at least 100-120 m thick (*Michel, 1973; Grandin, 1976*) and their capping bauxites formed until 45 Ma.

After 45 Ma, dissection of S1 led to a increase in relief and to the abandonment of relicts of S1 landscape, as well as to the exhumation of inselbergs, i.e., steep-sided hills of bedrock resulting from the stripping of the bauxitic regolith (Figure 8.4a). The local relief of this new landscape, called the intermediate surface, may vary from 50 to 500 m. Valley sides and floors of that landscape was ultimately capped by a dense and thick ferricrete formed in-situ that evolved until ca. 24 Ma, setting the terminal age for the intermediate topography. Dissection of the S2 landscape during the Miocene led to the formation of wide valleys submitted to pedimentation contemporaneous with the last major planation period in West Africa, leading to the formation of the so-called High Glacis S3 landsurface (glacis is the French term for West African pediment). The S3 landscape included relict elements of the S1 and S2 landscapes dominating the glacis surface. S3 was capped by a ferricrete that cemented the alluvial / colluvial material of the glacis surface. After 11 Ma (*Beauvais and Chardon, 2013*),

heterogeneous dissection of the S3 landscape led locally to the formation and preservation of pediments (the Middle and Low glacis) that are diversely preserved at the scale of West Africa.

The resulting West African landscape is polygenic, incorporating relicts of the S1, S2 and S3 landscapes and, to a lesser extent, markers of later dissection / planation episodes. S1, S2 and S3 relicts have been preserved and can be identified and mapped thanks to their type lateritic crust capping and geomorphic characters. S1 relicts, capped by bauxite, occupy the uppermost positions in the landscape (Figure 8.4a). S2 relicts, capped by a ferricrete, are found on the slopes of bauxitic massifs but also on top of isolated hills. S3 relicts of High Glacis, form mostly low-slope plateaus where well preserved (Figure 8.4a).

Interpolation of paleolandsurfaces (Figures 8.4b, 8.4c and 8.4d)

We interpolated the 3D geometry of paleo-surfaces S1, S2 and S3 to calculate the successive and total eroded volumes from their differential elevation as well as the associated uncertainties (Figures 8.2 and 8.3 in the main article). To do this, we interpolated triangulated surfaces using the DSI method (gOcad software ;*Mallet, 1992*) from sets of geo-referenced points (S1, S2 and S3 point sets; Figure 8.4b). The S1 point set corresponds to the geo-referenced points of S1 relicts, S2 point set corresponds to the relicts of S2 and S3 point set to the relicts of S3 surface. These points are from a previous database (*Beauvais and Chardon, 2013*) that we extended spatially and densified by field observations (in Burkina Faso, Guinea, Mali, Niger and Senegal) and Google Earth mapping as well as from literature.

The first surface geometry (S1) was built from an initial point set A1 (red squares on Figure 8.4b). A1 points correspond to the S1 point set complemented by intersection points of the offshore extension of the bauxitic surface (top of Ypresian formations;*Radier, 1959; Slansky, 1962; Greigert, 1966; Monciardini, 1966*) with wells in onshore sedimentary basins (Figures 8.4c and 8.4d). The density of triangles making the 3D surface was chosen to be denser but proportional to the heterogeneous distribution of the initial A1 point set. During the interpolation, the geometry of the surface was enforced at A1 points (control points), whereas other points bounding triangles were allowed to adapt to other building constraints. Indeed, during interpolation, the surface was also required to remain above surfaces S2, S3 and the present-day topography (except within Cenozoic basins; Figure 8.4d). Inselbergs (B point set) were also introduced to set a minimum elevation of S1where they were to small to be sample by the DEM resolution (5km) (Figure 8.4b).

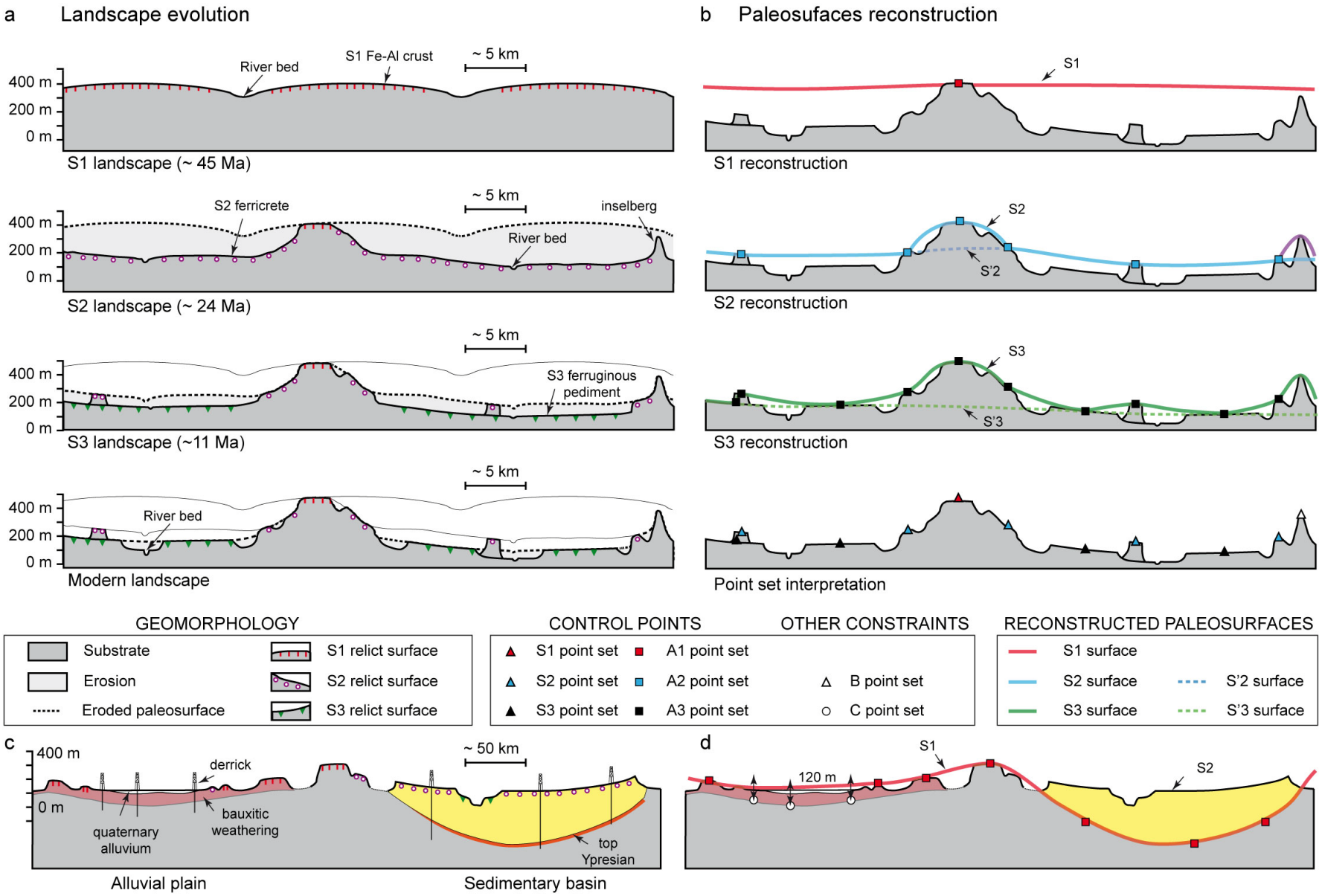

a
Landscape evolution
River bed
S1 Fe-Al crust
~ 5 km
400 m
200 m
0 m
S1 landscape (~ 45 Ma)
S2 ferricrete
inselberg
River bed
S2 landscape (~ 24 Ma)
S3 ferruginous pediment
S3 landscape (~11 Ma)
Modern landscape
b
Paleosufaces reconstruction
S1
S1 reconstruction
S2
S'2
S2 reconstruction
S3
S'3
S3 reconstruction
Point set interpretation
GEOMORPHOLOGY
Substrate
Erosion
Eroded paleosurface
S1 relict surface
S2 relict surface
S3 relict surface
CONTROL POINTS
S1 point set
S2 point set
S3 point set
A1 point set
A2 point set
A3 point set
OTHER CONSTRAINTS
B point set
C point set
RECONSTRUCTED PALEOSURFACES
S1 surface
S2 surface
S3 surface
S'2 surface
S'3 surface
c
400 m
0 m
derrick
quaternary alluvium
bauxitic weathering
~ 50 km
top Ypresian
Alluvial plain
Sedimentary basin
d
S1
120 m
S2

Figure 8.4 : (**Previous page**) West African landscape evolution summary and surface reconstruction geometry. (a) Schematic evolution and dissection of a typical landscape of West Africa since 45 Ma. S1 landscape is characterized by low relief morphology and the formation of a Fe-Al crust near the surface. S2 landscape results from a long period of incision accompanied by the widening of valleys and is fossilized by a thick ferricrete. S3 landscape was shaped by the development of pediment surfaces. It is incised in the modern landscape. (b) Paleosurfaces reconstruction. Respective geometry of the S1, S2, S'2, S3 and S'3 surfaces reconstructed from the S1, S2 and S3 relicts preserved in the modern landscape. Each surface is forced by different control points. S1 surface is forced by the A1 point set, S2 surface is forced by the A2 point set, S'2 surface is forced by the S2 point sets, S3 surface is forced by the A3 point set and S'3 surface is forced by the S3 point set. Contrarily to the other surfaces, S'2 and S'3 surfaces are not forced to stay above the modern topography. (c) Modern morphology of the alluvial plain and sedimentary basin domains. In the former, lateritic crusts are not preserved and quaternary alluviums cover the surface while in the later, the equivalent of S1 surface is the Ypresian carbonates formation. The base of bauxitic weathering profiles and the top of the Ypresian formation found in wells are then used to constrain S1 surface geometry. (d) Geometry of the reconstructed S1 surface. In alluvial domains, S1 surface is forced to stay within 120 m above the base of weathering profile (and still above the modern topography). In sedimentary basins, S1 surface is forced by the top of the Ypresian formation and is not forced to stay above the modern topography.

Similarly, the second surface geometry (S2) was built from a point set composed of both S1 and S2 point sets A2 (blue squares on Figure 8.4b). During interpolation, the surface S2 was enforced at A2 points (control points) and was required to remain below the S1surface, as well as above the S3 surface and the present-day topography (Figure 8.4b). The third surface geometry (S3) was built from a point set A3 composed of both A2 and S3 point sets (black squares on Figure 8.4b). During interpolation, S3 was enforced at A3 points (control points) and was required to remain below S1 and S2 surfaces, as well as above the present-day topography (Figure 8.4b). In modern alluvial plains, where lateritic crusts are not exposed, the paleo-surfaces were required to remain within 120 m above the base of the bauxite weathering profile identified in wells (*Anonyme, 1987; Guerré, 1987; Koussoubé, 2010;* C point set; Figures 8.4c and 8.4d).

After interpolation, the roughness of surfaces increases from S1 and S3 because the number of constraining points increases (Figure 8.1 in the main article). This trend is however consistent with the observed increase of the local relief and dissection pattern of those surfaces (Figure 8.4a).

The eroded volumes between the paleo-surfaces are then calculated at each surface node from the vertical distance between S1, S2 and S3 surfaces and the present day topography (Figures 8.4 and 8.2).

Evaluation of uncertainties on the surface geometry and denuded rock porosity

We estimated the uncertainties on the paleo-surface geometries associated with the procedure of interpolation, and hence, on the volumes eroded in between. This procedure applies to S2 and S3, as

S1 is relatively well constrained as the envelop surface of the African multiconvex peneplain (comparison of Figures 8.4a and 8.4b).

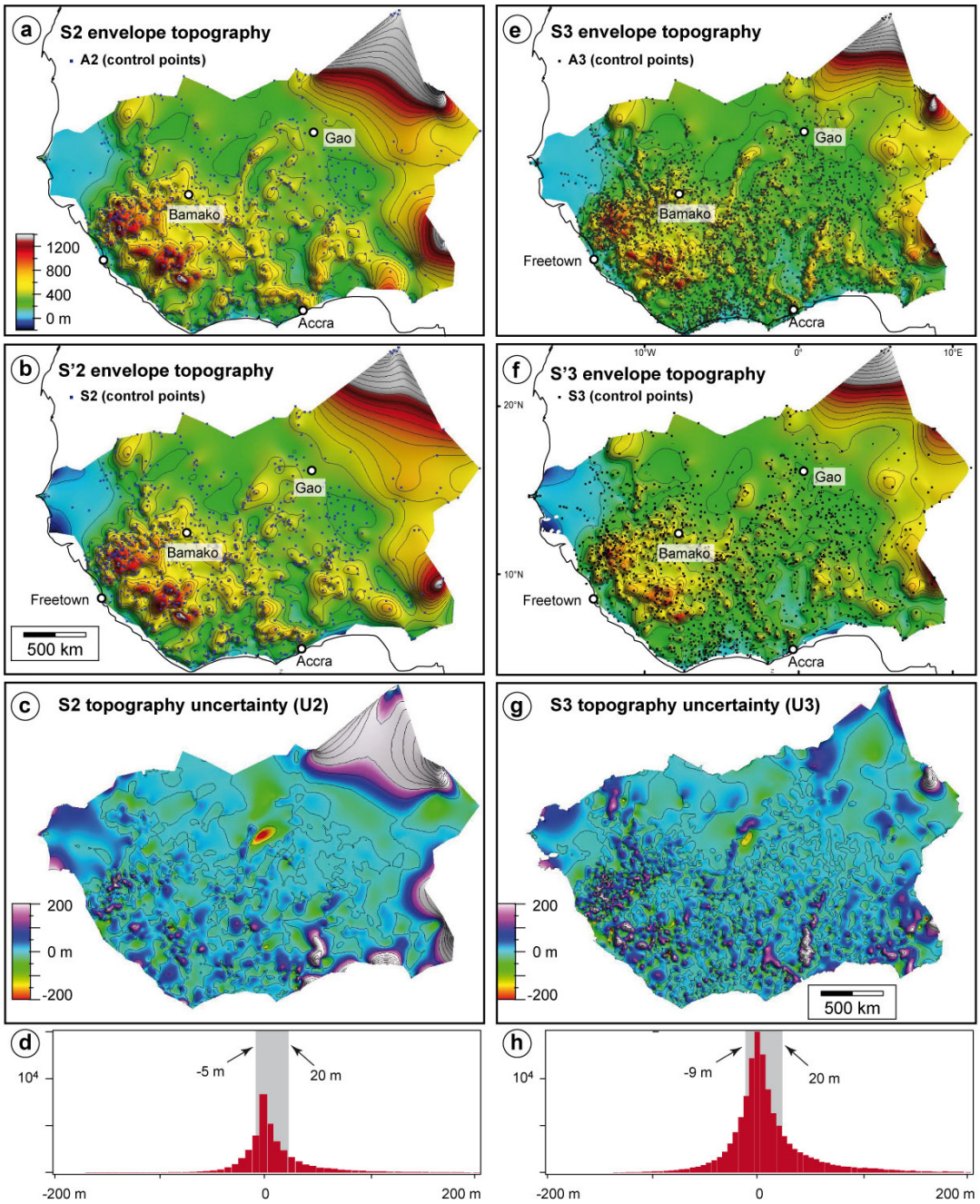


Figure 8.5 : Evaluation of the uncertainty on surface geometry. *S2 reconstructions and associated uncertainties.* a) Map of S2 surface, the highest surface geometry. b) Map of S'2 surface, the lowest surface geometry. c) Map of uncertainty U2 which correspond to the difference between the S2 surface and the S'2 surface. d) Distribution of U2, the arrows indicate the first and third quartiles. *S3 reconstructions and associated uncertainties.* e) Map of S3 surface, the highest surface geometry. f) Map of S'3 surface, the lowest surface geometry. g) Map of uncertainty U2 which correspond to the difference between the S3 surface and the S'3 surface. h) Distribution of U3, the arrows indicate the first and third quartiles.

To estimate the uncertainties on S2 and S3 geometries, we built a second set of surfaces (S'2 and S'3; Figure 8.4b) based on different control points. S'2 and S'3 surfaces were respectively enforced at S2 and S3 points (i.e. not at A2 and A3 control points; Figure 8.4b). Furthermore, those surfaces were not forced to remain above present day topography during interpolation (Figure 8.4b and 8.5). In doing so, S'2 and S'3 surfaces correspond therefore to strict interpolations of their respective relicts represented by the S2 and S3 point set. They are less realistic and less elevated than S2 and S3 surfaces because they do not include relicts of earlier landscapes that should be part of their own landscape (i.e. comparison of Figures 8.4a and 8.4b). But by including such relicts in their respective A2 and A3 control points, the S2 and S3 surfaces are artificially too high (Figure 8.4b). To summarize, S2 and S3 overestimate the surface geometry elevation, whereas S'2 and S'3 underestimate it (i.e. comparison of Figures 8.4a and 8.4b). Therefore, the difference between each surface set is a fair estimation of their respective uncertainties (i.e. U2 and U3).

For a given interval (t_n-t_{n+1}; corresponding to 45-24, 24-11, 11-0 Ma in our case), the uncertainty on the eroded volume (U_{vol}) is given by the sum of the uncertainties on the geometry of the bounding surface U (t_n) and U (t_{n+1}) (Figures 8.5c and 8.5g; Figure 8.3 in the main article):

$$U_{vol}\,(t_n\text{-}t_{n+1}) = U\,(t_n) + U\,(t_{n+1})$$

The range of U2 and U3 geometric uncertainties is fairly narrow (between -5 and 20 m and -9 and 20 m, respectively) i.e. between 5 and 30 % of the average equivalent denudation depths (shown on Figure 8.3a in the main article; Figures 8.5c and 8.5f). U2 is very high in the NE of the study area (Southwestern Hoggar), because only very few S2 relicts were preserved north of the Iuellemmeden basin (Figures 8.5a and 8.5b). The northeastern part of the area thus accounts for most of the uncertainty U_{vol} on Figure 8.3 in the main article (i.e. 35% for this area and 15 % of the total eroded volume). However, evidence of high denudation in this area is supported by recently published (U-Th)/He thermochronological data (*Rougier et al., 2013*) and very severe relief inversion of 20 Ma old lava flows sealing a landsurface equivalent to S2. In the remaining part of the study area, U2 and U3 follow the total denudation distribution (i.e. respectively between -6 and 32 m and -12 and 44 m along the marginal upwarp and respectively between -4 and 15 m and -8 and 14 m in the cratonic domain; Figure 8.5).

Another source of uncertainty in the estimation of eroded volumes is the initial porosity of denudated substrate that mostly corresponds to regolith and rarely to fresh bedrock (Table 1) (see also *Beauvais and Chardon, 2013*). Assuming average porosity values for the eroded weathered profile ranging from 10 to 40% (*Valeton, 1972; Thomas, 1994*), the uncertainties on eroded volumes fall within the same range than uncertainties associated the surface geometry interpolation. However, one

should neglect neither volume nor porosity uncertainty. Indeed, porosity correction shifts the minimum and maximum clastic portion of the total exported volume to respectively 60% and 90%. This correction has therefore been applied to the exported volume, volumetric export rate and yields of Table 1.

3. Résumé en français et implications thématiques

Dans ce chapitre, les bilans d'érosion clastique et chimique de l'Afrique de l'Ouest (~ 4 x 10^6 km^2) sont estimés à partir de la différence d'altitude entre les reconstructions topographiques associées aux surfaces latéritiques S1, S2 et S3 (abandonnées à environ 45, 24 et 11 Ma). Le taux moyen de dénudation régional obtenu est d'environ 6 m/Ma, ce qui correspond à une épaisseur de 300 m ou à un taux d'érosion volumétrique par unité de surface de 5 x 10^{-3} $km^3/km^2/Ma$ après correction de la porosité du matériel érodé. Les dénudations volumétriques obtenues sont converties en flux clastique et dissout de respectivement 15 ± 3 $t/km^2/an$ et 5 ± 3 $t/km^2/an$.

Les cartes de dénudation révèlent deux domaines dont l'épaisseur semble contrôlée par l'épirogénèse : la partie occidentale « cratonique » qui est dominée par la dénudation du bourrelet marginal (profondeur de dénudation totale supérieure à 500 m dans ce dernier) et la partie orientale où les profondeurs de dénudation sont les plus fortes (800 à 1200 m au total sur les flancs du Hoggar et du plateau de Jos). La partie orientale contribue approximativement à un tiers de l'export clastique vers les marges. Comme suggéré précédemment par la dynamique de l'érosion (voir en Partie II), ces cartes semblent traduire des mouvements épirogéniques (mantelliques et/ou flexuraux). Ainsi, le régime de dénudation de l'Afrique de l'Ouest apparait comme représentatif des zones non-orogéniques.

Malgré cette hétérogénéité spatiale, le taux de dénudation moyen de l'Afrique de l'Ouest varie peu durant les intervalles étudiés (45-24, 24-11 et 11-0 Ma), ce qui indique que la contribution à long-terme des zones non-orogéniques aux bilans d'érosion mondiaux est relativement constante. Considérant que les zones non-orogéniques représentent 69 % (102 x 10^6 km^2) des terres émergées et non recouvertes par les glaces depuis le pic d'effet de serre éocène, on peut estimer un flux global annuel d'environ 2 Gt pour ces zones à partir des résultats ouest africains. Dans une perspective de comparaison avec l'enregistrement géologique, cette approche a plusieurs avantages : elle intègre des intervalles de temps long (10^7 ans), elle constitue une mesure directe de la dénudation sur le continent et elle n'est pas perturbée par les phénomènes de stockage dans les zones alluviales. Le flux d'érosion global obtenu est inférieur à ceux proposés récemment mais reste significatif. Il pourra être utilisé à l'avenir pour explorer les interactions entre les cycles biogéochimiques majeurs et les surfaces continentales « stables ».

Chapitre 9. Transfert de matière par bassin-versant : base d'une approche de type « source-to-sink »

A partir des cartes de dénudation construites précédemment, ce chapitre présente le partitionnement des flux clastiques par bassin-versant. Il propose une corrélation préliminaire entre l'évolution du domaine continental et l'enregistrement sédimentaire sur les marges.

1. Introduction

Dans la littérature, peu d'études ont pu faire de réelle comparaison « source-to-sink » complète. La majorité des études qui s'intéressent au long-terme se cantonnent à interpréter l'évolution du continent à partir de l'enregistrement sédimentaire. Cet exercice est difficile. Il nécessite par exemple de connaitre la taille du drainage alimentant les bassins sédimentaires.

Ce chapitre pose les bases d'une approche « source-to-sink » complète intégrant la dénudation continentale et le dépôt sur les marges. L'objectif n'est pas simplement de comparer ces deux domaines mais de proposer une nouvelle méthode permettant de retrouver les informations manquantes pour la compréhension des couplages bassins de drainage / bassins sédimentaires anciens. En effet, s'il s'avérait être robuste, le régime cratonique de dénudation calculé dans le chapitre précédent pourrait être exploité pour estimer, par exemple : (1) quelle a été la contribution long-terme d'un domaine cratonique durant une période géologique et sur une surface donnée ou (2) quelle est la taille du drainage qui a fourni un volume de sédiments mesuré dans un bassin sédimentaire. Les résultats de ce chapitre fourniraient des éléments pour aller plus loin dans la caractérisation de la paléogéographie des grands bassins de drainage.

2. Enjeux thématiques

Les études « source-to-sink » visent à comprendre comment la dynamique des surfaces continentales influe le remplissage des bassins sédimentaires au travers du système d'acheminement des sédiments vers ces bassins (*Allen et Allen, 2005; Jerolmack and Paola, 2010*). L'objectif est double : (1) déterminer comment l'érosion et le transport des sédiments influencent les séquences de dépôts pour (2) pouvoir remonter à l'histoire des continents au travers des enregistrements sédimentaires. Ainsi les variations de ces enregistrements, notamment les augmentations de taux de sédimentation clastique, sont discutées en termes de variations climatiques et de forçages tectoniques (*Burbank, 1992; Clift et Gaedicke, 2002; Molnar, 2004; Clift, 2010* ; Figure 9.1). Parallèlement, les grands transferts de matière à l'échelle globale sont utilisés pour évaluer le bilan d'érosion et la

consommation de CO_2 par érosion/altération des surfaces continentales (*Howell et Murray, 1986; Hay et al., 1988; Gaillardet et al., 1999; Wilkinson et McElroy, 2007; Willenbring et al., 2013* ; Figure 9.1). Dans le cas des marges passives, le système « source-to-sink » est dynamique car la décharge continentale et la charge sédimentaire sur le bassin adjacent peuvent engendrer des mouvements verticaux par réponse flexurale de la lithosphère (*Watts, 2001*). Cette dynamique influe alors sur l'histoire de subsidence des bassins et doit être prise en compte dans l'évolution des systèmes pétroliers.

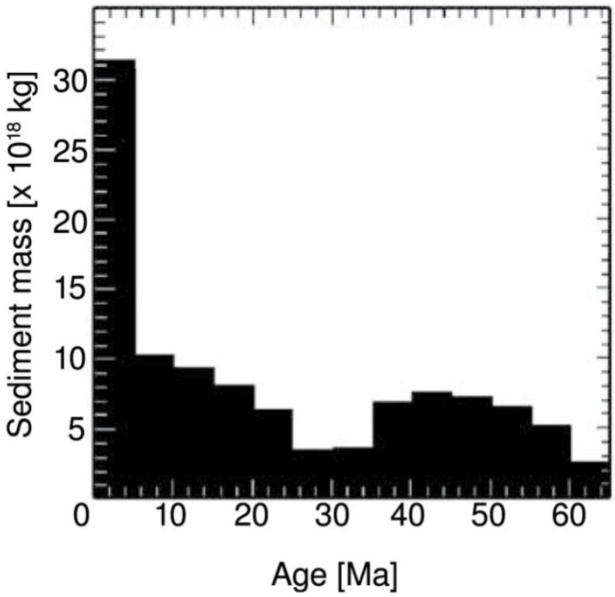


Figure 9.1 : Mesure de la masse globale de sédiments accumulés dans les océans (d'après Hay et al., 1988; Molnar, 2004; Schumer et Jerolmack, 2009). Cette accumulation est mesurée sur des intervalles de 5 Ma. Ces données suggèrent une accélération brutale de la sédimentation océanique depuis 5 Ma.

Sur la période actuelle ou à l'échelle des temps géologiques, la plupart des estimations de la dénudation continentale sont indirectes. Les mesures actuelles des phases transportées sont basées sur la mesure du flux sédimentaire à partir d'échantillonnage dans les rivières (*Milliman et Meade, 1983; Summerfield et Hulton, 1994; Gaillardet et al., 1999; Syvitski et Milliman, 2007*). On distingue la phase dissoute et la phase solide. Cette dernière est composée des éléments en suspension (suspended load) et de la charge du fond de la rivière (bedload). Les mesures actuelles sous-estiment la charge solide. Elles ne prennent pas en compte la charge de fond et peuvent être biaisées par l'anthropisation des rivières et un échantillonnage inapproprié dans la colonne d'eau (*Milliman et Meade, 1983*). Les mesures de la phase soluble, quant à elles, doivent être corrigées de nombreux facteurs (composition en polluants et interactions avec l'atmosphère, recyclage et précipitation des éléments dissous ; *Meybeck, 1976*). De plus, la question de l'extrapolation de ces mesures actuelles à l'échelle des temps géologiques fait débat. En effet, de nombreux travaux ont montré que la valeur des taux de dénudation

et de sédimentation n'est pas indépendante de l'intervalle de temps sur lequel ils sont mesurés (*Sadler, 1981; Gardner et al., 1987; Schumer et Jerolmack, 2009*). Par exemple, les vitesses de sédimentation mesurées sur des intervalles courts sont plus fortes car elles n'incluent pas les périodes de non-dépôt voir même d'érosion (*Sadler, 1981*). Les mesures de dénudation sur des longs intervalles de temps apparaissent donc mieux adaptées pour être comparées avec l'enregistrement sédimentaire à l'échelle des temps géologiques.

La plupart des études « source-to-sink » long-terme discutent le « sink », c'est-à-dire l'enregistrement des bassins sédimentaires. En effet, la source est un domaine en érosion : ce qui permet un enregistrement moins complet de son évolution long-terme. Les méthodes thermochronologiques (traces de fission, (U-Th)/He,…) permettent d'estimer la dénudation sur les continents et sur le long-terme mais pas de calculer le volume de roche dénudée (*Gallagher et al., 1998*). C'est donc à partir du volume des accumulations terrigènes des bassins sédimentaires que les flux sédimentaires long-termes provenant des continents sont estimés (*Rouby et al., 2009; Guillocheau et al., 2012*). En plus de la difficulté de reconstruire avec précision la géométrie du volume des sédiments préservés (i.e. en fonction des données de sub-surface disponibles), ces estimations nécessitent de nombreuses corrections (porosité, compaction, contenu en carbonate, rapport argile/sable,..) afin d'être comparables à un volume continental érodé.

Les méthodes de mesure de charge des rivières et des volumes de sédiments préservés renseignent peu sur les domaines en érosion. Aucune de ces méthodes ne permet de renseigner directement sur la taille des bassins-versants des exutoires alimentant les bassins sédimentaires. En effet, l'évolution du drainage (captures, diversion,.. ; *Bishop*, 1995) peut induire des changements de vitesse de sédimentation qui ne sont pas nécessairement liés à un forçage tectonique ou un changement climatique. De plus, il parait difficile de lier le signal tectonique ou climatique à l'enregistrement sédimentaire car la dynamique des rivières agit comme un filtre qui peut masquer ou modifier l'enregistrement des forçages externes sur l'érosion et le transport (*Métivier et Gaudemer*, *1999*; *Jerolmack et Paola, 2010*). Enfin, les méthodes décrites dans les paragraphes précédents prennent rarement en compte le type de matériel érodé. Sous les tropiques, ce matériel est un manteau d'altération avec des propriétés différentes d'une roche « fraîche » : il est composé d'argiles pouvant être dissoutes et re-précipitées dans la rivière (*Thiry, 2000*).

La méthode d'estimation de l'export des continents utilisée dans le Chapitre 8 est originale par rapport à celles utilisées classiquement. Tout d'abord, elle mesure la dénudation sur une période de temps suffisamment longue pour la comparer à l'enregistrement sédimentaire (*Gardner, 1983*). Ensuite, elle prend en compte l'ensemble du paysage et permet donc de s'abstenir des effets de stockage temporaire des sédiments (*Métivier et Gaudemer, 1999*). Enfin, elle prend en compte le type de matériel érodé afin d'être comparée au plus près avec les sédiments déposés dans les bassins

sédimentaires. Le Chapitre 8 a montré que sur le long-terme (10^7 ans), le taux de dénudation et d'export de l'Afrique de l'Ouest était globalement constant. Cette observation est en accord avec celles de Bishop (*1985*) en Australie. Pourtant, l'enregistrement des bassins sédimentaires suggère une augmentation majeure du flux terrigène au niveau mondial au Pliocène (*Donnelly, 1982; Howell et Murray, 1986; Hay et al., 1988; Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004* ; Figure 9.1) et un pic de sédimentation autour de 16 Ma (*Clift, 2010*). Cependant, l'étude de Bishop (*1985*) et la nôtre sont basées sur des intervalles de 20 Ma et ~10 Ma, respectivement. La comparaison de nos données avec celles des bassins sédimentaires doit donc se faire sur des intervalles de même longueur afin d'éviter les biais (*Gardner et al., 1987*).

Tous les éléments décrits ci-dessus mettent donc en avant une nécessité pour les travaux futurs : faire des études « source-to-sink » complètes en comparant les domaines en érosion et en sédimentation. Ce nouveau type d'approche permettrait en effet d'évaluer les méthodes étudiées classiquement et les interprétations paléogéographiques et géodynamiques qui en découlent. Pour cela, les données du Chapitre 8 seront ré-exploitées. Malgré l'homogénéité moyenne (Chapitre 8), il existe des disparités spatio-temporelles de la dénudation en Afrique de l'Ouest. Ces disparités seront discutées dans ce chapitre. Puis, une comparaison avec l'enregistrement sédimentaire sera faite. Pour le moment, seule une approche préliminaire sera entreprise sur le système du Niger. Cette approche utilisera les données de Haack et al. (*2000*) reprises par Robin et al (*2011*). Ces données d'évolution cénozoïque de la sédimentation dans le delta du Niger ne sont pour le moment pas présentées dans les synthèses mondiales (*Peizhen et al., 2001; Clift, 2010*).

3. Contexte géologique et répartition des sédiments

La marge nord-ouest africaine est issue de la fragmentation du supercontinent Gondwana au Mésozoïque (*Guiraud et al., 2005* ; Figure 9.2). On distingue un domaine continental majoritairement en érosion et un domaine océanique d'accumulation de sédiments (Figure 9.2). L'épaisseur totale de sédiments préservés est très hétérogène sur les deux domaines. Sur le continent, l'épaisseur de sédiments est la plus grande dans le bassin de Taoudéni (Figure 9.2). Cependant ce bassin ne contient quasiment pas de dépôts cénozoïques (*Deynoux et al., 2006*). Les bassins où des dépôts cénozoïques sont retrouvés sont les bassins des Iuellemmeden, de Côte d'Ivoire, du Togo-Bénin, du Tchad ainsi que le bassin sénégalo-mauritanien (*Slansky, 1962; Greigert, 1966; Monciardini, 1966; Burke, 1976; Charpy et Nahon, 1978*). A l'heure actuelle, seul le bassin du Tchad est encore en accumulation (*Burke, 1976*). Sur le pourtour du continent ouest africain, depuis Jos jusqu'au Nord de Nouakchott, l'épaisseur des dépôts est quasiment nulle, mis à part dans le bassin des Voltas et le bassin sénégalo-mauritanien (i.e. dorsale de Léo ; Figure 9.2). Cette géométrie suggère que l'érosion (ou la non-déposition) dans ces zones est liée à la dynamique des marges. A l'intérieur du continent, la couverture

sédimentaire est également nulle au niveau des massifs du Hoggar et de l'Adamaoua ainsi qu'au Sud-ouest de Niamey (Figure 9.2). Ceci semble indiquer que ces domaines ont subi une érosion jusqu'à récemment. Dans le Hoggar et l'Adamaoua, leur association avec le volcanisme tertiaire suggère que cette érosion est liée à de l'épirogénèse forcée par la dynamique du manteau (*Burke, 1976; 1996 ; 2001; Burke et al., 2003*).

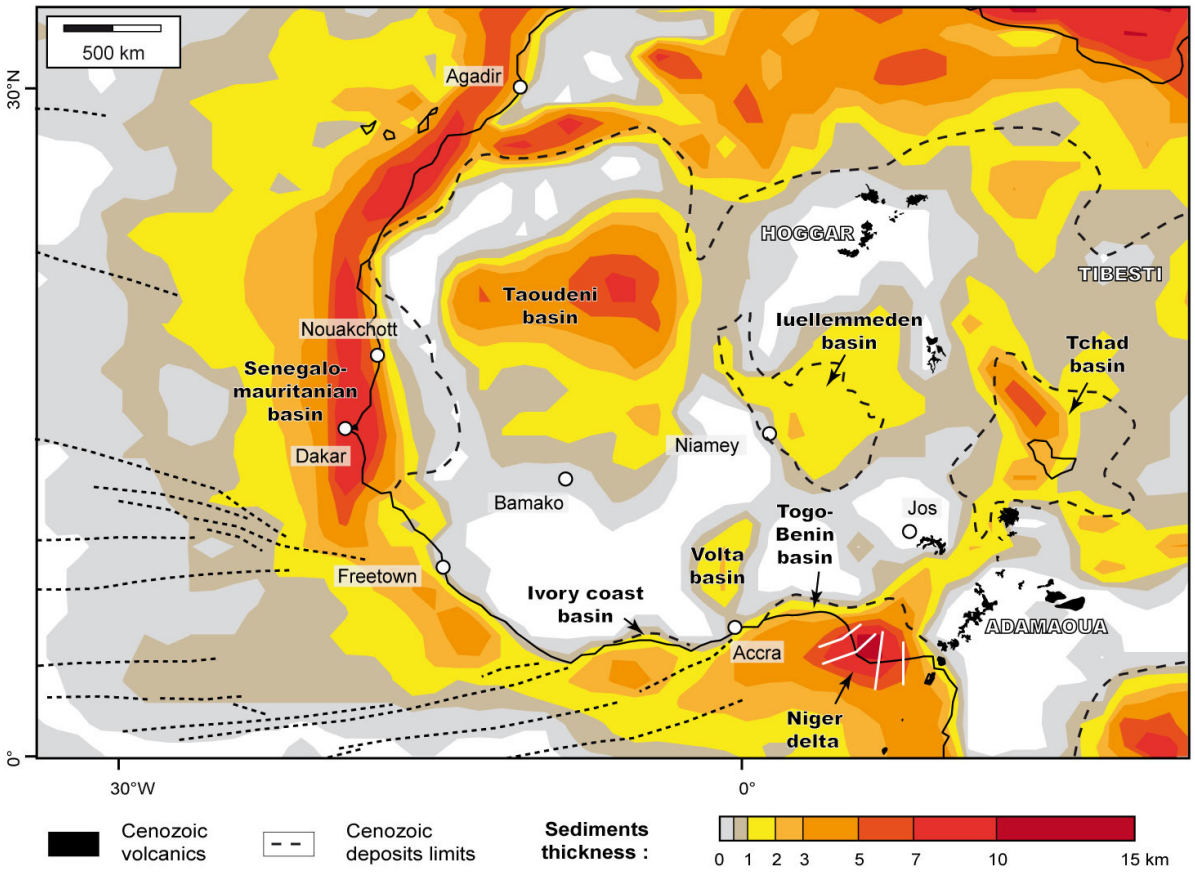


Figure 9.2 : Carte du Nord-ouest de l'Afrique montrant l'épaisseur totale des sédiments (d'après Exxon, 1985) ainsi que les limites des bassins cénozoïques et le volcanisme cénozoïque. Les principales failles transformantes océaniques sont présentées en pointillés rapprochés.

Dans le domaine océanique, les dépôts sédimentaires sont segmentés par les failles transformantes (Figure 9.2). Les plus épaisses accumulations sont localisées dans le bassin sénégalo-mauritanien et au Nord (au large de Dakar jusqu'à Agadir) tandis que les accumulations sont moins importantes dans le golfe de Guinée (au large de Freetown jusqu'à Accra). Cette différence s'explique par l'âge des premiers remplissages sur ces marges : ils sont triasiques dans le bassin sénégalo-mauritanien (*Spengler et al., 1966; Guiraud et al., 2005; Brownfield et Charpentier, 2006*) et crétacés dans le golfe de Guinée (*Guiraud et al., 2005*). Au niveau du delta du Niger, l'accumulation de sédiments, qui atteignent jusqu'à 10-15 km d'épaisseur, date majoritairement du Cénozoïque (*Doust et Omatsola, 1990; Haack et al., 2000*). Cette accumulation est interprétée comme due à un changement climatique et/ou à la mise en place des bombements topographiques comme celui du Hoggar (*Séranne,*

1999; Burke et al., 2003). Récemment, il a été proposé que la progradation du delta du Niger à partir de 32 Ma soit liée à l'établissement du bassin versant du Niger à la même période à partir d'un drain court atlantique qui aurait traversé le bourrelet marginal ouest africain (*Chardon et al., submitted* [Chapitre 5]). Cette hypothèse expliquerait alors mieux le remplissage cénozoïque du delta du Niger que celles proposant une capture du fleuve Niger au Quaternaire (*Chudeau, 1919; Grove et Warren, 1968 ; Goudie, 2005*). Les interrogations sur le Niger illustrent le besoin de comparer la source et le « sink » en termes d'évolution de drainage, de volumes érodés et de tendances de l'export. Ceci permettrait à terme de lier l'enregistrement stratigraphique avec l'évolution du climat, des mouvements verticaux et des grands bassins-versants sur les continents.

4. Méthodologie

4.1 Calculs des volumes érodés et des flux depuis le continent

Les volumes de dénudation du continent ouest africain sont calculés en utilisant la méthode du Chapitre 8. Cette méthode utilise les reliques de la séquence morpho-climatique de l'Afrique de l'Ouest (voir Chapitre 4) pour construire des « paléo-topographies » des stades S1, S2 et S3 (i.e. bauxitique, intermédiaire et du Haut glacis ; Figure 8.1). Les volumes dénudés sont ensuite calculés à partir de la différence entre les topographies S1, S2, S3 et moderne (Figure 8.2). Dans ce chapitre, les cartes de dénudation sont exploitées pour discuter la répartition spatiale de cette dénudation, notamment en utilisant les groupes de drainage A, B, C et D définis d'après l'étude de l'évolution des profils en long (voir Chapitre 6). La dénudation et l'export calculés au sein de ces sous-drainages (A, B, C et D ; Figure 9.3) sont sujets à des incertitudes qui sont estimée quantitativement. L'erreur liée à la géométrie des surfaces reconstruites est prise en compte pour chaque intervalle de temps (S1-S2, S2-S3 et S3-moderne ; Figure 9.4). Le détail de cette estimation en détaillée dans le Chapitre 8.

Une partie du volume érodé depuis 45 Ma est actuellement stockée sur le continent dans les bassins des Iuellemmeden, du Togo-Bénin, ainsi que dans le bassin sénégalo-mauritanien (*Radier, 1959; Slansky, 1962; Greigert, 1966; Monciardini, 1966*; e.g. Figure 9.4). En effet, entre 45 et 24 Ma, des dépôts terrigènes se sont accumulés dans ces bassins (Figure 9.3). Ce volume de sédiments stocké durant l'intervalle S1-S2 sur le continent est donc retranché dans les estimations d'export (e.g. Figure 9.4b et *Tableau 2*).

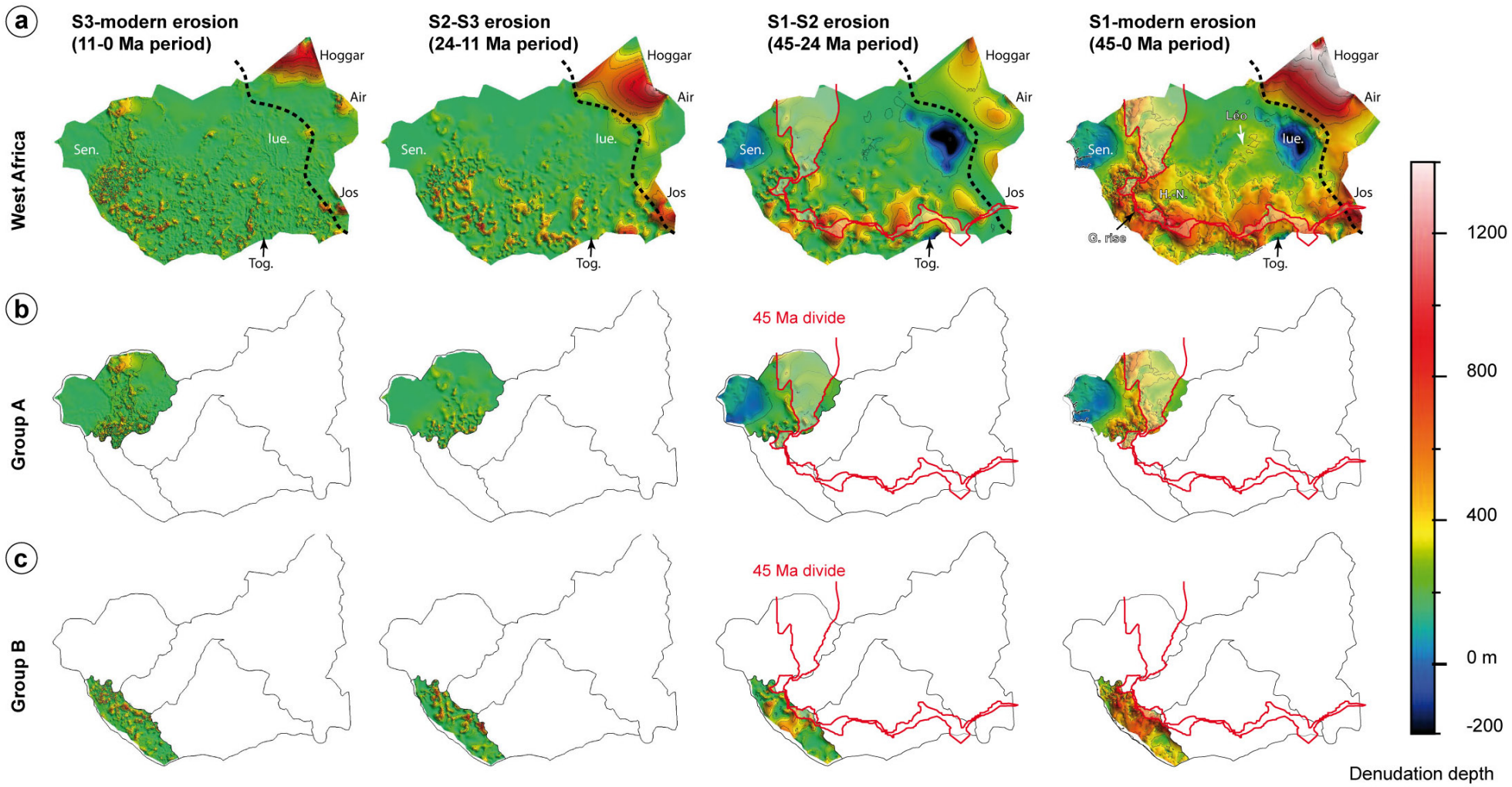


Figure 9.3 : Cartes de dénudation par sous-drainage pour les périodes S1-S2 (45-24 Ma), S2-S3 (24-11 Ma) et S3-modern (11-0 Ma). La ligne pointillée délimite les massifs orientaux. La position de la ligne de partage principale de la topographie S1 est indiquée pour une meilleure visualisation.

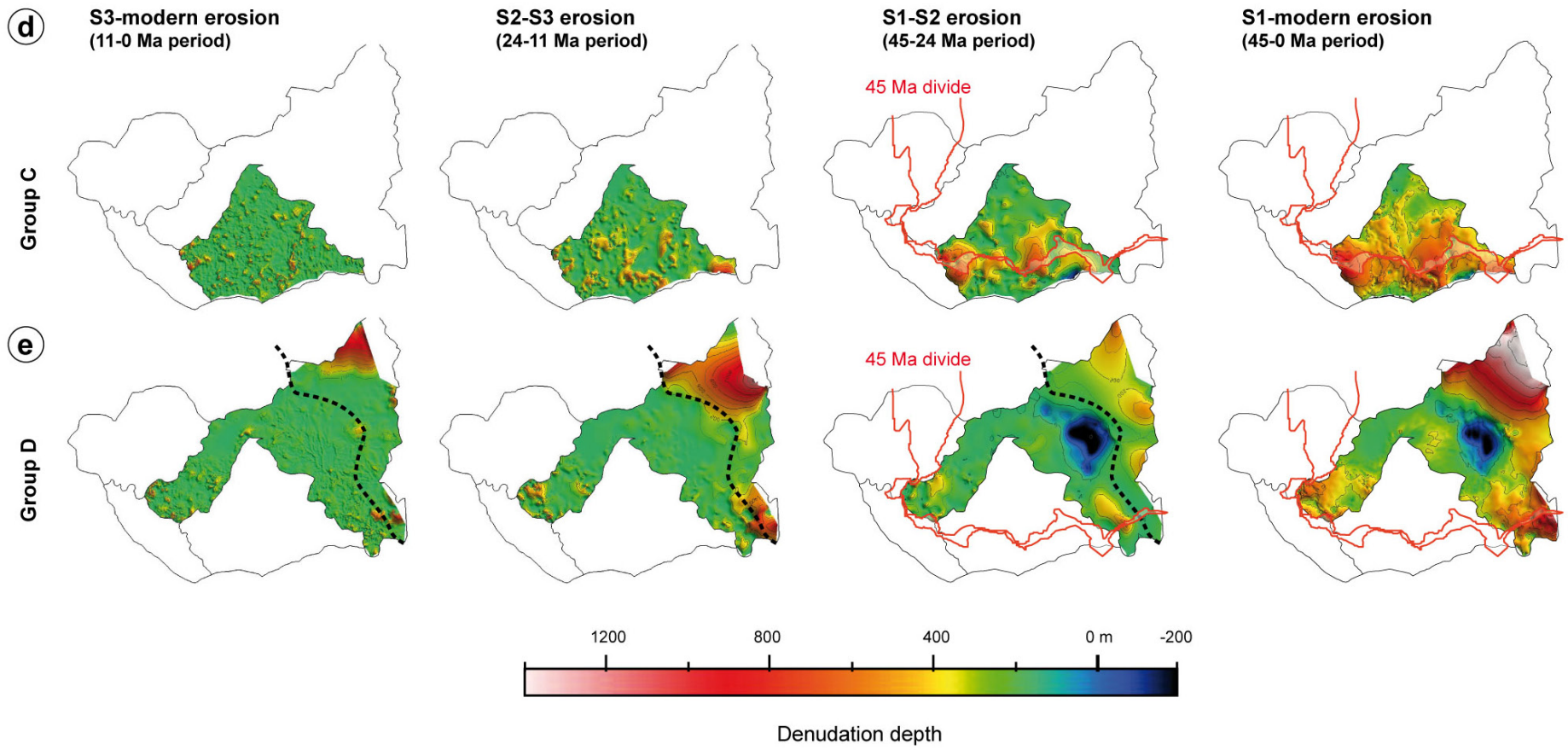


Figure 9.3, suite

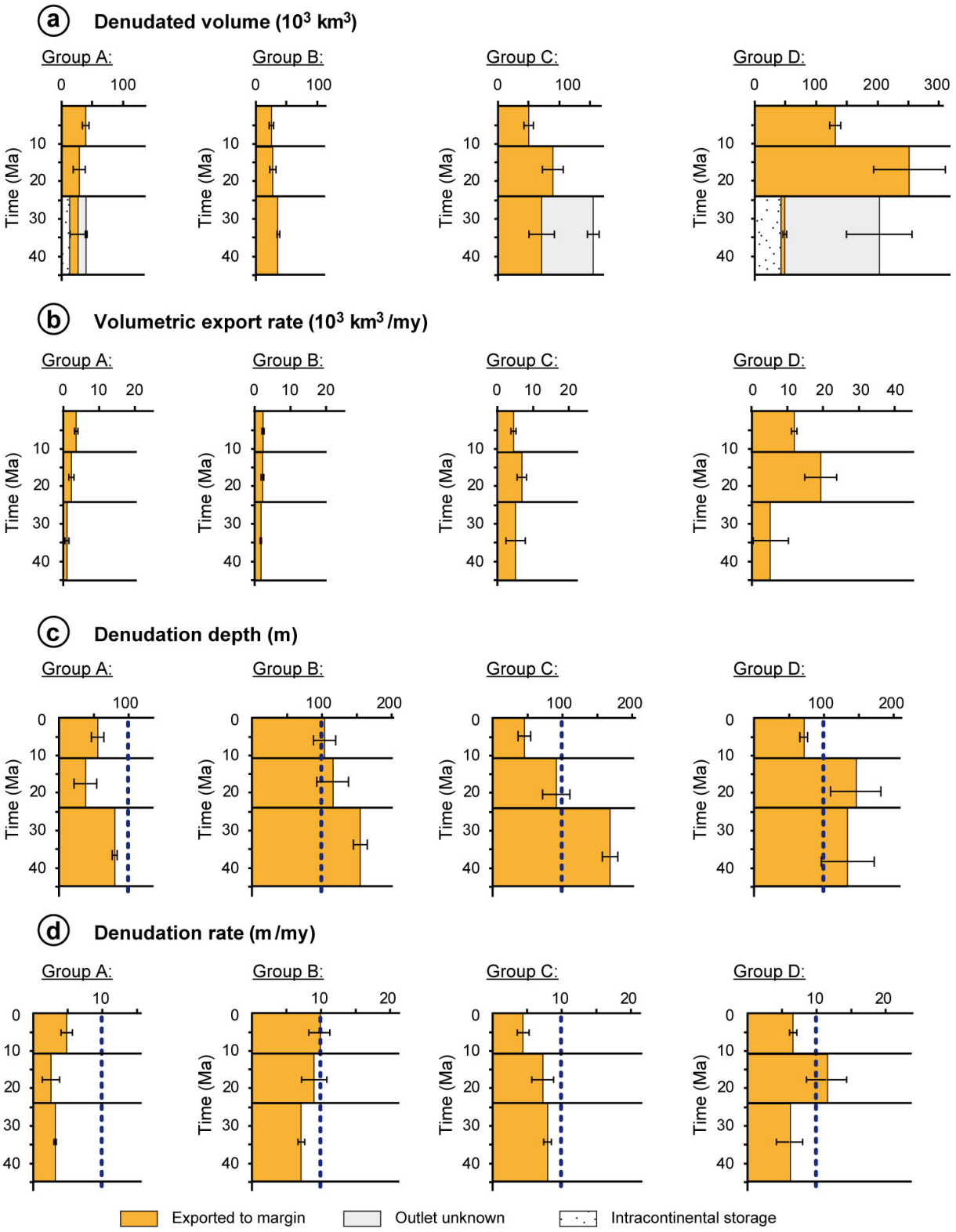


Figure 9.4 : Evolution de la dénudation et de l'export de matière par sous-drainage. (a) Volumes de roche dénudés. (b) Taux d'export calculés à partir du volume dénudé après correction du volume de sédiment stocké dans les bassins intracontinentaux. La barre d'erreur comprend l'incertitude sur les volumes et celle sur l'évolution du drainage. (c) Profondeurs de dénudation calculées sur les surfaces en érosion. (d) Taux de dénudation correspondant.

Drainage	Interval	Eroded volume	Average equivalent denudation		Exported volume			Volumetric rate of exportation			Equivalent yield	
			depth	rate	total	clastic	porosity	total	clastic	porosity	clastic	porosity
		(10^3 km^3)	(m)	(m/my)		(10^3 km^3)			(10^3 km^3/my)		(t/km^2/y)	
group A	S1-S2	40 ± 2	81 ± 3	3,9 ± 0,2	15 ± 10	13 ± 10	5 ± 5	0,7 ± 0,5	0,6 ± 0,5	0,2 ± 0,2	3 ± 1	1 ± 1
	S2-S3	28 ± 10	43 ± 15	3,3 ± 1,1	28 ± 10	23 ± 12	9 ± 7	2,2 ± 0,7	1,8 ± 0,9	0,7 ± 0,5	7 ± 3	2 ± 2
	S3-Modern	39 ± 5	59 ± 8	5,4 ± 0,7	39 ± 5	30 ± 10	11 ± 7	3,5 ± 0,5	2,7 ± 0,9	1,0 ± 0,7	10 ± 3	4 ± 2
group B	S1-S2	37 ± 2	156 ± 9	7,4 ± 0,4	36 ± 4	27 ± 8	9 ± 6	1,7 ± 0,2	1,3 ± 0,4	0,4 ± 0,3	14 ± 4	5 ± 3
	S2-S3	28 ± 5	118 ± 22	9,1 ± 1,7	28 ± 5	22 ± 8	8 ± 5	2,1 ± 0,4	1,7 ± 0,6	0,6 ± 0,4	18 ± 7	6 ± 4
	S3-Modern	25 ± 4	108 ± 15	9,8 ± 1,4	25 ± 4	20 ± 6	7 ± 5	2,3 ± 0,3	1,8 ± 0,6	0,6 ± 0,4	19 ± 6	7 ± 5
group C	S1-S2	155 ± 10	170 ± 11	8,1 ± 0,5	107 ± 57	89 ± 59	35 ± 30	5,1 ± 2,7	4,2 ± 2,8	1,7 ± 1,4	16 ± 3	5 ± 3
	S2-S3	89 ± 17	97 ± 19	7,5 ± 1,4	89 ± 17	69 ± 26	25 ± 18	6,9 ± 1,3	5,3 ± 2,0	1,9 ± 1,4	15 ± 5	5 ± 4
	S3-Modern	50 ± 8	54 ± 9	4,9 ± 0,8	50 ± 8	38 ± 13	14 ± 9	4,5 ± 0,7	3,5 ± 1,2	1,2 ± 0,9	10 ± 3	3 ± 2
group D	S1-S2	203 ± 54	136 ± 36	6,5 ± 1,7	109 ± 105	95 ± 95	43 ± 43	5,2 ± 5,0	4,6 ± 4,5	2,0 ± 2,0	7 ± 6	3 ± 3
	S2-S3	252 ± 59	147 ± 34	11,3 ± 2,6	252 ± 59	198 ± 82	72 ± 52	19,4 ± 4,5	15,2 ± 6,3	5,5 ± 4,0	22 ± 9	8 ± 6
	S3-Modern	131 ± 9	77 ± 5	7,0 ± 0,5	131 ± 9	100 ± 26	34 ± 22	11,9 ± 0,8	9,1 ± 2,4	3,1 ± 2,0	13 ± 4	5 ± 3

Tableau 2: Bilan d'érosion de l'Afrique de l'Ouest depuis 45 Ma par sous-drainage. Le volume érodé ainsi que l'épaisseur et le taux de dénudation correspondant sont calculés sur l'aire de chaque groupe en excluant les bassins sédimentaires lorsque du matériel s'y dépose (période S1-S2 pour les sous-groupes A, C et D). L'incertitude sur le volume est calculée de la même manière que dans le Chapitre 8. Le volume exporté correspond au volume érodé auquel est retranché le volume stocké dans les bassins sédimentaires continentaux. L'incertitude sur la position du drainage est également incluse. Le taux de dénudation volumétrique et la charge des rivières (yield) sont calculés à partir du volume exporté. La porosité utilisée dans les calculs est de 25 ± 15 % (Valeton, 1972; Thomas, 1994). La masse volumique utilisée pour convertir la charge (yield) est 2500 kg/m^3 (masse volumique « effective » sans la porosité). Les sous-drainages sont localisés sur la Figure 9.3.

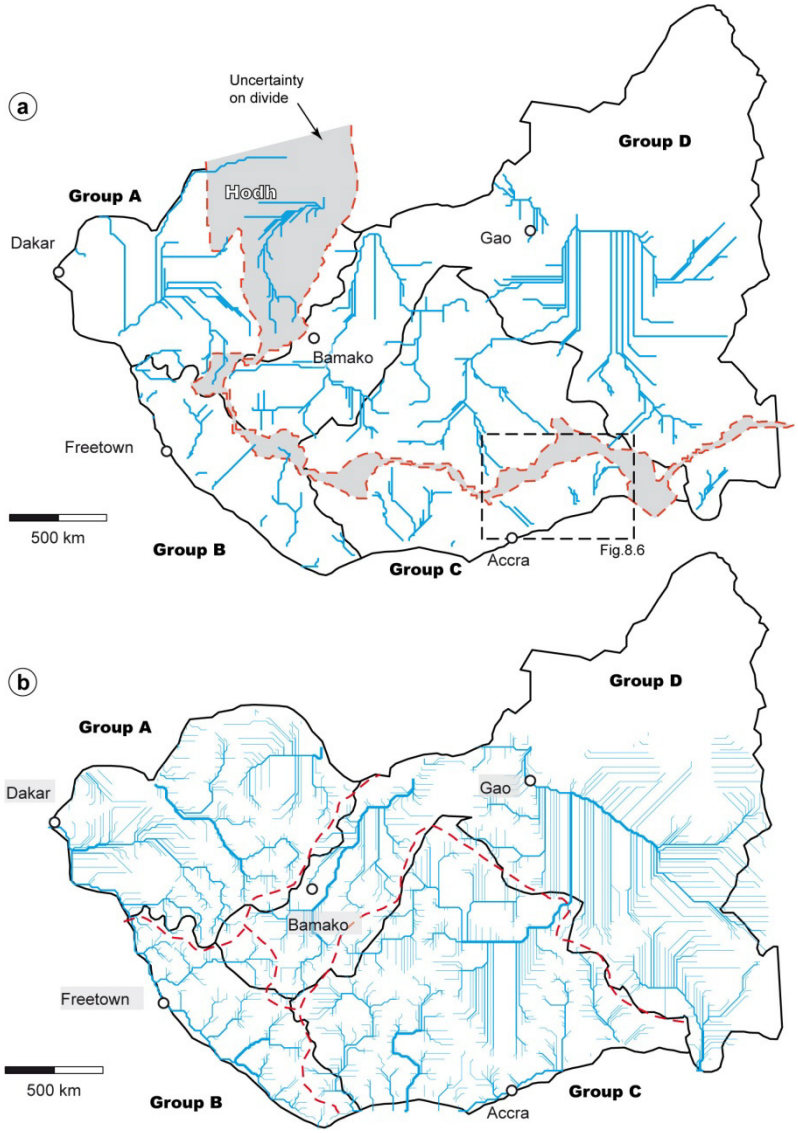


Figure 9.5 : (a) Réseau de drainage extrait à partir de la topographie S1. La ligne de partage des eaux majeure, formée par un bourrelet marginal (*Chardon et al., submitted*), se situe quelque part entre les limites interne et externe matérialisées en pointillés rouges. (b) Réseau de drainage extrait à partir de la topographie S2 et comparaison avec les groupes de drainage actuels. Les limites de drainage actuelles sont représentées en noir et les limites des drains extraits en pointillés rouges. Les rivières extraites sont en bleu.

Le positionnement des lignes de partage principales a un impact déterminant sur la répartition de l'export vers les différents bassins sédimentaires (Figure 9.5). Depuis 45 Ma, le drainage ouest africain n'est pas resté identique à l'actuel et l'aire drainée par les exutoires modernes a varié (*Chardon et al., submitted*). Les topographies S1, S2 et moderne présentées dans les Chapitres 5 et 7 ont été utilisées, après conversion en raster (résolution ~ 10 km), pour extraire les drainages successifs à partir du logiciel Rivertools. Pour l'intervalle S2-moderne, la géométrie des bassins-versants est considérée comme identique à l'actuelle. Le Chapitre 5 a en effet montré que le drainage ouest africain était similaire à l'actuel avant l'abandon de la surface S2. De plus, le contour des bassins-versants

extraits de la topographie S2 est très proche de celui des bassins-versants modernes, malgré de légères différences qui sont compensées d'un sous-drainage à l'autre (Figure 9.5b). L'actuel bassin des Voltas est drainé vers le Nord mais cette géométrie est lié à un problème d'extraction du drainage. En effet, la pente régionale qui suit les iso-lignes est vers le Sud sur la Figure 5.2c.

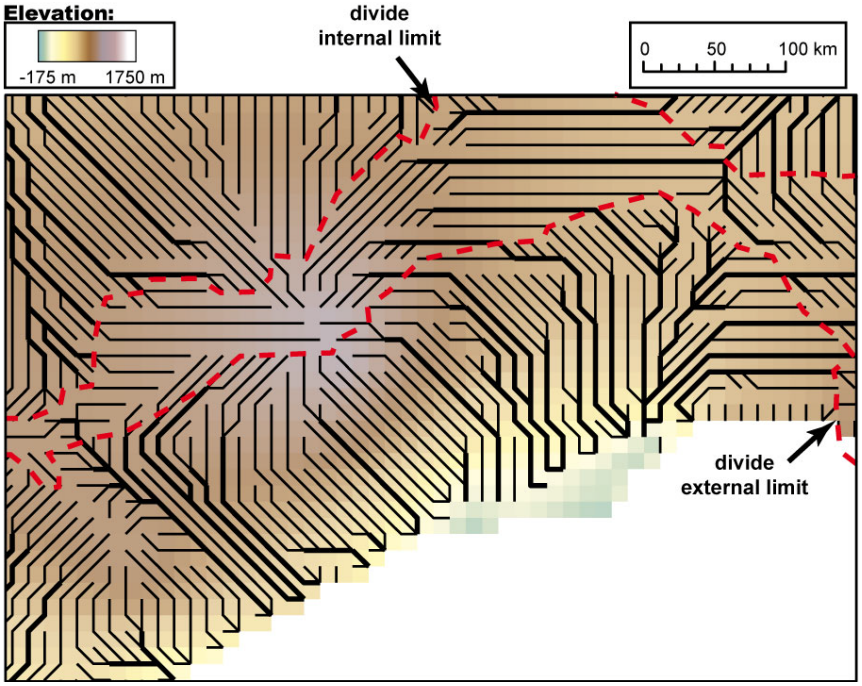


Figure 9.6: Exemple local de positionnement des limites de la ligne de partage des eaux formé par le bourrelet marginal de la topographie S1 en fonction de la géométrie des drains extraits. Les rivières extraites sont en noir. Localisation en Figure 9.5a.

Durant l'intervalle S1-S2, un changement topographique majeur a lieu avec l'externalisation du drainage ouest africain (*Chardon et al., submitted*). Cependant, le moment exact de ce changement est inconnu pour le moment (Tableau 2). On peut considérer deux hypothèses extrêmes. Selon la première, ce changement a eu lieu vers 45 Ma et tout le volume dénudé dans un sous-drainage a été exporté vers son exutoire moderne. Selon la seconde hypothèse, ce changement a eu lieu vers 24 Ma et seule la partie drainée par l'exutoire actuel depuis 45 Ma a été exportée. Dans cette hypothèse, le volume érodé correspond à celui situé à l'extérieur de la ligne de partage extraite d'après la topographie S1 (Figure 9.5a). Les limites extrêmes de la ligne de partage sont placées lorsque l'angle entre la ligne de partage et les drains extraits dépasse 30° (Figure 9.6). L'incertitude du positionnement de la ligne de partage est plus forte (1) en présence de succession de drains parallèles (Figure 9.6), indiquant une limite peu marquée, mais aussi (2) en présence de « captures » de drains probablement dues à des artéfacts lors de l'extraction. Ces artéfacts sont générés dans les dépressions fermées que le logiciel « remplit » artificiellement pour forcer leur exutoire. Par exemple, sur la Figure 9.5 a, les drains sont parallèles dans le bassin des Iuellemmeden car celui-ci est comblé dans le logiciel

d'extraction du drainage. L'exemple où un doute subsiste est celui du Hodh (i.e. son exutoire est situé au niveau d'un escarpement actuel Figure 9.5a). Par prudence, ces bassins sont intégrés entre les limites interne et externe de la ligne de partage et ajoutés dans l'incertitude (Figure 9.5a).

Les corrections liées à la géométrie des surfaces, à la sédimentation onshore et à l'incertitude de la position du drainage ont été reportées pour obtenir le volume total exporté du Tableau 2. Si l'on considère que le matériel érodé est du régolite, ce volume peut être divisé en une fraction solide, ou clastique, et une fraction poreuse. La porosité utilisée est de 25 ± 15 % (voir en page 203). Les taux de dénudation volumétriques sont obtenus à partir de ces différents volumes exportés en utilisant les âges de la séquence latéritique (*Beauvais et Chardon, 2013*). Ces taux de dénudation ont ensuite été utilisés pour calculer le « yield », c'est-à-dire la charge des rivières par kilomètre carré et par an. La masse volumique utilisée pour cette conversion est de 2000 kg/m^3. Cette masse correspond à la valeur moyenne des densités proposées pour le matériel régolithique (entre 1600 et 2400 kg/m^3 ; *Valeton, 1972; Boulangé, 1984; Thomas, 1994*).

4.2 Estimation des volumes préservés sur les marges

Les volumes de sédiment préservés dans le delta du Niger ont été calculés d'après la méthode utilisée par Guillocheau et al (*2012* ; Figure 9.7). Cette méthode permet de calculer les volumes de sédiments en utilisant les limites de séquence des dépôts sédimentaires à partir de coupes géologiques. Chaque limite de séquence est interpolée d'une coupe à l'autre et le volume entre ces limites est estimé. Une estimation de l'erreur liée à l'interpolation des limites d'une coupe à l'autre est également intégrée.

Pour le delta du Niger, les coupes utilisées sont celles de Haack et al (*2000 ;* Figure 9.7). Les volumes ont été calculés pour trois intervalles que nous avons sélectionnés (45-23 Ma ; 23-11,6 Ma et 11,6-0 Ma ; Figure 9.9). Ces intervalles sont très proches de ceux définis par l'abandon des surfaces de la séquence morpho-climatique ouest africaine. Durant l'intervalle 45-0 Ma, le matériel déposé dans le delta du Niger est exclusivement terrigène. Il n'y a donc pas eu besoin de faire de correction du volume des carbonates. Le volume obtenu a été corrigé de la porosité en utilisant la loi d'évolution de la porosité en fonction de la profondeur de Sclater et Christie (*1980* ; voir *Guillocheau et al., 2012* pour les détails). Les résultats présentés ici ont été utilisés en premier lieu par Robin et al. (*2011*). Ils ont été recalculés au GET Toulouse par D. Rouby (i.e. en utilisant la méthode de *Guillocheau et al., 2012*). Les données du Golfe de Guinée, basées sur les compilations de Helm (*2009*), sont également disponibles. La Figure 9.8 présente la synthèse des données du delta du Niger et du golfe de Guinée.

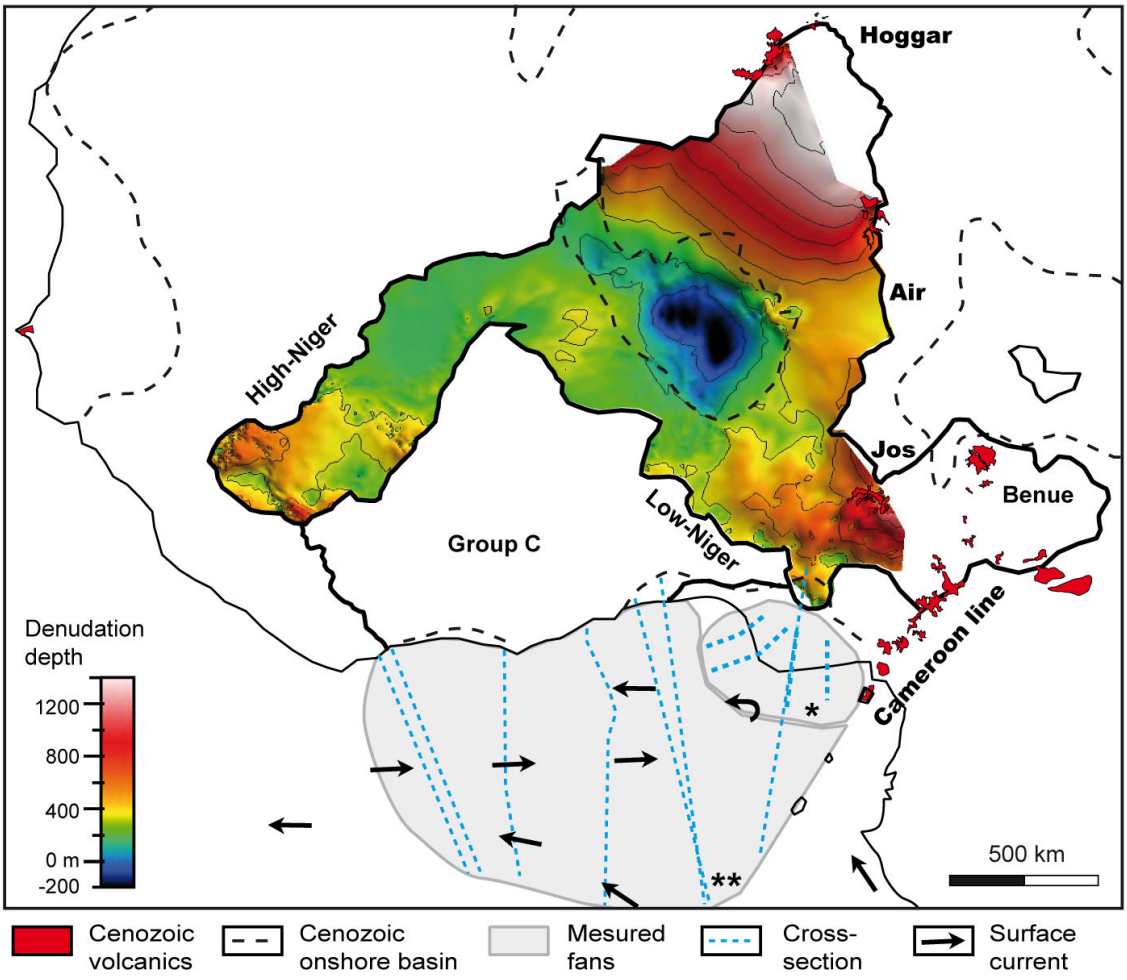


Figure 9.7 : Détails du système « source-to-sink » montrant le bassin-versant du Niger (trait rouge) et la carte de dénudation disponible dans cette étude. Les coupes utilisées pour le calcul du volume de sédiments préservés sont localisées en traits bleus pointillés épais pour le delta du Niger (Haack et al., 2000 ; voir Figure 2.24) et les données du golfe de Guinée en traits bleus pointillés fins (*Helm, 2009*). Les trajectoires des courants de surface modernes sont d'après Séranne et Nzé Abeigne (*1999*). Les limites approximatives des accumulations cénozoïques correspondant au delta du Niger (*) et au Nord du golfe de Guinée (**) ont été reportées.

La Figure 9.9 présente une comparaison entre les volumes préservés dans le delta du Niger (*Robin et al., 2011* ; voir précédemment) et les volumes dénudés sur le continent. Ces volumes sont calculés d'après la colonne « volume clastique exporté » du Tableau 2. Cependant, comme on peut le voir en Figure 9.7, ce volume n'est pas représentatif de l'ensemble du bassin-versant du Niger. Il manque en effet une partie drainage du Niger, en grande partie dans le fossé de la Bénoué (environ 0,7 x 10^6 km^2 ; Figure 9.7). Une estimation du volume manquant est proposée en multipliant l'épaisseur moyenne de dénudation en Afrique de l'Ouest depuis 45 Ma (i.e. 250-300 m ; Tableau 1) par l'aire drainée manquante. Ce volume est attribué à la partie « Bénoué » de la Figure 9.9e.

5. Résultats et interprétation

5.1 Distribution spatiale de la dénudation

Alors que le Chapitre 8 a montré que le taux de dénudation moyen à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest était globalement constant et faible (< 10 m/Ma) durant le Cénozoïque, les cartes de la Figure 9.3 montrent que la dénudation est spatialement hétérogène en Afrique de l'Ouest. On distingue principalement deux zones : (1) l'Ouest où l'épaisseur de dénudation totale depuis 45 Ma varie de -400 m (i.e. déposition dans les bassins sédimentaires intracontinentaux cénozoïques) à 800 m au maximum (i.e. taux de dénudation > 15 m/Ma) et (2) l'Est où l'épaisseur de dénudation totale depuis 45 Ma varie de 200 m à plus de 1500 m (i.e. taux de dénudation > 20 m/Ma).

La profondeur de dénudation est plus hétérogène dans la partie occidentale (Figure 9.3a). On y observe par exemple les bassins sédimentaires à terre (bassin sénégalo-mauritanien, bassin des Iuellemmeden et bassin du Togo-Bénin) dans lesquels du matériel est déposé (i.e. l'érosion est « négative » ; Figure 9.3). Les profondeurs de dénudation totales les plus fortes (600-800m ; i.e. taux de dénudation > 13 m/Ma ; Figure 9.3a) sont localisées le long du bourrelet marginal entre le plateau de Jos et le Sud-est du bassin sénégalo-mauritanien. A l'Est de ce bassin, la dénudation totale est moins importante (300-500 m ; Figure 9.3b). Le long du bourrelet, la profondeur de dénudation est supérieure à 400 m pendant l'intervalle S1-S2 à l'intérieur de lobes larges de plusieurs centaines de kilomètres. La taille des zones dans lesquelles les profondeurs dénudées sont de l'ordre de 100 m augmente ensuite progressivement durant l'intervalle S2-moderne. Cette tendance est observée sur l'ensemble du craton (Figure 9.3a) et la dénudation est répartie de façon plus homogène à partir de l'intervalle S2-S3. En s'éloignant de part et d'autre du bourrelet marginal, la dénudation totale est faible (< 350 m ; i.e. taux de dénudation < 8 m/Ma) ; elle est même très faible à l'intérieur du continent (< 200 m ; i.e. taux de dénudation < 5 m/Ma). Il existe cependant des exceptions. Par exemple, la dénudation reste forte durant l'intervalle S1-moderne à l'Ouest de l'actuelle dorsale de Guinée le long des drains principaux (> 200-300 m ; Figure 9.3c). D'autres anomalies sont observées vers l'intérieur du continent comme la zone très allongée qui atteint quasiment le bassin des Iuellemmeden (dorsale de Léo ; Figure 9.3a). A l'opposé, il existe des zones dans lesquelles la profondeur est constamment restée inférieure à 300 m, comme la zone du Haut-Niger (Figure 9.3).

Dans la partie orientale, la profondeur de dénudation est modérément élevée pendant l'intervalle S1-S2 (100-600 m) puis très élevée durant les intervalles S2-S3 et S3-moderne (100-1000 m ; Figure 9.3a). Cependant, la faible préservation des reliques latéritiques dans cette partie rend incertaine l'âge de la dénudation principale entre l'intervalle S2-S3 et S3-moderne (voir Chapitre 8). De même, la profondeur de dénudation durant l'intervalle S1-S2 est probablement sous-estimée car

aucun équivalent géomorphologique de S1 n'a été retrouvé dans le Hoggar (voir Chapitre 4). Spatialement (Figure 9.3a), la dénudation semble plus distribuée durant l'intervalle S2-S3 puis localisée sur les massifs du Hoggar de l'Aïr et sur le plateau de Jos durant l'intervalle S3-moderne.

5.2 Evolution temporelle de la dénudation et flux clastique vers les marges

L'hétérogénéité spatiale de la dénudation s'exprime dans les sous-drainages A, B, C et D (Figure 9.3). Ces sous-drainages intègrent la dénudation de domaines avec des tailles et des dynamiques d'érosion différentes. Il en résulte donc des flux variés à leurs exutoires (Figure 9.4 et Tableau 2). Certaines variations cependant sont difficiles à appréhender clairement du fait des incertitudes. Par exemple, la réorganisation du drainage durant l'intervalle S1-S2 (*Chardon et al., submitted*), se traduit par une incertitude plus élevée sur la quantité de matériel exporté par les sous-drainages A, C et D à cette période (Figure 9.4b). Les sous-drainages A et B ont des superficies restreintes, ils exportent de faibles quantités de sédiments (< 150 x 10^3 km^3 dénudé au total depuis 45 Ma ; i.e. < 5 x 10^3 km^3 /Ma exporté en moyenne ; Figure 9.4). A l'inverse, les sous-drainages C et D sont plus étendus et exportent une plus grande quantité de sédiment (> 200 x 10^3 km^3 dénudé au total depuis 45 Ma ; i.e. > 5 x 10^3 km^3 /Ma exporté en moyenne ; Figure 9.4). Le sous-drainage D possède le taux d'export le plus grand mais aussi le plus varié d'un intervalle à l'autre (~5-20 x 10^3 km^3/Ma).

Malgré les différences de volume dénudé/exporté, on retrouve des tendances communes aux différents sous-drainages en terme de dénudation. Par exemple, les profondeurs moyennes de dénudation diminuent clairement dans tous les sous-drainages (sauf le D) entre les intervalles S1-S2 et S2-S3 puis entre les intervalles S2-S3 et S3-moderne (sauf dans le sous-drainage A où une légère augmentation se produit durant l'intervalle S3-moderne). Le taux de dénudation moyen reste inférieur à 10 m/Ma dans quasiment tous les sous-drainages à chaque période. Il atteint voire dépasse cette valeur durant l'intervalle S2-S3 dans le sous-drainage D (Figure 9.4). Les taux restent grossièrement constants entre l'intervalle S1-S2 et l'intervalle S2-S3 mis à part dans les sous-drainages B et D où une augmentation est enregistrée. Compte-tenu des incertitudes associées, il est cependant difficile de caractériser plus précisément cette augmentation. Entre l'intervalle S2-S3 et l'intervalle S3-moderne, deux tendances sont observées : (1) une augmentation du taux moyen de dénudation dans les sous-drainages A et B et (2) une diminution de ce taux dans les sous-drainages C et D (Figure 9.4d).

Les volumes exportés convertis en flux dans les rivières (clastique et « dissout » ; Tableau 2) conservent les tendances de la Figure 9.4b. Le flux moyen (= yield) clastique est de 3-10 t/km^2/an dans le sous-drainage A, de 10-19 t/km^2/an dans les sous-drainages B et D et peut atteindre 22 t/km^2/an dans le sous-drainage D (période S2-S3 ; Tableau 2). Les estimations du flux dissout sont assez homogènes et centrées autour de 3-5 t/km^2/an dans tous les sous-drainages et à toutes les périodes.

5.3 Accumulation sur les marges

La Figure 9.8 montre le résultat du calcul du volume de sédiments préservés sur la partie nord du golfe de Guinée ainsi que dans le delta du Niger. L'accumulation de sédiments dans ces deux zones montre une augmentation du flux terrigène avec le temps. Pour le Niger, on distingue un passage d'environ 5 à 10 x 10^3 km^3/Ma entre 45 et 16 Ma qui s'accentue par la suite : le taux d'accumulation passe à 20 x 10^3 km^3/Ma vers 16 Ma puis à 40 x 10^3 km^3/Ma vers 5 Ma. Cette dernière phase est synchrone de l'augmentation du flux terrigène enregistrée au niveau mondial (Figure 9.1 ; *Peizhen et al., 2001*). Après 2 Ma, le taux d'accumulation diminue vers une valeur de 25-30 x 10^3 km^3/Ma. Cette diminution est interprétée comme étant due à l'aridification du climat à cette période (*Jermannaud et al., 2010 ; Robin et al., 2011*). Dans le golfe de Guinée, la résolution temporelle des coupes est moindre (Figure 9.8). Les données montrent une augmentation long-terme du taux d'accumulation de 10 à 25 x 10^3 km^3/Ma entre 45 Ma et l'actuel.

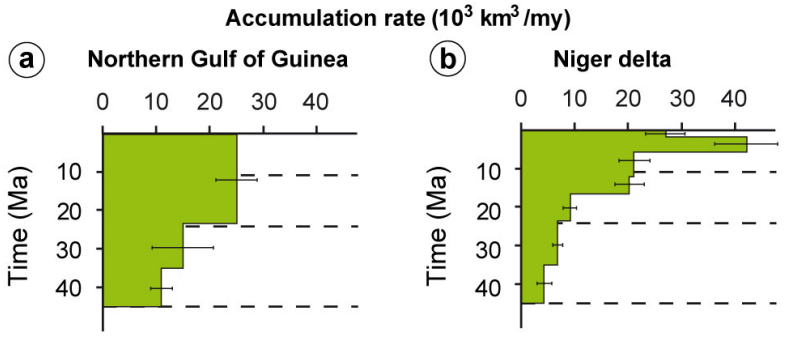
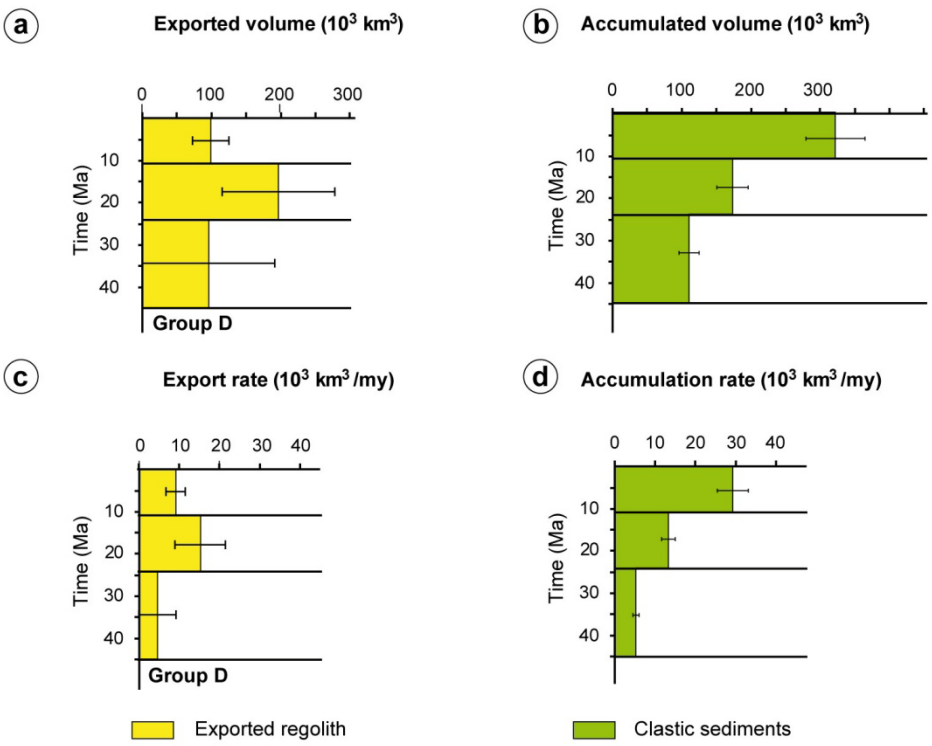


Figure 9.8 : Taux d'accumulation volumétrique de sédiments dans le golfe de Guinée et le delta du Niger. Les coupes utilisées pour ces calculs sont localisées sur la Figure 9.7.

La Figure 9.9 propose une comparaison « source-to-sink » intégrée entre le bassin-versant du Niger et le delta du Niger. Les volumes exportés correspondent aux volumes clastiques du Tableau 2 (i.e. porosité retirée). Malgré les incertitudes élevées, les volumes érodés et déposés entre 45 et 11 Ma sont du même ordre de grandeur (100 x 10^3 km^3 en moyenne pour l'intervalle S1-S2 et 200 x 10^3 km^3 en moyenne pour l'intervalle S2-S3 ; Figures 9.9a et 9.9b). Cependant, ces volumes sont très différents durant l'intervalle S3-moderne (environ 100 x 10^3 km^3 érodés contre 300 x 10^3 km^3 déposés). Au total, 620 ± 100 x 10^3 km^3 de sédiments (corrigés de la porosité) sont déposés dans le delta du Niger depuis 45 Ma d'après les données de Haack (*2000*). Dans le sous-drainage D, notre méthode propose une estimation moyenne d'environ 400 x 10^3 km^3 (Figure 9.9e). Le flanc sud du Hoggar représente 35 à 80% de ce volume. Cependant cette estimation ne prend pas en compte l'ensemble du bassin-versant Niger-Benoué (Figure 9.7). Si l'on ajoute le volume potentiellement érodé dans les 0,7 x 10^6 km^2 qui ne sont pas échantillonnées sur la Figure 9.7, on obtient un volume total érodé d'environ 600 x 10^3 km^3 (540 ± 260 x 10^3 km^3; Figure 9.9e).



e

domain	area (10^6 km^2)	total volume 45-0 Ma (10^3 km^3)
watershed D	1.5	380 ± 210
Benue watershed	0.7	160 ± 50
total Niger watershed	2.3	540 ± 260
Niger delta sediments (Haack et al., 2000)		**620 ±100**

Figure 9.9 : Comparaison « source-to-sink » entre le delta du Niger et son bassin-versant. (a) Volume exporté par le sous-drainage D. (b) Volume accumulé dans le delta du Niger (d'après *Robin et al., 2011*). (c) Taux d'export volumétrique au sein du sous-drainage D. (d) Taux d'accumulation dans le delta du Niger. e) Comparaison des volumes totaux entre le sous-drainage D, la Bénoué et le delta du Niger. Le volume potentiellement dénudé par la Bénoué à été estimé en multipliant sa superficie par les profondeurs de dénudation moyenne depuis 45 Ma (250-300 m).

Les estimations de taux d'export volumétrique du sous-drainage C (2,5-8 x 10^3 km^3/Ma) sont quatre à cinq fois inférieures aux taux d'accumulation dans le Nord du golfe de Guinée (10-28 x 10^3 km^3/Ma ; Figure 9.8a). Cependant, les volumes accumulés mesurés ne permettent pas une comparaison directe avec le continent (Figure 9.7) : l'aire d'accumulation est trop grande, une partie des sédiments a potentiellement été apportée par des contourites en provenance de l'Ouest ou du Sud-ouest et une partie importante du volume comprend des carbonates qui n'ont pas pu être corrigés faute de données de forage (D. Rouby, communication personnelle). Par exemple, sur la Figure 9.2, la géométrie des sédiments au large d'Accra suggère la dérive vers l'Ouest d'une partie des sédiments du delta du Niger. Pour toutes ces raisons, seules les tendances seront regardées entre le sous-drainage C et les sédiments du golfe de Guinée.

6. Discussion

6.1 Dynamique d'érosion et détection des mouvements épirogénique

Les cartes de dénudation depuis 45 Ma suggèrent une partition de la dynamique de surface et des mouvements verticaux. Si ces cartes ne permettent pas de mesurer l'amplitude de ces mouvements, elles peuvent permettre de les détecter et d'évaluer leur longueur d'onde. La distribution de la dénudation dans la partie orientale suggère par exemple un soulèvement de type bombement (longueur d'onde de l'ordre du millier de kilomètres ; Figure 9.3) du massif du Hoggar. Ce soulèvement est probablement lié à la dynamique du manteau sous-jacent (*Burke, 1996; Rougier et al., 2013 ;* et voir Figure 6.9). La quantité de dénudation dans le Hoggar est importante (i.e. profondeur > 1500 m) avec un paroxysme de dénudation se situant dans l'intervalle S2-S3. Cependant, il existe une forte incertitude sur l'âge de cette dénudation. De même, la profondeur de dénudation durant l'intervalle S1-S2 est mal contrainte et parait sous-estimée. Cependant, les profondeurs de dénudation et leur distribution sont en accord avec celles de 1000-2000 m proposées par Rougier et al. (*2013*) sur la base d'une étude thermochronologique.

Sur la partie orientale, la distribution spatiale de la dénudation est plus hétérogène. Elle est liée au meilleur enregistrement géomorphologique dans cette zone mais également à une évolution plus contrastée. Par exemple, les fortes dénudations (> 600 m depuis 45 Ma) sont concentrées le long du bourrelet marginal (Figure 9.3) suggérant que l'érosion a été forcée par les mouvements verticaux liés à l'évolution de la marge passive ouest africaine. Certains lobes de dénudation plus forte (> 400 m depuis 45 Ma) se propagent de part et d'autre du bourrelet marginal définissant des zones d'anomalie (ex : Freetown et la dorsale de Léo ; *Beauvais et Chardon, 2013* ; Figure 9.3a). De plus, la largeur du bourrelet marginal excède parfois 1000 km. Si, comme proposé par Summerfield (*1996*), ce bourrelet est lié à un forçage flexural et à l'activité de la marge, la largeur de la zone dénudée suggère la participation de processus additionnels de plus grande longueur d'onde (*King et Ritsema, 2000; Watts, 2001*). Les cartes d'évolution montrent que les bassins sédimentaires continentaux de la zone étudiée sont passés en érosion contrairement au Tchad qui continue d'accumuler des sédiments actuellement (Figure 9.2). L'arrêt de cette sédimentation date d'avant l'abandon de la surface S2 (i.e. durant l'Oligocène ; voir Chapitre 5). On peut donc tenter de lier le changement de dynamique des bassins sédimentaires et les anomalies de dénudation intraplaques à des sollicitations dynamiques de grande longueur d'onde, et potentiellement au soulèvement en masse de l'Afrique après l'Eocène (*Bond, 1978; Burke, 1996; Rowley, 2013*).

Durant l'intervalle S1-S2, la profondeur de dénudation est supérieure à 100 m dans tous les sous-drainages sauf le A (Figure 9.4). La tranche de roche dénudée a donc en moyenne légèrement

excédée celle du régolite bauxitique érodé en moyenne durant cette période (*Beauvais et Chardon, 2013*). Cette profondeur suggère un forçage lié à un gradient topographique plus fort le long du bourrelet marginal qui aurait permis de développer des profils d'altération bauxitiques plus puissants et/ou d'éroder au-delà de la profondeur de ces profils. Les durées des intervalles de dénudation disponibles ne sont pas égales. Ainsi, la profondeur de dénudation généralement importante durant l'intervalle S1-S2 n'est pas associée à des taux de dénudation importants car cette période est longue (21 Ma contre 13 et 11 Ma respectivement pour les périodes S2-S3 et S3-moderne). Dans le sous-drainage C, l'ensemble du bourrelet a été dénudé tandis qu'il est toujours présent actuellement dans le sous-drainage B (correspondant à l'actuelle dorsale de Guinée ; Figure 9.3). Le taux de dénudation diminue progressivement dans le sous-drainage C (Figure 9.4b) ce qui suggère une relaxation du relief dans cette zone. La distribution de la dénudation semble en effet s'homogénéiser à partir de 24 Ma (Figure 9.3d) ; ce qui peut signifier la fin ou la diminution de la sollicitation au niveau du bourrelet. L'évolution du sous-drainage B indique le maintien d'une topographie élevée depuis 45 Ma dans la dorsale guinéenne. Au sein des sous drainages A et B, on observe même une augmentation de l'érosion dans la dorsale de Guinée pendent l'intervalle S3-moderne (Figure 9.4). Cette reprise de l'érosion suggère une sollicitation extérieure. Elle est également confirmée par l'analyse des profils des rivières (voir Chapitre 6).

6.2 Export vers les marges et comparaison avec l'enregistrement sédimentaire

Les estimations (Figure 9.4) de volume érodé discutées jusqu'ici n'ont pas pris en compte la nature du matériel exporté. Cette considération est néanmoins primordiale en domaine cratonique où le matériel est du régolite (*Beauvais et Chardon, 2013*). Dans le Tableau 2, les colonnes « clastiques » montrent le volume de régolite sans la porosité. Chacune de ces colonnes présente donc une estimation minimale du matériel solide exporté (e.g. la potentielle néoformation d'argile par la suite dans les rivières n'est pas estimée). Le flux solide estimé par cette méthode pour le sous-drainage D (correspondant au Niger) oscille entre 7 et 22 t/km^2/an (*Tableau 2*). Le flux solide mesuré à l'exutoire du Niger est actuellement de 19 t/km^2/an (*Summerfield et Hulton, 1994*). La charge de fond qui n'est pas mesurée par les méthodes actuelles est considérée comme très faible dans les rivières tropicales (*Wirthmann, 2000; Allen et Allen, 2005*). Ainsi, nos estimations long-terme du débit solide du Niger, et notamment celles des périodes S2-S3 et S3-moderne, sont du même ordre de grandeur que celle proposée par Summerfield et Hulton (*1994*) pour l'actuel. Même s'il est légèrement plus élevé que celui estimé par notre méthode, le flux solide actuel du Niger (19 t/km^2/an) pourrait donc être équivalent à son flux long-terme depuis 24 Ma.

On peut faire l'hypothèse que la porosité des manteaux d'altération ouest africains a été créée par transformation isovolumétrique du substrat lors de l'altération. Dans ce cas, cette porosité représente un équivalent des éléments dissouts dans les rivières. Les valeurs de la concentration en éléments dissouts obtenus par cette méthode sont également proches de celles de l'actuel (autour de 4 t/km^2/an ; *Summerfield et Hulton, 1994*), notamment sur l'intervalle S3-moderne. Pourtant, les manteaux d'altérations préservés aujourd'hui en Afrique de l'Ouest, et qui ont aussi contribué à la phase dissoute des rivières, ne sont pas inclus dans ce calcul. Ce résultat semble indiquer que l'altération chimique est effectivement majoritairement isovolumétrique depuis 11 Ma. Dans la littérature, la concentration en éléments dissouts dans les rivières est utilisée pour calculer des vitesses de dénudation chimique (*Boeglin et Probst, 1998*). Si ces méthodes permettent en effet d'estimer la quantité d'éléments lessivés ainsi que le volume de roche dissout, leur utilisation pour calculer un taux de dénudation chimique en m/Ma apparait comme abusive car cette unité n'est pas pertinente pour traduire l'évolution des paysages. En effet, la création de 30 % de porosité sur 10 m par transformation isovolumétrique de la roche, qui correspondrait selon ces méthodes à une dénudation chimique de 3 m, ne génère pas d'abaissement de la topographie.

Dans le delta du Niger, on observe une accélération du flux terrigène après 5 Ma (Figure 9.8). Cette accélération est également visible dans le bassin du Sénégal (G. Baby, communication personnelle) ainsi que dans les compilations mondiales (*Donnelly, 1982; Howell et Murray, 1986; Hay et al., 1988; Peizhen et al., 2001; Molnar, 2004*). Cette tendance est observée dans la dénudation long-terme du continent dans les sous-drainages A et B mais pas dans les C et D (Figure 9.4). Les valeurs de dénudation étant mesurées sur l'intervalle 11-0 Ma, l'accélération post-5 Ma est donc moins évidente sur le continent. L'analyse des profils de rivière dans le Chapitre 6 a cependant montré une reprise de l'incision des rivières après 6 Ma, dans les sous-drainages A, B et D. Cette incision est localisée sur la partie marginale de l'Afrique de l'Ouest, notamment dans les zones à fort relief. Si l'accélération du flux terrigène vers les océans après 5 Ma (*Molnar, 2004*) est difficile à détecter, l'augmentation post-33 Ma, et dont le paroxysme semble se situer vers 16 Ma, est observée (Figure 9.4 ; *Clift, 2010*). En effet, dans tous les sous-drainages, on observe une augmentation, même légère, de l'export entre les intervalles S1-S2 et S2-S3. Cette augmentation n'a pas de cause épirogénique détectée et se produit durant le développement du Haut glacis, considéré comme la dernière surface d'aplanissement mondiale dans les tropiques (*Grandin et Thiry, 1983*). On peut donc attribuer cette tendance a une cause climatique (*Clift, 2010*).

La progradation du delta du Niger commence vers 32 Ma (Figure 9.8). Cette initiation est cohérente avec l'hypothèse de l'établissement du drainage du Niger à cette période (*Chardon et al., submitted*). La dénudation est forte au sein du sous-drainage D durant l'intervalle S2-S3 (200 ± 80 x 10^3 km^3 ; Figure 9.9). Cet épisode est corrélé avec l'augmentation miocène (23-11,6 Ma) de la

sédimentation dans le delta du Niger (~175 ± 30 x 10^3 km^3 ; Figure 9.9). Cette tendance commune semble confirmer le lien entre la dénudation associée aux mouvements verticaux dans le massif du Hoggar et la sédimentation dans le delta du Niger (*Burke et al., 2003*). Durant l'intervalle S3-moderne, le taux de sédimentation augmente dans le delta du Niger (~325 ± 50 x 10^3 km^3) alors que la dénudation mesurée au sein du sous-drainage D est faible (100 ± 26 x 10^3 km^3). Une possibilité est que la majeure partie du volume manquant provienne de la Bénoué et de ses bordures. Plusieurs arguments sont en faveur de cette hypothèse : (1) il existe du volcanisme très jeune (< 10 Ma ; *Rankenburg et al., 2005*) sur le plateau de Jos et dans l'Adamaoua, suggérant des mouvements verticaux en lien avec le volcanisme à cette période, et (2) la morphologie du fossé de la Bénoué est proche de celle de la zone du Bas-Niger (Chapitre 4), où une reprise de l'érosion est enregistrée après 6 Ma (Chapitre 6). Si cette dernière hypothèse est vraie, on peut supposer que l'accélération du flux terrigène après 6 Ma est effectivement liée à une cause climatique en Afrique de l'Ouest. La sollicitation qu'elle a engendrée ne se serait alors pas propagée sur l'ensemble du continent et serait restée localisée sur les marges. Il est également possible que des sédiments en suspension du Tchad aient été vidangés par la Bénoué jusqu'au delta du Niger lors d'épisodes plus humides du Néogène alors que le niveau du lac était plus élevé (*Burke, 1976*).

Notre étude s'est concentrée sur le dépôt-centre proximal du delta du Niger qui ne représente pas la surface totale des dépôts du delta (Figure 9.2). La partie distale (deep offshore), où le volume déposé peut être conséquent, n'est en effet pas représentée sur les coupes utilisées. Cependant, la géométrie concave de la marge dans cette zone, propice à l'accumulation des sédiments venant des exutoires des autres grands bassins versants ou redistribués par les courants de contour, rend les limites des bassins sédimentaires ténues (Figure 9.2). Par exemple, les volumes estimés pour la partie du golfe de Guinée intègrent potentiellement des sédiments venant du delta du Niger et des dépôts de contourites. Pour le système Niger-Bénoué, ce transport de matériel par les courants de contour ainsi que l'apport de particules éoliennes n'ont pas été estimés. La contribution des courants de contour n'est pas simple à évaluer : ces derniers peuvent aussi bien ajouter qu'enlever des sédiments (Figure 9.7). L'apport éolien est potentiellement plus constant. Les sables du Sahara constituent en effet, depuis la fin du Miocène, un apport important de sédiments vers l'océan qui n'a pas été pris en compte dans cette étude. Il semble donc qu'il y ait à la fois des paramètres pouvant diminuer ou augmenter les bilans estimés par notre approche. Pour le moment, comparer les ordres de grandeur entre le continent et les bassins sédimentaires parait toujours pertinent.

Bien qu'une partie du volume érodé dans le bassin-versant Niger-Bénoué n'ait pas été mesurée directement, il a été possible de l'évaluer en utilisant le régime cratonique d'export estimé dans le chapitre précédent et l'aire drainée manquante. Ce volume estimé a permis de se rapprocher du volume préservé dans le delta du Niger une fois ajouté au volume dénudé dans le sous-drainage D

(Figure 9.9). Le volume maximum du système Niger-Bénoué est même au dessus du Volume calculé pour le delta du Niger (800 x 10^3 km^3 érodés contre 720 x 10^3 km^3 déposés). Ce résultat suggère qu'il est possible d'obtenir une approximation du volume érodé dans un domaine cratonique à l'échelle des temps géologiques à partir de son aire drainé. Les estimations de ce chapitre montrent également que la vidange du Tchad suggérée par Burke (*1976*) n'est pas nécessaire pour fournir la quantité de sédiments déposée dans le delta du Niger. Ainsi, le volume dénudé dans les zones cratoniques de type ouest africain semble dépendre au premier ordre de la surface du drainage. A l'avenir, on peut envisager d'utiliser les gammes de dénudation de l'Afrique de l'Ouest (250-300 m érodés en moyenne depuis 45 Ma ; ca. 5-7 m/Ma) pour évaluer la taille des drainages cratoniques à partir des volumes de sédiments préservés sur les marges. En utilisant cette méthode, il sera également possible d'estimer les flux sédimentaires long-terme d'un domaine cratonique dont on connait le drainage.

7. Conclusion

L'étude « source-to-sink » esquissée dans ce chapitre a permis une comparaison entre les volumes dénudés sur le continent et ceux déposés sur les marges ouest africaines depuis 45 Ma. Particulièrement, la prise en compte du type de matériel érodé à permis de préciser les estimations volumétriques. Les flux chimiques long-terme calculés (environ 5 $t/km^2/an$) sont dans les mêmes gammes que ceux mesurés actuellement dans le fleuve Niger. Sur le long-terme (10^7 ans), les flux chimiques semblent constants tandis que les flux clastiques sont plus variables (entre 3 et 22 $t/km^2/an$).

Malgré les tendances globalement communes, on observe une hétérogénéité du flux entre les différents sous-drainages. Le volume de sédiments exporté est contrôlé au premier ordre par la taille des sous-drainages sélectionnés puis par la dynamique de surface de ces sous-drainages, probablement forcée par l'épirogénèse (voir Figure 8.2a). Les bassins-versants qui drainent la dorsale de Guinée exportent peu de sédiments (< 4 x 10^3 km^3/Ma) car leur taille est réduite mais montrent des taux de dénudation en augmentation depuis 11 Ma. Les drains atlantiques longs exportent plus de sédiments clastiques que les drains courts (~ 5 x 10^3 km^3/Ma) et leur évolution est liée à la dénudation du bourrelet marginal. Le bassin-versant du Niger exporte le plus de sédiments clastiques (5-15 x 10^3 km^3/Ma). Son évolution est cohérente avec le scénario d'établissement du drainage du Niger vers 32 Ma proposé dans le Chapitre 5. Le pic terrigène enregistré au Miocène dans le delta du Niger semble principalement du à la dénudation du flanc sud du Hoggar après 24 Ma dans le bassin-versant du Niger.

L'utilisation du régime de dénudation cratonique en prenant en compte la porosité du régolithe exporté (Chapitre 8) a permis d'estimer un volume dénudé dans le fossé de la Bénoué cohérent avec l'enregistrement sédimentaire. Ce régime (5-7 m/Ma) doit donc pouvoir être utilisé pour estimer les flux long-terme des domaines cratoniques, calibrer l'aire des grands bassins-versants drainées par les

bassins sédimentaires mais aussi détecter des anomalies de dénudation forcée par l'épirogénèse. Cette étude illustre également la pertinence de l'utilisation des paléo-surfaces latéritiques pour évaluer la contribution des boucliers tropicaux au flux sédimentaire sur les marges passives. Cette méthode doit donc pouvoir être appliquée dans des zones similaires (Australie, Brésil, Inde) où les paléo-surfaces sont datées (*Vasconcelos et Conroy, 2003; Riffel, 2012; Bonnet et al., 2014*).

Conclusion de la partie III : Export de matière par les drainages cratoniques

Les marges passives sont des domaines très étudiés, notamment parce qu'elles alimentent des bassins sédimentaires qui piègent des hydrocarbures. Dans cette partie, les flux sédimentaires vers les marges ouest africaines ont été évalués à l'échelle régionale et par grands bassins-versants. Ces estimations ont été faites à l'aide des reconstructions des topographies associées aux paléo-surfaces S1, S2 et S3.

Les taux de dénudation de l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest sont assez constants depuis 45 Ma et durant les intervalles 45-24 Ma, 24-11 Ma et 11-0 Ma (5-8 m/Ma). Ces taux sont associés avec des flux moyens clastique de 15 ± 3 t/km^2/an et chimique de 5 ± 3 t/km^2/an. Ils sont dans les mêmes gammes que les taux mesurés dans la littérature et ont donc été utilisés pour calculer la contribution mondiale des domaines cratoniques à l'export sédimentaire vers les océans. Ces domaines non-orogéniques représentent ~ 70% de la surface du globe. Leur export long-terme, calculé d'après les résultats ouest africains, est estimé à 2 ± 0,6 gigatonnes par an, ce qui confirme que la contribution des domaines cratoniques aux cycles biogéochimiques globaux est non-négligeable, même si elle est nettement inférieure à celle basée sur les mesures de dénudation court-terme (10^{4-5} ans). La relative constance des flux mesurés suggère que les variations du signal climatique ne sont pas enregistrées à l'échelle de temps de cette étude (10^7 ans).

En carte, la distribution de la dénudation n'est pas homogène et semble traduire des forçages épirogéniques. Par exemple, la dénudation du flanc sud du Hoggar contribue à 40 % du volume érodé sur la zone étudiée et suggère un soulèvement à grande échelle de ce massif. Sur la partie ouest de l'Afrique de l'Ouest, la dénudation est concentrée le long du bourrelet marginal. Certaines anomalies d'érosion suggèrent d'autres interférences épirogéniques. Les flux sédimentaires calculés par sous-drainages sont de fait variés et dépendent également de la taille du sous-drainage considéré. Durant les intervalles 45-24 Ma, 24-11 Ma et 11-0 Ma, les taux d'export ne varient pas de manière conséquente au sein de chaque sous-drainage excepté pour le bassin-versant du Niger.

Une comparaison préliminaire entre le bassin-versant Niger-Bénoué et les dépôts du delta du Niger suggère que les taux du régime cratonique de dénudation de cette étude peuvent servir à évaluer l'export long-terme des sous-drainages. Le volume exporté par la Bénoué a été estimé en utilisant le taux de dénudation moyen de l'Afrique de l'Ouest depuis 45 Ma. Cette approche pourra être réutilisée à l'avenir pour de nouveaux développements. Par exemple, en se basant sur des estimations les plus précises possibles dans les bassins sédimentaires (i.e. incluant porosité, carbonates,..), des hypothèses sur la taille des drainage anciens pourront être faites en utilisant les taux d'export cratoniques types.

Discussion générale

Ce travail de thèse, basé sur l'étude de la distribution spatiale des reliques de paléo-surfaces latéritiques, a permis de caractériser la dynamique à long-terme de l'érosion à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène :

- Une synthèse cartographique régionale des reliques latéritiques a été réalisée. Ce travail a mené à l'établissement d'une base de données géoréférencée des reliques de paléo-surfaces et a permis d'analyser qualitativement l'évolution des reliefs ouest africains au travers d'une carte et de coupes régionales.
- Les évolutions du drainage en carte et des profils longitudinaux de rivières ont pu être précisées en exploitant cette base de données à partir de reconstructions topographiques des paléo-surfaces.
- Une méthodologie de cartographie du dernier grand aplanissement (i.e. Haut glacis) a été implémentée dans la région du Sud-ouest Burkina Faso. La reconstruction de la topographie associée au stade Haut glacis a servi à caractériser la dissection du paysage à une échelle plus fine (kilométrique à décakilométrique) sur terrain de socle, permettant de poser les bases d'une méthode de prospection minière à l'échelle de cette région.
- Les bilans d'érosion à l'échelle de la sous-région ont été quantifiés par soustraction des topographies des différentes paléo-surfaces. Ces estimations ont permis : (1) d'évaluer la contribution globale des zones cratoniques au flux solide et dissout vers les océans, (2) de préciser les facteurs contrôlant les variations spatiales de ce flux en fonction des bassins de drainage et (3) de faire une première tentative de corrélation de type « source to sink » entre le bassin-versant Niger-Bénoué et le delta du Niger.

Dans les paragraphes qui suivent, les résultats marquants de cette thèse seront passés en revue et remis en perspective d'un point de vue thématique et régional. Quelques pistes de travaux complémentaires à cette thèse seront ouvertes.

1. Signification des niveaux latéritiques

L'évolution de l'Afrique de l'Ouest est ponctuée par l'établissement à priori régional de paléo-surfaces portant des altérations-type. Ces paléo-surfaces sont connues depuis longtemps mais étaient mal datées (*Michel, 1978; Grandin et Thiry, 1983*). Le point de départ de cette thèse est l'intégration d'éléments récents de datation de ces surfaces, notamment les datations géochronologiques sur le site de Tambao au Burkina Faso (*Beauvais et Chardon, 2013*). Cette dernière technique a permis de

contraindre plus précisément les périodes d'altération précédant l'abandon des paléo-surfaces ouest africaines.

Les périodes d'altérations observées en Afrique de l'Ouest et utilisées dans cette étude ne sont pas toutes mondialement identifiées par les variations du $\delta^{18}O$ dans les océans (*Zachos et al., 2001*). Cependant, les rythmes d'altération tropicaux ou ouest africains ne sont pas obligatoirement mondiaux. L'épisode d'altération bauxitique éocène est reconnu à l'échelle globale et correspond à une période de haut niveau eustatique et d'accumulation de carbonates dans les océans (*Prasad, 1983*). Cet épisode est fiable du point de vue géochronologique et stratigraphique (*Burke et Gunnell, 2008; Beauvais et Chardon, 2013*). Un épisode d'altération mondial est également reconnu entre 18 et 11 Ma en Australie et au Brésil (*Vasconcelos et al., 1994a; Vasconcelos et Conroy, 2003*). Cette période précédant l'abandon du Haut glacis semble être globalement synchrone dans la ceinture tropicale et donc d'origine climatique et globale (*Grandin et Thiry, 1983*).

L'intervalle durant lequel s'est développée la Surface intermédiaire (~ 45 - 24 Ma) représente la période la plus longue du Cénozoïque en Afrique de l'Ouest. Elle reste mal connue. La morphologie et la composition de la cuirasse intermédiaire indiquent que cette dernière est issue d'une altération poussée (*Grandin, 1976; Tardy et Roquin, 1998*). En effet, cette cuirasse est très ferrugineuse et massive, même sur les matériaux sédimentaires post-bauxitiques peu riches en fer (par exemple les grès du Continental terminal dans le bassin des Iuellemmeden). La Surface intermédiaire marque souvent un enfoncement significatif du réseau hydrographique sur les terrains pré-oligocènes (parfois supérieur à 400 m ; *Beauvais et Chardon, 2013*). Ceci implique que la période intermédiaire a comporté des épisodes d'érosion importants. La cuirasse intermédiaire est également retrouvée géochimiquement connectée à la bauxite (*Boulangé, 1984*). Cette connexion est difficilement envisageable dans des paysages avec un fort relief local. On peut alors se demander si, en Afrique de l'Ouest, il n'y a pas au moins deux épisodes d'altération et donc deux paléo-Surfaces intermédiaires.

Les âges des épisodes morpho-climatiques sur lesquels s'appuient nos travaux ont été enregistrés à Tambao dans l'actuel domaine sahélien (*Beauvais et al., 2008*). Ainsi, des épisodes d'altération enregistrés au Sud du Mali, ne l'ont peut-être pas été à Tambao car l'altération pouvait être moins intense au Nord du Burkina Faso à cette période. L'épisode d'altération intermédiaire final (29-24 Ma ; *Beauvais et al, 2008*) est grossièrement contemporain du réchauffement fini-oligocène global (*Zachos et al, 2001*). Au Brésil, un épisode d'altération contemporain est daté vers 24 Ma (Vasconscelos, 1994). Cet épisode d'altération terminal parait donc mondial. Cependant, au Mali comme en Inde, au Brésil et en Australie des âges d'altération sont retrouvés entre 40 et 29 Ma et notamment vers 34 - 36 Ma (*Vasconcelos et al., 1994b; Vasconcelos et al., 1994a; Vasconcelos et Conroy, 2003; Riffel, 2012; Bonnet et al., 2014*). Il semble donc qu'il existe un épisode d'altération mondial à la transition éocène-oligocène et qui n'a pas été enregistré sur le site de Tambao. La relation

génétique (géochimiques et morphologiques) entre les altérations intermédiaire et bauxitique sur les terrains précambriens ainsi que les évidences d'altération entre 40 et 25 Ma au Sud du Mali (*Vasconcelos et al., 1994b*) indiquent que la période intermédiaire a été ponctuée par d'autres épisodes d'altération ou soumise à une altération plus ou moins continue. Les questions sur la période intermédiaire restent donc pour l'instant ouvertes. Afin d'apporter de nouvelles contraintes sur cette période, cruciale dans l'évolution de la topographie africaine, il sera nécessaire d'effectuer des études géomorphologiques et géochimiques complémentaires. La datation des goethites par (U-Th)/He est, par exemple, une technique prometteuse, même si elle reste exploratoire à l'heure actuelle (*Vasconcelos et al., 2013*).

Les datations de la séquence ouest africaine utilisées dans cette thèse ont permis de contraindre la chronologie d'incision et de dénudation du sous-continent. Cependant, il faut être conscient des limites de cette chronologie, établie au Sahel. Les travaux géochronologiques futurs devront se pencher sur les éventuels diachronismes régionaux entre les paléo-surfaces latéritiques afin de mieux évaluer leurs significations régionales et/ou mondiales. Pour l'instant, les fins des périodes bauxitique, intermédiaire et de Haut glacis sont enregistrées au Sahel, au Mali et mondialement : elles semblent donc robustes. Les futures datations de la séquence ouest africaine ne remettront donc probablement pas significativement en cause les taux d'incision et de dénudation calculés dans le présent travail.

2. Evolution du drainage et dynamique long-terme de l'érosion

Durant la période bauxitique (avant 45 Ma), l'altération intense a engendré une réduction du relief. La topographie était modérément contrastée. Pourtant des reliefs régionaux existaient. En effet, de nombreux escarpements et des reliefs rocheux sont scellés par la surface Africaine (200 - 300 m de relief local), notamment dans la dorsale de Guinée. Ceci indique que la topographie ouest africaine n'était pas plate il y a 45 Ma. L'enregistrement sédimentaire dans le golfe de Guinée et le bassin des Iuellemmeden suggère qu'une bande de terre émergée formait un bourrelet marginal qui séparait un drainage atlantique sud et un drainage téthysien nord à l'Eocène inférieur alors que la mer recouvrait de nombreuses terres actuellement émergées (FIG. Ia). Une topographie à grande longueur d'onde devait donc exister. Cependant, cette étude ne fournit pas d'indication de paléo-altitude pouvant renseigner précisément sur la paléo-topographie de la surface Africaine. On peut tout au plus suggérer un relief minimal de l'ordre de 400 m d'après le relief local bauxitique observé dans la dorsale guinéenne (FIG. II).

Entre 45 et 24 Ma, une régression marine suivie d'une réorganisation du drainage a permis l'établissement des principaux bassins-versants actuels (Niger, Volta et Comoé notamment). L'établissement du drainage qui a accompagné la dissection du bourrelet marginal éocène a engendré

une dénudation forte dans ces bassins. Cependant, le bourrelet marginal n'a pas été disséqué dans l'actuelle dorsale de Guinée (FIG. Ib) alors que les taux d'incision sont restés élevés sur la pente atlantique de la dorsale (7-10 m/Ma). Pour pouvoir expliquer cette évolution, il parait nécessaire d'en tester les mécanismes potentiellement responsables à l'aide de modèles numériques intégrant la structure hérité du rifting, la géométrie de la marge, la réponse flexurale à l'érosion sur le continent et la sédimentation offshore, etc. (*Braun et al., 2013*).

Les mécanismes responsables du changement topographique éocène-oligocène et de la capture du Niger restent à explorer en détail. Cette période est marquée par : (1) la transition greenhouse-icehouse et la baisse du niveau eustatique à la fin de l'Eocène, (2) la progradation du delta du Niger à partir de 32 Ma, (3) le début du volcanisme vers 35 Ma dans les massifs ouest africains et (4) la formation de surfaces d'érosion et de canyons sous-marins datés de l'Oligocène le long du plateau continental de l'Afrique (*Burke, 1996; Séranne, 1999; Burke et al., 2003*). Cette capture a donc pu être influencée par des mécanismes endogènes comme par des mécanismes exogènes. L'identification du facteur décisif responsable de l'établissement du cours du Niger reste énigmatique, au même titre que la période intermédiaire durant laquelle il se manifeste.

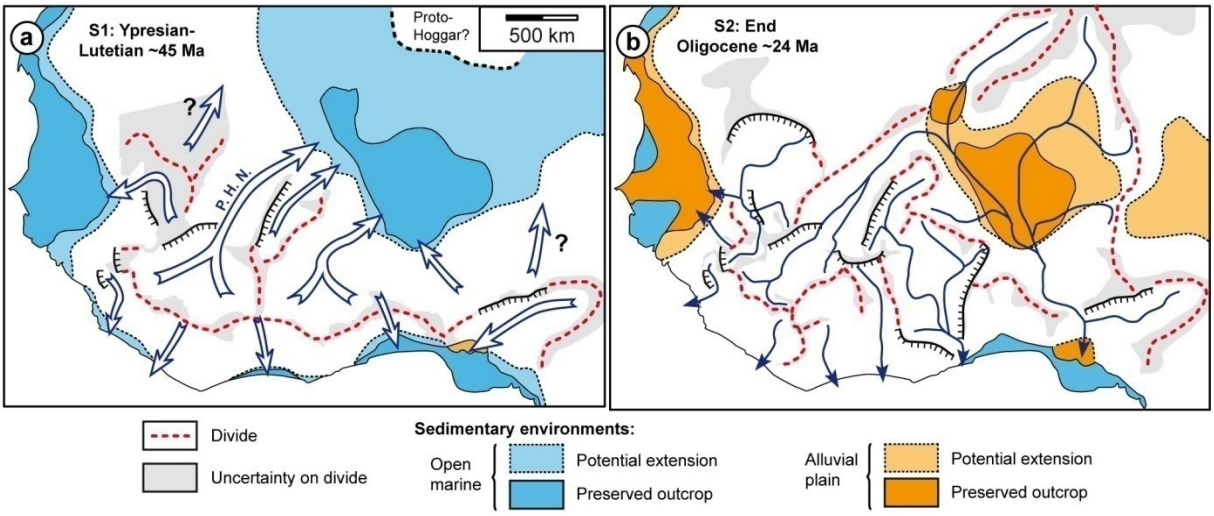


FIG. I : Modèle de réorganisation du drainage en Afrique de l'Ouest. (a) Reconstitution à l'Eocène inférieur d'après la topographie S1. (b) Reconstruction à l'Oligocène supérieur d'après la topographie S2. P.H.N.= Paleo-High Niger.

La forme des profils de rivière a peu évolué depuis la fin de la période intermédiaire (24 Ma). Depuis 24 Ma, l'exutoire et les lignes de partage des grands bassins-versants sont restés en position fixe ; l'incision s'est effectuée plutôt uniformément (< 10 m/Ma), permettant l'augmentation de la concavité des profils de rivière. Les paléo-profils reconstruits à 24, 11 et 6 Ma montrent que la majorité des knickzones sont restées fixées sur des limites lithologiques jusqu'à l'actuel. De part et d'autre des knickzones, l'incision s'est effectuée de manière contrastée. Ce comportement suggère que

l'incision des rivières ne s'est pas propagée de l'aval vers l'amont des profils, en tout cas pas par le retrait simplement parallèle de ces knickzones sur de grandes distances. King (*1950*), dans son modèle d'évolution des continents invoque le retrait parallèle des escarpements comme mécanisme d'érosion. Le comportement observé en Afrique de l'Ouest est clairement incompatible avec cette hypothèse. Sans allez aussi loin que King (*1950*), le modèle de « stream-power law » (*Whipple et Tucker, 1999*) considère que l'incision des rivières s'effectue par retrait de knickpoint. Si les résultats de cette étude ne permettent pas d'invalider cette hypothèse, ils montrent que, dans les domaines cratoniques, la localisation des knickzones est largement stationnaire et n'est pas seulement liée aux variations du niveau de base mais aussi et surtout à la lithologie. L'impact de la lithologie sur les profils de rivière a d'ailleurs été démontré dans d'autres régions non-orogéniques comme le plateau du Colorado (*Pederson et Tressler, 2012*). Ainsi toutes les tentatives de mesure de variations du niveau de base, voire de soulèvement, à partir de la hauteur ou de la position des knickzones doivent prendre en compte les variations de lithologie. Les études préliminaires déjà menées sur l'inversion des profils de rivière ne l'ont pas fait et leurs résultats peuvent donc être biaisés (*Pritchard et al., 2009; Roberts et White, 2010*). A l'avenir, les profils fournis par cette étude pourraient servir de base à de nouvelles inversions qui permettraient d'extraire des lois d'incision à long-terme pertinentes ainsi que les potentielles histoires des mouvements verticaux du substrat.

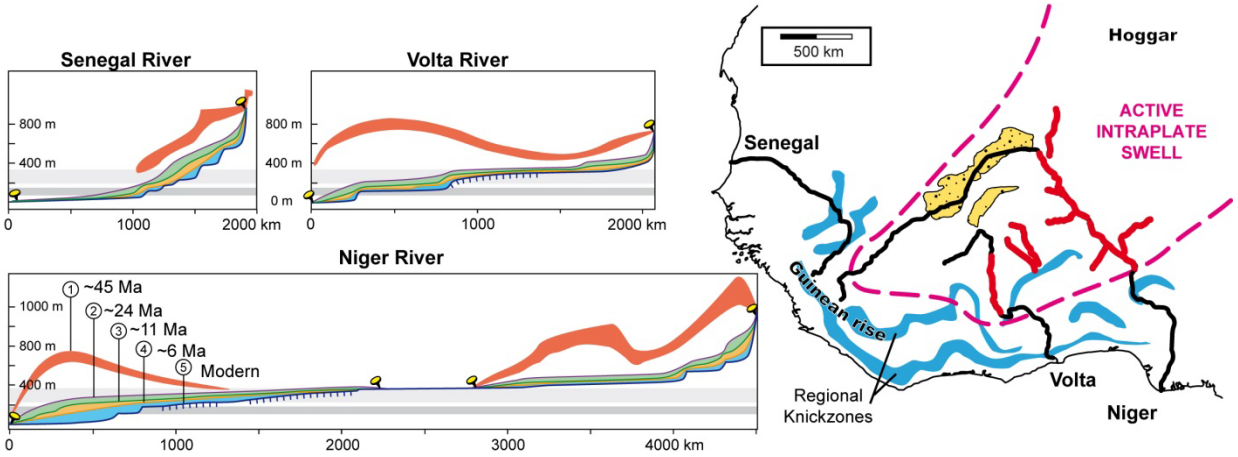


FIG. II : Synthèse de l'évolution des profils en long des principaux groupes de drainage ouest africains depuis 45 Ma.

L'incision contrastée de part et d'autre des knickzones peut être interprétée de deux manières du point de vue des processus d'érosion le long des rivières : (1) ce ne sont pas les variations du niveau de base marin qui vont provoquer l'incision des rivières ou (2) ces variations sont capables de se propager en amont des knickzones (*Berlin et Anderson, 2009*). Le long du Bas-Niger et localement le long du Sénégal, une forte incision est enregistrée entre 6 Ma et l'actuel. La géométrie du Bas-Niger suggère que l'incision peut se propager par recul de knickzones en Afrique de l'Ouest, notamment sur les bordures du continent. Partout ailleurs, les knickzones fixes donnent une apparence

de plus grande stabilité. Cependant, si l'incision long-terme se fait par abaissement régionalement uniforme des rivières, le paysage n'est pas pour autant à l'équilibre. Au Sud-ouest du Burkina Faso, la dissection des reliques de Haut glacis indique que l'érosion ne se fait pas par abaissement constant de la topographie. Les processus d'érosion sur les versants comportent une composante de retrait des rebords de cuirasse. Le modèle d'adoucissement des interfluves de Davis (*1899*), largement utilisé pour modéliser les processus de versants, ne semble donc pas s'appliquer à l'évolution des paysages ouest africains. L'évolution géométrique et les mécanismes d'érosion sur les versants paraissent plus en accord avec le modèle de Penck (*1953*). Cependant, la présente étude n'a pas démontré que l'érosion des interfluves par pédimentation se faisait purement par retrait parallèle. Les processus d'érosion et de redistribution sur les versants restent donc à préciser. Une meilleure compréhension de ces processus pourrait notamment servir de guide en prospection minière à petite échelle. Par exemple dans le Sahel, où des glacis très étendus se développent (exemple actuel de pédimentation supposé le plus proche de la période Haut glacis ; *Grandin, 1976*), des études comparatives de topographies haute résolution sur plusieurs cycles de mousson serviraient de base à ce type d'approche.

3. Régolite, paléo-surfaces et stratégie de prospection des géo-ressources

A partir de données radiométriques et topographiques, il a été possible d'établir une cartographie quasiment automatique des reliques de Haut glacis dans le Sud-ouest du Burkina Faso en s'appuyant sur nos reconnaissances de terrain. Ces informations ont permis de développer une méthode de prospection minière régionale en identifiant : les zones potentiellement minéralisées recouvertes par le Haut glacis et les indices de minéralisation issus de la redistribution par l'érosion. Dans le cas du Sud-ouest du Burkina Faso, cette cartographie était fondamentale car l'intervalle de développement du Haut glacis constitue la dernière période majeure de remobilisation et d'altération supergène. Ce type d'approche pourra être utilisé à la même échelle dans d'autres régions, par exemple au Sénégal oriental ou au Sud-est du Mali. L'intégration de données géophysiques différentes (ex : données magnétiques) pourront aider à automatiser la cartographie de certaines cuirasses ferrugineuses.

Le développement d'une méthode de cartographie similaire à l'échelle du prospect minier nécessitera cependant l'intégration de nouveaux outils permettant d'identifier les surfaces du Moyen et du Bas glacis ainsi que les surfaces actives actuellement. D'autres méthodes pourront être développées parallèlement : la modélisation des processus de versant intégrant le déplacement des particules minéralisées ou les études combinant analyses géomorphologiques et géochimiques.

4. Déformation lithosphérique

Les résultats présentés dans cette thèse ne permettent pour l'instant pas de mesurer les déplacements verticaux du substrat mais de détecter en carte des zones de forte dénudation, probablement forcée par l'épirogénèse. Les paléo-topographies et paléo-altitudes associées aux différents stades morpho-climatiques restent mal connues. Cette étude a cependant produit des cartes des reliefs locaux pour différentes périodes de temps qui pourront servir de contraintes lors d'estimation des mouvements verticaux par modélisation.

Les profils de rivière reconstruits dans cette thèse ne sont pas strictement des paléo-profils : ils ont été déformés. Ainsi, les inversions de profils envisagées devront intégrer une composante de distorsion liée à la déformation lithosphérique du substrat. A l'avenir le cintrage des profils de rivière et de la distribution des zones convexes dans les profils modernes ou anciens pourra servir d'outil pour étudier la déformation intraplaque. La distribution de ces anomalies convexes apportera des contraintes nouvelles pour comparer aux données gravimétriques et/ou des modèles de mouvements mantelliques. De manière complémentaire, des forçages épirogéniques pourraient aussi être détectés par des taux d'incision à long-terme dépassant les moyennes cratoniques (~ 8 m/Ma).

La déformation grande longueur d'onde et de faible amplitude est suggérée en coupes par la disposition des surfaces bauxitique et intermédiaire à très grande échelle (FIG. III). Le long de la côte, la surface bauxitique dessine un antiforme. La longueur d'onde du bourrelet est de 800 km et son amplitude de 500-800 m. La présence du bourrelet avant 45 Ma et la déformation des profils de rivière dans cette zone indiquent que ce bourrelet est en partie d'origine flexurale. Les cartes de dénudation ainsi que la géométrie de la surface bauxitique suggèrent cependant une longueur d'onde de bourrelet trop large pour être simplement induite par des phénomènes flexuraux (*Watts, 2001*). Nous avons démontré dans cette étude que cette longueur d'onde est peut-être au moins en partie liée à la propagation du bombement du Hoggar vers la marge ouest africaine (voir paragraphe suivant). A l'avenir, les cartes de dénudation produites lors de cette étude pourront être utilisées pour modéliser la réponse flexurale aux transferts de surface pour chaque période disponible (*Braun et al., 2013*). De cette manière, les variations de la dénudation non induites par la flexure pourraient permettre de détecter d'autres déformations lithosphériques (comme la topographie dynamique) et d'estimer les mouvements verticaux induits par ces phénomènes.

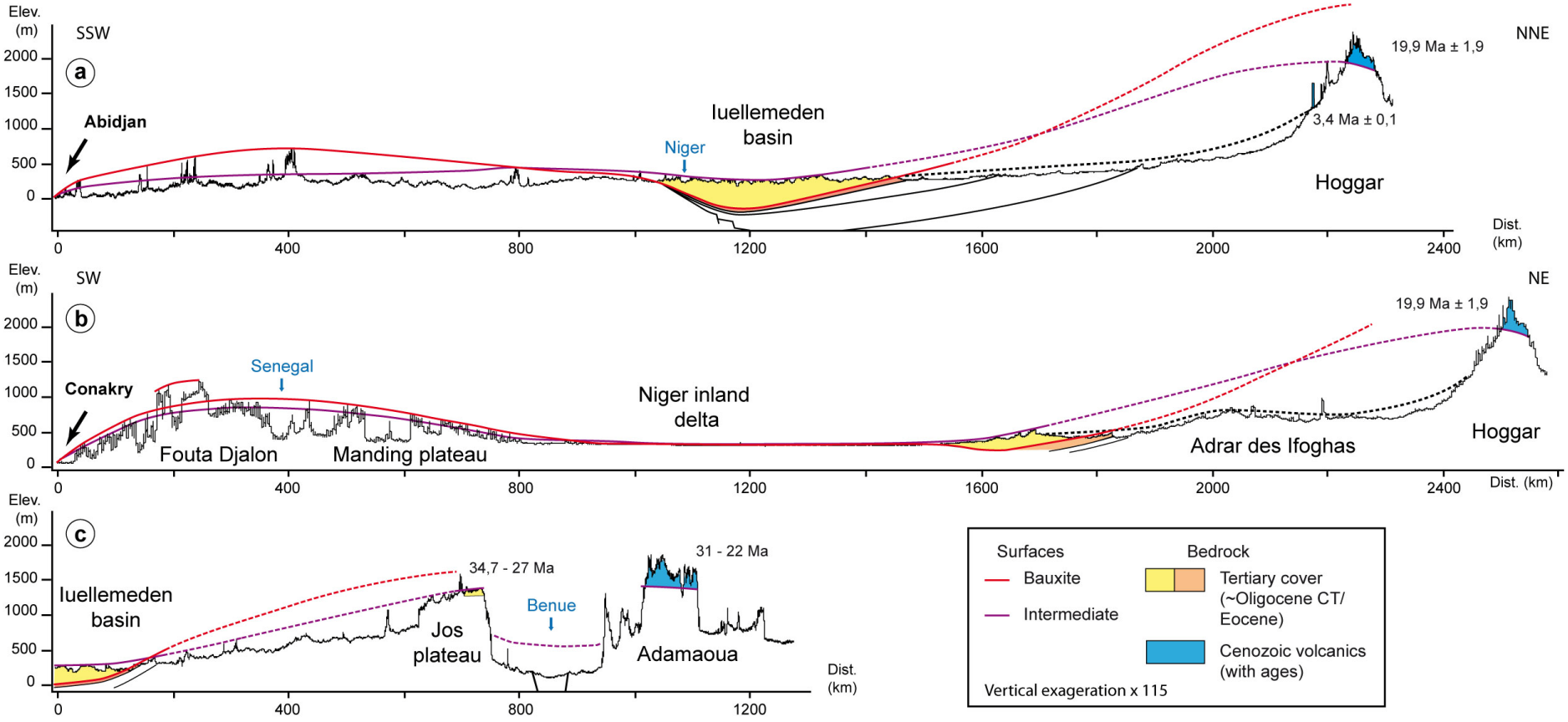


FIG. III : Coupes morpho-géologiques à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. (a) Coupe passant par le Hoggar puis le bassin des Iuellemmeden et joignant l'Atlantique par le socle birrimien en Côte d'Ivoire. (b) Coupe passant par le Hoggar puis le Fouta Djalon, en traversant la zone du delta interne du Niger. Les dépôts sédimentaires cénozoïques sont peu épais dans cette zone, ils s'approfondissent légèrement dans la vallée du Tilemsi. (c) Coupe depuis le bassin des Iuellemmeden jusqu'au fossé de la Bénoué avec le plateau de Jos et le massif de l'Adamaoua autour. Pour la localisation des unités physiographiques, se référer à la Figure 2.15.

Dans le massif topographique du Hoggar proprement dit, la Surface intermédiaire dessine un bombement de 2500 km de longueur d'onde et d'amplitude 1000-1500 m. Les résultats de cette thèse permettent de caractériser la dénudation sur le flanc Sud du Hoggar après l'Eocène plus finement que les études thermochronologiques (*Rougier et al., 2013*). Une variété d'indices (longueur d'onde la déformation, distribution de la dénudation, érosion de la partie septentrionale du bassin des Iuellemmeden après 24 Ma) parait en accord avec l'hypothèse d'une amplification du bombement du Hoggar à partir de l'Eocène en réponse à une sollicitation mantellique, comme proposé par Burke (1996). Aujourd'hui, la géométrie des profils de rivière suggère une croissance encore active du Hoggar qui se propage vers le Sud. Afin de pouvoir mieux caractériser la dénudation et potentiellement la déformation dans le Hoggar, des travaux complémentaires sont souhaitables pour préciser la géométrie des surfaces scellée par les volcanites (S2 notamment) et quantifier l'incision dans le massif. Ces travaux nécessiteraient une analyse fine de l'évolution volcanique et morphologique du Hoggar et de tous les bassins sédimentaires adjacents.

5. Bilan d'érosion et flux sédimentaires

Depuis 45 Ma en Afrique de l'Ouest, le taux de dénudation moyen est d'environ 7 m/Ma et le taux d'export volumétrique moyen d'environ 5 x 10^{-3} $km^3/km^2/Ma$. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur dans la plupart des zones cratoniques (voir synthèse des taux de dénudation dans *Beauvais et Chardon, 2013*). Si l'ensemble des zones anorogéniques avaient la même dynamique que l'Afrique de l'Ouest, elles fourniraient une quantité annuelle totale de sédiments de 1,6 ± 4 gigatonnes. Les méthodes utilisant les cartes isopaques construites à partir des données de forages estiment qu'environ 5 gigatonnes de sédiments sont accumulées dans les océans par an (*Wilkinson et McElroy, 2007*). Elles suggèrent qu'au moins 3000 m de roche ont été érodés à la surface des continents depuis le début du Phanérozoïque (~ 540 Ma ; *Wilkinson et McElroy, 2007*), soit une valeur du même ordre de grandeur que les 300 m érodée en Afrique de l'Ouest depuis 45 Ma. Même si les méthodes basées sur les isopaques sont biaisées par les problèmes d'interpolation et de conversion liés à la porosité et au contenu en carbonate, ces résultats soulignent la contribution non-négligeable de l'érosion des zones non-orogéniques similaires à l'Afrique de l'Ouest aux cycles biogéochimiques globaux. Nos mesures doivent cependant être considérées comme typiques de périodes de type « icehouse » puisque nous avons échantillonné la période de refroidissement postérieure au dernier pic d'effet de serre éocène.

Les mesures long-terme de flux clastique dans les rivières calculées par notre méthode sont inférieures à celles mesurées actuellement (15 pour 19 $t/km^2/an$). Cet écart est cependant attendu car les intervalles de mesure de ces deux valeurs sont différents (*Gardner et al., 1987*). De manière plus surprenante, les flux dissouts actuels sont du même ordre de grandeur que ceux calculés sur le long-terme par notre méthode. Les estimations du flux dissout moderne pourraient donc être exploitables

dans les modèles globaux long-terme, notamment pour la zone tropicale. Par exemple, en utilisant les mesures du fleuve Niger (*Boeglin et Probst, 1998*), on peut estimer la quantité annuelle de [HCO3-] exportée par l'Afrique de l'Ouest et donc la quantité de CO_2 capté par altération continentale. Cette quantité représente 1,2 à 3 % du [HCO3-] exporté vers les océans annuellement (*Gaillardet et al., 1999*) ; elle est donc proportionnelle à la surface de l'Afrique de l'Ouest (2,13% de la surface terrestre). Les surfaces continentales tropicales semblent donc être des puits de CO_2 proportionnels à leur superficie. A l'avenir, la consommation long-terme (10^7 ans) de CO_2 des zones tropicales pourra être évaluée en prenant pour base les estimations de flux de cette thèse.

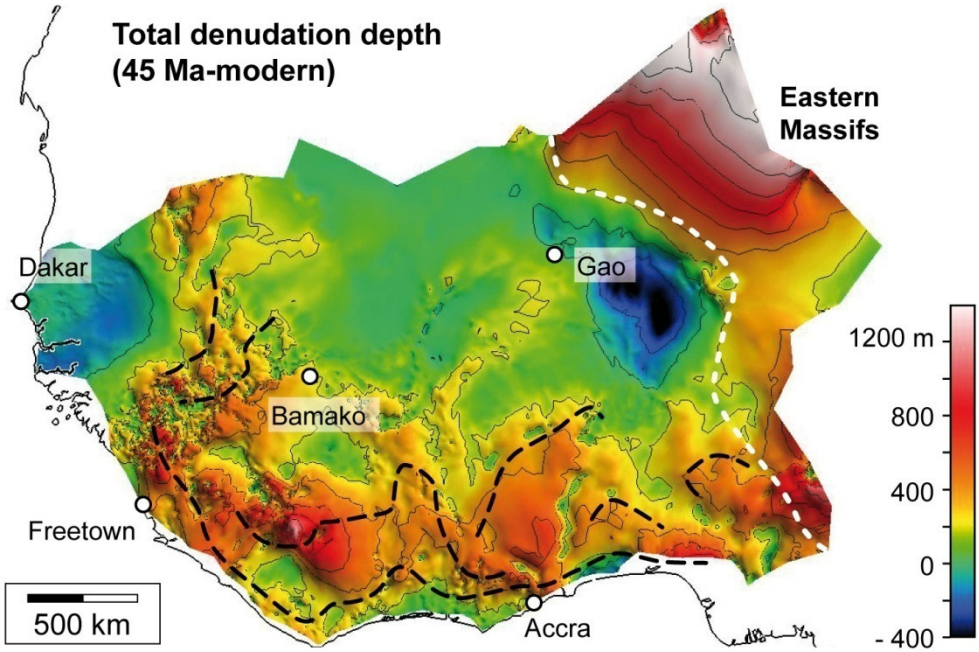


FIG. IV : Carte de dénudation de l'Afrique de l'Ouest depuis 45 Ma calculée à partir de la différence entre la topographie S1 et la topographie moderne. Les zones en bleu représentent les bassins sédimentaires. Les pointillés noirs représentent les deux knickzones régionales

Malgré les ponctuations climatiques qui permettent de fixer les manteaux d'altération latéritiques et de les éroder, on n'observe pas de variations long-terme (10^7 ans) significatives de la dénudation sur le continent. La plupart des variations discutées dans cette thèse sont en effet assez subtiles. Ces résultats suggèrent que les zones non-orogéniques de grande extension (x 10^6 km^2) ont un export relativement constant à long-terme. Malgré des taux de dénudation régionaux peu variables, on observe des variations de la dénudation et de l'export au sein des grands bassins-versants ouest africains. Le volume de sédiments exporté par les sous-drainages est contrôlé au premier ordre par leur taille et par leur dynamique de surface qui est probablement forcée par l'épirogénèse (FIG. IV). Par exemple, les bassins de drainage des Voltas et du Niger exportent le plus de sédiments clastiques (de 5 à 15 x 10^3 km^3/Ma) car ils drainent en grande partie le flanc sud du bombement topographique du Hoggar et le bourrelet marginal, zones de forte dénudation probablement forcées par l'épirogénèse

(FIG. IV). Dans ces zones, la profondeur moyenne de dénudation ne dépasse cependant pas 150 m pour chaque intervalle, suggérant que l'épirogénèse n'a pas rompu trop significativement le régime de dénudation cratonique imposé par la profondeur des altérations.

Au sein du bassin-versant du Niger, la dénudation du flanc sud du Hoggar après 24 Ma semble expliquer l'augmentation du flux terrigène dans le delta du Niger à la même période. La croissance des bombements topographiques parait donc être le moteur d'accumulations sédimentaires plus épaisses dans les bassins alimentés par les domaines cratoniques (*Burke et al., 2003*). Dans certaines zones, le Bas-Niger notamment, une reprise de l'érosion est observée après 6 Ma dans les profils longitudinaux des rivières. Cette incision peut s'expliquer par une sollicitation climatique qui ne se serait pas propagée à l'ensemble du continent ouest africain mais aurait provoqué plus d'érosion sur la bordure du continent. On peut tenter de la relier à l'accélération mondiale du flux terrigène enregistrée au Pliocène (*Molnar, 2004*). A l'avenir, l'étude plus haute résolution (10^6 ans) des successions stratigraphiques sur les marges ouest africaines, et éventuellement dans les bassins intracontinentaux (Iuellemmeden), permettra d'étudier plus finement l'évolution de la dénudation en rapport avec les variations climatiques et épirogéniques.

Les volumes érodés calculés d'après notre méthode semblent en accord avec ceux préservés sur les marges adjacentes. La prise en compte de la porosité et de la densité du régolite semble être un premier pas pour des comparaissons « source-to-sink » plus précises en domaine tropical. Ce type d'approche doit être minutieusement vérifié dans d'autres domaines cratoniques mais promet déjà des applications en paléogéographie pour caractériser la taille des drainages. A l'avenir, les prochaines comparaisons devront intégrer la lithologie initiale des formations érodées, convertie en rapport argile/sable dans le régolite, afin d'être confrontée à la stratigraphie sismique et aux données de forages. De même, l'évolution de la part du clastique dans les flux sédimentaires, qui semble plus variable que la part chimique, ainsi que le rapport clastique/chimique de l'export continental serviront à mieux caractériser les transferts de matière depuis les continents vers les océans.

6. Modèle d'évolution en coupe

Même s'il n'est pas possible de quantifier les mouvements verticaux d'après les résultats de cette thèse, ceux-ci permettent de proposer un premier modèle qualitatif de l'évolution de la topographie depuis 45 Ma. Ce modèle est présenté sur la FIG. V par une coupe qui traverse le Hoggar et le delta du Niger en passant par le bassin des Iuellemmeden et le Bas-Niger (voir aussi Figure 9.7 pour la localisation).

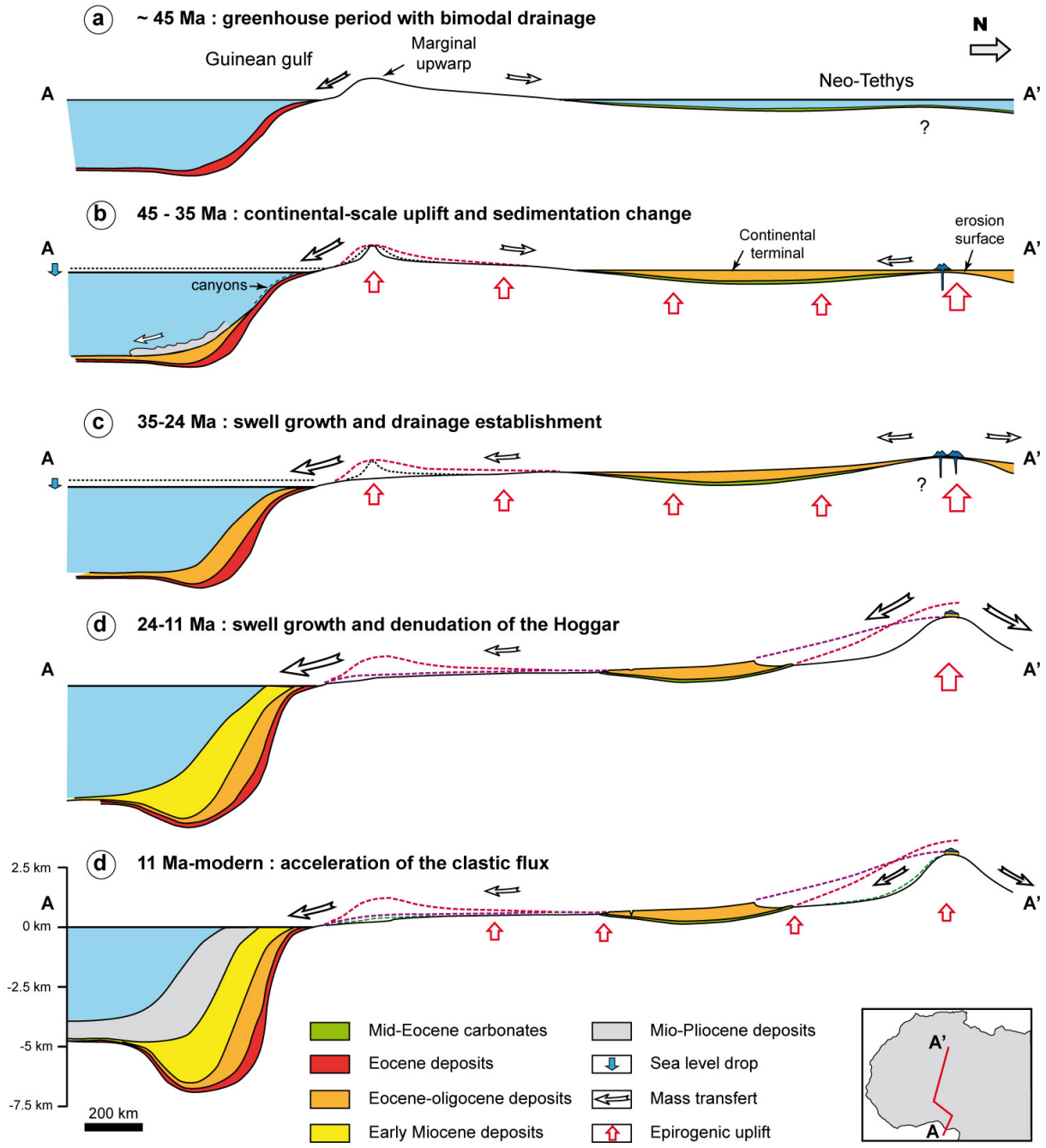


FIG. V : Coupe interprétative de l'évolution de l'Afrique de l'Ouest depuis 45 Ma.

Les reconstitutions paléogéographiques indiquent que le bourrelet marginal ouest africain était présent à l'Eocène, probablement hérité de la formation de la marge passive (*Summerfield, 1985b*; FIG. V). A cette époque, la mer (néo-Téthys) recouvrait le Sahara. Le niveau marin était également plus haut dans le golfe de Guinée. Entre 45 et 24 Ma, le climat change en Afrique et la mer se retire. La baisse du niveau eustatique est enregistrée par les canyons oligocènes sur le pourtour de l'Afrique. Dans le bassin des Iuellemmeden jusqu'au Hoggar, des sédiments continentaux se sont déposés à la même période. Dans le Hoggar, les données thermochronologiques suggèrent qu'une phase de dénudation a eu lieu depuis 90 Ma (*Rougier et al, 2013*). Cette phase de dénudation a permis le

décapage des dépôts éocènes et/ou crétacés qui recouvraient le Hoggar. Dans l'Attakor, on trouve des dépôts fluvio-lacustres datés d'avant 20 Ma (*Rognon et al., 1983*) qui indiquent que le relief du massif était faible à l'époque et partiellement recouvert par des sédiments continentaux. Ceci semble indiquer que la phase de dénudation éocène proposée par Rougier et al (*2013*) s'est terminée par une phase de sédimentation au début de l'Oligocène.

A partir de 35 Ma, de nombreuses coulées volcaniques se mettent en place dans le massif du Hoggar comme partout en Afrique de l'Ouest, suggérant une activité mantellique responsable du soulèvement de cette zone (*Burke, 1996*). Cependant, le fait que le volcanisme ait démarré plus récemment dans l'Adamaoua (Cameroun ; *Marzoli et al., 2000*) et dans le massif du Hoggar sous forme de complexes alcalins (*Ait-Hamou, 2006*) suggère que l'activité mantellique a affecté la surface ouest africaine avant 35 Ma. De même, s'il se met en place en réponse à des phénomènes mantelliques, le magmatisme alcalin ne date pas de variation topographique. Le soulèvement des bombements topographiques, et donc probablement le soulèvement régional de l'Afrique de l'Ouest, s'est donc initié quelque part entre 45 et 24 Ma sans qu'on sache exactement quand (*Bond, 1978; Sahagian, 1988; Rowley, 2013*). Ce soulèvement a participé à la baisse relative du niveau de la mer à cette période.

Vers 32 Ma, le delta du Niger commence à prograder et vers 24 Ma, le drainage du Niger est déjà établi. Le basculement régional associé au soulèvement du Hoggar à partir a probablement participé à la capture du Niger vers l'Atlantique en entrainant une diversion des paléo-drains téthysiens. La dissection du bourrelet marginal depuis 45 Ma a amplifié une réponse flexurale de la lithosphère (FIG. V). Après 24 Ma, le bassin des Iuellemmeden est passé d'un régime de sédimentation à un régime d'incision (FIG. V). Le volume dénudé dans sa partie septentrionale et les contreforts du Hoggar entre 24 et 11 Ma est conséquent. Il est comparable au volume accumulé dans le delta du Niger à la même période. La reprise d'érosion après 6 Ma est enregistrée dans le Bas-Niger. Cependant, elle n'explique pas l'accumulation terrigène importante enregistrée dans le delta du Nige

Conclusion générale

Cette thèse présente une qualification et une quantification de la dynamique à long-terme (10^7 ans) de l'érosion en domaine cratonique avec une résolution verticale supérieure à celle des méthodes thermochronologiques classiques. Elle utilise une séquence morpho-climatique de paléo-surfaces qui témoignent de l'évolution du relief sur une zone d'environ 4 x 10^6 km^2 en Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène. La datation radiométrique récente de cette séquence a permis de contraindre l'âge d'abandon des paléo-surfaces depuis environ 45 Ma. En se basant sur cette chronologie, une synthèse régionale de la position actuelle des reliques de ces surfaces a été utilisée. Elle a permis de reconstruire à grande échelle les paléo-reliefs et géométries associés. Ce travail a servi à caractériser la dynamique des reliefs et du drainage sur le long-terme ainsi que les bilans d'érosion cénozoïques ouest africains au travers de 5 questions.

Une réorganisation majeure du drainage est mise en évidence entre 45 et 24 Ma (**1**). Elle a permis l'établissement des principaux bassins de drainage comme le Niger et les Voltas en incisant un bourrelet marginal. Ce changement de drainage est globalement synchrone de la progradation du delta du Niger vers 32 Ma, du début d'un épisode volcanique régional vers 35 Ma et d'une chute du niveau eustatique éocène. Ceci indique que la mise en place du bourrelet marginal, et notamment de l'actuelle dorsale guinéenne, n'est pas contemporaine du volcanisme qui débute il y a 35 Ma. La cause de ce changement n'est pas identifiée avec certitude. Les profils longitudinaux des rivières sont en accord avec cette réorganisation (**2**) : leur forme a peu évolué depuis 24 Ma. Les gammes d'incision mesurées le long de ces profils sont faibles (5-10 m/Ma). Les knickzones majeures sont ancrées sur des contacts lithologiques et ne se propagent pas vers l'amont des rivières depuis 24 Ma. Ces résultats remettent en cause la façon dont les mouvements verticaux ont pu être mesurés à partir des profils de rivière en contexte cratonique. Parce qu'ils s'incisent lentement, ces profils sont pourtant des indicateurs potentiels de l'épirogénèse. En effet, on peut détecter les mouvements épirogéniques à l'aide de la cartographie des segments de rivière convexes ainsi que la détection des zones où l'incision long-terme est supérieure aux gammes mesurées. En amont du fleuve Volta (Sud-ouest du Burkina Faso), la mise en place d'un protocole de cartographie des reliques de Haut glacis (de un à plusieurs dizaines de km^2 d'extension) a servi à analyser la dissection du dernier grand aplanissement à plus haute résolution (**3**). Cette approche constitue un outil régional de prospection minière: elle permet de détecter des minéralisations masquées par les cuirasses latéritiques et/ou d'identifier la redistribution d'indices par l'érosion.

Les bilans volumétriques ont été évalués depuis le pic d'effet de serre éocène (**4**) en soustrayant les topographies reconstruites à l'aide des reliques des paléo-surfaces. Ils ont été calculés pour trois intervalles (45-24, 24-11 et 11-0 Ma). Depuis 45 Ma, les taux de dénudation moyens de l'Afrique de l'Ouest sont constants et faibles (6,5 m/Ma en moyenne) malgré une répartition spatiale qui semble guidée par l'épirogénèse (flexurale, mantellique). Sur la partie occidentale, la dénudation est plus faible et constante (~ 5 m/Ma). Les taux les plus forts de cette zone sont mesurés au niveau du bourrelet marginal. Sur la partie orientale, la dénudation est plus forte. Elle contribue à environ 40 % du volume total érodé en Afrique de l'Ouest. Les variations long-terme du climat n'ont pas d'influence marquée sur les bilans d'érosion de l'Afrique de l'Ouest à long-terme depuis 45 Ma. A l'échelle des grands bassins de drainage, les flux clastiques sont plus variables que les flux chimiques. En utilisant ces taux, qui sont à priori typiques des zones non-orogéniques, un flux global annuel cratonique a été estimé (~ 2 Gt/an). Malgré une constance régionale, la dénudation et l'export sédimentaire sont contrastés au sein des grands bassins de drainage. Ils sont contrôlés par les réorganisations et l'évolution de taille des drainages ainsi que l'épirogénèse. Les premières estimations incluant les caractéristiques physiques du matériel régolitique érodé fournissent des volumes du même ordre de grandeur que ceux déposés sur les marges d'Afrique de l'Ouest. Une comparaison préliminaire entre le bassin-versant Niger-Bénoué et les dépôts du delta du Niger a notamment été effectuée (**5**). Cette approche pourra être exploitée dans des études « source-to-sink », notamment pour caractériser la taille des paléo-drainages cratoniques.

En complément de cette thèse, les résultats présentés pourront être utilisés dans des simulations numériques. Plusieurs applications sont envisageables :

- l'inversion des profils en long afin de tester la dynamique de l'incision et/ou quantifier la déformation des rivières,
- le calcul des mouvements verticaux associés à la dénudation du bourrelet marginal ouest africain,
- l'intégration des flux sédimentaires cratoniques dans des simulations globales climatiques et/ou d'export des continents à l'échelle des temps géologiques.

Liste des figures

Chapitre 1. Morphogénèse, érosion des domaines cratoniques et épirogénèse..... 14

Figure 1.1 : Schéma conceptuel des mouvements verticaux de l'écorce terrestre. (a) Les variations topographiques (surface uplift) correspondent à la différence entre l'exhumation (qui est assimilée à de l'érosion dans la majorité des cas) et le soulèvement net des roches (rock uplift). (b) Adaptation isostatique de la topographie en réponse à une érosion homogène ou localisée dans les vallées (incision) : l'altitude moyenne résultante est identique dans les deux cas et plus faible que l'altitude moyenne initiale. Cependant dans le cas d'une incision localisée, même si le niveau moyen et celui des rivières s'abaissent, l'altitude des pics augmente (adapté de Molnar et England, 1990). 14

Figure 1.2 : Schéma des principaux stades d'évolution (maturation) du paysage proposé par Davis (1899). En réponse à une perturbation (généralement un soulèvement tectonique), le relief est rapidement incisé (a) puis le drainage se ramifie permettant une érosion des versants (b) jusqu'au nivellement du paysage et la formation du stade le plus avancé : la pénéplaine(c). (Duff et al., 1993 ; adapté de Finch et Trewartha, 1936) 16

Figure 1.3 : Schémas possibles d'évolution des interfluves (Duff et al., 1993) : (a) modèle d'abaissement progressif des interfluves par diffusion (Davis, 1899) et (b) modèle de formation de pédiment par recul d'escarpement sans changement d'angle (Penck, 1953). 16

Figure 1.4 : Schéma d'évolution de paysage influencée par des variations climatiques (Summerfield, 1991 ; adapté de Büdel, 1982). (a) Climat chaud et humide : progression d'un front d'altération irrégulier et érosion mécanique de matériaux en surface aboutissant à une etchplain portant une cuirasse. (b) Changement vers un climat plus sec : dissection de l'etchplain avec mise en relief des cuirasses, l'érosion ne progresse pas sous l'ex-front d'altération. (c) Déblaiement total du régolite de l'etchplain, la topographie correspond à l'ancien front d'altération. (d) Incision du substrat sous climat plus tempéré. 17

Figure 1.5 : Schéma d'acheminement des sédiments terrigènes (« sediment routing system »). Les rivières transportent jusqu'aux bassins les particules érodées dans leur bassin-versant sur le continent. Une estimation des volumes érodés est faite à partir de mesures de taux de dénudation dans les bassins-versants, de charge solide et dissoute dans les rivières ou de calculs des volumes à partir des épaisseurs des bassins sédimentaires (Allen et Allen, 2005)..... 18

Figure 1.6 : Relation entre taux d'érosion mesuré et relief local (Montgomery et Brandon, 2002). La première relation proposée par Anhert (1970) à partir de données acquises en contexte stable était linéaire (points gris). Montgomery et Brandon (2002) montrent que cette relation devient exponentielle sous l'influence du climat et de la tectonique qui augmentent la fréquence des glissements de terrain dans les zones avec un relief local important (carrés blancs). 19

Figure 1.7: Schéma illustrant le retrait typique d'un knickpoint le long d'un profil de rivière en Nouvelle-Zélande. Dans ce modèle, le knickpoint sépare donc un domaine incisé (i.e. rajeuni) en aval d'un domaine relique en amont (Crosby et Whipple, 2006). 20

Figure 1.8 : Schéma illustrant la réponse flexurale de la lithosphère par formation d'un bourrelet marginal (bulge) associé à une charge sédimentaire au niveau de la transition continent-océan dans un contexte de marge passive (Watts, 1982). 21

Figure 1.9 : Schéma illustrant le phénomène de bombement thermique. En réponse à la mise en place d'une anomalie thermique (due à un point chaud par exemple) moins dense que le manteau lithosphérique, la croûte est réchauffée et soulevée par ajustement isostatique (Summerfield, 1991). 22

Figure 1.10 : Schéma illustrant les variations topographiques engendrées par : (a) la dynamique du manteau (d'où la notion de topographie dynamique) ou (b) la tectonique des plaques. Dans le premier cas, ces variations sont de faible amplitude et très grande longueur d'onde (x1000km) et éphémères. Dans le second cas, elles sont de très forte amplitude, plus faible longueur d'onde (x100km) et nécessitent un temps de rééquilibrage thermique et mécanique de la lithosphère plus long pour être effacée (Braun, 2010). 23

Chapitre 2. Contexte morpho-géologique 24

Figure 2.1 : Carte topo-bathymétrique de la plaque Afrique et principaux bassins-versants du continent Africain. L'altitude moyenne du Sud-est est plus élevée en moyenne que celle du Nord-ouest. Les chiffres sur les marges représentent l'âge en millions d'années de l'océanisation associée à la fragmentation de Gondwana (Burke et Gunnell, 2008). 24

Figure 2.2: Carte géologique simplifiée de l'Afrique (*Dauteuil et al., 2008*)..... 25

Figure 2.3 : Comparaison entre la courbe hypsométrique du continent africain et celle de l'Amérique du Sud (Summerfield, 1991). 26

Figure 2.4 : Topographie de l'Afrique avec ses dômes et bassins (« Basin and swell») et les principaux fleuves. Les principales lignes de partage (swells) ont été figurées en zones hachurées mis à part en Afrique de l'Est où leurs emplacements sont clairs. 27

Figure 2.5 : Morphologie et évolution du continent africain selon King (1950; 1962). (a) Chronologie des surfaces d'aplanissement. La plus ancienne de ces surfaces est appelée Gondwana car elle précéderait le fractionnement de ce continent. (b) Coupe schématique de l'Afrique du Sud montrant les surfaces d'aplanissement : Gondwana (G), post-Gondwana (p-G), Africaine (Af), Victoria (V) et Congo (C). (c) Représentation de ces surfaces d'aplanissement continentales (Summerfield, 1991). Cette théorie implique le recul d'escarpements d'extension continentale en réponse à des soulèvements épisodiques. L'âge des surfaces augmente donc avec leur altitude (de A à D)..... 28

Figure 2.6 : Zonation des précipitations en Afrique (source : UNEP, http://www.grida.no)..... 30

Figure 2.7: Reconstitution paléogéographique indiquant la position latitudinale de l'Afrique à plusieurs instants géologiques depuis le Crétacé Inférieur ainsi que la répartition des types d'altération associés à ces différentes positions (Tardy et Roquin, 1998 sur une reconstitution paléogéographique de Vrielynck et Bouysse, 2003). 31

Figure 2.8 : Courbe de variation de températures du Cénozoïque estimées d'après les variations du rapport $\delta^{18}O$ analysé sur les foraminifères de sites de forage DSDP et ODP. Les trois périodes chaudes principales (Optimum climatique Paléo-Eocène, réchauffement fin-Oligocène et Optimum Mi-Miocène) ont été soulignées en fond rouge (*Zachos et al., 2001*)..... 31

Figure 2.9 : Carte simplifiée des grands ensembles tectoniques d'Afrique. Les cratons sont représentés en gris, le volcanisme cénozoïque par des plages noires, les points chauds par des triangles ; les mécanismes au foyer des séismes ainsi que les principales zones de rift crétacées sont aussi représentés (Ritsema et Van Heijst, 2000). 32

Figure 2.10 : (a) Estimation de l'épaisseur de la lithosphère d'après l'inversion des données tomographiques (Fishwick et Bastow, 2011). Les contours bleus et rouges correspondent aux anomalies gravimétriques à l'air libre (données GRACE ; Tapley et al., 2005) respectivement positives et négatives. (b) Carte d'épaisseur crustale inversée d'après les données tomographiques (Pasyanos et Nyblade, 2007). 33

Figure 2.11 : Synthèse des différents modèles d'évolution des marges passives hautes en lien avec la dynamique de leur escarpement (Gallagher et al., 1998). (a) Modèle de retrait d'escarpement à partir d'une marge cintrée (Ollier, 2004). (b) Modèle impliquant une dénudation flexurale accompagnée par un retrait d'escarpement (*King, 1950*). (c) Modèle impliquant une dénudation flexure avec un escarpement fixe. d) Scénarios de refroidissement (1, 2, 3) mesurés par traces de fission pour chaque modèle (a, b, c). 35

Figure 2.12 : (a) Carte de trajectoire des points chauds d'Afrique établie d'après les reconstructions paléogéographiques depuis 180 Ma. Ces points chauds sont, d'après Burke (1996), responsables du développement des topographies élevées d'Afrique après l'immobilisation de la plaque Afrique par rapport à la circulation du manteau sous-jacent. Les points chauds cerclés seraient à l'origine du superswell (Summerfield, 1991 adapté de White et McKenzie, 1989). (b) Limites du superswell d'Afrique australe superimposé au contours des valeurs d'amincissement de la lithosphère africaine en kilomètres (A= Afar, W=Walvis et K= Karoo ; Summerfield, 1996 adapté de Pavoni, 1992 ; et Nyblade et Robinson, 1994). 36

Figure 2.13 : Coupes topographiques de l'Afrique de l'Ouest comparé à un profil topographique transversal des Andes. (a) Coupe SSO-NNE d'Afrique de l'Ouest passant par la dorsale de Guinée (i.e. massif du Fouta-Djalon) et bombement du Hoggar. (b) Coupe O-E passant par des zones à faible relief (Bassin du Sénégal et Lac Tchad). 38

Figure 2.14 : Vue oblique vers le NE du relief de la partie NW du continent africain. 40

Figure 2.15 : Carte physiographique simplifiée d'Afrique de l'Ouest : rivières (en bleu avec noms en rouge), zones élevées (en gris) et escarpements (barbules). Les limites d'états sont présentées en gris. (Adapté de Michel, 1978). 42

Figure 2.16 : (a) Hypsométrie de l'Afrique de l'Ouest. (b) Domaine continental étudié en grisé. 43

Figure 2.17 : Courbes hypsométriques (pourcentages relatifs cumulés des altitudes en fonction de l'aire drainée relative) pour les trois principaux bassins-versants d'Afrique de l'Ouest (h/H : hauteur divisée par hauteur maximale ; a/A aire divisée par aire totale). Les flèches indiquent les points d'inflexion en aval des courbes hypsométriques. 44

Figure 2.18 : Profils en long des principaux fleuves d'Afrique de l'Ouest (voir Figure 2.15 pour localisation). Ces profils montrent de nombreuses irrégularités, notamment des knickzones, où les rivières changent rapidement de pente. 45

Figure 2.19 : Profils sériés SWATH montrant les altitudes minimales, maximales et moyennes le long de corridors de 80km de large environ. 46

Figure 2.20 : Carte géologique simplifiée des terrains d'Afrique de l'Ouest. Dans le précambrien, on distingue le domaine archéen (Libéria, Guinée et Sierra Léone) du domaine birrimien (Feybesse et al., 2006). 48

Figure 2.21 : (a) et (b) Profils tomographiques montrant la vitesse des ondes sismiques à travers l'Afrique de l'Ouest et (c) localisation des profils. En rouge-blanc : zones de forte vitesse. En bleu : zones de faible vitesse (Begg et al., 2009). WAC= West African Craton ; H= Hoggar ; EAR= East African Rift 49

Figure 2.22 : Reconstitution du supercontinent Gondwana à la transition Précambrien-Cambrien (fin de l'orogenèse panafricaine ; Kusky et al., 2003). 50

Figure 2.23 : Reconstitution du domaine atlantique central au début du Jurassique (200 Ma) et principaux affleurements des volcanites de la province magmatique du CAMP (Central Atlantic Magmatic Province ; McHone, 2003). 51

Figure 2.24 : Coupe interprétative de la marge sénégalaise à partir de données de forages et de profils géophysiques (Spengler et al., 1966)..... 52

Figure 2.25 : Modèle de rifting (séparation Afrique/Amérique du Sud) au Barrémien et à l'Albien. (a) ouverture de l'Atlantique Sud au niveau de l'actuelle Afrique australe et (b) océanisation de l'Atlantique Sud accompagnée de l'ouverture du Golfe de Guinée en contexte transformant (Guiraud et al., 2005 ; adapté de Guiraud et Maurin, 1992). 53

Figure 2.26 : Paléogéographie globale à la fin du Crétacé (Turonien) montrant le Transaharian seaway reliant la Téthys à l'Atlantique (http://cpgeosystems.com). 54

Figure 2.27 : Coupes géologiques des dépôts Méso-Cénozoïques du bassin des Iuellemmeden. Localisation sur la Figure 2.15 (adapté de Greigert, 1966). 54

Figure 2.28: Coupe sismique SO-NE interprétée du delta du Niger (Haack et al., 2000)..... 55

Figure 2.29 : Colonne litho-stratigraphique simplifiée des principales lithologies retrouvées en Afrique de l'Ouest (Milési et al., 2004; Feybesse et al., 2006). 57

Figure 2.30 : Carte géologique simplifiée d'Afrique de l'Ouest montrant les lithologies dominantes (adapté de Milési et al., 2004). Les pointillés rouges représentent le bassin-versant du Niger. Légende en Figure 2.29..... 57

Figure 2.31 : Principaux éléments topographiques, géomorphologiques et géologiques caractéristiques de l'évolution méso-cénozoïque de l'Afrique de l'Ouest. Topographie d'après les données SRTM, dégradées à 500 m de résolution horizontale. Contours bathymétriques à partir des données Getopo30 DEM (1 km de résolution). Magmatisme d'après Haggerty, 1982; Crévola et al., 1994; Moreau et al., 1996; Marzoli et al., 2000; Burke, 2001; McHone, 2003; Ait-Hamou, 2006; Ngako et al., 2006. CAMP = Central Atlantic magmatic province. Equidistance des courbes de niveau=150 M. 58

Chapitre 3. Les latérites d'Afrique de l'Ouest : processus de formation et évolution morpho-climatique 61

Figure 3.1 : Carte de répartition globale des différents types d'altération modernes (Summerfield, 1991 ; adapté de Strakhov, 1967). 62

Figure 3.2 : (a) Coupe schématique montrant les variations globales d'épaisseur des profils d'altération en fonction de la latitude (adapté de Strakhov, 1967). (b) Agrandissement sur la zone tropicale lors des périodes froides (glaciation). (c) Agrandissement sur la zone tropicale lors des périodes chaudes et humides (effet de serre). AW : Afrique de l'Ouest. 63

Figure 3.3 : Zonation végétales de l'Afrique de l'Ouest. Ces cartes sont représentatives des zones climatiques. La zone forestière est également nommée équatoriale (Aubréville, 1949)..... 64

Figure 3.4 : Schéma de drainage et de mobilisation des éléments dans un profil d'altération à l'échelle d'un interfluve (Wirthmann, 2000 ; adapté de Milne, 1936)..... 65

Figure 3.5 : Schéma d'abaissement d'un interfluve grâce à l'action simultané des processus d'altération chimique et de l'érosion mécanique. Tandis que l'altération permet l'accumulation relative de l'alumine et le lessivage puis la reprécipitation du fer, topographie est lentement abaissée par déblaiement en surface (Wirthmann, 2000 adapté de McFarlane, 1983). 66

Figure 3.6 : Coupe schématique des différents horizons d'un profil d'altération latéritique, de type ferrugineux sur substrat granitique. De bas en haut, les horizons du profil d'altération et leur matériel s'enrichissent en Fer tandis que les structures primaires de la roche sont progressivement effacées (adapté de Tardy, 1993)..... 68

Figure 3.7 : Paysages types et mode d'altération/érosion tropicaux en fonction du climat. (a) Sous climat sahélien, les interfluves sont tendus, par l'érosion (pédimentation). (b) Sous climat soudano-guinéen, les vallées se creusent légèrement alors que l'altération fonctionne. (c) Sous climat équatorial, l'altération intense en contexte de drainage efficient provoque la formation de morphologie en « demi-orange ». 69

Figure 3.8 : Schéma d'accumulation des sesquioxydes et de cuirassement en réponse à l'abaissement du niveau de base donnant lieu, à terme, au démantèlement de la cuirasse (Maignien, 1959). 70

Figure 3.9 : Blocs diagrammes représentant le processus d'inversion de relief. (a) Topographie initiale avec accumulation d'oxydes puis cuirassement dans les bas-fonds. (b) Dissection de plateaux résiduels en réponse à un abaissement du niveau de base. Cette baisse est accompagnée par le carapacement/cuirassement. (c) Plateaux résiduels après que l'érosion ait continué (Summerfield, 1991)..... 70

Figure 3.10 : La séquence morpho-climatique ouest africaine selon Michel (*1973*) (Burke et Gunnell, 2008)..... 72

Figure 3.11: Carte topographique du massif du Fouta Djalon montrant les bowé bauxitiques préservés dans cette partie de la Guinée (Chardon et al., 2006)..... 73

Figure 3.12 : Détails des formes types et du matériel de la surface bauxitique. (a) Vue oblique Google Earth montrant un paysage équatorial typique où les processus d'altération bauxitiques sont actifs dans le Sud du Cameroun. (b) Vue oblique Google Earth d'un paysage bauxitique relique incisé dans la région de Famanssa, Monts Mandingues, au Mali. (c) Photographie montrant un plateau résiduel bauxitique esseulé préservé sur roches basiques dans la région de Gaoua, Burkina Faso. (d) Photographie de blocs de cuirasses alumino-ferrugineuses montrant des structures vacuolaires remplies par des argiles. (e) Photographie d'un bloc de cuirasse alumino-ferrugineux montrant des pisolithes et des zones imprégnées en fer. (f) Photographie montrant la zone des argiles tachetées à la limite de l'horizon carapacé dans un profil d'altération près de Ségou au Mali. (Photos D. Chardon) 74

Figure 3.13: Coupes géomorphologiques montrant une configuration dans laquelle les formes et les altérations de type bauxitique passent progressivement à celles de l'Intermédiaire dans le paysage au centre de la Côte d'Ivoire: (a) coupe schématique de la région de Lakota et (b) coupe à travers le mont Oroumbo Bocca et le mont Kokoumbo. Le faciès argilo-ferrugineux intermédiaire apparait comme un faciès de dégradation des faciès bauxitiques (Boulangé, 1984). 76

Figure 3.14 : (**En face**) Détails des formes et altérations de type Intermédiaire. (a) Vue oblique Google Earth montrant le lien entre les cuirasses bauxitique et intermédiaire (massif de Dandé, plateau de Banfora, Burkina Faso). (b) Schéma du profil d'altération intermédiaire dans une carrière de Bobo-Dioulasso, plateau de Banfora, Burkina Faso sur grès néoprotérozoïques. (c) Imprégnations de fer dans la lithomarge kaolinitique (clair) cette même carrière. (d) Eléments ferrugineux indurés (tubules et nodules) en base de cuirasse intermédiaire. (e) Paysage type du bassin des Iuellemmeden (Niger) dans lequel l'altération intermédiaire se développe sur les grès du Continental Terminal dans la région de Filinguer, Niger. (f) Blocs de cuirasse intermédiaire sur grès formés de tubules ferrugineuses cerclées de cutanes goethitiques et englobées dans une matrice argilo-ferrugineuse dans la région de Ségou, Mali. (g) Cuirasse intermédiaire à pisolithes ferrugineux développée sur des calcaires phosphaté éocènes dans la région de Thiès, Sénégal (Photo d et e D. Chardon). 76

Figure 3.15 : Blocs diagrammes montrant la géométrie de la surface intermédiaire par rapport à la surface bauxitique en Côte d'Ivoire à Sapia. (a) Disposition des cuirasses reliques de bauxite, intermédiaire et haut glacis. (b) Proposition de reconstitution du paysage montrant des glacis fonctionnels avant le cuirassement intermédiaire (Grandin, 1976)..... 78

Figure 3.16 : Coupe géomorphologique montrant la transition entre le craton ouest africain et le bassin des Iuellemmeden aux confins du Burkina Faso et du Niger. On voit l'altitude des témoins de bauxite et d'Intermédiaire se rapprocher sur la bordure du bassin sédimentaire et la Surface intermédiaire passer au dessus de la surface africaine dans le bassin (Beauvais et al., 2008)..... 79

Figure 3.17 : Coupe schématique illustrant la disposition des glacis et terrasses, caractéristique de l'évolution récente des vallées des fleuves des régions intérieures ouest africaines (Vogt, 1959)..... 80

Figure 3.18 : Formes et altérations caractéristiques du Haut-glacis en Afrique de l'Ouest. (a) Surface relique de Haut glacis disséquée près de Gaoua, Burkina Faso. (b) Coupe d'une cuirasse de Haut-glacis au niveau de l'horizon des argiles tachetées au Sud des Monts Mandingues à l'Est de Bamako, Mali. (c) Blocs de cuirasse intermédiaire et de quartz enchâssés dans une cuirasse de Haut glacis, région de Banfora, Burkina Faso. (d) Cuirasse de Haut glacis englobant des clastes de cuirasse bauxitique (en blanc). (e) Surface sommitale du Haut glacis et son relief de commandement au second plan. A droite de ce dernier, on aperçoit le rebord de la cuirasse du Haut glacis, Région de Ouahigouya, Burkina Faso. (Photo a et c D. Chardon, Photo d G. Grandin)..... 81

Figure 3.19 : Coupes géomorphologiques typiques des terrains birrimiens aux confins du Burkina Faso et de la Côte d'Ivoire (exagération verticale x 4). Les Haut glacis sont préservés dans les dépressions sur socle granitique et volcano-sédimentaire tandis que les inselbergs pointent sur roches basiques des ceintures de roches vertes. HG= Haut glacis ; MG= Moyen glacis ; NI= Niveau Intermédiaire. (Eschenbrenner et Grandin, 1970)..... 82

Figure 3.20 : (a) Coupe géomorphologique de la région d'Aribinda (Burkina Faso, Sahel) montrant la dominance des formes et cuirasses de Moyen et Bas glacis vis-à-vis de reliques de Haut glacis, d'Intermédiaire et de bauxite. (b) Carte géomorphologique du secteur de Mormossol dans la même région montrant la préservation du Moyen glacis: (1) drains, (2) vallées principales, (3) pistes, (4) plaine alluviale, (5) cuirasse affleurante du Bas glacis, (6) Moyen glacis, (7) relief dominant (inselbergs et/ou plateau cuirassé), (8) cuirasses de Haut glacis (vert) ou intermédiaire (violet), (9) filons, (10) contact granitoïdes/roches vertes, (11) anciennes dunes et (12) coupes étudiées (Sanfo et al., 1993)..... 83

Figure 3.21 : Schéma d'évolution d'un paysage ouest africain typique inspiré des confins Burkina Faso/Côte d'Ivoire. (a) Morphologie au stade du Haut glacis. (b) Déblaiement du Haut glacis par le Moyen Glacis. (c) Dissection post-Moyen glacis jusqu'à l'actuel (Eschenbrenner et Grandin, 1970). 84

Figure 3.22 : Morphologie et matériaux du Moyen glacis. (a) Surface typique du Moyen glacis au Sénégal oriental. (b) Surface du Moyen glacis mise à nue par les feux de brousse et portant des termitières, dans la région de Syama, Sud Mali. (c) Cuirasse de Moyen glacis englobant des morceaux de grès, des gravillons ferrugineux et des quartzs (probablement des éléments de Haut glacis), région de Kédougou, Sénégal. (d) Cuirasse et lithomarge de Moyen glacis au niveau d'un marigot, région de Dédougou, Nord-ouest Burkina Faso. (e) Rebord d'un Moyen glacis en cours de démantèlement dans la région de Kédougou au Sénégal..... 85

Figure 3.23 : Paysage très étiré par le Bas glacis à l'Est du bassin du Sénégal, région de Matam. Les dépôts colluviaux et les nombreux chenaux de la surface indiquent que cette surface composite est active lors de la mousson. Le relief de commandement du glacis est un plateau relique de la surface d'intermédiaire sur grès. On voit les éboulis de cuirasse intermédiaire au premier plan..... 86

Figure 3.24 : Evolution de la morphologie de préservation des différents types de glacis en Afrique de l'Ouest entre le Burkina Faso et la Côte d'Ivoire (Burke et Gunnell, 2008 ; adapté de Grandin, 1976). 87

Figure 3.25 : Diagramme de Schellmann montrant la composition des cuirasses portées par les différents types de surface d'Afrique de l'Ouest (Boulangé et al., 1973). La cuirasse bauxitique est très bien individualisée vers le pôle aluminium tandis que les cuirasses intermédiaires, de Haut et Moyen glacis semblent se distinguer par leur contenu en silice et en fer. 88

Figure 3.26 : Durées minimales nécessaires à la transformation de lithomarges kaoliniques en cuirasses ferrugineuses types de la séquence ouest africaine, calculées à partir d'un taux maximal de dissolution du quartz (Tardy et Roquin, 1998). Selon ces auteurs, cette méthode permet de proposer des âges minimum pour les surfaces. 89

Figure 3.27 : Synthèse des datations effectuées sur le gisement manganésifère de Tambao au Burkina Faso (localisation Figure 3.3). (a) Coupe schématique du site montrant les différentes surfaces préservées ainsi que les profils d'altération associés. Cette coupe montre que les surfaces et les profils d'altération successifs sont reliés à des paléo-niveaux de base. Les âges en orange le long du forage représentent les âges d'abandon des profils d'altération successifs rencontrés. L'altitude de la surface bauxitique du site voisin d'Aribinda a été projetée sur la coupe pour rendre compte de l'ampleur du relief bauxitique. (b) Répartition de l'âge des échantillons de cryptomélane en fonction de leur altitude en surface et dans le forage. c) La courbe de variations du niveau de la mer () et la courbe de progradation du delta du Niger (*Séranne, 1999*) sont montrées à titre de comparaison. Les périodes d'altération sont indiquées en orange (Beauvais et Chardon, 2013). 90

Figure 3.28 : Comparaison entre les âges obtenus par Beauvais et al. (2008) sur le site de Tambao (climat sahélien) et ceux de l'étude de Vasconscelos et al. (*1994b*) sur le site de Syama (climat guinéen). Les courbes de δ18O (Zachos et al., 2001) et de variations du niveau marin (Haq et al., 1987) sont également présentées. 91

Figure 3.29 : Modèle d'évolution d'un interfluve ouest africain depuis 45 Ma basé sur la chronologie de Beauvais et al. (2008). 94

Chapitre 4. Distribution spatiale des paléo-surfaces en Afrique de l'Ouest 98

Figure 4.1 : Carte de répartition des observations de terrain effectuées en Afrique de l'Ouest depuis 1999 par D. Chardon, (triangles et cercles) et moi-même (cercles). Les boîtes numérotées de a à d représentent les stations détaillées en Figure 4.15. Les coupes régionales de la Figure 4.17 sont indiquées en tirets rouges et lettres capitales. 98

Figure 4.2 : (**En face**) Exemple d'identification des reliques de surfaces latéritiques de la séquence ouest africaine à partir d'observations Google Earth. (a) Disposition typique dans les sommets principaux de la dorsale guinéenne (ici la terminaison sud du massif du Simandou, Guinée) montrant le Haut glacis formant un piedmont incisé sous un sommet dont la crête est porteuse d'altération de type bauxitique. (b) Escarpement entre la dépression du Hodh et le plateau du Tagant en Mauritanie. La surface du Tagant, identifiée comme étant l'Intermédiaire, est dominée par des inselbergs. (c) Collines convexes de Haut glacis en désagrégement dans le Sud de la Côte d'Ivoire. (d) Paysage de Haut glacis entaillé par un paysage de Moyen glacis sur le bord de la Comoé au Nord de la Côte d'Ivoire. (e) Relique d'Intermédiaire abandonnée dans un paysage dominé par le Moyen glacis dans le bassin des Voltas au Ghana. (f) Disposition des surfaces d'aplanissement dans la région du Bas Niger, au Nigéria, où le Moyen glacis est la surface dominante. Il est néanmoins incisé. Quelques reliques de Haut glacis et de Surface intermédiaire sont retrouvées. (g) Surface intermédiaire développée sur la formation volcano-sédimentaire du plateau de Jos, Nigéria. (h) Relique bauxitique au Sud d'Abuja au Nigéria. (Bx), Intermédiaire (Int), Haut glacis (HG) et Moyen glacis (MG).Exagération verticale x3. 101

Figure 4.3 : Coupe morphologique de l'Est du Sénégal réalisée d'après nos observations de terrain. Lithologies d'après Ledru et al (1991)..... 102

Figure 4.4 : Base de données disponible montrant ici l'altitude des reliques de la surface Africaine S1 en couleur et les autres stations (ne comprenant pas de bauxite), non utilisées pour dessiner cette carte, en blanc (Beauvais et Chardon, 2013)..... 102

Figure 4.5 : Coupe schématique des hauts bassins du Sénégal et de la Gambie montrant la relation entre les surfaces d'altération et les dépôts sédimentaires du bassin du Sénégal. Les surfaces 1, 2 et 3 correspondent aux trois surfaces bauxitiques qu'il a définies (Labé, Dongol Sigon et Fantofa) alors que les cuirasses ferrugineuses marquent l'incision dans les vallées principales des fleuves Sénégal (Bafing et Falémé) et Gambie (Tardy et Roquin, 1998 adapté de Michel, 1973). 104

Figure 4.6 : Coupe synthétique à travers la dorsale guinéenne (massif du Simandou) montrant l'enveloppe de la Bauxite, de l'Intermédiaire et du Haut glacis (Beauvais et Chardon, 2013)..... 105

Figure 4.7 : Coupe schématique de la géométrie des niveaux d'aplanissement du Tagant (Daveau et Michel, 1969). (1) témoin du niveau d'aplanissement supérieur, (2) deuxième niveau d'aplanissement, (3) surface de base de la cuirasse, mise à jour par le rajeunissement et (4) entaille postérieure..... 106

Figure 4.8 : Coupe schématique de l'évolution du paysage en Sierra Léone montrant le développement puis cuirassement de trois générations de glacis dans la région de Koidu, au Sud des monts Loma (Thomas, 1994). 108

Figure 4.9 : Coupes schématiques caractéristiques des interfluves au Nigéria et Bénin. (a) Coupe au Nigéria montrant un inselberg entouré par des reliques de pédiments (Haut glacis) ré-incisé (Burke et Durotoye, 1970). (b) Coupe montrant des interfluves bosselés avec des cuirasses (Haut glacis) préservées sur les crêtes du Bénin (Giertz et Schönbrodt, 2009). 109

Figure 4.10 : Coupe d'un paysage dans le massif de l'Attakor dans le Hoggar, Algérie. Elle montre l'existence de différents glacis abandonnées et leurs relations avec le volcanisme (Rognon, 1967). (1) gneiss altéré, (2) grès, (3) alternances argiles/sables limoneux, (4) cône alluvial tranché par un glacis post-basaltique, (5) aval du cône et (6) grès blanc fin peu cimenté. 111

Figure 4.11 : (a) Coupe schématique d'un affleurement typique des dépôts fluvio-lacustres au sommet du Hoggar sous des coulées de lave (Rognon et al., 1983)). (b) Proposition de corrélation entre la Surface intermédiaire du bassin des Iuellemmeden et la surface décrite en (a). (Ages des coulées d'après Ait-Hamou, 2006)..... 112

Figure 4.12: Interprétation des étapes de cuirassement dans l'Adamaoua (Fritsch, 1978). (1) socle indifférencié, (2) grès continentaux (Crétacé moyen), (3) vieux basaltes altérés de la Surface de Minim-Martap, (4) basaltes mio-pliocènes de la surface fondamentale, (5) cuirasse bauxitique de Minim-Martap, (6) cuirasse alumineuse sur basalte mio-pliocène, (7) cuirasse alumineuse sur Relief Intermédiaire, (8) glacis et cuirasses. 112

Figure 4.13 : Bloc diagramme et description générale de la morphologie sur la formation Keri-Keri dans la région de Doto, Nigéria (Newill et Dowling, 1968)..... 113

Figure 4.14 : Base de données, montrant la localisation de relique de surfaces latéritiques, construite d'après nos observations et les données de la littérature. Nombre de points : S1 (313), S2 (559), S3 (1699), B (121), C (15), Top Yprésien (163). 114

Figure 4.15 : (**En face**) Vues Google Earth et leurs interprétations montrant des paysages-types d'Afrique de l'Ouest. (a) Configuration sur socle paléo-protérozoïque avec la surface bauxitique préservée au sommet d'une ceinture de roches vertes ré-incisée par différentes générations de glacis

près de Bissigui, Burkina Faso. (b) Modelé et mesas bauxitiques préservées respectivement au dessus et en dessous de l'escarpement gréseux marquant la limite orientale du Fouta Djalon près de Labé, Guinée. (c) Télescopage de la séquence avec des reliques de la surface bauxitique retrouvées 60m au dessus du niveau actuel du Niger près de Ségou, Mali, sur les grès néo-protérozoïques. La même configuration est retrouvée dans cette zone avec des buttes d'Intermédiaire dominant le paysage. (d) Dissection de la série détritique du Continental terminal couverte par la Surface intermédiaire dans le bassin des Iuellemmeden au Nord de Niamey, Niger. 119

Figure 4.16 : Carte géomorphologique des provinces latéritiques d'Afrique de l'Ouest. 122

Figure 4.17: Coupes morphologiques régionales. Les principales rivières sont signalées en bleu. L2gende en page suivante. 123

Chapitre 5. Evolution du drainage en carte 130

Figure 5.1 : "Basin-and-swell" topography of the African continent and its main river systems. Cross-hatched patterns represent the divides delineating basins' septa (i.e., swells) outside crests that are clearly underlined by contours. 133

Figure 5.2 : (a) Topography and drainage of West Africa. Rivers are shown in white (Dashed where dried out). The black dashed line represents the southern outcrop of the West African craton; red dashed lines are the boundaries of Cenozoic sedimentary basins and grey lines enclose modern alluvial plains. (b) Topography of the S1 African bauxitic paleolandsurface. (c) Topography of the S2 Intermediate paleolandsurface. Red and blue dots are lateritic remnants of paleolandsurfaces S1 and S2, respectively. White triangles are current reliefs (mainly inselbergs) used to constrain the minimum elevation of the African bauxitic surface (S1). Filled circles are wells used to constrain the elevation of S1 and S2 under modern alluvial plains. On Figure 5.2c, data complementary to the lateritic remnants include bauxites and inselbergs that are too numerous to be shown. Contours are 200 m. Elevations in blue on Figure 5.2b coincide with the Iullemmeden and Senegal basins where the S1 African bauxitic surface or its offshore extension (taken here as the top of the Ypresian) are buried beneath fluvial sediments of the Continental Terminal..... 135

Figure 5.3 : Transversal cross-sections of the Niger River valley showing the distribution of lateritic relicts of the African Bauxitic surface (S1) and the Intermediate ferricrete-capped surface (S2). Section (a) goes through the upstream part of the Niger inland delta and section (b) cuts through the Iullemmeden basin. Lines of sections are located on Figures 5.2a and 5.4..... 136

Figure 5.4 : Current and S2 longitudinal profiles of the Niger River together with the corresponding envelope of S1 African bauxitic surface. S2 longitudinal profile was constructed by using the elevation of S2 relicts all along the river course. 137

Figure 5.5 : Paleogeographic configuration and drainage of West Africa in (a) the Mid Eocene and (b) the end of the Oligocene. (c) Modern configuration. Large arrows in (a) represent the main drainage axes. P.H.N. - Paleo-High Niger. In (c), only the boundary of the Niger catchment is shown. Sources for paleogeographic compilations: Faure, 1962; Greigert, 1966; Monciardini, 1966; Charpy and Nahon, 1978; Lang et al., 1986; Reijers, 2011 and the present study. Paleodivides were automatically extracted from the maps in Figure 5.2. Uncertainty on the location of the divides was estimated manually by considering data points the nearest to the computed divide. 139

Chapitre 6. Evolution des profils de rivière..... 143

Figure 6.1 : (a) Topography, drainage and selected geologic / geomorphic features of West Africa. Topography is derived from smoothing of the Shuttle Radar Topography Mission DEM to 5 km resolution. Capital letters refer to the studied groups of rivers. A – northwestern rivers (long profiles shown in Figure 5.5a); B – short southern rivers (Figure 5.5b); C – long southern rivers (Figure 5.5c);

D – Niger River (Figure 5.5d). Thick dark and light grey lines represent the lower and upper regional knickzones, respectively. (b) Modern long profiles of selected rivers. The lower and upper regional knickzones' elevation ranges are indicated by dark and light grey bands, respectively. 146

Figure 6.2 : Lateritic paleolandsurface sequence and incision chronology of West Africa (synthesized after Michel, 1973; Beauvais et al., 2008; Beauvais and Chardon, 2013). 148

Figure 6.3 : Example of a typical field station used to estimate local paleo-base levels (Station 11 along the Bafing, corresponding to the upper Senegal River; e.g., Figures 6.1a and 6.5a). (a) Google Earth view (left) with its geomorphic interpretation (right). (b) Cross-section drawn on Figure 6.3a showing the distribution of lateritic paleolandsurface relicts and the method by which they are projected or extrapolated above today's river courses. 150

Figure 6.4 : Distribution of the optimum inverse concavity σop in the exponential fits of pediment surfaces 3 and 4. 151

Figure 6.5: Reconstructed paleo- and modern river long profiles and corresponding incision rates. For each river group, the case of the most representative river is shown. (a) Northwestern rivers (group A, including 5 profiles). (b) Short southern rivers (group B, 2 profiles). (c) Long southern rivers (group C, 5 profiles). (d) Low Niger and e) High Niger rivers (group D, 6 profiles): Rivers and river groups are located on Figure 6.1a. The complete set of river long profiles may be found in the data repository. 153

Figure 6.6 : Synthetic representation of the successive West African paleo-long river profiles. (a) Northwestern rivers (group A). (b) Short southern rivers (group B). (c) Long southern rivers (group C). (d) Niger River (group D) (location of river groups on Figure 6.1a). Spiked segments of modern profiles correspond to > 300 km long upward-convex segments. Elevation ranges of the lower and upper regional knickzones are shown in grey. 156

Figure 6.7 : Statistical summary (box and whiskers plots) of incision rates over West Africa during periods III, IV and V (24-11, 11-6 and 6-0 Ma, respectively) for each river group. Incision rate for period III is approximate but is rather close to a maximum value (see text for explanation). Incision rates IV and V are calculated using the mean elevation of base levels 3, 4 and 5 where available. Note that incision rates for period V may be slightly underestimated, particularly on the lower course of rivers C and D, where a small number of stations are available on profile 4 but where locally large incision V occurs around modern knickzones. 157

Figure 6.8 : Type evolutions of long river profile segments comprised between two stationary knickzones and their corresponding finite incision pattern (vertical arrows). 1 – early river profile (green); 2 – late river profile (orange). (a) Parallel evolution by uniform incision. (b) Knickpoint creation by downstream rejuvenation. (c) Knickpoint creation by differential incision. d) Slope decrease from incision gradient. 159

Figure 6.9 : Distribution of the main anomalies in the modern river long profiles of West Africa and its interpretation in terms of long-wavelength lithospheric deformation of mantle origin. Pink arrows represent directions of horizontal propagation of the epeirogenic wave. 160

Chapitre 7. Evolution des paysages et quantification de l''érosion à petite échelle (Sud-ouest Burkina Faso) : implications minières 163

Figure 7.1 : (a) Location of West Africa on the African continent. (b) Simplified geological map of sub-Saharan outcrop of the West African craton and its surrounding / cover terrains. The SW Burkina Faso study area is shown by a red frame. Mobile belts correspond to relatively narrow orogens of Panafrican and Variscan ages (adapted from Feybesse et al., 2006). 166

Figure 7.2 : Denudation scenarios in tropical landscapes as a result of climatically driven erosion processes changes with reference to the West African example. (a) Schematic cross-section of a type lateritic landscape. The old surface is preserved as a mesa made of a resistant duricrust capping an in-situ formed weathering profile mostly made of saprolite. The younger surface is a glacis whose development led to relief inversion of the upper/older surface after its abandonment. The younger surface is characterized by thinner weathering profile and duricrust. The duricrust is a ferricrete cementing the regolith transported on the glacis surface. (b) and (c) represent the sequential development of the regolith profiles at two locations shown on cross-section (a). Stage 1 is the result of dominant chemical erosion period that led to the establishment of the older surface. Stages 2 show the configuration of the glacis after stripping of the older surface and before its weathering. In (b), erosion removed both the earlier weathering profile and part of its underlying bedrock. In (c), erosion has removed only part of the preexisting weathering profile. Stages 3 show the configuration of the glacis after wethering and ultimate duricristing of the new surface. In (b), the ferricrete is restricted to the transported regolith and weathering has progressed into the bedrock. In (c), the ferricrete is also restricted to the transported regolith and weathering affects both the preexisting regolith profile (that is weathered twice) and the underlying bedrock..... 171

Figure 7.3 : Map of the datasets used in this study. (a) Shaded topographic map (SRTM at 90 m resolution). (b) Simplified geologic map showing the main lithologic units (after Baratoux et al., 2012). (c) Raw radiometric survey. (d) Filtered radiometric survey. Field stations are materialized by yellow dots.. 172

Figure 7.4 : Morphology and material of the old (pre-glacis) lateritic surfaces preserved in SW Burkina Faso. (a) Bauxitic mesa on greenstones near the town of Gaoua (location on Figure 7.3). The right gentle slope corresponds to the Intermediate "relief" once forming the slope around the bauxitic plateau. The Intermediate ferricrete was mostly eroded. It is rarely preserved in-situ on the site but forms most of the blocks covering the High glacis relicts. (b) – (c) Google Earth view of a typical bauxitic-Intermediate massif on dolerites near the town of Dandé (Taoudeni basin, location on Figure 7.3) and its interpretation (Vertical exaggeration x3). Here the typical lateral transition / connexion between the bauxites and the Intermediate ferricrete is preserbed. High glacis relict surfaces are shoxn in green. (d) Pisolithique facies of the Gaoua bauxitic mesa shown in (a). (e) Intermediate ferricrete of the Dandé massif shown in (b) and (c)..... 173

Figure 7.5 : Google Earth views and interpretations of typical landscapes in the SW Burkina Faso. (a) View near the town of Dano on greenstone belt–granitic substrate. (b) Geomorphic interpretation. High glacis relict surfaces are well preserved around inselbergs formed on greenstone substrate. The High glacis is incised by pediment surfaces that may be still functional. (c) View near the village of Diandioura on granitic substrate. (d) Geomorphic interpretation. The High glacis has been incised by a dendritic river network. It is poorly preserved and form brown resistant caps on top of small hills. Whitish colors correspond to zones where granitic arena is outcropping. High glacis surfaces are represented in green color. 174

Figure 7.6 : Type morphology and regoliths of the High glacis relicts in the SW Burkina Faso study area. (a) Plateau edge west of Gaoua formed by a ~ 10 m high scarp. (b) High glacis relict bounding scarp at the same location. Water resurgence at the base of the ferricrete allows the growth of denser vegetation. (c) Scarp carved in the duricrusted glacis cover laterial. (d) Base of a High glacis ferricrete truncating a granitic weathering profile inherited from the bauxitic or Intermediate weathering periods (Djigoué area). (e) Details of a High glacis ferricrete showing clasts of Intermediate and quartz at site shown in (c). (f) Alluvial channel at the base of High glacis regolith carved into weathered sandstones of the Taoudeni basin (South of Bobo-Dioulasso). (g) Cemented debries flow truncating a weathering profile on dolerites near Dandé (site of Figures 7.4b and 7.4c). Light colored debries are bauxite clasts. See Figure 7.3for locations..... 175

Figure 7.7 : Details of the datasets that were combined for the identification of High glacis relicts on the example of the Djigoué area (Location on Figure 7.3). (a) 15-m resolution LANDSAT image

showing a dissected High glacis. (b) 100-250 m resolution Raw radiometric survey. The area corresponding to the High glacis ferricrete has a strong Thorium signature in green and a medium Uranium signature in blue. In this area, the substrate has a strong Potassium signature in red. (c) 100-250-m resolution radiometric survey filtered by dividing Thorium by Potassium. The High glacis ferricrete, enriched in Thorium and depleted in Potassium, is highlighted in white to red colors. (d) Construction of the polygons (crossed surface) corresponding to the High glacis ferricretes superimposed on the SRTM topography. Field stations are materialized by yellow dots. Rivers are shown in white. 176

Figure 7.8 : Geomorphic map of the SW Burkina Faso studied area. Black boxes correspond to the frame of the maps shown in Figure 7.9. 179

Figure 7.9 : Maps and cross-sections of selected areas of Southwestern Burkina Faso illustrating the four type-High glacis landscapes. The frames of the maps are located on Figure 7.8. Dip symbols represent the slope of the High glacis relicts. 181

Figure 7.10 : (a) Lateritic regolith map superimposed on the geology of the Southwestern Burkina Faso target area. Geology is after Metelka et al. (2011). (b) Synthetic geomorphic / geological cross-section of the area. (c) Bauxite occurrences as a function of their substrate. (d) Histogram of the surface occupied by the High glacis ferricrete on each type of substrate. This value is an indicator of the affinity of High glacis preservation with the different lithologies of the area. (e) Proportion of each lithology covered by the High glacis ferricrete. It represents the percentage of substrate masked by the High glacis. For the whole Birimian, this percentage is about 11 %. 182

Figure 7.11 : (a) Topography of the study area. (b) High glacis stage paleotopography. (c) Map of the slope of the High glacis. (d) Denudation map obtained by subtracting present-day topography to that of the High glacis stage. 184

Figure 7.12 : (a) Map of the main rivers extracted from the High glacis paleotopography. (b) Extraction of the main modern rivers of the SW Burkina Faso. (c) Comparative distribution between the slope of the High glacis stage and modern topography. 185

Figure 7.13 : Map of the SW Burkina Faso area during the High glacis stage showing the paleo-drainage and the main directions of mechanical dispersion. 186

Figure 7.14 : (a) Map showing the High glacis relicts covering mineralized lithological units. (b) Percentage of areal coverage of the mineralized units by the High glacis ferricrete. (c) Prospect map showing High glacis ferricrete covering mineralized lithologies. The ferricrete unit marked by a star is therefore a potential mask of mineralizations. (d) Morpho-geologic cross section DD'. This cross-section suggests that the ore-index found in the High glacis ferricrete was displaced by colluvial activity from the mineralized lithology forming the inselberg. 189

Chapitre 8. Dénudation à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest 196

Figure 8.1 : Topography of successive paleolandsurfaces and current topography of West Africa. (a) Current topography and main rivers (white line). Boundaries of Cenozoic basins (red dashed lines) and modern alluvial plains (grey lines) are shown. (b) Topography of the S1 African bauxitic paleolandsurface. (c) Topography of the S2 Intermediate paleolandsurface. (d) Topography of the S3 High glacis paleolandsurface. A1, A2 and A3 points are data points used for interpolating S1, S2 and S3 topographies, respectively. B points are current reliefs (mainly inselbergs) used to constrain the minimum elevation of the African bauxitic surface (S1). C points are wells used to constrain the elevation of S1 and S2 under alluvial plains. Contours are 100 m. Elevations in blue on Figure 8.1b coincide with sedimentary basins where the offshore extension of the S1 African bauxitic surface (top of the Ypresian carbonates) is buried beneath pots-Mid-Eocene sediments. 199

Figure 8.2 : Successive and total denudation maps of West Africa since 45 Ma. (a) Total denudation (45 Ma-modern interval). (b) 45-24 Ma interval. (c) 24-11 Ma interval. (d) 11 Ma-modern interval. These maps were computed from subtractions of maps in Figure 8.1. Thick white dashed line separates the astern swells domain (Hoggar and Jos massifs) from the rest of West Africa. The course of the main West African rivers is also indicated (black dashed lines). Contours are 200 m. 200

Figure 8.3 : Erosion budget of West Africa for three time intervals (45-24, 24-11 and 11-0 Ma). (a) Total eroded volumes. (b) Volumetric export rates. (c) Average equivalent denudation depths. (d) Denudation rates. Values in b, c and d are listed in Table 1.Contributions of the swell domain (Fig. 2) as well as intracontinental sedimentary storage have been distinguished. Uncertainties are derived from the interpolation method of the paleolandsurfaces (See Supplementary Material). 201

Figure 8.4 : (**Previous page**) West African landscape evolution summary and surface reconstruction geometry. (a) Schematic evolution and dissection of a typical landscape of West Africa since 45 Ma. S1 landscape is characterized by low relief morphology and the formation of a Fe-Al crust near the surface. S2 landscape results from a long period of incision accompanied by the widening of valleys and is fossilized by a thick ferricrete. S3 landscape was shaped by the development of pediment surfaces. It is incised in the modern landscape. (b) Paleosurfaces reconstruction. Respective geometry of the S1, S2, S'2, S3 and S'3 surfaces reconstructed from the S1, S2 and S3 relicts preserved in the modern landscape. Each surface is forced by different control points. S1 surface is forced by the A1 point set, S2 surface is forced by the A2 point set, S'2 surface is forced by the S2 point sets, S3 surface is forced by the A3 point set and S'3 surface is forced by the S3 point set. Contrarily to the other surfaces, S'2 and S'3 surfaces are not forced to stay above the modern topography. (c) Modern morphology of the alluvial plain and sedimentary basin domains. In the former, lateritic crusts are not preserved and quaternary alluviums cover the surface while in the later, the equivalent of S1 surface is the Ypresian carbonates formation. The base of bauxitic weathering profiles and the top of the Ypresian formation found in wells are then used to constrain S1 surface geometry. (d) Geometry of the reconstructed S1 surface. In alluvial domains, S1 surface is forced to stay within 120 m above the base of weathering profile (and still above the modern topography). In sedimentary basins, S1 surface is forced by the top of the Ypresian formation and is not forced to stay above the modern topography.207

Figure 8.5 : Evaluation of the uncertainty on surface geometry. *S2 reconstructions and associated uncertainties.* a) Map of S2 surface, the highest surface geometry. b) Map of S'2 surface, the lowest surface geometry. c) Map of uncertainty U2 which correspond to the difference between the S2 surface and the S'2 surface. d) Distribution of U2, the arrows indicate the first and third quartiles. *S3 reconstructions and associated uncertainties.* e) Map of S3 surface, the highest surface geometry. f) Map of S'3 surface, the lowest surface geometry. g) Map of uncertainty U2 which correspond to the difference between the S3 surface and the S'3 surface. h) Distribution of U3, the arrows indicate the first and third quartiles. 208

Chapitre 9. Transfert de matière par bassin-versant : base d'une approche de type « source-to-sink » 211

Figure 9.1 : Mesure de la masse globale de sédiments accumulés dans les océans (d'après Hay et al., 1988; Molnar, 2004; Schumer et Jerolmack, 2009). Cette accumulation est mesurée sur des intervalles de 5 Ma. Ces données suggèrent une accélération brutale de la sédimentation océanique depuis 5 Ma. 212

Figure 9.2 : Carte du Nord-ouest de l'Afrique montrant l'épaisseur totale des sédiments (d'après Exxon, 1985) ainsi que les limites des bassins cénozoïques et le volcanisme cénozoïque. Les principales failles transformantes océaniques sont présentées en pointillés rapprochés. 215

Figure 9.3 : Cartes de dénudation par sous-drainage pour les périodes S1-S2 (45-24 Ma), S2-S3 (24-11 Ma) et S3-modern (11-0 Ma). La ligne pointillée délimite les massifs orientaux. La position de la ligne de partage principale de la topographie S1 est indiquée pour une meilleure visualisation. 217

Figure 9.4 : Evolution de la dénudation et de l'export de matière par sous-drainage. (a) Volumes de roche dénudés. (b) Taux d'export calculés à partir du volume dénudé après correction du volume de sédiment stocké dans les bassins intracontinentaux. La barre d'erreur comprend l'incertitude sur les volumes et celle sur l'évolution du drainage. (c) Profondeurs de dénudation calculées sur les surfaces en érosion. (d) Taux de dénudation correspondant. 219

Figure 9.5 : (a) Réseau de drainage extrait à partir de la topographie S1. La ligne de partage des eaux majeure, formée par un bourrelet marginal (*Chardon et al., submitted*), se situe quelque part entre les limites interne et externe matérialisées en pointillés rouges. (b) Réseau de drainage extrait à partir de la topographie S2 et comparaison avec les groupes de drainage actuels. Les limites de drainage actuelles sont représentées en noir et les limites des drains extraits en pointillés rouges. Les rivières extraites sont en bleu. 221

Figure 9.6: Exemple local de positionnement des limites de la ligne de partage des eaux formé par le bourrelet marginal de la topographie S1 en fonction de la géométrie des drains extraits. Les rivières extraites sont en noir. Localisation en Figure 9.5a. 222

Figure 9.7 : Détails du système « source-to-sink » montrant le bassin-versant du Niger (trait rouge) et la carte de dénudation disponible dans cette étude. Les coupes utilisées pour le calcul du volume de sédiments préservés sont localisées en traits bleus pointillés épais pour le delta du Niger (Haack et al., 2000) et les données du golfe de Guinée en traits bleus pointillés fins (*Helm, 2009*). Les trajectoires des courants de surface modernes sont d'après Séranne et Nzé Abeigne (*1999*). Les limites approximatives des accumulations cénozoïques correspondant au delta du Niger (*) et au Nord du golfe de Guinée (**) ont été reportées. 224

Figure 9.8 : Taux d'accumulation volumétrique de sédiments dans le golfe de Guinée et le delta du Niger. Les coupes utilisées pour ces calculs sont localisées sur la Figure 9.7. 227

Figure 9.9 : Comparaison « source-to-sink » entre le delta du Niger et son bassin-versant. (a) Volume exporté par le sous-drainage D. (b) Volume accumulé dans le delta du Niger (d'après *Robin et al., 2011*). (c) Taux d'export volumétrique au sein du sous-drainage D. (d) Taux d'accumulation dans le delta du Niger. e) Comparaison des volumes totaux entre le sous-drainage D, la Bénoué et le delta du Niger. Le volume potentiellement dénudé par la Bénoué à été estimé en multipliant sa superficie par les profondeurs de dénudation moyenne depuis 45 Ma (250-300 m). 228

Bibliographie

Ahnert, F. (1970), Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins, *Am. J. Sci.*, *268*(3), 243-263.

Ait-Hamou, F. (2006), Le volcanisme cénozoique à l'échelle du bombement de l'Ahaggar (Sahara central algérien); synthèse géochronologique et répartition spatio-temporelle. Quelques implications en relation avec l'histoire éo-alpine de la plaque Afrique, *Cenozoic*, *13*, 155-167.

Al-Hajri, Y., N. White, and S. Fishwick (2009), Scales of transient convective support beneath Africa, *Geology*, *37*(10), 883-886.

Allen, P. A. (2011), Geodynamics: Surface impact of mantle processes, *Nature Geosci.*, *4*(8), 498-499.

Allen, P. A., and J. R. Allen (2005), *Basin Analysis - Principles and Applications (2nd Edition)*, 549 p., Blackwell Publishing.

Anderson, R. S., and N. F. Humphrey (1989), Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes, in *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, edited by T. Cross, pp. 349-361, Prentice Hall.

Anonyme (1987), Rapport de forage dans la région de Tombouctou, Projet UNICEF Mopti/Tombouctou, *United Nations Development Program*, *DTCD/MLI/84.005, Bamako, Mali*, 124 p.

Anonymous (1987), Rapport de forage dans la région de Tombouctou, Projet UNICEF Mopti/Tombouctou, *United Nations Development Program*, *DTCD/MLI/84.005*, Bamako, Mali.

Aubréville, A. (1949), *Climats, forêts et désertification de l'Afrique Tropicale*, 359 p., Larose, Paris.

Bamba, O., J. C. Parisot, G. Grandin, and A. Beauvais (2002), Ferricrete genesis and supergene gold behaviour in Burkina Faso, West Africa, *Geochem.: Explor., Environ., Anal.*, *2, Part 1*, 3-13.

Bamba, O., D. Béziat, F. Bourges, P. Debat, M. Lompo, J.-C. Parizot, and F. Tollon (1997), Nouveau type de gisement aurifère dans les ceintures de roches vertes birimiennes du Burkina Faso; les albitites de Larafella, *J. Afr. Earth Sci.*, *25*(3), 369-381.

Baratoux, L., V. Metelka, S. Naba, M. W. Jessell, M. Grégoire, and J. Ganne (2011), Juvenile Paleoproterozoic crust evolution during the Eburnean orogeny (~2.2–2.0 Ga), western Burkina Faso, *Precambrian Res.*, *191*(1–2), 18-45.

Beaudet, G., and R. Coque (1994), Reliefs et modelés des régions tropicales humides: faits mythes et hypothèses, *Ann. Géog.*, *577*, p. 227-254.

Beaudet, G., R. Coque, P. Michel, and P. Rognon (1977a), Y-a t-il eu capture du Niger ?, *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, *445-446*, 215-222.

Beaudet, G., R. Coque, P. Michel, and P. Rognon (1977b), Altérations tropicales et accumulations ferrugineuses entre la vallée du Niger et les massifs centraux sahariens (Aïr et Hoggar), *Z. Geomorph.*, *21*, 297-322.

Beaudet, G., R. Coque, P. Michel, and P. Rognon (1981), Relief cuirassés et évolution géomorphologique des régions orientales du Mali; 1, La région du Tilemsi et la vallée du Niger de Taoussa à Gao, *Z. Géomorph.*, *38*, 38-62.

Beauvais, A. (1991), Paléoclimats et dynamique d'un paysage cuirassé du Centrafrique : morphologie, pétrologie et géochimie, *Thèse Université Poitiers*, 315 p.

Beauvais, A., and D. Chardon (2013), Modes, tempo and spatial variability of Cenozoic cratonic denudation: The West African example, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *14*, 1590–1608.

Beauvais, A., G. Ruffet, O. Hénocque, and F. Colin (2008), Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: The ^{39}Ar-^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides, *J. Geophys. Res.*, *113, F04007*

Beauvais, A., M. Ritz, J. C. Parisot, M. Dukhan, and C. Bantsimba (1999), Analysis of poorly stratified lateritic terrains overlying a granitic bedrock in West Africa, using 2-D electrical resistivity tomography, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *173*(4), 413-424.

Begg, G. C., et al. (2009), The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution, *Geosphere*, *5*(1), 23-50.

Bélinga, S.-E. (1973), Etude du processus metallogénique de la bauxitisation dans l'Adamaoua, au Cameroun, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *276*(9), 1381-1383.

Bellion, Y., and B. Robineau (1986), Sismicité de l'Afrique de l'Ouest, *Dakar Symposium "Changement globaux en Afrique"*, 23-24.

Berlin, M. M., and R. S. Anderson (2009), Steepened channels upstream of knickpoints: Controls on relict landscape response, *J. Geophys. Res.*, *114*(F3), F03018.

Bertil, D. (1991), Etude de la sismicité intraplaque en Afrique de l'Ouest (1967-1991) à partir du réseau de stations sismologiques de Lamto, Côte d'Ivoire, *Thèse Université Paris VI*, 137 p.

Bierman, P. R., and M. W. Caffee (2001), Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and escarpment, Southern Africa, *Am. J. Sci.*, *301*(4–5), 326–358.

Binks, R. M., and J. D. Fairhead (1992), A plate tectonic setting for Mesozoic rifts of West and Central Africa, *Tectonophysics*, *213*(1-2), 141-151.

Bishop, P. (1985), Southeast Australian late Mesozoic and Cenozoic denudation rates: A test for late Tertiary increases in continental denudation, *Geology*, *13*(7), 479-482.

Bishop, P. (1995), Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion, *Prog. in Phys. Geogr.*, *19*(4), 449-473.

Bishop, P. (2007), Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes, *Earth Surf. Proc. Land.*, *32*(3), 329-365.

Bishop, P., R. W. Young, and I. McDougall (1985), Stream profile change and longterm landscape evolution; early Miocene and modern rivers of the East Australian highland crest, central New South Wales, Australia, *J. Geol.*, *93*(4), 455-474.

Black, R., R. Caby, A. Moussine-Pouchkine, R. Bayer, J. M. Bertrand, A. M. Boullier, J. Fabre, and A. Lesquer (1979), Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa, *Nature*, *278*(5701), 223-227.

Blarez, E. (1986), La marge continentale de Côte-d'Ivoire-Ghana. Structure et évolution d'une marge continentale transformante, *Thèse Universite Paris VI*, 188 p.

Boeglin, J. L. (1990), Évolution minéralogique et géochimique des cuirasses ferrugineuses de la région de Gaoua (Burkina Faso), *Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 228 p.

Boeglin, J. L., and D. Mazaltarim (1989), Géochimie, degré d'évolution et lithodépendance des cuirasses ferrugineuses de Gaoua au Burkina Faso, *Sci. Géol. Bull.*, *42*(1), 27-44.

Boeglin, J. L., and J.-L. Probst (1998), Physical and chemical weathering rates and CO2 consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin, *Chem. Geol.*, *148*(3–4), 137-156.

Bond, G. (1978), Evidence for late tertiary uplift of Africa relative to North America, South America, Australia and Europe, *J. Geol.*, *86*, 47-65.

Bond, G. (1979), Evidence for some uplifts of large magnitude in continental platforms, *Tectonophysics*, *61*(1-3), 285-305.

Bonnet, N. J., A. Beauvais, N. Arnaud, D. Chardon, and M. Jayananda (2014), First $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of intense Late Palaeogene lateritic weathering in Peninsular India, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *386*(0), 126-137.

Bonnet, S., and A. Crave (2006), Macroscale dynamics of experimental landscapes, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, *253*, 327-339.

Bonvallot, J., and B. Boulangé (1970), Note sur le relief et son évolution dans la région de Bongouanou (Côte d'Ivoire), *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, *2*(2), 171-183.

Boudouresque, L., D. Dubois, J. Lang, and J. Trichet (1982), Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des Iullemmeden au Crétacé supérieur et au Cénozoique (Niger et Mali, Afrique de l'Ouest), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *24*(4), 685-695.

Boulangé, B. (1984), Les formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire; les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé, *Mém. ORSTOM*, *175*, 364 p.

Boulangé, B., and V. Eschenbrenner (1971), Note sur la présence de cuirasses témoins des niveaux bauxitiques et intérmediaires, plateau de Jos Nigéria, *Bull. Liaison ASEQUA*, *31*, 83-92.

Boulangé, B., and G. Millot (1988), La distribution des bauxites sur le craton ouest-africain, *Sci. Géol. Bull.*, *41*(1), 113-123.

Boulangé, B., J. B. Sigolo, and J. Delvigne (1973), Descriptions morphoscopiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire, *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, *5*(1), 59-81.

Boulet, R. (1970), La géomorphologie et les principaux types de sols en HauteVolta septentrionale, *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, *8*((3)), 245-271.

Boulvert, Y. (2003), Notice de la Carte géologique interactive de la Guinée à 1/200.000, *Editions IRD*.

Bourdeau, A. (1991), Les bauxites du Mali; Geochimie et mineralogie, *Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 582 p.

Bowden, D. J. (1987), On the composition and fabric of the footslope laterites (duricrust) of Sierra Leone, West Africa, and their geomorphological significance, *Z. Géomorph.*, *64*, 39-53.

Braun, J. (2010), The many surface expressions of mantle dynamics, *Nature Geosci.*, *3*(12), 825-833.

Braun, J., F. Deschamps, D. Rouby, and O. Dauteuil (2013), 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, *Tectonophysics*, *604*(0), 72-82.

Brimhall, G. H., C. J. Lewis, C. Ford, J. Bratt, G. Taylor, and O. Warin (1991), Quantitative geochemical approach to pedogenesis: importance of parent material reduction, volumetric expansion and eolian influx in laterization, *Geoderma*, *51*, 51–91.

Brown, R. W., M. A. Summerfield, and A. J. W. Gleadow (2002), Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology, *J. Geophys. Res.*, *107*(B12), 2350.

Brownfield, M. E., and R. R. Charpentier (2006), Geology and total petroleum systems of the Gulf of Guinea Province of West Africa, *U.S. Geol. Surv. Bulletin*, *2207-C*, 32 p.

Büdel, J. (1982), *Climatic Geomorphology*, 443 p., Princeton University press, Princeton, New Jersey.

Burbank, D. W. (1992), Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin, *Nature*, *357*(6380), 680-683.

Burbank, D. W., J. Leland, E. Fielding, R. S. Anderson, N. Brozovic, M. R. Reid, and C. Duncan (1996), Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, *379*(6565), 505-510.

Burke, K. (1976), The chad basin: An active intra-continental basin, *Tectonophysics*, *36*(1–3), 197-206.

Burke, K. (1996), The African Plate, *S. Afr. J. Geol.*, *99*, 339-409.

Burke, K. (2001), Origin of the Cameroon Line of volcano-capped swells, *J. Geol.*, *109*(3), 349-362.

Burke, K., and B. Durotoye (1970), Late Quaternary climatic variation in southwestern Nigeria; evidence from pediments and pediment deposits, *Bull. Liaison ASEQUA*, *25*, 79-96.

Burke, K., and J. T. Wilson (1972), Is the African Plate Stationary?, *Nature*, *239*(5372), 387-390.

Burke, K., and Y. Gunnell (2008), The African Erosion Surface: A Continental-Scale Synthesis of Geomorphology, Tectonics, and Environmental Change over the Past 180 Million Years, *Geol. Soc. Am., Mem.*, *201*, 1-66.

Burke, K., D. S. MacGregor, and N. R. Cameron (2003), Africa's petroleum systems; four tectonic 'aces' in the past 600 million years, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, *207*, 21-60.

Busson, G., A. Dhondt, F. Amédro, D. Néraudeau, and A. Cornée (1999), La grande transgression du Cénomanien supérieur-Turonien inférieur sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnement de dépôt et comparaison d'un témoin

épicratonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb, *Cretaceous Res.*, *20*(1), 29-46.

Butt, C. R. M., and A. P. J. Bristow (2013), Relief inversion in the geomorphological evolution of sub-Saharan West Africa, *Geomorphology*, *185*(0), 16-26.

Capot-Rey, R. (1951), Sur quelques formes de relief de l'Adrar des Ifoghas, *Travaux de L'Institut de Recherches sahariennes*, *7*, 193-199.

Carney, J. N., C. J. Jordan, C. W. Thomas, D. J. Condon, S. J. Kemp, and J. A. Duodo (2010), Lithostratigraphy, sedimentation and evolution of the Volta Basin in Ghana, *Precambrian Res.*, *183*(4), 701-724.

Cavellec, S. (2006), Evolution diagénétique du bassin de Tim Mersoï et conséquences pour la génèse des minéralisations uranifères dans les formations carbonifères du Guezouman et du Tarat (district Arlit-Akokan, Niger), *Thèse Universite Paris-Sud XI*, 449 p.

Chardon, D., J. L. Grimaud, A. Beauvais, and D. Rouby (submitted), Late Paleogene drainage reorganization of West Africa and establishment of the modern Niger River catchment, *Terra Nova*, *TER-2013-0087*.

Chardon, D., V. Chevillotte, A. Beauvais, G. Grandin, and B. Boulange (2006), Planation, bauxites and epeirogeny: One or two paleosurfaces on the West African margin?, *Geomorphology*, *82*(3-4), 273-282.

Charpy, N., and D. Nahon (1978), Contribution à l'étude lithostratigraphique du Tertiaire du Bassin de Côte d'Ivoire, *Fac. Sci., Dept. Sci. Terre, Abidjan*, *18* (Serie Documentation), 1–34.

Chudeau, R. (1919), La capture du Niger par le Taffassasset, *Ann. Géog.*, *28*, 52-60.

Clift, P. (2010), Enhanced global continental erosion and exhumation driven by Oligo-Miocene climate change, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(9), L09402.

Clift, P., and C. Gaedicke (2002), Accelerated mass flux to the Arabian Sea during the middle to late Miocene, *Geology*, *30*(3), 207-210.

Colin, F., A. Beauvais, G. Ruffet, and O. Hénocque (2005), First $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of lateritic manganiferous pisolites; implications for the Palaeogene history of a West African landscape, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *238*(1-2), 172-188.

Combes, P. J. (1969), Recherches sur la génèse des bauxites dans le Nord-est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France), *Thèse Université Montpellier ; Mém. C.E.R.G.H.*, *III-IV*, 375 p.

Conrad, G., and J.-R. Lappartient (1987), Le 'Continental terminal', sa place dans l'évolution géodynamique du bassin sénégalo-mauritanien durant le Cénozoïque, *J. Afr. Earth Sci.* , *6*(1), 45-60.

Coque, R. (1978), Observations sur la limite septentrionale des accumulations ferrugineuses de l'Afrique de l'Ouest, *Trav. Doc. CEGET*, *33*, 66-80.

Côte, M. (1957), Quelques aspects de la morphologie de l'Ahaggar, *Rev. Géograph. Lyon*, *32*(4), 321-332.

Crévola, G., J.-M. Cantagrel, and C. Moreau (1994), Le volcanisme cénozoïque de la presqu'île du Cap-Vert (Sénégal); cadre chronologique et géodynamique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *165*(5), 437-446.

Crickmay, C. H. (1975), The hypothesis of unequal activity, in *Theories of Landform Development*, edited by W. N. Melhorn and R. C. Flemal, pp. 103-109, Allen and Unwin, Boston.

Crosby, B. T., and K. X. Whipple (2006), Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand, *Geomorphology*, *82*(1-2), 16-38.

Crough, S. T. (1981), Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America, *Geology*, *9*(1), 2-6.

d'Hoore, J. (1954), L'accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux, *Pub. INEAC*, *62*, 132.

Dauteuil, O., J. Bouffette, and F. Toteu (2008), *Visages du continent africain - Eléments de géologie africaine*, 48 p., CCGM.

Dauteuil, O., D. Rouby, J. Braun, F. Guillocheau, and F. Deschamps (2013), Post-breakup evolution of the Namibian margin: Constraints from numerical modeling, *Tectonophysics*, *604*(0), 122-138.

Daveau, S. (1970), L'évolution géomorphologique quaternaire du Sud-Ouest du Sahara (Mauritanie), *Ann. Géog.*, *79*, 20-38.

Daveau, S., and P. Michel (1969), L'évolution géomorphologique quaternaire au sud-ouest du Sahara (Mauritanie). *Ann. Géog.*, *431*, 20-38.

Davis, D. W., W. Hirdes, U. Schaltegger, and E. A. Nunoo (1994), U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa, *Precambrian Res.*, *67*(1–2), 89-107.

Davis, W. M. (1899), The geographical cycle, *The Geographical Journal*, *14*(5), 481-504.

Davison, I. (2005), Tectonics of the South Atlantic Brazilian Salt Basin, *25th GCSSEPM Ann. Conf., Abstracts*, 468-480.

de Wit, M. (2007), The Kalahari Epeirogeny and climate change: differentiating cause and effect from core to space, *S. Afr. J. Geol.*, *110*(2-3), 367-392.

Deynoux, M., P. Affaton, R. Trompette, and M. Villeneuve (2006), Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa, *J. Afr. Earth Sci.*, *46*(5), 397-426.

Dickson, B. L., and K. M. Scott (1997), Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors, *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, *17*(2), 187–200.

Donnelly, T. W. (1982), Worldwide continental denudation and climatic deterioration during the late Tertiary: Evidence from deep-sea sediments, *Geology*, *10*(9), 451-454.

Doucouré, C., M., and M. de Wit, J. (2003), Old inherited origin for the present near-bimodal topography of Africa, *J. Afr. Earth Sci.* , *36*(371-388).

Doust, H., and E. Omatsola (1990), Niger Delta, in *Divergent/passive Margin Basins, AAPG Memoir 48* edited by J. D. Edwards and P. A. Santogrossi, pp. 239-248.

Dresch, J. (1959), Notes sur la géomorphologie de l'Aïr, *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, *1*, 2-20.

Duff, D., P. MacLaren, and S. Thornes (Eds.) (1993), *Holmes' Principles of Physical Geology*, 791 pp.

Ebinger, C. J., and N. H. Sleep (1998), Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume, *Nature*, *395*(6704), 788-791.

Egbogah, E. O. (1973), Height distribution of West African bauxites as an index of Neogene tectonism, *J. Nig. Min.*, *10*(1-2), 1-14.

Ellenberger, F. (1976), Epirogénèse et décratonisation, *Bull. BRGM*(4), 357-382.

Emery, K. O., and E. Uchupi (1984), *The Geology of the Atlantic Ocean*, 1050 p., Springer-Verlag, New York.

England, P., and P. Molnar (1990), Surface uplift, uplift of rocks and exhumation of rocks, *Geology*, *18*, 1173-1177.

Erhart, H. (1967), *La génèse des sols en tant que phénomène géologique; esquisse d'une théorie géologique et géochimique, biostasie et rhexistasie*, 170 p., Masson et Cie, France.

Eschenbrenner, R., and G. Grandin (1970), La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibiléfrou et Diébougou (Haute-Volta), *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, *2*(2), 205-246.

Exxon, P. R. C. (1985), Tectonic map of the world, 17 p.

Fairbridge, R., W., and C. Finkel, W. (1980), Cratonic erosional unconformities and peneplains, *J. Geol.*, *88*, 69-86.

Farr, T. G., et al. (2007), The Shuttle Radar Topography Mission, *Rev. Geophys.*, *45*(2), RG2004.

Faure, H. (1962), Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger Oriental, *Mém. BRGM*, *47*, 630 p.

Feybesse, J.-L., M. Billa, C. Guerrot, E. Duguey, J.-L. Lescuyer, J.-P. Milesi, and V. Bouchot (2006), The paleoproterozoic Ghanaian province: Geodynamic model and ore controls, including regional stress modeling, *Precambrian Res.*, *149*(3–4), 149-196.

Finch, V. G., and G. T. Trewartha (1936), *Elements of Geography*, 782 p., Mc Graw-Hill, London.

Fishwick, S., and I. D. Bastow (2011), Towards a better understanding of African topography: a review of passive-source seismic studies of the African crust and upper mantle, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, *357*(1), 343-371.

Flowers, R. M., and B. Schoene (2010), (U-Th)/He thermochronometry constraints on unroofing of the eastern Kaapvaal craton and significance for uplift of the southern African Plateau, *Geology*, *38*(9), 827-830.

Forte, A. M., S. Quéré, R. Moucha, N. A. Simmons, S. P. Grand, J. X. Mitrovica, and D. B. Rowley (2010), Joint seismic–geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *295*(3-4), 329-341.

Fritsch, P. (1969), Note preliminaire sur la morphologie du piemont nord de l'Adamaoua dans la region de Kontcha (Cameroun), *Ann. Fac. Sci. Cameroun*, *3*, 101-111.

Fritsch, P. (1978), Chronologie relative des formations cuirassées et analyse géographique des facteurs de cuirassement au Cameroun, *Trav. Doc. CEGET*, *33*, 114 - 132.

Frizon de Lamotte, D., B. Saint Bezar, R. Bracène, and E. Mercier (2000), The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, *19*(4), 740-761.

Gaillardet, J., B. Dupré, P. Louvat, and C. J. Allègre (1999), Global silicate weathering and CO2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers, *Chemical Geology*, *159*(1–4), 3-30.

Gallagher, K., and R. Brown (1999), The denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and south-east Brazil and their relationship to offshore sedimentation, in *Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*, edited by N. R. Cameron, R. H. Bate and V. S. Clure, pp. 41-54.

Gallagher, K., R. Brown, and C. J. Johnson (1998), Geological Applications of Fission Track Analysis, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *26*, 519-572.

Gardner, T. W. (1983), Experimental-study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *94*(5), 664-672.

Gardner, T. W., D. W. Jorgensen, C. Shuman, and C. R. Lemieux (1987), Geomorphic and tectonic process rates: Effects of measured time interval, *Geology*, *15*(3), 259-261.

Gavaud, M. (1977), Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional, *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, *77*, 102 p.

Giertz, S., and S. Schönbrodt (2009), Géomorphologie du Bénin, in *IMPETUS Atlas du Bénin*, edited by M. Judex, H.-P. Thamm, J. Röhrig and O. Schulz, pp. 63-64, Eichberger, Germany.

Gilbert, G. K. (1890), Lake Bonneville, *U.S. Geol. Surv. Monograph*, 438.

Gilchrist, A. R., and M. A. Summerfield (1990), Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps, *Nature*, *346*, 739-742.

Gilchrist, A. R., H. Kooi, and C. Beaumont (1994), Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, *99*(B6), 12211-12228.

Grandin, G. (1976), Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest, *Mém. ORSTOM*, *82*, 276 p.

Grandin, G., and J. Delvigne (1969), Traits généraux de l'évolution du réseau hydrographique dans la région du confluent Bandama-N'zi (Côte d'Ivoire), *Bull. Liaison ASEQUA*, *23-24*, 7-14.

Grandin, G., and D. F. Hayward (1975), Aplanissements cuirassés de la péninsule de Freetown (Sierra-Léone), *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, *7*(1), 11-16.

Grandin, G., and E. A. Perseil (1977), Le gisement de manganèse de Mokta (Côte d'Ivoire); transformations minéralogiques des minerais par action météorique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *19*(2), 309-317.

Grandin, G., and M. Thiry (1983), Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes, successions des types d'altération, *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, *13*.

Greigert, J. (1966), *Description des formations crétacées et tertiaires du Bassin des Iullemmeden (Afrique occidentale)*, 236 p., Editions BRGM, Paris, France.

Grimaud, J. L., (2014). Ph D Thesis.

Grimaud, J. L., D. Chardon, and A. Beauvais (submitted), Long-term incision dynamics of cratonic landscapes: 45 my of evolving river long profiles in West Africa, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *EPSL-D-13-00822*.

Grove, A. T., and A. Warren (1968), Quaternary Landforms and Climate on the South Side of the Sahara, *The Geographical Journal*, *134*(2), 194-208.

Guerré, C. (1987), Compte-rendu des travaux réalisés d'Octobre 1984 à Juin 1987, phase 2, Projet développement des eaux souterraines de la région de Tombouctou-Taoudéni et Azouad sud, *United Nations Development Program*, *DTCD/MLI/84.027*, Bamako, Mali.

Guillocheau, F., D. Rouby, C. Robin, C. Helm, N. Rolland, C. Le Carlier de Veslud, and J. Braun (2012), Quantification and causes of the terrigeneous sediment budget at the scale of a continental margin: a new method applied to the Namibia–South Africa margin, *Basin Res.*, *24*(1), 3-30.

Guiraud, R., and J. C. Maurin (1992), Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview, *Tectonophysics*, *213*(1–2), 153-168.

Guiraud, R., Y. Bellion, J. Benkhelil, and C. Moreau (1987), Post-Hercynian tectonics in northern and western Africa, *Geol. J.*, *22*, 433-466.

Guiraud, R., W. Bosworth, J. Thierry, and A. Delplanque (2005), Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview, *J. Afr. Earth Sci.* , *43*(1-3), 83-143.

Gunnell, Y. (2003), Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa, *Geology*, *31*(2), 131-134.

Gurnis, M., J. X. Mitrovica, J. Ritsema, and H.-J. van Heijst (2000), Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *1*(7), 1020.

Haack, R. C., P. Sundararaman, J. O. Diedjomahor, H. Xiao, N. J. Gant, E. D. May, and K. Kelsch (2000), Niger Delta petroleum systems, Nigeria, in *Petroleum systems of South Atlantic margins: AAPG Memoir 73*, edited by M. R. Mello and B. J. Katz, pp. 213–231.

Haddoum, H., R. Guiraud, and A. Moussine-Pouchkine (2001), Hercynian compressional deformations of the Ahnet–Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny, *Terra Nova*, *13*(3), 220-226.

Haggerty, S. E. (1982), Kimberlites in Western Liberia: An overview of the geological setting in a plate tectonic framework, *J. Geophys. Res.*, *87*(B13), 10811-10826.

Haq, B. U., J. Hardenbol, and P. R. Vail (1987), Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic, *Science*, *235*(4793), 1156-1167.

Hartley, R., A. B. Watts, and J. D. Fairhead (1996), Isostasy of Africa, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *137*(1-4), 1-18.

Hastings, D. A., and W. E. Sharp (1979), An alternative hypothesis for the origin of West African kimberlites, *Nature*, *277*, 152-153.

Hay, W. W., J. L. Sloan, and C. N. Wold (1988), Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction, *J. Geophys. Res.*, *93*(B12), 14933-14940.

Helm, C. (2009), Quantification des flux sédimentaires anciens à l'échelle d'un continent : le cas de l'Afrique au Méso-Cénozoïque, *Mém. Géosci. Rennes*, 364.

Hénocque, O. (1999), Dynamiques de l'altération supergène du craton ouest africain : pétrologie et datation des latérites manganésifères de Tambao (Burkina-Faso), *Thèse Université Grenoble*, 182 p.

Hénocque, O., G. Ruffet, F. Colin, and G. Féraud (1998), $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of West African lateritic cryptomelanes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *62*(16), 2739-2756.

Hoffman, P. F. (1999), The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth, *J. Afr. Earth Sci.*, *28*(1), 17-33.

Holmes, A. (1944), *Principles of Geology*, Thomas Nelson and Sons, Edinburgh, UK.

Hovius, N. (2000), Macroscale process systems of mountain belt erosion, in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. A. Summerfield, pp. 77-105, John Wiley, Chichester, UK.

Howard, A. D., W. E. Dietrich, and M. A. Seidl (1994), Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.: Earth Surf.*, *99*(B7), 13971-13986.

Howell, D. G., and R. W. Murray (1986), A Budget for Continental Growth and Denudation, *Science*, *233*(4762), 446-449.

Jaeger, P. (1953), Contribution à l'étude du modelé de la dorsale guinéenne; les monts Loma (Sierra Léone), *Rev. Geomorph. Dyn.*, *3*, 105-113.

Jébrak, M., and E. Marcoux (2008), *Géologie des ressources minérales*, 667 p., Ministère des ressources naturelles et de la faune, Québec.

Jeffery, M. L., T. A. Ehlers, B. J. Yanites, and C. J. Poulsen (2013), Quantifying the role of paleoclimate and Andean Plateau uplift on river incision, *J. Geophys. Res.*, *118*(2), 852-871.

Jermannaud, P., D. Rouby, C. Robin, T. Nalpas, F. Guillocheau, and S. Raillard (2010), Plio-Pleistocene sequence stratigraphic architecture of the eastern Niger Delta: A record of eustasy and aridification of Africa., *Mar. Pet. Geol.*, *27*, 810-821.

Jerolmack, D. J., and C. Paola (2010), Shredding of environmental signals by sediment transport, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(19), L19401.

Karpoff, R. (1958), La géologie de l'Adrar des Iforas (Sahara central), *Thèse Universite Paris*, 273 p.

Kilian, C. (1931), Les principaux complexes continentaux du Sahara, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *9*, 109-111.

King, L. C. (1948), On the age of African land-surfaces, *Q. J. Geol. Soc. London*, *104*, 439-459.

King, L. C. (1950), The study of the World's plainlands: a new approach to Geomorphology, *Q. J. Geol. Soc. London*, *106*(1), 101-131.

King, L. C. (1962), *The Morphology of the Earth*, 699 p., Oliver and Boyd, Edinburgh.

King, S. D., and J. Ritsema (2000), African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons, *Science*, *290*(5494), 1137-1140.

Kooi, H., and C. Beaumont (1996), Large-scale geomorphology: Classical concepts reconciled and integrated with contemporary ideas via a surface processes model, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, *101*(B2), 3361-3386.

Koussoubé, Y. (2010), Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézometrique du Gondo (bassin du Sourou) - Burkina faso / Mali, *Thèse Universite Paris, Sorbonne*, 273 p.

Kusky, T. M., M. Abdelsalam, R. D. Tucker, and R. J. Stern (2003), Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana, *Precambrian Res.*, *123*(2–4), 81-85.

Lajoinie, J. (1963), Etude des latérites du Secteur de Tinkoto (Sud-Est Sénégal). Bilan des travaux de terrain, campagne 1962-1963, *Rapp. BRGM*, *DS 63 A 121-2*.

Lang, J., C. Kogbe, S. Alidou, K. Alzouma, D. Dubois, A. Houessou, and J. Trichet (1986), Le Sidérolithique du Tertiaire ouest-africain et le concept de Continental Terminal, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *2*(4), 605-622.

Lang, J., et al. (1990), The Continental Terminal in West Africa, *J. Afr. Earth Sci.* , *10*(1/2), 79-99.

Langer, C. J., M. G. Bonilla, and G. A. Bollinger (1987), Aftershocks and surface faulting associated with the intraplate Guinea, West Africa, earthquake of 22 December 1983, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *77*(5), 1579-1601.

Lappartient, J.-R., and D. Nahon (1970), Les formations cuirassées sur les grès argileux tertiaires du bassin sénégalo-mauritanien (bordures centrale et septentrionale), *Extr. ann. Fac. Sci. Marseille*, *44*, 213-227.

Lavier, L. L., M. S. Steckler, and F. Brigaud (2001), Climatic and tectonic controls on the Cenozoic evolution of the West African margin, *Mar. Geol.*, *178*(1-4), 63-80.

Leclerc, J. C., M. Lamotte, and J. Richard-Molard (1949), Niveaux et cycles d'érosion dans le massif du Nimba (haute Guinée francaise), *C. R. Acad. Sci. Paris*, *228*(19), 1510-1512.

Ledru, P., J. Pons, J. P. Milési, J. L. Feybesse, and N. V. Johan (1991), Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali, *Precambrian Res.*, *50*, 337-354.

Leprun, J. C. (1979), Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Génèse - Transformations - Dégradation, *Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg*, *59*, 244 p.

Lesquer, A., and G. Vasseur (1992), Heat-flow constraints on the West African lithosphere structure, *Geophys. Res. Lett.*, *19*(6), 561-564.

Liu, K. H., and S. S. Gao (2010), Spatial variations of crustal characteristics beneath the Hoggar swell, Algeria, revealed by systematic analyses of receiver functions from a single seismic station, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *11*(8), Q08011.

Maignien, R. (1959), Soil cuirasses in tropical west Africa; le cuirassement des sols en Afrique tropicale de l'ouest, *Afr. Soils*, *4*(4), 4-41.

Maignien, R. (1966), *Compte rendu de recherches sur les laterites*, 148 p., UNESCO, Paris, France.

Mallet, J. L. (1992), Discrete smooth interpolation in geometric modelling, *Computer-Aided Design*, *24*(4), 178-191.

Martin, D. (1967), Géomorphologie et sols ferralitiques dans le Centre-Cameroun., *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, *4*(2), 189–218.

Marzoli, A., E. M. Piccirillo, P. R. Renne, G. Bellieni, M. Iacumin, J. B. Nyobe, and A. T. Tongwa (2000), The Cameroon Volcanic Line revisited: petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources, *J. Petrol.*, *41*(1), 87-109.

Maurin, J. C., J. Benkhelil, and B. Robineau (1986), Fault rocks of the Kaltungo lineament, NE Nigeria, and their relationship with Benue Trough tectonics, *J. Geol. Soc. (London, UK)*, *143*(4), 587-599.

McConnell, R. G. (1907), Report on gold values in the Klondike high level gravels, *Pub. - Geol. Surv. Can.*, *979*, 34 p.

McFarlane, M. J. (1983), Laterites, in *Chemical Sediments and Geomorphology: Precipitates and Residua in the Near-Surface Environment*, edited by A. S. Goudie and K. Pye, pp. 7–58., Academic Press, New York.

McHone, J. G. (2003), Volatile emissions from Central Atlantic Magmatic Province Basalts: Mass assumptions and environmental consequences, in *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights From Fragments of Pangea, Geophys. Monogr. Ser., vol. 136*, edited by W. Hames, J. G. McHone, P. Renne and C. Ruppel, pp. 241-254, AGU, Washington, DC.

McKenzie, D. (1984), A possible mechanism for epeirogenic uplift, *Nature*, *307*, 616-618.

McKenzie, D., and D. Fairhead (1997), Estimates of the effective elastic thickness of the continental lithosphere from Bouguer and free air gravity anomalies, *J. Geophys. Res.*, *102*(B12), 27523-27552.

Merritts, D. J., K. R. Vincent, and E. E. Wohl (1994), Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces, *J. Geophys. Res.*, *99*(B7), 14031-14050.

Metelka, V., L. Baratoux, S. Naba, and M. W. Jessell (2011), A geophysically constrained litho-structural analysis of the Eburnean greenstone belts and associated granitoid domains, Burkina Faso, West Africa, *Precambrian Res.*, *190*(1–4), 48-69.

Métivier, F., and Y. Gaudemer (1999), Stability of output fluxes of large rivers in South and East Asia during the last 2 million years: implications on floodplain processes, *Basin Res.*, *11*(4), 293-303.

Meybeck, M. (1976), Total mineral dissolved transport by world major rivers, *Hydrol. Sci. Bull.*, *21*(2), 265-284.

Meyer, A. J. (1990), Les traces de fission dans l'apatite : Etude expérimentale et application à l'histoire thermique de bassins sédimentaires, *Thèse CREGU et IPNL*, 272 p.

Michel, P. (1973), Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie : étude géomorphologique, *Mém. ORSTOM*, *63*, 752 p.

Michel, P. (1977a), Les modelés et dépôts du Sahara méridional et Sahel et du Sud-Ouest africain, *Rech. Géograph. Strasbourg*, *5*, 5-39.

Michel, P. (1977b), Recherches sur le Quaternaire en Afrique occidentale, *Supp. Bull. AFEQ*, *50*(1), 143-153.

Michel, P. (1978), Cuirasses bauxitiques et ferrugineuses d'Afrique Occidentale, aperçu chronologique, *Trav. Doc. CEGET*, *33*, 13-32.

Milési, J. P., P. Ledru, J. L. Feybesse, A. Dommanget, and E. Marcoux (1992), Early proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa, *Precambrian Research*, *58*(1–4), 305-344.

Milési, J. P., et al. (2004), Geological map of Africa 1:10,000,000, SIGAfrique project, *20th Conference of African Geology, BRGM, Orléans, France*.

Milliman, J. D., and R. H. Meade (1983), World-wide delivery of river sediment to the oceans, *J. Geol.*, *91*, 1-21.

Millot, G. (1980a), Les grands applanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques, *Mém. h. sér. Soc. géol. de France*, *10*, 295-305.

Millot, G. (1980b), Apport de la pédologie à la géologie de surface, *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, *18*(3-4), 179-182.

Milne, G. (1936), Normal erosion as a factor in soil profile development, *Nature*, *138*, 548-549.

Molnar, P. (2004), Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How Might Climate Change Have Affected Erosion Rates?, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *32*(1), 67-89.

Molnar, P., and P. England (1990), Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?, *Nature*, *346*, 29-34.

Monciardini, C. (1966), La sédimentation éocène au Sénégal, *Mém. BRGM*, *43*, 68 p.

Montgomery, D. R. (1994), Valley incision and the uplift of mountain peaks, *J. Geophys. Res.*, *99*, 913-921.

Montgomery, D. R., and M. T. Brandon (2002), Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *201*(3–4), 481-489.

Moreau, C., D. Ohnenstetter, D. Demaiffe, and B. Robineau (1996), The Los Archipelago nepheline syenite ring-structure; a magmatic marker of the evolution of the Central and Equatorial Atlantic, *Can. Mineral.*, *34*(2), 281-299.

Morel, A. (1983), Erosion et sédimentation dans le massif de l'Air (Sahara méridional); essai d'interprétation paléoclimatique de la moyenne terrasse, *Cah. ORSTOM, Sér. Géol.*, *13*(2), 111-118.

Morin, S. (1987), Cuirasses et reliefs de l'Ouest Cameroun, *Séminaire régional sur les latérites: sols, matériaux, minerais* 107-119.

Moucha, R., and A. M. Forte (2011), Changes in African topography driven by mantle convection, *Nature Geosci.*, *4*(10), 707-712.

Moulin, M., D. Aslanian, and P. Unternehr (2010), A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean, *Earth-Sci. Rev.*, *98*(1–2), 1-37.

Nahon, D. (1976), Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie: systèmes évolutifs, *Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg*, 232 p.

Newill, D., and J. W. F. Dowling (1968), Laterites in West Malaysia and Northern Nigeria, *Int. Conf. SMFE, Spec. Sess. on Eng. Propeties of Lateritic Soils*, *2*, 133-150.

Ngako, V., E. Njonfang, F. T. Aka, P. Affaton, and J. M. Nnange (2006), The North–South Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magmatism from Niger–Nigeria to Cameroon: Complex interaction between hotspots and Precambrian faults, *J. Afr. Earth Sci.* , *45*(3), 241-256.

Nyblade, A. A., and S. W. Robinson (1994), The African Superswell, *Geophys. Res. Lett.*, *21*(9), 765-768.

Ollier, C. D. (2004), The evolution of mountains on passive continental margins, in *Mountain Geomorphology*, edited by P. N. Owens and O. Slaymaker, pp. 59-88, Edward Arnold, London.

Parisot, J. C., V. Ventose, G. Grandin, F. Bourges, P. Debat, F. Tollon, and L. Millot (1995), Dynamique de l'or et d'autres minéraux lourds dans un profil d'altération cuirassé du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). Intérêt pour l'interprétation de la mise en place des matériaux constituant les cuirasses de haut-glacis, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *I*, 295-302.

Partridge, T. C. (1998), Of diamonds, dinosaurs and diastrophism; 150 million years of landscape evolution in southern Africa, *S. Afr. J. Geol.*, *101*(3), 167-184.

Partridge, T. C., and R. R. Maud (1987), Geomorphic evolution of Southern Africa since the Mesozoic, *S. Afr. J. Geol.*, *90*(2), 179-208.

Pasyanos, M. E., and A. A. Nyblade (2007), A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia, *Tectonophysics*, *444*(1–4), 27-44.

Patterson, S. H. (1986), World bauxite resources, *U.S. Geol. Surv. Professional Paper*, B1-b151.

Pavoni, N. (1992), Rifting of Africa and pattern of mantle convection beneath the African plate, *Tectonophysics*, *215*(1–2), 35-53.

Pazzaglia, F. J., T. W. Gardner, and D. J. Merritts (1998), Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces, in *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels, Geophys. Monogr. Ser., vol. 107*, edited by J. Tinkler and E. Wohl, pp. 207-235, AGU, Washington, DC.

Pederson, J. L., and C. Tressler (2012), Colorado River long-profile metrics, knickzones and their meaning, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *345–348*(0), 171-179.

Pedro, G. (1968), Distribution des principaux type d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique, *Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique*, *10*, 457–470.

Peizhen, Z., P. Molnar, and W. R. Downs (2001), Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature*, *410*(6831), 891-897.

Pelletier, J. D., P. G. DeCelles, and G. Zandt (2010), Relationships among climate, erosion, topography, and delamination in the Andes: A numerical modeling investigation, *Geology*, *38*(3), 259-262.

Penck, W. (1953), *Morphological analysis of landforms*, 429 p., St. Martin's Press, New York.

Pérez-Gussinyé, M., M. Metois, M. Fernández, J. Vergés, J. Fullea, and A. R. Lowry (2009), Effective elastic thickness of Africa and its relationship to other proxies for lithospheric structure and surface tectonics, *Earth Planet. Sc. Lett.*, *287*(1–2), 152-167.

Petit, M. (1994), Carte Géomorphologique du Burkina Faso au 1/1 000 000 avec notice, *ORSTOM - Université de Ouagadougou, Ouagadougou.*

Popoff, M. (1988), Du Gondwana à l'atlantique sud: les connexions du fossé de la bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du golfe de Guinée au crétacé inférieur, *J. Afr. Earth Sci.*, *7*(2), 409-431.

Poss, R. (1996), *Etude morphopédologique du Nord du Togo à 1/500 000*, 142 p., Editions ORSTOM, Paris, France.

Prasad, G. (1983), A review of the early Tertiary bauxite event in South America, Africa and India *J. Afr. Earth Sci.*, *1*(3-4), 305-313.

Pritchard, D., G. G. Roberts, N. J. White, and C. N. Richardson (2009), Uplift histories from river profiles, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(24), L24301.

Pugh, J. C. (1955), Isostatic readjustment in the theory of pediplanation, *Proceedings of the Geological Society of London*, *1527*, 115-118.

Radier, H. (1959), Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (AOF). 2 Le bassin crétacé et tertiaire de Gao le détroit soudanais, *Bull. serv. géol. prosp. min.*, *26*, 556 p.

Rankenburg, K., J. C. Lassiter, and G. Brey (2005), The Role of Continental Crust and Lithospheric Mantle in the Genesis of Cameroon Volcanic Line Lavas: Constraints from Isotopic Variations in Lavas and Megacrysts from the Biu and Jos Plateaux, *J. Petrol.*, *46*(1), 169-190.

Reijers, T. (2011), Stratigraphy and sedimentology of the Niger Delta, *Geologos*, *17*(3), 133-162.

Reyment, R. R., and R. V. Dingle (1987), Palaeogeography of Africa during the Cretaceous period., *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, *59*, 93-116.

Riffel, S. B. (2012), 40Ar/39Ar and (U-Th)/He dating of weathered landsurfaces on the rifted continental margin of Southern Brazil, *PhD thesis, The University of Queensland*, 292 p.

Ritsema, J., and H. J. Van Heijst (2000), Seismic imaging of structural heterogeneity in Earth's mantle: evidence for large-scale mantle flow, *Science progress*, *83 (Pt 3)*, 243-259.

Roberts, G. G., and N. White (2010), Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples, *J. Geophys. Res.*, *115*(B2), B02406.

Robin, C., F. Guillocheau, S. Jeanne, F. Porcher, and G. Calvès (2011), Cenozoic siliciclastic fluxes evolution around Africa, *Geophys. Res. Abstr.*, *13*, EGU2011-5659.

Rognon, P. (1967), *Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central); étude géomorphologique*, 559 p., CNRS, Paris, France.

Rognon, P. (1978), Observations sur les cuirasses ferrugineuses du Niger méridional, *Trav. Doc. CEGET*, *33*, 53-63.

Rognon, P., Y. Gourinard, Y. Bandet, J. C. Koeniguer, and F. Delteil-Desneux (1983), Précisions chronologiques sur l'évolution volcanotectonique et géomorphologique de l'Atakor (Hoggar); apports des données radiométriques (K/Ar) et paléobotaniques (bois fossiles), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *25*(6), 973-980.

Rouby, D., J. Braun, C. Robin, O. Dauteuil, and F. Deschamps (2013), Long-term stratigraphic evolution of Atlantic-type passive margins: A numerical approach of interactions between surface processes, flexural isostasy and 3D thermal subsidence, *Tectonophysics*, *604*(0), 83-103.

Rouby, D., S. Bonnet, F. Guillocheau, K. Gallagher, C. Robin, F. Biancotto, O. Dauteuil, and J. Braun (2009), Sediment supply to the Orange sedimentary system over the last 150My: An evaluation from sedimentation/denudation balance, *Mar. Pet. Geol.*, *26*(6), 782-794.

Rougier, S., et al. (2013), Eocene exhumation of the Tuareg Shield (Sahara Desert, Africa), *Geology*, *41*(5), 615.

Rowley, D. B. (2013), Sea Level: Earth's Dominant Elevation—Implications for Duration and Magnitudes of Sea Level Variations, *J. Geol.*, *121*(5), 445-454.

Sadler, P. M. (1981), Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections, *J. Geol.*, *89*, 569–584.

Sahagian, D. (1988), Epeirogenic motions of Africa as inferred from Cretaceous shoreline deposits, *Tectonics*, *7*, 125-138.

Sanfo, A., F. Colin, M. Delauneby, B. Boulangé, J. C. Parisot, R. Bradley, and J. Bratt (1993), Gold: a useful tracer in sub-Sahelian laterites, *Chem. Geol.*, *107* 323-326.

Schellmann, W. (1981), Considerations on the definition and classification of laterites, *Proceedings of the International Seminar on Lateritisation Processes, Trivandrum, India, A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands*, 1-10.

Schlische, R. W., M. O. Withjack, and P. E. Olson (2003), Relative timing of CAMP, rifting, continental breakup, and basin inversion; tectonic significance, *Geophys. Monogr.*, *136*, 33-59.

Schumer, R., and D. J. Jerolmack (2009), Real and apparent changes in sediment deposition rates through time, *J. Geophys. Res.: Earth Surf.*, *114*(F3), F00A06.

Schumm, S. A. (1956), The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes, *Am. J. Sci.*, *254*, 693-706.

Schumm, S. A. (1993), River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy, *J. Geol.*, *101*(2), 279-294.

Sclater, J. G., and P. A. F. Christie (1980), Continental stretching: An explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, *85*(B7), 3711-3739.

Ségalen, P. (1967), Les sols et la géomorphologie du Cameroun, *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, *5*(2), 137-187.

Séranne, M. (1999), Early Oligocene stratigraphic turnover on the west Africa continental margin: a signature of the Tertiary greenhouse-to-icehouse transition?, *Terra Nova*, *11*(4), 135-140.

Séranne, M., and C.-R. Nzé Abeigne (1999), Oligocene to Holocene sediment drifts and bottom currents on the slope of Gabon continental margin (west Africa): Consequences for sedimentation and southeast Atlantic upwelling, *Sed. Geol.*, *128*(3–4), 179-199.

Slansky, M. (1962), Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo, *Mém. BRGM*, *11*, 270 p.

Sorem, R. K., and E. N. Cameron (1960), Manganese oxides and associated minerals of the Nsuta manganese deposits, Ghana, west Africa, *Econ. Geol.*, *55*(2), 278-310.

Spengler, A., J. Castelain, J. Cauvin, and M. Leroy (1966), Le bassin secondaire et tertiaire du Sénégal, in *Symposium New Delhi (1964)*, edited by D. Reyre, pp. 80-94.

Strakhov, N. M. (1967), *Principles of lithogenesis*, 245 p., Oliver and Boyd, Edinburgh.

Strudley, M. W., and A. B. Murray (2007), Sensitivity analysis of pediment development through numerical simulation and selected geospatial query, *Geomorphology*, *88*(3–4), 329-351.

Strudley, M. W., A. B. Murray, and P. K. Haff (2006), Emergence of pediments, tors, and piedmont junctions from a bedrock weathering–regolith thickness feedback, *Geology*, *34*(10), 805-808.

Summerfield, M. A. (1985a), Plate tectonics and the evolution of the African landscape, edited by M. Morisawa and J. T. Hack, pp. 27-51, Allan and Unwin, Edinburgh, UK.

Summerfield, M. A. (1985b), Tectonic background to long-term landform development in tropical Africa, edited, pp. 281-294, George Allen & Unwin, London, UK.

Summerfield, M. A. (1991), *Global geomorphology; an introduction to the study of landforms*, 537 p., Longman Scientific & Technical, Harlow, UK.

Summerfield, M. A. (1996), Tectonics, geology and long-term landscape development, in *The Physical Geography of Africa*, edited by W.M. Adams, A.S. Goudie and A. R.Orme, pp. 1-17, Oxford University Press, Oxford, UK.

Summerfield, M. A., and N. J. Hulton (1994), Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins, *J. Geophys. Res.*, *99*(B7), 13871-13883.

Syvitski, J. P. M., and J. D. Milliman (2007), Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean, *The Journal of Geology*, *115*(1), 1-19.

Tapley, B., et al. (2005), GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE, *J.Geodesy*, *79*(8), 467-478.

Tardy, Y. (1993), *Pétrologie des latérites et des sols tropicaux*, 459 p., Masson, Paris, France.

Tardy, Y., and C. Roquin (1998), *Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales*, 473 p., Editions BRGM, Orléans, France.

Teeuw, R. M. (2002), Regolith and diamond deposits around Tortiya, Ivory Coast, West Africa, *CATENA*, *49*(1-2), 111-127.

Tempier, P., and M. Lasserre (1980), Géochimie des massifs ultimes du Cameroun: rapports entre l'évolution magmatique, I'âge et la position géographique. Comparaison avec les Younger Granites du Nigeria., *Bull. Soc. Géol. Fr.*, *2*, 203-211.

Tessier, F. (1965), Les niveaux latéritiques du Sénégal, *Extrait des annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, *37*, 221-237.

Thiry, M. (2000), Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits; an outlook from the continental origin, *Earth-Sci. Rev.*, *49*(1-4), 201-221.

Thomas, M. F. (1980), *Timescales of landform development on tropical shields; a study from Sierra Leone*, 333-354 p., John Wiley & Sons, Chichester, UK.

Thomas, M. F. (1994), *Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*, Wiley & Sons, New York.

Thomas, M. F., M. B. Thorp, and R. M. Teeuw (1985), Palaeogeomorphology and the occurrence of diamondiferous placer deposits in Koidu, Sierra Leone, *J. Geol. Soc. (London, UK)*, *142*(5), 789-802.

Trompette, R. (1973), Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest); un exemple de sédimentation de craton; étude stratigraphique et sédimentologique, *Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre, Serie B*, *7*, 702 p.

Twidale, C. R. (1976), On the survival of paleoforms, *Am. J. Sci.*, *276*(1), 77-95.

Urvoy, Y. (1942), *Les bassins du Niger; étude de géographie physique et de paléogéographie, Mémoires IFAN, vol.4*, Larose, Paris.

Valeton, I. (1972), *Bauxites*, 202 p., Elsevier, Amsterdam.

Valeton, I. (1994), Element concentration and formation of ore deposits by weathering, *CATENA*, *21*(2–3), 99-129.

van der Beek, P., and P. Bishop (2003), Cenozoic river profile development in the Upper Lachlan catchment (SE Australia) as a test of quantitative fluvial incision models, *J. Geophys. Res.*, *108*(B6), 2309.

van der Beek, P., M. A. Summerfield, J. Braun, and R. W. Brown (1997), Modelling large-scale long-term landscape evolution across the eastern margin of South Africa, *Supp. di Geografia Fisica e Din. Quaternaria, Sup III*, *Part 1*, 387-387.

van der Beek, P., Summerfield, M.A., Braun, J., Brown, R.W. and Fleming, A. (2002). Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *J. Geophys. Res.*, *107:*

Vasconcelos, P. M., and M. Conroy (2003), Geochronology of weathering and landscape evolution, Dugald River valley, NW Queensland, Australia, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *67*(16), 2913-2930.

Vasconcelos, P. M., P. R. Renne, G. H. Brimhall, and T. A. Becker (1994a), Direct dating of weathering phenomena by 40Ar39Ar and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides, *Geochim. Cosmo. Acta*, *58*(6), 1635-1665.

Vasconcelos, P. M., G. H. Brimhall, T. A. Becker, and P. R. Renne (1994b), $^{40}Ar/^{39}Ar$ analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *58*(1), 401-420.

Vasconcelos, P. M., J. A. Heim, K. A. Farley, H. Monteiro, and K. Waltenberg (2013), 40Ar/39Ar and (U–Th)/He – 4He/3He geochronology of landscape evolution and channel iron deposit genesis at Lynn Peak, Western Australia, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *117*(0), 283-312.

Venkatakrishnan, R., and S. J. Culver (1989), Tectonic fabric of Sierra Leone, West Africa; implications for Mesozoic continental breakup, *J. Geol. Soc. (London, UK)*, *146*(6), 991-1002.

Villeneuve, M. (2005), Paleozoic basins in West Africa and the Mauritanide thrust belt, *J. Afr. Earth Sci.*, *43*(1-3), 166-195.

Villeneuve, M., and J. J. Cornée (1994), Structure, evolution and palaeogeography of the West African Craton and bordering belts during the Neoproterozoic, *Precambrian Res.*, *69*(1-4), 307-326.

Villeneuve, M., A. El Archi, and J. Nzamba (2010), Les chaînes de la marge occidentale du Craton Ouest-Africain, modèles géodynamiques, *C. R. Geosci.*, *342*(1), 1-10.

Vogt, J. (1959), Aspects de l'évolution morphologique récente de l'ouest africain, *Ann. Géog.*, *367*, 193-206.

Vrielynck, B., and P. Bouysse (2003), *Le visage changeant de la Terre : L'éclatement de la Pangée et la mobilité des continents au cours des derniers 250 millions d'années*, 32 p., CCGM.

Walford, H. L., and N. J. White (2005), Constraining uplift and denudation of west African continental margin by inversion of stacking velocity data, *J. Geophys. Res.*, *110*(B4), B04403.

Walling, D., E. (1996), Hydrology and rivers, in *The Physical Geography of Africa*, edited by W.M. Adams, A.S. Goudie and A. R.Orme, pp. 103–121, Oxford University Press, Oxford, UK.

Watts, A. B. (1982), Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea level, *Nature*, *297*(5866), 469-474.

Watts, A. B. (2001), *Isostasy and Flexure of the Lithosphere.*, 472 p., Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Whipple, K. X., and G. E. Tucker (1999), Dynamics of the stream-power river incision model; implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, *104*(B8), 17.

White, R., and D. McKenzie (1989), Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, *94*(B6), 7685-7729.

Wilford, J. R., P. N. Bierwirth, and M. A. Craig (1997), Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology., *AGSO J. Aust. Geol. Geophys.*, *17*(2), 201-216.

Wilkinson, B. H., and B. J. McElroy (2007), The impact of humans on continental erosion and sedimentation, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *119*(1-2), 140-156.

Willenbring, J. K., A. T. Codilean, and B. McElroy (2013), Earth is (mostly) flat: Apportionment of the flux of continental sediment over millennial time scales, *Geology*.

Wilson , M. (1997), Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins: continental break-up above a Mesozoic super-plume, *J. Geol. Soc. (London, UK)*, *154*, 491-495.

Wirthmann, A. (Ed.) (2000), *Geomorphology of the tropics*, 314 pp., Springer-Verlag, Berlin.

Young, R. (1989), Crustal constraints on the evolution of the continental divide of eastern Australia, *Geology*, *17*(6), 528-530.

Young, R., and I. McDougall (1993), Long-term landscape evolution - Early Miocene and modern rivers in southern New South Wales, Australia, *J. Geol.*, *101*(1), 35-49.

Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K. Billups (2001), Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, *Science*, *292*(5517), 686-693.

Zanone, L. (1971), La bauxite en Côte d'Ivoire. Bauxitisation et paléocuirasses, *Thèse Universités Paris et S.O.D.E.M.I., Abidjan*, 184 p.

Annexes

Annexe 1 : Tableau bibliographique synthétique

Country	Author (s)	Year	Publication content
West Africa	Beaudet and Coque	1994	Description of the lateritic sequence in some location of West Africa (Mali, Burkina Faso, Ivory Coast, Senegal)
	Boulangé and Millot	1988	Location of Bauxitic mesas all over West Africa and discussion about the coastal upwarp
	Bruckner	1957	Distinction between stepped lateritic surfaces in Ghana and Senegal, corresponding to intense weathering and duricrusting sealing erosive surfaces
	Burke and Gunnell	2008	Bibliographic synthesis of the "Africa surface" (=Bx) in Africa with discussion about the Intermediate surface
	Dresch	1947	Discussion on the old peneplains of Africa and the distinction between two stepped surfaces in the Guinea-Leo rise (Liberia, Sierra Leone, Guinea)
	Egbogah	1975	Location of Bauxitic mesas all over West Africa and discussion of the coastal upwarp in terms of neogene Tectonics
	Grandin	1976	Extensive description of relationships between geomrphology, weathering, duricrusting and Mn-mineralistion in Ivory Coast, Burkina Faso and Ghana (Bx. to LG)
	Grandin and Thiry	1983	Synthesis on the world repartition of laterites with emphasis on the bauxites in West Africa and a detailed study in Ivory coast
	Leprun	1979	Prospection and detailled studies on the weathering processes in Algeria, Niger, Mali, Burkina Faso, Mauritania and Senegal
	Michel	1973	First description of the whole lateritic sequence in the Senegal and Gambie drainage basins, Senegal, Gambia, Mali, Guinea and Mauritania
	Michel	1977	Discussion on the occurrence of pediments associated or not to weathering in the whole West Africa
	Michel	1978	Description of the whole lateritic sequence in the Senegal and Gambie drainage basins, Senegal, Gambia, Mali, Guinea and Mauritania
	Patterson, Kurtz and Olson	1986	Occurrences of economic bauxitic deposits in the world and West Africa

	Perseil and Grandin	1985	Discussion on the weathering type in Mn-deposits of West Africa
	Prasad	1983	Review on the Tertiary bauxites in the tropical belt
	Tardy and Roquin	1998	Synthesis on the laterites in Africa and the world, with emphasis on the bauxite
	Vogt	1959	Discussion on the ubiquity of the lateritic sequence on the West African craton
Algeria	Birot, Capot-Rey and Dresch	1955	Description of stepped surfaces and glacis in the Hoggar and relationship with basalts and weathering
	Cote	1957	Description of surfaces and glacis in the Hoggar and relationship with basalts
	Dresch	1959	Description of surfaces, glacis and inselbergs in the Air and relationship with sediments and volcanism
	Rognon	1967	Description of stepped surfaces and glacis in the Hoggar and relationship with basalts and weathering
	Rognon	1983	Datation of paleosurface (Int. or HG) in between Oligocene deposits (CT?) and 20 Ma basalts in the Hoggar massif
	Vogt and Black	1963	Description of surfaces, glacis and inselbergs in the Air and relationship with sediments
Benin	Affaton, Houesson and Gomez	1988	Discussion on the problem of attributing to CT older weathered stratas, in the coastal basin
	Faure and Volkoff	1998	Classification of lateritic soils type (Fe content, Horizons, etc..) of Benin according to substrate and evolution
	Giertz and Schönbrodt	2009	Quick description of Benin geomorphology from the country sub-divisions to the interfluve scale
Burkina Faso	Albouy, Boulangé and Pion	1970	Identification of lateritic horizons from electric resistivity profile in Kolel and Sian villages
	Ambrosi and Nahon	1986	Geochemical and petrological description of lateritic profile (HG) in Diouga (13°46'N, 0°6'W)
	Bamba	1997, 2002	Description of the lateritic sequence (Int. to LG) and associated ore deposits near Larafella
	Bamba	2010	Description of gold associated to placers and lateritic remnant surfaces (HG to LG), North Burkina Faso
	Beaudet, Coque, Michel and Rognon	1981	Description of the sequence in the Gourma and Bandiagara plateau (Bx. to MG)

	Beaudet and Coque	1986	Description of the sequence on the North of Burkina Faso, focused on the bauxitic mesas and the two glacis (HG and MG)
	Beauvais, Ruffet, Hénocque and Colin	2008	Datation of the whole lateritic sequence of West Africa on supergene Mn-oxyde in Tambao
	Blot, Pion, and Wackermann	1973	Test on the mobility of major elements sampled in lateritic profiles in West Africa (Senegal, Burkina Faso)
	Blot	2002	Geochemical and petrological analysis of ferricrete (HG) in the area of Tin Akof
	Boeglin and Mazaltarim	1989	Geochemical and petrological description of lateritic ferricrete (HG), near Gaoua
	Boeglin	1991	Geochemical and petrological description of lateritic ferricrete (HG), near Gaoua
	Boulet	1970	Description of the lateritic sequence (Bx. to LG) in between Ouahigouya, Kaya and Dori, concept of polygenic glacis and discussion on the northward lowering of bauxitic mesas elevation
	Boulet	1978	Geochemical and petrological description of the lateritic soils in Burkina Faso
	Braucher, Colin, Brown, Bourlès, Bamba, Raisbeck, Yiou and Koud	1998	10Be measurement of erosion rate sampled in lateritic surface in Lafarella (BF) and in Malemba (Congo)
	Brown, Bourlès, Colin, Sanfo, Raisbeck and Koud	1994	10Be measurement of erosion rate sampled in lateritic surface (MG and LG) in Belhouro
	Butt and Bristow	2013	Re-interpretation of the whole sequence. Description of lateritic plateaux (mainly HG) in terms of relief inversion.
	Chabaux, Dequincey, Lévèque, Leprun, Clauer, Riotte and Paquet	2003	Measurement of chemical transfert in the profile of a HG using 238U–234U–230, near Kaya
	Colin, Beauvais, Ruffet and Hénocque	2005	Datation of Bx. and Int. weathering profiles using Mn-oxyde in Tambao
	Daveau, Lamotte and Rougerie	1962	Description of the lateritic sequence inWest Burkina Faso (Bx. to LG)

	Dequincey, Chabaux, Clauer, Sigmarsson, Liewig and Leprun	2002	Measurement of chemical transfert in the profile of a HG using 238U–234U–230, near Kaya
	Eschenbrenner and Grandin	1970	Description of the Whole sequence in SW Burkina faso and N Ivory Coast
	Hénocque, Ruffet, Colin and Féraud	1998	Datation of Bx. weathering profiles using Mn-oxyde in Tambao
	Koussoube	2012	Description of the Gondo Basin sediments and alteration
	Koussoube	1996	Description of the hydrology and laterites sequence (Int. to LG) near Bidi
	Lavaud, Beziat,Blot, Debat, Lompo,Ouangrawa and Tollon	2004	Description of a Bauxitic block within a HG ferricrete, near Bonga
	Ouagrawa, Grandin, Parisot and Baras	1996	Description of the interaction between pedimentation, weathering and duricrusting (HG and MG) near Piéla
	Parisot, Ventose, Grandin, Bourges, Debat, Tollon and Millot	1994	Analysis of processes involved in the transport of gold particules through a HG profile study, near Dori
	Sanfo, Colin, Delaune, Boulangé, Parisot, Bradley and Bratt	1993	Analysis of processes involved in the transport of gold particules through MG and LG profiles study, near Aribinda
	Sanfo, Grandin, Parisot and Falé	1992	Description of the lateritic sequence in the area of Aribinda (Bx. to LG)
Cameroon	Belinga	1973	Description of deeply weathered basalts in the Adamaoua
	Braun and Pagel	1994	Mobility of REE, Th and U elements in the weathering profile of a syenite near Akongo
	Fritsch	1969	Correlation atempt of Adamaoua piedmont laterites with the West African lateritic sequence
	Fritsch	1978	Correlation atempt of Adamaoua laterites with the West African lateritic sequence
	Guiraudie and Roch	1952	Description of laterites associated with basalts in the N Gaoundere area
	Hieronymus	1972	Interaction between the strong weathering and basalt deposition in the area of Fongo Tongo, Cameroon line

	Hieronymus	1973	Mineralogy of the laterites in the area of Fongo Tongo, Cameroon line
	Laplante and Bachelier	1954	Interaction between basalts and weathering in the Adamaoua
	Martin	1967	Morphologie and description of lateritic weathering profiles in Central Cameroon
	Morin	1987	Description of stepped lateritic relict landscape in Western Cameroon
	Muller	1987	Toposequence in Eastern Cameroon
	Segalen	1967	Description of the lateritic relict landscape morphology and type of soil in Cameroon
	Temgoua, Bitom, Belong, Lucas and Pfeifer	2002	Description of the continuity of the weathering through time, SE Yaounde
	Yongue, and Belinga	1987	Discussion on the iron chemically or mechanically transfered from the older to younger weathering profiles, Yaounde area
Ivory Coast	Avenard	1971	Description of the main features in Ivory Coast landscape (glacis, inselbergs, mesas)
	Bonvallot and Boulangé	1970	Description of the lateritic sequence (Bx. To MG) in the Bongouanou area
	Boulangé	1970	Description of the bauxitic cuirasse of the Orumbo Bocca mesa
	Boulangé	1973	Description of the petrologic and geochemistry of the five planation surfaces of West Africa
	Boulangé	1973	Description of the bauxitic to intermediary cuirasses of the Kokumbo and Alebouma mesas
	Boulangé	1983	Discussion on the relative and absolute accumulation of iron and aluminium elements in bauxitic weathering profiles
	Boulangé	1983	Study of pisolithe formation in bauxitic weathering profiles
	Boulangé	1984	Study of the morphology, structure and petrology of Bauxitic to intermediary mesas in central Ivory Coast
	Boulangé	1986	Description of the bauxitic to intermediary cuirasses near the Tato mount
	Eschenbrenner and Grandin	1970	Description of the Whole sequence in SW Burkina faso and N Ivory Coast
	Grandin and Delvigne	1969	Drainage evolution in the Bandama, N'Zi junction, in between Int. and MG periods

	Grandin and Delvigne	1969	Description of the lateritic sequence (Bx. To MG) in the Toumodi area
	Grandin	1968	Description of the Mn-mineralistion associated with laterites (Int. to MG) in the Grand-Lahou area
	Grandin	1983	Description of the Mn-mineralistion associated with laterites (Bx. to MG) in the Blafo-Gueto area
	Grandin and Perseil	1977	Description of the Mn-mineralistion associated with laterites (Int. to MG) in the Grand-Lahou area
	Teeuw	2002	Characterization of the diamond placer deposits (HG to modern), Tortiya area
	Verheye and Pomel	1983	Description of the lateritic sequence (Bx. To MG) in Low Ivory Coast and its interaction with CT
	Zanone	1971	Study of the morphology, structure and petrology of bauxitic mesas in Ivory Coast
Ghana	Breuning-Madsen, Awadzi, Koch and Borggaard	2007	Mineralogic and geochemical study of pisolithes from the dismantling of a cuirasse (HG)
	Hilton	1963	Description of the main features in Ghana landscape (glacis, inselbergs, mesas, scarps, laterites)
	Kesse	1985	Location of some of the bauxitic mesas of economic interest
Guinea	Boski and Paepe	1988	Quantification of mineralogy in a bauxitic weathering profile, SE Guinea
	Boski and Herbosch	1990	Quantification of mineralogy in a bauxitic weathering profile, SE Guinea
	Boulangé, Bouzat and Pouliquen	1996	Quantification of mineralogy and geochemistry in a bauxitic weathering profile, Fria
	Boulvert	2005	Geomorphological map of guinea with soil and cuirasse type reported (Bx. to MG)
	Chardon, Chevillotte, Beauvais, Grandin and Boulangé	2006	Discussion on the two bauxitic surfaces bounded by the the Fouta-Djalon escarpement
	de Weisse	1954	Description of lateritic mesas and glacis of Guinea Buissau
	Feret, Authier-Martin and Sajo	1997	Geochemistry in a bauxitic weathering profile, Fria
	Kunieba	1955	Mineralogic description of laterites in the Rio Muni, Guinea Bissau
	Lamotte and Rougerie	1952	Description of the laterites in the Nimba mounts (Bx. and HG)

	Lamotte and Rougerie	1952	Description of the laterites in the Nimba mounts and Simandou(Bx. and HG)
	Leclerc, Lamotte and Richard-Molard	1949	Description of the laterites sequence in the Nimba mounts (Bx. to HG)
	Maignien	1958	Description of weathering and duricrusting in Guinea according to the lateritic sequence (Bx. to MG)
	Morin	1994	Quantification of minealogy and geochemistry in a bauxitic weathering profile, Bidi-Koum
	Pascual	1988	Description of the laterites sequence in the Nimba mounts (Bx. to HG)
	Schnell	1948	Description of the laterites sequence in the Nimba mounts (Bx. to HG), and orographic effect
Mali	Blanck	1968	Descrption of the cuirasse in the Niger inland Delta (Int. to HG)
	Bourdeau	1991	Mineralogy of the bauxitic mesas, South Mali
	Capot-Rey	1951	Description of the morphology in the Adrar des Iforas (LG?)
	Erhart	1943	Discussion on the variability of lateritic type in the High-Niger to Inland delta (Bx. to LG)
	Radier	1959	Sedimentology with the description of cuirasses on top of the CT (Int. and HG) in the North of Iuellemmeden basin
	Sauvage and Sauvage	1992	Description of laterites in the Nara trench (Int.)
	Tricart	1959	Description of the morphology in the Niger Delta (Glacis to modern)
	Urvoy	1942	Description of laterites in the High-Niger to Iuellemmeden and Senegal Basin (Bx. to LG), discussion on the morphologic evolution of West Africa
	Vasconcelos, Brimhall, Becker and Renne	1994	Datation of HG weathering profile on supergene Mn-oxyde in Syama (Jarosite/Alunite)
Mauritania	Daveau and Michel	1969	Description of the lateritic relict landscape in the Tagant area (Bx. to HG)
	Daveau	1970	Description of the lateritic relict landscape in Mauritania (Bx. to LG)
	Michel	1977	Description of the lateritic relict landscape in Mauritania (Bx. to HG)
	Michel	1977	Description of the lateritic relict landscape in Mauritania (Bx. to HG), correlation with Namibia

Niger	Beaudet, Coque, Michel and Rognon	1977	Description of cuirasses across the Iuellemmeden basin (Int. to LG) and the Air and Hoggar massifs (modern glacis?)
	Beaudet, Coque, Michel and Rognon	1981	Description of cuirasses in the North of the Iuellemmeden basin and in theTilemsi valley (Int. to LG)
	Boudouresque, Dubois, Lang and Trichet	1982	Discussion on the stratigraphy and lateritic surface (Int.) on the Paleocene to CT deposits, South Iuellemmeden basin
	Coque	1978	Discussion on the evolution of the laterites from the Iuellemeden basin to the Hoggar (Int.)
	Cornet	1943	Mapping of cuirasses on top of CT (Int. and HG), East Air
	Dresch and Rougerie	1960	Discussion on the in-situ versus mobilized element in the cuirasse on top the CT in the Iuellemmeden basin (Int. and HG)
	Dubois, Icole and Trichet	1978	Discussion on the effect of weathering on the different uits of the CT (Int.)
	Durand, Icole and Bieda	1981	Description of terraces (LG and modern) North of Nigeria in the Maradi area
	Gavaud	1977	Sedimentology with the description of cuirasses on top of the CT (Int. and HG) in the whole Iuellemmeden basin
	Greigert	1965	Sedimentology with the description of cuirasses on top of the CT (Int. and HG) in the whole Iuellemmeden basin
	Morel	1983	Description of stepped glacis sometimes associated with thin cuirasses in the Air massif (LG to modern?)
	Rognon	1978	Description of the cuirasse from Liptako to the Iuellemmeden basin (Bx. to MG)
Nigeria	Abibmbola	1997	Description of conglomeratic layers cemented by iron on top of Cretaceous formations (HG?)
	Becker	1992	Field observation on weathering profile of laterites (HG and MG) reworking the products of strong weathering (Bx. ? And Int.)
	Boulangé and Eschenbrenner	1971	Description of lateritic remnant surfaces (Int. to MG) on top of a volcano-sedimentary serie, bauxitic pebbles have been found
	Burke and Durotoye	1970	Description of typical landscape, in SW Nigeria, composed of inselbergs surrounded by iron-cemented glacis (HG and MG)
	de Swardt	1964	On the ubiquity of two lateritic remnant surfaces in Nigeria, the second reworking clasts of the first (Int. and HG?)
	du Preez	1956	Separation of the nigerian laterites in those marking intense weathering (Bx./Int.) and those typical of mechanical erosion cemented thereafter

	Horvarth, Varga and Mindszenty	2000	Description of the mineralogy of a weathering profile (Int.) develloped on an old basalt of the Jos plateau
	Idris, Funtua and Umar	2004	Chemichal analysis of lateritic samples presenting a high Al content (Bx. and / or Int.) on the Mambilla plateau, North Adamaoua
	Kogbe	1981	Discussion on the stratigraphy and alteration (Int.) on the Paleocene to CT deposits, South Iuellemeden basin
	Oti	1987	Description of poorly consolidated reworked laterites (MG or LG), SW Nigeria
	Pugh	1954	Description of the stepped surfaces in the Adamaoua
	Pullan	1961	Description of laterites of North Nigeria and distinction between the in-situ and transported-ones
	Schwarz	1997	Analysis of minealogy and geochemistry of laterites (Int. and HG) in the Mambilla plateau indicating an intense weathering
	Thorp	1967	Description of a "Younger Granit" inselberg, Jos Plateau
	Valeton, and Beibner	1986	Description of the in-situ laterites (Int.) on the Jos plateau
	Valeton	1991	Description of some west african bauxites, in-situ (Int.) and reworked (HG?) laterites of the Jos plateau
	Zeese, Schwertmann, Tietz and Jux	1994	Description of weathering profiles (Int. to MG) and their interaction with Oligocene and Miocene basalts, on the Jos plateau
	Zeese	1989	Interaction between weathering profiles and basalts in the Jos and Biu plateaux
	Zeese	1991	Interaction between weathering profiles and basalts in the Jos and Biu plateaux
	Zeese	1996	Interaction between weathering profiles and basalts in the Jos plateau
Senegal	Beauvais, Ritz, Parisot, Dukhan and Batsimba	1999	Imagery of HG and MG weathering profiles depth using electrical resistivity tomography in the Tenkoto area
	Beauvais, Ritz, Parisot, Batsimba and Dukhan	2004	Imagery of HG and MG weathering profiles depth using electrical resistivity tomography in the Tenkoto area
	Blot and Leprun	1973	Geochemical description of weathering in the Eastern Senegal
	Blot, Pion and Wackermann	1973	Test on the mobility of major elements sampled in lateritic profiles in West Africa (Senegal, Burkina Faso)
	Blot, Carn, Leprun and Pion	1976	Geochemistry analysis on weathering profiles (HG and MG), Koussane, Eastern Senegal

	Blot, Leprun and Pion	1976	Discussion on the differential weathering on basic dyke and granite substratum near Saraya, Eastern Senegal
	Blot, Leprun and Pion	1978	Test on the mobility of major elements sampled in lateritic profiles in West Africa (Senegal, Burkina Faso)
	Blot	1980	Synthesis on the alteration on the granites of Eastern Senegal
	Conrad and Lappartient	1986	Description of lateritic features interpreted as sedimentary facies variations in the CT of the Senegalo-mauritanian basin
	Crevola, Cantagrel and Moreau	1994	Interactions between laterites, sediments and volcanic rocks in the Dakar-Thies area
	Flicoteaux	1971	Discussion on the interaction between alteration (Int,) and sediments in the Thies area
	Flicoteaux	1975	Discussion on the interaction between alteration (Int,) and sediments in the Thies area
	Flicoteaux	1977	Discussion on the interaction between alteration (Int,) and sediments in the Thies area
	Lajoinie	1963	Description of the lateritic sequence (Int. to LG) in the Tinkoto area, Eastern Senegal
	Lappartient and Nahon	1970	Description of the weathering profiles on the CT in the Kaedi area, N Senegal
	Lappartient	1985	Description of the CT facies of alteration in the Senegalo-Mauritanian basin
	Nahon	1971	Description of the weathering (Int.) covering the Ndiass granitic massif, S Thies
	Nahon	1975	Discussion on the interaction between alteration (Int,) and sediments in the Thies area
	Pedro and Chauvel	1991	Post deposits (miocene?) dissection of lateritic soils in Casamance
	Ritz, Parisot, Diouf, Beauvais, Dione and Niang	1999	Imagery of HG and MG weathering profiles depth using electrical resistivity tomography in the Tenkoto area
	Tessier	1965	Description of the laterites (Int. to LG) of the Senegalo-Maurirtanian basin with emphasis on Dakar area
	Tessier and Lappartient	1967	Description of the laterites (Int. to LG) on Dakar area
	Wackermann	1966	Description of the lateritic messas (HG to LG) in the Kanemereand Mako area
Sierra Leone	Bowden	1987	Description of the main features in Sierra Leone landscape (glacis, inselbergs, laterites)

	Daveau	1971	Description of the stepped surfaces in the Loma Mounts
	Dixey	1922	Distinction of the differents physiographic units of Sierra Leone
	Grandin and Hayward	1975	Description of the lateritic sequence (Bx. to MG) in the Freetown peninsula
	Jaeger	1953	Description of the stepped lateritic remnant surfaces (Bx. to HG) in the Loma Mounts
	Moreau, Ohnenstetter, Demaiffe and Robineau	1996	Description of the occurrence of bauxite on the syenite of the Los Archipelagos island
	Morel	1979	Description of bauxitic occurrence in Sierra Leone
	Teeuw	1989	Description of stepped lateritic remnant surfaces in a valley, the youngest reworking the oldest (Int. to MG)
	Teeuw	1991	Description of stepped lateritic remnant surfaces in a valley, the youngest reworking the oldest (HG. to MG) and diamonds
	Thomas	1980	Description of stepped lateritic remnant surfaces in Sierra Leone and correlation attempt with the sequence defined by Michel (1973)
	Thomas, Thorp and Teeuw	1985	Description of glacis near Koidu (HG to LG) and relationship with placer deposits

Table Annexe 1 : Synthèse bibliographique des formes et matériaux associées aux latérites d'Afrique de l'Ouest permettant de les relier à la séquence morpho-climatique de Michel (1973).

Annexe 2 : Profils en long des rivières par groupe de drainage

This section is related to the manuscript: "Long-term incision dynamics of cratonic landscapes: 45 my of evolving river long profiles in West Africa" Grimaud, J.L., Chardon, D. and Beauvais, A.

It contains the location of field stations (Figure DR1) as well as the totality of West African Cenozoic river long profiles (Figure DR2 to DR5) reconstructed from the base level projection of abandoned lateritic paleolandsurfaces. S1 to S4 lateritic paleolandsurfaces, namely the Bauxitic ("African") Surface, Intermediate surface, high glacis and middle glacis, were abandoned at ca. 45, 24, 11 and 6 Ma, respectively. The method used for projection of paleo base levels is detailed in the article's main text corpus.

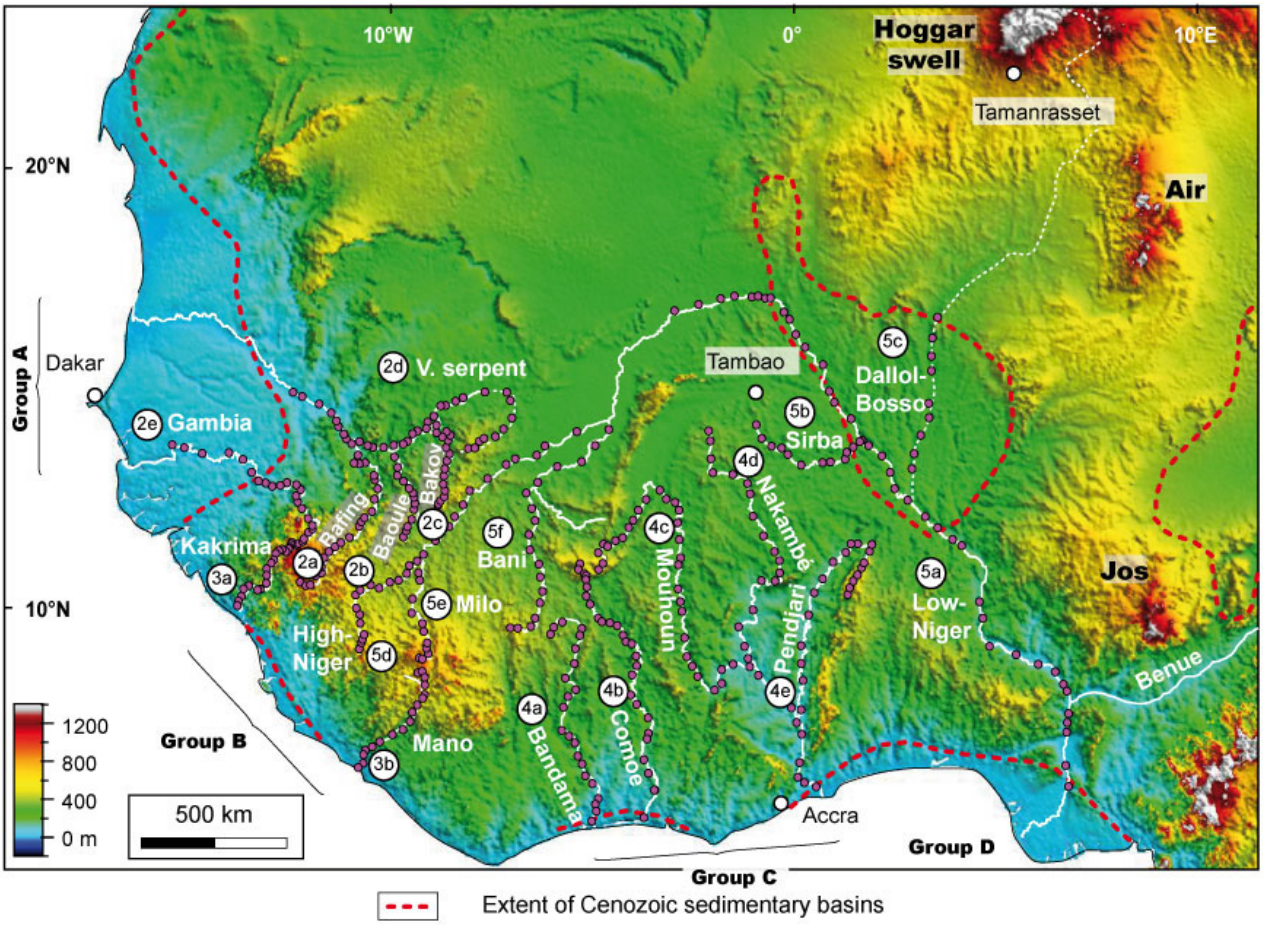


Figure Annexe 1 : Topographic map of West Africa showing all the studied rivers. Rivers' labels refer to the figures displaying the data used to reconstruct their paleo-long profiles (Figures DR2 to DR5). Field stations are shown by purple circles along river courses. Capital letters refer to the studied groups of rivers. A – northwestern rivers (long profiles shown in Figure DR2); B – short southern rivers (Figure DR3); C – long southern rivers (Figure DR4); D – Niger River (Figure DR5).

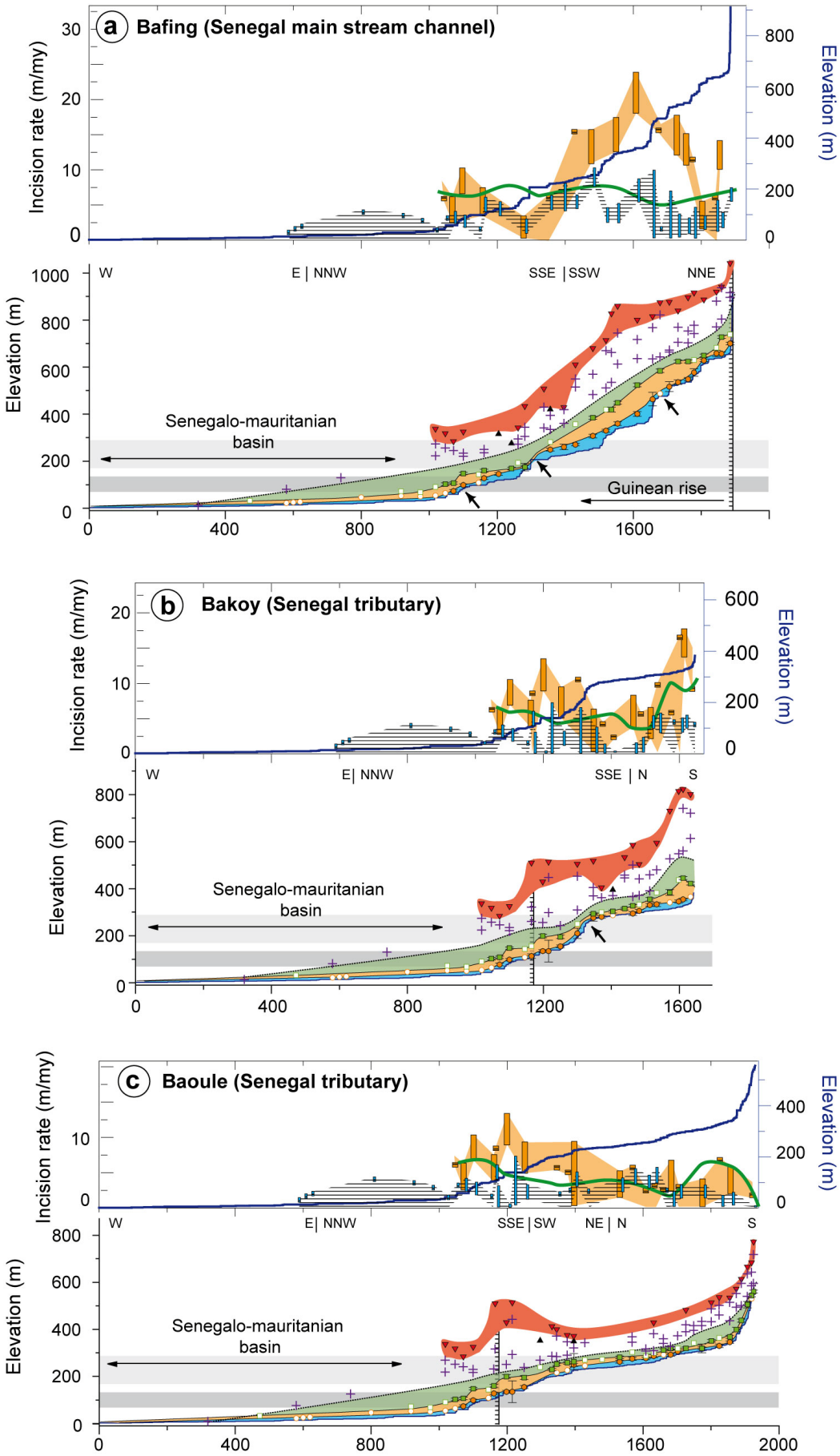


Figure Annexe 2: (next page) Reconstructed paleo- and modern long profiles of the northwestern rivers and corresponding incision rates (group A rivers; Figure 1).

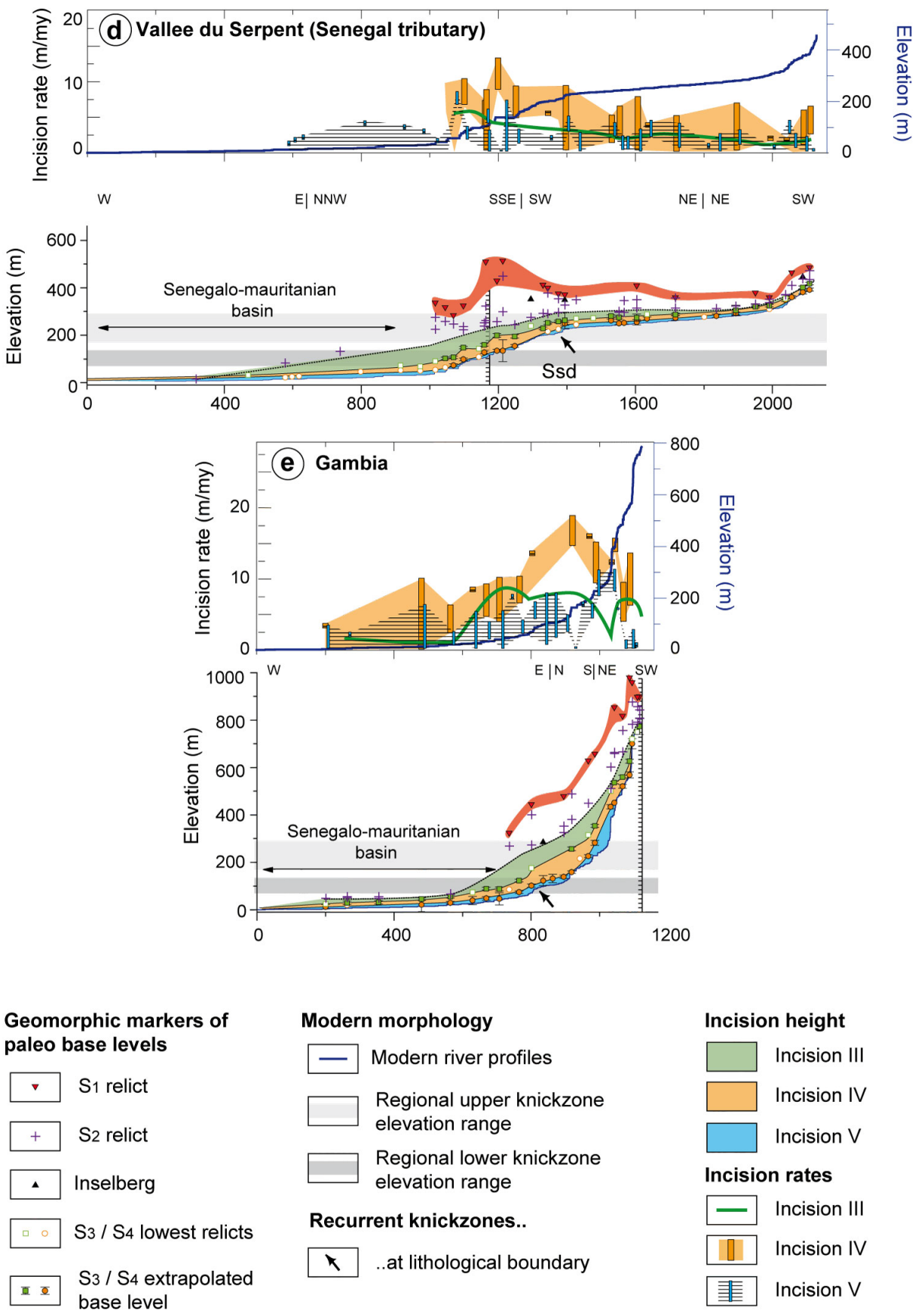


Figure Annexe 4, continued

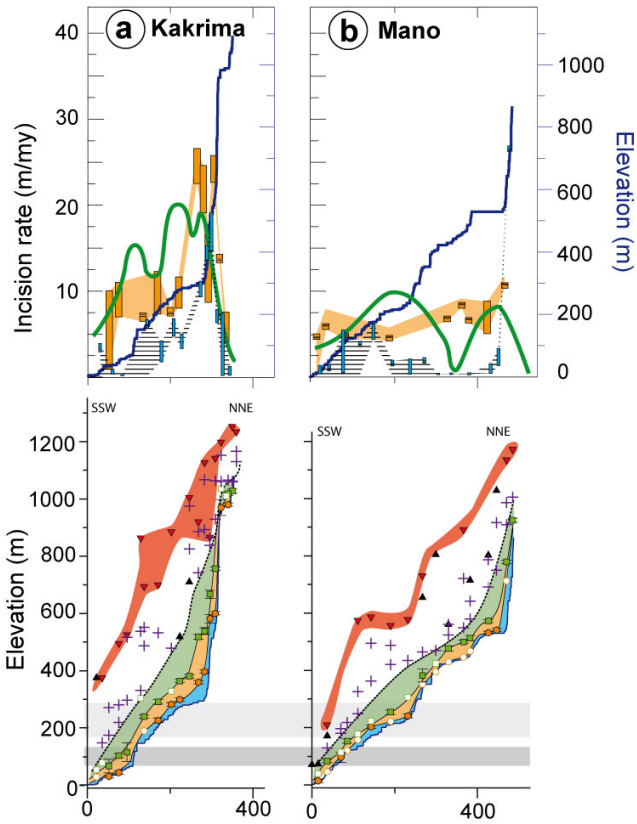


Figure Annexe 3 : Reconstructed paleo- and modern long profiles of the short southern drains and corresponding incision rates (group B rivers; Figure 1). See Figure 2 for caption.

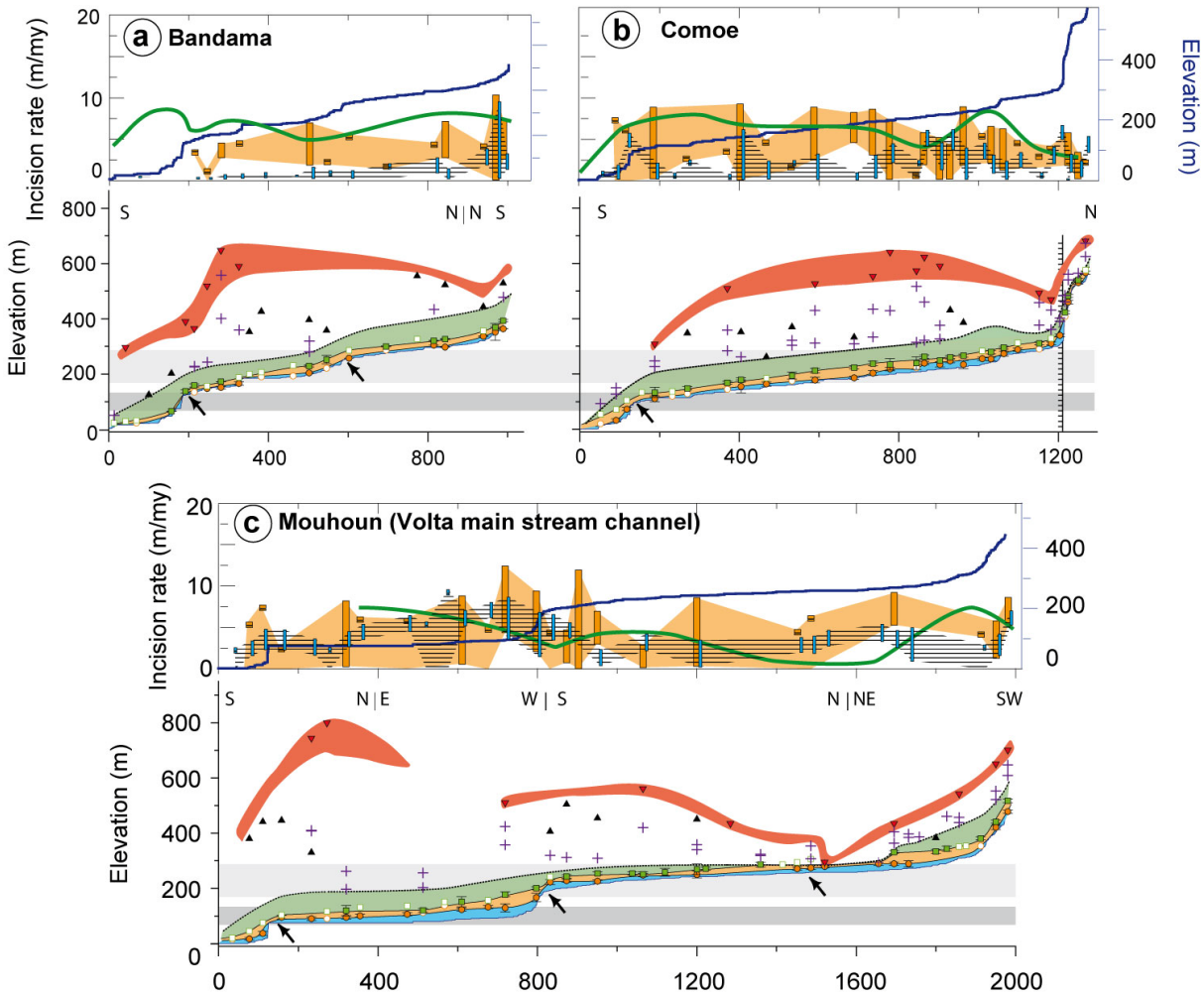


Figure Annexe 4 : Reconstructed paleo- and modern long profiles of the long southern rivers and corresponding incision rates (group C rivers; Figure 1). See Figure 2 for caption.

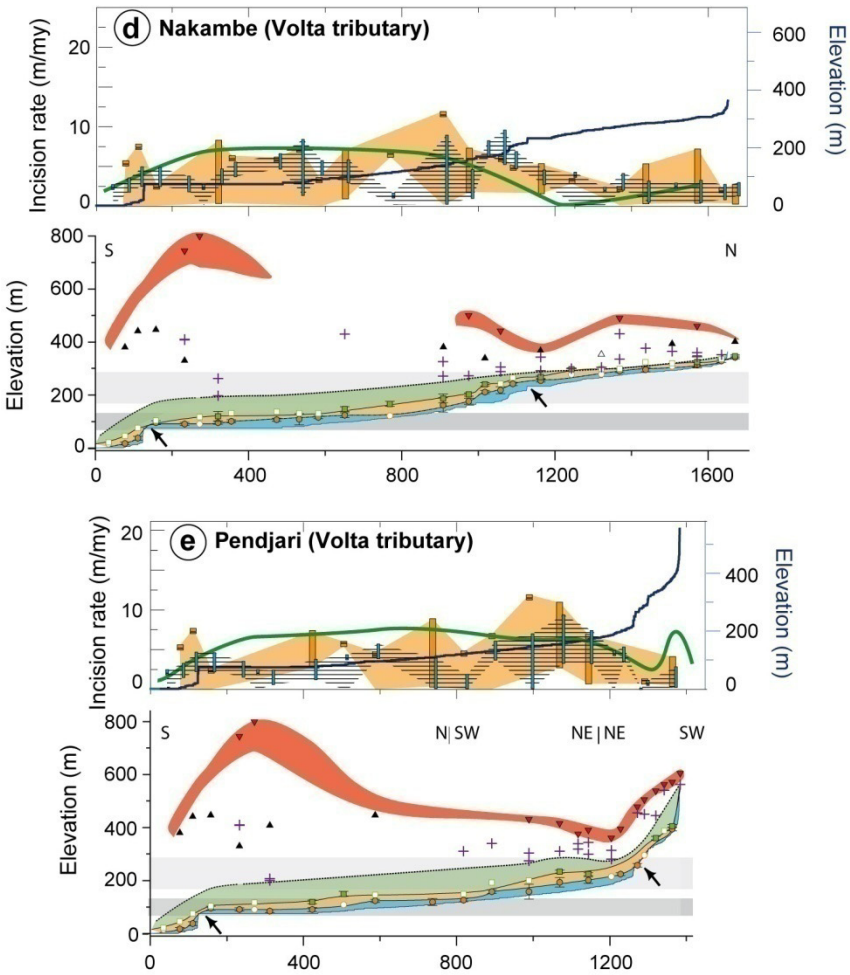


Figure Annexe 6, continued

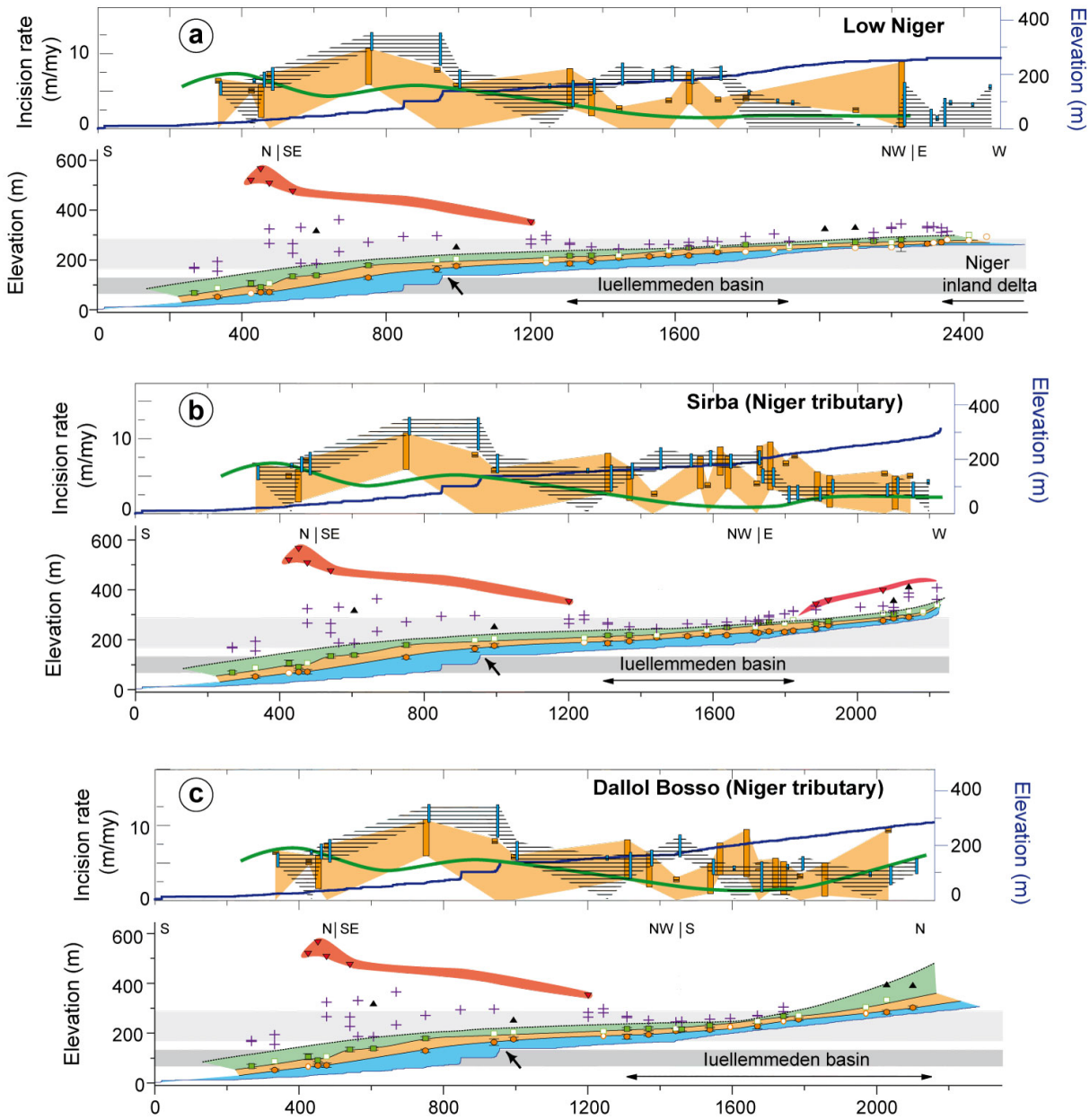


Figure Annexe 5 : Reconstructed paleo- and modern long profiles of the Niger River and tributaries and corresponding incision rates (group D rivers; Figure 1). See Figure 2 for caption.

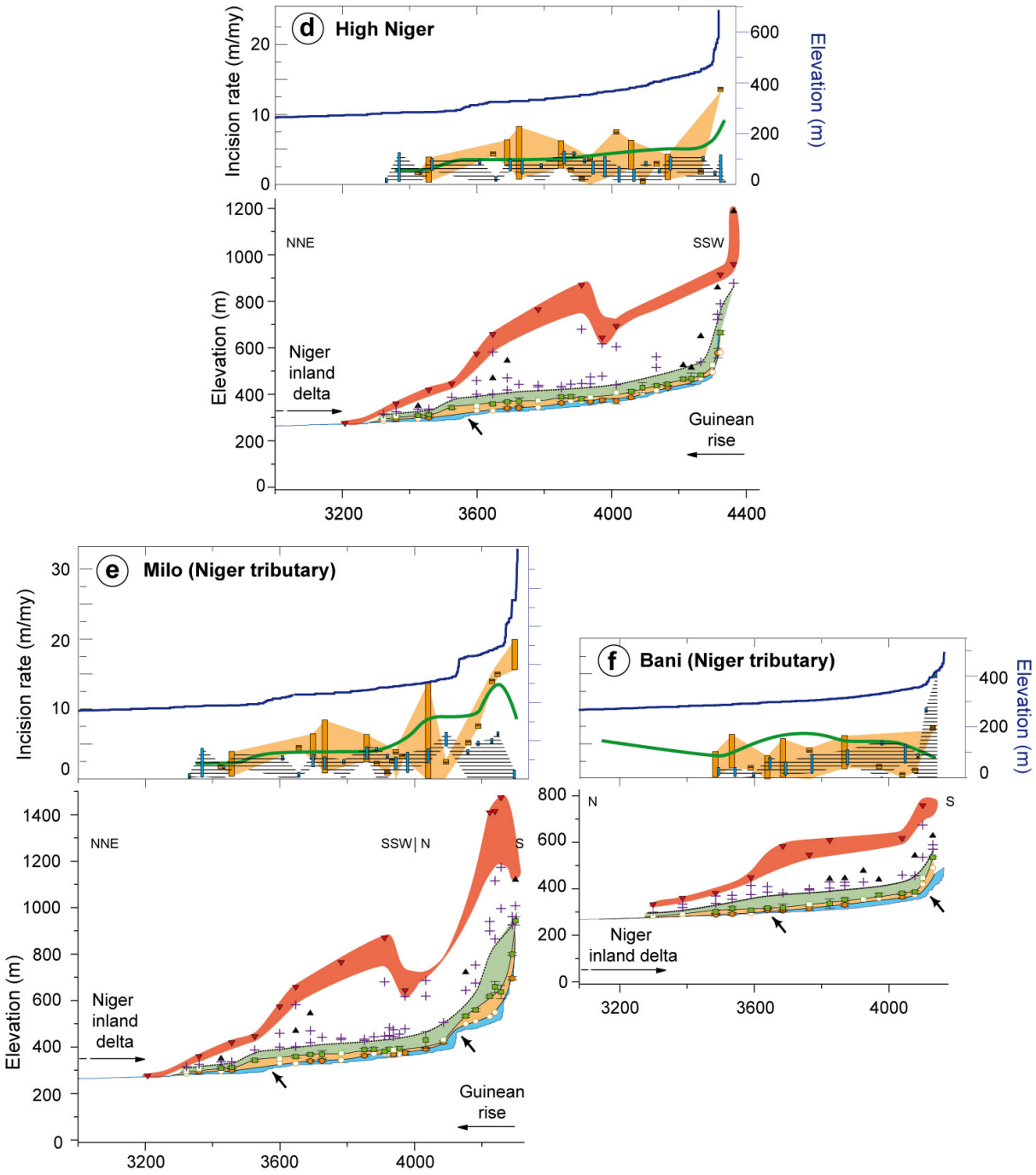


Figure Annexe 7, continued