THÈSE

Pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE POITIERS
UFR des sciences fondamentales et appliquées
Institut de paléoprimatologie, paléontologie humaine : évolution et paléoenvironnements - IPHEP (Poitiers)
(Diplôme National - Arrêté du 7 août 2006)

École doctorale : Sciences pour l'environnement - Gay Lussac (La Rochelle)
Secteur de recherche : Géosciences

Présentée par :
Alexis Licht

Paléodrainage, paléoenvironnements et paléoclimats de l'Éocène birman : implications sur l'origine et l'évolution précoce des anthropoïdes asiatiques

Directeur(s) de Thèse :
Jean-Jacques Jaeger, Christian France-Lanord

Soutenue le 26 novembre 2013 devant le jury

Jury :

Président	**Isabelle Cojan**	Directeur de recherche, Mines Paristech
Rapporteur	**Jay Quade**	Professor, University of Arizona, USA
Rapporteur	**Guillaume Dupont-Nivet**	Chargé de recherche CNRS, Université de Rennes
Membre	**Jean-Jacques Jaeger**	Professeur émérite, Université de Poitiers
Membre	**Christian France-Lanord**	Directeur de recherche CNRS, Université de Nancy
Membre	**Michel Brunet**	Professeur honoraire, Université de Poitiers
Membre	**Dario De Franceschi**	Maître de conférences, Muséum national d'histoire naturelle de Paris
Membre	**Julien Charreau**	Maître de conférences, Université de Nancy

Pour citer cette thèse :
Alexis Licht. *Paléodrainage, paléoenvironnements et paléoclimats de l'Éocène birman : implications sur l'origine et l'évolution précoce des anthropoïdes asiatiques* [En ligne]. Thèse Géosciences. Poitiers : Université de Poitiers, 2013. Disponible sur l'Intranet de l'Université de Poitiers <http://theses.univ-poitiers.fr>

THESE

pour l'obtention du Grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE POITIERS
(Faculté des Sciences Fondamentales et Appliquées)
(Diplôme National - Arrêté du 7 août 2006)

Ecole Doctorale : Sciences pour l'environnement Gay-Lussac

Secteur de Recherche : Géosciences

Présentée par :

Alexis Licht

Paléodrainage, paléoenvironnements et paléoclimats de l'Eocène birman : implications sur l'origine et l'évolution précoce des anthropoïdes asiatiques

Directeurs de Thèse : Jean-Jacques Jaeger et Christian France-Lanord

Soutenue le 26 Novembre 2013
devant la Commission d'Examen

JURY

Pr. Jay Quade	University of Arizona, Tucson	Rapporteur
Dr. Guillaume Dupont-Nivet	Géosciences Rennes	Rapporteur
Dr. Isabelle Cojan	ENSMP, Fontainebleau	Examinateur
Dr. Dario de Franceschi	MNHN, Paris	Examinateur
Dr. Julien Charreau	CRPG, Nancy	Examinateur
Pr. Michel Brunet	IPHEP, Poitiers	Examinateur
Pr. Jean-Jacques Jaeger	IPHEP, Poitiers	Examinateur
Dr. Christian France-Lanord	CRPG, Nancy	Examinateur

Remerciements

Cette thèse est l'aboutissement de trois années de recherche partagées entre le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG, Vandoeuvre les Nancy) et l'Institut de Paléontologie Humaine : Evolution et Paléoenvironnements (IPHEP, Poitiers), avec des séjours occasionnels au Muséum National d'Histoire Naturelle et à l'Institut de Physique du Globe de Paris (MNHN et IPGP, Paris). Mon travail a été subventionné par une allocation ministérielle AMX. Mes premiers remerciements s'adressent naturellement au ministère de la Recherche et aux instituts précédemment cités pour leur confiance et leur accueil. Je remercie ensuite **Jean-Jacques Jaeger** et **Christian France-Lanord**, mes deux directeurs de thèse, pour avoir monté ce projet de recherche et m'avoir laissé le mener en toute indépendance. Je suis aussi particulièrement reconnaissant envers **Michel Brunet** pour m'avoir permis d'effectuer une mission au Tchad et proposé plusieurs projets de recherche sur le Néogène africain, qui n'ont malheureusement pas pu aboutir en raison des troubles politiques récents au Sahel.

Ce manuscrit n'aurait pu voir le jour sans la contribution de nombreux scientifiques et techniciens que je remercie tout particulièrement. **Isabelle Cojan**, de l'Ecole des Mines de Paris, m'a soutenu avec amitié et constance ; son expertise et ses conseils en sédimentologie fluviale m'ont été indispensables. **Laurent Caner** m'a initié à la pédologie et m'a accompagné avec **Claude Fontaine** dans toutes les analyses minéralogiques et granulométriques de ce manuscrit. Claude Fontaine s'est notamment occupé de l'extraction et l'identification des minéraux lourds. Je remercie d'ailleurs leur laboratoire, l'**Hydrasa** (aujourd'hui IC2MP, Poitiers), pour m'avoir donné accès à son matériel. **Laurie Reisberg** m'a ouvert les portes des salles blanches du CRPG. Ses compétences en isotopie du strontium et du néodyme m'a été indispensable, ainsi que ses corrections détaillées de mon anglais approximatif. **Catherine Zimmerman** et **Christiane Parmentier** m'ont initié au port de la charlotte et la blouse ; elles m'ont appris les longs processus de préparation chimique et ont toujours été là pour continuer les extractions pendant mes déplacements. **Caroline Guilmette** et **Thomas Rigaudier** m'ont permis de réaliser toutes mes analyses en isotopie stable au CRPG ; Thomas a d'ailleurs consacré plusieurs après-midis à la mise en condition de mes échantillons. **Yann Hautevelle** a conduit les identifications de marqueurs organiques au Laboratoire GéoRessources (Nancy). Dans le même laboratoire, **Clément Belgodère** m'a initié au comptage de grains. **Christophe Lécuyer** et **Romain Amiot** ont mené les mesures isotopiques sur phase phosphatée au laboratoire LGLTPE (Lyon). **Vincent Barbin** a réalisé les photographies en cathodoluminescence au laboratoire GEGENAA (Reims). **Anaïs Boura** et **Dario de Franceschi**, du laboratoire de paléobotanique

du MNHN, m'ont initié à l'identification du bois fossile et ont été présents (et enthousiastes) tout au cours de ma thèse ; **Torsten Utescher** (université de Bonn) a partagé ses données botaniques modernes pour l'approche par coexistence. **Frédéric Fluteau** de l'IPGP, **Yannick Donnadieu** et **Jean-Baptiste Ladant** du LSCE (Orsay) ont énormément contribué à l'élaboration des modélisations climatiques présentées en fin de manuscrit ; les résultats des simulations sont d'ailleurs extraits du travail de thèse de Jean-Baptiste. **Guillaume Dupont-Nivet**, **Marijn van Cappelle** et **Hemmo Abels** m'ont donné accès à leur données chinoises et ont significativement contribué à la rédaction du chapitre 12. **Sabine Riffaut**, de l'IPHEP, a consacré de nombreuses journées à la réalisation de plusieurs figures de ce manuscrit. **Patrick Vignaud**, **Carine Noël**, **Karine Lombard** et **Ghislaine Florent** ont permis et géré l'organisation administrative et financière de tous mes déplacements et séjours. Enfin, **Aung Naing Soe**, **Aung Aung Kyaw**, **Chit Sein**, **Soe Thura Tun**, **Olivier Chavasseau** et Jean-Jacques ont organisé et géré toutes les missions en Birmanie ; sans leur aide et leur connaissance du terrain, ce travail n'aurait pas pu aboutir.

Cette thèse n'aurait aussi pas été possible sans les échanges, discussions et témoignages d'intérêt de nombreux autres chercheurs et intervenants. **Yaowalak Chaimanee**, **Mana Rugbumrung**, **Xavier Valentin**, **Vincent Lazzari**, **Christopher Beard**, Carine et Jean-Jacques ont été d'agréables et indispensables collègues sur le terrain. Vincent, mon "tuteur pédagogique", a toujours été présent pour répondre à mes questions paléontologiques. Les conversations avec **Claude Rangin**, **Thomas Maurin**, **Jean-Yves Renaud**, **Caroline Mehl**, **Pascal Podvin**, **Thomas Gillot**, **Mathieu Schuster**, **Philippe Duringer**, **François Métivier**, **Guillaume Lehir**, **Gilles Ramstein**, **Pierre Sépulchre**, **Grégoire Métais**, **Frédéric Jacques** et **Marc Philippe** m'ont particulièrement été bénéfiques et motivantes. Je remercie **Yves Gallet**, **France Lagroix**, **Erwan Thébault** et **Gauthier Hulot** pour leur soutien et pour m'avoir permis de profiter de leur locaux de l'IPGP lors de mes séjours à Paris. **Maylis Landeau**, **Fotini Vervelidou** et **Morgane Houssais** ont rendu ces passages toujours aussi sympathiques. **Maarten Lupker**, **Julien Charreau** et **Guillaume Morin**, au CRPG, ont été des collègues toujours agréables, bien que trop rapides en jogging. Mes trois années à Poitiers, en compagnie de l'équipe de l'IPHEP, resteront marquées par la bonne ambiance du laboratoire et la pause café-débat de 16h20, où fossiles jurassiques et événements géopolitiques sont décortiqués tour à tour. Mes remerciements vont tout particulièrement à **Camille Grohé**, **Pauline Coster**, **Thibault Bienvenu** et **Aurélie Pinton** pour leur chaleureux accueil et leur sympathie lors de mes premiers mois à Poitiers. Néanmoins, je ne remercie pas **Dimitri Neaux**, à la fois collègue de bureau, de transport, d'immeuble, de soirées et de soutenance, pour m'avoir initié à la vie poitevine et entrainé dans les bars pendant trois ans, au détriment de mon activité de recherche.

Je remercie **Danielle** et **Henri** pour leur soutien sans faille, malgré leur déception face à l'abandon de mes projets de carrière d'astronaute, de pompier et de président de la République. Je remercie **Marion**, pour avoir partagé ces dernières années à mes côtés et pour la qualité de son tiramisu. Je dédie ce manuscrit aux habitants des villages de Bahin et de Mogaung, pour leur accueil si généreux et leur sympathie toujours renouvelée.

Résumé

Les plus anciens anthropoïdes du registre fossile sont issus de plusieurs formations géologiques asiatiques de l'Eocène moyen à tardif (47 à 34 millions d'années), parmi lesquelles la formation de Pondaung (Birmanie centrale) a délivré la faune la plus diverse. A l'angle de la zone de collision indo-asiatique, la Birmanie de l'Eocène présente une importance d'autant plus grande que ses dépôts sédimentaires ont probablement enregistré l'évolution topographique himalayenne et tibétaine et l'ouverture (ou fermeture) de corridors continentaux de migration. L'objectif de cette thèse est de reconstituer la paléogéographie, les paléoenvironnements et le paléoclimat de la Birmanie au cours de l'Eocène, afin d'expliquer l'étonnante diversité de la faune de primates et de mieux documenter l'histoire évolutive précoce des anthropoïdes.

Dans un premier temps, la provenance du sédiment d'onze formations géologiques de Birmanie a été étudiée avec une approche alliant pétrographie sédimentaire, lithostratigraphie et géochimie isotopique (Nd-Sr), afin de connaître l'évolution topographique et géographique des massifs alentours. L'étude montre que durant le Cénozoique, la Birmanie centrale est restée à l'écart de tout apport sédimentaire himalayen, tibétain et chinois et formait, durant les premiers temps de la collision, une longue bande côtière connectant l'avant-pays indien avec la région de la Sonde.

Les paléoenvironnements alluviaux de la formation de Pondaung ont ensuite été reconstitués par une approche combinant sédimentologie fluviale, pédologie et paléobotanique. Les paléosols et lithofaciès de Pondaung révèlent un paysage mosaïque de marécages saisonniers, de forêts ripariennes et d'espaces ouverts, développés sous un climat tropical humide à forte saisonnalité. Les divers bois fossiles identifiés forment un assemblage d'angiospermes représentant différents écotones de forêts de sal similaires aux forêts de mousson actuelles. L'étude en isotope stable (C et O) de gastéropodes fossiles et de dents de mammifères confirme ces résultats et indique un régime de précipitation semblable à la mousson moderne. A ce regard, ces travaux apportent la première preuve d'un climat de mousson pré-Miocène dans le golfe du Bengale et mettent en doute la théorie reliant démarrage de la mousson et surrections asiatiques néogènes.

Les paléoenvironnements de Pondaung contrastent avec l'idée d'épaisses forêts primaires comme habitat préférentiel des premiers anthropoïdes ; en accord avec les rares données environnementales issues des autres sites éocènes à primates, ils indiquent une adaptation précoce aux environnements saisonniers et relient la biodiversité de la faune d'anthropoïdes éocènes aux zones tropicales saisonnières, où les plus grosses espèces, comme les amphipithécidés de Birmanie, étaient particulièrement compétitives.

Abstract

The fossil record of the first anthropoids is currently fed by several Middle to Late Eocene Asian strata (47 to 34 million years old), of which the Pondaung Formation in central Myanmar has yielded the most diverse and prolific fauna. At the edge of the Indo-Asia collision zone, the Eocene series of central Myanmar are particularly important since they may have recorded the Tibetan and Himalayan topographic evolution and the opening (and closure) of land mammal migration pathways. The aim of this PhD is to reconstruct the paleogeography, paleoenvironments, and paleoclimate of the Middle to Late Eocene Burmese successions in order to explain the astonishing diversity in primate fauna and to better constrain the early evolutionary history of the anthropoids.

Using a multi-proxy approach, combining sandstone petrography, sedimentology and (Nd-Sr) isotopic analysis, the sediment provenance of eleven Burmese units was studied in order to timely constrain the topographic and paleogeographic evolution of the surrounding areas. Results show that during the last 45 million years, central Myanmar was isolated from any Himalayan, Chinese, or Tibetan input and additionally formed a narrow coastal band linking the Indian foreland with the Sunda area during the early phases of the Indo-Asia collision.

Alluvial palaeoenvironments of the Pondaung Formation were then reconstructed through a combined sedimentological, pedological and paleobotanical approach. The Pondaung paleosols and lithofacies revealed a mosaic landscape, with seasonal swamps, riparian forests and open areas, expanding under a moist tropical climate with significant seasonality. Fossil woods constitute an homogeneous assemblage of angiosperms reflecting different ecotones of a paleo sal forest, similar to modern days monsoonal forests. Paleoclimate reconstruction through stable isotope (C and O) geochemistry on mammalian fossil teeth and fossil gastropods confirms these results and indicates a monsoonal, modern-like rainfall regime in the Eocene. In this regard, this study yields the oldest evidence of a monsoonal climate in the Bengal area and questions the climatic theory linking monsoonal onset and Asian uplifts events in the Neogene (<22 million years).

Pondaung paleoenvironments contrast with the idea of Eocene evergreen rainforests as a preferential living environment for the first anthropoïds. In agreement with the few paleoenvironmental data available on other Eocene primate-bearing sites, they indicate an early adaptation to seasonal environments and link the Eocene biodiversity of anthropoïd fauna to the tropical seasonal areas, where the biggest species, such as the amphipithecids of Myanmar, were particularly competitive.

Table des Matières

Introduction **11**

I Contexte géologique **13**

1 Contexte structural : la Birmanie et la syntaxe Est-Himalayenne **14**

1 Cadre géographique 14

2 Structure géologique des différentes unités en présence 15

3 Le magmatisme en Birmanie 22

4 Histoire sédimentaire du bassin de Birmanie centrale 22

5 Synthèse de l'histoire géologique de la Birmanie 25

6 La Birmanie et la syntaxe Est-Himalayenne : enjeux 26

2 l'Eocène moyen à final (47-34 Ma) : repères tectoniques, paléontologiques et climatiques **29**

1 Cadre chronologique 29

2 Le climat de l'Eocène : du Greenhouse au Doubthouse 29

3 Géographie du Doubthouse 32

4 Le Doubthouse en Asie du Sud-Est continentale 37

3 La Birmanie de l'Eocène moyen à final : les formations de Pondaung et de Yaw **44**

1 La formation de Pondaung 44

2 La formation de Yaw 54

3 Autres sites étudiés 56

II Paléo-drainages et paléogéographie : d'où vient le sédiment de Birmanie ? **59**

4 Reconstruction du drainage de Birmanie centrale pendant l'Eocène moyen et final **60**

1 Geological and palaeogeographical framework 62

2 Sampling sites and analytical methods 64

3 Results 64

4 Interpretation 65

5 Discussion and conclusion : a former Tsangpo–Irrawaddy river connection ? 69

5 Evolution du drainage birman depuis la collision indo-asiatique jusqu'à nos jours 72

1 Introduction 73
2 Overview of Burmese geology 74
3 Methods 76
4 Results 76
5 Interpretation 77
6 Implications for the drainage evolution of Southeast Asia 79

6 Histoire géomorphologique et topographique de l'espace birman : une synthèse 83

1 Le paléosol de Gangaw et la deuxième surrection de la chaîne Indo-Birmane 83
2 Synthèse et discussion 88

III Paléoenvironnements de la formation de Pondaung 91

7 Reconstitution pédologique et sédimentologique de la morphologie alluviale 92

1 Introduction 94
2 Geological framework 94
3 Methods 95
4 Pedogenesis in fine-grained alluvial deposits 98
5 Palaeolandscape reconstruction 107
6 Discussion : origin of the hydromorphic variability in Pondaung palaeosols 109
7 Conclusion 110

8 Les forêts éocènes de Birmanie : reconstruction par identification de bois fossile 114

1 Introduction 115
2 Paleoenvironmental context 115
3 Materials and methods 116
4 Results 116
5 Discussion 129
6 Conclusion 130

9 L'Eocène moyen à tardif de Birmanie : synthèse paléoenvironnementale 133

1 Paléoflore : bois fossiles non soumis à publication 133
2 Analyse de biormarqueurs organiques 139
3 Paysages et environnements birmans au temps de Pondaung : discussion et synthèse . . . 141

IV Le Doubthouse du Bengale : Etude paléoclimatique des dépôts birmans 149

10 Exploitation paléoclimatique quantitative des données paléobotaniques et pédologiques 150

1 Les paléosols de Pondaung 150

2 Données paléobotaniques 152

3 synthèse 155

11 Apport des isotopes stables (C, O) à la compréhension climatique de l'Eocène de Birmanie 156

1 Le fractionnement de l'oxygène et du carbone dans les carbonates de calcium 156

2 Signal isotopique de dents fossiles 161

3 Signal isotopique des gastéropodes fossiles 168

4 Implications paléoclimatiques 176

12 Mécanismes de la mousson éocène : aspects régionaux 180

1 Late Eocene monsoons south of the Himalayas 182

2 Asian desertification north of the Tibetan Plateau 186

3 Late Eocene monsoons on the Asian mainland : insights from climate simulations 188

4 Methods summary 191

5 Extended data 195

Conclusion et perspectives 199

Références 207

Annexes : Données isotopiques, géochimiques et pétrographiques 229

Annexe A : Sédiment de Pondaung et Yaw 230

Annexe B : Sédiment du sous-bassin de Minbu 234

Annexe C : Données complémentaires de l'étude de drainage 239

Annexe D : Sédiment du bassin de Xining et matériel biotique de Pondaung et de Yaw 247

Liste des figures 259

Liste des tables 262

Liste des encarts 264

Introduction

Depuis la découverte d'*Eosimias* dans l'Eocène chinois en 1994 et la remise en cause de l'origine africaine des anthropoïdes, l'étude des primates fossiles asiatiques a connu un véritable engouement paléontologique, avec une multiplication des missions et des controverses. Pourtant, dès 1927 avec *Pondaungia* (mis à jour par G. Pilgrim) puis 1937 avec *Amphipithecus* (découvert par E. Colbert), l'Eocène de Birmanie, connu principalement par la formation de Pondaung, délivrait ses premiers anthropoïdes. Les aléas mouvementés de l'histoire politique birmane au cours de la deuxième partie du XXème siècle n'ayant pas favorisé l'activité paléontologique, les sites fossilifères birmans tombèrent dans l'oubli et le statut d'anthropoïde de *Pondaungia* et d'*Amphipithecus* fut progressivement entaché d'incertitude. A l'exception des quelques missions de l'université de Mandalay au tournant des années 70-80, il faut attendre la découverte, en 1997, de *Siamopithecus* en Thaïlande par l'équipe du Pr. Jaeger et l'intérêt consécutif des birmans voisins pour que plusieurs missions internationales viennent arpenter les sites de la formation de Pondaung, à l'initiative de la junte militaire alors en place. En quinze ans de travail de terrain, les missions françaises et japonaises (ainsi qu'une éphémère mission américaine) ont mis à jour une faune de primates extrêmement variée, incluant l'éventail d'anthropoïdes éocènes le plus riche connu à ce jour. Cette faune de primates est notamment caractérisée par une famille phare, les amphipithécidés (composée d'*Amphipithecus* et de *Pondaungia*, mais aussi des genres récemment découverts *Ganlea* et *Myanmarpithecus*), présentant une diversité et des caractéristiques anatomiques inconnues des autres sites éocènes (pesant notamment jusqu'à 9 kilogrammes, alors que les autres anthropoïdes pesaient communément 200 à 800 grammes). Les découvertes récentes d'*Afrasia* (famille des afrotarsiidés), et d'*Afrotarsius*, son "cousin" africain dans les dépôts lybiens du Dur At Talah ont accentué l'intérêt général pour la formation de Pondaung, dont les dépôts furent probablement quasi-synchrones de la dispersion des anthropoïdes d'Asie vers l'Afrique.

Outre leur pertinence paléontologique, les dépôts éocènes birmans présentent un intérêt alternatif de première importance : au voisinage direct de la syntaxe Est-Himalayenne, ces derniers ont vraisemblablement enregistré les épisodes de déformation et les bouleversements paléogéographiques des premiers temps de la collision indo-asiatique. Les prémisses de la collision restent mal connues, compte-tenu de la faible qualité d'affleurement des séries paléogènes dans l'avant-pays himalayen. Parmi les théories sujettes à débat, une connection hydrographique entre le Tibet et la Birmanie, avant la surrection des massifs environnants, a été fréquemment avancée, suggérant qu'une grande partie des détritus de la zone de

collision aurait été drainée et déposée en Birmanie centrale ; cette hypothèse, si vérifiée, modifierait significativement notre vision de la dénudation précoce de la zone de collision (ainsi que notre estimation de la vitesse de surrection). Parmi les autres théories péchant par le manque d'informations sur le Paléogène asiatique, le démarrage de la mousson, daté du Miocène inférieur, n'a jamais été étudié au prisme des dépôts paléogènes du Golfe du Bengale ; l'utilisation d'outils de reconstruction paléoclimatique sur les séries birmanes permettrait de confirmer (ou d'infirmer) l'absence de mousson indienne à l'Eocène.

Malgré l'importance des dépôts éocènes birmans, aucune étude géologique approfondie ne s'est lancée dans leur décryptage. L'habitat et l'écologie des premiers anthropoïdes demeurent deux grandes inconnues en Birmanie comme ailleurs, favorisant ainsi les spéculations, à l'image des reconstitutions diverses et variées proposées pour les sites à anthropoïdes égyptiens du Fayum (interprétés tour à tour comme sahéliens, équatoriaux ou tropicaux secs). Dans son travail de thèse, publié en 2004 et principalement dédié à l'étude des anthracothéridés de Pondaung, U Aung Naing Soe pose les premières bases sédimentologiques et lithostratigraphiques de compréhension des sites fossilifères birmans et décrit des dépôts caractéristiques de plaine alluviale aggradante à nombreux paléosols. Depuis cette étude, la nature des environnements alluviaux de Pondaung n'a pas été documentée plus précisément et les paysages de l'Eocène birman restent inconnus.

L'objectif de cette thèse est donc de reconstituer la paléogéographie, les paléoenvironnements et le paléoclimat de la Birmanie au cours de l'Eocène moyen à final, à travers différentes approches géologiques. Outre une meilleure compréhension de l'évolution paléogène du golfe du Bengale, l'enjeu est d'expliquer l'étonnante diversité de la faune de primates fossiles de Birmanie et d'apporter un éclairage paléoenvironnemental à l'histoire évolutive précoce des anthropoïdes.

Cette thèse est divisée en quatre parties. La première partie présente plus en détail le cadre géologique, paléoclimatique et paléontologique. La deuxième partie propose une reconstruction paléogéographique et paléo-hydrographique de la Birmanie à travers plusieurs études de provenance. La troisième partie regroupe différents travaux sédimentologiques, pédologiques et paléobotaniques de reconstruction paléoenvironnementale de la plaine alluviale éocène de Pondaung. Enfin, la quatrième partie délivre une reconstruction paléoclimatique détaillée de l'Eocène moyen à final à travers différents indicateurs géologiques.

Partie I

Contexte géologique

Cette partie propose une synthèse bibliographique nécessaire à la compréhension du travail réalisé au cours de cette thèse, et se divise en trois chapitres sans relation directe. Le premier chapitre dresse une description géologique générale de la Birmanie, avec une attention particulière sur sa région centrale, lieu spécifique de l'étude. Il offre une synthèse d'un grand nombre de papiers, publiés au cours des trente dernières années, depuis l'ouvrage fondamental de géologie birmane de Bender (1983). Ce chapitre est particulièrement nécessaire à la reconstruction du paléo-drainage de Birmanie centrale, réalisée lors de cette thèse (Partie II), car il décrit les unités géologiques au voisinage directe des dépôts cénozoiques birmans. Le second chapitre propose une synthèse de nos connaissances actuelles sur l'Eocène moyen à final, cadre temporel spécifique à cette thèse. Il se focalise particulièrement sur les variations paléoclimatiques en Asie du Sud-Est au cours de la période et replace ainsi les dépôts des formations de Pondaung et de Yaw dans leur cadre régional en montrant leur importance stratégique dans la compréhension de l'évolution climatique de l'Eocène asiatique. Le troisième chapitre fait le bilan des papiers publiés jusqu'à aujourd'hui sur les formations de Pondaung et de Yaw et présente les sites de l'étude.

Chapitre 1

Contexte structural : la Birmanie et la syntaxe Est-Himalayenne

1 Cadre géographique

La Birmanie est constituée de trois grandes ensembles topographiques orientés nord-sud : la chaîne Indo-Birmane à l'ouest, la plaine de l'Irrawaddy, et la chaîne Sino-Birmane à l'est (voir figures 1a, 1b et 1c).

La **chaîne Indo-Birmane** constitue la frontière occidentale de la Birmanie avec l'Inde et le Bangladesh. Elle s'étend sur plus de 1200 km de long entre la mer d'Andaman au sud et la chaîne Himalayenne au nord, et possède une forme légèrement arquée. La chaîne Indo-Birmane se décompose en plusieurs sous-ensembles : l'Arakan Yoma constitue sa partie méridionale et culmine à 3053 m (mont Victoria) ; plus au nord, les collines Chin (Chin Hills) présentent un relief moins élevé ; les collines Naga (Naga Hills) constituent l'extrémité nord de la chaîne et font la jonction avec la chaîne Himalayenne. A la jointure entre les collines Naga et la chaîne Himalayenne, les reliefs suivent un angle important et forment un complexe topographique appelé la **syntaxe Est-Himalayenne** (voir figures 1b et 1c).

La **plaine de l'Irrawaddy** est une zone de basse altitude entre la chaîne Indo-Birmane à l'ouest et la chaîne Sino-Birmane à l'est. Elle est large de 400 km en moyenne, et présente quelques massifs locaux de faible altitude, comme le Pegu Yoma, la chaîne de Pondaung ou le massif de Wuntho, ainsi que plusieurs volcans actifs, comme le mont Popa. Elle est occupée par le fleuve **Irrawaddy**, qui prend sa source sur le plateau Est-Tibétain et se jette dans la mer d'Andaman (Stamp, 1940).

La **chaîne Sino-Birmane** forme un ensemble hétérogène de reliefs à la frontière orientale de la Birmanie et se décompose en massifs distincts (Bender, 1983). Au sud, les massifs du **Tenasserim** (aussi appelés chaîne de Bilauktaung) séparent la Birmanie de la Thaïlande et constituent le principal relief de la péninsule Malaisienne entre la mer d'Andaman et le golfe de Thaïlande. Le **plateau Shan-Thaï** est la continuité septentrionale du Tenasserim et sépare la Birmanie de la Thaïlande et du Laos. Il est parcouru par le fleuve **Salween**, qui prend sa source sur le plateau Tibétain et se jette dans la mer d'Andaman.

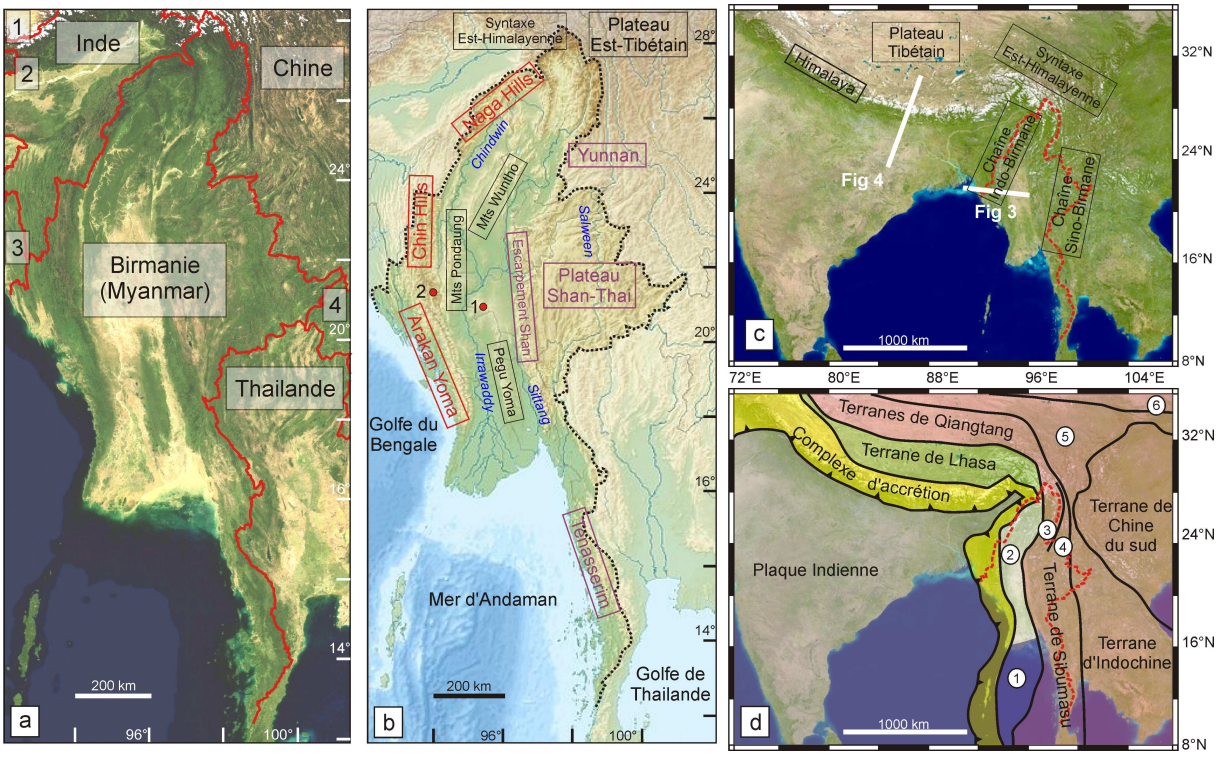


Figure 1. a) Carte politique de la Birmanie et de ses environs. 1 : Népal. 2 : Bhoutan. 3 : Bangladesh. 4 : Laos. b) Carte physique de la Birmanie (limites administratives en pointillés), indiquant l'emplacement des localités citées dans le texte. Le nom des principaux massifs est encadré. En rouge : massifs de la chaîne Indo-Birmane. En violet : massifs de la chaîne Sino-Birmane. En bleu : principaux cours d'eau de Birmanie. 1 : mont Popa ; 2 : mont Victoria. c) Carte satellite du golfe de Bengale, indiquant les principaux reliefs. L'emplacement des coupes des figures 3 et 4 est indiqué par deux lignes blanches. d) Carte structurale de l'Asie du Sud-Est, d'après Metcalfe (1991, 2013) et Pubellier et al. (2008). 1 : Mer d'Andaman. 2 : Terrane Birman. 3 : Terrane de Tenchong. 4 : Terrane de Baoshan. 5 : Complexe de Songpan Ganzi. 6 : Terrane de Chine du Nord.

Enfin, plus au nord, le **Yunnan** sépare la Birmanie de la Chine et se connecte au plateau Est-Tibétain. La chaîne Sino-Birmane est séparée de la plaine de l'Irrawaddy par un fin corridor de fort gradient topographique, où l'incision des rivières est importante : l'**escarpement Shan** (ou Shan Scarp, De Terra, 1941).

2 Structure géologique des différentes unités en présence

L'Asie du Sud-Est est un agglomérat complexe de terranes d'affinité gondwanienne, accrétés sur la marge occidentale du sous-continent Indochinois entre le Permien et le Paléogène (voir figures 1c et 1d). L'ensemble de ces terranes a été significativement déformé par la collision indo-asiatique au cours du Cénozoique (Maurin, 2009). Les massifs de la chaîne Sino-Birmane sont communément considérés comme formant un unique ensemble continental, le **terrane de Sibumasu**, séparé du Gondwana au Permien inférieur et accrété au terrane d'Indochine (formant l'essentiel de la péninsule Indochinoise) pendant le Trias (Metcalfe, 2013). La plaine de l'Irrawaddy et son substratum constitue un terrane indépendant, le

terrane Birman (Burma Terrane), accrété le long du terrane de Sibumasu au Crétacé tardif (Mitchell, 1993). La chaîne Indo-Birmane sépare le terrane Birman de la plaque Indienne. Elle est généralement considérée comme l'extrémité occidentale du terrane Birman ; la présence d'éléments allochtones en son sein, accrétés au terrane Birman durant le Paléogène, est néanmoins débattue (Acharyya, 2007a).

L'histoire géologique récente (Crétacé et Cénozoique) de la Birmanie est à mettre en relation avec l'histoire de la collision indo-asiatique (voir encarts 1 et 2). Une synthèse géologique des différentes unités structurales de Birmanie centrale est présentée sur la figure 2.

2.1 La chaîne Sino-Birmane

La chaîne Sino-Birmane est une région de reliefs anciens hérités des collisions successives entre le terrane de Sibumasu et le terrane d'Indochine, puis entre les terranes Birman et Sibumasu (Metcalfe, 1991, 2013; Oo et al., 2002; Carter et Clift, 2008). Suite à la collision du terrane Birman au Crétacé tardif et jusqu'à la fin de l'Eocène, la chaîne Sino-Birmane a connu un épisode de surrection significatif, causé par un fort épaississement crustal d'origine débattue (Morley, 2004, 2009). Depuis le Miocène, la partie septentrionale de la chaîne Sino-Birmane (Yunnan et plateau Shan-Thaï) subit une surrection importante liée à la propagation de flux crustal issu du plateau Est-Tibétain, avec une forte accélération depuis 12-10 Ma (Clark et al., 2004, 2005; Royden et al., 2008; Cook et Royden, 2008; Ouimet et al., 2010; Rangin et al., 2013).

Les massifs du Tenasserim sont principalement constitués de séries de métasédiments cambriens et paléozoiques partiellement intrudés, regroupées sous le nom de **groupe de Mergui** (Bender, 1983). Sur le plateau Shan-Thaï, le substratum métamorphisé est recouvert d'une série de carbonates cambriens à crétacés inférieurs, le **Plateau limestone**. Le **groupe de Chaung Maggyi**, constitué de méta-sédiments précambriens partiellement intrudés, forme une variante locale du substratum du plateau Shan-Thaï, et affleure ponctuellement (Chhibber, 1934). Le long de l'escarpement Shan, l'incision des séries carbonatés laisse apparaitre le groupe de Mergui et forme une longue ceinture orientée nord-sud, la **ceinture Slate** (Slate Belt ; Mitchell et al., 2007, 2012). Au Yunnan, la ceinture Slate est prolongée par la **ceinture Gaoligong** (Gaoligong Belt), qui affleurement majoritairement et présente de larges intrusions. Le Yunnan est communément divisé entre le terrane de Baoshan et le terrane de Tengchong (voir figure 1d), dont l'appartenance au terrane de Sibumasu est discutée, ce dernier pouvant représenter un morceau du terrane (tibétain) de Lhasa (voir encart 1 ; Xu et al., 2008; Metcalfe, 2013).

L'extrémité occidentale de la chaîne Sino-Birmane est constituée d'une longue et fine ceinture de roches métamorphiques qui affleure le long de l'escarpement Shan, adjacente aux ceintures Slate et Gaoligong : la **ceinture métamorphique de Mogok** (Mogok Metamorphic Belt, Bertrand et al., 1999 ; voir figure 2a). Elle regroupe plusieurs ensembles de roches métamorphiques intrudées, de protolithe paléozoique à jurassique, ayant connu un métamorphisme de haut-grade relativement récent, entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur ; cet épisode de métamorphisme est communément interprété comme résultant d'une forte contrainte cisaillante dextre infligée par la convergence oblique de la plaque Indienne sous

la péninsule Indochinoise, orientée vers le nord-est (Bertrand et al., 1999, 2001; Barley et al., 2003; Searle et al., 2007; Mitchell et al., 2004, 2012). La ceinture métamorphique de Mogok est communément considérée comme le substratum du terrane Birman (Mitchell, 1993). On peut noter que Mitchell et al. (2012) associent aussi la ceinture Slate au substratum du terrane Birman. Quelque soit la limite exacte du terrane Birman, l'escarpement Shan représente grossièrement la zone de suture crétacée avec le terrane de Sibumasu.

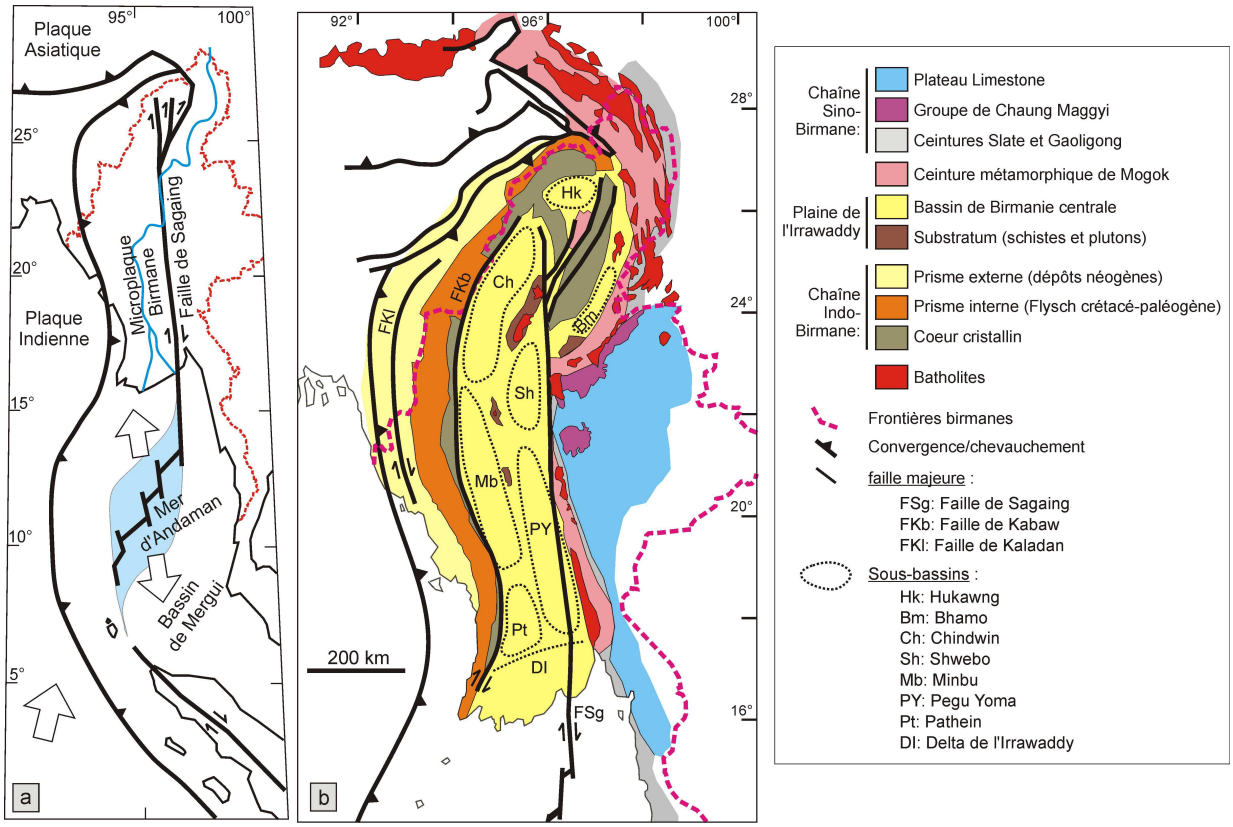


Figure 2. a : Carte structurale de la Birmanie, montrant les failles principales et la cinématique en cours, d'après Maung (1987). b : Carte structurale détaillée de Birmanie centrale (voir texte principal pour une explication détaillée des unités structurales).

2.2 La plaine de l'Irrawaddy

La plaine de l'Irrawaddy est majoritairement occupée par le **bassin de Birmanie centrale** (Central Myanmar Basin, Bender, 1983). Il est constitué de plusieurs sous-bassins organisés en deux sillons parallèles orientés nord-sud (voir figure 2). Le sillon occidental inclut du nord au sud : les sous-bassins de Hukawng, de Chindwin, de Minbu (appelé aussi sous-bassin de Salin), de Pathein et du Delta de l'Irrawaddy-ouest ; Le sillon oriental inclut du nord au sud : les sous-bassins de Bhamo, du Pegu Yoma et du Delta de l'Irrawaddy-est (Bender, 1983; Pivnik et al., 1998). Entre les deux sillons, l'épaisseur sédimentaire est moindre et le substratum métamorphisé et intrudé du terrane Birman affleure en quelques endroits, comme dans les monts Wuntho (Mitchell et al., 2007). Les sous-bassins de Birmanie centrale

sont des bassins en pull-apart dont la subsidence a démarré au Crétacé supérieur pour le sillon occidental, à l'Eocène supérieur pour le sillon oriental (Pivnik et al., 1998; Rangin et al., 1999; Bertrand et Rangin, 2003). Cette subsidence en pull-apart est la conséquence directe de la contrainte décrochante dextre infligée par la convergence oblique de la plaque Indienne (Rangin et al., 1999). Depuis le Miocène supérieur, ce mouvement décrochant est accommodé par la **faille de Sagaing**, qui traverse le sillon oriental suivant un axe nord-sud, à proximité de l'escarpement Shan (Maung, 1987; Bertrand et Rangin, 2003; Morley, 2004). La faille de Sagaing, mise en place à proximité de l'ancienne suture entre les terranes Birman et Sibumasu, sépare à nouveau le terrane Birman du reste de l'Indochine en une microplaque indépendante, qui accompagne la plaque Indienne dans son mouvement vers le nord-est (voir figure 2b ; Socquet et Pubellier, 2005; Maurin et al., 2010). La mise en place de la faille de Sagaing est contemporaine de l'ouverture de la mer d'Andaman plus au sud (Curray, 2005; Khan et Chakraborty, 2005). Le déplacement dextre le long de la faille est estimé entre 200-400 km à plus de 1100 km (Maung, 1987; Mitchell, 1993; Curray, 2005; Morley, 2009). Depuis sa mise en place, les sous-bassins de Birmanie centrale ont significativement diminué leur subsidence et ont connu plusieurs épisodes d'inversion. Ces derniers ont mis à jour les séries sédimentaires sur le flanc des bassins (relief en côtes), et ont aussi formé plusieurs zones de plissement, créant des reliefs locaux, comme le massif de Pegu Yoma (sillon est) et la chaîne de Pondaung (sillon ouest ; Bender, 1983; Pivnik et al., 1998).

2.3 La chaîne Indo-Birmane

La chaîne Indo-Birmane est divisée en trois ceintures latitudinales : le coeur cristallin, le prisme interne et le prisme externe (voir figure 3).

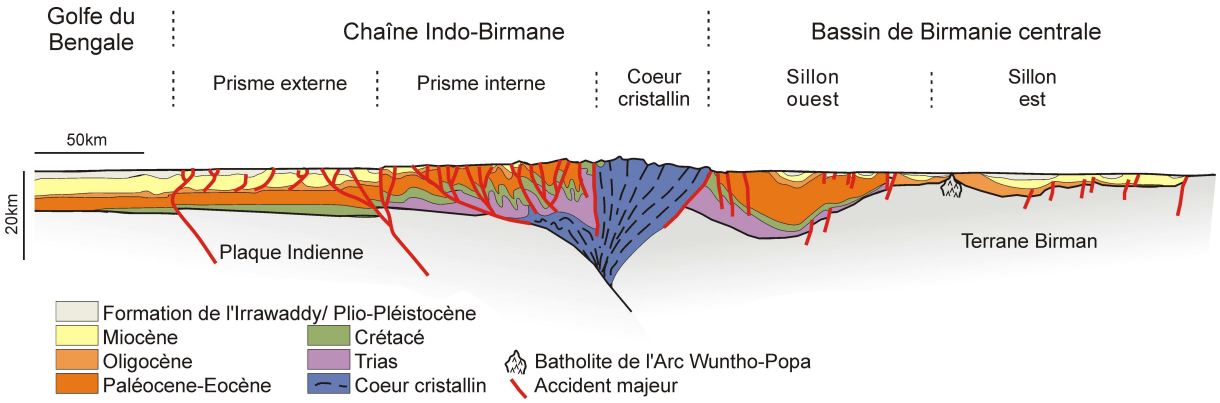


Figure 3. Coupe schématique de la chaîne Indo-Birmane et du bassin de Birmanie centrale (emplacement sur figure 1C), d'après Maurin et Rangin (2009b).

Le coeur cristallin est constitué de roches métasédimentaires variées dont les **schistes de Kanpetlet** forment la lithologie dominante (Chhibber, 1934), et de reliques d'ophiolites mésozoiques à paléogènes (Brunnschweiler, 1966; Socquet et al., 2002). Le prisme interne, aussi appelé la **ceinture de Flysch** (Flysch Belt), regroupe plusieurs successions de dépôts de flysch datés du Crétacé à l'Eocène supérieur avec de rares tranches ophiolitiques (Bannert et al., 2011). Le prisme externe, plus à l'ouest, est constitué de

séries clastiques d'âge miocène à quaternaire. Il représente l'accrétion tardive de sédiments du golfe de Bengale à la marge birmane (Allen et al., 2008). Sa construction récente commence au Miocène tardif, avec une accélération majeure depuis 2 Ma (Maurin et Rangin, 2009b).

Le mécanisme de formation de la chaîne Indo-Birmane est toujours débattue. Pour certains, elle constitue un prisme d'accrétion relié à la subduction indo-asiatique sous la microplaque Birmane, depuis le Crétacé tardif (Mitchell, 1993; Pal et al., 2003; Curray, 2005). Pour d'autres, elle correspond à une fleur positive construite suite à la contrainte en transpression le long de la marge birmane, créée par l'hyper-obliquité de la convergence (Maurin et Rangin, 2009b; Maurin et al., 2010). La nature même du coeur cristallin est aussi débattue : certains le considèrent comme un fragment exhumé du socle du terrane Birman (Socquet et al., 2002) ; d'autres l'attribuent à un terrane individuel allochtone, accreté à la marge birmane à la fin de l'Eocène (terrane du mont Victoria, Acharyya, 2007a).

L'histoire de la surrection de la chaîne Indo-Birmane est très mal connue. La présence de formations deltaïques progradant suivant un axe nord-sud dans les dépôts miocènes du bassin central suggère la présence de la chaîne Indo-Birmane dès le Miocène inférieur, cette dernière agissant comme une gouttière pour les rivières de Birmanie (Khin et Myitta, 1999; Wandrey, 2006). La présence de zircons datés à 37 Ma dans les dépôts de flysch du prisme interne suggère que la chaîne Indo-Birmane était encore immergée au début de l'Eocène supérieur (Allen et al., 2008). La chaîne a donc connu un premier épisode de surrection entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur. L'élément déclencheur de ce premier épisode de surrection est débattu. Selon Acharyya (2007a), il correspondrait à l'accrétion de l'hypothétique terrane du mont Victoria sur la marge ouest du terrane Birman. Mitchell (1993) suggère un premier épisode éphémère de collision avec la plaque Indienne dans son mouvement vers le nord. Morley (2004) propose un changement majeur de cinématique pour la microplaque birmane au début de l'Oligocène, passant d'une dynamique senestre à une dynamique dextre et pouvant conduire à l'émergence de la zone de contrainte. Ce premier épisode de surrection apparaît mineur, en comparaison avec le second et plus récent épisode, actif depuis le Miocène tardif et accéléré depuis 2 Ma (Maurin, 2009; Maurin et Rangin, 2009b). Cet épisode est probablement attribué à une réorganisation cinématique majeure de la convergence indo-asiatique et à la séparation des plaques Indienne et Australienne (Maurin et Rangin, 2009b), et/ou à la subduction de la ride océanique des 90° sous la marge birmane (Maurin et Rangin, 2009a), ou bien encore à un flux de matière crustale sur le terrane Birman, issu de l'effondrement du Tibet, par le Yunnan et le plateau Shan-Thaï voisins (Rangin et al., 2013).

Encart 1. **La collision indo-asiatique et l'Himalaya (1)**

Le sous-continent Indien est le dernier terrane d'affinité gondwanienne à entrer en collision avec l'Eurasie (Metcalfe, 2013). La collision indo-asiatique est toujours dynamique et mobilise significativement toute l'Asie du Sud. La zone de collision constitue donc un "laboratoire" pour la compréhension de l'évolution des zones de collision (Mascle et al., 2010). Elle fait l'objet de nombreuses études dont la compilation serait longue et sortirait du cadre de cette thèse. La Birmanie est située directement au sud de la syntaxe Est-Himalayenne, symbolisant l'extrémité orientale de la zone frontale de collision. L'histoire cénozoique de la Birmanie et l'évolution de la zone de collision sont donc intimement liées, et il sera fait fréquemment référence à cette zone dans ce travail.

Structure de la zone de collision

Les différentes unités géologiques de la zone de collision indo-asiatique sont schématiquement présentées en suivant un axe sud-nord sur la figure 4. On distingue :

- Le **bouclier Indien**, au sud, constitue le socle de l'ensemble continental indien, entré en collision avec l'Eurasie. Dans sa partie nord, le bouclier Indien est flexuré et occupé par un large bassin molassique de séries néogènes (**plaine Indo-Gangétique**, DeCelles et al., 1998).
- La chaîne Himalayenne constitue l'orogène de collision et se décompose en plusieurs unités structurales. Les **Siwaliks** au sud forment la zone de chevauchement frontale où les séries néogènes du bassin molassique sont mobilisées sous forme d'écailles (DeCelles et al., 2001). Le **Moyen Himalaya** chevauche les Siwaliks et est essentiellement constitué de séries protérozoiques, structurées par empilement de nappes (Mascle et al., 2010). Le **Haut Himalaya Cristallin** chevauche les unités précédentes et présente des unités métamorphiques de forte intensité. Enfin, le **Haut Himalaya Sédimentaire** (ou Téthys Himalaya) chevauche le Haut Himalaya Cristallin et est constitué de séries sédimentaires datées du Protérozoïque supérieur à l'Eocène moyen, déposées sur la marge passive indienne avant la collision (Yin, 2006).
- La **zone de suture Indus-Tsangpo** correspond à la suture entre les continents Indien et Eurasiatique, et présente principalement des faciès ophiolitiques. Elle est parcouru par la rivière **Tsangpo**, qui suit la suture, parallèle à la chaîne Himalayenne, avant d'obliquer dans la zone de syntaxe Est-Himalayenne, de devenir le fleuve **Brahmapoutre** et de se jeter dans le golfe du Bengale (Mascle et al., 2010).
- Au nord de la suture, s'étend le **plateau Tibétain**, qui, comme l'Indochine, est un agglomérat complexe d'unités géologiques d'affinité eurasiatique, ayant déjà acquis un relief relativement élevé avant la collision (Rowley et Currie, 2006; Dupont-Nivet et al., 2008; Wang et al., 2008). Le **terrane de Lhasa** constitue la première unité géologique du plateau Tibétain (Kapp et al., 2003). Il est bordé au sud par l'**arc Transhimalayen**, qui constitue l'ancienne chaîne andine de la zone de subduction/collision indo-asiatique et est formé de nombreuses intrusions (le **batholite du Gangdese**) et roches volcaniques (le **massif de Lingzizong** ; Chung et al., 2005; Ji et al., 2009). Plus au nord, l'arc Transhimalayen disparait, laissant place à des séries sédimentaires paléozoiques et mésozoiques intrudées par les plutons de la **ceinture plutonique du Nord-Tibet** (Northern Plutonic Belt ; Debon et al., 1986; Chu et al., 2006). Le terrane de Lhasa fait ensuite place aux **terranes de Qiangtang** (Kapp et al., 2003).

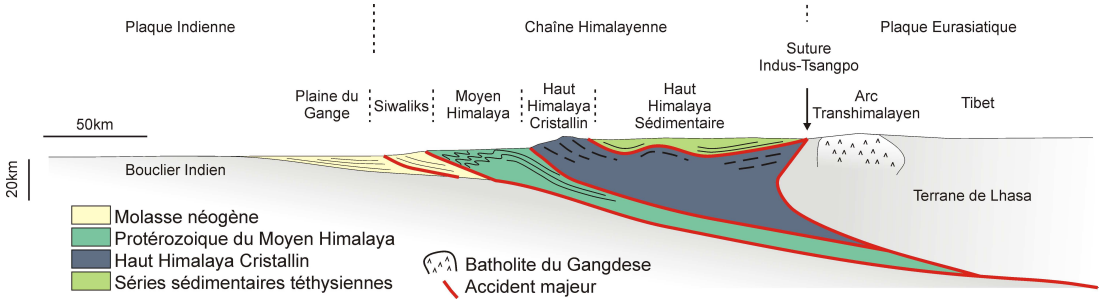


Figure 4. Coupe schématique de la chaîne Himalayenne (emplacement sur figure 1c), d'après Chung et al. (2005), Yin (2006) et Mascle et al. (2010).

Encart 2. **La collision indo-asiatique et l'Himalaya (2)**

Evolution cénozoique de la collision
L'évolution de la zone de collision est encore débattue et ne fait pas consensus (Chung et al., 2005; Yin, 2006; Xia et al., 2011). Parmi les étapes clés, on peut retenir :

Crétacé moyen à Eocène inférieur (≈ 160-55 Ma)	Subduction du domaine océanique de la Néo-Téthys séparant l'Inde et l'Asie sous la marge asiatique. Magmatisme transhimalayen.
Eocène moyen (≈ 55-45 Ma)	Début de la collision. Suture entre les plaques Indienne et Eurasiatique (processus échelonné sur plusieurs millions d'années, collision qui se propage d'ouest en est)
Eocène supérieur à Oligocène (≈ 45-30 Ma)	Diminution de la vitesse de convergence de la plaque Indienne, fin du volcanisme transhimalayen, rupture du slab océanique subducté et début de la surrection du plateau Tibétain (sur les reliques des reliefs hérités)
Oligocène à début du Miocène (≈ 30-18 Ma)	Perte de la racine lithosphérique de la marge asiatique, surrection plus intense, début de la formation de la chaîne Himalayenne.
Miocène (≈ 18-10 Ma)	Instabilité gravitationnelle due à la perte de la racine du terrane de Lhasa, le plateau Tibétain s'étend latéralement.
Miocène supérieur à nos jours (≈ 10-0 Ma)	Séparation des plaques Australienne et Indienne et variation de l'angle de la convergence. Extension du plateau Tibétain et formation du plateau Est-Tibétain.

La collision et l'extrusion controversée de l'Indochine
Suite à la collision indo-asiatique et la poussée de l'Inde vers le nord, l'ensemble des terranes d'Asie du Sud-Est (agglomérés au sein du **bloc de la Sonde**, ou Sundaland) migre vers l'est et effectue une rotation horaire par rapport à la Chine du Nord, jusqu'à former la péninsule sud-asiatique dans sa morphologie actuelle (Tapponnier et al., 1990). L'amplitude de l'extrusion du bloc de la Sonde hors de la zone de collision est le sujet d'un débat récurrent, dans lequel plusieurs modèles se distinguent. Dans les modèles à blocs rigides à extrusion dominante, le bloc de la Sonde se situe en position frontale de la collision, et est extrudé sur une grande distance (500 à 2000 km), avec une rotation horaire de l'ordre de 40 à 50 degrés (Replumaz et Tapponnier, 2003) ; la déformation résultante est confinée aux zones de décrochement (Tapponnier et al., 1986). Ces modèles proposent une vue élégante de la collision mais semblent en désaccord avec les données géologiques récemment accumulées : ils surestiment notamment l'envergure des décrochements en Asie du Sud-Est (Bertrand et Rangin, 2003; Curray, 2005) et l'envergure des angles de rotation des plaques (Richter et Fuller, 1996), et n'expliquent pas les surrections observées sur le terrain (Zhang et al., 2004). A l'opposé, d'autres modèles de déformation (comme les modèles à déformation diffuse d'England et Houseman, 1989, ou les modèles à flux de matière crustale de Cook et Royden, 2008) proposent une collision accomodée par la seule surrection du plateau Tibétain, avec un bloc de la Sonde immobile, présent à sa position actuelle dès le début du Tertiaire et ne connaissant pas d'extrusion. Enfin, de récents modèles "mixtes" proposent une vision intermédiaire, avec un bloc de la Sonde situé en marge de la zone de collision et subissant une extrusion et une rotation plus faibles (200 à 500 km d'extrusion pour environ 30° de rotation horaire), plus cohérentes avec les données récentes (Lee et Lawver, 1995; Morley, 2002, 2004, 2009; Hall, 2002, 2012; Hall et Morley, 2004).
On peut noter que la chronologie même de l'extrusion est débattue, ainsi que la durée de son activité (Oligocène ou Miocène : Leloup et al., 2001; Searle, 2006).

3 Le magmatisme en Birmanie

L'essentiel des marques du magmatisme passé en Birmanie se concentre sur la marge occidentale de la chaîne Sino-Birmane, du Tenasserim jusqu'au plateau Est-Tibétain, où le substratum des terranes de Sibumasu et Birman est intrudé par de nombreux batholites datés du Paléozoique au Miocène (Zaw, 1990; Barley et al., 2003; Searle et al., 2007, 2012). Ces derniers ont des appelations diverses (batholites de Bomi-Chayu, Dianxi-Burma, Chayu-Shama, Bomi-Ranwu ; e.g. Liang et al., 2008; Chiu et al., 2009; Ji et al., 2009) et résultent d'épisodes magmatiques distincts. Les plus anciens granites sont datés du Paléozoique supérieur, affleurent majoritairement au Yunnan et au pied du plateau Est-Tibétain et sont associés au magmatisme gondwanien de la phase post-panafricaine (Bender, 1983; Liu et al., 2009; Mitchell et al., 2012). Le second épisode magmatique s'étale sur tout le Jurassique et le début du Crétacé, et affecte toute la marge sino-birmane. Il résulte de la subduction de la Néo-Téthys entre les terranes de Sibumasu et Birman, et de la collision consécutive entre les deux terranes (Zaw, 1990; Searle et al., 2012; Mitchell et al., 2012). Du Crétacé à l'Eocène, deux arcs magmatiques aux caractéristiques géochimiques distinctes se mettent en place sur les reliques de l'arc jurassique : l'**arc de Wuntho-Popa**, relatif à la subduction de la plaque Indienne sous la plaque Birmane, et la **ceinture d'Etain** ou Western Tin Belt, dont l'origine, potentiellement relié a l'épisode Crétacé-Paléogène de surrection de la chaîne Sino-Birmane, est encore peu comprise (Zaw, 1990; Chen et al., 2002; Morley, 2004, 2009; Mitchell et al., 2012; Searle et al., 2012; Lin et al., 2012). L'arc de Wuntho-Popa est considéré comme l'extension est de l'arc Transhimalayen du Tibet (voir Encart 1), tandis que la ceinture d'Etain est associée à la ceinture plutonique du Nord-Tibet (Chiu et al., 2009; Mitchell et al., 2012; Lin et al., 2012; Ma et al., 2013). Le magmatisme néogène est résiduel, et correspond à quelques batholites relictuels de l'arc de Wuntho-Popa dont le mont Popa, au milieu de la plaine de l'Irrawaddy, est le représentant contemporain, ainsi que quelques épisodes de fusion partielle résultant de la surrection de l'escarpement Shan entre l'Eocène et le Miocene (Stephenson et Marshall, 1984; Bertrand et al., 1999, 2001; Maury et al., 2004; Mitchell et al., 2012).

4 Histoire sédimentaire du bassin de Birmanie centrale

Le bassin de Birmanie centrale contient d'épaisses séries sédimentaires cénozoiques qui présentent de fortes similitudes d'un sous-bassin à l'autre. Cette section propose une description de ses dépôts. Elle se focalise notamment sur deux sous-bassins, sujets de cette thèse : les sous-bassins de Minbu et de Chindwin (voir figure 5A).

4.1 Du Crétacé à l'Eocène

La sédimentation en Birmanie centrale commence au Crétacé supérieur (Maung Thein, 1973). La quasi totalité des dépôts entre le Crétacé et la fin de l'Eocène sont situés dans le sillon occidental, notamment dans les sous-bassins de Minbu et de Chindwin (Bender, 1983; Bertrand et Rangin, 2003). Durant cette

période, la chaîne Indo-Birmane n'est pas encore émergée, et la Birmanie centrale est donc ouverte à l'ouest sur la Néo-Téthys, puis sur l'océan Indien et le proto-golfe du Bengale (une fois l'Inde entrée en collision avec l'Asie). A l'est des sous-bassins, l'arc volcanique andéen de Wuntho-Popa s'étend le long du piémont de la chaîne Sino-Birmane (Mitchell, 1993; Mitchell et al., 2012). Le sillon occidental se situe donc en position d'avant-arc, et s'approfondit vers l'ouest, en direction de la zone de subduction, située approximativement à l'emplacement actuel de la chaîne Indo-Birmane.

Les premiers dépôts recouvrant le substratum du terrane Birman datent de l'Albien et consistent en des argiles marines indifférenciées avec de rares passages carbonatés. Ces argiles sont regroupées sous le nom de **formation de Kabaw** et sont déposées jusqu'au Paléocène inférieur (Bender, 1983). Les argiles de Kabaw sont recouvertes par les **conglomérats de Paunggyi**, qui représentent des dépôts molassiques grossiers, constitués de conglomérats et de grès épais. Ces dépôts molassiques témoignent d'un premier épisode d'exhumation et de décapement de la chaîne Sino-Birmane (Morley, 2004). On peut noter que Chhibber (1934) identifie des galets semblables aux schistes de Kanpetlet (coeur cristallin de la chaîne Indo-Birmane) dans les conglomérats de Paunggyi. Cette dernière observation suggère que le substratum du piémont de la chaîne Sino-Birmane d'alors était semblable au coeur cristallin de la chaine Indo-Birmane, et argue en défaveur du caractère allochtone du coeur cristallin (Acharyya, 2007a; Socquet et al., 2002).

Consécutif aux conglomérats de Paunggyi, le début du Paléogène, jusqu'à l'Eocène tardif, est marqué par un fort taux de sédimentation et par des dépôts molassiques successifs (Metivier et al., 1999). Ces dépôts ont été peu étudiés et leur datation est renseignée uniquement par l'identification de quelques foraminifères clés (Nagappa, 1959). Les dépôts de Birmanie centrale sont principalement constitués de faciès marins de faible profondeur et de faciès fluvio/deltaïques, tandis qu'au même moment des faciès turbiditiques plus profonds dominent à l'emplacement actuel de la chaîne Indo-Birmane (Maung Thein, 1973; United Nations, 1978; Allen et al., 2008; Bannert et al., 2011). Dans les sous-bassins de Minbu et de Chindwin, les marnes de la **formation de Laungshe** (Eocène inférieur) puis les grès estuariens de la **formation de Tilin** (Eocène inférieur à moyen) succèdent aux conglomérats de Paunggyi (United Nations, 1978; Bender, 1983).

De l'Eocène moyen jusqu'aux premiers temps de l'Oligocène, les dépôts du sillon occidental constituent un cycle regressif majeur, avec les dépôts marins peu profonds de la **formation de Tabyin** (Eocène moyen), les dépôts gréseux fluvio/deltaiques de la **formation de Pondaung** (Eocène moyen tardif : Bartonien), et les dépôts marins peu profonds de la **formation de Yaw** (Eocène supérieur à début de l'Oligocène ; voir chapitre 3 ; Maung Thein, 1973; Bender, 1983; Aung Naing Soe et al., 2002).

4.2 De l'Oligocène à nos jours

L'Oligocène est un tournant dans l'histoire sédimentaire de la Birmanie centrale. Les taux de sédimentation deviennent très faibles, les dépôts sont rares, voir manquants dans le sillon occidental, et les dépocentres migrent vers le sillon oriental, qui commence à s'ouvrir significativement (Metivier et al.,

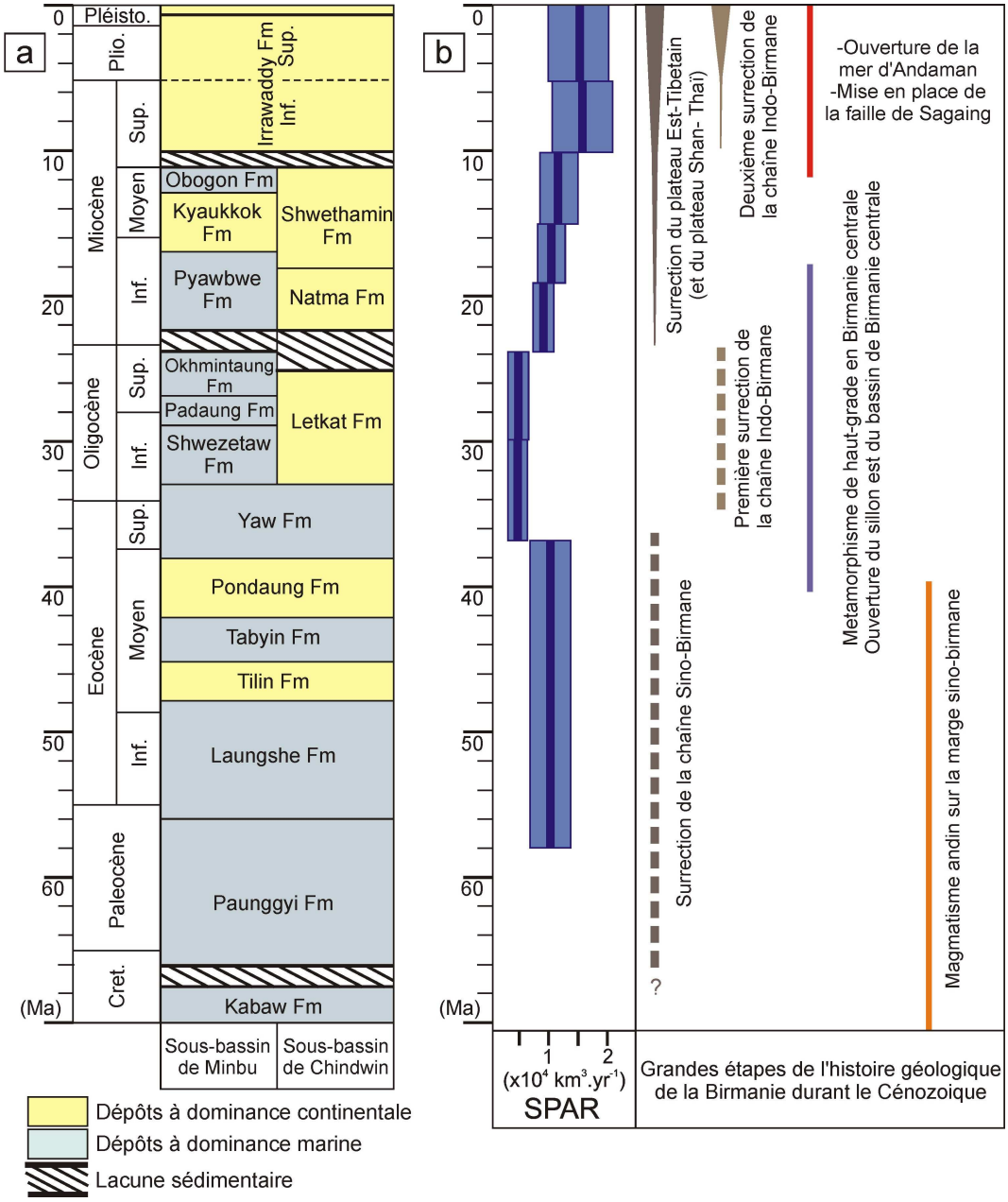


Figure 5. a) Log schématique des sous-bassins de Minbu et de Chindwin, d'après Bender (1983). b) Synthèse de l'histoire géologique de la Birmanie sur le Cénozoique, indiquant les principaux événements tectoniques ainsi que le taux d'accumulation (ou Sediment Phase Accumulation Rate, SPAR ; modifié d'après le travail de Metivier et al., 1999, après les récentes redatations des séries miocènes, e.g. Jaeger et al., 2011).

1999; Bender, 1983; Bertrand et Rangin, 2003). L'aspect lacunaire de l'Oligocène de Birmanie est partagé par d'autres zones du golfe de Bengale (Alam et al., 2003; Acharyya, 2007b) et est en partie causé par une intense régression du niveau de la mer (Haq et al., 1987; Muller et al., 2008). C'est durant cette période qu'a sans doute lieu le premier épisode de surrection de la chaîne Indo-Birmane et la fermeture de la Birmanie centrale vers le proto-golfe du Bengale (Allen et al., 2008).

Dans le sous-bassin de Chindwin, les dépôts oligocènes sont uniquement représentés par la **formation**

de Letkat, pauvrement datée, de faciès gréseux et conglomératiques. Dans le sous-bassin de Minbu, les dépôts oligocènes sont constitués de la **formation fluvio/deltaïque de Shwezetaw** (Oligocène inférieur), des argiles marines de la **formation de Padaung** (Oligocène inférieur à supérieur), et des dépôts de flysch de la **formation d'Okhmintaung** (Oligocène supérieur). La fin de l'Oligocène et le début du Miocène sont manquants dans tous le sillon occidental et forment un hiatus de durée inconnue (Bender, 1983; Pivnik et al., 1998). Les dépôts oligocènes du sillon oriental sont plus épais mais n'affleurent quasiment pas.

A partir du Miocène inférieur, la sédimentation redémarre de manière intense en Birmanie centrale, et les taux d'accumulation connaissent une pente croissante qui culmine au Pliocène (Metivier et al., 1999). Les dépôts de Birmanie du Miocène inférieur et moyen sont regroupés sont le nom de **groupe de Pegu** (Noetling, 1900; Pascoe, 1908; Maung Thein, 1973). Dans les bassins les plus méridionaux, le groupe de Pegu constitue une succession de depôts deltaïques progradant vers le sud et présentant plusieurs cycles transgressifs : les formations de Shwedaung, Taungtalon, Moza et Khabo dans le sous-bassin du Pegu Yoma (Khin et Myitta, 1999), les formations de Tumyaung, Kwingyaung et Kathabaung dans le sous-bassin du delta de l'Irrawaddy (United Nations, 1978), et les formations de Pyawbwe, Kyaukkok et Obogon dans le sous-bassin de Minbu (Pascoe, 1908; Pivnik et al., 1998). Plus au nord, les dépôts sont exclusivement fluviatiles : formations de Natma et de Shwetamin dans le sous-bassin de Chindwin (United Nations, 1978). Le groupe de Pegu est clôturé par une discordance majeure datée du Miocène supérieur et présente dans tout le bassin. Elle représente le premier épisode majeur d'une série d'inversions qui s'étend du Miocène supérieur à nos jours. Ces inversions créent plusieurs déformations locales, dont la surrection des séries du sous-bassin de Pegu Yoma, formant aujourd'hui un massif de faible altitude (Khin et Myitta, 1999).

Les derniers dépôts significatifs de Birmanie centrale sont regroupés sous le terme de **formation de l'Irrawaddy** et forment une série homogène de dépôts fluviatiles dont la base a été récemment datée entre 10 et 9 Ma (Chavasseau et al., 2006; Jaeger et al., 2011). On retrouve ces dépôts en couverture sur quasiment toute la surface de la plaine actuelle de l'Irrawaddy, et ils peuvent atteindre localement près de 5 km d'épaisseur (Pivnik et al., 1998). Ces dépôts sont contemporains de plusieurs épisodes d'inversion, avec la présence d'au moins une discordance au sein même de la formation de l'Irrawaddy (Bender, 1983; Pivnik et al., 1998). Des dépôts de terrasse bordent les rives actuelles du fleuve Irrawaddy et ont été associés aux épisodes glaciaires et interglaciaires pléistocènes (De Terra, 1939).

5 Synthèse de l'histoire géologique de la Birmanie

A la suite de l'accrétion du terrane Birman sur la marge indochinoise, l'histoire de la Birmanie peut être résumée en plusieurs étapes générales (voir figures 5b et 6) :

Crétacé supérieur à Eocène supérieur (≈ 120-40 Ma)	Subduction du domaine océanique indien sous la marge asiatique, à l'emplacement de la chaîne Indo-Birmane. Magmatisme andin (incluant l'arc de Wuntho-Popa) sur l'actuelle ceinture de Mogok. Dénudation de l'arc et dépôts d'avant-arc dans le bassin de Birmanie centrale. (voir figure 6a)
Eocène terminal à Miocène inférieur (≈ 40-20 Ma)	Interruption du magmatisme andin. Forte contrainte transverse sur le terrane Birman. Métamorphisme de haut grade sur le socle. Première surrection de la chaîne Indo-Birmane, subsidence des sous-bassins de Birmanie centrale en pull-apart, ouverture du sillon oriental. (voir figure 6b)
Miocène inférieur à supérieur (≈ 20-12 Ma)	Début de la surrection du plateau Est-Tibétain et exhumation de la ceinture de Mogok. Augmentation des taux de dénudation de la chaîne Sino-Birmane. Occupation de la Birmanie centrale par un réseau de drainage d'axe nord-sud.
Miocène supérieur (≈ 12-10 Ma)	Début de l'ouverture de la mer d'Andaman et mise en place de la faille de Sagaing. Première épisode d'inversion du bassin de Birmanie centrale. (voir figure 6c)
Miocène supérieur à Pliocène (≈ 10-2 Ma)	Dragage vers le nord de la microplaque birmane, décrochement le long de la faille de Sagaing. Augmentation des taux de sédimentation en Birmanie centrale (formation de l'Irrawaddy), entrecoupée d'épisode d'inversion. Forte surrection des parties nord de la chaîne Sino-Birmane (Yunnan, plateau Est-Tibétain). Début du deuxième épisode de surrection de la chaîne Indo-Birmane. (voir figure 6d)
Pliocène à nos jours (≈ 2-0 Ma)	Accélération massive de la surrection de la chaîne Indo-Birmane.

L'envergure du mouvement de la microplaque Birmane vers le nord, par rapport au bloc de la Sonde le long de la faille de Sagaing, est discutée (200 à 1000 km, cf. section 2.2). Sa rotation, liée à l'extrusion et la rotation du bloc de la Sonde, est supposée similaire à celle de l'ensemble indochinois, de l'ordre de 30 degrés dans le sens horaire (voir Encart 2, Richter et Fuller, 1996; Benammi et al., 2002).

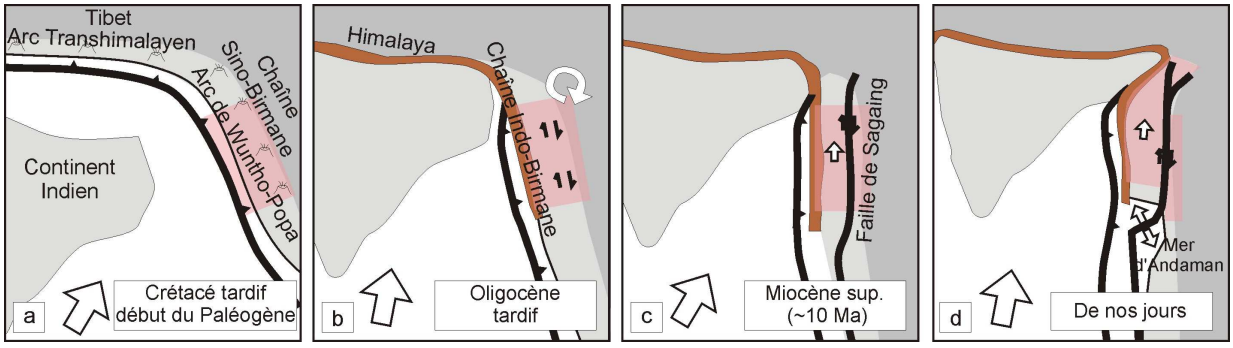


Figure 6. Evolution schématique de la Birmanie au cours du Cénozoique en quatre étapes. La zone d'étude (Birmanie centrale, chaînes Indo-Birmane et Sino-Birmane adjacentes) est symbolisée par un carré rose.

6 La Birmanie et la syntaxe Est-Himalayenne : enjeux

L'histoire cénozoique de la Birmanie est bien moins connue chronologiquement que celle de la zone de suture indo-asiatique (cf. encart 2) due au faible nombre d'études qui lui sont consacrées. Néanmoins,

son importance est critique dans la compréhension de l'évolution de la collision, du fait de sa position particulière, au sud de la syntaxe Est-Himalayenne. La syntaxe Est-Himalayenne est une zone à structure complexe, dont le décryptage peut nous permettre de définir précisément la nature et la chronologie de la déformation globale de l'Asie du Sud-Est consécutive de la collision (Hallet et Molnar, 2001; Socquet et Pubellier, 2005). Elle est formée par trois mécanismes distincts, dont l'envergure est discutée :

- L'extrusion vers l'est et la rotation horaire du bloc de la Sonde et la déformation résultante (cf. encart 2) ;
- Un flux de matière crustal résultant de l'effondrement du plateau Tibétain depuis le Miocène inférieur. Ce flux, qui suit une rotation horaire à l'angle de la zone de suture, est à l'origine des hauts reliefs de la zone de syntaxe (Cook et Royden, 2008; Maurin, 2009) ;
- La remontée de la microplaque Birmane, en suivant le mouvement de la plaque Indienne, depuis la mise en place de la faille de Sagaing dont les terminaisons aboutissent dans la zone de syntaxe (Socquet et Pubellier, 2005).

Le rapprochement du cours des fleuves Salween, Mékong et Yangtze dans la zone de syntaxe (côté chinois ; zone aussi appelée **zone des trois rivières**), ainsi que la courbure générale de leur cours, ont conduit Hallet et Molnar (2001) à proposer deux épisodes successifs de déformation suite à l'indentation de l'Inde : un premier épisode de rétrécissement (de l'ordre de 50%), orienté radialement autour de la zone de syntaxe, puis une forte déformation dextre. Ces déformations successives ne semblent néanmoins pas la cause première de la surrection mio-pliocène du plateau Est-Tibétain, imputée à un flux de matière crustale profonde issu du Tibet central et constituant un troisième épisode de déformation distinct (Royden et al., 1997, 2008). En réponse aux travaux de Hallet et Molnar (2001), Clark et al. (2004) contestent l'existence des deux premiers épisodes de déformation, et suggèrent que l'étrange rapprochement du cours des fleuves dans la zone des trois rivières, ainsi que leur singulière courbure, ne seraient pas hérités de la déformation crustale horizontale du Tibet, mais résulteraient de pertes de drainage et de captures successives suite à la surrection mio-pliocène du plateau Est-Tibetain. Parmi les scénarii proposés, Clark et al. (2004) proposent l'existence, avant la formation de la syntaxe Est-Himalayenne, d'un large drainage orienté est-ouest, captant les bassins de drainage actuels du Tsangpo, du Salween, du Mékong et d'une partie du Yangtze, et se jetant à l'actuelle embouchure de la Rivière Rouge. Clark et al. (2004) suggèrent que le Tsangpo ait pu être capté par l'Irrawaddy et se jeter en Birmanie centrale lors de la progressive déconnection du drainage de cette "Méga Rivière Rouge". Les études de provenance des sédiments du golfe du Tonkin par Clift et al. (2006, 2008b) et Hoang et al. (2009) ont toutes infirmé l'existence d'une Méga Rivière Rouge, mais suggèrent l'existence d'un "Méga Irrawaddy" au Paléogène, captant les drainages du Tsangpo, du Salween et du Mékong. L'idée n'est pas nouvelle, car le virage de 180° que subit le Tsangpo dans la zone de syntaxe Est-Himalayenne, avant de devenir le Brahmapoutre, jure parmi les formes communes de bassin de drainage (Brookfield, 1998). Dès les années 1940, Stamp proposait un captage du Tsangpo par l'Irrawaddy avant la surrection de la chaîne Indo-Birmane (Stamp, 1940). L'existence d'une telle connection au Paléogène changerait significativement notre vision de l'évolution

de la zone d'orogène : additionner le volume sédimentaire de Birmanie à celui des marges directes de l'orogène augmenterait considérablement notre appréciation de la dénudation de la zone de collision au Paléogène, et remettrait en cause les scénarii d'exhumation développés jusqu'alors (Metivier et al., 1999; Clift, 2006). Plusieurs études récentes ont cherché à déterminer l'existence d'une telle connection par des études isotopiques de provenance du sédiment birman, en essayant d'identifier dans le sédiment une potentielle "empreinte isotopique" tibétaine (Liang et al., 2008; Robinson et al., 2014). Leurs résultats sont néanmoins controversés car toutes les unités géologiques de la zone de drainage actuel du Tsangpo (i.e. la zone de suture) présentent des analogues en Birmanie, aux caractéristiques lithologiques (et isotopiques) similaires (Mitchell et al., 2012; Ma et al., 2013).

L'étude des sédiments cénozoiques du bassin de Birmanie centrale est donc d'un intérêt majeur. Une étude de provenance détaillée, basée sur des techniques innovantes et sur les récentes études de la l'Asie du Sud-Est présentées dans ce chapitre (e.g. Bannert et al., 2011; Hall, 2012; Lin et al., 2012; Searle et al., 2012; Mitchell et al., 2012; Metcalfe, 2013; Ma et al., 2013) devrait permettre d'explorer la possibilité d'une connection Tsangpo-Irrawaddy, de mieux définir temporellement l'évolution générale du drainage asiatique, et ainsi préciser l'histoire de l'élaboration de la syntaxe Est-Himalayenne.

Chapitre 2

l'Eocène moyen à final (47-34 Ma) : repères tectoniques, paléontologiques et climatiques

1 Cadre chronologique

Seconde des cinq époques du Cénozoique, l'Eocène et est communément divisé en quatre périodes : l'Yprésien ou Eocène inférieur (56.0 à 47.8 Ma), le Lutétien (47.8 à 41.3 Ma) et le Bartonien (41.3 à 37.8 Ma), aussi regroupés sous le nom d'Eocène moyen, et enfin le Priabonien (37.8 à 33.9 Ma) ou Eocène supérieur. Les limites entre chaque période sont encore discutées et ont varié significativement au cours des dix dernières années (jusqu'à ± 1 Ma), particulièrement pour la limite Bartonien/Priabonien, qui n'est pas encore définitivement fixée (Gradstein et al., 2012; I.C.S., 2013).

L'Eocène inférieur est marqué par l'ouverture grandissante de l'Atlantique Nord et la séparation conséquente entre l'Amérique du Nord, le Groenland et l'Europe (Muller et al., 2008; Seton et al., 2012). L'ensemble de l'Eocène est aussi marqué par la lente fermeture de l'océan Néo-Téthys, avec la disparition de sa partie orientale par la collision indo-asiatique (cf. encart 2), et le rapprochement de l'Europe et de l'Afrique dans sa partie occidentale (Seton et al., 2012).

La deuxième partie de l'Eocène, du Lutétien au Priabonien est marquée par l'ouverture définitive de l'océan Antarctique, avec la lente séparation de l'Australie du continent Antarctique et l'ouverture progressive du passage de Drake entre l'Amérique du Sud et l'Antarctique (Scher et Martin, 2006). Ce deuxième temps de l'Eocène, souvent nommée Eocène "Doubthouse", constitue une période bien distincte, aussi bien climatiquement que biogéographiquement (Miller et al., 1991). Ce deuxième temps est l'objet principal de ce chapitre, avec une attention particulière sur son enregistrement asiatique (section 4).

2 Le climat de l'Eocène : du Greenhouse au Doubthouse

L'éocène est encadré par deux événements climatiques majeurs : le **Maximum thermique tardi-Paléocène** à 56.0 Ma (Paleocene-Eocene Thermal Maximum, ou PETM) et la grande glaciation de la

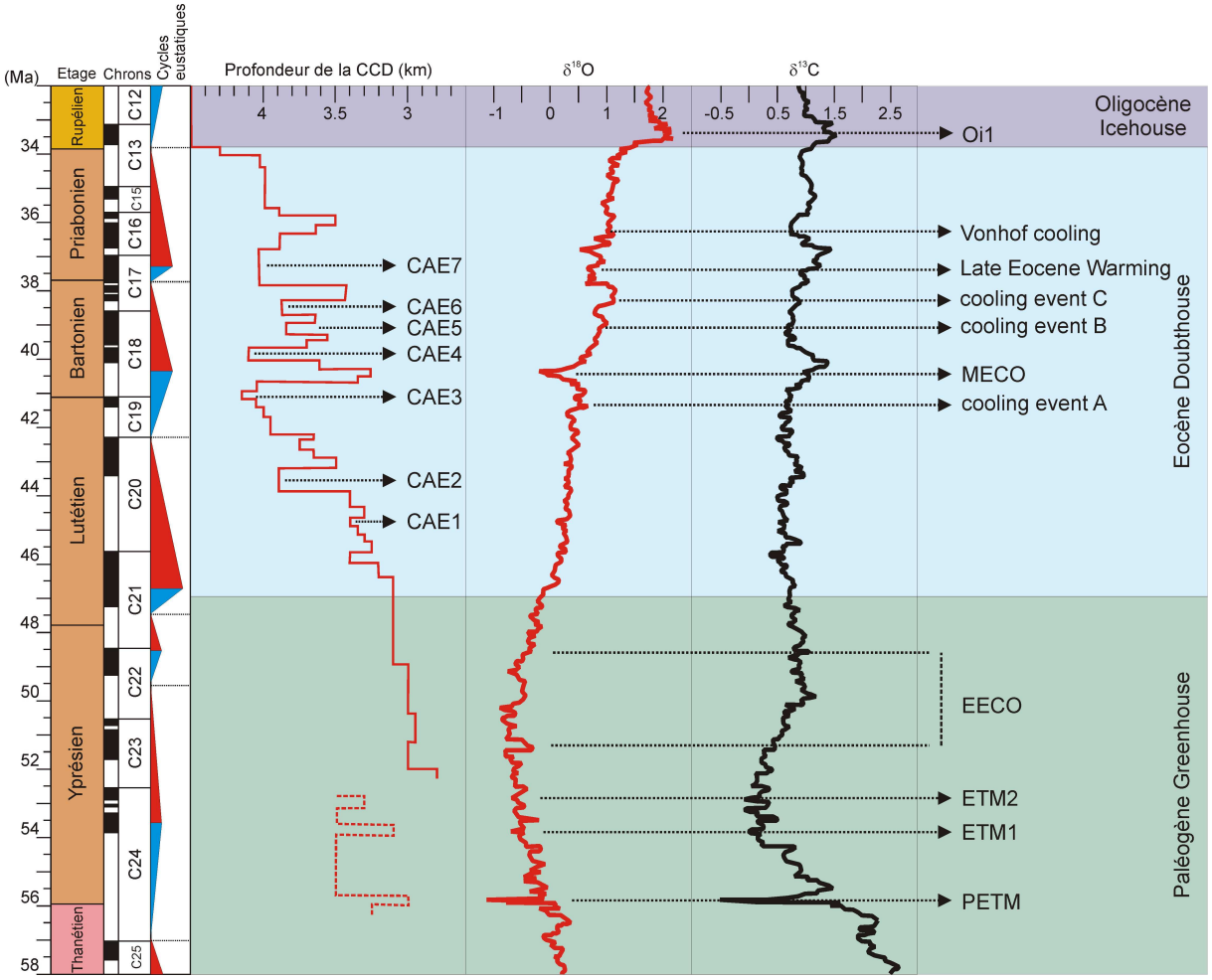


Figure 7. Polarité magnétique, cycles eustatiques, profondeur de compensation en carbonates (CCD), $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques d'eau profonde et événements climatiques majeurs de l'Eocène (compilation des données isotopiques, magnétostratigraphie, cycles eustatiques et datations d'après Gradstein et al., 2012 ; profondeur de la CCD d'après Palike et al., 2012, redatée sur l'échelle magnétostratigraphique de Gradstein et al., 2012 ; événements climatiques : voir le texte principal pour les références et la signification des abbréviations).

transition Eocène-Oligocène à 33.9 Ma. Le PETM est un événement hyperthermal de courte durée (100 à 400 ka), caractérisé par une augmentation de la température globale de l'ordre de 5 degrés, et associé à plusieurs extinctions et dispersions fauniques (Smith et al., 2006; Sluijs et al., 2007; Zachos et al., 2008). La transition Eocène-Oligocene est délimitée par un brusque épisode de refroidissement de près de 4 degrés sur 400 à 600 ka (aussi appelé Oi-1, ou Eocene-Oligocene Glacial Maximum, EOGM) et marque la mise en place définitive d'une large calotte glaciaire antarctique stable (Zachos et Kump, 2005; Pfuhl et McCave, 2007; Coxall et Pearson, 2007; Miller et al., 2008).

L'histoire climatique globale de l'Eocène suit un scénario complexe avec pour trame de fond le passage d'une Terre en Greenhouse au début de l'Eocène à une Terre glaciaire en Icehouse au début de l'Oligocène (Zachos et al., 2001). Cette lente évolution suit une diminution générale de la pression partielle de CO_2 atmosphérique (pCO_2 ; Pagani et al., 2005, 2011; Zachos et al., 2008), néanmoins rythmée par

de nombreuses pulsations courtes à l'origine d'événements hyperthermaux répétés au début de l'Eocène (Sexton et al., 2011). On distingue l'**Eocène Greenhouse** au climat chaud et humide (Yprésien à début du Lutétien), de l'**Eocène Doubthouse**, au climat plus contrasté et marqué par le début de la formation de calottes glaciaires réduites (Lutétien, Bartonien et Priabonien ; Palike et al., 2012). La transition entre l'Eocène Greenhouse et Doubthouse n'est pas clairement définie et constitue un phénomène s'étalant sur plusieurs millions d'années au début du Lutétien.

2.1 Du PETM au Lutétien : l'Eocène Greenhouse

L'Eocène Greenhouse est caractérisé par un effet de serre intense et de fortes températures. A la suite du PETM, le début de l'Yprésien est marqué par une période de 2 millions d'années, débutant à approximativement 52 Ma, et présentant les plus hautes températures des derniers 80 Ma : l'**Optimum climatique de l'Eocène inférieur** (Early Eocene Thermal Maximum, ou EETM ; Zachos et al., 2008). Cette période est caractérisée par un faible gradient de température entre l'équateur et les pôles, avec des températures relativement élevées dans les zones polaires (10-15 degrés de température moyenne annuelle ; Greenwood et Wing, 1995; Dingle et Lavelle, 1998; Poole et al., 2005; Speelman et al., 2010). Après l'EETM, la lente diminution de la température globale est principalement due au déclin des températures des hautes latitudes (Francis et Poole, 2002; Pearson et al., 2007; Eldrett et al., 2009; Woodburne et al., 2009). Elle est associée la diminution long-terme de la pCO_2, néanmoins rythmée par des événements hyperthermaux répétés jusqu'à l'Eocène moyen (aussi appelé Eocene Thermal Events, ou ETM ; voir figure 7). Ces hyperthermaux correspondent à des augmentations de la température globale de l'ordre de 2 à 5 degrés et coïncident avec les maxima d'excentricité (Lourens et al., 2005). Leur origine est mal comprise et fortement discutée : relachements d'hydrate de méthane océanique contrôlés par des seuils de température (Lourens et al., 2005), relâchement de carbone dissous dus à des variations de la ventilation des fonds océaniques (Sexton et al., 2011), variation de l'extension des tourbières continentales contrôlée par l'intensité de la mousson et de la saisonnalité globale (Zachos et al., 2010). On peut noter que le PETM, par sa soudaineté et son amplitude, semble être d'une origine bien distincte, encore mal comprise (Stap et al., 2010; Zachos et al., 2010).

2.2 Du Lutétien à la Transition Eocène-Oligocène : l'Eocène Doubthouse

Le terme de Doubthouse pour la seconde partie de l'Eocène, introduit par Miller et al. (1991), reflète l'incertitude sur la véritable extension des calottes polaires pendant cette période. Des calottes polaires éphémères en Antarctique semblent avoir existé pendant le Crétacé et le début du Paléogène, mais ces dernières étaient vraisemblablement de petite envergure et restreintes à l'intérieur des terres autour de la chaîne Transantarctique (Miller et al., 2008). La calotte antarctique prend une importance singulière à partir du début du Lutétien, où elle atteint ponctuellement les zones côtières (Browning et al., 1996; Miller et al., 2008). L'extension glaciaire influence significativement le niveau eustatique à partir de 43-42 Ma et témoigne de l'envergure des calottes à cette période. Cette corrélation est moins sûre pour la

période 47-43 Ma (Browning et al., 1996). Le Doubthouse est aussi caractérisé par des variations amples et répétées du seuil de compensation des carbonates (ou Carbonate Compensation Depth, CCD) résultant en de grandes accumulations de carbonates (Sept **Carbonate Accumulation Events** ou CAE pendant le Doubthouse ; voir figure 7 ; Lyle et al., 2005; Palike et al., 2012). Ces variations sont mal comprises et sans doute dues à une modification significative des modes de l'altération continentale et du transport du carbone dans les océans (Palike et al., 2012). Le plus important CAE, à la fin du Lutétien (CAE-3, 41.5 Ma), est associée à une diminution significative de la température globale (ou cooling event A ; Lyle et al., 2005; Villa et al., 2008).

Le début du Bartonien, à la suite du CAE-3, est caractérisé par un événement hyperthermal important, plus long et plus chaud que les hyperthermaux de l'Eocène inférieur : l'**Optimum climatique de l'Eocène moyen** à environ 40.5 Ma (ou Middle Eocene Climatic Optimum, MECO ; Bohaty et al., 2009; Edgar et al., 2010). Le MECO dure entre 500 et 750 ka et est associé à une très forte remontée de la CCD, à une augmentation graduelle de la température globale de 4-6 degrés puis à un retour brutal aux températures pré-MECO (Bohaty et Zachos, 2003; Edgar et al., 2010; Palike et al., 2012). Son origine, encore peu comprise, est attribuée à une multiplication par 2 à 3 de la pCO_2, sans doute liée à un dégazage métamorphique ou volcanique (Bohaty et Zachos, 2003; Bohaty et al., 2009; Bijl et al., 2010).

La période entre le MECO et la transition Eocène-Oligocène est caractérisée par plusieurs refroidissements successifs toujours plus intenses (cooling events B et C entre 38 et 36 Ma ; voir figure 7 ; Villa et al., 2008; Abels et al., 2011), puis par un dernier événement hyperthermal à 36 Ma d'origine inconnue (Late Eocene Warming ; Bohaty et Zachos, 2003). Ce réchauffement se termine par un épisode de refroidissement significatif : le refroidissement de Vonhof, à approximativement 35.5 Ma (Vonhof Cooling ; Vonhof et al., 2000; Bohaty et Zachos, 2003; Villa et al., 2008). Entre le refroidissement de Vonhof et la fin de l'Eocène (1.5 Ma de durée), le climat semble se réchauffer légèrement mais présente un caractère instable avant la glaciation finale de la transition Eocène-Oligocène (Villa et al., 2008).

3 Géographie du Doubthouse

3.1 Paléogéographie mondiale

La période qui s'étend de l'Eocène moyen à la transition Eocène-Oligocène ne présente pas une paléogéographie figée. L'Asie vit une grande phase de déformation, résultant de la collision indo-asiatique. Plusieurs reconstructions paléogéographiques existent pour l'Eocène, et varient fortement en fonction du modèle de déformation privilégié pour la zone de collision (cf. Encart 2). Les modèles paléogéographiques de Hall (2002, 2012), de Morley (2002, 2004, 2009) et de Hall et Morley (2004) portent une attention particulière à la Birmanie, sont en accord avec la plupart des données paléomagnétiques récemment accumulées sur la zone et seront donc utilisés dans tout le manuscrit. Une carte de la paléogéographie pendant le MECO, à approximativement 40 Ma, est présentée en figure 8.

L'Europe de l'Eocène moyen à terminal forme un vaste archipel (Franzen, 2003). Elle est séparée de

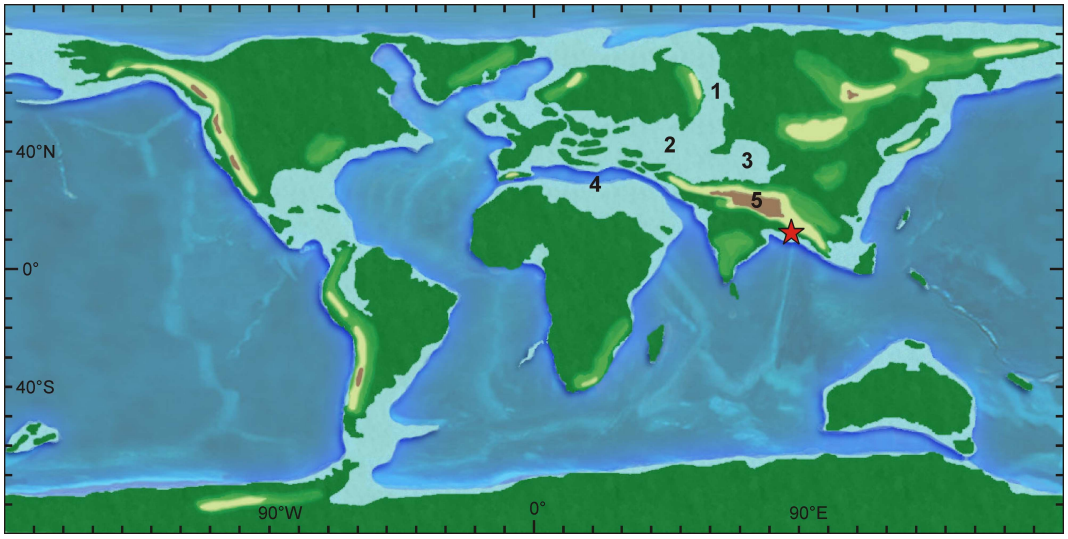


Figure 8. Carte du monde à l'Eocène moyen à approximativement 40 Ma (projection rectangulaire). D'après Rogl (1999), Muller et al. (2008), Seton et al. (2012), Blakey (2011) et Hall (2012). Etoile : Emplacement approximatif de la Birmanie centrale. 1 : Détroit de Turgaï. 2 : Paratéthys. 3 : Mer du Tarim. 4 : Néo-Téthys. 5 : proto-Tibet.

l'Asie de l'Est par le détroit de Turgaï, mer épicontinentale reliant l'Arctique à la Paratéthys, jusqu'à la fin de l'Eocène (Rogl, 1999). La Néo-Téthys forme encore une large étendue océanique et sépare l'Europe et l'Afrique. La zone de collision indo-asiatique connait une évolution rapide durant l'Eocène moyen et final, avec :

- la surrection de la chaîne Himalayenne et le rejeu des reliefs tibétains à partir de l'Eocène moyen, avec une envergure contestée (Rowley et Currie, 2006; Dupont-Nivet et al., 2008; Wang et al., 2008, 2010) ; les reliefs sino-birmans semblent avoir rejoué pendant la même période (voir chapitre 1 ; Metivier et al., 1999; Morley, 2004) ;
- l'assèchement de la mer d'avant-pays entre l'Inde et la zone de collision au Lutétien, vers 43 Ma (DeCelles et al., 1998; Najman et al., 2005) ;
- l'assèchement définitif du Bassin du Tarim vers 37 Ma, formant auparavant une avancée maritime de la Parathéthys jusqu'en Chine, en arrière de la zone de collision indo-asiatique (Bosboom et al., 2011).

Encart 3. **L'apparition des primates anthropoïdes à l'Eocène moyen**

Les anthropoïdes (groupe Anthropoidea) constituent un groupe monophylétique de primates fossiles et actuels, dont les formes modernes se divisent entre platyrrhiriniens (ou "singes du nouveau monde", incluant les ouistitis, les tamarins ou les capucins, présents originellement en Amérique du Sud) et catarrhiniens (ou "singes de l'ancien monde", incluant les cercopithecoïdes, comme le babouin et le macaque, et les hominoïdes, comme le gorille et l'homme, tous présents originellement en Eurasie et en Afrique ; Williams et al., 2010). La séparation entre platyrrhiniens et catarrhiniens remonte à la fin de l'Eocène, après un épisode isolé de colonisation de l'Amérique du Sud par des primates anthropoïdes basaux issus d'Afrique (voir section 3.2).

Les premiers primates du registre fossile forment plusieurs groupes distincts qui apparaissent entre le Paléocène terminal et l'Eocène moyen, avant l'apparition des premiers anthropoïdes : les adapiformes, omomyiformes et les tarsiiformes, ces derniers considérés comme le groupe frère des anthropoïdes (Miller et al., 2005; Seiffert, 2012). *Altiatlasius*, du Paléocène terminal du Maroc, a longtemps été considéré comme le plus basal des anthropoïdes, mais son caractère fragmentaire et primitif permet de nombreuses interprétations incluant une affinité avec les (non-primates) plésiadapiformes (Sigé et al., 1990; Seiffert et al., 2005; Chaimanee et al., 2012). *Anthrasimias*, de l'Eocène inférieur d'Inde, a été initialement décrit comme un anthropoïde, mais a été récemment réattribué aux adapiformes (Bajpai et al., 2008; Gunnell et al., 2008; Rose et al., 2009). Les plus anciens anthropoïdes découverts à ce jour et d'affinité non discutable viennent des dépôts lutétiens de Chine centrale, datés à 45 Ma (fissures de Shanghuang, province de Jiangsu, Beard et al., 1994). Une faune diverse d'anthropoïdes a été identifiée sur différents sites du Bartonien de Chine (formation de Heti, province de Shanxi, Beard et al., 1996) et de Birmanie (formation de Pondaung, Pilgrim, 1927; Colbert, 1937; Ba Maw et al., 1979; Jaeger et al., 1999). L'ancienneté de ces anthropoïdes, leur diversité et le caractère basal de leur morphologie suggèrent fortement une origine asiatique pour le groupe (Jaeger et al., 1999; Williams et al., 2010; Chaimanee et al., 2012; Seiffert, 2012). Parmi les sites éocènes à anthropoïdes d'Asie, on compte aussi l'Eocène terminal de Thaïlande (bassin de Krabi, Chaimanee et al., 1997, 2013). On classe les anthropoïdes asiatiques éocènes en trois grandes familles : les amphipithécidés (genres *Amphipithecus*, *Myanmarpithecus*, *Ganlea*, *Pondaungia* de Birmanie, *Siamopithecus* et *Krabia* de Thaïlande), les éosimiidés (genres *Phenacopithecus* de Chine, *Eosimias* de Chine et de Birmanie, *Bahinia* de Birmanie) et les afrotarsiidés (genre *Afrasia* de Birmanie) dont l'appartenance aux anthropoïdes est néanmoins discutée (Seiffert, 2012). Les séries oligocènes inférieures du Pakistan ont aussi délivré des éosimiidés et des amphipithecidés, à l'affinité plus discutée (Marivaux et al., 2005a; Coster et al., 2013). Les anthropoïdes disparaissent ensuite du registre fossile asiatique, avant de réapparaître au Miocène suite à un épisode de dispersion en provenance d'Afrique (Harrison et Yumin, 1999).

Les anthropoïdes du registre fossile africain apparaissent pour la premier fois dans le Bartonien terminal de Lybie (chron 18n, vers 39 Ma ; Jaeger et al., 2010), puis sont ensuite retrouvés dans les séries bartoniennes terminales à priaboniennes d'Algérie (DeBonis et al., 1988) et d'Egypte (Seiffert et al., 2005). On les distingue communément en quatre grandes familles : les oligopithecidés (genres *Catopithecus* d'Egypte et *Talahpithecus* de Lybie), les parapithecidés (genres *Biretia* d'Algerie, de Lybie et d'Egypte, *Arsinoea* et *Abuqatrania* d'Egypte), les proteopithecidés (genres *Proteopithecus* et *Serapia* d'Egypte) et les afrotarsiidés (genre *Afrotarsius* d'Egypte et de Lybie). La présence d'afrotarsiidés très similaires dans le Bartonien terminal de Lybie et de Birmanie suggère une expansion des anthropoïdes d'Asie vers l'Afrique peu avant le Bartonien terminal, probablement durant le MECO (Chaimanee et al., 2012).

Parmi les caractéristiques (autres qu'anatomiques) partagées par tous les anthropoïdes éocènes, on peut noter leur taille réduite comparée à celles des anthropoïdes modernes (Williams et al., 2010) : de 50 à 700 grammes pour les afrotarsiidés, les éosimiidés et les parapithecidés, jusqu'à 2 kilos pour les oligopithecidés et les proteopithecidés, et jusqu'à 7-8 kilos pour les amphipithecidés (qui font figure d'exception ; Kay et al., 2004). Les anthropoïdes éocènes sont considérés comme ayant un mode de vie diurne arboricole, relativement actif (Williams et al., 2010). Ils possèdent une alimentation variée, à base d'insectes pour les plus petits (afrotarsiidés, éosimiidés), de fruits pour les individus de taille intermédiaire, et d'éléments coriacés (noix, racines) pour les plus gros amphipithecidés ; on peut noter l'absence d'espèces folivores avant l'Eocène tardif, exceptées pour les plus petites d'entre elles (Kirk et Simons, 2001; Ramdarshan et al., 2010).

En Amérique du Nord, la cordillère connait une surrection substantielle, spécialement dans sa partie sud-ouest (Mix et al., 2011; Cather et al., 2012). L'Amérique du Sud, quant à elle, ne présente pas de changement géomorphologique significatif sur la période considérée, la surrection andine commençant à l'Oligocène, tout comme en Afrique, où le développement du rift Est-Africain est plus tardif (Sepulchre et al., 2006; Hoorn et al., 2010). L'Antarctique est isolé de l'Amérique du Sud par un mince corridor maritime qui préfigure le futur passage de Drake, qui s'ouvre définitivement à la fin de l'Eocène (Woodburne et Case, 1996; Reguerro et al., 2002; Scher et Martin, 2006). L'Australie est elle aussi séparée par un corridor maritime à l'emplacement actuel de la mer de Tasman et de l'océan Antarctique, ouvert à l'Eocène tardif (Woodburne et Case, 1996; Scher et Martin, 2006).

3.2 Provinces biogéographiques

Avant le Doutbouse, l'Eocène inférieur est une période de grande diversification mammalienne et d'apparition de nombreux groupes de mammifères modernes (Bininda-Emonds et al., 2007; Woodburne et al., 2009). Cette diversification prend racine au PETM, avec un grand épisode de dispersion mondiale des faunes mammaliennes, favorisé par l'avancée de niches subtropicales jusqu'aux très hautes latitudes où le détroit de Béring et le Groenland connectent encore l'Amérique du Nord, l'Asie et l'Europe (Bowen et al., 2002; Smith et al., 2006; Beard, 2008). Le PETM voit l'apparition des premiers périssodactyles, artiodactyles, primates et carnivores hyenodontidés du registre fossile nord-américain (Bowen et al., 2002). A la même période, un potentiel échange faunique entre l'Afrique et les autres continents, malgré la largeur de la Néo-Téthys, est aussi proposé (Tabuce et Marivaux, 2005; Gheerbrant et Rage, 2006). L'Optimum climatique de l'Eocène inférieur semble avoir ensuite favorisé la diversité de la flore tropicale et la multiplication des niches écologiques, résultant en une augmentation de la diversité mammalienne en l'absence de grand épisode de migration (Wing et al., 2005; Woodburne et al., 2009).

L'Eocène Doubthouse est une période aux échanges plus rares. On peut distinguer durant cette période sept grandes provinces biogéographiques :

- **l'Asie** présente une dynamique faunique importante pendant le Doubthouse (Jaeger et al., 1999; Tsubamoto et al., 2004), avec l'apparition de quelques groupes phares comme les suidés, les anthracothères ou les anthropoïdes (cf. encart 3 ; Beard et al., 1994; Lihoreau et Ducrocq, 2007). La région et le point de départ de nombreuses dispersions mondiales (Woodburne et Swisher, 1995; Tabuce et Marivaux, 2005). On distingue communément trois grandes sous-provinces géographiques asiatiques : la province indo-pakistanaise, la province sud-est asiatique et la province nord asiatique (Tsubamoto et al., 2004). La **province indo-pakistanaise** (ou d'Asie du Sud) regroupe l'Inde, le Pakistan et les contreforts himalayens, et est connectée au continent eurasiatique depuis l'Eocène inférieur, suite à la collision indo-asiatique. Peu après le PETM, la faune de cette région a été colonisée par un grand nombre d'espèces d'affinité asiatique (Jaeger et al., 1989; Clyde et al., 2003; Marivaux et al., 2006; Rust et al., 2010; Clementz et al., 2011). En contrepartie, seule une faible partie du biota indien pré-collision semble s'être dispersé en Asie (dispersion "out of In-

dia", principalement florale, avec probablement la dispersion des dipterocarpacées ; Morley, 2000; Bossuyt et Milinkovitch, 2001; Dutta et al., 2011). La faune de mammifères de la province indo-pakistanaise semble néanmoins développer un certain endémisme pendant l'Eocène moyen et final (Gunnell et al., 2008). La **province sud-est asiatique** forme une seconde province biogéographique et regroupe la péninsule Indochinoise et la Chine du Sud ; documentée par quelques rares sites fossilifères, en Chine du Sud et en Thaïlande, la zone est marquée un endémisme significatif du aux reliefs hérités (Russel et Zhai, 1987; Ducrocq et al., 1995). Enfin, la **province nord asiatique** associe la Chine du Nord, la Mongolie et la Sibérie ; sa faune commence à se distinguer significativement de l'Asie du Sud-Est à partir de la fin de l'Eocène moyen (Tsubamoto et al., 2004). On peut noter que la Birmanie se situe à l'interface géographique entre les trois grandes sous-provinces biogéographiques, et que sa faune fossile présente une forte composante des provinces sud-est asiatique et indo-pakistanaise (Tsubamoto et al., 2004; Métais et al., 2007).

- **L'Afrique** présente un très fort endémisme durant la période et semble isolée du reste du monde due à la présence de la Néo-Téthys (Gheerbrant et Rage, 2006). On compte néanmoins plusieurs échanges avec l'extérieur, avec l'apparition dans le registre fossile africain de taxa d'affinité asiatique : artiodactyles anthracothères, primates anthropoïdes, rongeurs anomaluridés et hystricognathes (Coster, 2010). On peut noter que ces dispersions sont unidirectionnels, toujours de l'Asie vers l'Afrique (si ce n'est pour les rongeurs anomaluridés, dont l'origine africaine ou asiatique est encore discutée ; Marivaux et al., 2005a). L'hypothèse de plusieurs épisodes ponctuels semble être la plus probable, avec une première dispersion à la fin Lutétien/début Bartonien, puis une seconde au Bartonien, contemporaine du MECO, et une dernière à la transition Eocène Oligocène (Tabuce et Marivaux, 2005; Chaimanee et al., 2012). Deux voies reliant les ensembles eurasiatique et africain sont généralement proposées : la voie européenne, par la péninsule Ibérique ou la microplaque Apulienne, et la voie iranienne, plus tardive, permettant l'échange direct entre l'Asie et l'Afrique (Gheerbrant et Rage, 2006). Cette dernière voie semble la plus probable, compte tenu de la forte affinité asiatique de tous les taxa incriminés.
- **L'Europe** de l'Eocène moyen présente un fort endémisme (Franzen, 2003). La barrière formée par le détroit de Turgaï est significative, et les échanges entre l'Europe et l'Asie de l'Eocène inférieur se sont faits via l'Amérique du Nord (Beard, 2008). Deux épisodes de dispersion successifs touchent l'Europe, avec une chronologie et une origine mal définies : un premier épisode au Lutétien provoque le remplacement des faunes d'artiodactyles et de primates adapiformes, tandis qu'un second épisode, au Bartonien, renouvelle à nouveau la faune d'artiodactyles (Franzen, 2003). La faune européenne est ensuite bouleversée à la transition Eocène-Oligocène, aussi appelée "la Grande Coupure", avec une immigration massive de taxons asiatiques (Brunet, 1977).
- **L'Amérique du Nord** présente plusieurs dispersions successives tout au long de l'Eocène. Au cours de l'Eocène moyen à tardif, deux épisodes majeurs d'affinité asiatique se distinguent. Le premier, et le plus important, est daté entre 44-42 Ma (faune uintienne tardive ; Woodburne et Swisher, 1995)

et voit l'apparition de lagomorphes, de rhinocerotides amynodontidées, ainsi qu'une augmentation de la diversité des rongeurs, carnivores, périssodactyles et primates omomyiformes (Coster, 2010). Une deuxième épisode important, à environ 37 Ma (transition entre les faunes ducheniennes et chadronienne, Prothero, 1999), voit notamment un renouvellement de la faune d'anthracothères (Woodburne, 2004).

- **L'Amérique du Sud** est isolée du reste du monde pendant toute la période et présente un fort endémisme. Elle est notamment séparée de l'Amérique du Nord par la large mer des Caraïbes, et de l'Antarctique par le proto-passage de Drake, certes peu profond mais néanmoins large. La présence de rongeurs hystricognathes à 41 Ma dans les séries sédimentaires du Pérou implique nécessairement un épisode de migration à l'Eocène moyen (Antoine et al., 2011). La présence d'anthropoides dans l'Oligocène de Bolivie présentant une forte similarité avec la faune d'anthropoïdes africains de l'Eocène tardif suggère que les anthropoïdes émigrent en Amérique du Sud à peu près à la même époque que les rongeurs hystricognathes (Takai et al., 2000). Le chemin emprunté par ces deux familles est mal connu (via l'Antarctique ou l'Amérique du Sud, cf. Houle, 1999), mais ces deux dernières semblent être passées par l'Afrique (Takai et al., 2000; Antoine et al., 2011).
- Les faunes de **l'Antarctique** de l'Eocène moyen présentent une forte similarité avec les faunes de Patagonie, suite à deux phases antérieures de peuplement, au Paléocène et à l'Eocène inférieur ; aucun échange postérieur n'est documenté avec certitude (Woodburne et Case, 1996; Reguerro et al., 2002).
- **L'Australie** est totalement isolée et déconnectée des faunes antarctiques depuis le Paléocène inférieur (Woodburne et Case, 1996).

4 Le Doubthouse en Asie du Sud-Est continentale

Notre connaissance du climat global de l'Eocène Doubthouse est principalement basée sur l'étude de carottes océaniques de milieu profond (Villa et al., 2008; Eldrett et al., 2009; Bohaty et al., 2009; Bijl et al., 2010; Palike et al., 2012). Très peu d'études décrivent l'évolution du climat continental, spécialement en Asie. La reconstruction de l'évolution paléoclimatique asiatique rencontre plusieurs obstacles :

- le faible nombre de formations éocènes dans la péninsule Indochinoise. Les sites étudiés en détail se résument au bassin de Krabi en Thaïlande (Eocène tardif ; Chaimanee et al., 2007), au bassin de Birmanie centrale (Bender, 1983), à de quelques affleurements sur Java (formation de Nanggulan) et sur Kalimatan (Russel et Zhai, 1987; Morley, 1998, 2000). La plupart des études de la zone sont basées sur des bassins aux marges de la péninsule : dans le bassin du Bengale (formations de Sylhet, Kopili et Barail ; Najman, 2006; Najman et al., 2008), en Chine du Sud et au Yunnan en particulier (voir Sun et Wang, 2005; Quan et al., 2012a pour une large compilation). Ce faible nombre de sites a conduit plusieurs auteurs à considérer l'Eocène asiatique comme une unité chronologique homogène (Sun et Wang, 2005; Utescher et Mosbrugger, 2007; Huber et Goldner, 2012). Récemment, plusieurs études paléoenvironnementales ont montré l'inconsistance d'une telle

approche pour l'Asie et mettent en valeur la variabilité du climat asiatique pendant l'Eocène (Abels et al., 2011; Quan et al., 2011).

- La présence de nombreux reliefs anciens dans la zone pendant l'Eocène, qui perturbent l'enregistrement paléoenvironnemental et biologique. En effet, une bonne partie de l'enregistrement palynologique en Asie du Sud-Est est dominé par des pollens d'altitude, difficilement interprétables en terme de variabilité climatique (Potonie, 1960; Morley, 2000; Dupont-Nivet et al., 2008; Hoorn et al., 2012). Ces reliefs favorisent l'endémisme et rendent difficiles les corrélations biostratigraphiques (Tsubamoto et al., 2004).
- La faible ouverture à l'international de nombreux pays du sud-est asiatique jusqu'à récemment. Les rares études paléoenvironnementales réalisées au cours des cinquante dernières années ont été publiées en langues locales plutôt qu'en anglais et n'ont donc pas été diffusées dans la communauté scientifique internationale.

L'absence de données a donc permis de nombreuses conjectures sur le climat continental asiatique de l'Eocène, notamment sur la présence (ou l'absence) d'une mousson paléogène (e.g. Clift et Plumb, 2011 ; cf. Encart 4). De nombreux aspects climatiques sont toujours dans l'ombre, et les quelques modèles climatiques globaux réalisés sur cette période ne peuvent être validés par une comparaison solide avec des données (Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999; Huber et Goldner, 2012).

4.1 Une mousson à l'Eocène ?

Le climat actuel en Asie du Sud-Est est entièrement conditionné par les moussons indienne et asiatique (cf. Encart 4), et la plupart des interprétations paléoclimatiques dans la région ont été réalisées au spectre de leurs variations (Clift et Plumb, 2011) ; l'hypothétique démarrage de la mousson a fait l'objet de nombreuses études.

Le démarrage de la mousson sous sa forme actuelle a été tout d'abord daté au Miocène supérieur (vers 9-7 Ma) et identifié à l'expansion des plantes en C4 dans la péninsule indienne et à la mise en place d'une zone d'upwelling océanique intense au large de l'Arabie (Quade et al., 1989; Kroon et al., 1991; Quade et Cerling, 1995; An et al., 2001). L'expansion des plantes en C4 a ensuite été décorrélée du démarrage de la mousson, et le démarrage de l'upwelling au large de l'Arabie expliqué par le déplacement tectonique de la plaque Afro-Arabique vers le nord (Fluteau et al., 1999; Dettman et al., 2001; Galy et al., 2010; Edwards et al., 2010).

Encart 4. **La mousson asiatique**

La mousson peut être définie comme une "inversion persistante, saisonnière et globale de la circulation atmosphérique à travers les tropiques" (Trenberth et al., 2000). Le moteur fondamental de cette inversion est la différence de capacité calorifique entre l'océan et les terres émergées, ces dernières s'échauffant et se refroidissant plus vite que les étendues maritimes. Cette différence de vitesse d'échauffement favorise la mise en place, dans les tropiques, de zone de convection atmosphérique ascendante au dessus des continents pendant les périodes chaudes (on parle alors de mousson d'été), et leur disparition (ou migration vers l'océan) pendant les périodes froides (on parle alors de mousson d'hiver ; Zhang et Wang, 2008). Cette variation de la convection atmosphérique résulte en une migration prononcée de la **zone de convergence intertropicale**, voir à son dédoublement dans les zones tropicales où le contraste terre/mer est important, et crée une forte variation saisonnière du régime des vents et des précipitations (Waliser et Gauthier, 1993). Les précipitations y sont intenses et brutales, dues à leur caractère convectif (Vuille et al., 2005; Bowen, 2008). Ce phénomène global est divisé en plusieurs sous-entités régionales, impliquant des océans et continents différents : mousson africaine, mousson sud-américaine, et mousson asiatique, elle-même sous-divisée en mousson indienne (Inde - océan Indien) et mousson sud-asiatique (Asie du Sud-Est - océan Pacifique - mer de Chine), et parfois en une additionnelle mousson australienne (Wang et Ding, 2006).
La mousson asiatique est la zone de mousson la plus prononcée au monde (jusqu'à 12 m de précipitations répartis sur seulement sept mois de saison humide dans le Meghalaya, Inde ; Xie et al., 2006). Ses mécanismes, ainsi que ses récentes variations dans un contexte de réchauffement climatique, font l'objet de nombreuses études en raison de ses importantes répercussions sur l'agriculture et le mode de vie asiatique. Trois spécificités géomorphologiques asiatiques sont reconnues comme amplifiant la mousson :

- la très grande superficie du continent asiatique, et sa position latitudinale adéquate, au delà des 10° de latitude et au nord de l'océan Indien, qui forment ainsi un très fort contraste calorifique terre/océan (Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999) ;
- la présence du plateau Tibétain, à forte élévation, qui, à une altitude donnée, chauffe bien plus l'air que les zones adjacentes sans topographie, et amplifie ainsi la convection (Prell et Kutzbach, 1992; Harris, 2006; Lunt et al., 2010) ;
- la présence de fines ceintures orogéniques de haute altitude (Himalaya, chaînes Indo-Birmane et Sino-Birmane), séparant les masses d'air, provoquant un apport de chaleur à haute altitude et concentrant ainsi les zones de convection (Xie et al., 2006; Boos et Kuang, 2010).

En ce sens, plusieurs événements tectoniques reliés à la collision indo-asiatique sont considérés comme ayant favorisé le démarrage de la mousson (Harris, 2006). L'agglomération de l'Inde à la marge asiatique, le retrait de la mer du bassin d'avant-pays indien, puis le retrait de la Paratéthys et de la mer du Tarim (voir section 3.1) au nord de la zone de suture indo-asiatique ont augmenté la masse continental asiatique au cours de l'Eocène et favorisé le développement de la mousson (Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999; Zhang et al., 2007b). L'ouverture de la mer de Chine à l'Oligocène a aussi été proposée comme amplificateur la mousson, créant ainsi une source d'humidité océanique supplémentaire (Zhang et al., 2007a). Les surrections consécutives du Plateau Tibétain, de l'Himalaya, de la chaîne Indo-Birmane ont ensuite augmenté son intensité (Prell et Kutzbach, 1992; Boos et Kuang, 2010; Clift et Plumb, 2011).
Parmi les forçages à plus court terme de l'intensité de la mousson, le contraste de volume glaciaire entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud semble avoir une influence primordiale (Yancheva et al., 2007; Armstrong et Allen, 2011; An et al., 2011; Allen et Armstrong, 2012). Ce contraste modifie l'emplacement moyen des zones de hautes et basses pressions ainsi que la position moyenne de la zone de convergence intertropicale, et conditionne ainsi l'amplitude de ses variations saisonnières. En ce sens, la variabilité récente et long terme de la mousson semble être en phase avec les cycles glaciaires/interglaciaires et la variation de l'envergure des calottes arctique et antarctique (Yancheva et al., 2007; Armstrong et Allen, 2011).

Plus récemment, le démarrage de la mousson a été repoussé à la transition Oligocène-Miocène (Clift et Plumb, 2011). Le premier argument de cette nouvelle datation est l'explosion des taux de sédimentation dans toute l'Asie au début du Miocène (Metivier et al., 1999; Clift et al., 2003, 2004; Clift, 2006; Clift et al., 2008a). Le deuxième argument fondamental réside en un grand changement palynologique en Chine centrale, marquant un soudain apport d'humidité océanique jusque loin à l'intérieur des terres chinoises (Sun et Wang, 2005). Cet apport d'humidité est corrélé avec la mise en place de grandes séries de loess à l'intérieur de la Chine daté à 25-22 Ma, qui témoignent d'une circulation atmosphérique intense (Guo et al., 2002; Qiang et al., 2011).

Ce démarrage au début du Miocène moyen est lui aussi débattable, et tous les arguments avancés pour sa défense ont été récemment critiqués indépendamment. Tout d'abord, l'augmentation des taux de sédimentation en Asie au début du Miocène est principalement documentée en mer de Chine ; le volume des dépôts dans le golfe du Bengale est mal connu bien qu'il représente plus de 50% des dépôts issus de l'orogène himalayenne (Clift, 2006). La réinterprétation des bases de données palynologiques de Sun et Wang (2005) montrent la présence d'apport humide en Chine centrale dès l'Eocène moyen (Quan et al., 2011, 2012a; Wang et al., 2013a). Enfin, de nouvelles découvertes en Chine centrale laissent penser que les dépôts de loess chinois commencent dès l'Eocène (chapitre 12). Toutes les modélisations réalisées jusqu'à présent suggèrent que la mousson asiatique est un phénomène persistant sur tout le Cénozoique et sans doute présent bien avant la collision indo-asiatique (Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999; Chen et al., 2009; Huber et Goldner, 2012).

4.2 Les données de l'Eocène moyen et final

Bien que les données paléoclimatiques continentales asiatiques soient rares pour le Paléogène du Sud-Est asiatique, un certain nombre de données paléobotaniques (principalement palynologiques) existent et permettent de dresser un tableau clairsemé.

La compilation des données paléobotaniques éocènes de Java et de Kalimatan par Morley (2000) indique un climat équatorial persistant pour la zone de la Sonde, dominé par la mangrove et les forêts primaires à canopée dense. Ces assemblages sont marqués par deux changements floristiques au cours de la période d'étude, au tout début du Lutétien et peu avant la transition Bartonien/Priabonien. Le changement floristique du Lutétien est caractérisé par l'arrivée massive de flore équatoriale d'affinité indienne, consécutive de la collision indo-asiatique, et suggère la présence d'un corridor de dispersion aux conditions équatoriales le long de la marge asiatique occidentale à travers la Birmanie au début du Lutétien (Morley, 2000). Le deuxième épisode, à la fin du Bartonien, est marqué par l'arrivée progressive de pollens de *Podocarpus* d'affinité indienne et associés à des environnements de montagne, suggèrant un refroidissement régional sur l'Asie du Sud-Est (Morley, 2011). L'assemblage palynologique du bassin de Krabi, en Thaïlande, daté à l'Eocène terminal, reflète un milieu de forêt primaire à canopée fermée (Udomkan et al., 2003). L'Eocène terminal de la région de la Sonde est néanmoins marqué par une diminution générale des dépôts de lignite, suggérant une augmentation de la saisonnalité et préfigurant

le climat oligocène (Morley, 2000).

Les données de Birmanie sont principalement basées sur les identifications palynologiques de Reimann et Thaung (1981), citées par Morley (2000), sur une section du sous-bassin de Chindwin. Leur étude montre une succession d'assemblages de mangrove tropicale, dominés par les palmes et les ptéridophytes. Les assemblages sont marqués par deux principaux changements floristiques avec un renouvellement de la flore de palmes, à la transition Yprésien/Lutétien et au milieu du Priabonien. Ces résultats renseignent peu sur la flore plus à l'intérieur des terres, mais on peut noter la présence de pollen de pinacés, confirmant la proximité de zones à relief dans l'arrière pays birman. Il se peut néanmoins que ce travail soit mal daté, vue la forte incertitude sur la datation des séries du sous-bassin de la Chindwin, la difficulté d'identifier les transitions entre les formations (que j'ai pu observer sur place), et la présence de pollens anachroniques datés du Paléocène dans les résultats (Morley, pers. com.). Quelques passages ligniteux sont observés au début de l'Eocène moyen, dans la formation de Tabyin (Wandrey, 2006), mais les seuls dépôts significatifs de lignite enregistrés dans les séries éocènes de Birmanie sont datés de l'Eocène terminal (formation de Yaw) ; leur assemblage palynologique a été étudié par Potonie (1960) et reflète un environnement de marais littoral tropical humide à palmes et pteridophytes.

Les données du sous-continent indien sont nombreuses, mais sont malheureusement mal corrélées stratigraphiquement entre elles. A l'Eocène inférieur, l'ensemble du sous-continent indien est marqué par des dépôts extensifs de lignite et des assemblages floristiques de forêts primaires, suggérant un climat équatorial humide, probablement due à sa plus basse latitude à cette époque (Sahni et Kumar, 1974; Morley, 2000). Ces lignites sont particulièrement importants sur la côte ouest de l'Inde (charbons du Gujarat, groupe de Laki au Pakistan ; Rust et al., 2010; Dutta et al., 2011), et plus rares, bien que présentes, dans le golfe du Bengale (lignites de Lakadong, formation de Tura en Assam, Wandrey, 2004). L'Eocène moyen est marqué par la disparition des dépôts de lignite dans le golfe du Bengale et leur nette diminution au Pakistan et en Inde de l'ouest, suggérant une augmentation de la saisonnalité (Sahni et Kumar, 1974; Morley, 2000). L'Eocène supérieur, puis l'Oligocène, sont ensuite marqué par la quasi-disparition des dépôts de lignite en Inde de l'ouest et par la réapparition des dépôts de lignite en Assam (formations de Kopili et de Barail), reflétant un environnement de marais littoral tropical humide persistant (Morley, 2000; Wandrey, 2004; Saxena et Trivedi, 2009).

De l'autre côté de la barrière orographique que constitue l'ensemble Himalaya - Tibet - chaîne Sino-Birmane, la Chine continentale possède un enregistrement bien documenté bien que peu précisément daté (e.g. Chenggao et Renaut, 1994; Sun et Wang, 2005; Utescher et Mosbrugger, 2007). Trois zones sont généralement distinguées par leur humidité : La Chine du Sud, la Chine centrale et la Chine du Nord (voir figure 9). la Chine du Sud (Yunnan, Nord-Tibet, Guangdong, Taiwan) est marquée par des dépôts de lignite pendant tout l'Eocène, caractéristiques d'un climat tropical humide à forêt tropicale mixte (Sun et Wang, 2005; Utescher et Mosbrugger, 2007; Quan et al., 2012a) ; la Chine centrale (Xinjiang, Gansu, Sichuan, Shaanxi, Henan) est caractérisée par de nombreux dépôts évaporitiques, indiquant une saisonnalité et une aridité plus marquées (Quan et al., 2012a; Wang et al., 2013a) ; la Chine du Nord

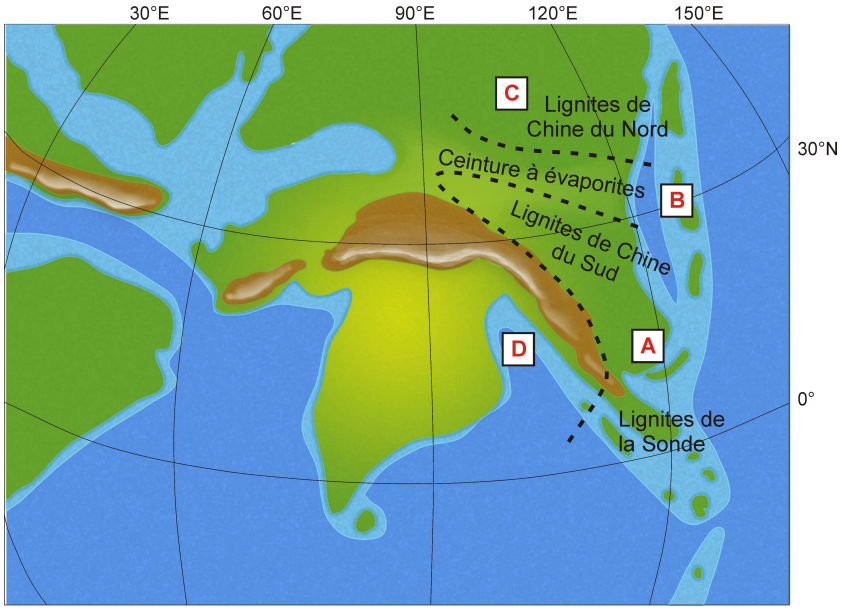


Figure 9. Carte schématique de l'Asie du Sud-Est à l'Eocène moyen, montrant quatre zones au régime hydrique distinct. A : ensemble Sonde - Chine du Sud, aux conditions humides toute l'année ; B : Ceinture à évaporites de Chine centrale ; C : hautes latitudes tempérées de Chine ; D : Golfe du Bengale, au climat indéterminé.

(Mandchourie, Mongolie intérieure) est marquée par des dépôts de lignite pendant tout l'Eocène, caractéristiques de forêts mésophytiques au climat tempéré humide (Quan et al., 2011, 2012b). L'approche par coexistence de Quan et al. (2012a) sur ces bases de données palynologiques indique des précipitations relativement élevées sur les trois zones, toujours supérieures à 700 mm annuels (même en Chine centrale), et variant entre 1100 et 1600 mm pour la Chine du Sud. Ces quantités annuelles de précipitation sont relativement constantes pendant l'Eocène. On note néanmoins un changement climatique majeur au début du Bartonien (chron C18r), avec une forte augmentation de la saisonnalité dans les précipitations en Chine du Nord, suivi d'un déclin des températures hivernales sur toute la Chine jusqu'au début de l'Oligocène (Quan et al., 2011, 2012a,b). Ce déclin est contemporain du début de la différentiation des faunes de Chine du Nord et de Chine du Sud (voir section 3.2 ; Tsubamoto et al., 2004). Une augmentation de l'aridité dans le bassin de Xining, au pied du Tibet central, est aussi observée de manière contemporaine, au début du Priabonien (chron C17 ; Abels et al., 2011; Hoorn et al., 2012).

4.3 Synthèse

Malgré leur faible précision temporelle, les données précédemment décrites suggèrent une chronologie cohérente pour les différents climats régionaux d'Asie du Sud-Est (voir table 1). La transition entre le Bartonien et le Priabonien semble être une période clé, avec une évolution en deux étapes (Bartonien terminal et début/milieu Priabonien).

L'Eocène moyen est marqué par une augmentation de la saisonnalité, enregistrée tout d'abord en Inde puis en Chine du Nord. La transition entre l'Eocène moyen et l'Eocène supérieur apparaît ensuite comme

	Sonde	**Birmanie**	**Inde**	**Chine**
Transition Yprésien/ Lutétien (≈ 48-47 Ma)	Apparition de taxa d'affinité indienne	Renouvellement de la flore de palmes		
Lutétien (≈ 47-41 Ma)			Disparition des lignites en Assam	
Début Bartonien (≈ 41 Ma)				Forte augmentation de la saisonnalité et des précipitations en Chine du Nord
Bartonien terminal (≈ 38-37 Ma)	Apparition de pollen de pinacés			Début du déclin des température hivernales, séparation des faunes de Chine du Nord et du Sud
Début/Milieu Priabonien (≈ 36-35 Ma)	Diminution des dépôts de lignites	Renouvellement de la flore de palmes, Apparition des lignites	Apparition des lignites en Assam, disparition des lignites au Gujarat	Apparition de pollen de pinacés au Tibet

Table 1. Chronologie asiatique simplifiée des événements géologiques d'intérêt paléoclimatique à travers le Doubthouse.

une période de bouleversement climatique, marquée par un refroidissement global (enregistré en Chine et dans la Sonde) et par une diminution de la saisonnalité en Inde contrebalancée par une augmentation de la saisonnalité aux plus basses latitudes (Sonde). Le golfe du Bengale semble constituer une zone paléoclimatique distincte, malheureusement encore mal documentée (voir figure 9). Déterminer le régime et la source océanique des précipitations dans la zone du Bengale permettrait notamment de déterminer si ces différences régionales ne sont qu'un artefact du au manque de données ou bien si elles reflètent un vrai phénomène climatique, et permettrait de statuer sur la nature du régime climatique éocène en Asie du Sud-Est.

Chapitre 3

La Birmanie de l'Eocène moyen à final : les formations de Pondaung et de Yaw

L'Eocène moyen à terminal de Birmanie est représenté par trois formations : les formations de Tabyin, de Pondaung et de Yaw (la formation de Tilin, de l'Eocène inférieur, imprécisement datée, pourrait aussi s'étendre jusqu'au Lutétien basal, figure 5a ; United Nations, 1978; Maung et al., 2005). Les trois formations sont exclusivement connues dans le sillon occidental du bassin de Birmanie centrale, et affleurent particulièrement dans la chaîne de Pondaung (voir figure 1b).

On peut noter que la différence entre ces trois formations, outre leur ordonnancement vertical, est purement lithologique et qu'il est difficile de déterminer leurs limites exactes sur le terrain (cf. figure 10a). L'épaisseur de ces formations varient significativement entre les différents sous-bassins (Tabyin plus épaisse, mais Pondaung et Yaw moins épaisses dans le sous-bassin de Minbu, que dans le sous-bassin de Chindwin, United Nations, 1978). Il se peut donc que certains dépôts attribués à la formation de Pondaung dans les deux sous-bassins soient des variations lithologiques de la Tabyin ou de la Yaw (Nagappa, 1959; Maung Thein, 1973). La formation de Tabyin constitue une succession de dépôts marins qui a été très peu étudiée par le passé et que je n'ai pu étudier en détail sur le terrain. Ce manuscrit s'intéresse particulièrement aux formations de Pondaung et de Yaw et se focalisera sur les sous-bassins de Minbu et de Chindwin.

1 La formation de Pondaung

1.1 Stratigraphie

La formation de Pondaung est un succession épaisse de séries gréseuses (1500-2000 m dans le sous-bassin de Minbu, 2000-2500 m dans le sous-bassin de Chindwin), et est divisée en un membre supérieur et un membre inférieur (United Nations, 1978). Le membre inférieur est d'épaisseur variée (3/4 basaux de la formation dans le sous-bassin de Minbu, 1/3 basaux dans le sous-bassin de Chindwin ; United Nations, 1978), et est constitué de lits gréseux litharénitiques et de niveaux conglomératiques à débris volcaniques

et métamorphiques, entrecoupés de dépôts d'argiles marines peu fossilifères (Maung et al., 2005). La transition entre les membres inférieur et supérieur est graduelle, et le membre supérieur se distingue par ses passages argileux plus nombreux, caractérisés par de nombreuses marques de pédogenèse par des couleurs vives et rubifiées (Aung Naing Soe et al., 2002). Il est aussi caractérisé par une très forte teneur en fossiles de vertébrés continentaux, et est interprété comme reflétant un environnement de dépôt fluvio/deltaïque (Aung Naing Soe et al., 2002; Tsubamoto et al., 2005). La transition avec les dépôts marins de la formation de Yaw est graduelle et passe par une série de séquences sédimentaires deltaïques (Aung Naing Soe et al., 2002). Par son caractère continental, le membre supérieur de la formation de Pondaung correspond au minimum régressif d'un épisode de régression s'étalant sur l'Eocène moyen à final, de la formation de Tabyin jusqu'aux dépôts marins de la formation de Yaw.

1.2 Les sites visités

La formation de Pondaung est principalement connue d'une vingtaine de sites fossilifères clés où les affleurements sont larges, appartenant tous au membre supérieur de la formation. Dans le cadre de cette thèse, j'ai eu accès à la grande majorité de ces sites lors de deux missions aux hivers 2010-2011 et 2011-2012. Ces sites s'articulent autour de deux points majeurs de la chaîne de Pondaung : le village de Bahin (township de Pyaing), et le village de Mogaung (township de Pale ; cf. figure 10b pour l'ensemble des sites visités). Les sites du village de Bahin sont attribués au sous-bassin de Minbu, tandis que les sites du village de Mogaung sont attribués au sous-bassin de Chindwin (Bender, 1983). Aucune différence lithologique ni paléontologique ne les distinguent. Les sites forment des "badlands" de plusieurs centaines de mètres carrés (Kyitchaung, en birman) où les pluies de mousson convergent et érodent le substratum sédimentaire avant de se jeter dans les cours d'eau locaux (voir figures 11a et 11b). Le fort ruissellement lors des pluies de mousson, canalisées dans ces zones, les préservent de l'occupation agricole et de la végétation (voir encart 5). De plus, l'érosion annuelle de quelques millimètres (à centimètres) de sédiment, emportés par le ruissellement, met à jour périodiquement de nouveaux fossiles et constitue ainsi une aubaine pour les paléontologues. La formation de Pondaung possède un pendage appréciable sur chacun des sites (de 5 à 45°) : on peut construire localement de courtes sections (jusqu'à 40 m de haut à Yarshe) et des panoramas (jusqu'à 500 m de large à Ganle) en se promenant dans les badlands et en observant l'alternance des lits sédimentaires sur le sol fraîchement décapé.

Lors de l'hiver 2011-2012, j'ai pu observer un affleurement de la formation de Pondaung à 200 km au nord des villages de Bahin et de Mogaung, dans le sous-bassin de Chindwin, près de la ville de Kalewa, le long de la rivière Myittha (cf. section 2.2). Les facies observés sont identiques à ceux des sites fossilifères plus au sud, et témoignent du caractère régional de la formation de Pondaung. Il ne sera plus fait mention de ces affleurements dans la suite de ce manuscrit.

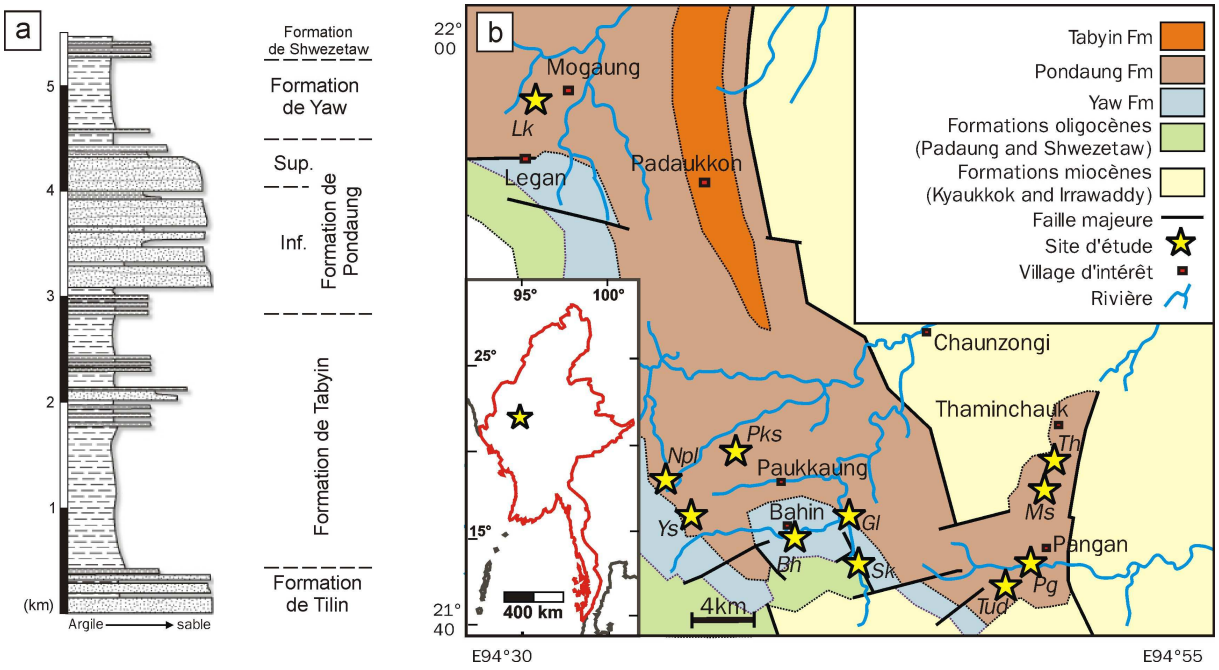


Figure 10. a) Log schématique de l'Eocène moyen à final du sous-bassin de Minbu, d'après United Nations (1978). b) Carte géologique simplifiée de la zone d'étude dans la chaîne de Pondaung (modifié d'après Aung Naing Soe et al., 2002). Les différents sites de la formation de Pondaung sont indiqués : Gl (Ganle, N21°44′03.0″ E094°43′26.3″), Ms (Myong Se, N21°44′04.0″ E094°50′10.4″), Pg (Pangan, N21°42′31.0″ E094°49′21.6″), Pks (localités de PK1, 2, 3, 4 et 5, N21°45′25.9″ E094°38′27.1″), Th (Thaminchauk, ou Thamingyauk, N21°45′41.0″ E094°50′29.4″), Tud (Than U Daw, N21°41′07.4″ E094°48′37.5″), Ys (Yarshe, N21°44′12.5″ E094°38′15.3″) et Lk (Lema et Thandaung Kyitchaung, site de Sejoh, N21°54′40.0″ E094°32′30.0″), Npl (Nyaungpinle, N21°45′03.8″ E094°37′35.3″). Deux sites additionnels où la formation de Yaw a pu être observé sont aussi montrés : Bh (sud du village de Bahin, N21°43′27.5″ E094°40′50.1″) et Sk (coupe de Seikche, N21°42′20.4″ E094°42′41.6″).

1.3 Nature des dépôts : le précédent travail de U Aung Naing Soe (2004)

L'étude de la nature et de l'architecture des dépôts de la formation de Pondaung se résume au travail de thèse de U Aung Naing Soe (2004) sur l'ensemble des sites de la figure 10b, et a fait l'objet d'une publication en 2002. Aung Naing Soe et al. (2002) décrivent la formation de Pondaung comme l'alternance régulière de larges corps gréseux (2-18 m d'épaisseur pour plus de 100 m de large), avec des lits de dépôts plus fins à faciès variés (1 à 30 m d'épaisseur). Ces larges corps gréseux présentent des lags basaux à galets et sont dominés par des stratifications en auges (voir figures 11c et 11d). Malgré la rare présence de stratifications hétérolithiques inclinées (ou IHS, figure sédimentaire caractéristique de barre de méandre), ces corps gréseux sont interprétés par Aung Naing Soe et al. (2002) comme représentant des ceintures de dépôts de méandre.

A l'affleurement, les badlands fossilifères sont généralement encadrés par deux de ces larges corps gréseux (voir figure 11b). Le substratum des badlands est majoritairement constitué de dépôts plus fins, qui forment l'essentiel des niveaux fossilifères (voir figure 11e). Ces dépôts fins sont distingués en trois éléments architecturaux : corps gréseux chenalisants de taille réduite, lentilles lacustres et dépôts fins d'inondation :

- Les corps gréseux chenalisants ont une petite dimension (0.5 à 3 m d'épaisseur, quelques dizaines de mètres de large ; voir figure 11f), présentent une séquence granulo-classée normale, dominée par les stratifications en auges. La base de cette séquence est érosive et riche en brèches argileuses. Elle peut présenter une forte concentration de fossiles de vertébrés, concentrés en placers locaux, constituant ainsi l'un des gites fossilifères les plus prolifiques de la formation de Pondaung (site de PK2). Après un à plusieurs sets décimétriques de stratifications en auges, le haut de la séquence est parfois dominé par des sets argileux massifs, riches en microfossiles et en empreintes de feuilles. Ces corps gréseux ont été interprétés par Aung Naing Soe et al. (2002) comme des dépôts de chenaux de crevasse et/ou de petits chenaux fluviatiles anastomosés, adjoints au chenal principal. Le schéma s'avère en fait plus complexe, et au moins deux catégories distinctes de corps gréseux peuvent se distinguer dans cet élément architectural (voir chapitre 7).
- Les lentilles lacustres sont de dimension modeste (0.5 à 3 m, quelques dizaines de mètres de large ; dimensions similaires aux corps gréseux précédents) et sont majoritairement constituées de sets silteux à fines stratifications planes, interrompus par de rares sets décimétriques à rides entrecroisées. Ces lentilles forment le second gite fossilifère d'importance (site de Thamingyauk et de Ganle), et sont riches en matière organique, en ambre, en microfossiles en empreintes de feuilles et de fruits (voir figure 11g).
- Les dépôts fins d'inondation forment une partie significative des affleurements et sont constitués d'un unique faciès d'argiles massives, peu fossilifères, à marques de pédogenèse (voir figure 11h). Aung Naing Soe et al. (2002) relèvent la présence de nombreux nodules carbonatés, organisés en horizons pédogéniques (voir figure 11i). Ces dépôts sont interprétés par Aung Naing Soe et al. (2002) comme représentant des dépôts d'inondation sur la plaine alluviale émergée.

L'association de ces trois éléments architecturaux est interprétée par Aung Naing Soe et al. (2002) comme représentant les dépôts alluviaux d'un système méandriforme à charge mixte, probablement anastomosé (dont les larges corps gréseux représentent les dépôts des chenaux principaux). Aung Naing Soe et al. (2002) notent enfin la présence de trois derniers éléments architecturaux dans la partie sommitale de la formation (coupe de Than U Daw, voir 10b) : corps chenalisants distributaires, dépôts de marais deltaïque et dépôts de prodelta. Cette association reflète un environnement deltaïque, à la transition avec les dépôts marins de la formation de Yaw. La présence de ces éléments architecturaux a valu à la formation de Pondaung le qualificatif de dépôts fluvio/deltaïques dans de nombreuses travaux postérieures. La partie purement deltaïque dans les dépôts de la formation de Pondaung est néanmoins dérisoire sur l'ensemble des sites que j'ai pu visiter.

1.4 Provenance du sédiment

La provenance du sédiment de Pondaung a été brièvement étudiée par le passé et fera l'objet du chapitre 4. En opposition avec les scénarii de drainage régional proposant une connection Tibet-Myanmar au Paléogène (voir chapitre 1, section 6), Kyaw Linn Oo et al. (2009), cités par Zaw et al. (2014), proposent

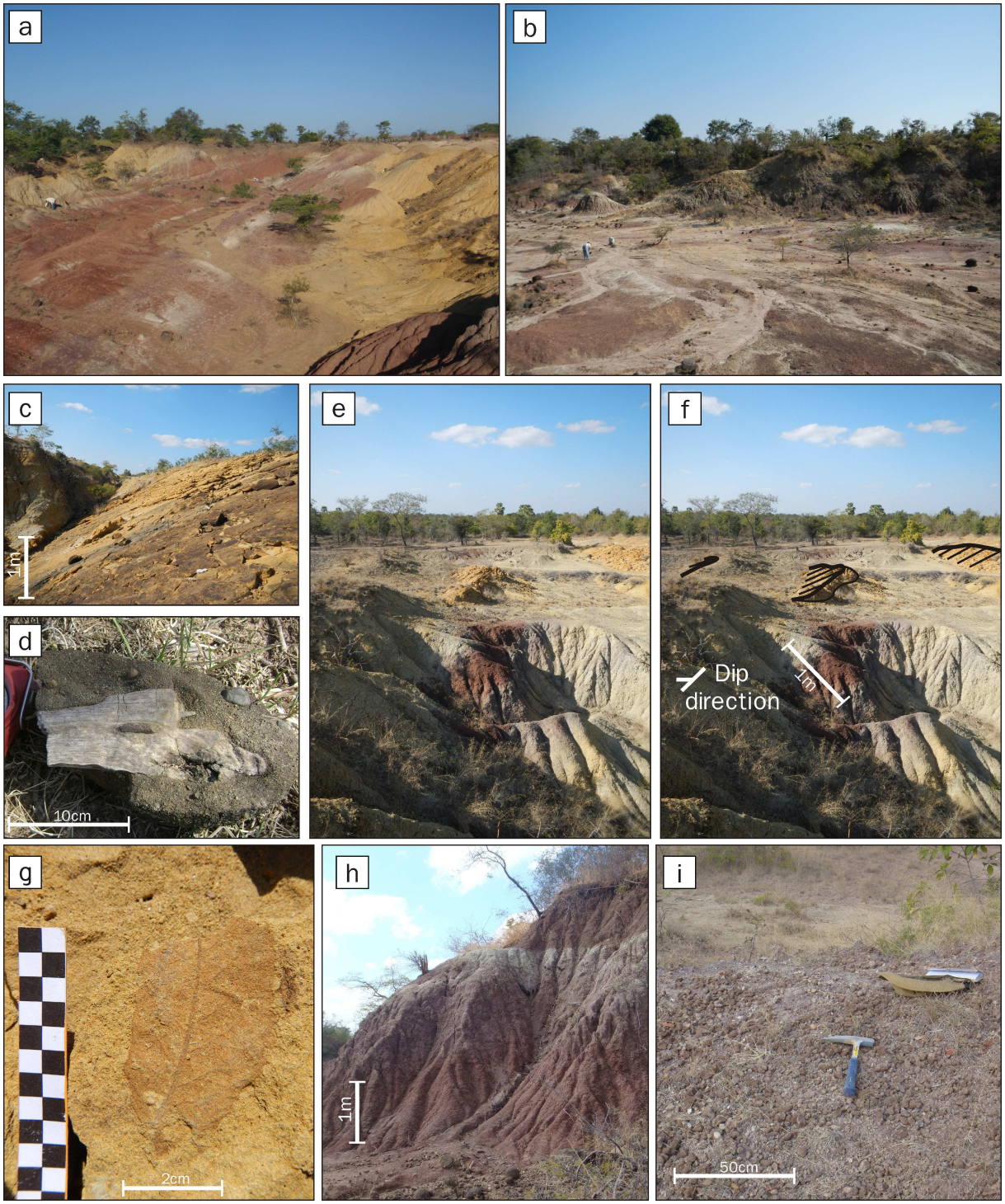


Figure 11. Sites de la formation de Pondaung. a : Site de PK3. b : Site de Ganle (notez la présence d'un large corps gréseux en base de l'affleurement). c : Large corps gréseux à Ganle. d : Tronc silicifié entouré d'une gangue de graviers, issus d'un lag basal de corps gréseux (site de Than U Daw). e : Dépôts fin sur le site de Ganle. f : Panorama interprété du site de Ganle (corps gréseux chenalisants surlignés de noir). g : Empreinte de feuille dans une lentille lacustre, site de PK5. h : Dépôts fins rubéfiés à horizons pédogéniques (site de Yarshe). i : Nodules carbonatés éparses sur le site de PK2.

une origine birmane pour le sédiment de Pondaung, dominée par la dénudation de l'arc volcanique andin paléogène de Wuntho-Popa. Néanmoins, ces travaux n'ont pas fait l'objet de publication, il est donc difficile de juger de leur pertinence. Récemment, Zaw et al. (2014) ont publié une étude détaillée de deux échantillons de sédiment de Pondaung ; ces échantillons sont majoritairement composés de grains lithiques volcaniques de composition andésitique, avec de rares clastes carbonatés et métamorphiques ; l'assemblage de zircons délivre une famille homogène d'âges U-Pb s'étalant entre 50 et 36 Ma. Zaw et al. (2014) interprètent ces échantillons comme issus de l'arc Wuntho-Popa ; on peut noter pourtant que ces résultats n'excluent pas une connection tibétaine.

Enfin, Suzuki et al. (2004) identifient des cherts de radiolarite jurassique dans un niveau à galets, et en déduisent une contribution des ophiolites de la chaîne Indo-Birmane. Néanmoins, cette provenance est à nuancer, considérant l'émersion plus tardive de la chaîne Indo-Birmane (Allen et al., 2008) et la présence d'ophiolites similaires en de nombreuses autres localités autour de la syntaxe Est-Himalayenne et en Birmanie centrale (Acharyya, 2007a).

1.5 La faune et la flore

La formation de Pondaung a délivré une faune de vertébrés très diverse d'affinité bartonienne (voir tableaux 2 et 3). Elle contient notamment une faune de primates et d'artiodactyles particulièrement riche et variée (cf. tableau 2). On compte ainsi 12 espèces distinctes de primates (9, en excluant *Eosimias paukkaungensis*, dont la légitimité est débattue, et en considérant *Pondaungia savagei* et *Amphipithecus mogaungensis* comme des mâles de *Pondaungia cotteri* ; Jaeger et al., 2004) avec le plus riche panel d'amphiphitécidés connu à ce jour (cette famille n'ayant été aussi découverte que dans les séries oligocènes du Pakistan et dans l'Eocène tardif de Thaïlande, voir encart 3). La formation de Pondaung est aussi réputée pour sa très grande richesse d'artiodactyles primitifs, incluant une grande varieté d'anthracothères (dont la classification fait débat ; le tableau 2 utilise la classification de Tsubamoto et al., 2002a pour sa simplicité, car le nombre d'espèces d'anthracothères y est réduit à 6, les genres *Anthracothema*, *Anthracokeryx*, *Anthracohyus* et *Anthracotherium* y étant fusionnés ; la classification de Aung Naing Soe, 2008, plus récente, garde la distinction entre les genres *Anthracokeryx*, *Anthracohyus* et *Anthracotherium*). On compte aussi 3 espèces de rongeurs (anormalement sous-représentés, et issus de la seule famille des anomaluridés ; Marivaux et al., 2005b), une espèce inconnue de dermoptères (Marivaux et al., 2006), 4 espèces de créodontes, un taxon d'hypothétique carnivore (cf. *Vulpavus* sp., attribuée alternativement aux adapiformes par Beard et al., 2007), et une faune variée de périssodactyles de grande taille, incluant des brontothères (dont deux taxa de *Sivatitanops* dépassant les deux tonnes ; Tsubamoto et al., 2005), des chalicothères et des rhinocérotides.

Parmi les vertebrés fossiles publiés autres que mammifères, on compte deux espèces de serpents aquatiques (dont *Pterosphenus* sp., d'environnement possiblement saumâtre ; Head et al., 2005), un iguane de grande taille, une espèce de crocodile, 4 espèces de tortue d'eau douce, une espèce d'oiseau échassier proche des ibis et 2 espèces de raies d'estuaire. Parmi les taxa identifiés mais encore non-décrits, on peut

compter au moins 4 espèces de lézards agamidés, un nombre inconnu d'espèces de lézards varanidés et de crocodiliens (dont les dents sont présentes en très grand nombre sur les affleurements), des poissons siluriformes et des requins (Vincent Lazzari, pers. com. ; Hutchison et al., 2004).

On peut noter aussi la présence de gastéropodes fossiles non identifiés sur certains sites, notamment une espèce de viviparidés attribuée au genre *Brotia*, en très bon état de conservation sur le site de Thandaung Kyitchaung (Somsak Panha, pers. com). On reviendra sur ces échantillons dans le manuscrit.

La formation de Pondaung est très riche en macro-reste floraux. Certains sites sont particulièrement prolifiques en empreintes de fruits et feuilles (PK5, Thamingyauk). Aucune étude détaillée n'a abordé ce sujet pour l'instant. On peut noter que les empreintes de feuilles sont très variées : elles peuvent allongées ou ovoïdes, avec une longueur variant du centimètre au décimètre (feuilles microphyles à mesophyles), à marges entières ou crénelées. La formation de Pondaung présente aussi de nombreux troncs d'arbre silificiés, associés aux dépôts de fond de chenaux (Aung Naing Soe et al., 2002). Seuls deux espèces fossiles d'angiospermes ont été identifiées jusqu'à présent : *Cynometroxylon holdenii* et *Sonneratioxylon caseolarioides*, communément associées aux environnements de mangrove et aux estuaires (Privé-Gill et al., 2004). Dans les chapitres 8 et 9, ce registre fossile sera élargi par de nouvelles descriptions réalisées lors de ma thèse.

1.6 Paléoenvironnements

Jusqu'à présent, aucune étude ne s'est focalisée sur les paléoenvironnements de la formation de Pondaung, et la quasi-totalité de notre connaissance à ce sujet vient de considérations sur son assemblage faunique. La taille de l'iguane *Barbaturex morrisoni* suggère une température annuelle supérieure à 27-28 degrés afin de garantir une température corporelle suffisamment élevée pour son métabolisme (Head et al., 2013). La présence de dermoptères, de rongeurs et de primates arboricoles indique un environnement de forêt tropicale (e.g. Marivaux et al., 2005b, 2006, 2008b). L'aspect forestiers des environnements de Pondaung est confirmé par la présence de nombreux troncs fossiles (Aung Naing Soe et al., 2002). On note aussi de nombreux taxa de milieu humide et/ou marécageux, comme la présence d'échassiers, de crocodiliens, de tortues et d'anthracothères, suggérant un milieu humide persistant et des conditions climatiques équatoriales (Tsubamoto et al., 2005). Pour appuyer cette idée, Tsubamoto et al. (2005) proposent un cénogramme de la faune de Pondaung, interprété comme reflétant un environnement de forêt dense à canopée fermée, probablement équatoriale ; néanmoins, une étude attentive du cénogramme montre que la répartition des poids utilisés est fortement biaisée (aucun taxon inférieur à 100 g, sur-représentation des taxa supérieurs à 100 kg) et ne correspond à aucun environnement forestier naturel actuel (Travouillon et Legendre, 2009). Ces observations suggèrent l'existence d'un biais taphonomique important dans les fossiles collectés jusqu'à présent.

Plusieurs éléments contredisent l'hypothèse d'une forêt équatoriale et contrastent avec l'aspect humide de l'environnement de Pondaung. La présence récurrente d'horizons pédogéniques à nodules carbonatés est incompatible avec les sols communs de forêts primaires et suggère un climat saisonnier (Kauffmann

Primates
- **Anthropoidea**
  - Eosimiidae
    - *Bahinia pondaungensis* (1)
    - Cf. *Eosimias* (2)
    - *Eosimias paukkaungensis* (3)*
  - Amphipithecidae
    - *Amphipithecus mogaungensis* (4)*
    - *Pondaungia cotteri* (5)
    - *Pondaungia savagei* (6)*
    - *Myanmarpithecus yarshensis* (7)
    - *Ganlea megacanina* (8)
  - Afrotarsiidae*
    - *Afrasia djijidae* (9)
- **Adapiformes**
  - Gen. et sp. indet. (10)
  - Sivaladapidae
    - *Paukkaungia parva* (10)
    - *Kyitchaungia takaii* (10)

Creodonta
- Hyaenodontidae
  - Gen. et sp. indet. (11)
  - Proviverrinae
    - *Yarshea cruenta* (12)
    - *Kyawdawia lupina* (11,13)
  - Hyaenailourinae
    - *Oriens pterodon dahkoensis* (12)

Carnivora*
- Miacidae
  - Cf. *Vulpavus* sp. (14)*

Rodentia
- Anomaluridae
  - *Pondaungimys anomaluropsis* (15)
  - Gen. et sp. indet. 1 (15)
  - Gen. et sp. indet. 2 (15)

Dermoptera
- Gen. et sp. indet. (16)

Artiodactyla
- Gen. et sp. indet. (17)
- *Thandaungia tinti* (18)
- Dichobunidae
  - *Aksyiria* sp. (17,19)
  - *Hsanotherium parvum* (19,20)*
  - Homacodontinae
    - *Cadutherium kyaukmagyii* (19,21)
    - *Asiohomacodon Myanmarensis* (21)
- Helohyidae
  - *Pakkokuhyus lahirii* (22)
- Anthracotheriidae
  - *Anthracotherium pangan* (23,24)*
  - *Anthracotherium crassum* (23,24)*
  - *Anthracotherium birmanicum* (24,25)*
  - *Anthracotherium tenuis* (24,25)*
  - *Siamotherium pondaungensis* (24,26)*
  - *Myaingtherium kenyapotamoides* (27)
- Archaeomerycidae
  - *Irrawadymeryx pondaungi* (19)
- **Pecora**
  - *Indomeryx cotteri* (25)
  - *Indomeryx arenae* (25)
  - *Indomeryx pilgrimi* (28)
  - *Indomeryx minus* (28)

Perissodactyla
- Brontotheriidae
  - *Sivatitanops cotteri* (29)
  - *Sivatitanops birmanicum* (23)
  - Cf. *Sivatitanops rugosiden* (17,29)
  - Cf. *Metatelmatherium lahirii* (17,30)
  - Cf. *Metatelmatherium browni* (17,29)
  - Cf. *Bunobrontops savagei* (31)
  - Cf. *Bunobrontops* sp. (31)
- **Chalicotherioidea**
  - Eomoropidae
    - Gen. et sp. indet. (17)
    - Cf. *Eomoropus minimus* (17)
    - *Eomoropus pawnyunti* (32)
- **Tapiromorpha**
  - *Skopaiolophus burmese* (33)
  - *Deperetella birmanica* (29)
  - *Indolophus guptai* (21,34)
- **Tapiroidea**
  - Deperetellidae
    - *Bahinolophus birmanicus* (17,19)
- **Rhinocerotoidea**
  - Rhinocerotidae
    - *Teletaceras* sp. (35)
  - Amynodontidae
    - Gen. et sp. indet. (17)
    - *Paramynodon birmanicus* (22)
    - *Paramynodon cotteri* (29)

Table 2. Liste faunique des mammifères fossiles de la formation de Pondaung. * : affinité/taxon publié mais sujet à discussion. Références : (1) Jaeger et al., 1999 ; (2) Gebo et al., 2002 ; (3) Takai et al., 2005 ; (4) Colbert, 1937 ; (5) Pilgrim, 1927 ; (6) Gunnell et al., 2002 ; (7) Takai et al., 2001 ; (8) Beard et al., 2009 ; (9) Chaimanee et al., 2012 ; (10) Beard et al., 2007 ; (11) Peigné et al., 2007 ; (12) Egi et al., 2004 ; (13) Egi et al., 2005 ; (14) Takai et Shigehara, 2004 ; (15) Dawson et al. (2003) ; (16) Marivaux et al., 2006 ; (17) Tsubamoto et al., 2005 ; (18) Métais, 2006 ; (19) Métais et al., 2007 ; (20) Ducrocq et al., 2000b ; (21) Tsubamoto et al., 2003 ; (22) Holroyd et Ciochon, 1995 ; (23) Pilgrim et Cotter, 1916 ; (24) Tsubamoto et al., 2002a ; (25) Pilgrim, 1928 ; (26) Ducrocq et al., 2000a ; (27) Tsubamoto et al., 2011 ; (28) Métais et al., 2000 ; (29) Pilgrim, 1925 ; (30) Colbert, 1938 ; (31) Holroyd et Ciochon, 2000 ; (32) Remy et al., 2005 ; (33) Métais et al., 2006 ; (34) Tsubamoto et al., 2000 ; (35) Holroyd et al., 2006.

REPTILIA
Squamates
Colubroidea
Gen. et sp. indet. (36)
Alethinophidia
Palaeophiidae
Pterosphenus sp. (36)
Iguania
barbaturex morrisoni (37)
Testudines
Pelomedusoides
Podocnemididae
Gen. et sp. indet. (38)
Cryptodira
Gen. et sp. indet. (38)
Carettochelyidae
Anosteira sp. (38)
Burmemys magnifica (38)
Trionychidae
Gen. et sp. indet. (38)
Crocodilia
Mesosuchia
Dyrosauridae
Gen. et sp. indet. (39)

AVES
Ciconiiformes
Threskiornithidae
Gen. et sp. indet. (40)

CHONDRICHTYES
Myliobatiformes
Dasyatidae
Dasyatis sp. (41)
Gymnuridae
Ouledia sp. (41)

Table 3. Liste faunique des vertébrés fossiles (non mammifères) la formation de Pondaung. Références : (36) Head et al., 2005 ; (37) Head et al., 2013 ; (38) Hutchison et al., 2004 ; (39) Buffetaut, 1978 ; (40) Stidham et al., 2005 ; (41) Adnet et al., 2008.

et al., 1998). On note également l'absence de niveaux de lignite, pourtant communs dans les dépôts de plaine alluviale (ou deltaïque) de milieu équatorial sans saisonnalité (Lottes et Ziegler, 1994). La présence de lignes d'arrêt de croissance dans les mâchoires de plusieurs spécimens de *Pondaungia cotteri* suggère un environnement avec un fort stress alimentaire et une (ou plusieurs) période de diète annuelle (Jaeger et al., 2004). Cet aspect saisonnier est aussi suggéré par la présence de cernes marqués dans de nombreux spécimens de bois silicifiés (Jaeger et al., 2004).

Les nombreux taxa de milieu humide ne refléteraient donc pas un climat équatorial, mais plutôt la proximité de zones côtières, comme il est suggéré par Hutchison et al. (2004). Cette proximité est confirmée par la présence d'au moins une espèce de serpent de milieu saumâtre, de raies d'estuaires et d'arbres de mangrove (Privé-Gill et al., 2004; Head et al., 2005; Adnet et al., 2008). Il faut néanmoins préciser que la formation de Pondaung ne représente pas des dépôts côtiers sensu stricto mais bien des dépôts de plaine alluviale (cf. section 1.3) : en ce sens, ces observations suggèrent une influence maritime remontant jusqu'à l'intérieur des terres, comme dans la partie amont de nombreuses plaines deltaïques actuelles et passées (Styan et Bustin, 1984; Arndorff, 1993).

1.7 Datation

Outre la datation de l'assemblage faunique, correspondant au Bartonien, deux approches supplémentaires ont été menées pour tenter de dater plus précisément la formation de Pondaung : la datation de zircons de niveaux de tufs par traces de fission (pour une compilation des datations : Tsubamoto et al., 2011) et par radiochronologie U/Pb (Zaw et al., 2014), et l'étude magnétostratigraphique sur la partie

terminale du membre supérieur de la formation par Benammi et al. (2002).

La datation de zircons par trace de fission par l'équipe paléontologique birmano-japonaise a délivré trois datations issues de différents niveaux de tufs du membre supérieur (Tsubamoto et al., 2011) : 37.2 ± 1.3 (1σ), 38.8 ± 1.4 (1σ) et 38.6 ± 1.1 (1σ) Ma. Ces datations sont néanmoins à relativiser, du fait du très mauvais état de conservation des zircons (rendant difficile toute datation parallèle par U/Pb ; Tsubamoto et al., 2002b). De plus, les niveaux à tufs échantillonnés par les japonais sont d'une origine purement volcanique discutable, et pourraient plutôt représenter des horizons pédogéniques albiques (voir chapitre 7). Cette remarque est confirmée par la récente étude pétrographique de Zaw et al. (2014), qui identifie plusieurs clastes carbonatés et métamorphiques dans ces niveaux.

Après plusieurs années de tentatives infructueuses, Zaw et al. (2014) délivrent les premières datations de zircons par U/Pb sur deux échantillons des mêmes niveaux à tufs, et obtiennent des populations de zircon d'age U-Pb s'étalant entre 36.9 ± 1.2 et 48.4 ± 1.4 Ma, avec un maximum de population vers 40 Ma.

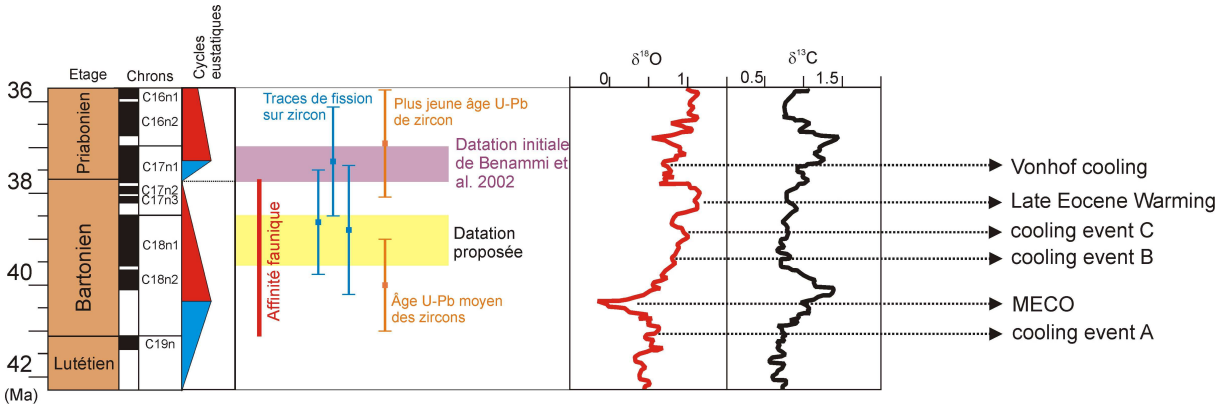


Figure 12. Polarité magnétique, cycles eustatiques, $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques d'eau profonde et événements climatiques majeurs de la période Bartonien/Priabonien d'après Gradstein et al. (2012), et éléments de datation de la formation de Pondaung (voir texte pour références).

L'étude magnétostratigraphique de Benammi et al. (2002) a délivré une polarité normale constante pour 319 m de section du membre supérieur de la formation de Pondaung. Benammi et al. (2002) attribuent la section étudiée à la partie supérieure du chron C17n1, entre 37.4 et 37 Ma. On peut noter que cette datation est assez incongrue, car elle suppose des taux de sédimentation très élevés pour la section (319 m en moins de 400 ka, soit une aggradation supérieure à 0.8 mm par an, peu commune dans les plaines alluviales ; Miall, 2006) et est incompatible avec les taux de sédimentation paléogènes de Birmanie centrale calculés par Metivier et al. (1999). La récente redatation de la frontière Priabonien-Bartonien, attribuant le chron C17n1 au Priabonien dans sa quasi-totalité, invalide la datation de la section de la formation de Pondaung (Agnini et al., 2011; Gradstein et al., 2012). L'attribution au chron C17n2, au chron C17n3 ou à l'association de ces chrons est peu probable pour les mêmes raisons que précédemment : en effet, la durée de ces deux chrons totalise moins de 400 ka. De plus, une telle datation correspondrait au maximum transgressif global sur l'ensemble Bartonien/Priabonien (voir figure 12), ce qui est incom-

patible avec la nature de minimum regressif pour le membre supérieur de la formation de Pondaung (voir section 1.1). La section de Benammi et al. (2002) est donc attribuée de manière plus cohérente au chron C18n1 (40.1 Ma à 38.5 Ma), au milieu du Bartonien (voir figure 12 ; Gradstein et al., 2012). Cette datation à l'avantage de donner un taux de sédimentation plus réaliste à la section (319 m de sédiments déposés en l'espace de 1.6 Ma maximum), et correspond à une période de bas niveau eustatique global.

La datation proposée positionne le membre supérieur de la formation de Pondaung après le MECO, a peu près au même moment que le refroidissement post-MECO (Cooling events A et B ; Villa et al., 2008), et correspond au début de la détérioration climatique en Asie du Sud-Est, à la fin de l'Eocène moyen (cf. chapitre 2, section 4.3 ; Quan et al., 2011).

2 La formation de Yaw

2.1 Stratigraphie

Jusqu'à présent, la formation de Yaw reste une grande inconnue. On qualifie de formation de Yaw les séries marines à dominante argileuse succédant aux grès de Pondaung, précédant les séries gréseuses de la formation de Letkat dans le sous-bassin de Chindwin et les séries gréseuses de la formation de Shwezetaw dans le sous-bassin de Minbu (Bender, 1983). Dans le sous-bassin de Minbu, la formation de Yaw est peu épaisse (approximativement 800 m d'épaisseur ; United Nations, 1978) et a délivré un certain nombre de foraminifères d'âge Eocène supérieur (*Nummulites yawensis* et *pengaronensis*, *Gypsina globulla*, *Discocyclina sella* et *omphalla*, *Operculina* cf. *canalifera*) et de gastéropodes marins (*Velates perversus* ; Nagappa, 1959; Maung et al., 2005). Dans le sous-bassin de Chindwin, la formation de Yaw est plus épaisse (jusqu'à 1500 m d'épaisseur) et est rythmée par des niveaux à lignite caractéristiques de dépôts de marais côtiers tropicaux, exploités aujourd'hui dans la région de Kalewa (Potonie, 1960; United Nations, 1978; Bender, 1983). Kotaka et Uozumi (1962) y décrivent une nouvelle espèce de gastéropode thiaridé (*Pachymenliana kalewana*), et divisent la formation de Yaw en trois membres : un membre inférieur à niveaux de lignite, un membre intermédiaire gréseux et un membre supérieur à niveaux de lignite. La réalité est plus complexe, et les corps gréseux sont communs sur l'intégralité de la série (cf. chapitre 4).

2.2 Les sites visités

J'ai tout d'abord eu l'occasion d'observer plusieurs affleurements de la formation de Yaw dans le sous-bassin de Minbu, autour du village de Bahin et le long de la coupe de Seikche (cf. figure 10b). Dans cette zone, les affleurements sont de taille réduite et sont constitués principalement d'argiles à lamination plane, ayant délivré sporadiquement quelques dents de requins (Xavier Valentin, pers. com.).

J'ai principalement pu étudier la formation de Yaw dans le sous-bassin de Chindwin, près de la ville de Kalewa (cf. figure 13). Dans cette zone, l'intégralité des séries cénozoiques affleure sur la marge du bassin, formant un relief en côtes à pendage significatif (20-40°). Malgré le paysage forestier, les conditions

d'affleurement sont idéales du fait de l'incision de la rivière Myittha et de l'activité minière dans la vallée de Wa Ya Chaung. La plupart des sites visités correspondent à des mines de charbon en activité ou abandonné (voir figure 14). Les sites miniers visités incluent :

- la société minière *Max Myanmar* : Pit 1 (N23°14′47.0″ E094°15′16.2″), Pit 2 (N23°14′38.9″ E094°15′51.2″), Old Pit (N23°13′58.0″ E094°15′24.1″) ;
- la société minière *Tun Thwin* : Pit 3 et 4 (N23°16′41.3″ E094°16′15.5″) ;
- au sud de la rivière Mytthia, la société minière *Htoo Han Thit Company* : Pit 5 (N23°09′49.1″ E094°14′31.7″), Pit 6 (N23°09′17.2″ E094°14′59.0″) ;
- au nord de la vallée de Wa Ya Chaung, près du village de Paluzawa : la société *Shwe Taung Mine* (N23°27′09.7″ E094°16′57.2″).

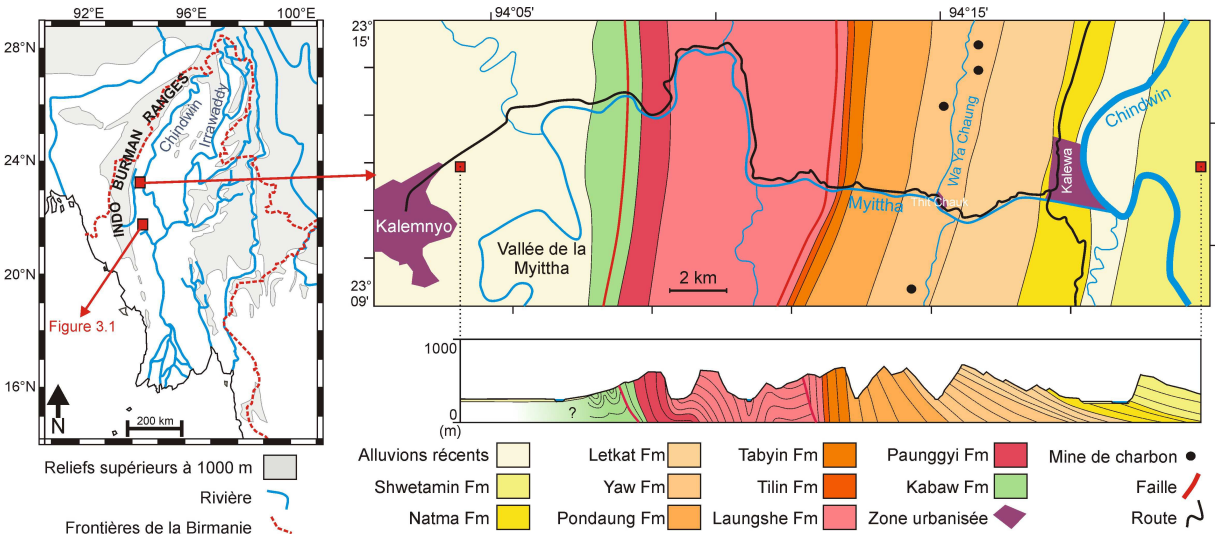


Figure 13. Carte géologique et section schématiques de la région de Kalewa, dans le sous-bassin de Chindwin. La section a été réalisée le long de la route Kalemnyo-Kalewa, construite le long de la rivière Myittha qui incise les séries cénozoiques. L'intégralité de la section avait été partiellement relevée en 1978 (United Nations, 1978).

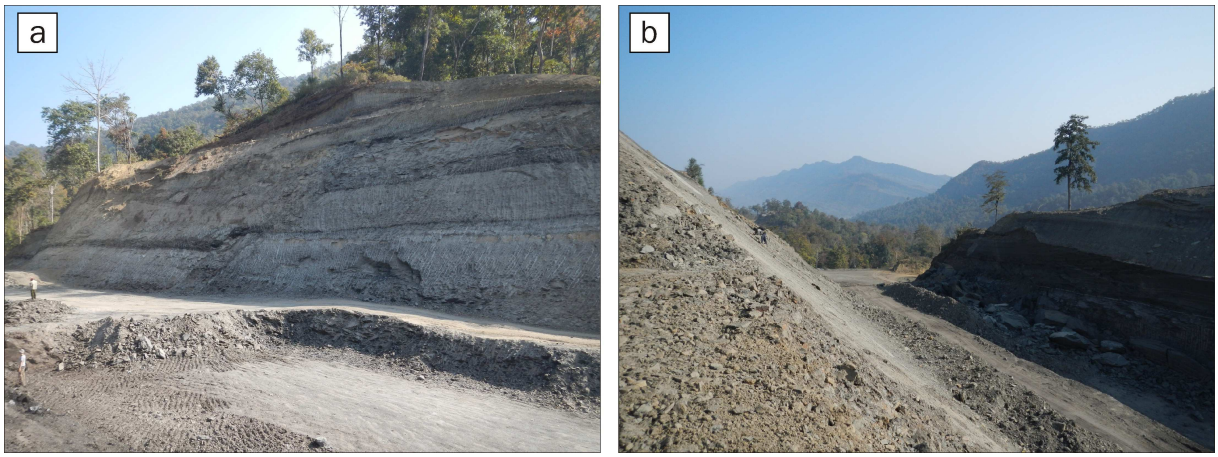


Figure 14. Sites miniers de la vallée de Wa Ya Chaung. a : Pit 3 (societé *Tun Thwin*) ; b : Pit 6 (societé *Htoo Han Thit Company*).

3 Autres sites étudiés

Dans le cadre de mon travail de terrain, j'ai aussi eu l'occasion d'observer un grand spectre de formations géologiques birmanes, dont l'essentiel des formations cénozoiques des sous-bassins de Minbu et de Chindwin. Ces observations ont été réalisées dans un double dessein :

- échantillonner du sédiment d'époques différentes afin d'étudier l'évolution du drainage de Birmanie centrale par une étude de provenance (Partie II) ;
- prospecter de nouveaux sites fossilifères ; j'ai ainsi accordé une attention particulière à certains sites miocènes ayant déjà délivré des fossiles par le passé, attribués au groupe de Pegu et à la formation de l'Irrawaddy (Theobald, 1873; Noetling, 1900; Pascoe, 1908; Chavasseau et al., 2006, 2010; Zin Maung Maung Thein et al., 2010, 2011; Jaeger et al., 2011) ;

Parmi les sites d'intérêt géologique dans le sous-bassin de Minbu, on peut noter les coupes de Seikche, le long des deux rivières Kyauk O C et La Pauk (voir figure 10b), où les formations de Shwezetaw, de Padaung et de Kyaukkok présentent quelques beaux affleurements. La formation de Tabyin a été échantillonnée sur la route de Mogaung, près du village de Padakkaung (N21°54′07.6″ E094°33′47.2″, voir figure 10b). Les formations d'Okhmintaung et de Pyawbwe ont été échantillonnées dans l'anticlinal de Yenangyat, massif allongé dont le flanc oriental borde l'Irrawaddy et fait face au site historique de Pagan (échantillonnage réalisé autour de la pagode de Tentidaw, N21°09′22.3″ E094°46′47.7″). La formation d'Obogon a été échantillonnée dans les champs pétroliers de l'anticlinal de Yenangyang, au sud de Yenangyat (site du monastère de Yenangyang : N20°26′33.2″ E094°54′32.7″). La formation de l'Irrawaddy a été observée sur de nombreux sites autour de Yenangyang, de Magway (cf. Jaeger et al., 2011, N20°05′47.8″ E095°08′04.1″) et de Chauk (N20°58′30.9″ E094°41′18.5″).

Dans le sous-bassin de Chindwin, outre la coupe de la Myittha (voir figure 13), j'ai pu parcourir plusieurs sites miocènes autour de Kaduma (N22°56′02.0″ E095°13′57.2″). J'ai aussi pu observer en détail la formation Néogène de Maw (ou Maw Gravels), près de Gangaw, dans la vallée de la Myittha (N22°10′01.4″ E094°05′55.3″ ; voir chapitre 6.

Encart 5. **Le climat sur les sites d'étude**

Les sites d'étude de Birmanie centrale sont situées dans la **ceinture aride** birmane (Dry Belt ; Stamp, 1924), zone lovée le long du bord intérieur-est de la chaîne Indo-Birmane. Alors que le flanc occidental de la chaîne Indo-Birmane et le sud de la Birmanie sont arrosés par les pluies de mousson en provenance du golfe du Bengale (en moyenne > 3 m de précipitations annuelles ; Wang et Ding, 2006), les cimes de la chaîne Indo-Birmane bloquent la pénétration des précipitations plus à l'est, à l'origine de la relative sécheresse de la ceinture aride (entre 500 et 700 mm par an, principalement pendant les mois d'avril-mai-juin ; De Terra, 1941). A l'est de la ceinture aride, le plateau Shan-Thaï concentre à nouveau de fortes précipitations, apportées de la mer d'Andaman par les vents contournant la chaîne Indo-Birmane par le sud (De Terra, 1941). L'étonnante sécheresse de la ceinture aride de Birmanie centrale est un phénomène assez récent, car les séries mio-pliocènes de la zone témoignent d'un régime à humidité importante (Prakash et Bande, 1980; Gottwald, 1994; Chavasseau et al., 2010; Zin Maung Maung Thein et al., 2011). Sa mise en place est sans doute liée au dernier épisode important de surrection de la chaîne Indo-Birmane au Pléistocène (voir chapitre 1 ; Maurin et Rangin, 2009b).

Partie II

Paléo-drainages et paléogéographie : d'où vient le sédiment de Birmanie ?

Cette partie présente une étude détaillée de la provenance du sédiment du bassin de Birmanie centrale, avec une emphase particulière sur les dépôts sédimentaires éocènes. Les enjeux sont doubles :

- reconstituer les potentielles connections hydrographiques et la morphologie de la Birmanie centrale à l'Eocène, afin de dessiner le cadre paléogéographique du proto-golfe de Bengale, corridor clé des dispersions successives de mammifères continentaux ;
- déterminer l'évolution cénozoique de la syntaxe Est-Himalayenne, au voisinage direct de la Birmanie centrale, dont l'importance est majeure dans la compréhension des mécanismes de la collision indo-asiatique (voir chapitre 2).

Cette partie a fait l'objet de deux publications, formant le corps des chapitres 4 et 5. Le chapitre 4 propose une étude de provenance détaillée des formations de Pondaung et de Yaw par une approche pluri-disciplinaire, combinant sédimentologie, géochimie isotopique (isotopes Nd et Sr) et pétrographie. Le chapitre 5 étend l'étude de provenance de l'Eocène moyen au Pléistocène et reconstruit l'évolution du drainage de Birmanie centrale depuis le début de la collision indo-asiatique. Enfin, le chapitre 6 présente plusieurs données non-publiées complétant les études précédentes et répond aux enjeux posés sous la forme d'une synthèse.

Chapitre 4

Reconstruction du drainage de Birmanie centrale pendant l'Eocène moyen et final

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans *Journal of the Geological Society, London* et est présenté sous sa forme publiée. Les données brutes (Supplementary Material) sont présentés en annexe A.

Journal of the Geological Society, London. doi: 10.1144/jgs2012-126
Published *Online First*
© 2013 The Geological Society of London

A palaeo Tibet–Myanmar connection? Reconstructing the Late Eocene drainage system of central Myanmar using a multi-proxy approach

A. LICHT[1,2*], C. FRANCE-LANORD[2], L. REISBERG[2], C. FONTAINE[3], AUNG NAING SOE[4] & J.-J. JAEGER[1]

[1]*Institut de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine: Evolution et Paléoenvironnements (IPHEP), Université de Poitiers, UMR CNRS 7262, bâtiment B35, 6 rue Michel Brunet, Poitiers F 86022 France*

[2]*Centre de Recherches Pétrologiques et Géochimiques (CRPG), CNRS UMR 7358–Université de Lorraine, Vandoeuvre les Nancy, 54501 France*

[3]*Hydrasa-IC2MP, UMR CNRS 7285, Université de Poitiers, 86000 France*

[4]*Department of Geology, Defence Services Academy, Pyin Oo Lwin, Myanmar*

**Corresponding author (e-mail: alexis.licht@univ-poitiers.fr)*

Abstract: Strain resulting from the collision of India with Asia has caused fundamental changes to Asian drainage patterns, but the timing and nature of these changes are poorly understood. One frequently proposed hypothesis involves the connection of the palaeo Tsangpo drainage to a precursor to the Irrawaddy River of central Myanmar in the Palaeogene. To test this hypothesis, we studied the provenance of Palaeogene fluvio-clastic sedimentary rocks that crop out in central Myanmar, namely the Late Middle Eocene–Early Oligocene Pondaung and Yaw Formations. Isotopic analysis on bulk-rock and petrographic data indicate a primary magmatic arc source, and a secondary source composed of recycled, metamorphosed basement material. Although the exact location of both sources is hardly distinguishable because Burmese and Tibetan provinces share common lithological features, the presence of low-grade metamorphic fragments, the heterogeneity in Sr–Nd isotopic values of bulk sediments and westward-directed palaeoflow orientations indicate a proximal source area located on the eastern Asian margin. Central Myanmar was the locus of westward-prograding deltas opening into the Indian Ocean, supplied by the unroofing of an Andean-type cordillera that extended along the Burmese margin. We found no evidence to support a palaeo Tsangpo–Irrawaddy River, at least during the Late Eocene.

Supplementary material: Data locations, and isotopic and petrographic results are available at www.geolsoc.org.uk/SUP18655.

The major East Asian rivers have elongated and irregularly shaped drainage basins that have been explained as the consequence of drainage reorganization associated with uplift of eastern Tibet, most probably in the Miocene (Brookfield 1998; Clark *et al.* 2004; Clift *et al.* 2008). The unique geometry of the Tsangpo River, with its abrupt and tight loop in the deeply incised gorges of the Namche Barwa massif, and the close proximity of several major rivers in the eastern Himalayan syntaxis region suggest that drainage patterns in the past were very different (see Fig. 1a; Brookfield 1998). These changed when the region was subjected to rapid uplift and erosion that caused a series of drainage reversal and capture events (Clark *et al.* 2004). One of the most popular models proposes a previous connection between the Yarlung–Tsangpo and the nearby Irrawaddy River via the Parlung and Lohit Rivers (Fig. 1a; Stamp 1940). However, this commonly held hypothesis has not been extensively studied, and little attempt has been made to better constrain the timing of the proposed Irrawaddy–Tsangpo diversion. Nevertheless, recent work based on phylogenetic studies of freshwater fish has suggested that if any connection existed it would have ceased by the Early Miocene (Ruber *et al.* 2004).

The Central Myanmar Basin contains an almost continuous succession of Cenozoic sedimentary rocks most of which are associated with fluvio-deltaic depositional environments (see Fig. 1c). During the Palaeogene, rates of deposition were high (Metivier *et al.* 1999), and the large thicknesses of the Late Middle Eocene to Early Oligocene Pondaung and Yaw Formations represent a significant proportion of the Palaeogene sediments deposited in central Myanmar (United Nations 1978). Rocks of this age are good candidates for a provenance study to test whether palaeo-rivers of Myanmar were once connected to Tibet.

To define the sediment provenance, this study adopted a multi-proxy approach, combining sedimentological, petrographic, and isotopic analysis. Rocks of Asian and Indian affinity are distinct in terms of their isotopic, geochemical and petrographic characteristics (DeCelles *et al.* 2001; Kapp *et al.* 2003; Chung *et al.* 2005). Because the Yarlung–Tsangpo River flows through the region of the Indus–Tsangpo Suture Zone, the boundary between Indian and Asian crust, any previous connection to the Irrawaddy would be reflected by the presence of sediments with features diagnostic of these regions (i.e. Transhimalayan material), thus provenance studies may be used to reconstruct palaeo sediment routing systems. Tools for tracing provenance are numerous, and have been widely used to help reconstruct the evolution of the Indo-Asian collision (see, e.g. Najman 2006, for a comprehensive review). Methods used include palaeocurrent analysis, quartz–feldspar–lithic fragment (QFL) point-counting, heavy mineral identification, and Nd and Sr isotopic analysis of bulk sediments (France-Lanord *et al.* 1993; Uddin & Lundberg 1998*a*; Colin *et al.* 1999; Pierson-Wickmann *et al.* 2001; Clift *et al.* 2001, 2006; Najman *et al.* 2008).

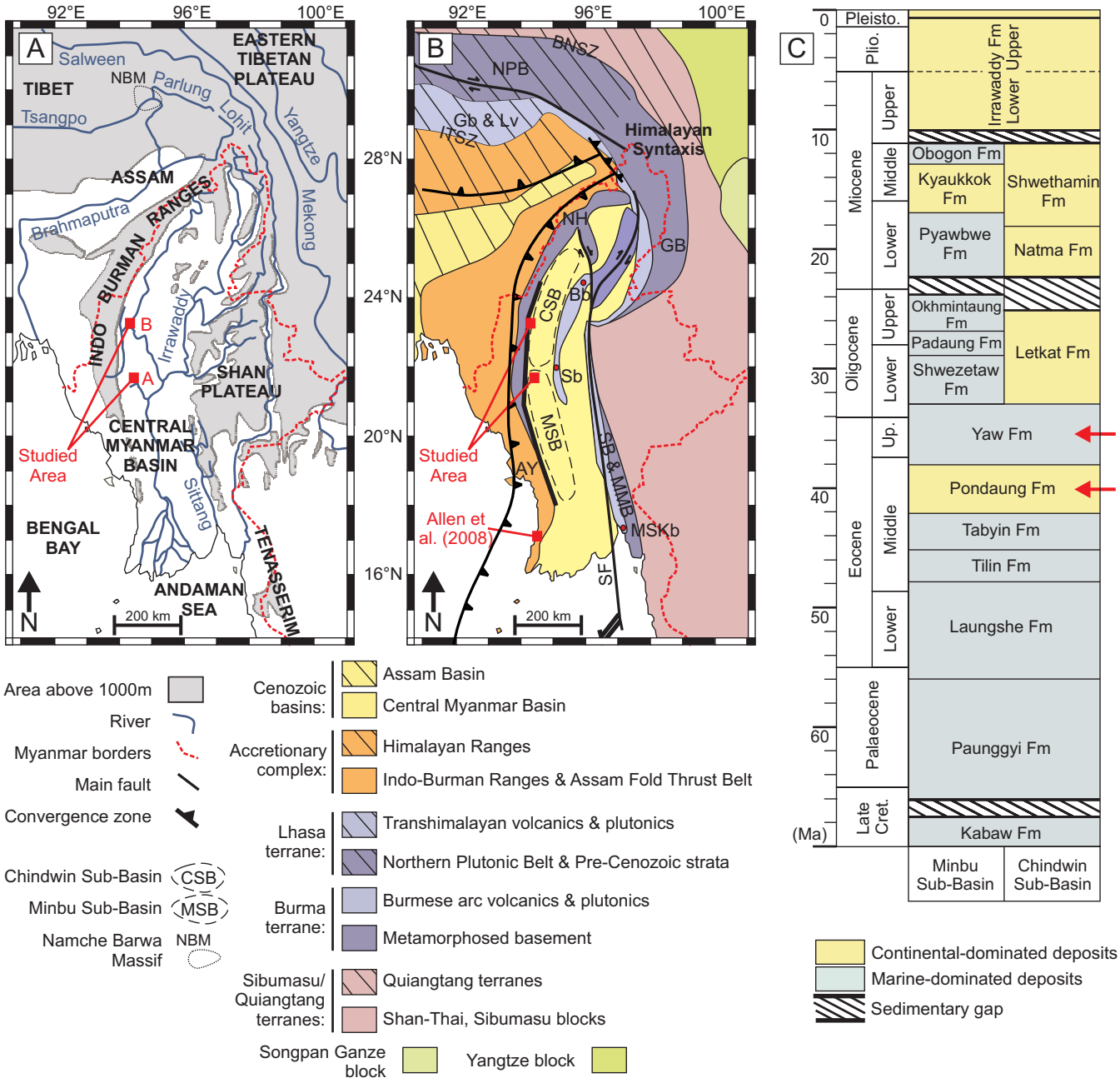


Fig. 1. (**a**) Schematic map of the eastern Himalayan syntaxis, showing the main rivers and the studied areas (site A: Bahin township; site B: Kalewa township). (**b**) Simplified geological map of the eastern Himalayan syntaxis with the main geological units, after Mitchell *et al.* (2004, 2012) and Pubellier *et al.* (2008); boundaries between Tibetan and SE Asian terranes are not precisely drawn because they are poorly known. The location of the Palaeogene Burmese samples of Allen *et al.* (2008) is also indicated. NH, Naga Hills; AY, Arakan Yoma; Gb & Lv, Gangdese batholith and Linzizong volcanic rocks; NPB, Northern Plutonic Belt; GB, Gaoligong Belt; SB & MMB, Slate Belt and Mogok Metamorphic Belt; Bb, Baunmauk batholith; Sb, Salingyi batholith; MSKd, Mokpalin–Sit-Kisin diorites; ITSZ: Indus–Tsangpo Suture Zone; BNSZ, Bangong Nujiang Suture Zone; SF, Sagaing Fault. (**c**) Cenozoic log of the Minbu and Chindwin Sub-Basins, central Myanmar, after Bender (1983).

Geological and palaeogeographical framework

Central Myanmar constitutes the southeastern end of the eastern Himalayan syntaxis, which forms a complex pattern of continental blocks that accreted to Asia throughout the Palaeozoic and Mesozoic (Metcalfe 1991). The Burma terrane forms the bulk of central Myanmar and is at present overlain by the Central Myanmar Basin (see Fig. 1b). The Burma terrane collided with Asia during the Cretaceous period, and forms the southeastward neighbour of the Lhasa terrane, which occupies the southern part of the Tibetan Plateau and which collided with Asia during the Late Jurassic–Early Cretaceous (Mitchell 1993). The Shan–Thai Plateau forms a large and elevated area in eastern Myanmar, and constitutes a local unit of the Sibumasu block (Bender 1983; Searle *et al.* 2012). At the transition between the Central Myanmar Basin and the Shan–Thai block, the deep basement of the Burma terrane is partially exhumed and comprises a succession of metamorphic belts (Bertrand & Rangin

A PALAEO TIBET–MYANMAR CONNECTION?

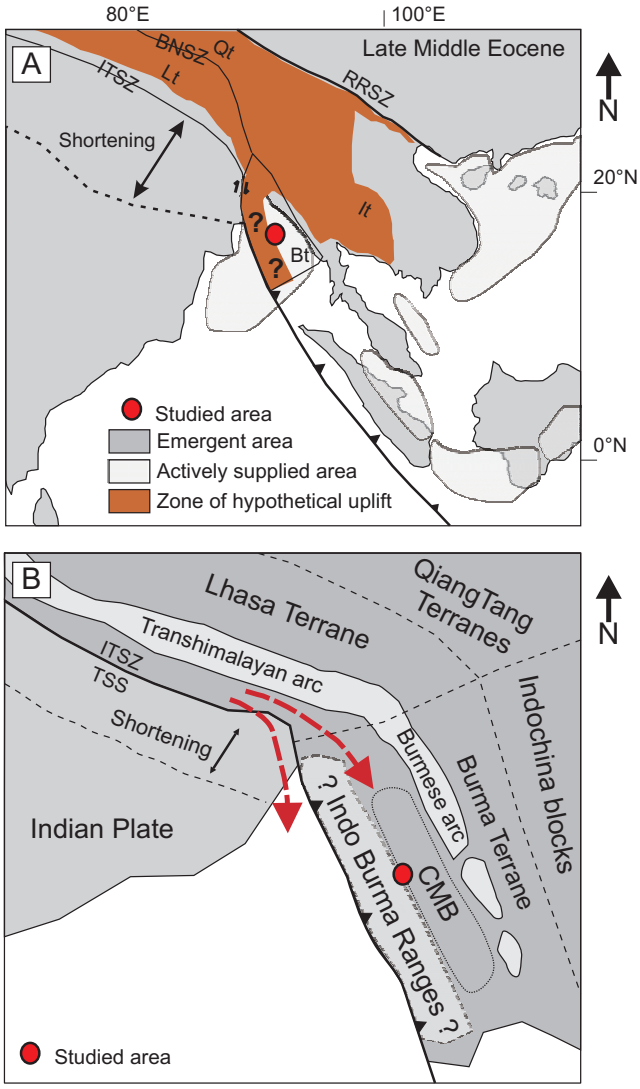


Fig. 2. (**a**) Palaeogeographical map of SE Asia during the Late Middle Eocene, after Hall (2002) and Morley (2009), and showing zones of hypothetical uplift, active basins and the different structural units surrounding the Central Myanmar Basin. ITSZ, Indus–Tsangpo Suture Zone; BNSZ, Bangong Nujiang Suture Zone; RRSZ, Red River Shear Zone; Lt, Lhasa terrane; Qt, Quiangtang terrane; It, Indochina terranes; Bt, Burma terrane. (**b**) Schematic map of central Myanmar and Tibet in the Late Middle Eocene, showing the potential pathways for carrying orogenic debris out of the Indus–Tsangpo Suture Zone. The presence of the Indo-Burman Ranges during the Eocene is not documented. CMB, Central Myanmar Basin; TSS, Tethyan Sedimentary Series.

2003; Mitchell *et al.* 2007, 2012). On its western margin, the Central Myanmar Basin is separated from the Assam Basin by the Indo-Burman Ranges, which constitute the Cenozoic accretionary complex produced by subduction of the Indian Plate under the Burma terrane (Brunnschweiler 1966; Maurin & Rangin 2009).

Following the Cenozoic deformation of Asia in response to India's penetration, central Myanmar primarily followed the northward motion of the Indian Plate and the rotational motion of the Indochina Plate, through intense strike-slip deformation and *c.* 20–30° clockwise rotation relative to South China (Tapponnier *et al.* 1986; Richter & Fuller 1996; Benammi *et al.* 2002; Hall 2002; Morley 2004). Until the Middle Miocene, strike-slip deformation was partially accommodated by the deep pull-apart formation of the Central Myanmar Basin, which led to exhumation of high-grade metamorphic rocks that partially form the Burmese basement (Rangin *et al.* 1999; Bertrand *et al.* 2001; Barley *et al.* 2003; Bertrand & Rangin. 2003; Searle *et al.* 2007). Middle Miocene spreading of the Andaman Sea and the emplacement along the eastern highlands of the Sagaing Fault accommodated the strike-slip motion (Khan & Chakraborty 2005). The total dextral displacement of central Myanmar has been variously estimated at 300–400 to about 1100 km (Maung 1987; Mitchell 1993; Curray 2005; Morley 2009).

The palaeogeographical reconstructions of Hall (2002) and Morley (2002, 2004, 2009) summarize and represent a compromise between the various palaeogeographical models. Late Middle Eocene simplified palaeogeography of the region is shown in Figure 2a, and a schematic structural map of central Tibet and Myanmar is proposed in Figure 2b. In the Eocene collision zone, central Tibet constitutes an area of old, inherited and young, collision-related highlands (Rowley & Currie 2006; Dupont-Nivet *et al.* 2008; Wang *et al.* 2008). North of the Indus–Tsangpo Suture Zone, the Asian basement is composed of granitic and sedimentary terrains of the Lhasa terrane (Kapp *et al.* 2003). The Transhimalayan arc represents the original Andean-type continental arc, formed by the subduction of Tethyan oceanic crust beneath the Asian active margin (Chung *et al.* 2005; Ji *et al.* 2009). In Eocene times, the Tibetan Sedimentary Series, a Palaeozoic to Eocene sedimentary succession deposited on the northern passive margin of India, may have been uplifted early and exposed south of the Indus–Tsangpo Suture Zone (Najman 2006; Najman *et al.* 2008). Further east, the Burmese margin was occupied by the Burmese magmatic arc, considered as the eastward continuation of the Transhimalayan arc and today represented by isolated granitoid exposures in the Burma basement terrane (Zaw 1990; Mitchell 1993; Mitchell *et al.* 2012). Further inland, the Shan and Yunnan highlands have been emergent since the Late Cretaceous period (Bender 1983), and have undergone minor uplift during the Palaeogene (Morley 2004). The Central Myanmar Basin constituted a NW–SE-oriented ribbon of pull-apart sub-basins, situated in a typical fore-arc position between the Burmese magmatic arc and the Indo-Burmese trench, where the Indo-Burmese rise is currently located.

The time at which the Central Myanmar Basin became isolated from the proto-Bengal fan and the Assam Basin on its western margin by the uplift of the Indo-Burman Ranges remains unknown. Maurin & Rangin (2009) demonstrated a Late Miocene uplift of the ranges, but the Central Myanmar Basin has been enclosed since at least the Middle Miocene, as it has been the locus of north–south prograding deltaic formations, recorded in the Pegu Group series (Khin & Myitta 1999). Poorly dated Eocene flysch-type sediments extend over the entire length of the inner wedge of the ranges, from the Arakan Yoma (southern edge of the ranges) to the Naga Hills (northern edge of the ranges; see Brunnschweiler 1966; Bannert *et al.* 2011), and indicate that the Indo-Burman Ranges were not emergent in the Middle Palaeogene. A combined petrographic and isotopic study of flysch sandstone samples from the Arakan Yoma identified a significant component of arc-derived material coming from the Asian active margin, and a persistent youngest zircon fission-track population at 37 Ma in the sandstones (Allen *et al.* 2008). Therefore, the Indo-Burman Ranges must have experienced a first uplift episode sometime between 37 Ma (Late Middle Eocene) and the Middle Miocene (Mitchell 1993; Allen *et al.* 2008).

In the Minbu and Chindwin Sub-Basins, the locations of the present study, the Pondaung and Yaw Formations represent a significant proportion of the Palaeogene deposits that are locally up to 2000 m in thickness (United Nations 1978). The Pondaung Formation contains

Late Middle Eocene continental fauna, and fluvio-deltaic deposits constitute the main outcrops (Jaeger *et al.* 1999; Beard *et al.* 2009), characterized by a high density of palaeosols: the 'cherry-red, bright buff and cream-white earths' already observed by Pilgrim & Cotter (1916). Lateral variations in facies are common, and fine-grained floodplain sediments alternate with pond-like deposits, crevasse splays and channel bodies (Soe *et al.* 2002). The magnetostratigraphic study of Benammi *et al.* (2002) of the upper part of the formation yielded a constant normal polarity throughout 319 m of deposits, indicating that this decametre-thick series would have been deposited in less than 1 Ma (maximum length of Bartonian polar chrons potentially contemporaneous with these deposits; Benammi *et al.* 2002), owing to a high accumulation rate (>0.3 mm a^{-1}). The Yaw Formation is the marine successor of the Pondaung Formation, and has been far less studied until now. In the Chindwin Sub-Basin, the Yaw Formation is especially thick and yielded Late Eocene to Early Oligocene foraminifera (Nagappa 1959).

Sampling sites and analytical methods

During the 2011 and 2012 winter seasons, we explored, described and sampled several Eocene exposure sites in both the Minbu and Chindwin Sub-Basins, paying special attention to the continental Pondaung and marine Yaw Formations. In the Minbu Sub-Basin, 11 sites were explored in the fossiliferous area of the Bahin township (site A, Fig. 1a); In the Chindwin Sub-Basin, most of the visited outcrops are situated in Kalewa township, along the Kalewa–Kalaymnyo road (site B, Fig. 1a), where the Yaw Formation is especially exposed. All studied sites are from the western margin of the Central Myanmar Basin, close to its boundary with the Indo-Burman Ranges (Fig. 1), and have been exhumed and exposed with a slight dip angle by successive Mio-Pliocene inversion episodes (Pivnik *et al.* 1998). Sites were logged, described and photographed; palaeoflow directions were measured on sandstone trough cross-bedding on 3D outcrops, according to standard field methods (Collinson & Thompson 1989).

Sandstone and mudstone samples of both the Yaw and Pondaung Formations, sampled in a 25 km wide area in Bahin township (site A, Fig. 1a), were selected to represent all of the various observed facies. To determine their contents in quartz, feldspar and lithic grains, five sandstone samples were selected and mounted in a synthetic resin from which thin sections were prepared at the Georessources laboratory (Vandoeuvre les Nancy); 400 points were then counted according to the Gazzi–Dickinson method (Dickinson 1985). We used the classification diagram of Garzanti & Vezzoli (2003) for metamorphic lithic grains, and calculated the Metamorphic Index, which expresses the average degree of metamorphism in rock fragments. Six sandstone samples were selected for heavy mineral identification and counting; dense minerals were concentrated with bromoform using the 63–250 μm fraction; resulting extracts were weighed, mounted in a synthetic resin and prepared as thin sections at the Hydrasa laboratory (Poitiers), whereas residues were crushed for mineralogical identification by X-ray diffraction (XRD) using a Philips Xpert diffractometer. Dense minerals were identified with the help of diffractograms, and 200 minerals were counted in thin section according to the 'ribbon counting' method (Mange & Maurer 1992). Six samples were prepared for clay mineralogy determination. Mineralogical identifications were made by XRD on the <2 μm size fraction, isolated by gravity settling. Oriented mounts were obtained using 10 mg of the clay fraction dried at room temperature; untreated and glycolated subsamples were analysed to identify swelling clay minerals (1 h saturation with ethylene glycol vapour). XRD analyses were performed on a Brucker D8 Advance diffractometer in AD state at the Hydrasa Laboratory (Poitiers).

Nine samples of various grain sizes, chosen to represent both bed-load and suspended-load sediments, were also selected for Nd and Sr isotopic analysis of their bulk silicate fractions. Four additional samples were separated into clay fraction (<2 μm) and sand fraction (>63 μm), to test grain-size dependent effects. Nd and Sr chemical separation and isotopic analyses were performed at the CRPG, according to the standard procedures of the laboratory, adapted from those of Pin *et al.* (1994). Briefly, after decarbonation in hydrochloric acid, the silicate fractions were dissolved in HF–HNO_3 with a small amount of $HClO_4$, and Sr and Nd were separated using Eichrom Sr-spec, TRU-spec and Ln-spec resins. Sr isotopic composition was measured by thermal ionization mass spectrometry, using a Triton Plus instrument operated in static mode. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios were corrected for mass fractionation assuming $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$. During these measurements the $^{87}Sr/^{86}Sr$ value for the NBS 987 standard was 0.710263 ± 0.000023 (2σ). Nd isotopic compositions were measured using a Neptune Plus multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry system. Nd isotopic ratios were normalized to $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. During the period of sample measurement the JNdi Nd standard gave a mean value of $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512077 \pm 0.000017$ (2σ). Nd and Sr procedural blanks were insignificant compared with the amounts of Sr and Nd measured in the samples.

Results

Sedimentological observations and palaeocurrent analysis

Sandstone bodies of the Pondaung Formation are fairly homogeneous and show many common characteristics; logs and detailed information have been previously published by Soe *et al.* (2002). Bodies are lenticular, wing-shaped, and usually isolated in clay-rich deposits, or stacked in thick agglomerations where each body can still be recognized. Their dimensions vary from 15 to 800 m in width, for 1–15 m of thickness (with width/thickness ratios between 8:1 and 100:1). The smaller sandstone bodies are single units whereas larger bodies form multi-storey stacked sandstone successions. Each sand body displays a characteristic inverse-grading, with coarse and erosive basal layers of low-angle planar stratifications, overlain by several tabular sets (20–80 cm thick) of trough cross-stratification, which are the dominant facies of the sandstone bodies. Basal lags of pebbles and cobbles are common. Among the clasts, volcanic rocks, composed of olivine and pyroxene-rich volcanic conglomerates, basalts, trachytes and rhyolites were notably recognized. Palaeoflow measurements on trough cross-bedding show an unequivocal unimodal westward direction before any rotational correction (see Fig. 3a). The array of measured directions extends from the NW to the SSW.

In the Minbu Sub-Basin, the Yaw Formation is poorly exposed. Outcrops in the Bahin area (area A in Fig. 1a) display horizontally laminated mudstones with sparse millimetre-scale silty and wavy laminae, and rare centimetre-thick carbonate layers. These deposits yielded several shark teeth and shellfish fragments; ichnotaxa are rare, but *Thalassinoides* and *Planolites* have been locally recognized; metre-thick tempestite sandy sets have also been observed and yielded shellfish and fossil wood fragments. In the Chindwin Sub-Basin, the Yaw Formation is far better exposed in the Kalewa township (area B in Fig. 1a), and thick outcrops, exposed during excavation for coal mining, could be logged (see Fig. 3b). The Yaw Formation comprises a succession of coarsening-upward, 10–30 m thick sequences. Basal deposits of the type-sequence are composed of grey to black laminated mudstones with a high content of organic matter (facies Fo), interrupted by decimetre-thick, laterally continuous carbonated layers (micritic

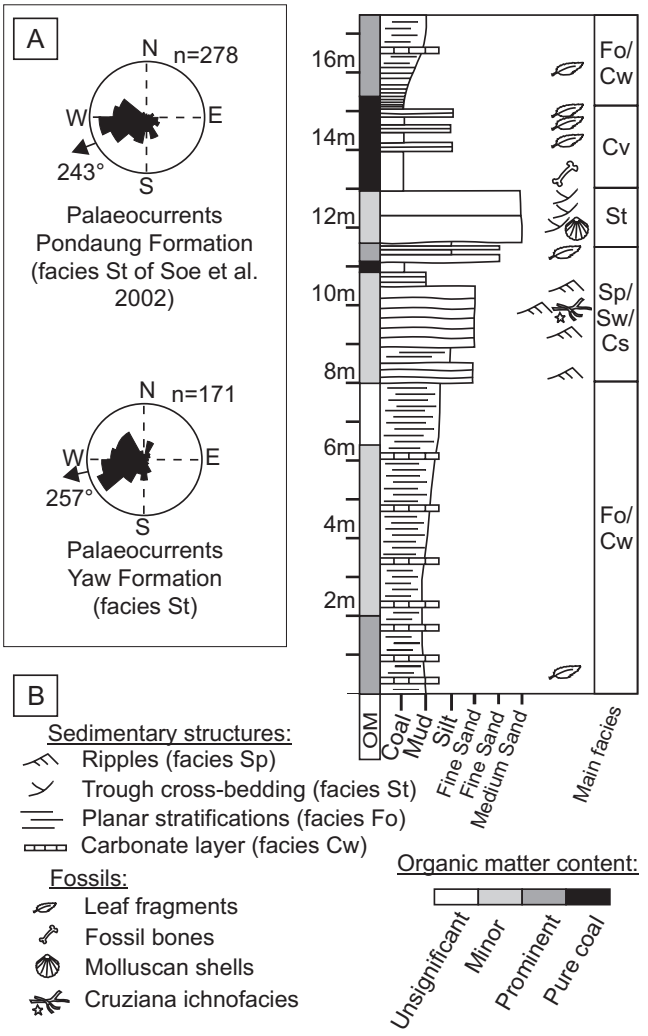


Fig. 3. (**a**) Measured palaeocurrents in sandstones bodies of both Pondaung and Yaw Formations. (**b**) Sedimentary log of an isolated coal mine, Yaw Formation, showing a standard coarsening-upward sequence (Kalewa road, 23°09'17.2"N, 94°14'59.0"E). OM, organic matter.

wackestone, facies Cw). These mudstones are 2–15 m thick and are overlain by a coarsening-upward succession of small 3D ripples (2–3 cm) with organic matter laminae as drapes (facies Sp) and centimetre-thick sets of wavy stratifications (facies Sw). Set surfaces of both facies are extremely rich in plant debris; the sets can contain flasers of pure organic matter, and can be interrupted by several centimetres of laminated, sapropelic coal (Facies Cs). Grains are subangular, silty to fine grained, and sandstones can be micaceous. *Thalassinoides* and *Teichichnus* ichnotaxa have been observed (Cruziana ichnofacies), but ichnotaxa as fossil remains are rare. These layers may be abruptly overlain by stacked sets of trough cross-stratification (60–100 cm thick), with flaser bedding with organic matter and lignite drapes (facies St). This facies is composed of fine to coarse grains, is locally rich in mud clast breccia, and locally yielded *Roselia* ichnotaxa, freshwater gastropods and fish bones. These sandstone units can be up to 6 m thick, and the edges of the bodies are not well exposed. The sequence is usually capped by a laterally extensive, metre-thick lignite layer containing continental vertebrate fossils (facies Cv). These gradually evolve into Fo facies through a progressive increase in clastic content. Palaeocurrent analysis on trough cross-bedding (facies St) of the coarsening sequences displays similar patterns to the Pondaung Formation, with unimodal, west-directed results, from NW to SW, before any rotational correction (see Fig. 3a).

Petrographic data

QFL and lithic grain plots of the point-counting results are presented in Figure 4. All samples show a significant proportion of lithic detritus and plot in the magmatic arc province on the QFL plot of Dickinson (1985). Volcanic lithic grains are dominant, whereas sedimentary and metamorphic lithic grains are less common, and are found in similar proportions. The Metamorphic Index of Garzanti & Vezzoli (2003) shows very low values, between 100 and 150 (on a scale varying from 100 to 500).

Heavy mineral fractions show a strongly depleted assemblage (see Table 1); in other words they display very low contents of transparent heavy minerals and a scarcity of pyroxene and amphibole, indicating extensive diagenetic dissolution. Opaque phases (rutile, ilmenite, Cr-spinel) represent a significant proportion of the observed grains (from 17 to 45%). Epidote, ilmenite and rutile are the most frequently detected minerals, with minor amounts of Cr-spinel, alkali amphibole (glaucophane), clinopyroxene, tourmaline and anatase. Titanite, pumpellyite, hornblende and chlorite were occasionally detected. We note the lack of zircon in the ultra-stable phase.

XRD analyses of <2 μm fractions of six samples show a prominent contribution of smectite with subordinate amounts of kaolinite and illite. Chlorite has also been detected in the analysed sample of the Yaw Formation, as well as smectite–illite mixed layer clays in one pedogenized sample of the Pondaung Formation.

Nd and Sr isotopic results

Results for both the Yaw and Pondaung Formations are plotted in Figure 5a. Pondaung isotopic results show an unusually wide range, from +0.3 to −7.8 for εNd (with an average of −4.3) and from 0.705 to 0.718 for $^{87}Sr/^{86}Sr$ (with an average of 0.7119). Among these results, two distinct families can be distinguished: sediments from the Paukkaung, Nyuangpinle and Pangan localities yielded very high εNd (+0.3 to −3.8) and low to moderate $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (0.705–0.711) and constitute one source family; sediments from the Yarshe, Thaminchauk and Ganle localities yielded substantially lower εNd (−3.9 to −7.8) and higher $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (>0.714), and form a second family. Neither family displays a stratigraphic trend or any geographical zonation (see Fig. 5b and c). The <2 μm and >63 μm fractions of the same samples show significant differences in εNd (up to four) and $^{87}Sr/^{86}Sr$ (up to 0.003), but stay within the range of values of the corresponding family.

Yaw isotopic results also display a wide range of values, with εNd from −2.5 to −7.5 (with an average of −5.3) and $^{87}Sr/^{86}Sr$ from 0.708 to 0.714 (with an average of 0.7115). Nevertheless, these results form a unique group, which occupies the space between the two Pondaung families on the εNd v. $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram. We note that three εNd measurements on Palaeogene flysch of the Indo-Burman Ranges yielded similar values (between −4 and −7.4; see Allen *et al.* 2008).

Interpretation

Sedimentological interpretation and depositional patterns

Wing-shaped sandstone bodies of the Pondaung Formation display a standard fining-upward sequence dominated by trough cross-beds; their sedimentary profile and their characteristic wing shape clearly evoke channel bodies (Gibling 2006). Soe *et al.* (2002)

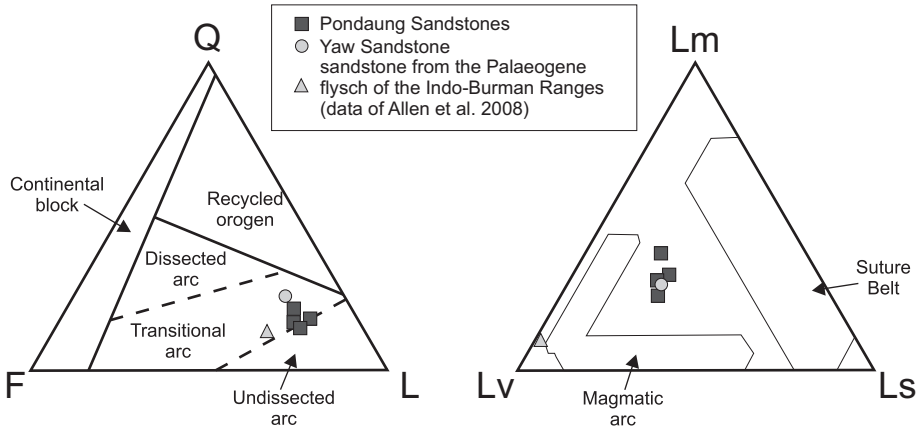


Fig. 4. QFL and LvLsLm plots of Pondaung and Yaw data, showing Palaeogene data from the Indo-Burman Ranges of Allen *et al.* (2008) and main provenance provinces, following Dickinson (1985) and Najman (2006). Q, quartz; F, feldspar; L, lithic fragments (Lm, metamorphic; Ls, sedimentary; Lv, volcanic).

interpreted the Pondaung Formation as representing a fluvio-deltaic environment, where crevasse splay, swale-fill, overbank, fluvial and distributary channel, marsh and prodelta deposits were identified. The coarsening-upward sequences of the Yaw Formation, with their gradual transition from laminated mudstones to cross-laminated ripples with shallow marine ichnotaxa, sandstone bodies and continental fossil-bearing coal, show a continuous shift from shallow marine to continental facies. They are interpreted as deltaic deposits, with successive shifts from the distal prodelta (facies Fo/Sw), to the delta front (facies Sp, Sw and Cs), and finally to the delta plain, with distributary channel deposits (facies St) and swamp coals (facies Cv; see, e.g. Styan & Bustin 1984; Postma 1990).

The depositional environments of the Pondaung and Yaw Formations display a gradual shift from onshore fluvial or deltaic deposits to purely deltaic deposits, and reflect an overall transgression, which could be caused either by increased subsidence or by eustatic variations. In the present-day reference frame, mean channel palaeoflow directions of both formations are unimodal and (westward-) directed towards the Indo-Burman Ranges (see Fig. 1). These results show that during the time of interest the Central Myanmar Basin was not topographically enclosed on its western border, as deltaic formations prograded through its western margin, and that the Indo-Burman Ranges were not emerged. This provides a younger time constraint on the early emergence of the Indo-Burman Ranges than previous estimates (post 37 Ma, Allen *et al.* 2008), and shows that central Myanmar was open to the Indian Ocean until at least Early Oligocene times. Taking into account a 20–30° clockwise rotation for Indochina since the Eocene, and assuming the absence of significant rotation between the Burma block and Indochina, these deltas would have been SW-directed in an Eocene geographical reference frame (Richter & Fuller 1996; Benammi *et al.* 2002; Morley 2009). The palaeo-shoreline drawn by these deltas would have been oriented NW–SE, corresponding to the general Eocene orientation of Indochina (see Fig. 2a). These observations suggest that regardless of the extent of strike-slip motion of the Burma block along Indochina since the Eocene, Pondaung–Yaw upstream river systems had to flow through the eastern margin of the Burma block.

Provenance significance of petrographic observations

Point-counting analysis of sandstone samples yielded fairly uniform results, with similar QFL percentages and lithic contents. All sandstone samples plot within the magmatic arc provenance on the QFL plot. A sample of Palaeogene flysch from the Indo-Burman Ranges analysed by Allen *et al.* (2008) plots close to the sandstone samples on the QFL plot, but is more enriched in volcanic lithic material.

Heavy mineral fractions are highly depleted in the more alterable fractions and must be interpreted with caution. The presence of epidote, glaucophane and pumpellyite suggests a low-grade metamorphic source contribution (Mange & Maurer 1992). The high abundance of Cr-spinel may indicate an ultramafic source, which could have been partially removed during later sample dissolution. Concerning the clays, high smectite content in the mudstones suggests a mafic character for the drained area, as smectite commonly results from the weathering of basic substratum (Wilson 2004).

Interestingly, the combination of recycled sediments, low-grade metamorphic rocks and hypothetical ultramafic detritus is common in foreland basins associated with Andean-type margins, and constitutes an ‘axial belt source’ resulting from the erosion of the local basement (Garzanti *et al.* 2007). Based on our different petrographic approaches, two main sources can be distinguished, which are consistent with the standard description of common orogenic sediment provinces of Garzanti *et al.* (2007): a ‘magmatic arc source’, which contributed to the numerous volcanic lithic clasts, and an ‘axial belt source’, contributing metamorphic and sedimentary lithic clasts and low-grade metamorphic and probable ultramafic heavy minerals.

Explaining the dual isotopic signal of the Pondaung Formation

Two distinct isotopic source contributions can be distinguished for the Pondaung Formation. The supply of the Pondaung river system appears to be heterogeneous and shifts from one source to the other, both geographically (Fig. 5b) and stratigraphically (on decametre-scale, see Fig. 5c). At least three stratigraphic shifts in sourcing would have occurred in less than 50 ka, according to the estimated sedimentation rate of the Pondaung Formation (Benammi *et al.* 2002). The high isotopic variability of the deposits in the Pondaung palaeo-floodplain points to a rapidly evolving river system with an unbuffered, heterogeneous load.

Yaw marine sediments are more homogeneous, and possess isotopic ratios that are situated exactly between the two identified source contributions of the Pondaung river system. The similarity of the mean isotopic ratios and the homogeneous petrographic results of the two formations suggest that that Yaw and Pondaung Formations were fed by the same sources. At least two distinct sources were isotopically identified, but the two formations reflect different extents of homogenization of material from these sources. Whereas the Pondaung deposits retain the distinct isotopic signatures of these

Table 1. *Heavy mineral identification and counting on six sandstone samples*

Sample	HMC (%)	tHMC (%)	SRD	Transparent (%)	Opaque (%)	Turbid (%)	Tourmaline (%)	Rutile (%)	Augite (%)	Anatase (%)	Titanite (%)	Pumpellyite (%)	Epidote (%)	Amphibole (%)	Cr-spinel (%)	Hornblende (%)	Ilmenite (%)	Biotite (%)	Chlorite (%)	Muscovite (%)
PK2-21	0.64	0.1	2.66	16	40	44	5	21	5	0	0	0	37	2	9	0	15	5	1	0
YAW-2	1.42	0.23	2.67	16	45	39	2	14	4	2	1	0	36	2	19	0	14	5	0	1
YPL-11	0.66	0.08	2.66	13	36	51	1	22	7	1	0	0	43	1	10	0	13	1	0	1
PK2-17	0.07	0.01	2.65	18	30	52	3	17	3	5	0	1	43	2	6	0	15	5	0	0
PK2-06	3.22	0.99	2.68	31	17	52	2	12	3	4	0	1	56	4	1	1	12	5	0	0
PK1-03	0.25	0.04	2.65	14	42	44	4	5	2	2	0	0	55	2	5	0	22	2	1	0

HMC (heavy mineral concentration index), tHMC (transparent heavy mineral concentration index) and SRD (source rock density index) are as defined by Garzanti & Ando (2007). PK2-21, PK2-17, PK2-06, PK1-03 and YPL-11: Pondaung Formation. YAW-2: Yaw Formation.

two provinces and thus reflect inefficient mixing, the Yaw deposits display a relatively well-mixed signal of the two sources. The differences in the isotopic patterns of the two formations can be easily explained by their respective continental and marine characters. The Pondaung and Yaw Formations can be seen respectively as the onshore and offshore parts of the same unbuffered deltaic system, which was supplied by an isotopically heterogeneous drainage basin. Onshore Pondaung deposits, which were located landward, represent the successive ephemeral contributions of distinct areas of the drainage basin, whereas marine or deltaic Yaw deposits, located seaward of the coast, reflect efficient mixing of approximately equal contributions from the two sources, producing a smoothed and fairly homogeneous isotopic signal. As the Yaw Formation overlies the Pondaung deposits without unconformity, the changing degree of isotopic homogenization reflects a transgression-related shift towards marine conditions favouring more efficient mixing. The heterogeneous mixing in the Pondaung deposits is inconsistent with a long-distance, stable, sediment supply from two distal catchment areas, as extensive transport would tend to homogenize the isotopic signal along the river course (e.g. Singh & France-Lanord 2002). These results suggest a fast-evolving river system with local catchments, rather than a long transport distance for the Pondaung–Yaw deposits.

Identification of the provenance areas

In the direct vicinity of the SE Asian margin, five main geological provinces are believed to contribute to the Eocene Burmese supply: the Transhimalayan magmatic arc, the Lhasa terrane and the Tethyan Sedimentary Series in central Tibet, the Burmese magmatic arc and the Burma terrane in Myanmar (see Table 2).

In central Tibet, the northern part of the Lhasa terrane is dominated by Palaeozoic to Mesozoic sedimentary rocks intruded by S-type granitic batholiths of the Northern Plutonic Belt (Kapp *et al.* 2003; Chiu *et al.* 2009). At the southern margin of the Lhasa terrane, the Transhimalayan arc area is dominated by Andean-type volcanism (the massive Linzizong volcanic rocks), I-type plutonic intrusions (the Gangdese batholith) and ophiolite emplacement at the Indus–Tsangpo suture (Chung *et al.* 2005; Ji *et al.* 2009). South of the suture, the Tethyan Sedimentary Series consists of Cambrian to Eocene sedimentary and very low-grade metasedimentary rocks, mainly composed of phyllites, limestones and quartzose sandstones (DeCelles *et al.* 2001; Najman *et al.* 2008). Lhasa basement rocks, Transhimalayan volcanic and ultramafic rocks, and Tethyan Sedimentary Series display different εNd and $^{87}Sr/^{86}Sr$ signals, which can be easily distinguished (Chu *et al.* 2006; Clift *et al.* 2006; Najman 2006; Najman *et al.* 2008).

In Myanmar, the Burma terrane basement is variously represented. The Gaoligong Belt, Slate Belt and Mogok Metamorphic Belt form a continuous strip of Palaeozoic sediments and low- to high-grade metamorphic rocks with large granitic intrusions, from the eastern Himalayan syntaxis to the Tenasserim highlands (see Fig. 1b; Mitchell *et al.* 2004; Searle *et al.* 2007; Xu *et al.* 2008). The Burma terrane basement also crops out in central Myanmar (see e.g. Mitchell *et al.* 2007; Shi *et al.* 2009; Bannert *et al.* 2011), and in the core of the Indo-Burman Ranges (Maurin & Rangin 2009). The Burmese extension of the Transhimalayan arc is notably represented by the Baunmauk and Salingyi batholiths, and Mokpalin–Sit–Kisin diorites, which have positive εNd and low $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (Zaw 1990; Mitchell *et al.* 2012). Compilation of isotopic data on other Burma terrane basement rocks shows a range in values that is similar to those of the SE Asian continental blocks, with low εNd (between −3 and −15) and high $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios that may exceed values of 0.740 (Zaw 1990; Chen *et al.* 2002; Mitchell *et al.* 2007; Xu *et al.* 2008; Liu *et al.* 2009; Mitchell *et al.* 2012).

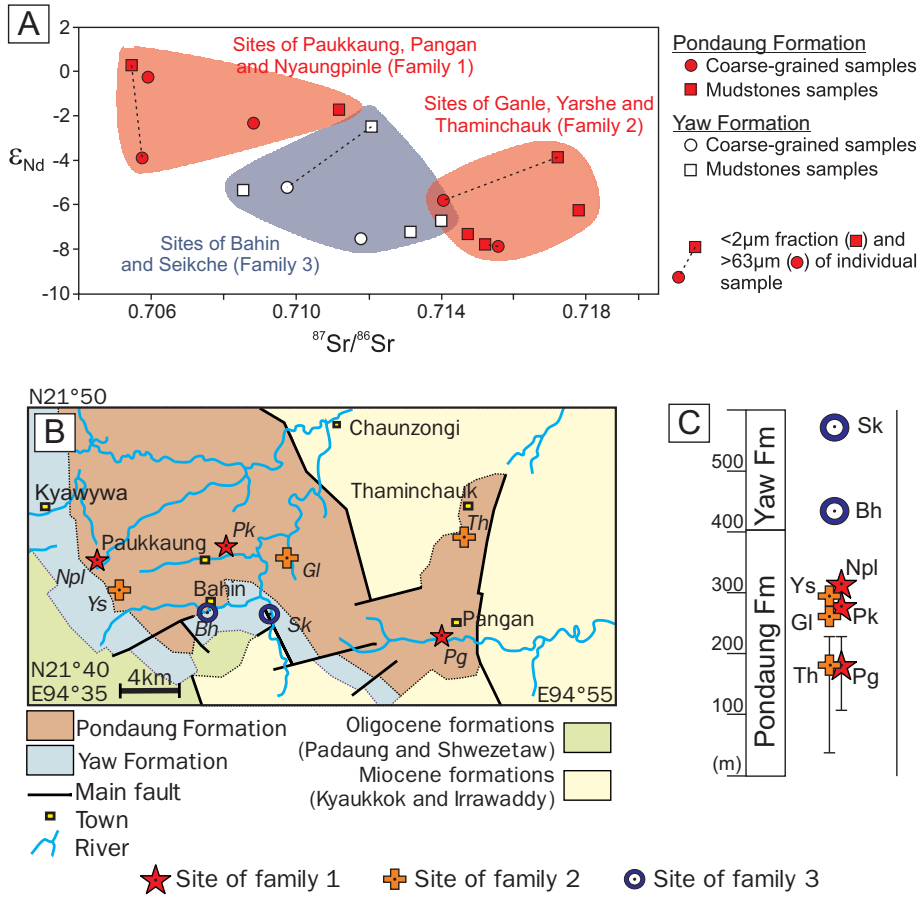


Fig. 5. (**a**) Sr, Nd isotopic results of 13 samples from the Pondaung and Yaw Formations. Samples from the Pondaung Formation form two isotopic families with distinctive values (families 1 and 2); samples from the Yaw Formation form an additional family (family 3), which occupies the space between the Pondaung families on the εNd v. $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagram. (**b**) Simplified geological map of the Bahin township (area A, Fig. 1a), displaying the sampling sites and their associated isotopic family. Npl, Nyaungpinle; Ys, Yarshe; Pk, Paukkaung; Gl, Ganle; Bh, Bahin; Sk, Seikche; Th, Thaminchauk; Pg, Pangan. (**c**) Schematic stratigraphy of the studied sites; stratigraphic position is deduced from the distance relative to the Pondaung–Yaw contact, reconstructed based on structural field measurements; all Pondaung sites are located in the upper member of the formation (upper 500 m of more than 2000 m of Pondaung deposits in the Minbu Sub-Basin; Maung *et al.* 2005).

Table 2. *Synthesis of the Eocene drainage provinces of central Tibet and Myanmar, with their petrographical and isotopic properties, and data from this study*

Source	Petrography and heavy minerals	Bulk-rock εNd	Bulk-rock $^{87}Sr/^{86}Sr$	Key references
Central Tibet domain				
Lhasa terrane basement	S-type granitoids, Palaeozoic to Mesozoic metasediments	−10 to 0	0.706–0750, commonly >0.709	Clift *et al.* 2001; Chu *et al.* 2006; Wu *et al.* 2010
Transhimalayan arc	Volcanic rocks, I-type granitoids, ophiolites	+1 to +8	<0.708	Chung *et al.* 2005; Ji *et al.* 2009
Tethyan Sedimentary Series	Sedimentary and low-grade metamorphic lithic fragments	−17 to −13, rarely −19 to −5, average −15	0.706–0750	White *et al.* 2002; Najman *et al.* 2008
Myanmar domain				
Burma terrane basement	Ultramafic rocks, low- and high-grade metamorphic rocks, S-type granitoids, Palaeozoic to Mesozoic metasediments	−13 to −3	0.706–0750, commonly >0.709	Zaw 1990; Chen *et al.* 2002; Chu *et al.* 2006; Xu *et al.* 2008; Liu *et al.* 2009; Mitchell *et al.* 2012
Burmese arc	Volcanic rocks, I-type granitoids	0 to +8	<0.708	Zaw 1990; Mitchell *et al.* 2007, 2012
Pondaung and Yaw Fm				
Source 1: magmatic arc source	Mainly volcanic lithic clasts	−3.8 to +0.3	0.705–0.711	This study
Source 2: axial belt source	Metamorphic and sedimentary lithic clasts, low-grade metamorphic and ultramafic minerals	−7.8 to −3.9	>0.714	

Data compilations are available in the key references.

Other structural units are considered not have made significant contributions to the isotopic signal of the sediment sources, either because their exposure is insignificant in the direct drainage area or because their contribution to the solid load of the drainage system is not important. Further inland, the contribution of the Quiangtang terranes of central Tibet to the sedimentary supply of the Pondaung–Yaw river system seems improbable, owing to their distal character and the presence of an early orographic barrier, formed by a proto-Tibetan Plateau (Wang *et al.* 2008). A contribution from the Shan–Thai block, linking the southwestern region of

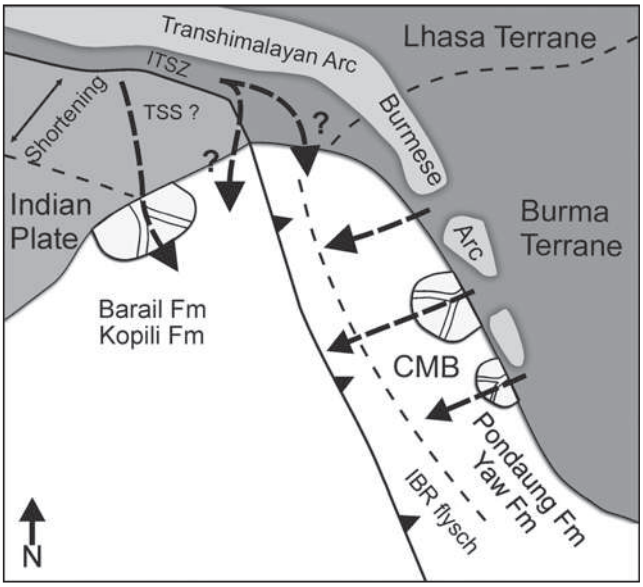


Fig. 6. Schematic map of sedimentary supply in the proto-Bay of Bengal at the time of deposition of rocks belonging to the Pondaung and Yaw Formations. ITSZ, Indus–Tsangpo Suture Zone; CMB, Central Myanmar Basin; TSS, Tethyan Sedimentary Series; IBR flysch, Indo-Burman Ranges flysch.

present-day Yunnan province in China and the Shan–Thai Plateau, is plausible (see Fig. 1a). Nevertheless, Cambrian to Early Cretaceous carbonates are the dominant constituent of the incised rocks of the Shan–Thai block (Chhibber 1934; Mitchell *et al.* 2007). Because carbonate clasts have not been recorded in the studied series, we argue that the contribution of the Shan–Thai area to the solid load was probably insignificant.

The first source contribution recorded in the Pondaung and Yaw sediment (source 1 in Table 2) displays εNd values close to zero and low $^{87}Sr/^{86}Sr$; these results suggest a contribution of Burmese or Transhimalayan arc material and are consistent with the presence of magmatic arc clasts in these samples. Unfortunately, Table 2 shows clearly that the Burmese and Tibetan extensions of the Asian Andean arc are isotopically almost identical; it is therefore hard to distinguish between a Tibetan or a Burmese origin for the first source contribution, based on petrographic and isotopic features alone. The lack of positive values for εNd suggests minor mixing with a secondary source, probably the surrounding terrane basement. The second source contribution (source 2 in Table 2) has the isotopic characteristics of the Lhasa and Burma terrane basements, and is consistent with the metamorphic and sedimentary clasts recorded by sample petrographic data. The evidence for low-grade metamorphism suggests either a contribution from the Burmese basement, where ultramafic and low-grade metamorphic rocks are prominent (Mitchell *et al.* 2004; Shi *et al.* 2009; Bannert *et al.* 2011), or a contribution of the Tethyan Sedimentary Series. The latter source seems improbable or minor, as detritus sourced from the Tethyan Sedimentary Series is characterized by very low εNd values, which are not consistent with our results (White *et al.* 2002). The presence of low-grade metamorphic material is therefore better explained by an origin in the Burmese basement for the second source, even though we cannot definitively reject a Tibetan provenance, owing to the limited lithological information available for several Tibetan areas such as the eastern Himalayan syntaxis.

Discussion and conclusion: a former Tsangpo–Irrawaddy river connection?

Petrographic and isotopic results suggest a dual source for the Pondaung–Yaw drainage system; namely, the Asian magmatic arc and the Asian basement terranes. Distal (Tibetan) or proximal (Burmese) sources are isotopically and petrographically difficult to distinguish, because the two regions share similar features.

However, palaeoflow measurements indicate an eastern provenance for the Pondaung–Yaw river system. The disorganized stratigraphic shifts in sediment provenance and the isotopic discrepancies between marine and onshore fluvio-deltaic sediments suggest a quickly evolving river system with local catchments rather than a long transport distance. A local provenance is supported by the presence of numerous pebble lags in the Pondaung successions. In addition, the presence of low-grade metamorphic rock fragments is consistent with a local source, because such fragments are found in abundance in the Burma terrane basement, but crop out only rarely in the Tibetan Lhasa terrane. The assemblage of volcanic arc and axial belt detritus is in accord with the local unroofing of an Andean-type cordillera (Garzanti *et al.* 2007), which extended along the Burmese margin during the Palaeogene and experienced an early episode of uplift (Morley 2004). The Pondaung and Yaw deposits are therefore better explained as resulting from the progressive exhumation and erosion of the local Burmese Andean-type margin, rather than from the distal Tibetan area.

The isotopic and petrographic results for the Pondaung and Yaw sediments, and the orientation of the two former delta systems, support a source in the Burmese margin for the Palaeogene flysch of the Indo-Burman Ranges, as proposed by Allen *et al.* (2008). Differences in lithic content between the flysch sample and the Pondaung–Yaw samples (see Fig. 4) suggest temporal and/or spatial variations in volcanic supply along the Burmese margin. Further west, in the proto-Bengal fan deposits, the arrival of small amounts of arc-derived material occurred sometime between 50 and 38 Ma (Kopili Formation), but seismic evidence of a dominant input from the NW suggests that these deposits are more likely to be from the Transhimalayan rather than the Burman portion of the arc (Najman *et al.* 2008). The Burmese subduction trench might have acted as a trap for offshore Burmese-sourced detritus, preventing the contribution of any Burmese sediment to the proto-Bengal fan. Despite the subordinate Transhimalayan contribution, Bengal Palaeogene sediments display a predominantly Indian cratonic provenance, with a minor component of the Tethyan Sedimentary Series in the Late Eocene–Early Miocene Barail Formation (Najman *et al.* 2008). The paucity of Tibetan input in the proto-Bengal fan and central Myanmar Eocene deposits, although puzzling, is not necessarily suggestive of the absence of Tibetan supply into the Bay of Bengal, as such sediments may have been deposited in the remnant ocean basin trapped between the Indian craton and the Burmese block, and later subducted below the Indo-Burman Ranges (see Fig. 6; Uddin & Lundberg 1998*b*; Najman *et al.* 2008). Potential Tibetan contributions in the northern end of the Chindwin Sub-Basin, where we did not sample, cannot be completely excluded, but their contribution to the general sedimentary supply into central Myanmar would have been insignificant.

Could an ephemeral Burmese–Tibetan connection have existed, in the Oligocene, before the Early Miocene divergence of Tsangpo and Irrawaddy fish fauna (Ruber *et al.* 2004)? Oligocene and Early Miocene series of the Central Myanmar Basin are unfortunately either poorly studied or poorly exposed (Bender 1983). Sedimentation rates in central Myanmar reached their lowest level in the Oligocene (Metivier *et al.* 1999); this suggests that

if a connection existed, it would not have supplied significant quantities of sediments.

Our integrated study of the Pondaung and Yaw Formations showed that during Late Middle Eocene to Early Oligocene times, central Myanmar was open to the Indian Ocean, and was the locus of SW-directed deltas, most probably sourced in the proximal highlands along the SE Asian shoreline. The Pondaung and Yaw deltaic systems are interpreted as supplied by the unroofing of an Andean-type cordillera that extended along the Burma terrane, representing the eastward continuation of the Transhimalayan arc. A potential Tibetan contribution to the sedimentary supply of central Myanmar appears unlikely. A connection between the Tibetan Plateau and central Myanmar before the Neogene shifts in SE Asian river networks, as suggested by former studies, seems not to have been recorded in the Pondaung–Yaw system.

This work has been supported by the ANR-09-BLAN-0238-02 Program, the CNRS UMR 7262, the University of Poitiers, the Department of Mineral Resources (Bangkok), US National Science Foundation Grant BCS 0820602, and the Ministry of Culture of the Republic of the Union of Myanmar. A.L. is grateful for funding from the Ecole Polytechnique, Palaiseau. We especially thank C. Zimmermann, C. Parmentier, A. Schumaher, G. Morin, C. Belgodere, C. Noel, G. Florent and S. Riffaut for analytical and technical support. We thank the many colleagues of the Franco-Burmese palaeontological team who helped us in the field. I. Cojan, F. Fluteau, T. Maurin, C. Rangin, A. Carter and two anonymous reviewers are gratefully thanked for fruitful discussions and comments.

References

Allen, R., Najman, Y., *et al.* 2008. Provenance of the Tertiary sedimentary rocks of the Indo-Burman Ranges, Burma (Myanmar): Burman arc or Himalayan-derived?. *Journal of the Geological Society, London*, **165**, 1045–1057.

Bannert, D., Lyen, A.S. & Htay, T. 2011. The geology of the Indoburman Ranges in Myanmar. *Geologisches Jahrbuch*, **101**, 5–101.

Barley, M.E., Pickard, A.L., Zaw, K., Rak, P. & Doyle, M.G. 2003. Jurassic to Miocene magmatism and metamorphism in the Mogok Metamorphic Belt and the India–Eurasia collision in Myanmar. *Tectonics*, **22**, doi:10.1029/2002TC001398.

Beard, K.C., Marivaux, L., *et al.* 2009. A new primate from the Eocene Pondaung Formation of Myanmar and the monophyly of Burmese amphipithecids. *Proceedings of the Royal Society of London, Series B*, **276**, 3285–3294.

Benammi, M., Soe, A.N., *et al.* 2002. First magnetostratigraphic study of the Pondaung Formation: implications for the age of the Middle Eocene anthropoids of Myanmar. *Journal of Geology*, **110**, 748–756.

Bender, F.1983. *Geology of Burma*. Borntraeger, Berlin.

Bertrand, G. & Rangin, C. 2003. Tectonics of the western margin of the Shan Plateau (central Myanmar): Implication for the India–Indochina oblique convergence since the Oligocene. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 1139–1157.

Bertrand, G., Rangin, C., Maluski, H., Bellon, H. & GIAC Scientific Party 2001. Diachronous cooling along the Mogok Metamorphic Belt (Shan Scarp, Myanmar): The trace of the northward migration of the Indian syntaxis. *Journal of Asian Earth Sciences*, **19**, 649–659.

Brookfield, M.E. 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India–Asia collision: rivers draining southwards. *Geomorphology*, **22**, 285–312.

Brunnschweiler, R.O. 1966. On the geology of the Indoburman Ranges. *Journal of the Geological Society of Austria*, **13**, 137–194.

Chen, F., Satir, M., Ji, J. & Zhong, D. 2002. Nd–Sr–Pb isotopes of Tengchong Cenozoic volcanic rocks from western Yunnan, China: Evidence for an enriched-mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 39–45.

Chhibber, H.L. 1934. *The Geology of Burma*. Macmillan, London.

Chiu, H.Y., Chung, S.L., *et al.* 2009. Zircon U–Pb and Hf isotopical constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet. *Tectonophysics*, **477**, 3–19.

Chu, M.F., Chung, S.L., *et al.* 2006. Zircon U–Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. *Geology*, **34**, 745–748.

Chung, S.L., Chu, M.F., *et al.* 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, **68**, 173–196.

Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., *et al.* 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics*, **23**, doi:10.1029/2002TC001402.

Clift, P.D., Shimizu, N., Layne, G.D. & Blusztajn, J. 2001. Tracing patterns of erosion and drainage in the Paleogene Himalaya through ion probe Pb isotope analysis of detrital K-feldspars in the Indus Molasse, India. *Earth and Planetary Science Letters*, **188**, 475–491.

Clift, P.D., Blusztajn, J. & Duc, N.A. 2006. Large-scale drainage capture and surface uplift in eastern Tibet–SW China before 24 Ma inferred from sediments of the Hanoi Basin, Vietnam. *Geophysical Research Letters*, **33**, doi:10.1029/2006GL027772.

Clift, P.D., Long, H.V., *et al.* 2008. Evolving east Asian river systems reconstructed by trace element and Pb and Nd isotope variations in modern and ancient Red River–Song Hong sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, doi:10.1029/2007GC001867.

Colin, C., Turpin, L., Bertaux, J., Desprairies, A. & Kissel, C. 1999. Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial–interglacial cycles. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 647–660.

Collinson, J.D. & Thompson, D.B. 1989. *Sedimentary Structures*. Unwin Hyman, London.

Curray, J.R. 2005. Tectonics and history of the Andaman Sea region. *Journal of Asian Earth Sciences*, **25**, 187–232.

DeCelles, P.G., Robinson, D.M., Quade, J., Ojha, T.P., Garzione, C.N., Copeland, P. & Upreti, B.N. 2001. Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold–thrust belt in western Nepal. *Tectonics*, **20**, 487–509.

Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *In*: Zuma, G.G. (ed.) *Provenance of Arenites*. Reidel, Dordrecht, 333–361.

Dupont-Nivet, G., Hoorn, C. & Konert, M. 2008. Tibetan uplift prior to the Eocene–Oligocene climate transition: Evidence from pollen analysis of the Xining Basin. *Geology*, **36**, 987–990.

France-Lanord, C., Derry, L. & Michard, A. 1993. Evolution of the Himalaya since Miocene time: isotopic and sedimentological evidence from the Bengal Fan. *In*: Treloar, P.J. & Searle, M.P. (eds) *Himalayan Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, **74**, 603–621.

Garzanti, E. & Ando, S. 2007. Heavy mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. Developments in Sedimentology, **58**, 517–545.

Garzanti, E. & Vezzoli, G. 2003. A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 830–837.

Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G. & Ando, S. 2007. Orogenic belts and orogenic sediment provenance. *Journal of Geology*, **115**, 315–334.

Gibling, M.R. 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: A literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 731–770.

Hall, R. 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-base reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences*, **20**, 353–431.

Jaeger, J.J., Thein, T., *et al.* 1999. A new primate from the Middle Eocene of Myanmar and the Asian early origin of anthropoids. *Science*, **286**, 528–530.

Ji, W.Q., Wu, F.Y., Liu, C.Z. & Chung, S.L. 2009. Geochronology and petrogenesis of granitic rocks in Gangdese batholith, southern Tibet. *Science in China Series D: Earth Sciences*, **52**, 1240–1261.

Kapp, P., Murphy, M.A., Yin, A., Harrison, T.M., Ding, L. & Guo, J. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, **22**, doi:10.1029/2001TC001332.

Khan, P.K. & Chakraborty, P.P. 2005. Two-phase opening of Andaman Sea: a new seismotectonic insight. *Earth and Planetary Science Letters*, **229**, 259–271.

Khin, K. & Myitta, 1999. Marine transgression and regression in Miocene sequences of northern Pegu (Bago) Yoma, central Myanmar. *Journal of Asian Earth Sciences*, **17**, 369–393.

Liu, S., Hua, R.Z., *et al.* 2009. U–Pb zircon, geochemical and Sr–Hd–Hf isotopic constraints on the age and origin of early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong–Baoshan block, western Yunnan province, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **36**, 168–182.

Mange, M.A. & Maurer, H.F.W. 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Chapman and Hall, London.

Maung, H. 1987. Transcurrent movements in the Burma–Andaman Sea region. *Geology*, **15**, 911–912.

Maung, M., Htike, T., *et al.* 2005. Stratigraphy of the primate-bearing beds of the Eocene Pondaung Formation at Paukkaung area, Myanmar. *Anthropological Science*, **113**, 11–15.

Maurin, T. & Rangin, C. 2009. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: recent and fast growth of the outer wedge. *Tectonics*, **28**, doi:10.1029/2008TC002276.

Metcalfe, I. 1991. Late Palaeozoic and Mesozoic palaeogeography of Southeast Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **87**, 211–221.

Metivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P. & Klein, M. 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International*, **137**, 280–318.

Mitchell, A.H.G. 1993. Cretaceous–Cenozoic events in the western Myanmar (Burma)–Assam region. *Journal of the Geological Society, London*, **150**, 1089–1102.

Mitchell, A.H.G., Ausa, C.A., Deiparine, L., Hlaing, T., Htay, N. & Khine, A. 2004. The Modi Taung–Nankwe gold district, Slate belt, central Myanmar: Mesothermal veins in a Mesozoic orogen. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**, 321–341.

Mitchell, A.H.G., Htay, M.T., Htun, K.M., Win, M.N., Oo, T. & Hlaing, T. 2007. Rock relationships in the Mogok Metamorphic Belt, Tatkon to Mandalay, central Myanmar. *Journal of Asian Earth Sciences*, **29**, 891–910.

Mitchell, A.H.G., Chung, S.L., Oo, T., Lin, T.H. & Hung, C.H. 2012. Zircon U–Pb ages in Myanmar: magmatic–metamorphic events and the closure of a Neo-Tethys Ocean? *Journal of Asian Earth Sciences*, **56**, 1–23.

Morley, C.K. 2002. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike–slip faults and rift basins in SE Asia. *Tectonophysics*, **22**, 189–215.

Morley, C.K. 2004. Nested strike-slip duplexes, and other evidence for Late Cretaceous–Palaeogene transpressional tectonics before and during India–Eurasia collision, in Thailand, Myanmar and Malaysia. *Journal of the Geological Society, London*, **161**, 799–812.

Morley, C.K. 2009. Evolution from an oblique subduction back-arc mobile belt to a highly oblique collisional margin: the Cenozoic tectonic development of Thailand and eastern Myanmar. *In*: Cawood, P.A. & Kröner, A. (eds) *Earth Accretionary Systems in Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, **318**, 373–404.

Nagappa, Y. 1959. Foraminiferal biostratigraphy of the Cretaceous–Eocene succession in the India–Pakistan–Burma region. *Micropaleontology*, **5**, 145–192.

Najman, Y. 2006. The detrital record of orogenesis: a review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. *Earth-Science Reviews*, **74**, 1–72.

Najman, Y., Bickle., M., *et al.* 2008. The Paleogene record of Himalayan erosion: Bengal Basin, Bangladesh. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**, 1–14.

Pierson-Wickmann, A.C., Riesberg, L. & France-Lanord, C. 2001. Os–Sr–Nd results from sediments in the Bay of Bengal: Implications for sediment transport and the marine Os record. *Paleoceanography*, **16**, 435–444.

Pilgrim, G.E. & Cotter, G.de P. 1916. Some newly discovered Eocene mammals from Burma. *Records of the Geological Survey of India*, **47**, 42–79.

Pin, C., Briot, D., Bassin, C. & Poitrasson, F. 1994. Concomitant separation of strontium and samarium–neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, **298**, 209–217.

Pivnik, D.A., Nahm, J., Tucker, R.S., Smith, G.O., Nnyein, K., Nyunt, M. & Maung, P.H. 1998. Polyphase deformation in a fore-arc/back-arc basin, Salin Subbasin, Myanmar (Burma). *AAPG Bulletin*, **82**, 1837–1856.

Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan delta: a synthesis. *In*: Colella, A. & Prior, D.B. (eds) *Coarse-grained Deltas*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 10, doi:10.1002/9781444303858.ch2.

Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Ego, F., Guezou, J.C., Konstantinovskaya, E., Rabaute, A. & Ringenbach, J.C. 2008. *Structural Map of Eastern Eurasia*. Commission for the Geological Map of the World, Paris.

Rangin, C., Maw, W., Lwin, S., Naing, W., Mouret, C., Bertrand, G. & GIAC Scientific Party. 1999. Cenozoic pull-apart basins in central Myanmar: the trace of the path of India along the western margin of Sundaland. *Terra Abstracts (Journal of Conference Abstracts of the EGU)*, **4**, 59.

Richter, B. & Fuller, M. 1996. Palaeomagnetism of the Sibumasu and Indochina blocks: implications for the extrusion tectonic model. *In*: Hall, R. & Blundell, D. (eds) *Tectonic Evolution of Southeast Asia*. Geological Society, London, Special Publications, **106**, 203–224.

Rowley, D.B. & Currie, B.S. 2006. Paleo-altimetry of the Late Eocene to Miocene Lunpola Basin, central Tibet. *Nature*, **439**, 677–681.

Ruber, L., Britz, R., Kullander, S.O. & Zardoya, R. 2004. Evolutionary and biogeographic patterns of the Badidae (Teleostei: Perciformes) inferred from mitochondrial and nuclear DNA sequence data. *Molecular Phylogenetics and Evolution*, **32**, 1010–1024.

Searle, M.P., Noble, S.R., Cottle, J.M., Waters, D.J., Mitchell, A.H.G., Hlaing, T. & Horstwood, M.S.A. 2007. Tectonic evolution of the Mogok Metamorphic Belt, Burma (Myanmar) constrained by U–Th–Pb dating of metamorphic and magmatic rocks. *Tectonics*, **26**, doi:10.1029/2006TC002083.

Searle, M.P., Withehouse, M.J, *et al.* 2012. Tectonic evolution of the Sibu–Masu–Indochina terrane collision zone in Thailand and Malaysia: constraints from new U–Pb zircon chronology of SE Asian tin granitoids. *Journal of the Geological Society, London*, **169**, 489–500.

Shi, G.H., Jiang, N., Liu, Y., Wang, X., Zhang, Z.Y. & Xu, Y.J. 2009. Zircon Hf isotope signature of the depleted mantle in the Myanmar jadeitite: Implications for Mesozoic intra-oceanic subduction between the eastern Indian Plate and the Burmese platelet. *Lithos*, **112**, 342–350.

Singh, S.K. & France-Lanord, C. 2002. Tracing the distribution of erosion in the Brahmaputra watershed from isotopic compositions of stream sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, **202**, 645–662.

Soe, A.N., Myitta., *et al.* 2002. Sedimentary facies of the late Middle Eocene Pondaung Formation (central Myanmar) and the palaeoenvironments of its anthropoid primates. *Comptes Rendus Palevol*, **1**, 153–160.

Stamp, L.D. 1940. The Irrawaddy River. *Geographical Journal*, **95**, 329–352.

Styan, W.B. & Bustin, R.M. 1984. Sedimentology of Fraser River delta peat deposits: a modern analogue for some deltaic coals. *In*: Rahmani, R.A. & Flores, R.M. (eds) *Sedimentology of Coal and Coal-Bearing Sequences*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, **7**, 241–271.

Tapponnier, P., Peltzer, G. & Armijo, R. 1986. On the mechanism of collision between India and Asia. *In*: Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds) *Collision Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, **19**, 115–157.

Uddin, A. & Lundberg, N. 1998*a*. Unroofing history of the eastern Himalaya and the Indo-Burman Ranges: Heavy-mineral study of Cenozoic sediments from the Bengal Basin, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 465–472.

Uddin, A. & Lundberg, N. 1998*b*. Cenozoic history of the Himalayan–Bengal system: sand composition in the Bengal Basin, Bangladesh. *Geological Society of America Bulletin*, **110**, 497–511.

United Nations. 1978. *Atlas of Stratigraphy Volume V*. United Nations, ESCAP, New York.

Wang, C., Zhao, X., *et al.* 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, **105**, 4987–4992.

White, N.M., Pringle, M., Garzanti, E., Bickle, M., Najman, Y., Chapman, H. & Friend, P. 2002. Constraints on the exhumation and erosion of the high Himalayan slab, NW India, from foreland basin deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, **195**, 29–44.

Wilson, M.J. 2004. Weathering of the primary rock-forming minerals: Processes, products and rates. *Clay Minerals*, **39**, 233–266.

Wu, W., Xu, S., Yang, J., Yin, H., Lu, H. & Zhang, K. 2010. Isotopic characteristics of river sediments on the Tibetan Plateau. *Chemical Geology*, **269**, 406–413.

Xu, Y.G., Lan, J.B., Yang, Q.J., Huang, X.L. & Qiu, H.N. 2008. Eocene break-off of the Neo-Tethyan slab as inferred from intraplate-type mafic dykes in the Gaoligong orogenic belt, eastern Tibet. *Chemical Geology*, **255**, 439–453.

Zaw, K. 1990. Geological, petrological and geochemical characteristics of granitoid rocks in Burma: with special reference to the associated W–Sn mineralization and their tectonic setting. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **4**, 293–335.

Received 5 November 2012; revised typescript accepted 23 May 2013.
Scientific editing by Andrew Carter.

Chapitre 5

Evolution du drainage birman depuis la collision indo-asiatique jusqu'à nos jours

Ce chapitre a fait l'objet d'une soumission au journal *Geology* sous le titre "Cenozoic evolution of Southeast Asian river geometry : insights from sediment provenance in central Myanmar" et est présenté sous sa forme soumise. Les données brutes (Supplementary Material) sont présentés en annexe B.

Cenozoic evolution of Southeast Asian river geometry: insights from sediment provenance in central Myanmar

Alexis Licht[a,b,*], Laurie Reisberg[b], Christian France-Lanord[b], Aung Naing Soe[c], Jean-Jacques Jaeger[a]

[a] *Institut de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine : Evolution et Paléoenvironnements, UMR 7262 CNRS, Université de Poitiers, 86000 France*
[b] *Centre de Recherches Pétrologiques et Géochimiques, UMR CNRS 7358, Vandoeuvre les Nancy, 54501 France*
[c] *Department of Geology, Defence Services Academy, Pyin Oo Lwin, Myanmar*

Abstract

Two classes of models have been proposed to explain the unusual geometry of Southeast Asian rivers. One involves drainage basin distortion following crustal horizontal shearing in response to India-Asia collision. The other minimizes the importance of horizontal shear and instead emphasizes the influence of drainage loss and capture caused by eastern Tibetan uplift. While the various proposed capture events differ in detail, all invoke the connection of the Tsangpo drainage system to a precursor to the Irrawaddy River in Myanmar. To test this hypothesis, we document the provenance of sediment samples from central Myanmar, spanning from Middle Eocene to Pleistocene time, using Nd isotopes, trace element geochemistry and sandstone modal compositions. Our data provide no evidence of a dramatic provenance shift; however, sandstone petrography, trace element ratios and isotopic values display long-term trends indicating a progressive decrease of the volcanic input, which is interpreted to reflect the progressive denudation of the Andean-type volcanic arc that extended along the Burmese margin. These results show that the central Myanmar drainage basin has remained restricted to the surrounding highlands since the beginning of the India-Asia collision. This stable drainage pattern indicates that the role of drainage capture in explaining the geometry of eastern Tibetan rivers may have been overestimated and emphasizes the importance of crustal shortening and lateral shearing in the building of Asian topography.

Keywords:
Myanmar, drainage, Cenozoic, Provenance, Bengal Fan

INTRODUCTION

The geometry of fluvial systems is sensitive to surface uplift, and can be used to trace crustal deformation. This is particularly true in Southeast Asia, where it has been suggested that non-dendritic patterns seen in large rivers reflect drainage distortion, caused by crustal shortening and distributed right-lateral shearing

*corresponding author, alexis.licht@univ-poitiers.fr

since Early Eocene time following the India-Asia collision (Hallet and Molnar, 2001). However, Southeast Asian river geometry has been alternatively explained by river capture and reversal events following the Miocene uplift of the Eastern Tibetan Plateau, which disrupted a poorly constrained pre-uplift river system (Clark et al. 2004). The latter hypothesis minimizes the importance of horizontal shear and emphasizes the role of lower crustal thickening in shaping Southeast Asian reliefs (Clark et al. 2004). Distinguishing between these hypotheses is therefore important for reconstructing topographic development and unravelling the mechanisms responsible for the development of southern Asian topography (Hallet and Molnar, 2001; Najman, 2006).

All capture scenarii invoke a former connection between Tibet and Myanmar, through the eastern Himalayan syntaxis (Fig. 1A; Brookfield, 1998; Clark et al. 2004 ; Clift et al., 2008). Such a connection would have carried erosional debris from the Himalayan-Tibetan uplands to the Central Myanmar Basin, located at the eastern edge of the Indo-Asian suture. Thus, sediments of the Central Myanmar Basin are critical for evaluating this hypothesis. Using U/Pb dating and Hf isotopic measurements of detrital zircons, Robinson et al. (2013) suggest that such a connection existed but was lost in the Lower Miocene. However, this hypothesis is difficult to evaluate because Hf isotopes of potential parent rocks are poorly documented in Myanmar. Using U/Pb dating and petrographic analyses of detrital grains, paleocurrent measurements and Nd-Sr isotopic analyses of bulk sediment, Allen et al. (2008) and Licht et al. (2013) show that during the Eocene central Myanmar was open to the Indian Ocean and recorded the local unroofing of an Andean-type cordillera that extended along the Burmese margin. However, these studies do not provide information concerning potential Oligo-Miocene river capture.

To address these issues, sandstone modal analysis, trace element geochemistry and Nd isotopic analysis of bulk sediment samples, together with data compilations from the literature, were used to study the sediment provenance of eleven units of central Myanmar, ranging in age from Middle Eocene to Pleistocene. Our goal was to understand the evolution of the sedimentary supply to Myanmar and thus to test the capture hypothesis.

OVERVIEW OF BURMESE GEOLOGY

Most of central Myanmar is composed of the Burma Terrane, which is currently occupied by the Central Myanmar Basin (Fig. 1B). This basin comprises several Cenozoic pull-apart sub-basins, including the Minbu Sub-Basin, where a 15 km thick succession of Cenozoic deposits is found (Pivnik et al., 1998). At the eastern edge of central Myanmar, the Sino-Burman Ranges comprise the Tenasserim highlands, the Shan-Thai Plateau and the Yunnan highlands, all of which are local units of the Sibumasu Terrane (eastern unit of the Indochina Peninsula; Metcalfe, 2013). Between the Sino-Burman Ranges and the Central Myanmar Basin, the basement of the Burma Terrane crops out as belts of metamorphic rocks: the Slate,

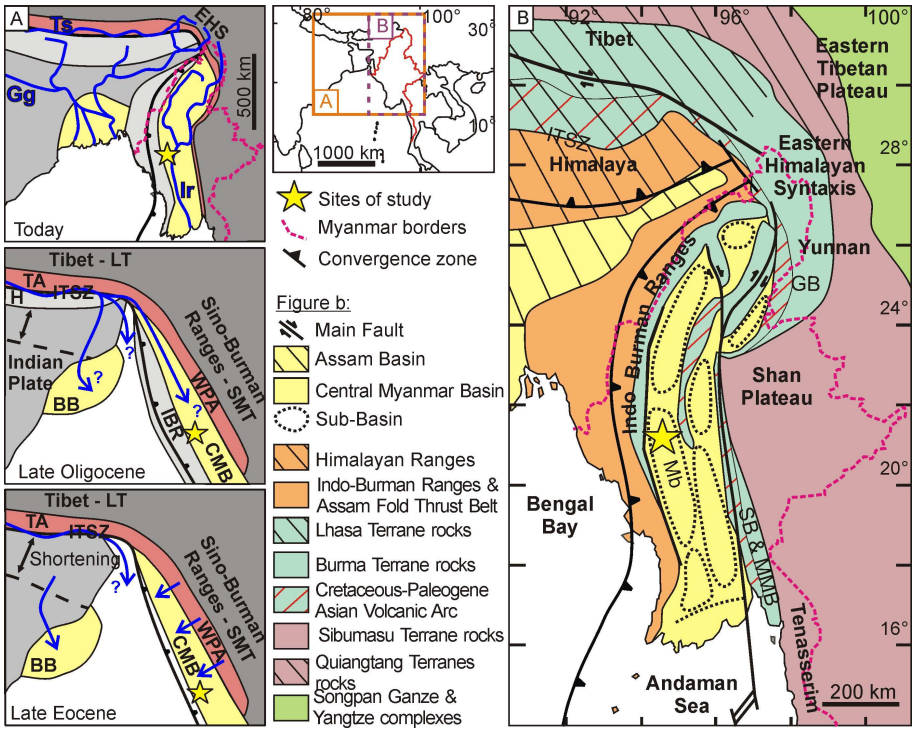


Figure 1: A: Schematic evolution of the Bengal Bay since the India-Asia collision, showing hypothesized former drainage connections in Late Eocene (bottom panel; after Licht et al., 2013), Late Oligocene (middle panel) and modern (top panel) times. Note the different scenarii of past river courses for the Tibetan waters (blue arrows). In dark gray: Lhasa Terrane (LT) and Sibumasu Terrane (SMT). In red: Transhimalayan Arc (TA) and Wuntho-Popa Arc (WPA). In light gray: Himalayan (H) and Indo-Burman Ranges (IBR). In yellow: Central Myanmar Basin (CMB) and modern Bengal Basin (BB). In blue: river networks, including Tsangpo (Ts), Irrawaddy (Ir) and Ganga (Gg) Rivers. EHS: Eastern Himalayan Syntaxis; ITSZ: Indus-Tsangpo Suture Zone. B: Simplified geological map of central Myanmar and eastern Himalayan syntaxis (after Mitchell et al., 2012; Metcalfe, 2013). Mb: Minbu Sub-Basin; MMB: Mogok Metamorphic Belt; SB: Slate Belt; GB: Gaoligong Belt.

the Gaoligong and the Mogok Metamorphic Belts (Bertrand and Rangin, 2003; Mitchell et al., 2007). These belts are intruded by young batholiths (mostly <150 Ma), including the plutons of the Wuntho-Popa Arc, relics of the Andean-type volcanic arc of the Indo-Asian subduction zone and considered as the eastern continuation of the Transhimalayan Arc of Tibet (Mitchell et al., 2012; Ma et al., 2013). At the western edge of Myanmar, the Central Myanmar Basin is separated from the Bengal fan by the Indo-Burman Ranges, which form a Cenozoic accretionary complex produced during the subduction of the Indian plate beneath the Burma Terrane (Maurin and Rangin, 2009). Seismic data, paleocurrents and sediment ages indicate a first emergence of the Indo-Burman Ranges in the Oligocene epoch and much more rapid uplift since Upper Miocene time (Maurin and Rangin, 2009; Licht et al. 2013).

During the Cenozoic Era central Myanmar has been dragged by the northward movement of the Indian Plate, and the right lateral extrusional motion of Indochina, resulting in intense strike-slip deformation

and 30° clockwise rotation relative to China (Richter and Fuller, 1996; Morley, 2009). Estimates of the dextral, northward displacement of central Myanmar along the Sino-Burman Ranges vary from 300 to about 1100 km (Mitchell, 1993; Curray, 2005; Morley, 2009).

METHODS

Sediment samples from the Minbu Sub-Basin were collected in the Pakokku District, central Myanmar, during the 2011 and 2012 winter seasons. Thin sections of 28 sandstone samples were prepared and counted according to the Gazzi-Dickinson method to determine their contents of quartz, feldspar and lithic grains (Dickinson, 1985). At least five samples per formation were selected to determine the bulk Nd isotopic ratios of their silicate fractions and their whole rock trace element contents (62 samples in total). Samples from different locations as well as samples of various lithofacies were chosen. Our dataset covers eleven formations, spanning from Middle Eocene to Pleistocene time; 17 isotopic and 5 petrographic Eocene data that were previously published by Licht et al. (2013) are included. Analytical methods, detailed results, and a geologic map showing sample locations are provided in the Supplementary Material[1].

RESULTS

As samples from each formation were taken from different localities, their relative stratigraphic positions were often not evident. For this reason, values for each formation were grouped together, and no attempt was made to investigate intraformational variations. Therefore temporal changes can only be examined at time scales similar to or greater than those of the formations (ie, 2 to 5 Myr).

Middle Eocene sediments display ϵNd values ranging from -7.8 to +1 over the 43-37 Ma period (average -3.4), while those of Upper Eocene - Oligocene sediments vary from -9 to -2.4 over the 37-22 Ma period (average -5.9). Taken together, the Eocene - Oligocene samples show a gradual shift of ϵNd from near zero to moderately negative values (Fig. 2). The ϵNd values of Mio-Pliocene sediments range from -13.7 to -5.9 over the last 22 Ma (average -8.1), and in contrast with the Eocene - Oligocene samples show no systematic temporal variations resolvable at our sampling density. The average ϵNd value of each individual unit within the this time interval is stable at about -8 to -9 (with the exception of the Obogon unit: average -6.4).

We focus the discussion of the trace element results on the Zr/TiO_2 and La/V ratios, which are sensitive to the mafic character of the detritus and the sedimentary cycle: low ratios indicate mafic contributions and high ratios represent mature, recycled material (e.g. Dingle and Lavelle, 1998; Zhang, 2004). The Zr/TiO_2 and La/V ratios exhibit similar temporal trends among the Burmese samples (Fig. 2), increasing from low values in Middle Eocene times to high values in the Upper Miocene-Pliocene interval.

Point-counting results are plotted on Q-F-L and Lm-Lv-Ls diagrams (Fig. 3). The evolution of the grain ratios shows a regular shift from a Middle Eocene volcanic-rich, litharenitic pole to a Mio-Pliocene volcanic-depleted, quartz-arenitic pole.

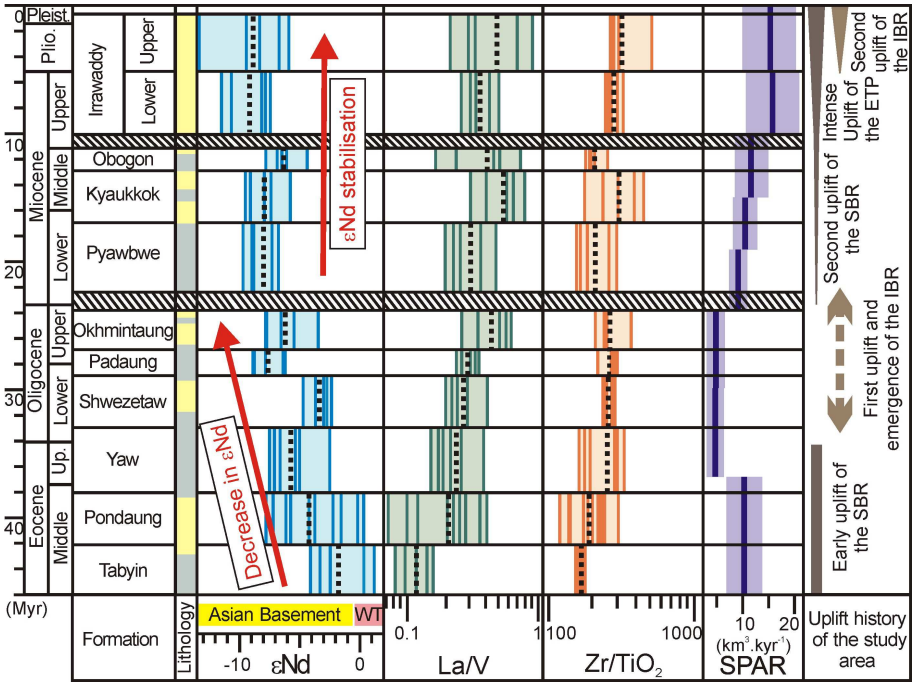


Figure 2: Mean lithology (yellow: sandstone; gray: mudstone) in the Minbu Sub-Basin since Middle Eocene time; ϵNd, Zr/TiO_2 and La/V ratios of Minbu Sub-Basin sediments (colored bars: individual data; colored shades: envelopes spanning the data ranges; black dashed bars: average value per formation). Note that within each formation, individual results are presented as colored bars and are not ranked in stratigraphic order ; Solid Phase Accumulation rate in central Myanmar with standard error (SPAR, modified from Metivier et al., 1999 after recent redating of Miocene Burmese stratigraphy, e.g. Jaeger et al., 2011), and uplift events in the surrounding area (changing thickness of gray bars indicating supposed changes in uplift intensity; after Morley, 2009; Maurin and Rangin, 2009). The isotopic range of the Asian basement rocks and of the Wuntho-Popa and Transhimalayan (WT) rocks is also represented (values in Table 1). IBR: Indo-Burman Ranges; SBR: Sino-Burman Ranges; ETP: Eastern Tibetan Plateau.

INTERPRETATION

Middle Eocene and Mio-Pliocene sediments present contrasting properties reflecting different provenances (Table 1). Middle Eocene sediments are rich in volcanic lithic material and display similar petrographic and isotopic features to Paleogene flysch sediments of the Indo-Burman Ranges, mainly constituted of volcanic sandstones with high ϵNd values (-7 to -4), thus supporting a similar sediment source for both regions (Allen et al., 2008). The presence of positive ϵNd values indicates a contribution from magmatic rocks of the Paleogene Andean-type arc that extended along the Asian margin (Ji et al., 2009; Mitchell

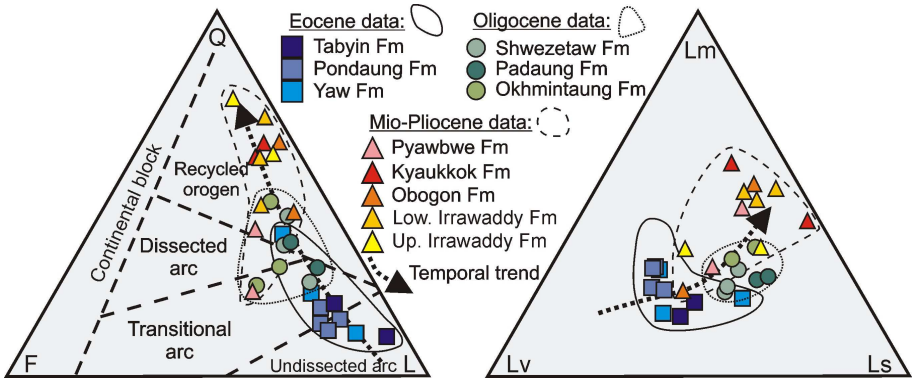


Figure 3: Q-F-L and Lv-Ls-Lm plots of Burmese sandstone samples, following the classification of Dickinson (1985). Q, quartz; F, feldspar; L, lithic fragments (Lm, metamorphic; Ls, sedimentary; Lv, volcanic).

et al., 2012; Ma et al., 2013). The Tibetan (Transhimalayan) and Burmese (Wuntho-Popa Arc) sections of this volcanic arc cannot be easily differentiated on the basis of Nd isotopes. Transhimalayan provenance could have been achieved in a morphological setting similar to modern Bengal geography, with emerged Indo-Burman Ranges channeling water southeastwards from Tibet and the Eastern Tibetan Plateau into central Myanmar (Fig. 1A). Such a drainage pattern, which parallels the convergence zone, is nevertheless unlikely during the Eocene before the emergence of the Indo-Burman Ranges. Licht et al. (2013) show that the orientation of Eocene delta systems, inferred through paleocurrent analysis, indicates a source area located on the Burmese margin. The volcanic lithic sediments are therefore better-explained by local supply from the unroofing of the Wuntho-Popa Arc. Negative ϵNd values and low-grade metamorphic material observed by Licht et al. (2013) highlight a minor contribution from a secondary source on the Burmese substratum.

On the other hand, Mio-Pliocene units are, like the Quaternary Irrawaddy sediment load, enriched in lithic and metamorphic material and display stable averaged ϵNd values and an ϵNd range that is similar to the range of the Irrawaddy load (-11 to -8) and of the Southeast Asian terranes basement (-20 to 0, Clift et al., 2008). These data indicate that sources have remained relatively unchanged over the last 22 Ma and suggest a prominent, stable provenance area located in the Sino-Burman Ranges, where the modern Irrawaddy River is sourced.

Late Eocene - Oligocene sediments display features intermediate between those of Mio-Pliocene and Middle Eocene sediments, which are interpreted to reflect a progressive shift in provenance between the Middle Eocene and the Mio-Pliocene epochs. They indicate a long-term decrease of sediment input from the Wuntho-Popa Arc, and a parallel increase of sediment input from the Sino-Burman Ranges, located further east. This interpretation is compatible with the increasing Zr/TiO_2 and La/V ratios during this time period, representing an increase in sediment maturity interpreted as caused by the progressive loss of a

mafic source. The slightly increased content of sedimentary lithic material and the occurrence of high ϵNd in several Oligocene samples, notably those of Lower Oligocene age (31-30 Ma), could reflect minor input from the rising Indo-Burman Ranges, which would deliver reworked, volcanic-sourced sediment. Nevertheless, this early unroofing of the Indo-Burman Ranges must have been limited, given the low Oligocene sediment accumulation rate in central Myanmar ($\approx$5 $km^3.kyr^{-1}$, Fig. 2).

IMPLICATIONS FOR THE DRAINAGE EVOLUTION OF SOUTHEAST ASIA

Our results show a long-term decrease of the volcanic input into the Minbu Sub-Basin, interpreted as corresponding to the progressive denudation of the neighboring volcanic areas, notably the Wuntho-Popa Arc (Fig 1A, bottom panel). After advanced arc unroofing, the sediment source slowly shifted eastward to the foothills of the Sino-Burman Ranges where metamorphic and recycled sedimentary basement rocks crop out. Therefore, we argue that the central Myanmar drainage basin remained closed and did not experience any major capture reorganization since the beginning of the India-Asia collision. The Oligocene rise of the Indo-Burman Ranges terminated the direct connection of the Burmese drainage basin to the proto-Bengal Bay.

The stable character of the Irrawaddy drainage is in agreement with the increasing evidence of a stable Tsangpo-Brahmaputra connection since at least Middle Miocene time (Uddin and Lundberg, 1998; Galy et al., 2010). The paucity of sediment from Tibet in the proto-Bengal Bay before the Miocene epoch is noteworthy (Najman et al., 2008), but does not require the absence of Tibetan-sourced drainage exiting in the Bengal Bay, because sediment from Tibet may have exited into an independent delta fan located north of the modern Bengal fan (as seen in the western Himalayan syntaxis; e.g. Roddaz et al., 2011), and later subducted below the Indo-Burman Ranges (Fig. 1A; Uddin and Lundberg, 1998).

The results of Clift et al. (2008) indicating the absence of Tibetan sediment downstream in the paleo-Red River and our results for the Irrawaddy drainage system are at odds with the drainage reorganization model of Clark et al. (2004). The stable nature of Myanmar drainage, despite the highly-evolving tectonic history of the eastern Himalayan syntaxis, suggests that the role of drainage reorganization in explaining the pattern of eastern Tibetan river courses may have been overestimated. Instead, these may reflect deformed long-lived relics of pre-collisional river courses, thus arguing for the drainage distortion model of Hallet and Molnar (2001) and emphasizing the importance of horizontal, large-scale shearing in the processes that built the eastern Himalayan syntaxis.

Source	**Petrography**	**Bulk rock ϵ_{Nd}**
central Tibet domain		
Lhasa Terrane basement	S-Type granitoids, Palaeozoic to Mesozoic metasediments	-10 to 0
Transhimalayan arc & Indus-Tsangpo Suture Zone	Volcanic rocks, I-type granitoids, ophiolites	+1 to +8
Himalayan Ranges	Medium - high grade metamorphic rocks, Precambrian to Eocene sediment	-27 to -13
Myanmar domain		
Burma Terrane basement & Sino-Burman Ranges	Ultramafic rocks, low and high grade metamorphic rocks, S-Type granitoids, Precambrian to Mesozoic metasediments	-13 to -3
Wuntho-Popa arc	Volcanic rocks, I-type granitoids	0 to +8
Indo-Burman Ranges (Inner wedge)	Mainly volcanic sediment	-7 to -4
Burmese sediment	**Sandstone Petrography**	**Bulk rock ϵ_{Nd}**
Minbu Sub-Basin rocks		
Eocene rocks (Tabyin, Pondaung & Yaw Fm)	Litharenites with prominent volcanic lithics	-7 to +1
Oligocene rocks (Shwezetaw, Padaung & Okhmintaung Fm)	Litharenites to Quartzarenite with volcanic, sedimentary, and metamorphic lithics in similar proportions	-9 to -2
Mio-Pliocene rocks (Pegu Group & Irrawaddy Fm)	Quartzarenites with prominent Sedimentary and metamorphic lithics	-13 to -6
Modern Irrawaddy River	Quartzarenites with sedimentary and metamorphic lithics	-11 to -8

Table 1: Synthesis of the different drainage provinces surrounding central Myanmar, with their petrologic and Nd isotopic properties, and data from the Minbu Sub-Basin. Source compilations from Najman (2006), Allen et al. (2008) and Licht et al. (2013).

AKNOWLEDGEMENTS

This work has been supported by the ANR-09-BLAN-0238-02 Program, the CNRS UMR 7262, the University of Poitiers, the Ecole Polytechnique, and the Ministry of Culture of the Republic of the Union of Myanmar. We thank Catherine Zimmermann, Christiane Parmentier and Aimeryc Schumacher for their support. We thank the many colleagues of the Franco-Burmese paleontological team who helped us in the field. We also thank David Barbeau and two anonymous reviewers for their many constructive comments, which greatly improved the quality of this manuscript.

REFERENCES

Allen, R., Najman, Y., Carter, A., Barfod, D., Bickle, M.J., Chapman, H.J., Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Parrish, R.R., 2008. Provenance of the Tertiary sedimentary rocks of the Indo-Burman Ranges, Burma (Myanmar): Burman arc or Himalayan-derived? Journal of the Geological Society, London 165, 1045Ű1057.

Bertrand, G., Rangin, C., 2003. Tectonics of the western margin of the Shan plateau (central Myanmar): implication for the IndiaŰIndochina oblique convergence since the Oligocene. Journal of Asian Earth Sciences 21, 1139–1157.

Brookfield, M.E., 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: rivers draining southwards. Geomorphology 22, 285–312.

Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfield, B.C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., Chen, L., 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. Tectonics 23.

Clift, P.D., Long, H.V., Hinton, R., Ellam, R.M., Hannigan, R., Tan, M.T., Blusztajn, J., Duc, N.A., 2008. Evolving east Asian river systems reconstructed by trace element and Pb and Nd isotope variations in modern and ancient Red River-Song Hong sediments. Geochemistry Geophysics Geosystems 9 (4).

Colin, C., Turpin, L., Blamart, D., Franck, N., Kissel, C., Duchamp, S., 2006. Evolution of weathering patterns in the Indo-Burman Ranges over the last 280 kyr: Effects of sediment provenance on 87Sr/86Sr ratios tracer. Geochemistry Geophysics Geosystems 7 (3).

Curray, J.R., 2005. Tectonics and history of the Andaman Sea region. Journal of Asian Earth Sciences 25, 187–232.

Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuma, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites. D. Reidel Publishing Company, pp. 333–361.

Dingle, R.V., Lavelle, M., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 141, 215–232.

Galy, V., France-Lanord, C., Peuckler-Ehrenbrink, B., Huyghe, P., 2010. Sr-Nd-Os evidence for a stable erosion regime in the Himalaya during the past 12 Myr. Earth and Planetary Science Letters 290, 474–480.

Hallet, B., Molnar, P., 2001. Distorted drainage basins as markers of crustal strain east of the Himalaya. Journal of Geophysical Research 106 (B7).

Jaeger, J.J., Soe, A.N., Chavasseau, O., Coster, P., Emonet, G., Guy, F., Lebrun, R., Maung, A., Khyaw, A.A., Shwe, H., Tun, S.T., Oo, K.L., Rugbumrung, M., Bocherens, H., Chaivanich, K., Tafforeau, P., Chaimanee, Y., 2011. First hominoid from the late Miocene of the Irrawaddy Formation (Myanmar). Plos One 6 (4).

Ji, W.Q., Wu, F.Y., Liu, C.Z., Chung, S.L., 2009. Geochronology and petrogenesis of granitic rocks in Gangdese batholith, southern Tibet. Science in China Series D: Earth Sciences 52, 1240–1261.

Licht, A., France-Lanord, C., Reisberg, L., Fontaine, C., Soe, Aung Naing, Jaeger, J.J., 2013. A palaeo Tibet-Myanmar connection? Reconstructing the Late Eocene drainage system of central Myanmar using a multi-proxy approach. Journal of the Geological

Society, London, (In press).

Ma, L., Wang, Y., Fan, W., Geng, H., Cai, Y., Zhong, H., Liu, H., Xing, X., 2013. Petrogenesis of the early Eocene I-type granites in west Yingjiang (SW Yunnan) and its implication for the eastern extension of the Gangdese batholiths. Gondwana Research (In press).

Maurin, T., Rangin, C., 2009. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge: Recent and fast growth of the outer wedge. Tectonics 28, TC2010.

Metcalfe, I., 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. Journal of Asian Earth Sciences 66, 1–33.

Metivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. Geophys. Journal. International 137, 280–318.

Mitchell, A.H.G., 1993. Cretaceous-Cenozoic events in the western Myanmar (Burma) - Assam region. Journal of the Geological Society, London 150, 1089–1102.

Mitchell, A.H.G., Chung, S.L., Oo, Thura, Lin, T.H., Hung, C.H., 2012. Zircon U-Pb ages in Myanmar: Magmatic-metamorphic events and the closure of a neo-Tethys ocean? Journal of Asian Earth Sciences 56, 1–23.

Mitchell, A.H.G., Htay, M.T., Htun, K.M., Win, M.N., Oo, T., Hlaing, T., 2007. Rock relationships in the Mogok metamorphic belt, Tatkon to Mandalay, central Myanmar. Journal of Asian Earth Sciences 29, 891–910.

Morley, C.K., 2009. Evolution from an oblique subduction back-arc mobile belt to a highly oblique collisional margin: the cenozoic tectonic development of Thailand and eastern Myanmar. In: Cawood, P.A., Kröner, A. (Eds.), Earth Accretionary Systems in Space and Time. Vol. 318. geological Society, London, Special Publications, pp. 373–404.

Najman, Y., 2006. The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. Earth-Science Reviews 74, 1–72.

Najman, Y., Bickle, M., BouDagher-Fadel, M., Carter, A., Garzanti, E., Paul, M., Wijbrans, J., Willett, E., Olivier, G., Parrish, R., Akhter, S.H., Allen, R., Ando, S., Chisty, E., Riesberg, L., Vezzoli, G., 2008. The Paleogene record of Himalayan erosion: Bengal Basin, Bangladesh. Earth and Planetary Science Letters 273, 1–14.

Pivnik, D.A., Nahm, J., Tucker, R.S., Smith, G.O., NNyein, K., Nyunt, M., Maung, P.H., 1998. Polyphase Deformation in a Fore-Arc/Back-Arc Basin, Salin Subbasin, Myanmar (Burma). AAPG Bulletin 82 (10), 1837–1856.

Richter, B., Fuller, M., 1996. Palaeomagnetism of the Sibumasu and Indochina blocks: implications for the extrusion tectonic model. In: Hall, R., Blundell, D. (Eds.), Tectonic Evolution of Southeast Asia. Vol. 106. Geological Society of London, Special Publications, pp. 203–224.

Robinson, R., Brezina, C., Parrish, R., Horstwood, M., Nay Win Oo; Bird, M., Myint Thein, Walters, A., Oliver, G., Khin Zaw, 2013. Large rivers and orogens: The evolution of the Yarlung Tsangpo-Irrawaddy system and the eastern Himalayan syntaxis: Gondwana Research (in press), doi: 10.1016/j.gr.2013.07.002.

Roddaz, M., Said, A., Guillot, S., Antoine, P.O., Montel, J.M., Martin, F., Darrozes, J., 2011. Provenance of Cenozoic sedimentary rocks from the Sulaiman fold and thrust belt, Pakistan: implications for the palaeogeography of the Indus drainage system. Journal of the Geological Society, London 168, 499–516.

Uddin, A., Lundberg, N., 1998. Cenozoic history of the Himalayan-Bengal system: Sand composition in the Bengal basin, Bangladesh. GSA Bulletin 110, 497–511.

Zhang, K.J., 2004. Secular geochemical variations of the Lower Cretaceous siliciclastic rocks from central Tibet (China) indicate a tectonic transition from continental collision to back-arc rifting. Earth and Planetary Science Letters 229, 73–89.

[1]GSA Data Repository item 2009xxx, including map of the sampling sites (Fig. DR1), results of isotopic and element content analyses (Table DR1), and grain-counting detailed resuts (Table DR2) is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2009.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

Chapitre 6

Histoire géomorphologique et topographique de l'espace birman : une synthèse

Outre l'éventail de résultats présentés dans les deux chapitres précédents, j'ai mené plusieurs études alternatives qui n'ont pas fait l'objet de publication mais étayent les conclusions de l'étude de drainage : l'étude pétrographique de galets de la formation de Pondaung et l'analyse de teneur en éléments majeurs et traces ainsi qu'en isotopie du strontium du sédiment de l'ensemble des formations échantillonnées dans le chapitre 5. L'interprétation d'un affleurement oligocène sur la coupe de Seikche (fig. 10) semble aussi confirmer une première surrection de la chaîne Indo-Birmane à l'Oligocène inférieur. Ces résultats additionnels sont néanmoins parcellaires et sont présentés en annexe C.

L'étude du paléosol oligo-miocène de Gangaw apporte une contribution non négligeable à la compréhension de l'évolution topographique de la Birmanie et a donc été placée en première partie de ce chapitre de synthèse.

1 Le paléosol de Gangaw et la deuxième surrection de la chaîne Indo-Birmane

Au cours de l'hiver 2011-2012, j'ai pu visiter quelques affleurements autour de la ville de Gangaw, au pied de la chaîne Indo-Birmane, à 80 km au sud de Kalewa dans la vallée de la Myittha. Dans la zone, la formation de Maw est réputée pour avoir délivré plusieurs fossiles néogènes d'intérêt, attribué au Miocène moyen tardif, contemporain de la formation d'Obogon (groupe de Pegu tardif, vers 13-11 Ma, voir figure 5 ; Cotter, 1938; Bender, 1983). Les quelques fossiles découverts pendant mon séjour sont en accord avec cet âge, et présentent une composante additionnelle légèrement plus récente, suggérant une corrélation avec les niveaux inférieurs de la formation de l'Irrawaddy (vers 10-8 Ma ; Olivier Chavasseau, pers. com. ; Bender, 1983).

La formation de Maw est une molasse graveleuse qui recouvre le fond de la vallée de la Myittha, dont le substratum sédimentaire est attribué à l'Eocène (Bender, 1983). Sur le site du Monastère (N22°10′01.4″

E094°05′55.3″), ce substratum affleure sporadiquement et est principalement constitué de sets sableux épais à fines stratifications planes et à *Thalassinoides*, suggérant un milieu marin de profondeur moyenne à faible. Au contact avec la formation de Maw, un épais profil pédologique aux couleurs bariolées se distingue, indiquant une longue période d'émersion calme sans apport significatif avant l'arrivée de la molasse néogène (figure 24a). Les processus de pédogénèse enregistrés dans ce paléosol apportent un renseignement indirect sur la longue période oligo-miocène entre l'émersion de la vallée de la Myittha et l'arrivée de la molasse néogène.

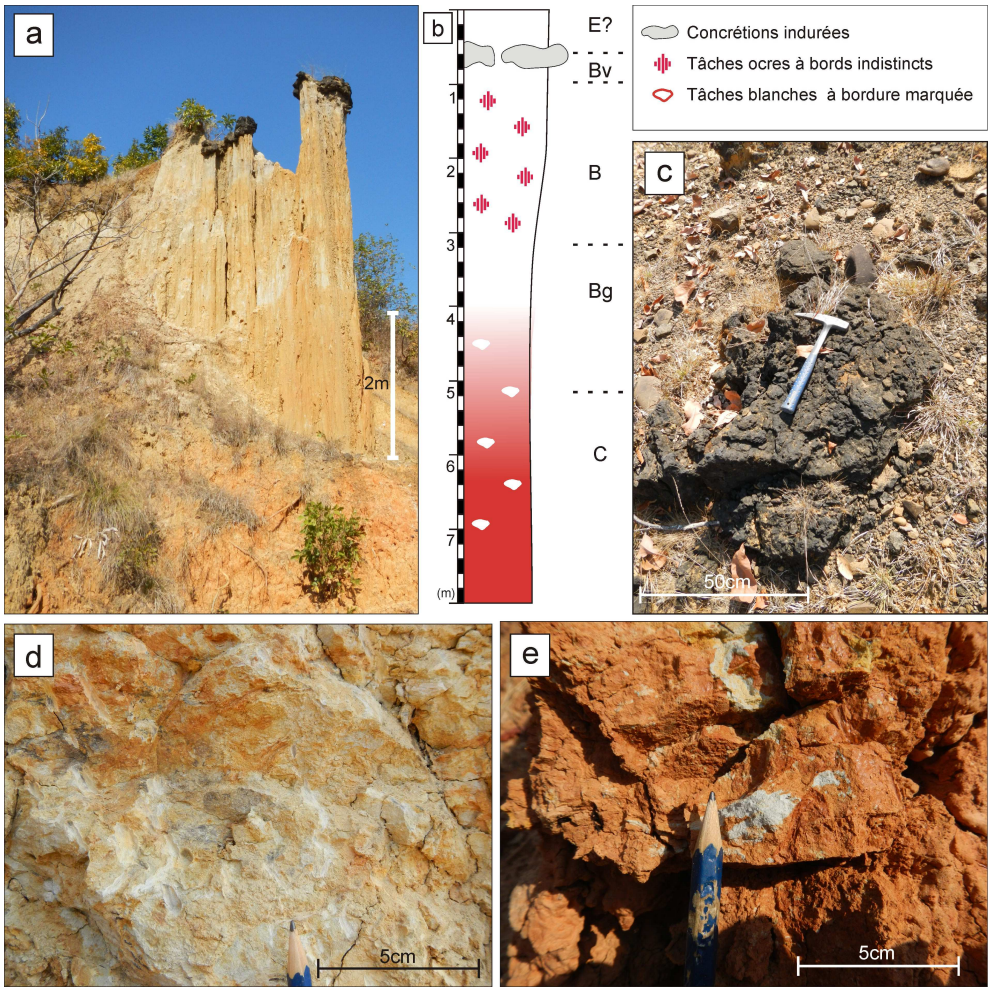


Figure 24. Paléosol près du site du Monastère, recouvert par la molasse de Maw. a : Vue du profil sur le site du Monastère ; notez la présence de concrétions massives en haut de profil. b : Profil synthétique de la figure a. c : Concrétions ferrugineuses issus de l'horizon à cuirasse Bv. d : Taches ocres aux bordures indistinctes sur matrice blanchie (horizon Bg). e : Altérite ocre à taches blanchies (horizon C).

1.1 description des horizons

Le profil du paléosol de Gangaw mesure une dizaine de mètres et comprend une succession de cinq horizons distincts (figure 24b) :

- tronqué par la molasse de Maw, l'**horizon albique** sommital E n'est pas observable dans sa totalité.

Il est constitué de sable fin et de silt homogénéisé, sans structure, et présente une couleur gris-verte (10Y6/2 selon la charte de Munsell, 2010).

- Sous l'horizon E, un **horizon pétroplinthique** induré Bv présente d'épaisses concrétions noires formant une cuirasse discontinue d'une quarantaine de centimètres d'épaisseur (figure 24c).
- La cuirasse surmonte un **horizon tacheté B** de 2 m d'épaisseur, à texture majoritairement grossière, avec une faible teneur en argile interstitiel (figure 24d). L'horizon possède une structure faiblement marquée, à polyèdres émoussés, et une couleur gris-verte dominante. De nombreuses taches ocres (10R5/8) aux bords indistincts et aux formes irrégulières colorent l'horizon.
- La base de l'horizon tacheté B est significativement dénuée de taches et forme un **horizon blanchi Bg** de 1 à 2 m d'épaisseur. La teneur apparente en argile semble augmenter dans toute la partie inférieure du profil.
- Le profil se colore et laisse place à une **altérite C** ocre à taches blanchies, où de rares figures sédimentaires peuvent être observées (figure 24e).

1.2 interprétation

L'épaisseur du profil, la présence d'une cuirasse pétroplinthique et la couleur ocre sont caractéristiques des sols ferrallitiques (ou latéritiques) à cuirasse (Duchaufour, 2001). Les sols latéritiques se forment communément sous conditions perhumides équatoriales (Retallack, 2001). Au sein de ces sols, le développement d'une cuirasse est un phénomène secondaire qui se réalise selon deux types de processus :

- par dégradation et remobilisation des sesquioxides et des kaolins des horizons sommitaux et leur accumulation dans les horizons pédologiques basaux (on parle alors d'enrichissement relatif ; Ségalen, 1994). Ce type de sol est courant sur les plateaux sahéliens où d'anciens sols ferrallitiques sont dégradés par des conditions climatiques plus saisonnières que lors de leur formation initiale. Ce type de phénomène ne semble pas avoir eu lieu à Gangaw, car les cuirasses issues d'enrichissement relatif se forment toujours au contact de l'altérite (Ségalen, 1994; Duchaufour, 2001).
- Par enrichissement absolu, en zone mal drainée (généralement en zone aplanie, en pied de relief ; Fritsch et al., 1998). Les variations du niveau des nappes et l'écoulement issu des reliefs entrainent un apport et une accumulation de sesquioxides par drainage latéral. Ce type de phénomène se développe sur d'anciens sols ferrallitiques suite à une modification de la topographie ou une modification significative du niveau des nappes (Lucas et al., 1987). La cuirasse surmonte généralement un épais horizon tacheté (mottled zone) puis blanchi (pallid zone ; Ségalen, 1994), ce qui est le cas du paléosol de Gangaw.

Le paléosol de Gangaw est donc interprété comme un sol polygénétique, marqué par une gleyisation tardive d'un substrat antérieurement ferrallitique. L'enrichissement vertical en argile interstitiel (non confirmé jusqu'à présent par analyse granulométrique) suggère la présence de lessivage (Retallack, 2001) ; ce phénomène est peu courant dans les sols ferrallitiques, et est généralement associé aux podzols hydromorphes tropicaux (Lucas et al., 1996). Les podzols hydromorphes tropicaux sont communs aux zones de

gradient topographique à forte dynamique latérale et forment une toposéquence avec les sols latéritiques hydromorphes (Lucas et al., 1987; Fritsch et al., 1998). En ce sens, ce probable lessivage est cohérent avec la nature polygénétique du profil, et suggère que l'apparition de caractéristiques hydromorphes dans le paléosol de Gangaw est plutôt contrôlée par une évolution topographique que par une modification du régime hydrique de la zone.

1.3 Implications pour la surrection de la chaîne Indo-Birmane

Le paléosol de Gangaw témoigne de trois événements successifs :

- une pédogenèse de longue durée suite à la première émersion de la zone, sous des conditions chaudes et perhumides stables, ayant entraîné une latérisation du profil ;
- une modification significative et irréversible des conditions de drainage, ayant favorisé la mise en place d'une forte dynamique pédogénique latérale et le développement d'une cuirasse et de probables caractéristiques podzoliques ; cette modification est interprétée comme résultant d'une lente augmentation du relief dans les zones adjacentes à la vallée de la Myittha ;
- le démantèlement des zones de relief adjacentes avec l'arrivée de la molasse néogène de Maw.

L'épisode de développement latéritique témoigne donc d'une longue période de quiescence sous conditions équatoriales suite à la première surrection oligocène de la chaîne Indo-Birmane. Il confirme l'aspect diachronique de la surrection de la chaîne. Le développement de conditions hydromorphes et podzoliques enregistre le début du deuxième épisode de surrection. Les quelques marqueurs biostratigraphiques de la formation de Maw datent le début du démantèlement de la chaîne à la transition Miocène moyen - Miocène supérieur (vers 11-9 Ma). Le début de l'épisode de surrection est donc daté à des temps bien antérieurs, probablement au Miocène moyen ou inférieur. Le développement d'une épaisse cuirasse indique en effet que les phénomènes de gleyisation/podzolisation se sont étalés sur un un nombre significatif de millions d'années avant d'être interrompus par l'arrivée de la molasse.

Ces observations contrastent avec le scénario proposé par Maurin et Rangin (2009b) d'une deuxième surrection Indo-Birmane commençant vers 10-8 Ma, contemporaine de l'inversion majeure observée en Birmanie centrale. Elles sont néanmoins cohérentes avec les données de Pivnik et al. (1998) qui montrent que la formation d'Obogon, datée au Miocène moyen, s'est déposée dans un contexte compressif, préfigurant l'événement à 10-8 Ma. Je propose donc un nouveau schéma de l'évolution de la chaîne :

On peut noter que la pédogénèse ferrallitique a toujours lieu sous climat chaud perhumide à fortes précipitations. Il est donc peu probable que, pendant l'Oligocène, la chaîne Indo-Birmane aie formée une barrière orographique suffisamment haute pour bloquer les précipitations issues du golfe de Bengale (comme c'est le cas aujourd'hui ; voir encart 5). Ces observations suggèrent donc une faible altitude de la Chaîne Indo-Birmane après le premier épisode de surrection. La datation du deuxième épisode de surrection au début du Miocène corrobore une contribution précoce de sédiments issus de la chaîne Indo-Birmane aux séries du bassin du Bengale, identifiée dès le Miocène moyen (Uddin et Lundberg, 1998, 1999; Gani et Alam, 2003).

Oligocène inférieur (≈ 34-28 Ma)	Première surrection de la chaîne (indicateur : formation de Shwezetaw en Birmanie centrale ; cf. chapitre 5)
Oligocène - début du Miocène (≈ 30-20 Ma)	Période de stabilité de la chaîne sous condition tropicale humide (indicateur : latérisation du paléosol de Gangaw)
Miocène inférieur ou moyen (≈ 20-11 Ma ?)	Début du deuxième épisode de surrection de la chaîne Indo-Birmane, avec une très lente modification du gradient topographique (indicateurs : gleyisation et podzolisation du paléosol de Gangaw ; lignes sismiques de Pivnik et al., 1998)
Miocène supérieur (≈ 11-8 Ma)	Augmentation de la surrection de la chaîne Indo-Birmane (indicateurs : lignes sismiques de Maurin et Rangin, 2009b ; discordance majeure en Birmanie centrale ; arrivée de la molasse sur le paléosol de Gangaw)
Pléistocène (≈ 2-0 Ma)	Accélération significative de la surrection (indicateurs : lignes sismiques de Maurin et Rangin, 2009b)

La contribution sédimentaire de la chaîne Indo-Birmane semble toujours avoir été plus importante dans le bassin Bengale qu'en Birmanie centrale (Uddin et Lundberg, 1998; Colin et al., 2006). Cette différence de dénudation entre les deux flancs de la chaîne Indo-Birmane est vraisemblablement expliquée par la concentration des précipitations de mousson sur le flanc ouest de la chaîne (voir encart 5). Cette dichotomie de la dénudation se manifeste aujourd'hui dans l'aspect des cours d'eau de chaque versant de la chaîne : cours perpendiculaires à l'axe de la chaîne du côté occidental (suggérant une forte incision), cours parallèles à l'axe de la chaîne côté birman (supposant une dénudation bien plus faible ; Koons, 1995).

Il est intéressant de noter que la surrection du plateau Est-Tibétain et le deuxième épisode de surrection de la chaîne Indo-Birmane suivent une chronologie similaire, avec une première étape de lente élévation puis une surrection importante vers 11-5 Ma (Clark et al., 2005; Royden et al., 2008; Ouimet et al., 2010). Seul le dernier épisode (au Pléistocène) de surrection semble restreint à la chaîne Indo-Birmane. Ce télescopage suggère un contrôle tectonique régional de ces épisodes, d'origine inconnue. Elle corrobore ainsi les récents travaux de Rangin et al. (2013) qui suggèrent que la composante compressive de la déformation transpressive de la chaîne Indo-Birmane ne soit que l'expression du flux de matière crustale issu du Tibet central et pénétrant en Birmanie centrale par le Yunnan et le plateau Est-Tibétain. Préciser la chronologie de la surrection Indo-Birmane permettrait d'infirmer ou de confirmer cette hypothèse ; ce travail est néanmoins hors du cadre de cette thèse.

2 Synthèse et discussion

2.1 L'évolution de la provenance du sédiment en Birmanie centrale, marqueur de la tectonique passée

Les deux chapitres précédents ont montré que les sources du bassin de drainage de Birmanie centrale sont restées relativement constantes depuis la collision indo-asiatique. L'incision s'est tout d'abord concentrée sur la marge directe des bassins centraux, sur l'arc volcanique andin de Wuntho-Popa et son substratum à dominante ophiolitique. L'incision s'est ensuite déplacée progressivement vers l'est au cours de l'Oligocène, au pied de l'escarpement Shan, sur le substratum métamorphique des ceintures Slate, Mogok et Gaoligong. Le déplacement de l'incision sur la marge Sino-Birmane est contemporain de différents événements tectoniques qui affectent particulièrement la Birmanie à partir de l'Oligocène inférieur :

- L'ouverture des sous-bassins du sillon oriental du bassin de Birmanie centrale, en direct voisinage de l'arc andin (Bertrand et Rangin, 2003).
- Le début de l'exhumation de la ceinture de Mogok, à l'arrière de l'arc andin (Barley et al., 2003; Searle et al., 2007).
- Le premier épisode de surrection de la chaîne Indo-Birmane (cette partie).

La synchronicité de ces trois événements suggère une origine tectonique commune, au mécanisme débattu (changement majeur de cinématique transverse, Morley, 2004 ; collision partielle avec l'Inde, Mitchell, 1993 ; collision du terrane du mont Victoria, Acharyya, 2007a ; voir chapitre 1, section 2.3). Ce mécanisme a vraisemblablement réorganisé les zones de contraintes sur le terrane Birman, en favorisant l'exhumation de ses marges et la subsidence de sa partie centrale. Il a ainsi réorganisé le paysage birman et est directement responsable de la modification de provenance enregistrée dans le sédiment birman pendant l'Oligocène.

En ce sens, le changement de provenance identifié dans les séries birmanes enregistre bien une déformation tectonique majeure. Néanmoins, ce changement de provenance n'est en aucun cas lié à un réorganisation du drainage général d'Asie du Sud-Est, comme proposée par Clark et al. (2004). En Asie, toutes les études récentes convergent vers une relative constance du drainage cénozoique (Clift et al., 2006, 2008b; Hoang et al., 2009). Il semble donc que le cours actuel des rivières en Asie du Sud-Est soit bien le résultat des déformations post-collision, plutôt que le résultat de successives pertes (ou de gains) de drainage (Hallet et Molnar, 2001). Ces résultats montrent la résilience étonnante des cours de rivières dans les zones d'orogène et contrastent avec les variations dramatiques du drainage sud-américain suite à la surrection de la cordillère des Andes (Hoorn et al., 2010).

Les variations de taux de sédimentation en Birmanie centrale ne sont donc corrélées à aucune perte (ou gain) de drainage. Le chapitre 5 a montré une bonne corrélation entre les épisodes de surrection de la chaîne Sino-Birmane et les taux de sédimentation birmans. De plus, les modèles climatiques de Lunt et al. (2010) montrent qu'à bassin de drainage fixe, l'écoulement de surface en Birmanie centrale ne change pas avec la surrection des massifs environnants et l'intensité de la mousson résultante. Il semble

donc qu'au premier ordre, les variations de taux de sédimentation en Birmanie enregistrent une incision accrue directement liée à l'amplitude de la surrection de la chaîne Sino-Birmane. Leur étude montre une progressive augmentation de l'incision depuis le début du Miocène, relativisant l'hypothèse d'un "boom" de la surrection des reliefs sud-asiatiques depuis le Miocène supérieur (Clark et al., 2005; Ouimet et al., 2010). Ces résultats sont néanmoins à nuancer, vu la faible résolution des taux de sédimentations calculés par Metivier et al. (1999).

Enfin, ces nouvelles données nous permettent de reconsidérer le travail de Hallet et Molnar (2001), à savoir l'existence un premier épisode de rétrécissement autour de la syntaxe, puis une forte déformation dextre pour expliquer le cours actuel des fleuves sud-asiatiques (voir chapitre 1, section 6). On peut noter que la surrection néogène du plateau Est-Tibétain a été montrée comme dénuée d'un quelconque rétrécissement (Royden et al., 1997, 2008) ; le premier épisode de déformation est donc à dater entre le début de la collision à l'Eocène inférieur et le début du Miocène. Les nombreuses marques d'une déformation crustale importante en Birmanie à l'Oligocène inférieur suggèrent que cette période pourrait représenter le paroxysme des deux premiers épisodes tectoniques affectant la syntaxe.

2.2 Corridors et barrières : implications paléogéographiques et biogéographiques

Les travaux du chapitre 4 ont montré que la Birmanie centrale de l'Eocène est principalement constituée d'une grande plaine côtière ouverte sur le golfe du Bengale. Au nord-ouest, cette plaine côtière est en directe connection latérale avec le bassin d'avant-pays indien. Plus au sud, la plaine est en connection avec un large corridor côtier s'étendant jusqu'à l'extrémité de la péninsule Indochinoise, corridor aujourd'hui disparu avec l'ouverture du bassin de Mergui et du détroit de Malacca au cours de l'Oligocène, puis de la mer d'Andaman au Mio-Pliocène (Khan et Chakraborty, 2005; Hall, 2009). Dans l'arrière pays, les résultats de cette partie confirment une surrection significative de la chaîne Sino-Birmane dès le Paléogène et l'absence de toute connection de drainage avec le Tibet ou la Chine intérieure.

Ainsi, la bande côtière qui s'étend des côtes indiennes jusqu'à Sumatra forme une unique unité morphologique, expliquant aisément la parenté des faunes indo-pakistanaises, thaïlandaises et birmanes à l'Eocène (Marivaux et al., 2006; Métais et al., 2007). Malgré les nombreux événements qui vont progressivement segmenter la plaine côtière (surrections de la chaîne Indo-Birmane et ouvertures successives des bassins plus au sud), le **corridor birmano-malais**, entre la province indo-pakistanaise et la péninsule Indochinoise, semble avoir été régulièrement emprunté par les vertébrés continentaux jusqu'à nos jours, compte tenu de la présence en Birmanie d'espèces communes à ces deux provinces pendant tout le Cénozoique (Chavasseau et al., 2006; Zin Maung Maung Thein et al., 2008, 2010). On peut néanmoins noter quelques rares marques de différenciation entre les faunes de la province indo-pakistanaise et d'Asie du Sud-est dès le début du Miocène, malgré une relative continuité des environnements boisés lors de la période (disparition des dermoptères en Inde, Marivaux et al., 2006). Cette différentiation est notamment significative chez les poissons et mollusques dulçaquicoles (Ruber et al., 2004; Hler et Glaubrecht, 2007). Ces observations suggèrent que les événements tectoniques présentés précédemment aient pu perturber

la connectivité des environnements estuariens sans pour autant perturber le drainage ni la continuité continentale du corridor (voir figure 25).

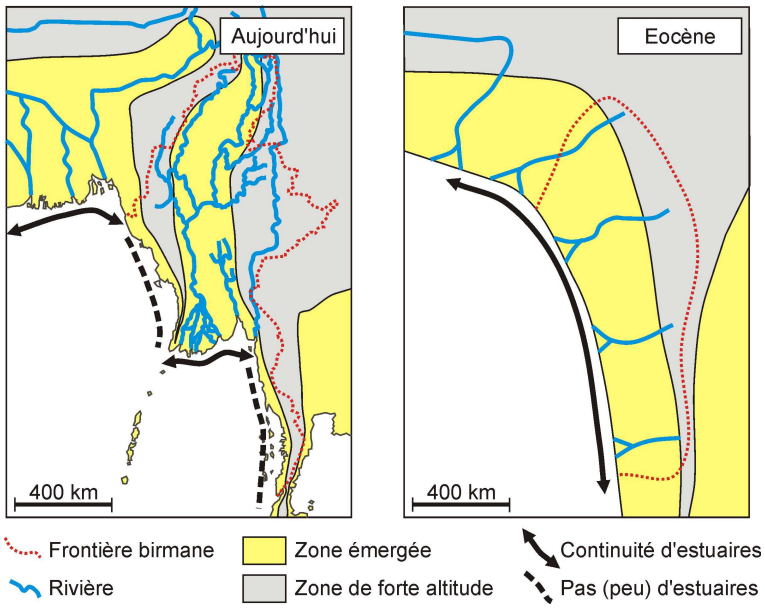


Figure 25. Evolution de la morphologie côtière le long du corridor birmano-malais entre aujourd'hui et l'Eocène. On peut remarquer la création de longs espaces vides sans estuaire ni delta significatif sur les flancs occidentaux de l'Arakan Yoma et du Tenasserim, créés par la subsidence et l'ouverture des bassins mériodionaux (Mergui, Andaman) et la surrection de la chaîne Indo-Birmane. Cette perte de connectivité estuarienne pourrait être à l'origine de la différentiation des espèces de poissons et de mollusques dulçaquicoles des provinces indo-pakistanaise et sud-est asiatique.

Enfin, l'absence de connection hydrographique Tibet-Myanmar et la présence d'une chaîne Sino-Birmane élevée dès l'Eocène expliquent la forte différentiation entre les faunes indo-birmano-pakistanaises et les faunes de Chine continentale (Tsubamoto et al., 2004; Gunnell et al., 2008). On note néanmoins quelques exceptions à cette distinction entre les deux domaines fauniques asiatiques, comme pour les anthropoïdes éosimiidés et les anthracothères, apparaissant à l'Eocène et rapidement présents de part et d'autre de la chaîne Sino-Birmane (Beard et al., 1994; Jaeger et al., 1999; Gebo et al., 2002; Beard et Wang, 2004; Lihoreau et Ducrocq, 2007). La présence d'anthropoïdes et d'anthracothères dans l'Eocène tardif de Thaïlande suggère néanmoins une voie de dispersion par le corridor birmano-malais plutôt qu'à travers la chaîne Sino-Birmane (Chaimanee et al., 1997; Ducrocq, 1999).

Ces observations conjointes relativisent fortement l'importance des bouleversements tectoniques dans l'évolution de la faune de mammifères asiatiques depuis la collision indo-asiatique. Les grands barrières orographiques majeures (Tibet, chaîne Sino-Birmane) sont présents depuis le début de la collision sous une forme réduite mais agissent dès le Paléogène comme barrières biogéographiques, tandis que les événements tectoniques postérieurs actant sur le corridor birmano-malais ne semblent pas avoir bouleversé sa porosité. Les différences entre provinces sud-asiatique et indo-pakistanaise sont donc plus vraisemblablement contrôlées par l'évolution paléoenvironnementale et paléoclimatique le long de la marge indochinoise, comme observé pour la période récente (Meijaard et Groves, 2006).

Partie III

Paléoenvironnements de la formation de Pondaung

Cette partie présente une étude paléoenvironnementale détaillée de la formation de Pondaung à travers différentes proxies géologiques et paléobotaniques, et renseigne l'habitat et l'écologie de ses sites fossilifères. L'enjeu de ce travail est d'identifier les facteurs environnementaux à l'origine de la diversité de la faune de Pondaung, afin de comprendre les conditions climatiques et écologiques ayant favorisé l'apparition et la dispersion des premiers anthropoides dans la suite du manuscrit.

Cette partie a fait l'objet de deux publications, formant le corps des chapitres 7 et 8. Le chapitre 7 propose une reconstitution détaillée des paysages de la formation de Pondaung à travers une approche pédologique et sédimentologique. Le chapitre 8 propose un aperçu des environnements forestiers de Pondaung par l'identification d'échantillons de bois fossiles collectés sur le terrain. Enfin, le chapitre 9 complète les deux chapitres précédents par plusieurs données non publiées et propose une synthèse générale des paléoenvironnements de Pondaung.

Chapitre 7

Reconstitution pédologique et sédimentologique de la morphologie alluviale

Ce chapitre a fait l'objet d'un article publié dans le journal *Sedimentology* sous le titre "Role of permeability barriers in alluvial hydromorphic palaeosols : the Eocene Pondaung Formation, Myanmar" et est présenté sous sa forme publiée. A la fin du chapitre, une emphase particulière est apportée au caractère unique des associations de paléosols de Pondaung et à leur intérêt pour de futures études stratigraphiques. En effet, l'hydromorphie enregistrée dans les paléosols de Pondaung est inédite dans le registre fossile et apporte une pierre supplémentaire à la compréhension des phénomènes hydromorphes en plaine alluviale. Cet aspect de mon travail, plus sédimentologique que paléoenvironnental, ne sera plus abordé dans la suite du manuscrit.

SEDIMENTOLOGY the journal of the International Association of Sedimentologists

Sedimentology (2013) doi: 10.1111/sed.12059

Role of permeability barriers in alluvial hydromorphic palaeosols: The Eocene Pondaung Formation, Myanmar

ALEXIS LICHT*,†, ISABELLE COJAN‡, LAURENT CANER§, AUNG NAING SOE¶, JEAN-JACQUES JAEGER* and CHRISTIAN FRANCE-LANORD†

**Institut de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine: Évolution et Paléoenvironnements (IPHEP), Université de Poitiers, Batiment B35, 6 rue Michel Brunet, F 86022, Poitiers, France (E-mail: alexis.licht@univ-poitiers.fr)*

†Centre de Recherches Pétrologiques et Géochimiques (CRPG), UMR CNRS 7358, Vandoeuvre les Nancy, 54501 France

‡École Nationale Supérieure des Mines de Paris (ENSMP), 35 rue Saint-Honoré, Fontainebleau, 77300 France

§Hydrasa-IC2MP, UMR CNRS 7285 – Université de Poitiers, Batiment B35, 6 rue Michel Brunet, F 86022, Poitiers, France

¶Department of Geology, Defence Services Academy, Pyin Oo Lwin, Myanmar

Associate Editor – Nigel Mountney

ABSTRACT

This study examines the lateral distribution of hydromorphy in the fine-grained alluvial deposits of the Eocene Pondaung Formation, central Myanmar. Through detailed outcrop analysis and using a combined sedimentological and pedological approach, this study proposes a reconstruction of Pondaung overbank floodplain palaeoenvironments. The variations of hydromorphic features in the different overbank sub-environments are then discussed and used to build a model of hydromorphic variability in alluvial deposits. Two main architectural associations with distinctive lithofacies and pedogenic features were identified, corresponding to different sub-environments: heterolithic deposits and extensive mudstone successions. The heterolithic deposits display variegated fine-grained lithofacies and contain poorly developed palaeosols with gley and vertic features, which are interpreted to reflect a seasonal wetlands landscape, developed in actively aggrading avulsion belts. Extensive mudstone successions with Vertisols that locally exhibit mukkara-style pseudogley features are interpreted to represent a distal open-forested environment. The palaeosols of both sub-environments display dense local hydromorphic variations they are also characterized by a gradual shift from gley-dominated to pseudogley-dominated features with increasing distance from the avulsion belt. The clay-dominated lithology of the floodplain parent material, which forms numerous subsurface permeability barriers, is shown to have acted as a fundamental control in limiting water-table dynamics in coarse-grained parts of the succession, thereby favouring hydromorphic variability. Palaeosol sequences of the Pondaung Formation contrast with the soil-landscape associations described in other studies and provide an alternative model with which to account for the hydromorphic variability in poorly drained, alluvial soils. The model proposed as an outcome of this study demonstrates that hydromorphic variations can be dramatic in floodplains where permeability barriers are numerous. Further, the model stresses the importance of undertaking detailed lateral palaeosol analyses prior to making interpretations regarding hydromorphic variability.

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists

Keywords Myanmar, Eocene, palaeosol, hydromorphy, fluvial sedimentology.

INTRODUCTION

Palaeopedology and sedimentology, when combined, make up a powerful interpretative tool and can highlight the relative importance of different mechanisms of floodplain construction (Bown & Kraus, 1993; Marriott & Wright, 1993; Willis & Behrensmeyer, 1994). Among the palaeosol-landscape association models, pedofacies and catena are considered the most standard associations in floodplain deposits, and have been extensively recorded and studied (e.g. Bown & Kraus, 1987; Fastovsky & McSweeney, 1987; Besly & Fielding, 1989; Platt & Keller, 1992; Arndorff, 1993; Hamer *et al.*, 2007). However, these palaeosol-landscape associations do not satisfactorily explain lateral relations in all floodplain palaeosol successions, and each record of palaeo-floodplain soils seems to have its own peculiar behaviour (Aslan & Autin, 1998; Kraus, 1999). The presence of hydromorphy in the pedological record has been frequently stated as a factor that dictates the lack of general pedogenic pattern in floodplains (Kraus & Aslan, 1993; Kraus, 1997). So far, the diversity of potential controls on hydromorphy have not favoured the development of a single comprehensive and unifying model with which to account for hydromorphic variations in alluvial palaeosols (Buurman, 1980; Kraus, 1999).

The aim of this article is to document the preserved lateral distribution of hydromorphy in different floodplain environments in order to determine the principal factors that control its development, using as a case study the Eocene Pondaung Formation of central Myanmar. Fine-grained sedimentary facies have been grouped into different architectural associations reflecting distinctive floodplain sub-environments, for which a detailed study of lateral variability in the palaeosols has been undertaken; the variations of hydromorphic features in the sub-environments are then discussed and used to build a schematic model of lateral hydromorphic variability in alluvial deposits.

Although many palaeosol studies rely on vertical sections, this study documents the pedogenic variability in floodplains through detailed lateral description of both the palaeosols and the alluvial deposits. The innovative model proposed as an outcome of this study represents an alternative palaeosol-landscape association that could be used in palaeo-landscape reconstructions.

GEOLOGICAL FRAMEWORK

Since the late Cretaceous, central Myanmar has been the locus of a quasi-continuous sedimentary supply (Bender, 1983). The Central Myanmar Basin constitutes a narrow double-belt of pull-apart sub-basins, which are presently occupied by the Irrawaddy River and extend northwards from the Andaman Sea to the foothills of the eastern Tibetan Plateau (Pivnik *et al.*, 1998; Fig. 1A). On its eastern margin, the Central Myanmar Basin is separated from the Shan Plateau by narrow metamorphic belts of the exhumed Burmese basement (Bertrand & Rangin, 2003; Mitchell *et al.*, 2012). On its western margin, the Central Myanmar Basin is separated from the Assam Basin by the Indo-Burman Ranges (Bender, 1983). The Indo-Burman Ranges form the Cenozoic accretionary complex produced by subduction of the Indian Plate under the Burma Terrane, which constitutes a local continental block of Indochina (Brunnschweiler, 1966; Bertrand & Rangin, 2003). The Cretaceous–Palaeogene deposits of the Central Myanmar Basin are relatively well-exposed on the eastern flank of the Indo-Burman Ranges, uplifted during the Mio-Pliocene in response to the oblique stress of the Indian convergence (Bender, 1983; Maurin & Rangin, 2009).

In the Minbu Sub-Basin, the location of this study, a thick and almost complete succession of Cenozoic deposits is recorded, and Eocene deposits can locally reach 2000 m in thickness (Fig. 1B; Pivnik *et al.*, 1998). The Pondaung Formation is a continental sequence of fluvial and deltaic sedimentary successions, and has yielded an impressive amount of Middle Eocene (Bartonian) fossil taxa (Pilgrim & Cotter, 1916; Maw *et al.*, 1979; Chaimanee *et al.*, 2000; Ciochon *et al.*, 2001). Recently, discoveries of new species

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

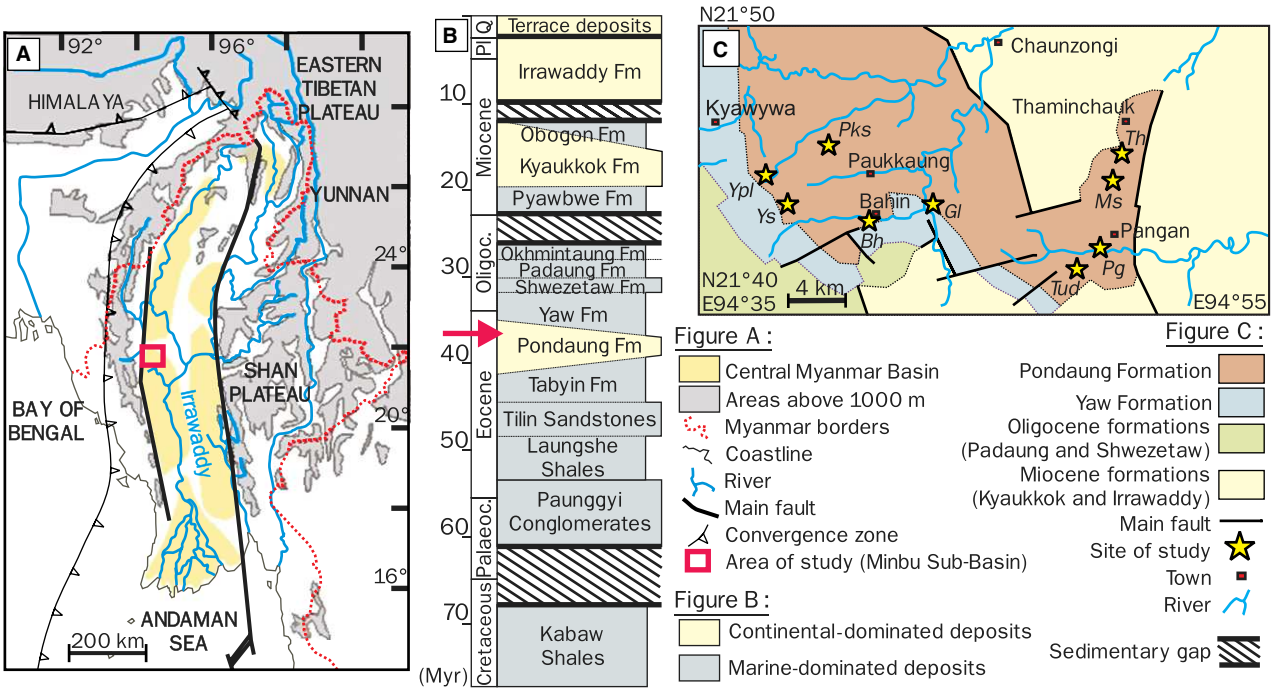


Fig. 1. Geological characteristics of the studied area. (A) Schematic map of the main geological regions of Myanmar. (B) Cenozoic log of the Minbu Sub-basin, after Bender (1983) and Pivnik *et al.* (1998). (C) Simplified geological map of the studied area (modified from Aung Naing Soe *et al.*, 2002). The different sites are shown: Bh (Bahin, N21°43′27·5″, E094°40′50·1″); Gl (Ganleh, N21°44′03·0″, E094°43′26·3″); Ms (Myong Se, N21°44′04·0″, E094°50′10·4″); Pg (Pangan, N21°42′31·0″, E094°49′21·6″); Pks (the PK1, 2, 3, 4 and 5 localities, N21°45′25·9″, E094°38′27·1″); Th (Thaminchauk, N21°45′41·0″, E094°50′29·4″); Tud (Than U Daw, N21°41′07·4″, E094°48′37·5″); Ys (Yarshe, N21°44′12·5″, E094°38′15·3″); and Ypl (Yonpingleh, N21°45′03·8″, E094°37′35·3″).

of primates have renewed interest in the Pondaung Formation (Jaeger *et al.*, 1999; Beard *et al.*, 2009; Chaimanee *et al.*, 2012). However, despite the palaeontological significance of the successions, little is known about Middle Eocene Burmese palaeoclimate and palaeoenvironments. During the Eocene, the area experienced a tropical to subtropical climate, where large rainforests may have expanded (Morley, 2000). Recent studies of the Pondaung fossil fauna also indicate a forested environment (Kay *et al.*, 2004; Head *et al.*, 2005; Tsubamoto *et al.*, 2005; Ramdarshan *et al.*, 2010). Growth lines in mammalian fossil jaws suggest significant seasonality (Jaeger *et al.*, 2004).

Outcrops of the Pondaung Formation show significant homogeneity in sedimentary facies, and are easily recognizable by their numerous coloured claystones (Aung Naing Soe *et al.*, 2002). Little attention has been given so far to the numerous palaeosols, the "cherry-red, bright buff and cream-white earths" already described by Pilgrim & Cotter (1916). Aung Naing Soe *et al.* (2002) distinguished 12 deltaic and fluvial lithofacies and documented four fluvial lithofacies associations, including large, coarse-grained channel deposits, finer-grained overbank deposits, swall-fill and crevasse channel deposits. A magnetostratigraphic study by Benammi *et al.* (2002) on the upper part of the formation gave a constant normal polarity for 319 m of deposits; this suggests a high aggradation rate for the Pondaung floodplain (>0·3 mm yr^{-1}), according to the maximal length of Bartonian polar chrons (<1 Myr, Benammi *et al.*, 2002). A medium to high sedimentation rate for the Myanmar Eocene is confirmed by the study of Cenozoic Asian sedimentary supply by Metivier *et al.* (1999).

METHODS

This study is based on the examination of 13 fossiliferous outcrops in the district of Magway, where fine-grained floodplain deposits are extensive (50 to 1000 m wide). The sites consist of local badlands and are distributed over an area of 300 km^2, with distances between adjacent study sites ranging from 2 to 5 km (names and

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

locations are shown in Fig. 1C). At each site, one to seven stratigraphic logs were measured with 0·10 m precision after removing 5 to 10 cm of surficial cover (for a total of 43 logs; typical log length: 5 to 30 m). Cross-sections depicting the distribution of lithofacies and palaeosol horizons were constructed for each site, over a distance of 1 to 600 m with 1 m precision. Stratigraphic logging was in places hampered by recent shrinking and swelling of the exposed mudstones. Special focus was placed on the sites of Yarshe, PK3, Thaminchauk and Ganleh, which offer the best exposure (Figs 2 and 3).

Palaeosol profiles were carefully cleaned on outcrops, described with 1 cm precision and sampled with a 10 cm spacing. Sediment colours were described according to the soil color chart of the Munsell Color Corporation (2009). Eighteen samples were analyzed for major and trace elements, clay content and grain-size. Powdered bulk samples were submitted for major and trace element analyses using a Thermo Elemental IRIS inductively coupled plasma optical emission spectrometer (Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA) at the SARM (CRPG, Vandoeuvre les Nancy). Particle size fractionation was

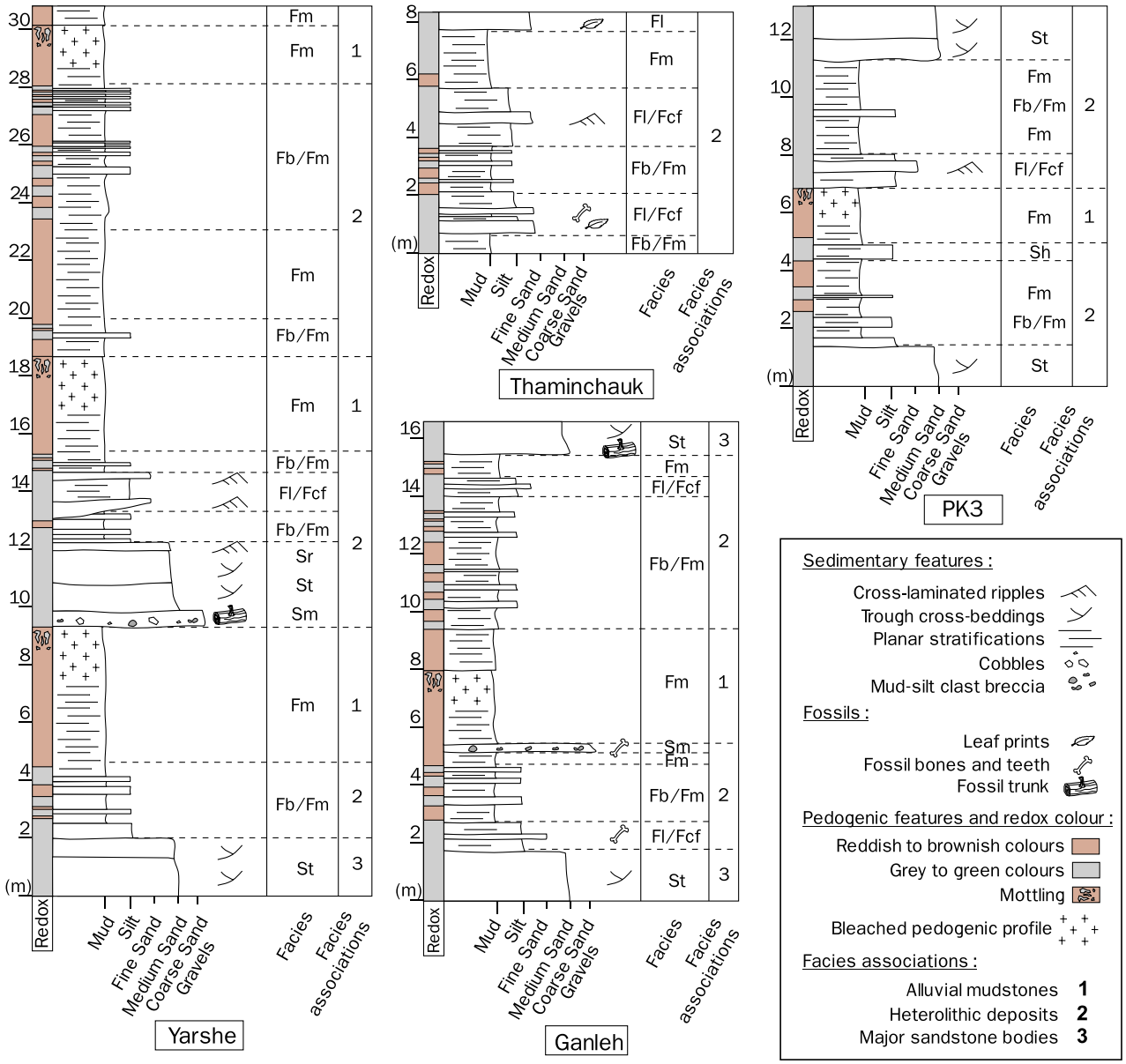


Fig. 2. Logs of the Yarshe, PK3, Thaminchauk and Ganleh sites (see Fig. 1C for exact location). Positions of the four logs on site cross-sections are indicated on Fig. 3. Facies description is given in Table 1.

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

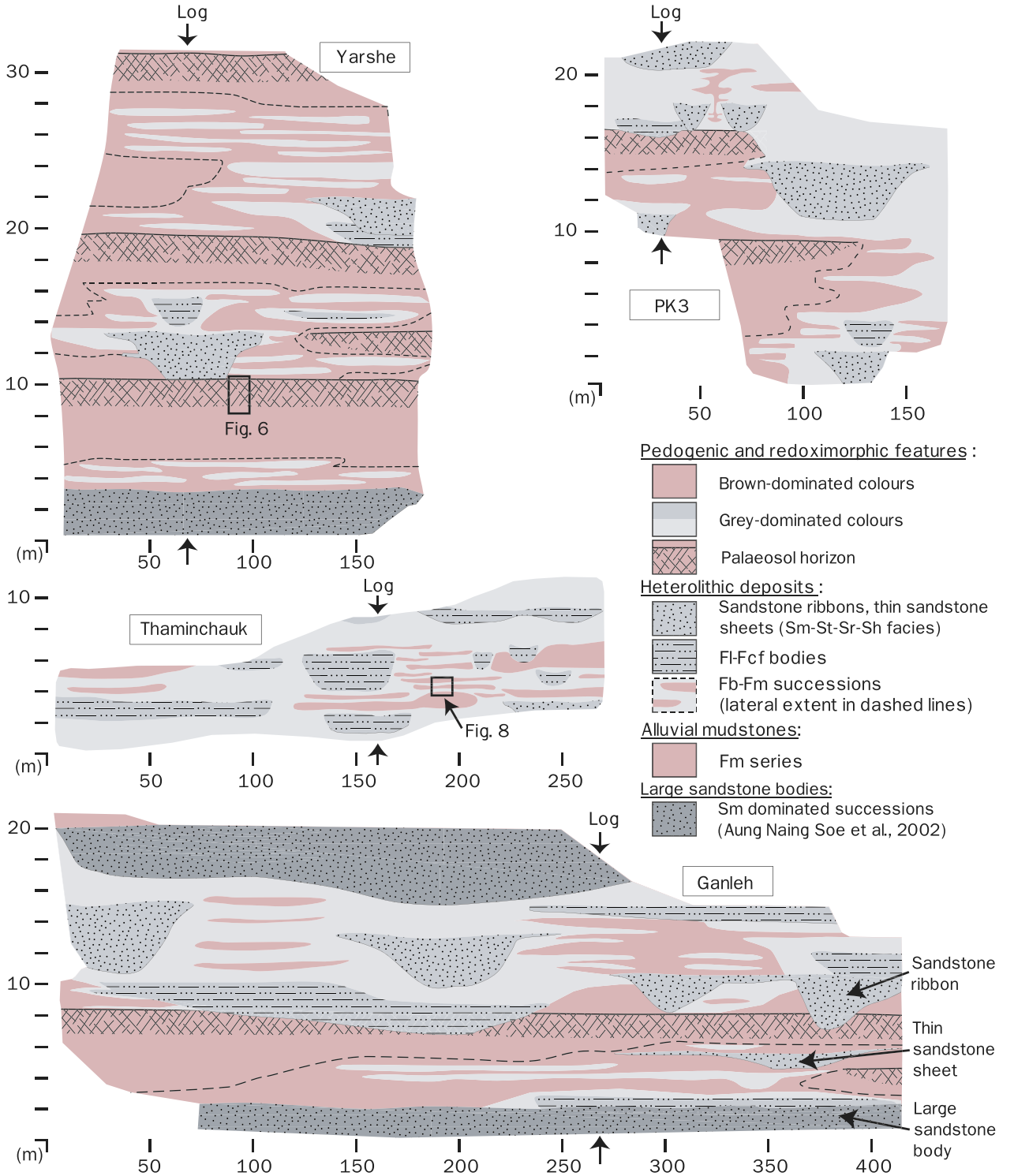


Fig. 3. Cross-sections of the Yarshe, PK3, Ganleh and Thaminchauk sites; positions of the logs shown in Fig. 2 are indicated by arrows (note the vertical scale exaggeration ×10).

determined using gravity settling, isolating clay ($d < 2$ μm), fine silt ($2 < d < 20$ μm), coarse silt ($20 < d < 50$ μm) and sands ($d > 50$ μm); particle size analyses were complicated by the presence of numerous clay aggregates, which had to be disaggregated by ultrasound before submission to the gravity settling procedure. Clay mineralogy was determined using X-ray diffraction (XRD) on the <2 μm size fraction. Oriented mounts were obtained with the same amount of clay fraction

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

(10 mg) and dried at room temperature. Two tests were performed: untreated and glycolated, to identify swelling clay minerals (1 h saturation with ethylene glycol vapour). X-ray diffraction analyses were performed on a Bruker D8 Advance diffractometer (Bruker Corporation, Billerica, MA, USA) in AD state at Hydrasa Laboratory (Poitiers). The clay mineral fraction was semi-quantified following standard methods of quantification, by measuring the height of basal reflections on XRD diagrams (see Colin *et al.*, 1999, for example).

PEDOGENESIS IN FINE-GRAINED ALLUVIAL DEPOSITS

In the Pondaung Formation, Aung Naing Soe *et al.* (2002) have described fine-grained alluvial deposits, interrupted by large, coarse-grained, sandstone bodies (see Fig. 3). The sandstone bodies are 2 to 18 m thick, >100 m wide and dominated by large sets (up to 1 m thick) of trough cross-bedding, with mudstone intraclasts and pebbles within the cross-laminations. Pebble lags are common and can host continental vertebrate fossils. This study further explores the fine-grained alluvial sequences described by Aung Naing Soe *et al.* (2002). Eight different sedimentary lithofacies have been identified and have been assigned code letters, following the standard facies classification of Miall (2006). The lithofacies have been grouped into two architectural associations with distinct pedogenic features: alluvial mudstones and heterolithic deposits (see Table 1).

Alluvial mudstones

Lithofacies description

Alluvial mudstones are >2 m thick, laterally extensive (usually >100 m wide), and consist of a single lithofacies of reddish brown mudstone (Fm), which is dominant in the study area (accounting for 50 to 96% of the thickness of the measured sections). The facies Fm is composed of a homogeneous mix of clay and fine silt; millimetre-thick silty layers are preserved locally. However, beds of facies Fm have commonly undergone pedogenesis and tend not to preserve any primary sedimentary structure. Thick beds of facies Fm are locally interrupted by rare isolated thin sandstone sheets (facies Sm, see *Heterolithic deposits* section for a detailed description).

Pedogenic features

Alluvial mudstones display numerous pedogenic features, forming continuous bright-coloured horizons. Four types of profiles are recognized with distinct pedogenic horizons (type-1 to type-4: Fig. 4A and Table 2). Horizons have been named following the master horizon classification of Retallack (2001) for palaeosols, according to their pedogenic features and dominant colours. At several sites (PK2, Yarshe and Ganleh), the four types succeed each other laterally within a few metres (Fig. 4B). These variations do not seem to coincide with any lateral lithological change in the parent material, nor do they correlate with the distance from channel bodies. Profile thickness varies from 0·3 to 2 m (see Table 2).

The first type of profile shows a uniform upper B horizon of reddish-brown colour. Numerous subhorizontal slickensides and subvertical cracks, several centimetres apart, cut through the horizon, isolating groups of peds in wedge-shaped lenses (Fig. 5A). Slickensides and cracks are sometimes coated with clay cutans. A thin, discontinuous, orange ferruginous coating can also be observed along the slickensides; XRD results reveal a significant goethite content.

In the second type of profile, the B horizon is divided into an upper Bg (*gleyed*) horizon and a lower B1 horizon. The upper horizon, Bg, is characterised by dense grey mottles that extend downwards following the palaeosol cracks (Fig. 5B and C). Carbonate nodules are dispersed throughout the B horizon (Fig. 5D), and can also form a distinctive calcareous Bk sub-horizon at the interface between the B1 and Bg horizons. The B1 sub-horizon is similar to the B horizon in the type-1 profile.

The third type of profile is capped by a bleached horizon (Ae) with weakly expressed soil structure (*albic* horizon). The Bg and B1 horizons are similar to those of the type-2 profile (see Table 2). In the fourth type of profile, the albic Ae horizon is thicker, whereas the Bg horizon is separated into two sub-horizons: an upper EB horizon (intermediate horizon with features of Ae and B horizons), where the matrix has a bleached purple colouration and where greyish mottles are hardly distinguishable, and a lower Bg horizon which is similar to the Bg horizon of profile 3. Carbonate nodules show fairly rounded shapes and the Bk sub-horizon is located at a depth of 40 to 50 cm in the lower part of the EB horizon (close to the transition with the Bg horizon).

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

Table 1. Lithofacies of the fine-grained deposits in the Pondaung Formation.

Facies	Grain size	Set thickness	Description	Pedogenic features	Architectural associations	
Fm	Mudstones	5 cm to 5 m	Rare preserved planar laminations with millimetre spacing. Usually presents brownish colours	Intense	Alluvial mudstones	
Fb	Siltstones	5 to 20 cm	No preserved structure. Usually presents greyish colours. Alternation with facies Fm	Intense	Fine-grained heterolithic belts	Heterolithic deposits
Fcf	Siltstones	5 to 30 cm	Planar laminations with millimetre spacing. Organic-rich, occurrence of fossil gastropods, microfossils, amber and leaf prints	None		
Fl	Siltstones to fine sands	1 to 3 cm	Erosive cross-laminated ripples, in centimetre thick packages of several sets. Alternates with facies Fcf. Sediment is poorly sorted and can host plant debris	None		
Sh	Siltstones	0·2 to 3 m	Planar laminations. Lamination spacing between 0·5 cm and 1 cm. Rare root prints	Low	Sandstone ribbons	
Sr	Fine sands	0·1 to 0·3 m	Cross-laminated ripples. Occurs in isolated sets in Sh facies successions or over facies St	None		
St	Fine to medium sands	0·4 to 0·8 m	Trough cross-bedding. Occurs in cosets of two to five sets	None		
Sm	Coarse sands	0·1 to 1·5 m	Massive structureless sands with clast imbrication. May be rich in fossiliferous placers, in silicified wood, mudclast breccias and isolated pebble lags and fossil bones	None	Thin sandstone sheets	

A well-preserved type-4 profile, 1·4 m thick, was sampled at the Yarshe site for mineralogical and major elements content analyses (see Fig. 3 for location; detailed results in Table 3). The results show the presence of different geochemical and mineralogical trends along the profile (Fig. 6):

1 Coarse silt and sand represent an insignificant fraction of the alluvium (<5%); pedogenically altered sediment is only composed of clay and fine silt. The average clay content increases significantly with depth (from 30 to 50%), with lower content in the upper EB and Ae horizons.

2 From the XRD analysis, the clay mineral assemblage is dominated by smectite (up to 90% of the total clay), with small amounts of illite (2 to 13%), kaolinite (2 to 13%) and complex mixed-layer clays (0 to 5%). The mixed-layer clays are mainly randomly ordered illite–smectite with predominant smectite layers. Feldspars, quartz and iron oxides are the main non-phyllosilicate elements on the XRD spectras of the clay fraction. The smectite/clays ratio (percentage of smectite among the clay minerals based on XRD analyses, e.g. Colin *et al.*, 1999) decreases significantly from 92 to 75% in the lower horizons of the profile.

3 The iron oxide content along the palaeosol profile shows an increase from 4% in the upper horizon Ae to 8% in the base of the Bk horizon. Lower horizons show a relatively constant content in iron oxide, despite a slight iron enrichment with depth.

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

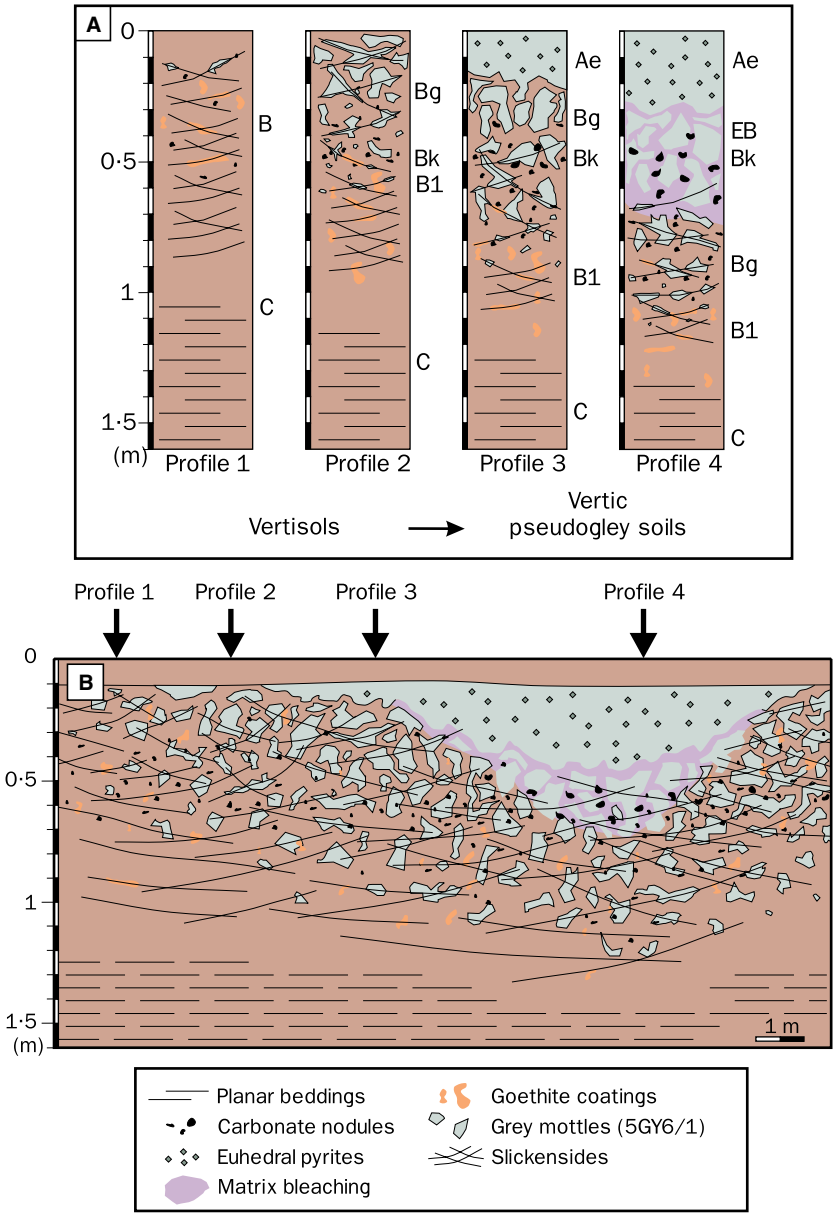


Fig. 4. (A) Types of palaeosol profiles in the alluvial mudstones of the Pondaung Formation. (B) Schematic lateral variations in palaeosol profiles at the PK2 site (note vertical exaggeration ×5).

4 The CaO content is relatively low along the profile (1%). It increases from the Ae horizon down to the base of the Bk horizon. This increase is followed by a sharp decrease at the transition with the Bg horizon. These results suggest the presence of a calcic peak which is slightly larger than the nodule-bearing Bk horizon.

5 The Bases/Ti ratios (bases: Na, Ca, Mg and K; see Sheldon & Tabor, 2009) increase with depth from the albic horizon to the EB horizon (from 9 to 12), whereas lower horizons show only minor fluctuations. These observations show that the albic horizon is leached in mobile cations, whereas the EB horizon is enriched in them. The profile has a constant Chemical Index of Alteration (CIA; e.g. Nesbitt & Young, 1982) value around 76, in the array of smectite-rich soils, with no significant variation (Table 3).

Pedological interpretation

The extensive rubified mudstones with rare relics of planar silty laminae and intense pedogenic features are interpreted as palaeosols developed on floodplain fine-grained deposits (Miall, 2006). Palaeosols are characterised by vertic features, including extensive slickensides, cracks and high smectite content (Blokhuis *et al.*, 1990; Gustavson, 1991). Soils dominated

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

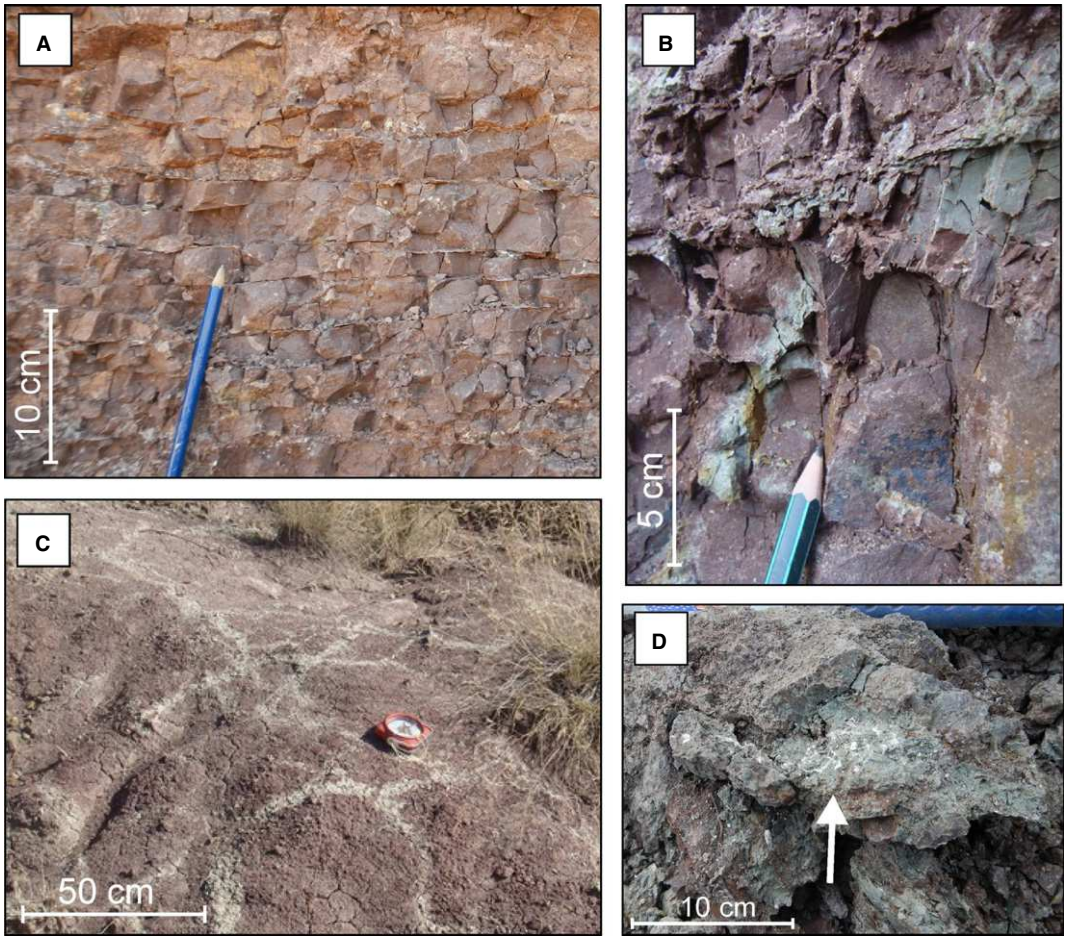


Fig. 5. Palaeosols of the Pondaung Formation. (A) Browish B (B1) horizon with subangular peds and sub-horizontal slickensides. (B) Bg Horizon, showing greyish mottles following slickensides and cracks. (C) Greyish mottling along vertical cracks in a Bg horizon (planar cut). (D) Carbonate nodules in a large greyish mottle (Bg horizon).

by vertic features (Vertisols) are common on smectite-rich alluvium, especially in dry tropical areas where seasonality is significant, and are also common in the fossil record (Bocquier, 1971; Ahmad, 1996; Retallack, 2001). Upward smectite enrichment and downward enrichment in bases are also typical of Vertisols (Driese *et al.*, 2000). Feldspars, which are detected on XRD spectras, may be the source of potassium in the parent sediment for smectite formation in the upper horizons (Coulombe *et al.*, 1996).

The downward propagation of bleaching along cracks, the bleached aspect of the tabular albic horizon in the developed profiles (profiles 3 and 4), and the downward increase in iron in the most developed palaeosols are evidence of pseudogleying (Buurman, 1980; Bouma *et al.*, 1990). These bleached palaeosol profiles have apparently been reduced by a temporary (seasonal) surface water saturation, and water percolated downwards through the soil cracks and slickensides. The decrease in clay content in the upper horizon may reflect inherited grain-size variations of the alluvium, but can also be explained by clay hydrolysis, which is a common pedogenic phenomenon in seasonally waterlogged clay-rich soils (Brinkman *et al.*, 1973; Van Ranst *et al.*, 2011).

The successive profiles form a progressive sequence of intensification and development of pseudogley features overprinted on vertic soils, from Vertisols (profiles 1 and 2) to vertic pseudogley soils (profiles 3 and 4). The lateral variability in pseudogley development is considerable at the metre scale (Fig. 4A). These small-scale pedogenic variations cannot be related to pedofacies or catena lateral sequences because both sequences are on the scale of the channel and adjacent floodplain, on the order

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

Table 2. Main characteristics of the four identified pedogenic profiles in alluvial mudstones.

Profile 1		Profile 2		Profile 3		Profile 4	
B (0·3 to 1·5 m)	Brownish colour (5Y4/2). Well-distributed, millimetre scale peds, with sub-rounded to angular shapes. Slickensides and cracks. Sparse greyish mottles (10Y6/2) along the slickensides and cracks. Rare, millimetre scale, platy, carbonate nodules. Thin orange goethite coatings	Bg (0·3 to 0·4 m)	Prominent brownish colour. Sub-angular peds with a wide array of size (between 0·5 and 3 cm). Slickensides and cracks. Many greyish mottles (5GY6/1) of various size (from several millimetres to few decimetres) and heterogeneous shape. Platy to granular carbonate nodules, 2 to 7 mm thick, more densely present at the interface between the B1 and Bg horizons and forming a distinctive Bk sub-horizon. Goethite coatings	Ae (0·05 to 0·15 m)	Albic, greyish horizon (10Y6/2). Homogeneous loose texture, without peds. Euhedral pyrite minerals which can reach a significant diameter (>50 μm)	Ae (0·2 to 0·3 m)	Similar to Ae horizon in Profile 3. Contact between Ae horizon and EB subhorizon is faint and diffuse
		B1 (0·3 to 1·2 m)	Similar to B horizon in Profile 1	Bg (0·3 to 0·6 m)	Similar to Bg horizon Profile 2. Bigger and widespread carbonate nodules with granular shape. Distinctive Bk subhorizon at *ca* 40 cm depth independent of Bg horizon thickness	EB (0·2 to 0·4 m)	Rubified purple matrix (5R3/1). Heterogeneous peds. Numerous greyish mottles with faint borders. Big carbonate nodules (up to 10 cm diameter) with potato-like shapes, forming a Bk sub-horizon at a depth of 40 to 50 cm. Rare goethite coatings. Euhedral pyrites
				B1 (0·3 to 1·2 m)	Similar to B horizon in Profile 1	Bg (0·3 to 0·6 m)	Similar to Bg horizon in Profile 3, with fewer nodules
						B1 (0·2 to 0·4 m)	Similar to B horizon in Profile 1
C	Brownish colour (5Y4/2). Planar laminations with no distinctive pedogenic feature	C	Similar to C horizon in Profile 1	C	Similar to C horizon in Profile 1	C	Similar to C horizon in Profile 1

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

Table 3. Weight percentages of the major oxides relative to palaeosol profiles of Figs 6 and 8.

	Horizon	Depth (cm)	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	TiO2 (%)	P2O5 (%)	LOI (%)	CIA
Type 4 profile (Yarshe site)	Ae	10	61·6	15·7	3·8	0·0	1·7	0·8	1·2	1·3	0·8	< LD	14·1	76·5
	EB	20	55·4	16·8	6·2	0·0	1·9	1·0	1·2	1·3	0·7	0·0	16·3	76·8
		30	55·2	17·0	6·2	0·0	1·9	1·0	1·2	1·3	0·6	0·0	16·4	76·8
		40	54·5	16·8	6·7	0·1	1·8	1·1	1·1	1·5	0·7	0·0	16·2	75·5
	Bg	50	54·8	17·1	7·3	0·0	1·8	0·9	1·1	1·6	0·7	0·0	15·9	77·3
		60	54·2	17·0	7·8	0·0	1·8	0·9	1·1	1·6	0·7	0·0	16·0	77·0
		70	54·3	17·3	7·5	0·0	1·8	0·8	1·0	1·6	0·7	0·0	15·6	77·5
		80	54·2	17·2	7·3	0·0	1·8	0·8	1·0	1·8	0·7	0·1	15·6	77·1
	B1	90	54·9	17·1	7·3	0·0	1·9	0·9	1·1	1·9	0·7	0·1	14·9	75·8
		100	54·4	16·8	7·2	0·0	1·9	0·9	1·1	1·9	0·7	0·1	15·2	75·6
		110	53·7	17·5	7·5	0·0	1·9	0·9	1·0	2·0	0·7	0·1	14·7	76·3
		120	53·3	17·7	7·7	0·0	1·9	0·8	1·0	2·0	0·7	0·1	14·8	76·7
	C	130	53·2	17·7	8·6	0·0	1·9	0·8	1·0	2·0	0·7	0·1	14·8	76·8
		140	52·9	17·7	7·9	0·0	1·9	0·8	1·0	2·0	0·7	0·1	15·4	77·1
B1–B2–B3 transition (Thamin-chauk site)	B1	0	53·1	16·4	9·2	0·0	2·2	0·9	0·4	1·9	0·7	0·2	14·6	79·4
	B2	5	54·7	16·2	8·1	0·0	2·2	0·8	0·5	1·8	0·7	0·2	14·4	80·0
		15	55·8	17·0	6·4	0·0	2·2	0·7	0·5	1·9	0·7	0·2	14·3	80·4
	B3	25	55·8	17·2	5·5	0·0	2·3	0·8	0·5	1·9	0·7	0·2	14·7	80·2

LOI, loss on ignition; CIA, Chemical Index of Alteration (Nesbitt & Young, 1982); LD, Limit of detection.

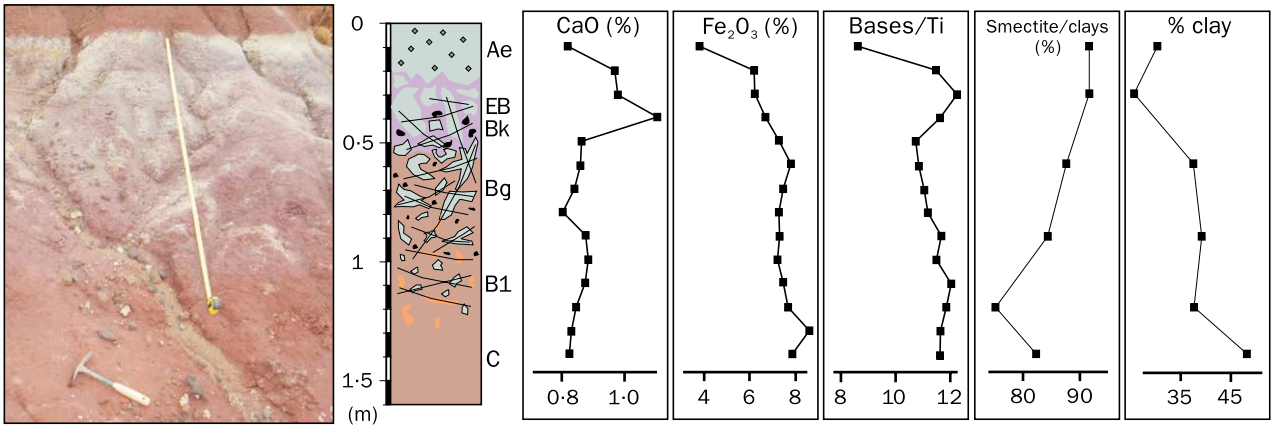


Fig. 6. Geochemical, granulometric and mineralogical profile of a type-4 palaeosol at the site of Yarshe. For legend, see Fig. 4. Hammer length on the far left panel is *ca* 30 cm.

of 100 to 10 000 m (Bown & Kraus, 1987; Kraus, 1999). The small-scale lateral variations are rather similar to the distribution of redoximorphic features in 'mukkara structure', which is characteristic of Vertisols (Paton, 1974; Pal *et al.*, 2012). Mukkara structure is closely linked to the development of a local 'Gilgai' microtopography, the origin of which is not well-understood but is primarily caused by the shrinking and swelling behaviour of Vertisols (Florinsky & Arlashina, 1998; Nordt & Driese, 2009). Shrink–swell processes create movement along slickensides and form microlows and microhighs on the surface (Paton, 1974; Nordt & Driese, 2009). Gilgai microtopography results in local water-logged Vertisols and can produce hydromorphic variations between microlow and microhigh positions on the metre scale (Nordt *et al.*, 2004; Pal *et al.*, 2012). The transition from profile 1 to profile 4 can readily be interpreted by a shift from microhigh to microlow position, and suggests the presence of numerous isolated perched water-tables, occupying a complex Gilgai microtopography in the area where

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

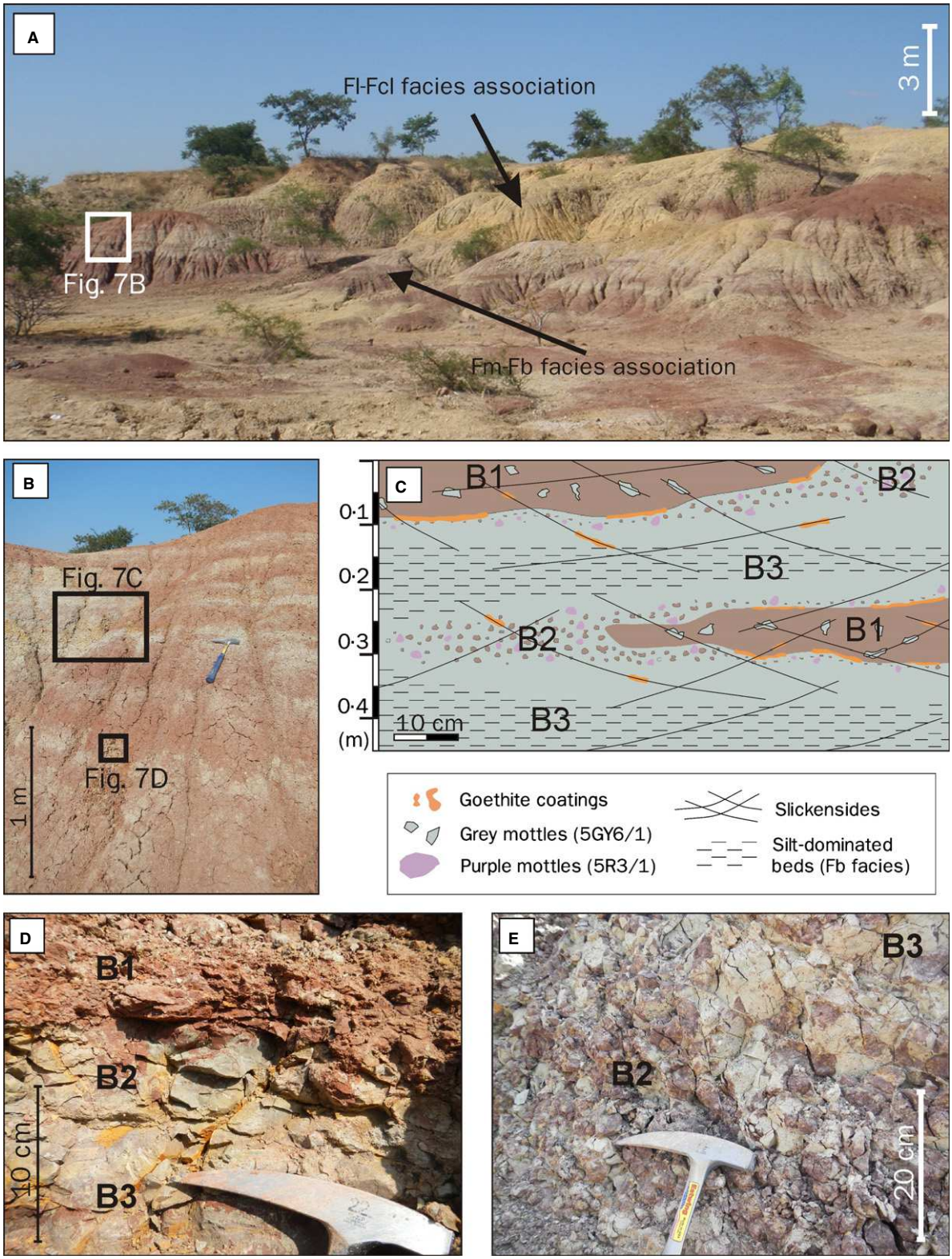


Fig. 7. (A) Lateral transitions between 'Fb-Fm' associations and 'Fl-Fcf' associations (with yellow surficial colour) at the Thaminchauk site. (B) Alternation of Fm beds (red-coloured) and Fb beds (grey-coloured). (C) Schematic drawing of the relation between B1, B2 and B3 horizons; mudstones constitute the dominant alluvium, siltstone beds are dashed; note that the lateral transition from B2 to B1 horizons at 0·3 m depth follows increasing distance from a siltstone bed located on the left side of the drawing (see Fig. 7B). (D) Upward transition between B1, B2 and B3 horizons. (E) B2 horizon with rounded peds and onion-skin like mottles.

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

alluvial mudrocks extended (Joeckel, 1999; Thomas *et al.*, 2011).

The various and significant thickness of the B1 horizons suggests that these palaeosols may have been cumulative (see Table 2). The preservation of sedimentary structures in basal C horizons suggests an early phase of rapid deposition. However, upper horizons are believed to have been formed under the influence of a lower aggradation rate because pseudogley features are limited to narrow horizons without any evidence of cumulation in the developed profiles (see Fig. 6). In this regard, the association of clay content decrease and smectite enrichment in the upper horizon of the most developed profiles in the alluvial mudstones is noteworthy, assuming that both properties are not inherited. Indeed, this association is relatively unusual in young Vertisols, because smectite is commonly the first phyllosilicate to be removed in hydromorphic soils (see e.g. Brinkman *et al.*, 1973; Baize, 1983). This association is nevertheless common in long-lasting Vertisols that experienced different intensities of annual water-logging, with smectite enrichment during years of drier conditions and clay hydrolysis overprinting the smectite enrichment during wetter periods (Brammer & Brinkman, 1977; Brinkman, 1977). These observations suggest a long-lasting, polygenetic history during the phase of lowered aggradation for the most developed palaeosols of the alluvial mudstones. The alluvial mudstones are therefore interpreted to represent a distal floodplain environment where Vertisols developed on floodplain fine-grained sediments due to slow sediment accumulation, and where Gilgai microtopography developed and produced local variations in hydromorphy.

Heterolithic deposits

Lithofacies description

Heterolithic deposits are characterised by a high heterogeneity in colour and grain-size (see Fig. 7A). These interfingered deposits form large belts (10 to 100 m wide, >1 m thick) that grade laterally into alluvial mudstones (see Fig. 3). Eight different lithofacies are identified (see Table 1).

The first facies (Fl) is composed of poorly sorted silty to fine-grained sandstones. Sedimentary structures consist of small erosive cosets of centimetre-thick cross laminations (1 to 3 cm) within which local plant debris is common. The sandy cross-laminated Fl facies alternates with the facies Fcf, composed of greyish, organic-rich muddy to silty planar strata, with millimetre-thick silty laminae. This second lithofacies is exceptionally rich in large (notophyllous to mesophyllous) leaf prints and plant remains. It also contains amber, continental gastropods, fish and crocodile teeth and various continental microfossils (Ganleh and Thaminchauk sites). Facies Fl and Fcf alternate vertically on a decimetre scale in packages of strata that form greyish lenses and are each 1 to 4 m thick, and 1 to 100 m wide.

The lenses are laterally associated with pedogenically altered units that are 0·1 to 4 m thick and 10 m to several hundreds of metres wide (see Fig. 7B). The units consist of alternating decimetre-thick sets of reddish mudstones (facies Fm) and centimetre-thick, coarser beds of siltstones (facies Fb). Both facies Fm and Fb have undergone pedogenic alteration obliterating all primary sedimentary structure.

The four fine-grained lithofacies (Fl, Fcf, Fb and Fm) form wide belts in which small, isolated, coarse-grained, sandstone bodies are identified: thin sandstone sheets and sandstone ribbons (see Fig. 3). Thin sandstone sheets (0·2 to 2 m thick, with width/thickness ratio >20:1) are laterally extensive, have a sharp, erosive base and are composed of mud clasts and sands (facies Sm). Sedimentary structures are rare, and fossilized mammal bones, silicified wood trunks or pebbles are abundant locally. Sandstone ribbons (1 to 5 m thick and 15 to 60 m wide, with a width/thickness ratio commonly between 8:1 and 15:1) are characterised by a fining-upward sequence. A decimetre-thick basal lag of facies Sm, similar to the facies of the thin sandstone sheets, is commonly overlain by 0·2 to 0·8 m thick sets of trough cross-stratification (facies St). The sequence fines upward, and is rarely overlain by several decimetre-thick sets of cross-laminated sandstones (facies Sr). The sandstone ribbons can display lateral wings (several tens of metres wide), dominated by decimetre-thick sets of planar, horizontally stratified siltstones (facies Sh) that grade into the surrounding fine-grained deposits. The wings can connect laterally distinct sandstone ribbons (see Fig. 3, Ganleh site), and form ribbon 'tiers' (Kraus & Gwinn, 1997).

The three-dimensional arrangement of Fm/Fb packages, Fl/Fcf bodies, sandstone ribbons and thin sandstone sheets, characteristic of heterolithic deposits is illustrated in Fig. 3. The heterolithic deposits usually cap palaeosols developed on alluvial mudstones, and can be overlain by a large sandstone body.

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

Pedogenic features

Palaeosols within the heterolithic deposits are limited to Fm and Fb beds and display a single type of profile, characterised by three different pedogenic horizons, B1, B2 and B3. The sequence of three horizons can repeat itself along a profile, creating coloured stripes (see Fig. 7C and D). A single profile of repeated sequences can be up to 4 m thick.

The brownish B1 horizon is very similar to the brownish B1 sub-horizon of the alluvial mudstones, and is generally associated with the facies Fm. It has centimetre-scale, cubic to sub-rounded peds, which are separated in wedge-shaped blocks by slickensides and cracks. Rare, small (1 to 4 cm), grey to olive green (5GY6/1), linear mottles are present along the cracks. Goethite coatings on peds and millimetre-scale, platy carbonate nodules are rare. The vertical and/or lateral transition to the B2 horizon can be gradual with an increase in mottling, or sharp, marked by a quasi-continuous orange stripe of goethite coatings. The centimetre to decimetre-thick B2 horizon has no equivalent in the alluvial mudstone profiles. Its peds are clearly distinguishable, well-rounded and can break in concentric, millimetre-scale envelopes. Slickensides and cracks are abundant and continue into the B1 or B3 horizons. Carbonate nodules are rare. The matrix of the B2 horizon is commonly greyish (5Y6/2), and dense brown mottling is the prominent feature. Brown mottles are centimetre-scale, distinct, and irregular in shape. These mottles occur as thin coatings around the rounded peds (Fig. 7E). Centimetre-scale, faint, purple (5R3/1), potato-like shaped mottles are also observed. Goethite coatings are also present around the peds, or locally along slickensides. The B2 horizon is mostly found at the interface between the B1 and B3 horizons, but it can also form as isolated stripes. It can be enclosed within two B3 horizons, with no transition into a B1 horizon (Fig. 7E). The B3 horizon shows a uniform greyish colour (5Y6/2). This horizon is commonly associated with the siltstone-dominated Fb facies and rarely extends into the surrounding Fm mudstone layers (Fig. 7D). Slickensides, cracks and goethite coatings show similar features to those in the B1 horizon. Peds are sometimes less developed, and nodules are absent.

Granulometry, mineralogical and geochemical analyses of a 0·4 m B1–B2–B3 transition on the site of Thaminchauk reveals the following distinctive features (Fig. 8):

1 the parent sediment is exclusively fine-grained; the clay content is significant in the B1 horizon (facies Fm; 50%), but minor in the B2 and B3 horizon (facies Fl; 30%);

2 the smectite content has similar values to down-profile values of alluvial mudstone profiles (80 to 85%), and does not show any vertical variation;

3 the iron oxide content shows a significant decrease from the B1 horizon (9%), through the B2 horizon and to the B3 horizon (5%);

4 the ratio Bases/Ti and the CaO content do not show any vertical trend and are relatively constant (11% and 0·8%, respectively). The profile shows a constant CIA value around 80, also in the array of smectite-rich soils, with no significant variation (Table 3).

Pedological implications

Palaeosols in the Fm/Fb beds are characterised by vertic and hydromorphic features. Nevertheless, the hydromorphic features are different from those of the alluvial palaeosol profiles. If colour banding reflects primary sedimentary fabric, the presence of mottled horizons between

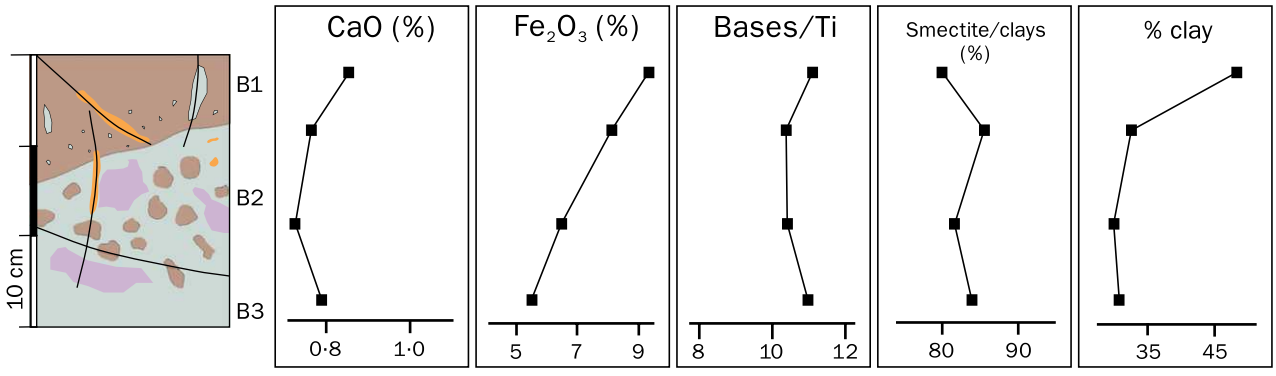


Fig. 8. Geochemical, granulometric and mineralogical variations in a transition between B1, B2 and B3 horizons at the site of Thaminchauk. For legend, see Fig. 7.

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

greyish (Fb) and brownish (Fm) layers indicates the occurrence of secondary redoximorphic processes. Prominent mottling in the B2 horizon occurs around the peds at the interface between Fm and Fb beds, and does not follow a clear downward trend or a specific channel such as roots or fissures. These observations suggest that water saturation occurred underground, was probably controlled by grain-size variations and followed the most permeable layers (the greyish Fb beds): hydromorphy is dominated by ground water gley rather than pseudogley influence (Buurman, 1980; Bouma *et al.*, 1990; Pipujol & Buurman, 1994). Rare mottles along cracks, as seen in the B1 horizons could indicate a minor pseudogley influence, but could also have been caused by the upward movement of reduced ground waters rather than by surface water effects (Wright *et al.*, 2000).

Sharp changes in grain-size between Fm and Fb beds indicate that the parent material was poorly homogenized by pedogenic processes, and such features are typical of poorly developed palaeosols (Kraus, 1997). Vertic features are homogeneously present in the three horizons B1, B2 and B3, and the redoximorphic patterns primarily follow grain-size differences. It is therefore hard to discriminate whether repeated B1–B2–B3 alternations represent either one single profile of cumulative, poorly developed palaeosol with selective layers of gleying, or stacked, poorly developed, simple palaeosols. In the latter case, a single B1–B2–B3 series would represent a single profile; B1 would represent an upper B horizon, the B2 horizon would represent a gleyed Bg horizon, and B3 would represent the gleyed, coarser parent material (Cg horizon; see Kraus & Aslan, 1993; for a similar interpretation). Stacked, simple palaeosols would suggest that Fm/Fb beds were deposited as a couplet with initial deposition of coarser-grained sediment followed by deposition of the finer-grained sediment, which is common in crevasse splay deposits (Miall, 2006). Both simple and cumulative palaeosols probably co-occurred.

PALAEOLANDSCAPE RECONSTRUCTION

Floodplain architecture

The palaeosols and lithofacies relations in the fine-grained deposits resemble the avulsion deposits described by Smith *et al.* (1989) from the Saskatchewan River, and later recognized in the fossil record (Kraus & Aslan, 1993; Kraus, 1996). Detailed models developed to account for the evolution of avulsion-belt deposits notably established that avulsion deposits follow specific criteria which have been precisely characterised (Kraus & Wells, 1999; Makaske, 2004; Slingerland & Smith, 2004). Features suggestive of avulsion deposits include: (i) lithologically heterogeneous, extensive, fine-grained belts surrounded by ribbon and thin sheet sandstones (the heterolithic deposits); (ii) areas showing weak, aggrading, pedogenic development (Fm/Fb beds); (iii) occurrence of ribbon sandstones laterally connected to form 'tiers'; (iv) well-developed palaeosols underlying heterolithic deposits (the alluvial mudstones); and (v) large sandstone bodies locally overlying the heterolithic deposits. These combined observations suggest a dominant tendency for avulsion-driven deposits in the Pondaung Formation floodplain (Willis & Behrensmeyer, 1994; Jones & Hajek, 2007).

In this sense, the heterolithic deposits are interpreted to represent the avulsion belt itself, whereas the alluvial mudstones represent the distal, 'unaffected' floodplain (Smith *et al.*, 1989). Finally, and following Aung Naing Soe *et al.* (2002), the large sandstone bodies which frame alluvial sequences are interpreted as channel-belt deposits, and represent the dominant trunk channels of the avulsion system (cf. Kraus & Wells, 1999; Gibling, 2006). In this regard, lithofacies and architectural units of the fine-grained deposits are interpreted as outlined below:

1 Sandstone ribbons of the heterolithic deposits, with their standard fining-upward sequence dominated by trough cross-bedding (facies Sm, St and Sr) and their lateral wings forming tiers (facies Sh), are interpreted as crevasse channel fills (Slingerland & Smith, 2004). The thin wings probably formed as sheet floods or overbank deposits from the splay channels (Kraus & Gwinn, 1997).

2 The greyish, pedogenically unaltered bodies of the heterolithic deposits with organic-rich silty laminae (facies Fcf) and episodic cross-laminated ripples (facies Fl) are attributed to deposition in perennial ponds that were occasionally supplied by sheet floods (Miall, 2006). Plugged crevasse channels probably led to the pond deposits represented by Fl–Fcf facies associations.

3 Thin sandstone sheets of facies Sm are interpreted either as relicts of simple crevasse splay deposits (the stage-I crevasse splay of Smith

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

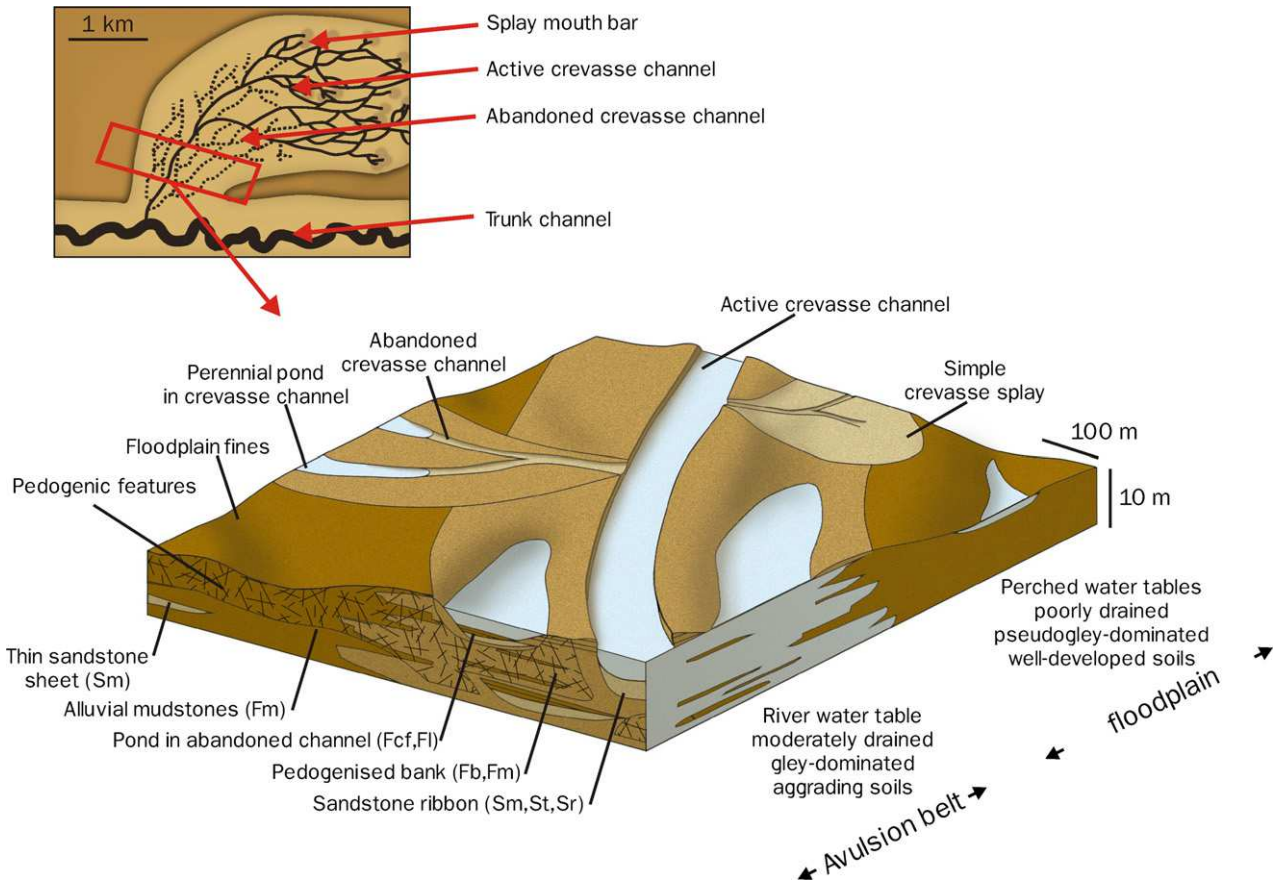


Fig. 9. Schematic diagram showing the different depositional environments (with associated lithofacies), the locus of pedogenesis and the water table expansion in the palaeo Pondaung river system.

et al., 1989), as splay mouth bars, or a combination of the two (Slingerland & Smith, 2004).

4 The pedogenised facies Fb and Fm are interpreted as the pedogenically altered, distal component of these splay deposits, later incised by new splay channels (Kraus & Wells, 1999). The Fm beds can also represent overbank flooding deposits, especially in the thick alluvial mudstones, both deposition processes being hardly distinguishable due to pedogenesis. Deposition in the extrachannel areas was probably via both overbank flooding and avulsion.

Floodplain palaeoenvironments

The Pondaung River floodplain can be subdivided into two distinct environments, which show significantly different pedogenic features and were influenced by different hydromorphic processes (see Fig. 9). The palaeosols of the heterolithic deposits display a wide lateral variability, show vertic and gleyic features, and grade progressively into pond deposits. These pedogenic variations are very similar to those observed in palaeosols of the Wealden Group of the Isle of Wight, England, and display characteristic seasonal wetlands features (Wright *et al.*, 2000). By analogy, the heterolithic deposits are interpreted to represent a seasonal wetlands environment developed on actively aggrading avulsion belts. During the dry season, water retreated into abandoned splay channels; these were occupied by perennial ponds, where organic material and fine sediment concentrated, whereas soils dried and shrank in the emergent inter-channel areas. During the wet season, the level of the river water-table rose and wetlands extended over the inter-channel areas; soils swelled and subsurface soil horizons were gleyed. Numerous fossil wood trunks in crevasse splay channel deposits and mesophyllous leaf prints in pond accumulations suggest the presence of a riparian, probably swampy, densely forested cover.

Alluvial mudstone units represent a distal floodplain environment with lower aggradation rate. Vertisols developed local, pseudogley, mukkara-style associations, probably reflecting a Gilgai microtopography in which local lowlands were

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

occupied by isolated perched water-tables. This advanced vertic development is commonly incompatible with dense forests and rather suggests an open environment (Ahmad, 1996; Kauffmann *et al.*, 1998). The intense bleaching of the pseudogley palaeosols shows that water saturation was a major process (Bown & Kraus, 1987; Pipujol & Buurman, 1994; National Research Council, Committee on Characterization of Wetlands, 1995). In this sense, the presence of developed redoximorphic pedogenic features in the Pondaung Vertisols suggests a highly seasonal, udic soil moisture regime, with moderate rainfall (from 900 to 1500 mm yr^{-1}, Nordt & Driese, 2009; Nordt *et al.*, 2006). Significant seasonality is corroborated by the presence of growth arrest lines in Pondaung fossil mammalian jaws (Jaeger *et al.*, 2004).

The Pondaung palaeo-floodplain was a mosaic landscape of seasonally waterlogged wetlands, with riparian swamps and open, distal areas. This palaeo-landscape contrasts with the rainforests of Eocene South-east Asian lowlands (Morley, 2000; Tsubamoto *et al.*, 2005).

DISCUSSION: ORIGIN OF THE HYDROMORPHIC VARIABILITY IN PONDAUNG PALAEOSOLS

Among the standard alluvial palaeosol associations, catenas are linked to the decrease in topography as the distance to the channel increases, and are typified by hydromorphic soils in distal lowlands (Besly & Fielding, 1989; Platt & Keller, 1992; Arndorff, 1993). Pedofacies associations are linked primarily to the decrease in sedimentation rate as the distance to the channel increases, and usually exhibit an increase in hydromorphy in distal areas, where the alluvium is finer-grained and more poorly drained (Kraus & Aslan, 1993; Kraus, 1999). Detailed lateral study in the Pondaung Formation has highlighted differences in Vertisol development between proximal and distal floodplain palaeosols: palaeosols show a lateral change from poorly mixed Vertisols to mukkara-style Vertisols. It is nevertheless difficult to discriminate maturation, pedofacies-related effects from topographic, catena-related effects to explain the formation of Gilgai micro-relief. Gilgai micro-relief needs sufficient sedimentary quiescence to develop, but occurs preferentially in lowlands (Paton, 1974; Nordt *et al.*, 2004). The significant difference between proximal and distal floodplain environments suggests that such features could be used as a tool for palaeo-landscape reconstruction in vertic palaeosol associations with marked hydromorphy. Moreover, the probable polygenetic character of the vertic palaeosols in the distal floodplain demonstrates that hydromorphy can preserve valuable information about soil persistence, but such information can only be understood through detailed lateral and geochemical analyses.

While vertic features follow a lateral pattern that is in agreement with the standard alluvial palaeosol associations, hydromorphy does not exhibit a lateral increase, but is rather characterised by a lateral shift from gley-dominated to pseudogley-dominated features. Moreover, these hydromorphic features follow numerous well-defined local variations. An alternative explanation must therefore be proposed for the origin of the characteristics of the Pondaung hydromorphic associations.

Microtopographic variations are common in floodplains, and are occasionally recorded in continental series (see e.g. Kraus & Aslan, 1993; Aslan & Autin, 1998; Joeckel, 1999; Thomas *et al.*, 2011). In well-drained aggrading floodplains, accumulative hydromorphy commonly erases lateral variations in hydromorphic features with floodplain aggradation and rise of the water-table (Bown & Kraus, 1987; Pipujol & Buurman, 1994). In the aggrading palaeosols of the Pondaung avulsion belts, Fm mudstone layers have been minimally altered by late gleying due to the rise of the river water-table. This phenomenon can be explained by the very low permeability of the smectite-rich mudstones forming these layers, which are strongly resistant to waterlogging (Kaloga, 1973; Mondol *et al.*, 2008). In the avulsion belt, coarser-grained deposits may have served as conduits for ground water in the subsoil, as observed in contemporary riparian zones (Hill, 1996; Rassam *et al.*, 2006). These deposits would have enhanced the development of gley features between impermeable Fm layers. As distance from the avulsion belt increased, so clay-rich deposits became more prominent and the distal floodplain remained above the seasonal high water-table. Pseudogley development was favoured in local depressions. In distal floodplain and avulsion belt environments, the clay-dominated lithology of the Pondaung floodplain deposits limited the water-table to restricted zones, in local depressions or in selected subsurface layers (see Fig. 10). The lateral shift from gley-dominated to pseudogley-dominated features and the preser-

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

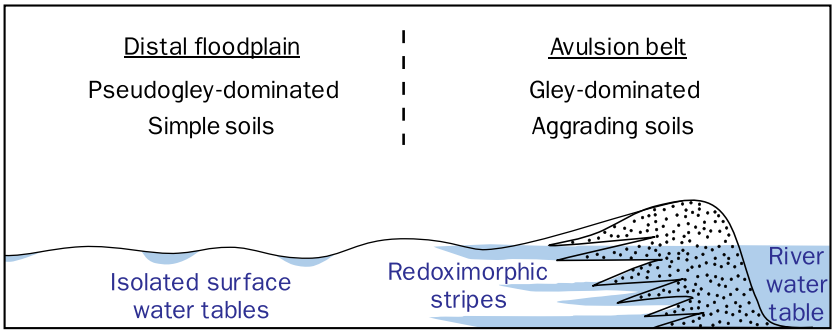


Fig. 10. Pedogenic model for hydromorphic variation in palaeosols of the Pondaung alluvial deposits.

vation of local hydromorphic variations can therefore be seen as primarily due to the low permeability of the smectite-rich parent material.

The significant role of floodplain lithology on hydromorphic development in the Pondaung Formation is not an isolated case. Previous works have emphasized the importance of grain size in controlling hydromorphic variability in palaeosol sequences (Kraus & Aslan, 1993; Kraus & Gwinn, 1997; Aslan & Autin, 1998; Hamer *et al.*, 2007). The Elk Creek palaeosols of the Willwood Formation notably display similar patterns (Kraus & Aslan, 1993). In the Willwood Formation, pseudogley features are more common in the distal, finer-grained floodplain deposits, and display decametre-scale variations, resulting from local topographic irregularities on the floodplain. The specific case study of the palaeosols of the Eocene Pondaung floodplain demonstrates the significance of the lateral change between the ground water gleying area and the isolated perched water-tables of the distal floodplain. The Pondaung palaeosols display hydromorphic variations for which the importance of lithological barriers has been emphasized due to the poor drainage of the alluvium and the formation of Gilgai microtopography. These palaeosols constitute a somewhat 'extreme' model with which to account for the hydromorphic variability in alluvial soils. In this model, hydromorphic changes are controlled by grain-size variation, and increasing lithological barriers as the distance to the channel increases (Fig. 10). The lateral changes in vertic features in the Pondaung palaeosols indicate that the hydromorphic variations predicted by the model can be combined with catena and/or pedofacies relations (Kraus, 1999). Hydromorphic changes in the Pondaung Formation can occur on short scale, within a few tens of metres (Fig. 3). This short scale contrasts with the larger, kilometre scale of topographic and maturation effects (Kraus, 1999). The model stresses that hydromorphic variability can be dramatic on short spatial scale in coeval floodplain soils. Significant hydromorphic changes are not necessarily caused by variable extrinsic controls but can reflect subtle position changes in the floodplain. These observations stress that interpretations about hydromorphic variability in sections should depend on careful, detailed lateral analysis in cross-sections, as done in this study.

CONCLUSION

The fine-grained sediment successions of the Pondaung Formation reveal two main alluvial environments with distinctive pedogenic associations. The distal floodplain was the locus of vertic, pseudogley palaeosols, developed on alluvial fine-grained deposits in a complex Gilgai microtopography. In riparian areas, avulsion-belt deposits were occupied by seasonal wetlands, where aggrading palaeosols showing gley and vertic features developed on the emergent banks.

The palaeosol associations of the Pondaung Formation are characterised by the shift from poorly mixed to mukkara-style Vertisols, and the shift from gley-dominated to pseudogley-dominated features as the distance from the avulsion belt increases. Hydromorphic features display dense local variations. These particular characteristics have been emphasized by the smectite-rich lithology of the parent material, which formed numerous subsurface permeability barriers and favoured hydromorphic variability. Pondaung palaeosol associations constitute a schematic, somewhat 'extreme' model with which to account for the hydromorphic variability in poorly drained, alluvial soils. It shows that hydromorphic variations can be dramatic in a single floodplain, and stresses the importance of careful, detailed lateral and geochemical anal-

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

ysis of palaeosols prior to any interpretation regarding hydromorphic variability.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study has been supported by the ANR-09-BLAN-0238-02 Program, the CNRS UMR 7262, the University of Poitiers, the Department of Mineral Resources (Bangkok), US National Science Foundation Grant BCS 0820602, and the Ministry of Culture of the Republic of the Union of Myanmar. A. Licht is grateful for funding from the Ecole Polytechnique, Palaiseau. We thank the many colleagues of the Franco-Burmese palaeontological team who helped us in the field. Carine Noel, Ghislaine Florent, Sabine Riffaut, Claude Fontaine and France Lagroix are gratefully thanked for their invaluable support. We also thank Mary Kraus and Giorgio Basilici for their constructive reviews which greatly contributed to improve the manuscript.

REFERENCES

Ahmad, N. (1996) Occurrence and distribution of Vertisols. In: *Vertisols and Technologies for their Management* (Eds N. Ahmad and A. Mermut), pp. 1–41. Elsevier, Amsterdam.

Arndorff, L. (1993) Lateral relations of deltaic palaeosols from the Lower Jurassic Ronne formation on the island of Bornholm, Denmark. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **100**, 235–250.

Aslan, A. and **Autin, W.J.** (1998) Holocene flood-plain soil formation in the southern lower Mississippi Valley: implications for interpreting alluvial paleosols. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **110**, 433–449.

Aung Naing Soe, M., **Tun, S.T.**, **Aung, A.K.**, **Thein, T.**, **Marandat, B.**, **Ducrocq, S.** and **Jaeger, J.J.** (2002) Sedimentary facies of the Late Middle Eocene Pondaung Formation (central Myanmar) and the palaeoenvironments of its Anthropoid Primates. *C. R. Palevol.*, **1**, 153–160.

Baize, D. (1983) Les planosols de Champagne humide: pédogénèse et fonctionnement. PhD thesis, Université de Nancy, France.

Beard, K.C., **Marivaux, L.**, **Chaimanee, Y.**, **Jaeger, J.J.**, **Marandat, B.**, **Tafforeau, P.**, **Soe, A.N.**, **Tun, S.T.** and **Kyaw, A.A.** (2009) A new primate from the Eocene Pondaung Formation of Myanmar and the monophyly of Burmese amphipithecids. *Proc. Roy. Soc. B*, **276**, 3285–3294.

Benammi, M., **Soe, A.N.**, **Tun, T.**, **Bo, B.O.**, **Chaimanee, Y.**, **Ducrocq, S.**, **Thein, T.**, **Wai, S.** and **Jaeger, J.J.** (2002) First magnetostratigraphic study of the Pondaung Formation: implications for the age of the Middle Eocene Anthropoids of Myanmar. *J. Geol.*, **110**, 748–756.

Bender, F. (1983) *Geology of Burma*. Gebrüder Borntraeger edition, Berlin, Stuttgart.

Bertrand, G. and **Rangin, C.** (2003) Tectonics of the western margin of the Shan Plateau (central Myanmar): implication for the India-Indochina oblique convergence since the Oligocene. *J. Asian Earth Sci.*, **21**, 1139–1157.

Besly, B.M. and **Fielding, C.R.** (1989) Palaeosols in Westphalian coal-bearing and red-bed sequences, central and northern England. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **70**, 303–330.

Blokhuis, W.A., **Kooistra, M.J.** and **Wilding, L.P.** (1990) Micromorphology of cracking clayey soils (Vertisols). In: *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science* (Ed. L.A. Douglas), pp. 123–148. Elsevier, Amsterdam.

Bocquier, G. (1971) Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad: interprétation biogéodynamique. *Cahier de l'O.R.S.T.O.M.*, **9**, 509–515.

Bouma, J., **Fox, C.A.** and **Miedema, R.** (1990) Micromorphology of hydromorphic soils: applications for soil genesis and land evaluation. In: *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science* (Ed. L.A. Douglas), pp. 257–278. Elsevier, Amsterdam.

Bown, T.M. and **Kraus, M.J.** (1987) Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *J. Sediment. Petrol.*, **57**, 587–601.

Bown, T.M. and **Kraus, M.J.** (1993) Time-stratigraphic reconstruction and integration of paleopedologic, sedimentologic, and biotic events (Willwood Formation, Lower Eocene, Northwest Wyoming, USA). *Palaios*, **8**, 68–80.

Brammer, R. and **Brinkman, R.** (1977) Surface-water gley soils in Bangladesh: environment, landforms and soil morphology. *Geoderma*, **17**, 91–109.

Brinkman, R. (1977) Surface-water gley soils in Bangladesh: genesis. *Geoderma*, **17**, 11–144.

Brinkman, R., **Jongmans, A.G.**, **Miedema, R.** and **Maaskant, P.** (1973) Clay decomposition in seasonally wet, acid soils: micromorphological, chemical and mineralogical evidence from individual argillans. *Geoderma*, **10**, 259–270.

Brunnschweiler, R.O. (1966) On the geology of the Indoburman ranges. *J. Geol. Soc. Aust.*, **13**, 137–194.

Buurman, P. (1980) Palaeosols in the Reading Beds (Paleocene) of Alum Bay, Isle of Wight, U.K. *Sedimentology*, **27**, 593–606.

Chaimanee, Y., **Thein, T.**, **Ducrocq, S.**, **Soe, A.N.**, **Benammi, M.**, **Tun, T.**, **Lwin, T.**, **Wai, S.** and **Jaeger, J.J.** (2000) A lower jaw of Pondaungia cotteri from the Late Middle Eocene Pondaung Formation (Myanmar) confirms its anthropoid status. *Proc. Natl Acad. Sci.*, **97**, 4102–4105.

Chaimanee, Y., **Chavasseau, O.**, **Beard, K.C.**, **Kyaw, A.A.**, **Soe, A.N.**, **Sein, C.**, **Lazzari, V.**, **Marivaux, L.**, **Marandat, B.**, **Swe, M.**, **Rugbumrung, M.**, **Lwin, T.**, **Valentin, X.**, **Thein, Z.M.M.** and **Jaeger, J.J.** (2012) Late Middle Eocene primate from Myanmar and the initial anthropoid colonization of Africa. *Proc. Natl Acad. Sci.*, **109**, 10293–10297.

Ciochon, R.L., **Gingerich, P.D.**, **Gunnel, G.F.** and **Simons, E.L.** (2001) Primate postcrania from the Late Middle Eocene of Myanmar. *Proc. Natl Acad. Sci.*, **98**, 7672–7677.

Colin, C., **Turpin, L.**, **Bertaux, J.**, **Desprairies, A.** and **Kissel, C.** (1999) Erosional history of the Himalayan and Burman ranges during the last two glacial-interglacial cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**, 647–660.

Coulombe, C.E., **Dixon, J.B.** and **Wilding, L.P.** (1996) Mineralogy and chemistry of Vertisols. In: *Vertisols and Technologies for their Management* (Eds N. Ahmad and A. Mermut), pp. 115–200. Elsevier, Amsterdam.

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

Driese, S.G., **Mora, C.I.**, **Stiles, C.A.**, **Joeckel, R.M.** and **Nordt, L.C.** (2000) Mass-balance reconstruction of a modern Vertisol: implications for interpreting the geochemistry and burial alteration of paleo-Vertisols. *Geoderma*, **95**, 179–204.

Fastovsky, D.E. and **McSweeney, K.** (1987) Paleosols spanning the Cretaceous-Paleogene transition, eastern Montana and western North Dakota. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **99**, 66–77.

Florinsky, I.V. and **Arlashina, H.A.** (1998) Quantitative topographic analysis of gilgai soil morphology. *Geoderma*, **82**, 359–380.

Gibling, M.R. (2006) Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *J. Sediment. Res.*, **76**, 731–770.

Gustavson, T.C. (1991) Buried Vertisols in lacustrine facies of the Pliocene Fort Hancock Formation, Hueco Bolson, West Texas and Chihuahua, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**, 448–460.

Hamer, J.M.M., **Sheldon, N.D.**, **Nichols, G.J.** and **Collinson, M.E.** (2007) Late Oligocene–Early Miocene paleosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **247**, 220–235.

Head, J.J., **Holroyd, P.A.**, **Hutchison, J.H.** and **Ciochon, R.L.** (2005) First report of snakes (serpentes) from the Late Middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *J. Vertebr. Paleontol.*, **25**, 246–250.

Hill, A.R. (1996) Nitrate removal in stream riparian zones. *J. Environ. Qual.*, **25**, 743–755.

Jaeger, J.J., **Thein, T.**, **Benammi, M.**, **Chaimanee, Y.**, **Soe, A.N.**, **Lwin, T.**, **Tun, T.**, **Wai, S.** and **Ducrocq, S.** (1999) A new primate from the Middle Eocene of Myanmar and the Asian early origin of anthropoids. *Science*, **286**, 528–530.

Jaeger, J.J., **Chaimanee, Y.**, **Tafforeau, P.**, **Ducrocq, S.**, **Soe, A.N.**, **Marivaux, L.**, **Sudre, J.**, **Tun, S.T.**, **Htoon, W.** and **Marandat, B.** (2004) Systematics and paleobiology of the anthropoid primate Pondaungia from the Late Middle Eocene of Myanmar. *C. R. Palevol.*, **3**, 243–255.

Joeckel, R.M. (1999) Paleosol in Galesburg Formation (Kansas City Group, Upper Pennsylvanian), northern mid continent, U.S.A.; evidence for climate change and mechanisms of marine transgression. *J. Sediment. Res.*, **69**, 720–737.

Jones, H.L. and **Hajek, E.A.** (2007) Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits. *Sed. Geol.*, **202**, 124–137.

Kaloga, B. (1973) L'hydromorphie dans les sols des regions tropicales a climat soudanien d'Afrique Occidentale. In: *Pseudogley and Gley, Genesis and Use of Hydromorphic Soils*, *Transactions of Commissions V and VI of the Int. Soc. Soil Sci.* (Eds. E. Schlichting and U. Schwertmann), pp. 349–356. Verlag Chemie, Weinheim.

Kauffmann, S., **Sombroek, W.** and **Mantel, S.** (1998) Soils of rainforest characterization and major constraints of dominant forest soils in the humid tropics. In: *Soils of Tropical Forest Ecosystems: Characteristics, Ecology and Management* (Eds. A. Schulte and D. Ruhiyat), pp. 9–20. Springer-Verlag, Berlin.

Kay, R.F., **Schmitt, D.**, **Vinyard, C.J.**, **Perry, J.M.G.**, **Shigehara, N.**, **Takai, M.** and **Egi, N.** (2004) The paleobiology of amphipithecidae, South Asian Late Eocene primates. *J. Hum. Evol.*, **46**, 3–25.

Kraus, M.J. (1996) Avulsion deposits in Lower Eocene alluvial rocks, Big Horn basin, Wyoming. *J. Sediment. Res.*, **66**, 354–363.

Kraus, M.J. (1997) Lower Eocene alluvial paleosols: pedogenic development, stratigraphic relationships, and paleosol/landscape associations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **129**, 387–406.

Kraus, M.J. (1999) Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth Sci. Rev.*, **47**, 41–70.

Kraus, M.J. and **Aslan, A.** (1993) Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient floodplain processes. *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 453–463.

Kraus, M.J. and **Gwinn, B.** (1997) Facies and facies architecture of Paleogene floodplain deposits, Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sed. Geol.*, **114**, 33–44.

Kraus, M.J. and **Wells, T.M.** (1999) Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **28**, 251–268.

Makaske, B. (2004) Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Sci. Rev.*, **53**, 149–196.

Marriott, S.B. and **Wright, V.P.** (1993) Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. *J. Geol. Soc. London*, **150**, 1109–1120.

Maurin, T. and **Rangin, C.** (2009) Structure and kinematics of the Indo-Burmese wedge: recent and fast growth of the outer wedge. *Tectonics*, **28**, TC2010, doi:10.1029/2008TC002276.

Maw, B.A., **Ciochon, R.L.** and **Savage, D.E.** (1979) Late Eocene of Burma yields earliest anthropoid primate, Pondaungia Cotteri. *Nature*, **282**, 65–67.

Metivier, F., **Gaudemer, Y.**, **Tapponnier, P.** and **Klein, M.** (1999) Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophys. J. Int.*, **137**, 280–318.

Miall, A.D. (2006) *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

Mitchell, A.H.G., **Chung, S.L.**, **Oo, T.**, **Lin, T.H.** and **Hung, C.H.** (2012) Zircon U-Pb ages in Myanmar: magmatic-metamorphic events and the closure of a Neo-Tethys Ocean? *J. Asian Earth Sci.*, **56**, 1–23.

Mondol, N.H., **Bjorlykke, K.** and **Jahren, J.** (2008) Experimental compaction of clays: relationship between permeability and petrophysical properties in mudstones. *Petrol. Geosci.*, **14**, 319–337.

Morley, R.J. (2000) *Origin and Evolution of Tropical Rain Forest*. John Wiley and Sons, Ltd., Chichester.

Munsell Color Corporation (2009) *Soil Book of Color M50215B*. Munsell Color, Grand Rapids.

National Research Council, Committee on Characterization of Wetlands (1995) *Wetlands: Characteristics and Boundaries*. N.R.C. Editions, The National Academies Press, Washington.

Nesbitt, H.W. and **Young, G.M.** (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, **299**, 715–717.

Nordt, L.C. and **Driese, S.G.** (2009) Hydropedological model of Vertisol formation along the Gulf Coast Prairie land resource area of Texas. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **13**, 2039–2053.

Nordt, L.C., **Wilding, L.P.**, **Lynn, W.C.** and **Crawford, C.C.** (2004) Vertisol genesis in a humid climate of the coastal plain of Texas, U.S.A. *Geoderma*, **122**, 83–1.

Nordt, L., **Orosz, M.**, **Driese, S.** and **Tubbs, J.** (2006) Vertisol carbonate properties in relation to mean annual precipitation: implications for paleoprecipitation estimates. *J. Geol.*, **114**, 501–510.

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

Pal, D.K., **Wani, S.P.** and **Sahrawat, K.L.** (2012) Vertisols of tropical Indian environments: pedology and edaphology. *Geoderma*, **189–190**, 28–49.

Paton, T.R. (1974) Origin and terminology for gilgai in Australia. *Geoderma*, **11**, 221–242.

Pilgrim, G.E. and **Cotter, G.P.** (1916) Some newly discovered Eocene mammals from Burma. *Rec. Geol. Surv. India*, **47**, 42–79.

Pipujol, M.D. and **Buurman, P.** (1994) The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary paleosols of the Ebro Basin, NE Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **110**, 103–113.

Pivnik, D.A., **Nahm, J.**, **Tucker, R.S.**, **Smith, G.O.**, **Nnyein, K.**, **Nyunt, M.** and **Maung, P.H.** (1998) Polyphase deformation in a fore-arc/back-arc basin, Salin subbasin, Myanmar (Burma). *AAPG Bull.*, **82**, 1837–1856.

Platt, N.H. and **Keller, B.** (1992) Distal alluvial deposits in a foreland basin setting – the Lower Freshwater Molasse (Lower Miocene), Switzerland: sedimentology, architecture and palaeosols. *Sedimentology*, **39**, 545–565.

Ramdarshan, A., **Merceron, G.**, **Tafforeau, P.** and **Marivaux, L.** (2010) Dietary reconstruction of the amphipithecidae (primates, anthropodea) from the Paleogene of South Asia and paleoecological implications. *J. Hum. Evol.*, **59**, 96–108.

Rassam, D.W., **Fellows, C.S.**, **Dehayr, R.**, **Hunter, H.** and **Bloesch, P.** (2006) The hydrology of riparian buffer zones; two case studies in an ephemeral and a perennial stream. *J. Hydrol.*, **325**, 308–324.

Retallack, G.J. (2001) *Soils of the Past*. Blackwell Science Ltd, Oxford.

Sheldon, N.D. and **Tabor, N.J.** (2009) Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Sci. Rev.*, **95**, 1–52.

Slingerland, R. and **Smith, N.D.** (2004) River avulsions and their deposits. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **32**, 257–285.

Smith, N.D., **Cross, T.A.**, **Dufficy, J.P.** and **Clough, S.R.** (1989) Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, **36**, 1–23.

Thomas, S.G., **Tabor, N.J.**, **Yang, W.**, **Myers, T.S.**, **Yang, Y.** and **Wang, D.** (2011) Palaeosol stratigraphy across the Permian Triassic boundary, Bogda Mountains, NW China: implications for palaeoenvironmental transition through Earth's largest mass extinction. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **208**, 41–64.

Tsubamoto, T., **Egi, N.**, **Takai, M.**, **Sein, C.** and **Maung, M.** (2005) Middle Eocene ungulate mammals from Myanmar: a review with description of new specimens. *Acta Palaeontol. Pol.*, **50**, 117–138.

Van Ranst, E., **Dumon, M.**, **Tolossa, A.R.**, **Cornelisc, J.-T.**, **Stoops, G.**, **Vandenberghe, R.E.** and **Deckers, J.** (2011) Revisiting ferrolysis processes in the formation of planosols for rationalizing the soils with stagnic properties in WRB. *Geoderma*, **163**, 265–274.

Willis, B.J. and **Behrensmeyer, A.K.** (1994) Architecture of Miocene overbank deposits in Northern Pakistan. *J. Sediment. Res.*, **B64**, 60–67.

Wright, V.P., **Taylor, K.G.** and **Beck, V.H.** (2000) The paleohydrology of lower Cretaceous seasonal wetlands, Isle of Wight, southern England. *J. Sediment. Res.*, **70**, 619–632.

Manuscript received 31 January 2013; revision accepted 23 May 2013

© 2013 The Authors. Journal compilation © 2013 International Association of Sedimentologists, *Sedimentology*

Chapitre 8

Les forêts éocènes de Birmanie : reconstruction par identification de bois fossile

Ce chapitre a fait l'objet d'un article publié dans le journal *Review of Palaeobotany and Palynology* sous le titre "Fossil woods from the Late Middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar" et est présenté sous sa forme soumise.

Review of Palaeobotany and Palynology 202 (2014) 29–46

Contents lists available at ScienceDirect

Review of Palaeobotany and Palynology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/revpalbo

Research paper

Fossil woods from the late middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar

Alexis Licht [a,b,*], Anaïs Boura [c], Dario De Franceschi [d], Stéphane Ducrocq [a], Aung Naing Soe [e], Jean-Jacques Jaeger [a]

[a] Institut de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine: Evolution et Paléoenvironnements, UMR 7262 CNRS, Université de Poitiers, 86000 France
[b] Centre de Recherches Pétrologiques et Géochimiques, UMR CNRS 7358, Vandoeuvre-lès-Nancy 54500 France
[c] Université Pierre et Marie Curie—UPMC, CR2P—UMR 7207 CNRS, MNHN, UPMC—57 rue Cuvier, CP 48, F-75005 Paris, France
[d] Muséum national d'Histoire naturelle, CR2P—UMR 7207 CNRS, MNHN, UPMC, 57 rue Cuvier, CP 38, F-75005, Paris, France
[e] Department of Geology, Defence Services Academy, Pyin Oo Lwin, Myanmar

ARTICLE INFO

Article history:
Received 19 April 2013
Received in revised form 6 December 2013
Accepted 8 December 2013
Available online 18 December 2013

Keywords:
fossil wood
Eocene
Myanmar
dipterocarp
dry dipterocarp forest
sal forest

ABSTRACT

Twelve species of fossil wood were identified from silicified specimens collected in the late middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar. These species display affinities with modern Fabaceae, Moraceae, Combretaceae, Sapindaceae, Malvaceae, Dipterocarpaceae and Theaceae. They include five new species of the fossil genera *Ficoxylon* (*F. mogaungense* sp. nov.), *Sapindoxylon* (*S. burmense* sp. nov.), *Bombacoxylon* (*B. pondaungense* sp. nov.), *Shoreoxylon* (*S. panganense* sp. nov.) and *Schimoxylon* (*S. benderi* sp. nov.). This material represents the oldest record of fossil dipterocarps so far reported outside the Indian subcontinent. It reflects different ecotones of a dry dipterocarp forest, with coastal, riparian, and inland elements. The Burmese fossil assemblage further contrasts with the common idea that lowland rainforests were widespread in Southeast Asia during the Eocene. It suggests that the climate in the proto-Bengal Bay was more seasonal than previously thought. This confirms that early Dipterocarpaceae were adapted to seasonally dry climates, despite the modern prevalence of warm humid tropical species.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Cenozoic deposits of Myanmar have yielded an impressive amount of fossil land mammals and silicified wood (see eg. Theobald, 1873; Noetling, 1895; Pilgrim and Cotter, 1916; Chhibber, 1934; Bender, 1983; Gottwald, 1994; Jaeger et al., 1999; Privé-Gill et al., 2004; Beard et al., 2005; Chavasseau et al., 2010). Palaeobotanical studies have almost exclusively focused on the well-exposed Miocene–Pliocene Pegu and Irrawaddy deposits of the Central Myanmar Basin. Numerous fossil remains attributed to modern Araucariaceae, Anacardiaceae, Dipterocarpaceae, Fabaceae, Lythraceae, Lecythidaceae, Barringtoniaceae, Bombacaceae, Guttiferae, Sapindaceae, Sonneratiaceae, Sterculiaceae, Tetramelaceae, and Tiliaceae were recognized, suggesting the long-term persistence of seasonal, mixed-evergreen forests during the Neogene in Myanmar (Prakash, 1965, 1971; Prakash and Bande, 1980; Gottwald, 1994). Studies of older deposits are limited to the work of Privé-Gill et al. (2004) who identified two fossil species in the late middle Eocene Pondaung Formation, *Sonneratioxylon caseolarioides* Shete et Kulkarni and *Cynometroxylon holdenii* (Gupta) Prakash et Bande, typical of coastal, fluvial–deltaic swampy forests.

Recent discoveries of fossil primates in the Pondaung Formation have fueled interest in the Eocene Burmese deposits (Jaeger et al., 1999; Beard et al., 2009; Chaimanee et al., 2012). Indeed, the sites of the Pondaung Formation have yielded an abundant primate community, including anthropoids and adapiforms which are found in most fossiliferous localities (Ramdarshan et al., 2010). Achieving tighter constraints on the palaeoflora of these sites is a critical challenge, because it may highlight the environmental conditions that led to the first adaptive shifts of the primate evolutionary history. This paper gives an insight into the forested late middle Eocene environments in central Myanmar through the description and identification of twelve fossil wood taxa from the Pondaung Formation, collected during the last decade.

2. Palaeoenvironmental context

The Pondaung Formation is a thick continental sequence in the Central Myanmar Basin that can locally reach a thickness of more than 2000 m (Bender, 1983; Pivnik et al., 1998). Its upper member (upper 500 m of the section) comprises fossiliferous sandstones and alluvial mudstones characterized by a high density of palaeosols (Licht et al., 2014). It has yielded a large and diverse late middle Eocene (Bartonian) fossil fauna, including primates, creodontes, carnivorans, rodents, artiodactyles and perissodactyles (Tsubamoto et al., 2005). The palaeogeographical reconstructions by Morley (2009) and Hall (2012) proposed that central

* Corresponding author. Tel.: +33 614017150.
E-mail address: alexis.licht@univ-poitiers.fr (A. Licht).

0034-6667/$ – see front matter © 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.revpalbo.2013.12.002

Myanmar occupied during the middle Eocene a position similar to that of today. At that time, the Indo-Burman Ranges, which now separate central Myanmar from the Bengal Bay, had not emerged (Allen et al., 2008). The sedimentological study of the Pondaung Formation by Aung Naing Soe et al. 2002 distinguished large channel deposits, deltaic sequences, and finer-grained overbank deposits indicating a fluvial–deltaic environment opened towards the proto-Bengal Bay. Additional palaeoenvironmental information is scarce. Pondaung faunal assemblages and dietary studies are in agreement with a forested environment (Kay et al., 2004; Head et al., 2005; Tsubamoto et al., 2005; Ramdarshan et al., 2010). Ramdarshan et al. (2010) noted the absence of folivore species in the Pondaung primate fauna and suggested an environment similar to those of South American seasonal tropical forests, where young leaves emerge at the same time as fruits mature and constitute a secondary food source for primates. Growth arrest lines in mammalian fossil lower jaws indicate a seasonal, water-stressed climate (Jaeger et al., 2004). Palaeosols with carbonate nodules together with shrinking and swelling pedogenic features corroborate this observation, and are incompatible with the presence of dense ever-wet rainforests in the Pondaung floodplain (Licht et al., 2014).

3. Materials and methods

Seventy specimens of fossil wood from the upper member of the Pondaung Formation were collected in the Bahin and Mogaung townships, Magway district, Myanmar, during the 2001, 2002, and 2012 field trips of the French-Myanmar Paleontological Expedition (see Fig. 1 for localities). Specimens were found in-situ in channel lag deposits (Licht et al., 2014), or collected on the ground together with vertebrate remains. All samples are completely silicified. Sections of transverse, radial and tangential surfaces of the fossil woods were prepared following the standard techniques (Hass and Rowe, 1999) at the Muséum national d'Histoire naturelle (MNHN), Paris, France, and described following the IAWA Hardwood List (IAWA committee, 1989). Botanical affinities were determined using the Insidewood database (2004–2013) and literature on fossil and extant Asian woods (e.g., Metcalfe and Chalk, 1950; Brazier and Franklin, 1961; Gamble, 1972; Ilic, 1991; Gregory et al., 2009 and references therein). All microscopic slides, including one transverse, one longitudinal radial and one longitudinal tangential section per specimen (called L1/3, L2/3 and L3/3 respectively) and remains of the original specimens are deposited in the collection of the MNHN under the numbers MNHN.F.40098 to MNHN.F.40133.

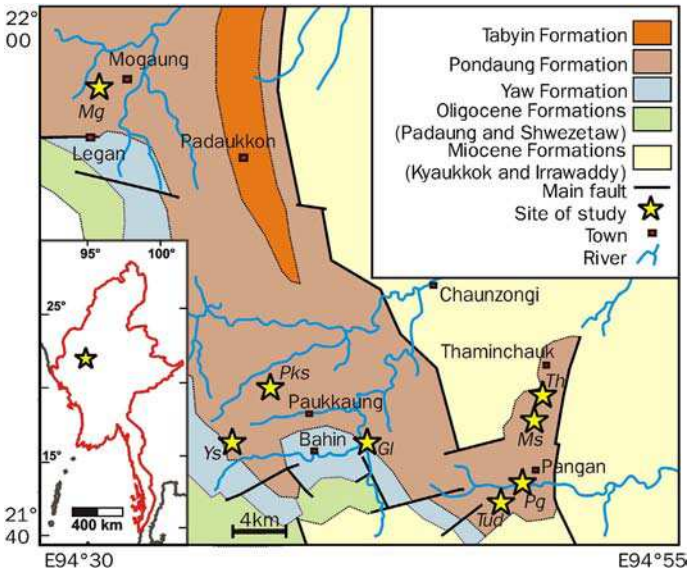


Fig. 1. Simplified geological map of the studied area (modified from Aung Naing Soe et al. 2002). The different localities are shown: Gl (Ganleh, N21°44′03.0″ E094°43′26.3″), Ms (Myong Se, N21°44′04.0″ E094°50′10.4″), Pg (Pangan, N21°42′31.0″ E094°49′21.6″), Pks (the PK1, 2, 3, 4 and 5 localities, N21°45′25.9″ E094°38′27.1″), Th (Thaminchauk, N21°45′41.0″ E094°50′29.4″), Tud (Than U Daw, N21°41′07.4″ E094°48′37.5″), Ys (Yarshe, N21°44′12.5″ E094°38′15.3″) and Mg (Mogaung, N21°54′40.0″ E094°32′30.0″).

4. Results

Thirty-nine out of the seventy fossil wood samples were well preserved. Twelve species belonging to nine fossil genera were identified.

4.1. Fabaceae (Caesalpinioideae subfamily)

4.1.1. *Acrocarpoxylon siwalicus* Yadav, 1988

Specimen: MNHN.F.40109 (field number: TUDA; Than U Daw locality; Plate I, 1–3)

Description: Wood diffuse-porous with faint growth rings, marked by smaller fibres and marginal bands of axial parenchyma. Vessels solitary (30–60%) or in short radial multiples of 2 to 6 (Plate I, 1), 2–4 per mm^2, round to oval; tangential diameter 70–180 μm (average 145 μm); vessel elements 160–530 μm (average 390 μm) long. Simple perforation plates. Intervessel pits alternate, of rounded shape, 5 to 9 μm in diameter. Slightly larger vessel-ray pits (6 to 10 μm), polygonal or elongated. Fibres libriform, thin-walled, nonseptate, 4–10 μm wide. Rays equally 3- and 4-seriate (Plate I, 2); 7–9 rays per tangential mm, 150–500 μm high (average 350 μm); rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–2 (sometimes up to 6) rows of upright marginal cells (Plate I, 3). Axial parenchyma paratracheal aliform confluent. Apotracheal parenchyma rare, diffuse, and also occurring as 2- to 6-seriate, tangential continuous marginal bands associated with growth ring boundaries. Parenchyma cells 80–200 μm high, 10–25 μm wide. Rhombic crystals abundant in the axial parenchyma, in crystalliferous strands (2–12 cells per strand).

Discussion: This fossil is characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of medium-sized vessels, solitary or in short radial multiples, (2) exclusively simple perforation plates, (3) paratracheal aliform confluent parenchyma, (4) diffuse apotracheal parenchyma, also forming rare 1- to 3-seriate continuous marginal bands, and (5) heterocellular, 3- to 4-seriate rays. These diagnostic features indicate affinities with modern Leguminosae woods, and closely resemble those of *Acrocarpoxylon siwalicus* Yadav from the Miocene of Assam (Yadav, 1988). The diagnosis of *A. siwalicus* by Yadav (1988) mentions a significantly higher density of vessels (12–14 per mm^2) that is inconsistent with the vessel density seen on the transverse sections figured in the same paper (2–4 vessels per mm^2). Comparisons of our material with the pictures of Yadav led us to attribute our specimen to the fossil species *A. siwalicus*; the diagnosis of the species thus should be emended in regard to the vessel density after a careful re-examination of the original thin sections. *A. siwalicus* shows strong similarities with the modern wood species *Acrocarpus fraxinifolius* Wight et Arnott (Yadav, 1988). *A. fraxinifolius* is a common deciduous tree in the semi-evergreen and moist deciduous tropical forests of Southeast Asia (Gamble, 1972). The presence of continuous, 2–6 marginal bands of parenchyma associated with growth ring boundaries in modern *A. fraxinifolius* indicates marked seasonality, and is suggestive of moist deciduous rather than semi-evergreen forests (De Franceschi et al., 2011).

4.1.2. *Acrocarpoxylon ungeri* Gottwald, 1994

Specimens: MNHN.F.40119 (field number: T10; Thaminchauk locality; Plate I, 4–6), MNHN.F.40121 (field number: PA1; Pangan locality)

Description: Wood diffuse-porous with faint growth rings marked by marginal bands of apotracheal parenchyma. Vessels solitary (30–60%) or in short radial multiples of 2–3 (Plate I, 4), 2–5 per mm^2 (average 4 per mm^2), round to oval; tangential diameter 75–200 μm (average 175 μm); vessel elements 40–490 μm (average

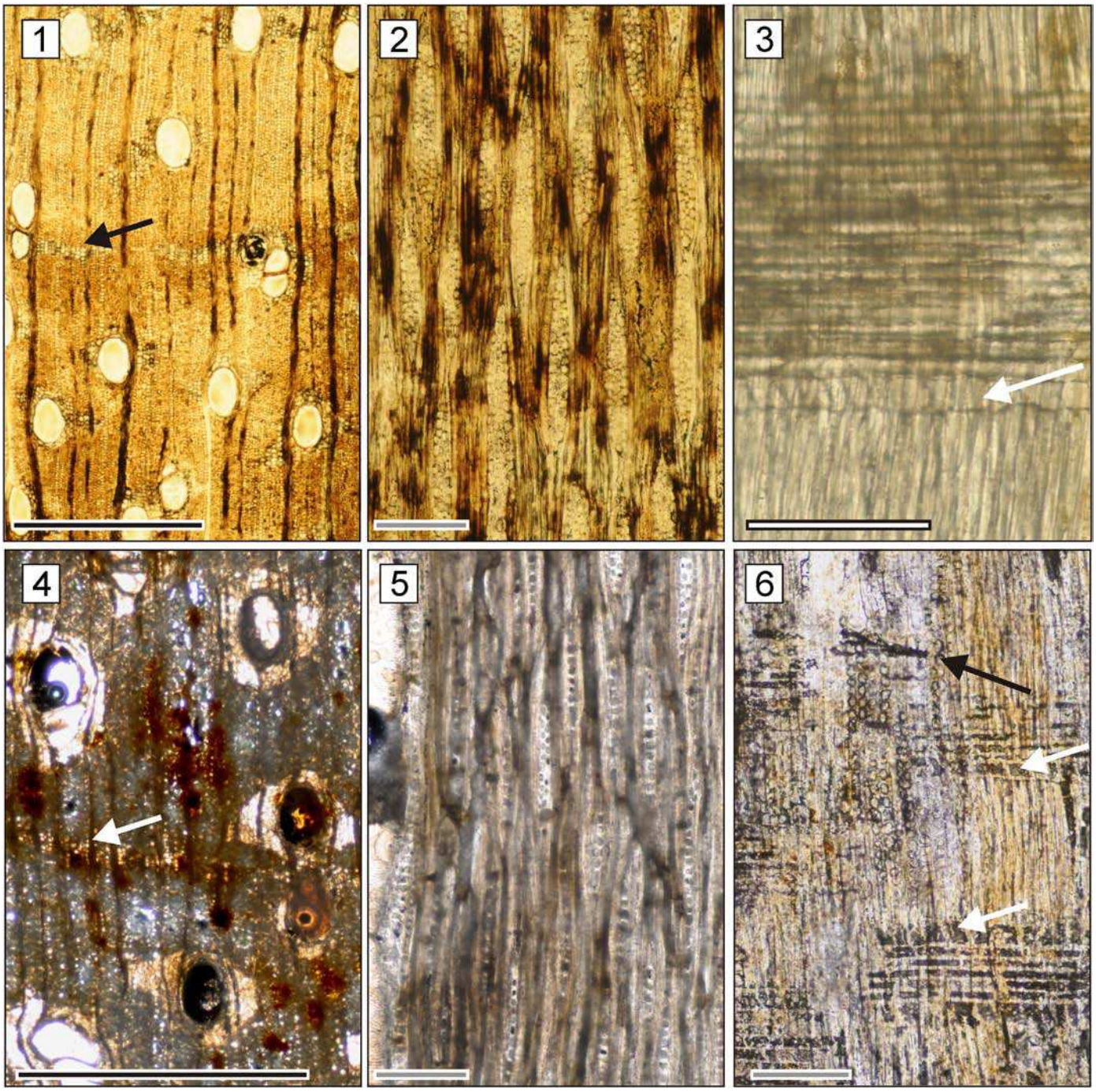


Plate I. *Acrocarpoxylon siwalicus* Yadav, 1988 (1–3; wood sample MNHN.F.40109, Than U Daw locality) and *Acrocarpoxylon ungeri* Gottwald, 1994 (4–6; wood sample MNHN.F.40119, Thaminchauk locality). Black scale-bars: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. White scale-bar: 100 μm. 1: transverse section of *Acrocarpoxylon siwalicus* showing diffuse porosity and growth ring boundary marked by marginal parenchyma band (black arrow); 2: longitudinal tangential section showing 3- to 4-seriate rays; 3: longitudinal radial section showing upright ray cells (white arrow) and procumbent rays cells; 4: transverse section of *Acrocarpoxylon ungeri* showing lozenge-aliform parenchyma and a marginal band of parenchyma (white arrow); 5: longitudinal tangential section showing uniseriate and biseriate rays; 6: longitudinal radial section showing chambered crystals in axial parenchyma (black arrow), upright ray cells (white arrows) and procumbent rays cells.

305 μm) long. Simple perforation plates. Intervessel pits vestured, alternate of polygonal shape, 2–6 μm in diameter. Fibres libriform, thin-walled, nonseptate, 5–15 μm wide. Rays equally uni- and biseriate (Plate I, 5); 11–14 rays per tangential mm (average 13 per tangential mm), 210–450 μm (average 320 μm) high; rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with1–3 rows of upright marginal cells (Plate I, 6). Axial parenchyma paratracheal abundant, lozenge-aliform. Apotracheal parenchyma diffuse, and also occurring as rare, 1- to 6-seriate, tangential continuous marginal bands. Parenchyma cells 80–200 μm high, 10–25 μm wide. Rhombic crystals abundant in the axial parenchyma, in crystalliferous strands containing up to 12 crystals, one crystal per chamber.

Discussion: These fossils are characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of medium-sized vessels, solitary or in short radial multiples, (2) exclusively simple perforation plates, (3) paratracheal

lozenge-aliform parenchyma, (4) diffuse apotracheal parenchyma, also forming rare 1- to 6-seriate continuous tangential bands, and (5) heterocellular, uniseriate and biseriate rays. These specimens share numerous features with *Acrocarpus siwalicus*, but they differ in having denser, exclusively uni- and biseriate rays. On that matter, the above characteristics are similar to those of *Acrocarpoxylon ungeri* Gottwald from the Miocene deposits of Myanmar (Gottwald, 1994). Despite resemblances to the modern leguminose *Acrocarpus fraxinifolius*, the predominance of uni- and biseriate rays in *A. ungeri* suggests closer affinities to *Saraca indica* L. (Yadav, 1988). *S. indica* (also called the 'Asoka tree') is a small tree that widely occurs in Southeast Asia, particularly in coastal forests and along small streams, where they can form 'tunnels' (Sosef et al., 1998). Nowadays, they are abundant along the Arakan Coast in Myanmar and in Bangladesh (Gamble, 1972).

4.1.3. Bauhinium palaeomalabaricum Prakash et Prasad, 1983

Specimens: MNHN.F.40123 (field number: MS02; Myong Se locality; Plate II, 1–3), MNHN.F.40120 (field number: T11; Thaminchauk locality), MNHN.F.40126 (field number: GAN4; Ganle locality)

Description: Wood diffuse-porous with faint growth rings marked by large fibre bands. Vessels solitary (60–85%) or in short radial multiples of 2–3 (Plate II, 1), 2–7 per mm^2 (average 4 per mm^2), round to oval; tangential diameter 80–270 μm (average 210 μm); vessel elements 60–505 μm (average 385 μm) long. Simple perforation plates. Intervessel pits alternate, of polygonal shape. Fibres libriform, moderately thick walled, nonseptate, 5–15 μm wide. Rays commonly uniseriate (20–50%) or multiseriate, 2- to 3-seriate; 10–14 rays per tangential mm (average 12 per tangential mm), 235–645 μm (average 365 μm) high; all rays storied, forming continuous bands in longitudinal tangential section (Plate II, 2); rays dominantly heterocellular, composed of procumbent cells, with 1 (rarely 2) row of upright marginal cells (Plate II, 3). Axial parenchyma paratracheal slightly aliform, 1–2 cells wide. Apotracheal parenchyma in the form of 4- to 11-seriate (usually 9- to 10-seriate), continuous, tangential, slightly undulating bands (2–5 bands per mm); the parenchyma bands are separated by fibres bands of various size (1 to 5 times thicker than parenchyma bands), forming an irregular striped pattern (Plate II, 1). Parenchyma cells 60–200 μm high (average 120 μm) high, 10–25 μm wide. Rhombic crystals abundant in the axial parenchyma, in crystalliferous strands containing up to 6 crystals, one crystal per chamber.

Discussion: These fossils are characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of medium-sized to large vessels, solitary or in short radial multiples, (2) exclusively simple perforation plates, (3) banded axial parenchyma, 9- to 11-seriate, irregularly spaced, forming undulating lines, (4) paratracheal aliform parenchyma, (5) prismatic crystals in parenchyma cells, and (6) heterocellular, uni- to triseriate, storied rays. These features are characteristic of the extant genus *Bauhinia* L. (Fabaceae, see Brazier and Franklin, 1961), and the fossil wood specimens are particularly similar to the fossil species *Bauhinium palaeomalabaricum* Prakash et Prasad. They are therefore attributed to the latter species. The samples from the Pondaung Formation differ from those of Prakash and Prasad (1983) in having a slightly lower vessel density (2–7 per mm^2, rather than 6–10 per mm^2 for *B. palaeomalabaricum*). Intraspecific variability in vessel density can be to the consequence of varying water availability (Wheeler and Baas, 1993). In this regard, the specimens of the Pondaung Formation may reflect a drier environment than the specimens of Prakash and Prasad (1983) do. *B. palaeomalabaricum* is considered to be a fossil representative of the modern species *Bauhinia malabarica* Roxburgh by the latter authors. *B. malabarica* is a common deciduous tree in Indian Sub-Himalayan forests and in the mixed forests of the Pegu Yoma, Myanmar (Gamble, 1972). It commonly occurs in areas with a distinct dry season, either in open forests or in savanna (Sosef et al., 1998).

4.1.4. Cynometroxylon holdenii (Gupta) Prakash et Bande, 1980

Specimens: MNHN.F.40117 (field number: T8; Thaminchauk locality; Plate II, 4–6), MNHN.F.40118 (field number: T9; Thaminchauk locality), MNHN.F.40124 (field number: MS03; Myong Se locality), MNHN.F.40130 (field number: TUD5; Than U Daw locality)

Description: Wood diffuse-porous with indistinct growth rings. Vessels solitary (40–60%) or in short radial multiples of 2–4 (Plate II, 4), 4–8 per mm^2 (average 6 per mm^2), round to oval; tangential diameter 50–180 μm (average 110 μm); vessel elements 130–370 μm (average 210 μm) long. Perforation plates simple. Intervessel pits alternate, polygonal. Tylosis absent. Fibres libriform, thin to slightly thick-walled, nonseptate, 7–15 μm wide. Rays commonly 2- to 3-seriate, rarely uniseriate, displaying a faint storied structure (Plate II, 5); 12–15 rays per tangential mm, 150–570 μm (average 270 μm) high; rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–2 rows of upright marginal cells (Plate II, 6). Axial parenchyma paratracheal vasicentric. Apotracheal parenchyma in the form of 3- to 7-seriate, continuous, regular tangential bands, 3–5 per mm, sometimes anastomosing, and separated by regular fibre bands of larger size (twice as large). Parenchyma cells 40–70 μm high, 20–30 μm wide. Mineral inclusions were not observed.

Discussion: These fossils are characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of medium-sized vessels, solitary or in short radial multiples, (2) only simple perforation plates, (4) banded axial parenchyma, 3- to 7-seriate, forming regular lines, and (5) heterocellular 1- to 3-seriate rays, showing a faint storied structure. The fossil specimens differ from *Bauhinium palaeomalabaricum* in having significantly smaller vessels and more regular parenchyma bands. They show an unequivocal resemblance to *Cynometroxylon holdenii* (Gupta) Prakash et Bande from the Miocene of Myanmar, previously identified in the Pondaung Formation by Privé-Gill et al. (2004). Our specimens only differ from that described by Privé-Gill et al. (2004) in having slightly narrower vessels (tangential diameter 130–220 μm in the latter).

4.2. Moraceae

4.2.1. Ficoxylon mogaungense Licht, Boura et De Franceschi, sp. nov.

Holotype: MNHN.F.40131.L1/3, L2/3 & L3/3 (field number: MOG2; Plate III)

Repository: Muséum national d'Histoire naturelle, Paris

Type locality: Mogaung locality, central Myanmar

Stratigraphic horizon: late middle Eocene

Etymology: from the name of the type locality

Additional specimens: MNHN.F.40128 (field number: TUD1; Than U Daw locality), MNHN.F.40129 (field number: TUD2; Than U Daw locality), MNHN.F.40125 (field number: GAN3; Ganle locality)

Diagnosis: Wood diffuse-porous. Vessels dominantly solitary or in short radial multiples of 2–4, occurring in intermediate density (5–15 per mm^2). Simple perforation plates. Intervessel pits alternate, Tyloses common. Rays commonly multiseriate, 2–3 cells wide, rarely uniseriate. Rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–3 rows of upright marginal cells. Axial parenchyma paratracheal vasicentric to aliform confluent. Apotracheal parenchyma in the form of 3- to 9-seriate, continuous, tangential, undulating bands, 2–4 per mm, sometimes bifurcating and joining adjacent bands, forming an anastomosed pattern, and separated by fibre bands of similar size.

Differential features: This species is distinguished from other species of the fossil genus *Ficoxylon* in having undulating and anostomosing banded parenchyma, 3–9 cells wide, in combination with 1- to 3-seriate heterocellular rays.

Description: Wood diffuse-porous with faint growth rings, marked by a higher density of small vessels (Plate III, 1–2). Vessels solitary (70–85%) or in short radial multiples of 2–4, 8–11 per mm^2 (average 10 per mm^2), round to oval; tangential diameter 50–170 μm (average 115 μm); vessel elements 30–350 μm (average 185 μm) long. Simple perforation plates.

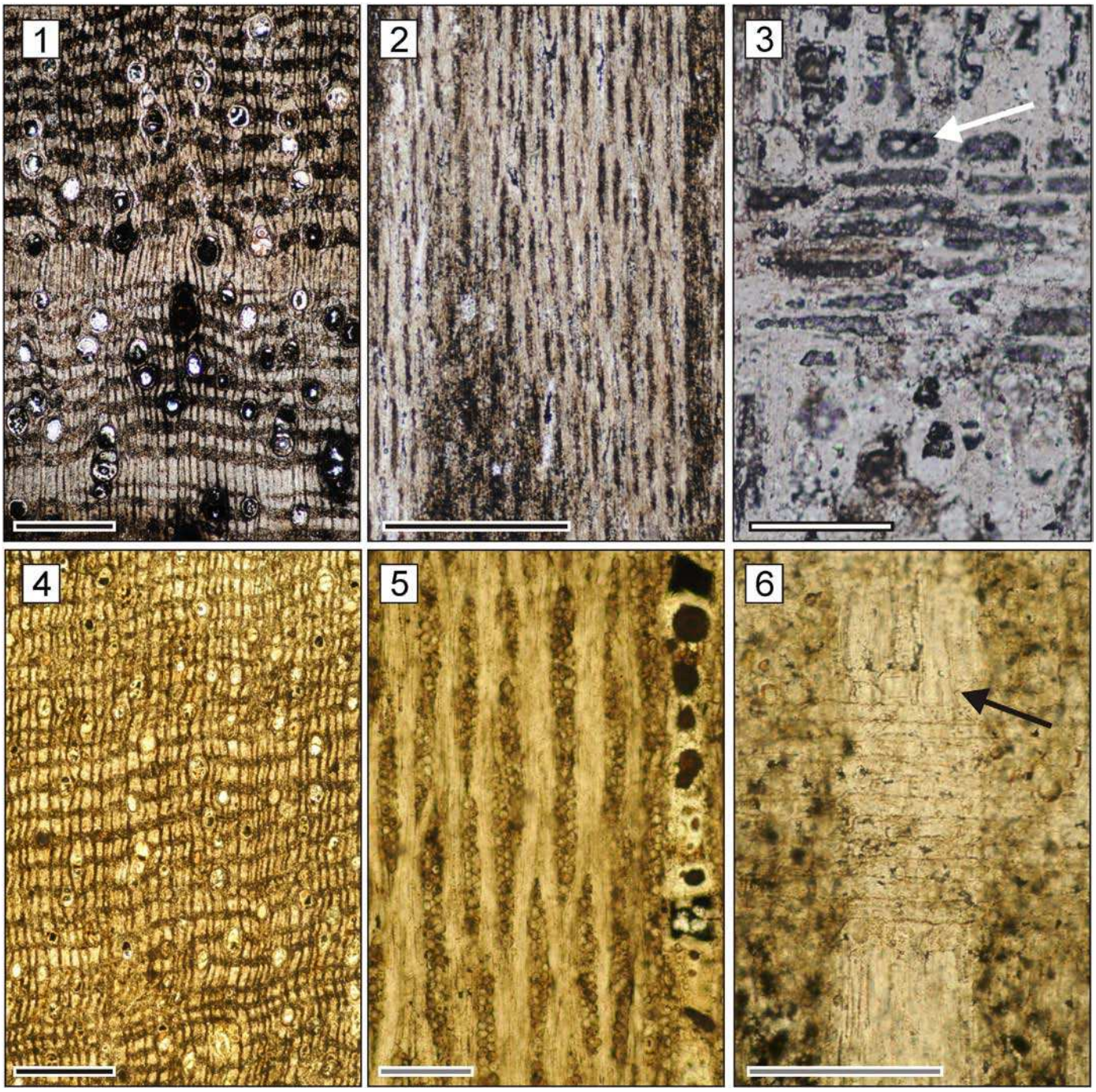


Plate II. *Bauhinium palaeomalabaricum* Prakash and Prasad, 1983 (1–3; wood sample MNHN.F.40123, Myong Se locality) and *Cynometroxylon holdenii* Prakash and Bande, 1980 (4–6; wood sample MNHN.F.40117, Thaminchauk locality). Black scale-bars: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. White scale-bar: 100 μm. 1: transverse section of *Bauhinium palaeomalabaricum* showing diffuse porosity and irregularly spaced parenchyma bands (black-colored); 2: longitudinal tangential section showing distinctly storied rays; 3: longitudinal radial section showing upright ray cells (white arrow) and procumbent rays cells; 4: transverse section of *Cynometroxylon holdenii* showing diffuse porosity and regular bands of parenchyma (black-colored); 5: longitudinal tangential section showing 2- to 3-seriate rays; 6: longitudinal radial section showing upright ray cells (black arrow) and procumbent rays cells.

Intervessel pits alternate of rounded to oval shape, 3–7 μm in diameter (Plate III, 3). Vessel-ray pits slightly larger (5–20 μm), rounded or elongated. Tyloses common. Fibres libriform, thin-walled, nonseptate, 10–20 μm wide. Rays commonly multiseriate, 2–3 cells wide, rarely uniseriate (<25%, Plate III, 4–5); 8–9 rays per tangential mm, 200–1000 μm high (average 405 μm); rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–3 rows of upright marginal cells (Plate III, 6). Axial parenchyma paratracheal vasicentric to aliform confluent. Apotracheal parenchyma in the form of 3- to 9-seriate, continuous, tangential, undulating bands, 2–4 per mm, sometimes bifurcating and joining adjacent bands, forming an anastomosed pattern, and separated by fibre bands of similar size (Plate III, 1). Parenchyma cells 40–105 μm high (average 65 μm), 10–25 μm wide. Mineral inclusions were not observed.

Discussion: These fossils are characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of small to medium-sized vessels, solitary or in short radial multiples, (2) exclusively simple perforation plates, (3) tyloses in vessels, (4) banded axial parenchyma, 3- to 9-seriate, forming undulating, anastomosing lines, and (5) heterocellular 1- to 3-seriate rays. The fossil specimens closely resemble *Cynometroxylon holdenii*,

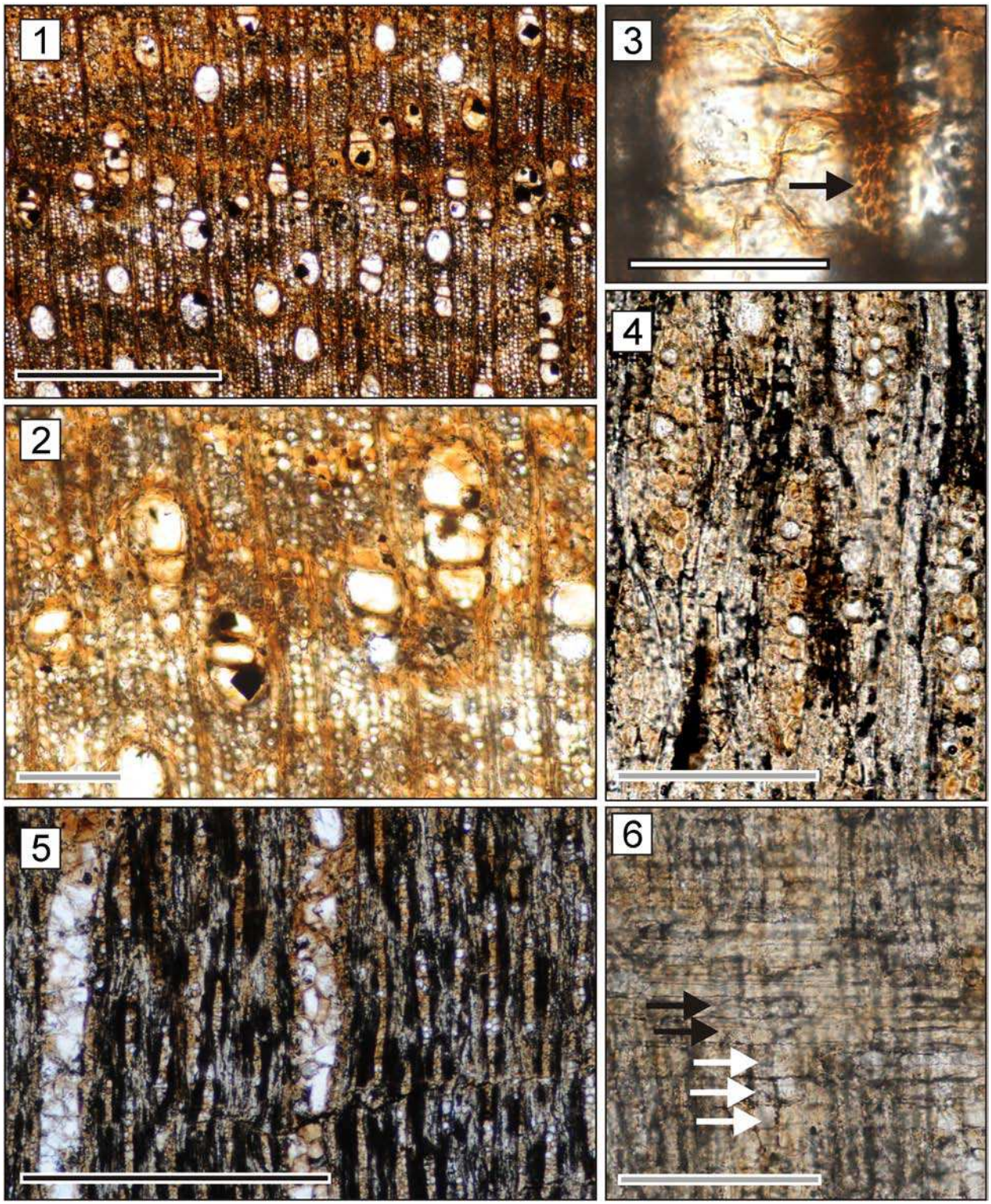


Plate III. *Ficoxylon mogaungense,* sp. nov. (holotype, wood sample MNHN.F.40131, Mogaung locality). Black scale-bars: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. White scale-bar: 100 μm. 1–2: transverse sections showing diffuse porosity and undulating, anastomosing, parenchyma bands; note a growth ring boundary with denser, smaller vessels in Fig. 1; 3: longitudinal radial section showing intervessel pits (black arrow) in a tylosed vessel; 4–5: longitudinal tangential sections showing 1- to 3-seriate rays; 6: longitudinal radial section showing upright ray cells (white arrows) and procumbent rays cells (black arrows).

but the latter differs in having regular stripes of banded parenchyma, less dense, non-tylosed vessels and faintly storied, denser rays. The characteristics of our specimens rather resemble those of the extant genus *Ficus* L. (Moraceae, Koek-Noorman et al., 1984) and indicate more affinities with the fossil genus *Ficoxylon* Kaiser (Jolly-Saad et al., 2010). Fossil species of *Ficoxylon* are numerous and known in Africa, North America and Asia since the early Palaeogene (Gregory et al., 2009). Most of the *Ficoxylon* species differ from the Burmese material

in having wider rays (more than 4 cells wide) and regular parenchyma bands. Among the *Ficoxylon* species with narrow rays, *Ficoxylon guettarense* Fessler-Vrolant from Tunisia shows a similar undulating pattern but it has less dense (4–6 per mm^2) vessels, and denser rays (12–16 per mm; Fessler-Vrolant, 1976). *Ficoxylon saurinii* Boureau from Thailand displays homocellular, storied rays (Boureau, 1950). *Ficoxylon kalagarhensis* Prasad from the Indian Siwaliks closely resembles the Burmese specimens, but it has fewer vessels (3–7 per mm^2), larger rays (3- to 4-seriate) and regular, continuous parenchyma bands (Prasad, 1993). Our material is therefore described as a new species, *Ficoxylon mogaungense* (sp. nov.). A comparative study of twenty different modern *Ficus* species shows that the wood of the Pondaung specimens more closely resemble that of the extant species *Ficus benghalensis* L. and share all its diagnostic features (Gamble, 1972). Interestingly, *F. kalagarhensis* is also considered as a fossil relative of *Ficus benghalensis* by Prasad (1993). *F. benghalensis* (also called the 'Banyan tree') is an indigenous, evergreen to deciduous tree of India and Pakistan, and is common in deciduous sub-Himalayan forests (Gamble, 1972).

4.3. Combretaceae

4.3.1. Terminalioxylon coriaceum Prakash et Awashti, 1969b

Specimen: MNHN.F.40110 (field number: THA1-A; Thaminchauk locality; Plate IV)

Description: Wood diffuse-porous, with faint rings marked by denser vessels and continuous bands of confluent parenchyma. Vessels solitary (50–70%) or in short radial multiples of 2–3 (Plate IV, 1), 3–6 per mm^2 (average 4 per mm^2), round to oval; tangential diameter 30–190 μm (average 110 μm); vessel elements 200–450 μm (average 330 μm) long. Simple perforation plates. Intervessel pits, vestured, alternate of polygonal shape, 4 to 6 μm in diameter. Fibres libriform, thin-walled, 8–15 μm wide. Rays uniseriate, occasionally with biseriate parts (1–2 cells high), disjunctive ray parenchyma end walls present (Plate IV, 2); 16–23 rays per tangential mm (average 20 per tangential mm), 40–470 μm high (average 230 μm); rays heterocellular with both procumbent cells and (a few) lines of nearly square cells, marked by their brightness in longitudinal radial and tangential section (Plate IV, 3). Paratracheal parenchyma abundant, aliform confluent. Rare diffuse apotracheal parenchyma. Parenchyma cells 60–120 μm high, 10–20 μm wide. Mineral inclusions were not observed.

Discussion: This fossil is characterized in having (1) diffuse-porous wood with faint growth rings, consisting of small to medium-sized vessels, dominantly solitary, with vestured pits, (2) only simple perforation plates, (3) abundant aliform confluent paratracheal parenchyma, (4) rare diffuse apotracheal parenchyma, and (5) heterocellular, almost exclusively uniseriate, dense rays, with both procumbent and square cells. The general wood anatomy closely resembles that of of the extant genus *Terminalia* L. (Van Vliet, 1979) and shares its diagnostic features with the fossil genus *Terminalioxylon* Schönfeld (Mädel-Angeliewa and Müller-Stoll, 1973). Few *Terminalioxylon* taxa show a high ray density (e.g., Mädel-Angeliewa and Müller-Stoll, 1973; Vozenin-Serra and Privé-Gill, 1989; De Franceschi et al., 2008). Among the *Terminalioxylon* species with a high ray density, the specimen from the Pondaung Formation resembles *Terminalioxylon matrohense* Boureau, but it differs from it in having abundant solitary vessels (Boureau, 1952). It shares all of its diagnostic features with *Terminalioxylon coriaceum* Prakash et Awashti despite a slightly different ray density (16 to 19 per tangential mm for the latter species; Prakash and Awashti, 1969b; Vozenin-Serra and Privé-Gill, 1989). The material is therefore attributed to the fossil species *T. coriaceum*. The wood of *T. coriaceum* strongly resembles that of the modern species *Terminalia tomentosa* Wight et Arnott, which is a common tree in the dry and moist deciduous forests of India (Prakash and Awashti, 1969b; Gamble, 1972). Vozenin-Serra and Privé-Gill (1989) also noted a close similarity to *Terminalia bialata* (Roxburgh) Steudel, which is a common species in the moist deciduous forests of the Andaman Islands (Rasingam and Parathasarathy, 2009).

4.4. Sapindaceae

4.4.1. Sapindoxylon burmense Licht, Boura et De Franceschi, sp. nov.

Holotype: MNHN.F.40107.L1/3, L2/3 & L3/3 (field number: GL10; Plate V)

Repository: Muséum national d'Histoire naturelle, Paris

Type locality: Ganle locality, central Myanmar

Stratigraphic horizon: late middle Eocene

Etymology: After Burma, the former name of Myanmar

Paratypes: MNHN.F.40098 to MNHN.F.40106 (field numbers: GL1 to GL9; Ganle locality)

Diagnosis: Wood diffuse-porous. Narrow vessels (tangential diameter < 100 μm), dominantly solitary or in short radial multiples, occurring in low density (<10 per mm^2). Simple perforation plates. Intervessel pits non-vestured, alternate of polygonal shape. Fibres libriform, thin-walled, sometimes septate. Rays almost exclusively uniseriate, rarely biseriate, exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–3 rows of upright and/or square marginal cells. Axial parenchyma paratracheal vasicentric, sometimes aliform confluent. Diffuse apotracheal parenchyma rare. Rhombic crystals abundant in the axial parenchyma and in the rays.

Differential features: This species is distinguished from *Sapindoxylon schleicheroides* Dayal in the fossil genus *Sapindoxylon* in having exclusively heterocellular uniseriate rays.

Description: Wood diffuse-porous, with distinct growth rings marked by small, thick-walled fibres (Plate V, 1–3). Vessels solitary (60–90%) or in short radial multiples of 2–3, 3–6 per mm^2 (average 5 per mm^2), round to oval; tangential diameter 40–90 μm (average 70 μm); vessel elements 50–250 μm (average 145 μm) long. Simple perforation plates. Intervessel pits non-vestured, alternate of polygonal shape, 5–7 μm in diameter (Plate V, 4). Fibres libriform, thin-walled, sometimes septate, 8–15 μm wide. Rays almost exclusively uniseriate, occasionally with biseriate parts (Plate V, 5); 10–12 rays per mm (average 11 per mm), 200–1000 μm high (average 420 μm); rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1 row of upright marginal cells and 1–2 rows of square marginal cells (Plate V, 6). Axial parenchyma paratracheal vasicentric, sometimes aliform confluent. Diffuse apotracheal parenchyma rare. Parenchyma cells 80–150 μm high, 10–20 μm wide. Rhombic crystals abundant in the axial parenchyma and in the rays. The absence of medulla in the heartwood and the presence of lateral root primordia in tangential view indicate that the samples are fossil roots (Plate V, 2).

Discussion: These fossils are characterized in having (1) diffuse-porous wood with distinct growth rings, consisting of small vessels, almost exclusively solitary, (2) exclusively simple perforation plates, (3) paratracheal vasicentric or aliform confluent parenchyma, (4) diffuse apotracheal parenchyma, and (5) heterocellular, almost exclusively uniseriate rays. The general wood anatomy closely resembles that of the fossil genus *Terminalioxylon* (Mädel-Angeliewa and Müller-Stoll, 1973), but the Pondaung samples have small vessels with well-defined pits rather than vestured pits. This latter observation excludes affinities with the extant genus *Terminalia*, the presence of vestured pits being one of its diagnostic features (Van Vliet, 1979). The wood anatomy of the Pondaung specimens is very similar to the structure of the modern family Sapindaceae (Klaassen, 1999), and they correspond to the diagnostic features of the fossil genus *Sapindoxylon* Kräusel (Dayal, 1964). Among the fossil Sapindaceae, our specimens resemble *Pometioxylon tomentosum* Prakash et Tripathi and only differ from it in having significantly smaller vessels (40–90 μm in tangential diameter rather than 65–210 μm for *P. tomentosum*) and

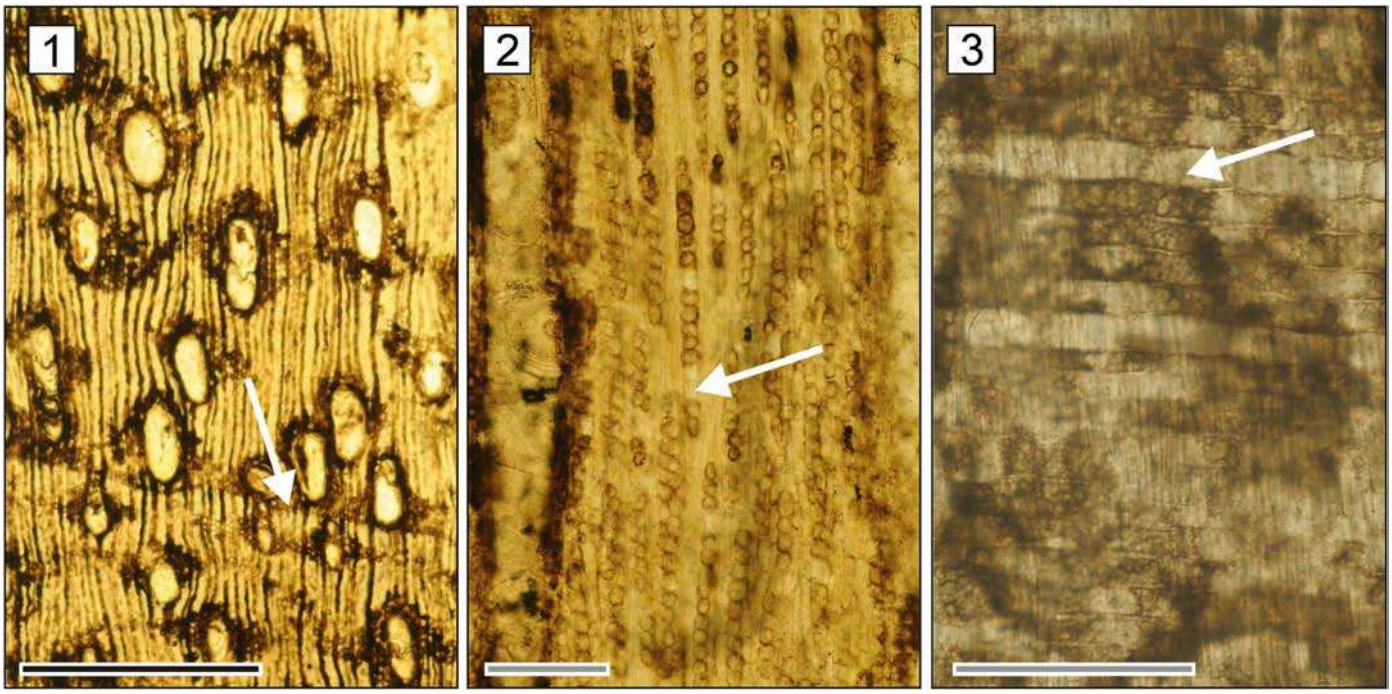


Plate IV. *Terminalioxylon coriaceum* Prakash and Awashti, 1969b (wood sample MNHN.F.40110, Thaminchauk locality). Black scale-bar: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. 1: transverse section showing diffuse porosity and a growth ring boundary marked by a continuous band of confluent parenchyma (white arrow); 2: longitudinal tangential section showing uniseriate rays with isolated square cells (white arrow); 3: longitudinal radial section showing upright ray cells (white arrow) and procumbent rays cells.

in lacking marginal bands of parenchyma (Prakash and Tripathi, 1969; Gottwald, 1994). *Euphorioxylon indicum* Awashti, Guleria et Lakhanpal, *Schleicheroxylon kachchhensis* Awashti, Guleria et Lakhanpal and *Sapindoxylon schleicheroides* Dayal closely resemble our samples but they have homocellular rays, with procumbent cells only (Dayal, 1964; Awashti et al., 1981). Our specimen is therefore described as a new species, *Sapindoxylon burmense* (sp. nov.). A detailed comparative study of modern Asian Sapindaceae shows that the Burmese specimens are similar to the extant wood *Amesiodendron chinense* (Merril) Hu (Baizhong et al., 1995; Klaassen, 1999). *A. chinense* is a common emergent tree in moist deciduous tropical forests of Southeast Asia (F.A.O., 2000; Flora of China, 2007).

4.5. Malvaceae

4.5.1. Bombacoxylon pondaungense Licht, Boura et De Franceschi, sp. nov.

Holotype: MNHN.F.40112.L1/3, L2/3 & L3/3 (field number: T1; Plate VI)

Repository: Muséum national d'Histoire naturelle, Paris

Type locality: Thaminchauk locality, central Myanmar

Stratigraphic horizon: late middle Eocene

Etymology: from the name of the geological unit, the Pondaung Formation

Paratypes: MNHN.F.40113, MNHN.F.40114 and MNHN.F.40116 (field numbers: T2, T4 and T6; Thaminchauk locality)

Diagnosis: Wood diffuse-porous. Large vessels (tangential diameter commonly >250 μm), solitary or in short radial multiples of 2–5, occurring in low density (<5 per mm^2). Simple perforation plates. Intervessel pits alternate of polygonal shape. Rays 4- to 7-seriate, exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–3 rows of upright marginal cells, occasionally with sheath cells. Axial parenchyma paratracheal vasicentric. Axial parenchyma apotracheal diffuse-in-aggregates, in narrow discontinuous lines, 1–2 cells wide. Fibres, axial parenchyma and vessel elements storied, whereas rays are irregularly storied.

Differential features: This species is distinguished from other fossil species of the fossil genus *Bombacoxylon* in having axial parenchyma apotracheal diffuse-in-aggregates, in narrow discontinuous lines, 1–2 cells wide, and fibres, axial parenchyma and vessel elements storied.

Description: Wood diffuse-porous, with faint growth rings marked by small, slightly thick-walled fibres (Plate VI, 1–2). Vessels solitary (60–80%) or in short radial multiples of 2–5, 1–5 per mm^2 (average 3 per mm^2), round to oval; tangential diameter 75–450 μm (average 295 μm); vessel elements 70–500 μm (average 360 μm) long. Simple perforation plates. Intervessel pits alternate of polygonal shape (Plate VI, 3). Fibres libriform, thin-walled, nonseptate, 10–25 μm wide. Rays multiseriate, 4–7 cells wide; 3–4 rays per tangential mm, 300–1400 μm high (average 760 μm, Plate VI, 4–5); rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–3 rows of upright marginal cells, occasionally with sheath cells (Plate VI, 6). Axial parenchyma paratracheal vasicentric, 1–2 cells wide. Axial parenchyma apotracheal diffuse-in-aggregates, in narrow discontinuous lines, 1–2 cells wide (Plate VI, 2). Mineral inclusions were not observed. Fibres, axial parenchyma and vessel elements storied, whereas rays are irregularly storied (Plate VI, 4). Parenchyma cells 75–170 μm high (average 95 μm), 15–25 μm wide.

Discussion: These fossils are characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of medium-sized to large vessels, solitary or in short radial multiples, (2) exclusively simple perforation plates, (3) vasicentric paratracheal parenchyma, (4) apotracheal parenchyma diffuse-in-aggregates, forming narrow discontinuous tangential lines, (5) heterocellular rays with 4–7 seriation and sheath cells, and (6) storied fibres, axial parenchyma and vessel elements. These characters suggest affinities with modern Malvaceae, especially with the Bombacoidae (Brazier and Franklin, 1961), and they correspond to the diagnostic features of the fossil genus *Bombacoxylon* Kräusel (Dupéron et al., 1996). *Bombacoxylon* is recorded in the Upper

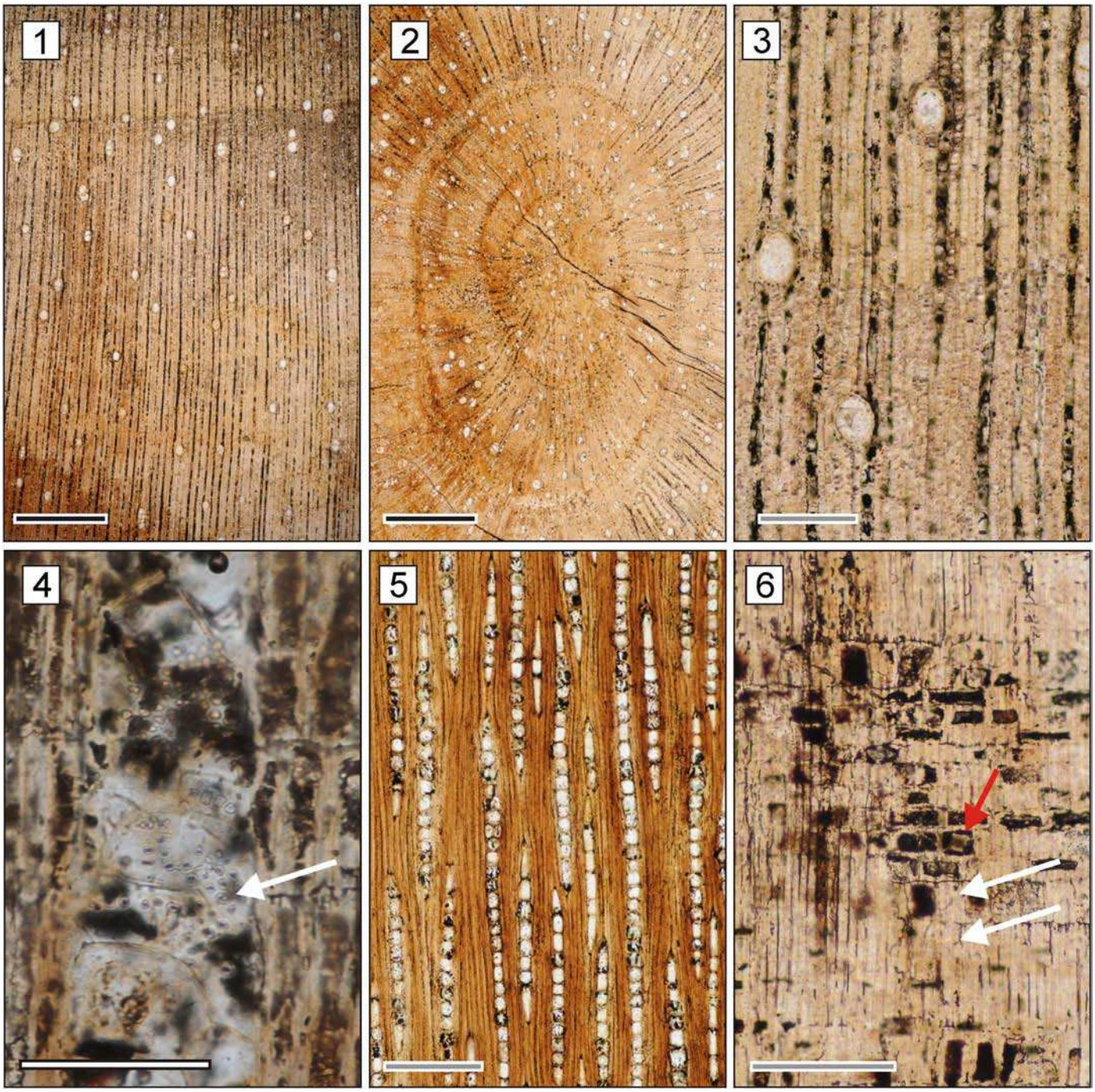


Plate V. *Sapindoxylon burmense*, sp. nov. (holotype, wood sample MNHN.F.40107, Ganle locality). Black scale-bars: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. White scale-bar: 100 μm. 1–2–3: transverse section showing diffuse porosity and growth ring boundaries; note the absence of medulla in heartwood on Fig. 2; 4: longitudinal radial section showing intervessel pits (white arrow) in tylosed vessel; 5: longitudinal tangential section showing uniseriate and rare biseriate rays; 6: longitudinal radial section showing upright ray cells (white arrows) and procumbent rays cells; The red arrow indicates a crystal in a square cell.

Mesozoic to Cenozoic series of North America, Eurasia and Africa (see Dupéron et al., 1996 for a comprehensive review). So far, all the described *Bombacoxylon* specimens differ from our samples in having irregularly storied axial parenchyma, except for *Bombacoxylon gallettii* Beauchamp et Lemoigne from the Upper Cretaceous–Eocene of Ethiopia. However, *B. gallettii* has long, narrow tangential lines of apotracheal parenchyma, smaller (120–250 μm in diameter) and denser vessels (6–9 per mm^2; Beauchamp and Lemoigne, 1973). Therefore, our specimens are assigned to a new species, *Bombacoxylon pondaungense* (sp. nov.). A detailed comparative study of thin sections of modern Malvaceae shows that the Burmese specimens closely resemble the wood of the extant species *Bombax ceiba* L., and share all its diagnostic features (Sint et al., 2013). *B. ceiba* is widespread in Southeast Asia and is often found scattered in mixed deciduous forests or isolated in grassy savannas (Chaturvedi and Pandey, 2001).

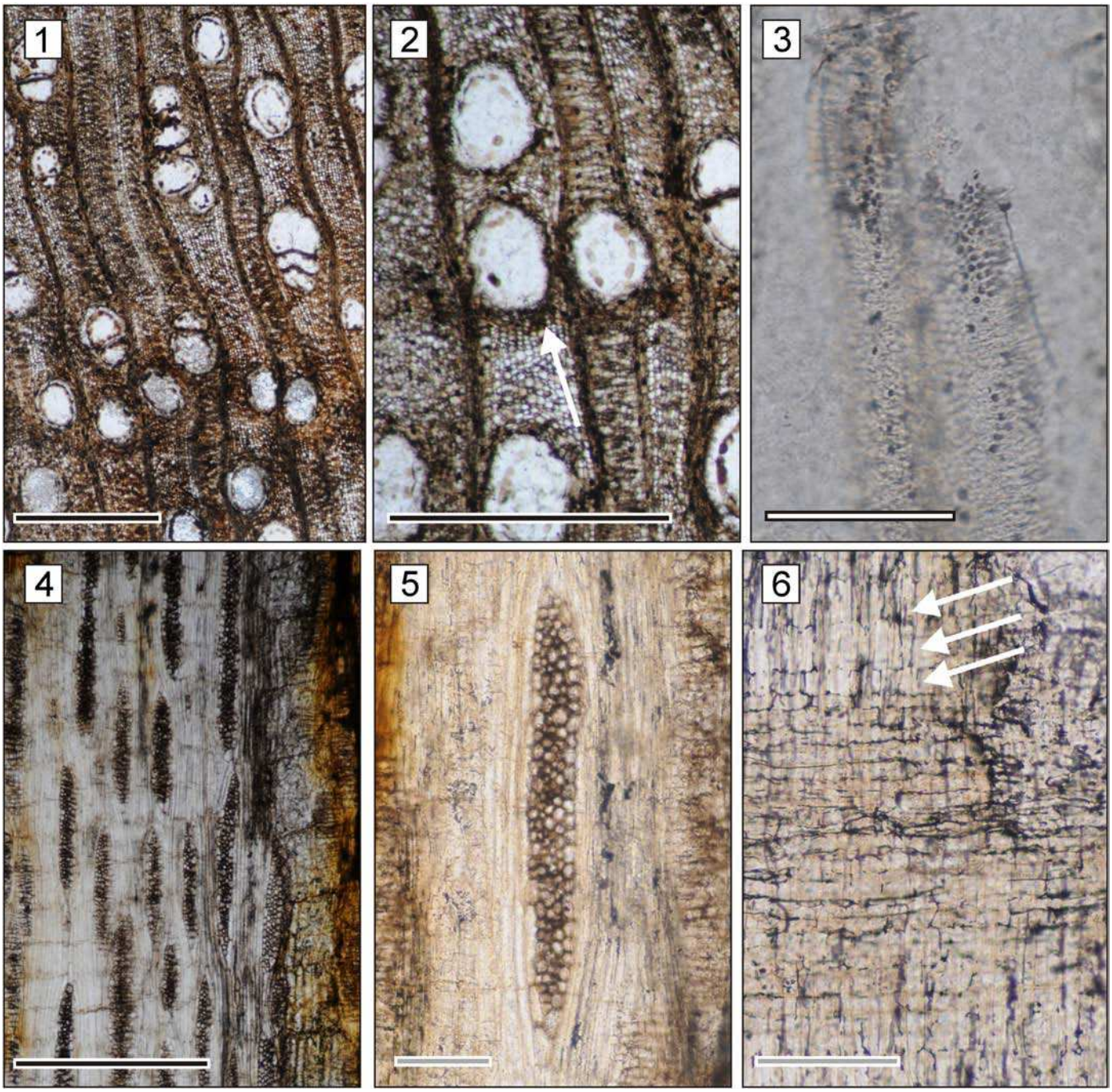


Plate VI. *Bombacoxylon pondaungense*, sp. nov. (holotype, wood sample MNHN.F.40112, Thaminchauk locality). Black scale-bars: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. White scale-bar: 100 μm. 1: transverse section showing diffuse porosity and vessel multiples; 2: transverse section showing a faint growth ring boundary (white arrow) and uniseriate lines of apotracheal parenchyma; 3: longitudinal radial section showing alternate intervessel pits; 4: longitudinal tangential section showing 4- to 5-seriate rays; note the storied character of the fibres; 5: longitudinal tangential section showing a 5-seriate ray with sparse sheath cells; 6: longitudinal radial section showing upright ray cells (white arrows) and procumbent rays cells.

4.6. Dipterocarpaceae

4.6.1. Shoreoxylon panganense Licht, Boura et De Franceschi, sp. nov.

Holotype: MNHN.F.40122.L1/3, L2/3 & L3/3 (field number: PA2; Plate VII)

Repository: Muséum national d'Histoire naturelle, Paris

Type locality: Pangan locality, central Myanmar

Stratigraphic horizon: late middle Eocene

Etymology: from the name of the type locality

Additional specimens: MNHN.F.40133 (field number: YA, Yarshe locality), MNHN.F.40115 (field number: T5, Thaminchauk locality)

Diagnosis: Wood diffuse-porous. Small to medium-sized vessels (tangential diameter commonly <300 μm), solitary or in radial multiples of 2–7 vessels, occurring in intermediate density (5–15 per mm^2). Intervessel pits alternate, of elongated, polygonal shape. Simple perforation plates. Tylosis absent. Rare vasicentric tracheids. Rays 5- to 8-

seriate, exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–3 rows of upright marginal cells. Axial parenchyma paratracheal vasicentric. Axial normal canals, arranged in long tangential lines (>20 canals). Apotracheal parenchyma diffuse-in-aggregates, arranged in discontinuous, uniseriate rows. Prismatic crystals in the axial parenchyma, in crystalliferous strands.

Differential features: This species is distinguished from other species of the fossil genus *Shoreoxylon* in having apotracheal parenchyma diffuse-in-aggregates, arranged in discontinuous, uniseriate rows, and moderatly broad (5- to 8-seriate), irregularly storied rays.

Description: Wood diffuse-porous with faint growth rings, marked by axial canal tangential lines. Vessels solitary (30–60%) or in radial multiples of 2–7 vessels (Plate VII, 1–2), 8–9 per mm^2, round to oval; tangential diameter 50–250 μm (average 130 μm); vessel elements 250–320 μm (average 280 μm) long. Intervessel pits alternate, of elongated, polygonal shape, 3–5 μm in diameter (Plate VII, 3). Simple perforation plates. Tylosis absent. Fibres libriform slightly thick-walled, nonseptate, 10–20 μm wide. Rare vasicentric tracheids. Rays multiseriate, 5- to 8-seriate (Plate VII, 4–5); 3–5 rays per tangential mm, 400–1000 μm high (average 695 μm); rays exclusively

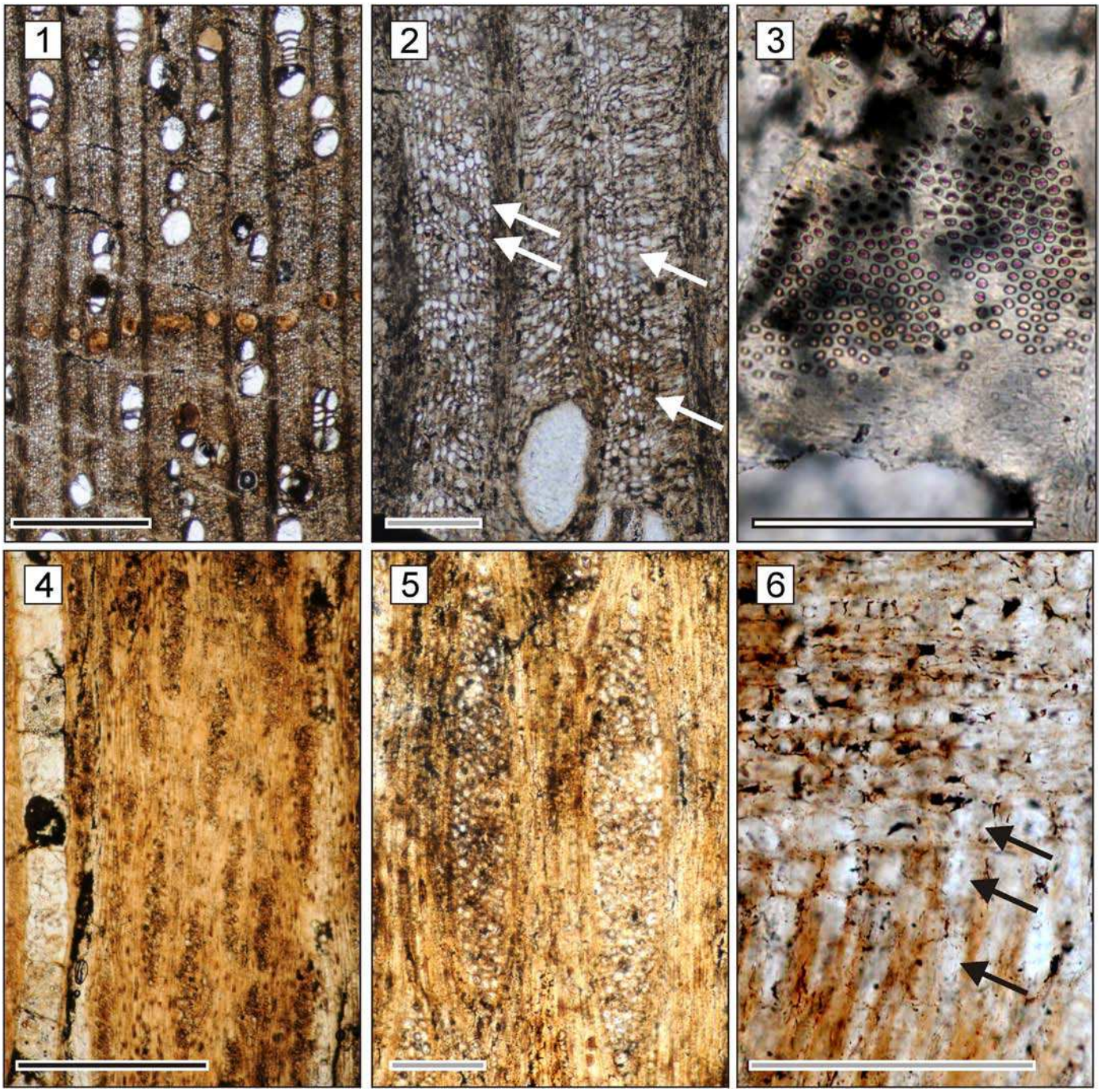


Plate VII. *Shoreoxylon panganense,* sp. nov. (holotype, wood sample MNHN.F.40122, Pangan locality). Black scale-bars: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. White scale-bar: 100 μm. 1: transverse section showing diffuse porosity and a tangential line of axial canals filled with brown content; 2: transverse section showing small uniseriate lines of apotracheal parenchyma (white arrows); 3: longitudinal radial section showing alternate intervessel pits; 4–5: longitudinal tangential sections showing 5- to 8-seriate rays; 6: longitudinal radial section showing upright ray cells (black arrows) and procumbent rays cells.

heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–3 rows of upright marginal cells (Plate VII, 6). Axial parenchyma paratracheal vasicentric. Normal axial canals, 80–200 μm wide (average 125 μm), filled with brown content, arranged in long tangential lines (>20 canals, Plate VII, 1). Apotracheal parenchyma diffuse-in-aggregates, arranged in discontinuous, uniseriate rows (Plate VII, 2). Parenchyma cells 60–115 μm high, 15–30 μm wide. Prismatic crystals in the axial parenchyma, in crystalliferous strands.

Discussion: These fossils are characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of small to medium-sized vessels, solitary or in radial multiples, (2) only simple perforation plates, (3) normal axial canals in long tangential lines, (4) vasicentric paratracheal parenchyma, (5) apotracheal parenchyma diffuse-in-aggregates, arranged in discontinuous uniseriate rows, (6) prismatic crystals abundant in the axial parenchyma, and (7) heterocellular, 5- to 8-seriate rays. These features are characteristic of the Dipterocarpaceae (Brazier and Franklin, 1961; Maury-Lechon and Curtet, 1998), and the presence of long tangential lines of axial canals and of numerous vessel multiples indicates close affinities with the fossil genus *Shoreoxylon* Den Berger (Schweitzer, 1958). *Shoreoxylon* specimens are common in the Neogene deposits of Asia, and more than 40 different fossil species have been identified so far (Gregory et al., 2009). A comparative study of the published fossil taxa indicates that none of them shows long tangential canal lines, widely seriate rays (>5 cells wide) and diffuse-in-aggregates apotracheal parenchyma (Shar et al., 2007; Gregory et al., 2009). *Shoreoxylon thailandense* Vozenin-Serra et Privé-Gill shows similar parenchyma patterns and long tangential canal rows, but it has significantly narrower xylem rays (1–5 cells wide) with a faint storied structure that is absent in our specimen (Vozenin-Serra and Privé-Gill, 1989). The specimens from the Pondaung Formation are therefore described as a new species, *Shoreoxylon panganense* (sp. nov.). A comparative study of modern *Shorea* Roxburgh woods shows that *S. panganense* is similar to several species of the sub-genus *Balau* and closely resembles *Shorea robusta* Gaertner (Suzuki et al., 1991). *S. robusta* (also called the 'sal tree') is a common dipterocarp of South Asia and is found in large, seasonal open forests (Gamble, 1972). Leaves of *S. robusta* have been reported from the Neogene deposits of eastern India (Bande and Srivastava, 1990).

4.6.2. Shoreoxylon burmense Prakash, 1971

Specimen: MNHN.F.40127 (field number: GAN5; Ganle locality; Plate VIII, 1–3)

Description: Wood diffuse-porous. Growth rings absent. Vessels solitary (40–75%) or in radial multiples of 2–7 vessels (Plate VIII, 1); vessels 4–6 per mm^2, round to oval; tangential diameter 150–410 μm (average 315 μm); vessel elements 125–410 μm (average 360 μm) long. Simple perforation plates. Intervessel pits alternate, of elongated, polygonal shape, 3–8 μm in diameter. Larger vessel-ray pits (5 to 15 μm), rounded or elongated. Tyloses common. Fibres libriform thin-walled, nonseptate, 5–15 μm wide. Vasicentric tracheids common, with pits in both radial and tangential walls. Rays of heterogeneous size, commonly multiseriate, up to 2- to 8-seriate but commonly 5–6 cells wide, rarely uniseriate (<10%, Plate VIII, 2); 4–6 rays per tangential mm, 250–1150 μm high (average 660 μm); rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 1–2 rows of upright marginal cells (Plate VIII, 3). Sparse sheath cells. Normal axial canals, 55–140 μm wide (average 105 μm), filled with brown content, arranged in long continuous lines (>20 canals, Plate VIII, 1). The canal lines display a significant angle with the tangential axis (20–30°). Axial paratracheal vasicentric parenchyma. Apotracheal parenchyma rare, diffuse to diffuse-in-aggregates, occurring either in isolated discontinuous uniseriate lines, or in narrow, 1–3 cells wide, continuous marginal bands associated with axial canals. Parenchyma cells 30–60 μm high, 8–16 μm wide. Mineral inclusions were not observed.

Discussion: This fossil is characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of large vessels, solitary or in short radial multiples, (2) exclusively simple perforation plates, (3) presence of tyloses in vessels, (4) common vasicentric tracheids, (5) normal axial canals in long lines, associated with marginal 1- to 3-seriate bands of apotracheal parenchyma, (6) vasicentric paratracheal parenchyma, and (7) heterocellular, 4- to 6-seriate rays. Accordingly, this specimen is assigned to the Dipterocarpaceae (Brazier and Franklin, 1961), and the presence of long lines of axial canals and vessel multiples is characteristic of the fossil genus *Shoreoxylon* (Schweitzer, 1958). This specimen differs from *Shoreoxylon panganense* in having significantly larger vessels, narrower rays, and rare apotracheal parenchyma. Its general wood anatomy resembles that of *Shoreoxylon tipamense* Prakash et Awashti, but the latter differs in having larger axial canals (80–160 μm in diameter) and rhombic crystals in the ray cells (Prakash and Awashti, 1969a). The Pondaung specimen rather resembles *Shoreoxylon burmense* Prakash and shares all its main features, including non-tangential lines of axial canals that can be observed on the transverse thin sections of Prakash (1971). *S. burmense* was first described from a poorly dated locality in central Myanmar that might belong to the Pondaung Series. This fossil wood closely resembles the modern species *Shorea obtusa* Wallich and *Pentacme suavis* A. de Candolle (Prakash, 1971). The presence of large vessels in the Pondaung sample (average >300 μm in diameter) rather suggests closer affinities with *S. obtusa* (Insidewood, 2004–2013). In Myanmar, *S. obtusa* is also called the 'Burma sal tree' and grows in open deciduous forests or isolated in savannas (Gamble, 1972).

4.6.3. Shoreoxylon deomaliense Prakash and Awashti, 1969b

Specimens: MNHN.F.40108 (field number: GL11; Ganle locality), MNHN.F.40111 (field number: THA1-B, Thaminchauk locality; Plate VIII, 4–6)

Description: Wood diffuse-porous with faint growth rings, marked by axial canal tangential lines. Vessels dominantly solitary (80–90%) with occasional radial multiples of 2–3 vessels (Plate VIII, 4), 12–17 per mm^2 (average 15 per mm^2), round to oval; tangential diameter 80–170 μm (average 125 μm); vessel elements 225–450 μm (average 312 μm) long. Intervessel pits alternate, of elongated, polygonal shape, 5–7 μm in diameter. Simple perforation plates. Tyloses sparsely present. Fibres libriform slightly thick walled, nonseptate, 400–900 μm high, 10–25 μm wide. Vasicentric tracheids present. Rays 2- to 6-seriate, commonly 4- to 5-seriate (Plate VIII, 5); 4–7 rays per tangential mm (average 6 per tangential mm), 230–930 μm high (average 500 μm); rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 2–5 marginal rows of upright cells at one or both ends (Plate VIII, 6). Normal axial canals, 50–110 μm wide (average 70 μm), arranged in long tangential lines (>20 canals, Plate VIII, 4). Axial parenchyma paratracheal vasicentric. Apotracheal parenchyma rarely present, diffuse or arranged in discontinuous, marginal uniseriate rows. Apotracheal parenchyma forms also continuous, 1- to 3-seriate marginal bands associated with axial canals. Parenchyma cells 50–70 μm high, 15–25 μm wide. Mineral inclusions were not observed.

Discussion: This fossil is characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of small to medium-sized vessels, dominantly solitary with rare vessel radial multiples, (2) exclusively simple perforation plates, (3) normal axial canals in long tangential lines, (4) paratracheal parenchyma vasicentric, (5) rare apotracheal parenchyma, diffuse or arranged in discontinuous marginal uniseriate rows, and in marginal bands associated with axial canals, and (6) heterocellular, 4- to 5-seriate rays. These features are characteristic of the Dipterocarpaceae (Brazier and Franklin, 1961); long tangential lines of axial canals and numerous vessel multiples indicate affinities with the fossil genus *Shoreoxylon*, as for the latter two species. These specimens differ from *Shoreoxylon panganense* and *Shoreoxylon burmense* in having smaller, denser vessels and less dense apotracheal parenchyma, but they share all the diagnostic features of *Shoreoxylon deomaliense*

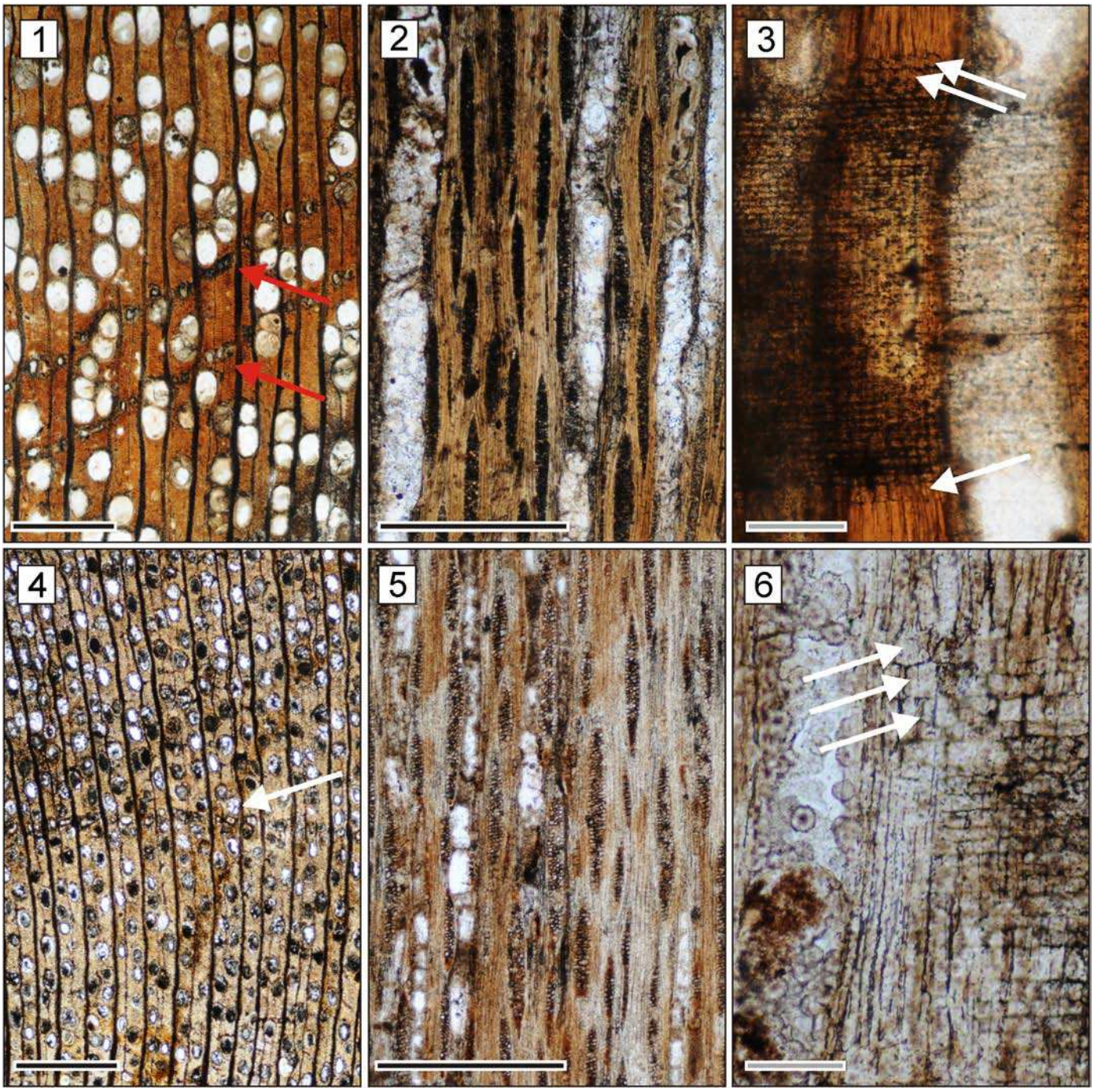


Plate VIII. *Shoreoxylon burmense* Prakash, 1971 (1–3; wood sample MNHN.F.40127, Ganle locality) and *Shoreoxylon deomaliense* Prakash and Awashti, 1969b (4–6; wood sample MNHN.F.40108, Ganle locality). Black scale-bars: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. 1: transverse section of *Shoreoxylon burmense* showing diffuse porosity and lines of axial canals (red arrows); canal lines display a 30° angle with the tangential direction; 2: longitudinal tangential section showing 5- to 6-seriate rays; 3: longitudinal radial section showing upright ray cells (white arrows) and procumbent rays cells; 4: transverse section of *Shoreoxylon deomaliense* showing diffuse porosity and a line of axial canals (white arrow); 5: longitudinal tangential section showing 4- to 5-seriate rays; 6: longitudinal radial section showing upright ray cells (white arrows) and procumbent rays cells.

Prakash et Awashti. No modern affinity was suggested for *S. deomaliense* by Prakash and Awashti (1969b); a comparative study of modern *Shorea* and related species suggests close affinities with *Pentacme suavis*, although the latter has a lower vessel density (Insidewood, 2004–2013). *P. suavis* (a synonym of *Shorea siamensis* Miquel) occurs together with *Shorea obtusa* in open deciduous forests of Burma (Gamble, 1972).

4.7. Theaceae

4.7.1. Schimoxylon benderi Licht, Boura et De Franceschi, sp. nov.

Holotype: MNHN.F.40132.L1/3, L2/3 & L3/3 (field number: PK3; Plate IX)

Repository: Muséum national d'Histoire naturelle, Paris

Type locality: Paukkaung locality, central Myanmar

Stratigraphic horizon: late middle Eocene

Etymology: after Dr. Friedrich K.-H. Bender (1924–2008), who greatly contributed to our understanding of Burmese geology through his 1983 textbook.

Diagnosis: Wood diffuse-porous. Narrow to medium-sized vessels (tangential diameter <250 μm), almost exclusively solitary, with rare radial multiples of 2 vessels, occurring in high density (20–30 per mm^2). Scalariform perforation plates, small, often with less than 10 bars. Helical thickening absent. Intervessel pits alternate of rounded to polygonal shape. Tyloses common. Fibres tracheids sparse. Rays commonly multiseriate, 2–4 cells wide, rarely uniseriate, exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 2–20 rows of upright marginal cells at one or both ends of the rays. Axial parenchyma scanty paratracheal. Apotracheal parenchyma rare, diffuse. Rhombic crystals present in the axial parenchyma, in crystalliferous chambered strands.

Differential features: This species is distinguished from other species of the fossil genus *Schimoxylon* in having a low vessel density (<30 vessels per mm^2) and small scalariform perforation plates (around 10 bars).

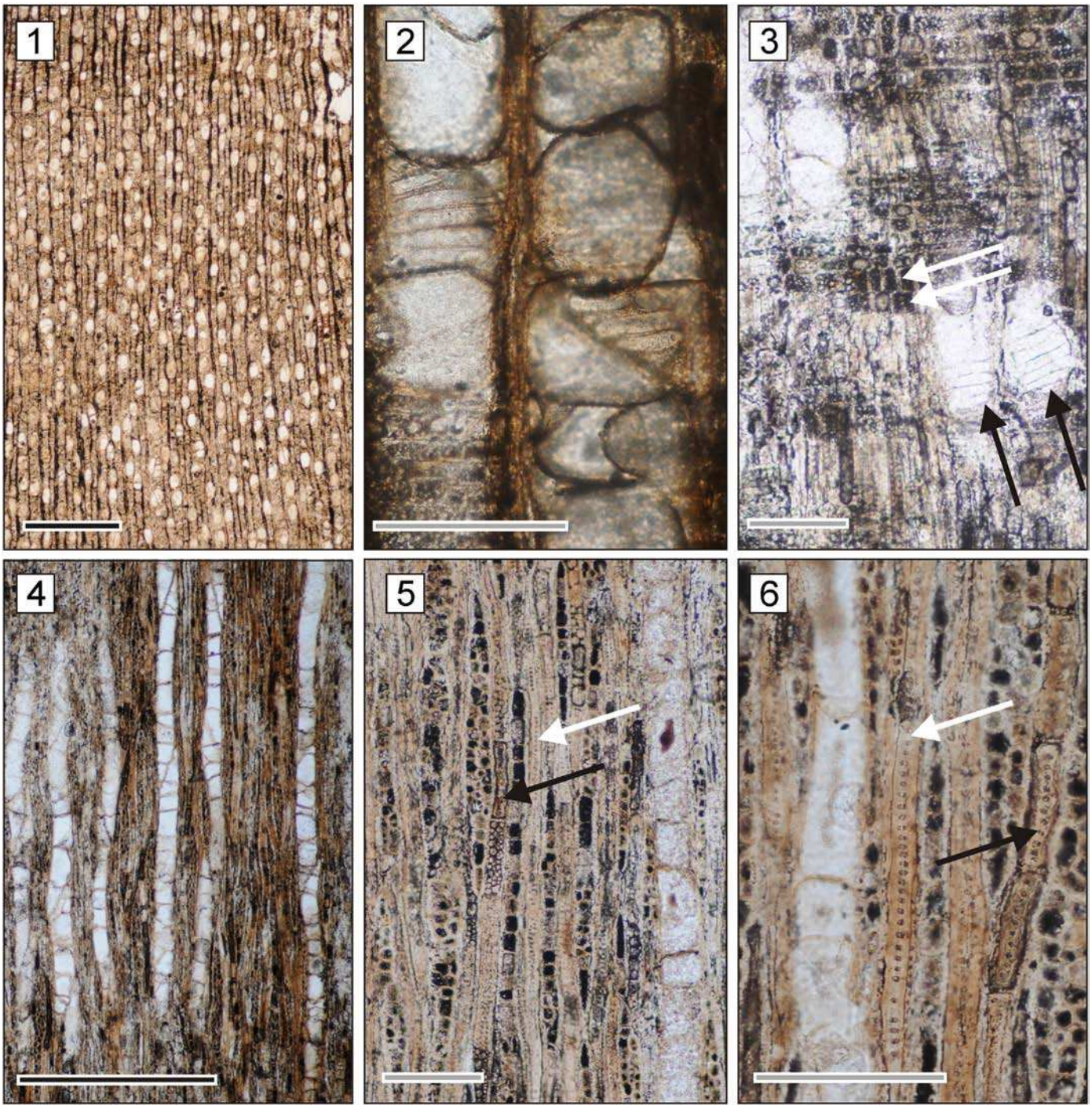


Plate IX. *Schimoxylon benderi*, sp. nov. (holotype, wood sample MNHN.F.40132, Paukkaung locality). Black scale-bars: 1 mm. Gray scale-bars: 200 μm. 1: transverse section showing diffuse porosity; 2–3: longitudinal radial section showing scalariform perforation plates (black arrows) in tylosed vessels, upright ray cells (white arrows) and procumbent rays cells; 4–6: longitudinal tangential section showing tylosed vessels, 1- to 3-seriate rays, minutly pitted fibres (white arrows) and axial parenchyma (black arrows).

Description: Wood diffuse-porous with indistinct growth rings (Plate IX, 1). Vessels almost exclusively solitary, with rare radial multiples of 2 vessels (<10%); 19–24 per mm^2 (average 22 per mm^2), round to oval; tangential diameter 50–200 μm (average 150 μm); vessel elements 45–225 μm (average 160 μm) long. Scalariform perforation plates, with 7–12 bars (Plate IX, 2–3). Helical thickening absent. Intervessel pits alternate of rounded to polygonal shape, 4 to 10 μm in diameter. Larger vessel-ray pits (5 to 13 μm), rounded or elongated. Tyloses common (Plate IX, 4). Fibres libriform thin-walled, nonseptate, 600–1300 μm high, 5–35 μm wide. Fibres tracheids sparse. Fibre pits 1- to 2-seriate, well-rounded to polygonal, 2–3 μm in diameter (Plate IX, 5–6). Rays commonly multiseriate, 2–4 cells wide, rarely uniseriate (<15%); 11–14 rays per tangential mm (average 12 per tangential mm), 150–600 μm high (average 345 μm); rays exclusively heterocellular, composed of procumbent cells, with 2–20 rows of upright marginal cells at one or both ends of the rays (Plate IX, 3–6). Axial parenchyma scanty paratracheal. Apotracheal parenchyma rare, diffuse. Parenchyma cells 50–180 μm high, 20–40 μm wide. Rhombic crystals present in the axial parenchyma.

Discussion: This fossil is characterized in having (1) diffuse-porous wood consisting of medium-sized vessels, almost exclusively solitary, (2) scalariform perforation plates, with 7–12 bars, (3) scanty paratracheal parenchyma, (4) rare diffuse apotracheal parenchyma, and (5) heterocellular, 2- to 4-seriate rays. These features are characteristic of the genus *Schima* Reinwardt (Theaceae) and are similar to those of the fossil genus *Schimoxylon* Kräusel (Kramer, 1974; Liang and Baas, 1991). So far, fossil *Schima* have been rarely described. *Sladenioxylon africanum* Giraud, Bussert et Schrank from the Cretaceous of Sudan is relatively similar to our specimen, but it displays numerous radial multiples of 2–10 vessels (Giraud et al., 1992). *Schimoxylon dachalense* Kräusel from the Cretaceous of Egypt also shows vessel multiples and a significantly higher density of vessels (>60 per mm^2; Kräusel, 1939; Kramer, 1974). *Schimoxylon gordonoides* Kramer from the Cenozoic of Borneo (uncertain age) and *Schimoxylon altingioides* Gottwald from the Eocene of Germany have predominantly solitary vessels, but with a smaller diameter (<100 μm) and larger perforation plates (>20 bars; Kramer, 1974; Gottwald, 1992). *Schima protowallichii* Watari ex K. Terada et M. Suzuki from the Miocene of Japan has denser vessels (>200 per mm^2) with helical thickenings (Choi et al., 2010). Our specimen is therefore described as a new species, *Schimoxylon benderi* (sp. nov.). Within the genus *Schima*, *S. wallichii* Choisy is the only extant species with a low vessel density (<30 per mm^2), and it shares all of the features of our specimen (Liang and Baas, 1990; Suzuki et al., 1991). It can therefore be considered as the nearest living relative of *Schimoxylon benderi*. *Schima wallichii* is a Southeast Asian evergreen tree that grows in a wide range of climates, habitats and soils (Sosef et al., 1998). In eastern India, *S. wallichii* is one of the most common trees after the sal in the sub-Himalayan open-forested foothills (Gamble, 1972).

Table 1
Repartition of the Pondaung fossil taxa between the different fossiliferous localities (precise locations on Fig. 1). The specimens of *Sonneratioxylon caseolarioides* and *Cynometroxylon holdenii* of Privé-Gill et al. (2004) were collected in the vicinity of Pangan area.

		Collection sites							
Family	Fossil taxon	Ganle	Myong Se	Mogaung	Pangan	Paukkaung	Thaminchauk	Than U Daw	Yarshe
Fabaceae	*Acrocarpoxylon siwalicus*							o	
	Acrocarpoxylon ungeri				o		o		
	Bauhinium paleomalabaricum	o	o				o		
	Cynometroxylon holdenii		o		o		o	o	
Moraceae	*Ficoxylon mogaungense*	o		o				o	
Combretaceae	*Terminalioxylon coriaceum*						o		
Lythraceae	*Sonneratioxylon caseolarioides*				o				
Sapindaceae	*Sapindoxylon burmense*	o							
Malvaceae	*Bombacoxylon pondaungense*						o		
Dipterocarpaceae	*Shoreoxylon panganense*				o		o		o
	Shoreoxylon burmense	o							
	Shoreoxylon deomaliense	o					o		
Theaceae	*Schimoxylon benderi*					o			

5. Discussion

5.1. Palaeoenvironmental implications

The tree species identified here include fossil taxa closely related to the genera *Acrocarpus*, *Saraca*, *Bauhinia*, *Cynometra*, *Ficus*, *Terminalia*, *Amesiodendron*, *Bombax*, *Shorea* and *Schima*. Their distribution in the studied localities, together with *Sonneratia* and *Cynometra* specimens identified in the same deposits by Privé-Gill et al. (2004), is shown in Table 1. Applying the Nearest Living Relative Method (NLR) (Mosbrugger and Utescher, 1997) on fossil species as old as the middle Eocene may be speculative. Nevertheless, the nearest living relatives of the Pondaung taxa represent a relatively homogeneous floral association. Most of them co-occur along the Bengal Bay coasts and in the Transhimalayan track area (Gamble, 1972; Collins et al., 1991; Sosef et al., 1998; F.A.O., 2000; S.C.B.D., 2001). Two distinct ecological associations can be distinguished (Table 2): a dry dipterocarp forest assemblage, and a littoral forest assemblage.

Dry dipterocarp forests occur in India, Bangladesh, Nepal, Bhutan, Burma, China and Thailand, in areas with 1,000 to 2,000 mm of annual precipitation and a dry season lasting 3 to 5 months (Appanah, 1998; Gautam and Devoe, 2006). In the Indo-Burma region, sal forests are the most common dry dipterocarp forests and they are dominated by *Shorea robusta* (NLR of *Shoreoxylon panganense*); moist sal forests (included in the "tropical moist deciduous forests" of the F.A.O. forest classification, 2000) are usually distinguished from dry sal forests (included in the "dry tropical forests" F.A.O. class), the latter occurring in drier areas with less than 1,500 mm of annual precipitation (Appanah, 1998; Gautam and Devoe, 2006). *Pentacme siamensis* (NLR of *Shoreoxylon deomaliense*) and *Shorea obtusa* (NLR of *Shoreoxylon burmense*) are among the few other dipterocarps occurring in dry dipterocarp forests, especially in the dry forests of central Myanmar (Davis, 1960; Appanah, 1998). Most of all non-dipterocarp NLR of the Pondaung flora co-occur in modern dry dipterocarp forests. *Schima wallichii* (NLR of *Schimoxylon benderi*), *Ficus benghalensis* (NLR of *Ficoxylon mogaungense*) and *Acrocarpus fraxinifolius* (NLR of *Acrocarpoxylon siwalicus*) are known for being common in the moist sal forests of India, Nepal and Bhutan (Gamble, 1972; Gratzer et al., 1997; Timilsina et al., 2007). *Bombax ceiba* (NLR of *Bombacoxylon pondaungense*) and *Bauhinia malabarica* (NLR of *Bauhinium palaeomalabaricum*) are common in the riparian ecotones of moist sal forests (Lehmkuhl, 1994). Finally, *Amesiodendron chinense* (NLR of *Sapindoxylon burmense*) is absent in the Indo-Burma sal forests but is a common emergent tree in the dipterocarp forests of Thailand (Ashton, 1990).

Sonneratia caseolaris and *Cynometra ramiflora* (NLR of *Sonneratioxylon caseolarioides* and of *Cynometroxylon holdenii* respectively, see Privé-Gill et al., 2004), together with *Saraca indica* (NLR of *Acrocarpoxylon ungeri*), reflect an alternative ecological assemblage, typical of coastal forests in the modern Bengal Bay (Gamble, 1972; Sosef et al., 1998). *Sonneratia caseolaris* and *C. ramiflora* notably occur in the tidal mangroves of the Ganges delta, whereas *S. indica* occurs in coastal areas of eastern India (S.C.B.D., 2001; W.W.F. and McGinley, 2008).

The presence of coastal and mangrove floral elements in half of the visited fossiliferous localities is in accordance with the fluvio-deltaic character of the Pondaung sedimentary series (Aung Naing Soe et al., 2002). Their co-occurrence with dry dipterocarp forest elements in each locality (Table 1) is remarkable and suggests that the latter might have been transported from upstream areas of the Pondaung drainage basin. The transport distance might have been short, as the transition between coastal forests and dipterocarp forests is currently a few tens of kilometers in the Bengal Bay (Collins et al., 1991). The Pondaung fossil woods are therefore interpreted

as representing different ecotones of a dry dipterocarp forest resembling those of modern sal forests, with coastal, riparian and inland elements.

Modern dry dipterocarp forests occur in monsoonal areas with a distinct dry season (F.A.O., 2000). Their close resemblance to the Pondaung forests suggests a seasonal climatic regime for the late middle Eocene of Myanmar, and is coherent with the seasonal features found in fossil jaws and palaeosols (Jaeger et al., 2004; Licht et al., 2014). The presence of well-defined growth rings in several specimens corroborates this interpretation. The co-occurrence of floral elements typical of modern moist and dry sal forests in the Pondaung specimens is notable and might be due to later (Neogene) adaptive shifts and differentiations between tree species. As in South American seasonal forests, the production of leaves and fruits in modern sal forests occurs simultaneously at the beginning of the rainy season (Gautam and Devoe, 2006). Young leaves would thus have represented only a secondary and peripheral source of protein for Pondaung primates and this would explain the lack of folivore primates in the Pondaung fauna (Ramdarshan et al., 2010). The tight correspondence between the Pondaung fossil wood assemblage and modern sal forests is in agreement with the palaeontological observations of Jaeger et al. (2004), which demonstrated that at least one Burmese anthropoid primate (*Pondaungia cotteri*) was adapted to seasonally fluctuating environments with annual food shortage periods.

5.2. Evolutionary implications for the origin of dipterocarps

Dipterocarps are the most typical components of Asian tropical forests. They have been subject to numerous ecological, phytogeographic and phylogenetic studies (see e.g., Dayanandan et al., 1999; Symington et al., 2004; Indrioko et al., 2006). Their biogeographic origin is still poorly constrained by the fossil record and has long been debated (see e.g., Maury-Lechon and Curtet, 1998; Dutta et al., 2011 for exhaustive reviews). The occurrence of lignified angiosperm woods showing diffuse axial resin canals, together with polycadinene biomarkers in fossil oil and resins that are diagnostic of Dipterocarpaceae, in the lower Eocene of India is so far considered as the oldest fossil evidence of dipterocarps (Rust et al., 2010; Dutta et al., 2011). Other evidence for the occurrence of dipterocarps in the Palaeogene is scarce. Fossil dipterocarp leaf and fruit remains were recently reported from the late Eocene Huangniuling Formation of South China (Feng et al., 2013). Dipterocarp pollen were described from the Oligocene of northwest Borneo (Muller, 1981).

The discovery of fossil dipterocarps in the Pondaung Formation is not surprising, because polycadinene biomarkers have been reported from middle Eocene oils of Myanmar (Curiale et al., 1994). The Pondaung dipterocarps are the oldest fossil Dipterocarpaceae so far reported outside the Indian sub-continent. The attribution of the Pondaung Dipterocarpaceae species to the fossil genus *Shoreoxylon* is noteworthy, and suggests that *Shorea* might be one of the earliest genera of the family. Interestingly, the dipterocarp remains from the upper Eocene of China are also attributed to *Shorea*, and they are associated with a floral assemblage suggesting marked seasonality at that time (Feng et al., 2013). The Pondaung and Huangniuling floral assemblages indicate an early adaptation to seasonal, partly open environments, which might have then favored their dispersal in the Old World (Maury et al., 1975; Maury, 1979).

Table 2
Distribution of the Pondaung fossil taxa in the modern tropical forests of the Indo-Burma region, following the repartition of their Nearest Living Relatives (NLR). Forest classification and taxa repartition adapted from Champion and Seth (1968), Appanah (1998), Collins et al. (1991), F.A.O. (2000) and S.C.B.D. (2001). ++: commonly present; +: occasionally present.

		Forest types					
Fossil taxon	NLR	Tropical evergreen rain forests	Tropical semi-evergreen forests	Tropical moist deciduous (monsoonal) forests	Dry tropical forests/woodlands	Littoral and swamp forests	
Ficoxylon mogaungense	*Ficus benghalensis*		+	++	++		Dry dipterocarp forest assemblage
Bauhinium paleomalabaricum	*Bauhinia malabarica*		+	++	++		
Shoreoxylon panganense	*Shorea robusta*		+	++	++		
Shoreoxylon burmense	*Shorea obtusa*				++		
Shoreoxylon deomaliense	*Pentacme suavis?*		+	+	++		
Terminalioxylon coriaceum	*Terminalia tomentosa?*			++	++		
Bombacoxylon pondaungense	*Bombax ceiba*		+	+	+		
Schimoxylon benderi	*Schima wallichii*		++	++	+		
Sapindoxylon burmense	*Amesiodendron chinense*	+	++	++			
Acrocarpoxylon siwalicus	*Acrocarpus fraxinifolius*		++	++			
Acrocarpoxylon ungeri	*Saraca indica*		+	+		++	Littoral forest assemblage
Sonneratioxylon caseolarioides	*Sonneratia caseolaris*					++	
Cynometroxylon holdenii	*Cynometra ramiflora*					++	

6. Conclusion

The Pondaung Formation yielded a homogeneous assemblage of angiosperms reflecting different ecotones of a palaeo dry dipterocarp forest resembling those of the modern Indian sal forests, in which coastal, riparian, and inland elements were identified. This floral assemblage contrasts with the common idea that lowland rainforests were widespread in the area during the Eocene. It indicates a seasonal climate with a significant dry season for the late middle Eocene of Myanmar, in accordance with other palaeobotanical data from Southeast Asia (Utescher and Mosbrugger, 2007). It suggests that the palaeoenvironments of the Burmese anthropoids was more open and diversified than previously thought (Tsubamoto et al., 2005). It also provides the oldest fossil woods of Dipterocarpaceae outside the Indian sub-continent, and indicates that early Dipterocarpaceae were adapted to seasonal tropical climates despite their modern preferential distribution centered around warm ever-wet rainforests.

Acknowledgments

This work has been supported by the ANR-09-BLAN-0238-02 Program, the CNRS UMR 7262, 7207 and 7358, the University of Poitiers and the Ministry of Culture of the Republic of the Union of Myanmar. We thank the many colleagues of the French–Burmese palaeontological team who helped us in the field; M. Lemoine (MNHN, UMR 7209) and V. Rommevaux (CNRS, UMR 7207) are gratefully thanked for preparing wood sections. We also thank D. Pons (UPMC, UMR7207), C. Privé-Gill (UPMC, UMR7207), S. Mallet, L. Foley-Ducrocq, H. Kerp and an anonymous reviewer for their comments which contributed to improve the manuscript.

References

Allen, R., Najman, Y., Carter, A., Barfod, D., Bickle, M.J., Chapman, H.J., Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Parrish, R.R., 2008. Provenance of the Tertiary sedimentary rocks of the Indo-Burman Ranges, Burma (Myanmar): Burman arc or Himalayan-derived? J. Geol. Soc. Lond. 165, 1045–1057.

Appanah, S., 1998. Management of natural forests. In: Appanah, S., Turnbull, J.M. (Eds.), A Review of Dipterocarps. Center for International Forestry Research, pp. 133–149.

Aung Naing Soe, Myitta, Soe Thura Tun, Aung Aung Kyaw, Tin Thein, Marandat, B., Ducrocq, S., Jaeger, J.J., 2002. Sedimentary facies of the Late middle Eocene Pondaung

Formation (central Myanmar) and the palaeoenvironments of its Anthropoid Primates. C. R. Palevol 1, 153–160.
Ashton, P.S., 1990. Thailand: biodiversity center for the tropics of Indo-Burma. ScienceAsia 16, 107–116.
Awashti, N., Guleria, J.S., Lakhanpal, R.N., 1981. Two new fossil woods of Sapindaceae from the Tertiary of India. Palaeobotanist 30, 12–21.
Baizhong, L., Ter Welle, B.J.H., Klaassen, R.K.W.M., 1995. Wood anatomy of trees and shrubs from China VII. Sapindaceae. IAWA J. 16, 191–215.
Bande, M.B., Srivastava, G.P., 1990. Late Cenozoic plant impressions from Mahuadanr Valley, Palamu District, Bihar. Palaeobotanist 37 (3), 331–366.
Beard, K.C., Jaeger, J.J., Chaimanee, Y., Rossie, J.B., Aung Naing Soe, Soe Thura Tun, Marivaux, L., Marandat, B., 2005. Taxonomic status of purported primate frontal bones from the Eocene Pondaung Formation of Myanmar. J. Hum. Evol. 49, 468–481.
Beard, K.C., Marivaux, L., Chaimanee, Y., Jaeger, J.J., Marandat, B., Tafforeau, P., Soe, A.N., Tun, S.T., Kyaw, A.A., 2009. A new primate from the Eocene Pondaung Formation of Myanmar and the monophyly of Burmese amphipithecids. Proc. R. Soc. B 276, 3285–3294.
Beauchamp, J., Lemoigne, Y., 1973. Description d'une paléoflore du Crétacé terminal-Eocène dans le massif du Chercher (province d'Harar, Ethiopie). Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 56, 167–180.
Bender, F., 1983. Geology of Burma. Gebrüder Borntraeger Edition, Berlin Stuttgart.
Boureau, E., 1950. Contribution à l'étude paléoxylologique de l'Indochine II): présence du *Ficoxylon Saurinii* n. sp. dans le "terrain rouge" du Cambodge. Bull. Serv. Géol. d'Indochine, Saigon 29, 17–29.
Boureau, E., 1952. Contribution à l'étude paléoxylologique de l'Indochine V): Bois fossiles de l'Annam et du Cambodge. Mém. Mus. Natl. Hist. Nat. Sér. C 2, 1–26.
Brazier, J.D., Franklin, G.L., 1961. Identification of hardwoods. A microscope key. For. Prod. Res. Bull. 46.
Chaimanee, Y., Chavasseau, O., Beard, K.C., Kyaw, A.A., Soe, A.N., Sein, C., Lazzari, V., Marivaux, L., Marandat, B., Swe, M., Rugbumrung, M., Lwin, T., Valentin, X., Thein, Zin Maung Maung, Jaeger, J.J., 2012. Late middle Eocene primate from Myanmar and the initial anthropoid colonization of Africa. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A. 109, 10293–10297.
Champion, H.G., Seth, S.K., 1968. General Silviculture for India. Goverment of India, Publication Branch, Dept. of Printing and Stationery.
Chaturvedi, O.P., Pandey, N., 2001. Genetic divergence in *Bombax ceiba* L. Germplasms. Silvae Genet. 5, 3–5.
Chavasseau, O., Chaimanee, Y., Coster, P., Emonet, E.G., Soe, Aung Naing, Kyaw, Aung Aung, Maung, Aye, Rugbumrung, M., Shwe, Hla, Jaeger, J.J., 2010. First record of a chalicothere from the Miocene of Myanmar. Acta Palaeontol. Pol. 55, 13–22.
Chhibber, H.L., 1934. The Geology of Burma. Macmillan and Co Limited, London.
Choi, S.-K., Kim, K., Jeong, E.-K., Terada, K., Suzuki, M., Uematsu, H., 2010. Fossil woods from the Miocene in the Yamagata Prefecture, Japan. IAWA J. 31, 95–117.
Collins, N.M., Sayer, J.A., Whitmore, T.C., 1991. The Conservation Atlas of Tropical Forests: Asia and the Pacific. MacMillan, UK.
Curiale, J.A., Kyi, P., Collins, I.D., Din, A., Nyein, K., Nyunt, M., Stuart, C.J., 1994. The central Myanmar (Burma) oil family—composition and implication for source. Org. Geochem. 22, 237–255.
Davis, J.H., 1960. The Forests of Burma. Dept. of Botany, Univ. of Florida.
Dayal, R., 1964. *Sapindoxylon schleicheroides* sp. nov., a fossil dicotyledonous wood from the Deccan Intertrappen beds of Madhya Pradesh. Palaeobotanist 13, 163–167.
Dayanandan, S., Ashton, P.S., Williams, S.M., Primack, R.B., 1999. Phylogeny of the Tropical tree family Dipterocarpaceae based on nucleotide sequences of the Chloroplast RBCL Gene. Am. J. Bot. 86, 1182–1190.
De Franceschi, D., Hoorn, C., Antoine, P.O., Cheema, I.U., Flynn, L.J., Lindsay, E.H., Marivaux, L., Métais, G., Rajpar, A.R., Welcomme, J.L., 2008. Floral data from the mid-Cenozoic of central Pakistan. Rev. Palaeobot. Palynol. 150, 115–129.
De Franceschi, D., Boura, A., Nath, C., Pélissier, R., 2011. Growth rings in tropical moist evergreen forest trees in South India. Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology Conference, Oral Presentation Abstracts. Muséum des Sciences Naturelles Orléans, France.
Dupéron, J., Dupéron-Laudoueneix, M., Durrani, K.H., 1996. Découverte de *Bombacoxylon owenii* (Carr.) Gottwald dans le Cénozoïque du Pakistan; historique et interets de l'espèce. Palaeontogr. Abt. B 239 (1–3), 59–75.
Dutta, S., Tripathi, S.M., Mallick, M., Mathews, R.P., Greenwood, P.F., Rao, M.R., Summons, R.E., 2011. Eocene out-of-India dispersal of Asian dipterocarps. Rev. Palaeobot. Palynol. 166, 63–68.
F.A.O. (Food and Agriculture Organization), 2000. Global Forest Resources Assessment 2000, vol. 140 (United Nations).
Feng, X., Tang, B., Kodrul, T.M., Jin, J., 2013. Winged fruits and associated leaves of *Shorea* (Dipterocarpaceae) from the Late Eocene of South China and their phytogeographic and paleoclimatic implications. Am. J. Bot. 100, 574–581.
Fessler-Vrolant, C., 1976. Etude paléoxylologique du Tertiaire de la Tunisie septentrionale: présence d'un bois de la famille des Moraceae. 97e Congrès National des sociétés savantes, Nantes, 1972. Sciences, Fascicule 4, pp. 19–30.
Flora of China editorial committee, 2007. Flora of China, vol. 12. Science Press and Missouri Botanical Garden Press, Beijing & St. Louis.
Gamble, J.S., 1972. A Manual of Indian Timbers. Bishen Singh Mahendra Pal Singh.
Gautam, K.H., Devoe, N.N., 2006. Ecological and anthropogenic niches of sal (*Shorea robusta* Gaertn.f.) forest and prospects for multiple-product forest management—a review. Forestry 79, 81–101.
Giraud, B., Bussert, R., Schrank, E., 1992. A new Theacean wood from the Cretaceous of northern Sudan. Rev. Palaeobot. Palynol. 75, 289–299.
Gottwald, H.P.J., 1992. Hölzer aus Marinen Sanden des Oberen Eozän von Helmstedt (Niedersachsen). Palaeontogr. Abt. B 225, 27–103.
Gottwald, H.P.J., 1994. Tertiäre Kieselhölzer aus dem Chindwinn-Bassin im nordwestlichen Myanmar (Birma). Doc. Nat. 86.
Gratzer, G., Rai, P.B., Glatzel, G., 1997. Ecology of the *Abies densa* forests of the IFMP—Ura, Bhutan. IFMP research report.
Gregory, M., Poole, I., Wheeler, E.A., 2009. Fossil dicot wood names: an annotated list with full bibliography. IAWA J. Suppl. 6.
Hall, R., 2012. Late Jurassic–Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. Tectonophysics 570–571, 1–41.
Hass, H., Rowe, N.P., 1999. Thin sections and wafering. In: Jones, T.P., Rowe, N.P. (Eds.), Fossil Plants and Spores: Modern Techniques. The Geological Society of London, London, pp. 76–81.
Head, J.J., Holroyd, P.A., Hutchison, J.H., Ciochon, R.L., 2005. First report of snakes (serpentes) from the late middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar. J. Vertebr. Paleontol. 25 (1), 246–250.
IAWA committee, 1989. IAWA list of microscopic features for hardwood identification. IAWA Bull. 10, 219–332.
Ilic, J., 1991. CSIRO Atlas of Hardwoods. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
Indrioko, S., Gailing, O., Finkeldey, R., 2006. Molecular phylogeny of Dipterocarpaceae in Indonesia based on Chloroplast DNA. Plant Syst. Evol. 261, 99–115.
Insidewood, 2004–2013. . Published on the Internet http://insidewood.lib.ncsu.edu/search.
Jaeger, J.J., Thein, Tin, Benammi, M., Chaimanee, Y., Aung Naing Soe, Lwin, Thit, Tun, Than, Wai, San, Ducrocq, S., 1999. A new primate from the middle Eocene of Myanmar and the Asian early origin of anthropoids. Science 286, 528–530.
Jaeger, J.J., Chaimanee, Y., Tafforeau, P., Ducrocq, S., Soe, A.N., Marivaux, L., Sudre, J., Tun, S.T., Htoon, W., Marandat, B., 2004. Systematics and paleobiology of the anthropoid primate *Pondaungia* from the late middle Eocene of Myanmar. C. R. Palevol 3, 243–255.
Jolly-Saad, M.C., Dupéron-Laudoueneix, M., Dupéron, J., Bonnefille, R., 2010. *Ficoxylon* sp., a fossil wood of 4.4 Ma (middle Awash, Ethiopia). C. R. Palevol 9, 1–4.
Kay, R.F., Schmitt, D., Vinyard, C.J., Perry, J.M.G., Shigehara, N., Takai, M., Egi, N., 2004. The paleobiology of Amphipithecidae, South Asia late Eocene primates. J. Hum. Evol. 46, 3–25.
Klaassen, R., 1999. Wood anatomy of the Sapindaceae. IAWA J. Suppl. 2.
Koek-Noorman, J., Topper, S.M.C., Ter Welle, B.J.K., 1984. The systematic wood anatomy of the Moraceae (Urticales). III. Tribes Ficeae. IAWA Bull. 5 (4), 330–334.
Kramer, K., 1974. Die Tertiären Hölzer Südost-Asiens (unter Ausschluss der Dipterocarpaceae). Palaeontogr. Abt. B 145, 1–150.
Kräusel, R., 1939. Die fossilen Pflanzen Ägyptens. Abh. Bayerischen Akad. Wiss. München (N.F.) 47, 1–140.
Lehmkuhl, J.F., 1994. A classification of subtropical riverine grassland and forest in Chitwan National Park, Nepal. Vegetatio 111, 29–43.
Liang, D., Baas, P., 1990. Wood anatomy of trees and shrubs from China. II. Theaceae. IAWA Bull. 11, 337–378.
Liang, D., Baas, P., 1991. The wood anatomy of the Theaceae. IAWA Bull. 12, 333–353.
Licht, A., Cojan, I., Caner, L., Aung Naing Soe, Jaeger, J.J., France-Lanord, C., 2014. Role of permeability barriers in alluvial hydromorphic palaeosols: the Eocene Pondaung Formation, Myanmar. Sedimentology. http://dx.doi.org/10.1111/sed.12059 (in press).
Mädel-Angeliewa, E., Müller-Stoll, W.R., 1973. Kritische Studien über fossile Combretaceen-Hölzer: über Hölzer vom Typus *Terminalioxylon* G. Schönfeld mit einer Revision des Bisher zu *Evodioxylon* Chiarugi gestellten Arten. Palaeontogr. Abt. B 142, 117–136.
Maury, G., 1979. Intérêt systématique et phylogénique des caractères juvéniles (germination, embryon mûr, plantules) chez les Diptérocarpacées. Bull. Soc. Bot. Fr. 126, 13–21.
Maury, G., Muller, J., Lugardon, B., 1975. Notes on the morphology and fine structure of the exine of some pollen types in Dipterocarpaceae. Rev. Palaeobot. Palynol. 19, 241–289.
Maury-Lechon, S.G., Curtet, L., 1998. Biogeography and evolutionary systematics of Dipterocarpaceae. In: Appanah, S., Turnbull, J.M. (Eds.), A Review of Dipterocarps. Center for International Forestry Research, pp. 5–44.
Metcalfe, C.R., Chalk, L., 1950. Anatomy of the Dicotyledons. Oxford at the Clarendon Press.
Morley, C.K., 2009. Evolution from an oblique subduction back-arc mobile belt to a highly oblique collisional margin: the Cenozoic tectonic development of Thailand and eastern Myanmar. In: Cawood, P.A., Kröner, A. (Eds.), Earth Accretionary Systems in Space and Time.Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 318, 373–404.
Mosbrugger, V., Utescher, T., 1997. The coexistence approach—a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 134, 61–86.
Muller, J., 1981. Fossil pollen records of extant angiosperms. Bot. Rev. 47, 1–142.
Noetling, F., 1895. Tertiary system in Burma. Rec. Geol. Surv. India 28, 59–86.
Pilgrim, G.E., Cotter, G. de P., 1916. Some newly discovered Eocene Mammals from Burma. Rec. Geol. Surv. India 47, 42–79.
Pivnik, D.A., Nahm, J., Tucker, R.S., Smith, G.O., Nyein, K., Nyunt, M., Maung, P.H., 1998. Polyphase deformation in a fore-arc/back-Arc Basin, Salin Subbasin, Myanmar (Burma). AAPG Bull. 82 (10), 1837–1856.
Prakash, U., 1965. Fossil wood of *Lagerstroemia* from the Tertiary of Burma. Curr. Sci. 16, 484–485.
Prakash, U., 1971. Fossil woods from the Tertiary of Burma. Palaeobotanist 20, 48–70.
Prakash, U., Awashti, N., 1969a. Fossil woods from the Tertiary of eastern India. 1. Palaeobotanist 18, 32–44.
Prakash, U., Awashti, N., 1969b. Fossil woods from the Tertiary of eastern India. 2. Palaeobotanist 18, 219–225.

Prakash, U., Bande, M.B., 1980. Some more fossil woods from the Tertiary of Burma. Palaeobotanist 26 (3), 261–278.
Prakash, U., Prasad, M., 1983. Wood of *Bauhinia* from the Siwalik Beds of Uttar Pradesh, India. Palaeobotanist 32, 140–145.
Prakash, U., Tripathi, P.P., 1969. Fossil woods from the Tertiary of Hailakandi, Assam. Palaeobotanist 18, 20–31.
Prasad, M., 1993. Siwalik (middle Miocene) woods from the Kalagarh area in the Himalayan foot hills and their bearing on palaeoclimate and phytogeography. Rev. Palaeobot. Palynol. 76, 49–82.
Privé-Gill, C., Vozenin-Serra, C., Ducrocq, S., Soe, Aung Naing, Jaeger, J.J., 2004. Bois de la Formation Pondaung, Eocène moyen du Myanmar. Implications paléoenvironnementales. Palaeontogr. Abt. B 267, 57–65.
Ramdarshan, A., Merceron, G., Tafforeau, P., Marivaux, L., 2010. Dietary reconstruction of the Amphipithecidae (Primates, Anthropoidea) from the Paleogene of South Asia and paleoecological implications. J. Hum. Evol. 59, 96–108.
Rasingam, L., Parathasarathy, N., 2009. Tree species diversity and population structure across major forest formations and disturbance categories in Little Andaman Island, India. Trop. Ecol. 50, 89–102.
Rust, J., Singh, H., Rana, R.S., McCann, T., Singh, L., Anderson, K., Sarkar, N., Nascimbene, P.C., Stebner, F., Thomas, J.C., Solorzano-Kraemera, M., Williams, C.J., Engel, M.S., Sahni, A., Grimaldi, D., 2010. Biogeographic and evolutionary implications of a diverse paleobiota in amber from the early Eocene of India. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A. 107, 18360–18365.
S.C.B.D., 2001. Assessment, Conservation and Sustainable Use of Forest Biodiversity. CBD Technical series, no. 3. Secretariat of the Convention on Biological Diversity, Montreal.
Schweitzer, H.J., 1958. Die fossilen Dipterocarpaceen-Hölzer. Palaeontogr. Abt. B 105, 1–66.
Shar, M., Trimizi, S.A.S., Ahmed, B., 2007. *Shoreoxylon ranikotensis* sp. nov., a new species of fossil wood Dipterocarpaceae from Ranikot Fort area, district Jamshoro, Sindh, Pakistan. Pak. J. Bot. 39, 2327–2335.
Sint, K.M., Adamopoulos, S., Koch, G., Hapla, F., Militz, H., 2013. 2013. Wood anatomy and topochemistry of *Bombax ceiba* L. and *Bombax insigne* Wall. Bioresources 8, 530–544.
Sosef, M.S.M., Hong, L.T., Prawirohatmodjo, S., 1998. Plant resources of South East Asia. Timber Trees: Lesser-Known Timbers, vol. 5. Backhuys Publishers, Leiden.
Suzuki, M., Noshiro, S., Takahashi, A., Yoda, K., Joshi, L., 1991. Wood structure of Himalayan plants. In: Ohba, H., Malla, S.B. (Eds.), The Himalayan Plants, vol. 2. University of Tokyo Press, pp. 17–65.
Symington, C.F., Ashton, P.S., Appanah, S., 2004. Foresters' manual of dipterocarps. Malayan forest records, n. 16.
Theobald, W., 1873. On the geology of Pegu. Memoire of the Geological Survey of India.
Timilsina, N., Ross, M.S., Heinen, J.T., 2007. A community analysis of sal (*Shorea robusta*) forests in the western Terai of Nepal. For. Ecol. Manag. 241, 223–234.
Tsubamoto, T., Egi, N., Takai, M., Sein, C., Maung, M., 2005. Middle Eocene ungulate mammals from Myanmar: a review with description of new specimens. Acta Palaeontol. Pol. 50, 117–138.
Utescher, T., Mosbrugger, V., 2007. Eocene vegetation patterns reconstructed from plant-diversity—a global perspective. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 247, 243–271.
Van Vliet, G.J.C.M., 1979. Wood anatomy of the Combretaceae. Blumea 25, 141–223.
Vozenin-Serra, C., Privé-Gill, C., 1989. Bois plio-pléistocènes du gisement de Saropée, Plateau de Khorat, Est de la Thaïlande. Rev. Palaeobot. Palynol. 60, 225–254.
Wheeler, E.A., Baas, P., 1993. The potentials and limitations of dicotyledonous wood anatomy for climatic reconstructions. Paleobiology 19, 487–498.
World Wild Fund, McGinley, M., 2008. Orissa semi-evergreen forests. In: Cleveland, J.S. (Ed.), Encyclopedia of Earth. Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment, Washington D.C.
Yadav, R.R., 1988. Some more fossil woods from the Lower Siwalik sediments of Kalagarh, Uttar Pradesh and Nalagarh, Himachal Pradesh. Palaeobotanist 37, 52–62.

Chapitre 9

L'Eocène moyen à tardif de Birmanie : synthèse paléoenvironnementale

1 Paléoflore : bois fossiles non soumis à publication

La préparation des lames minces de bois fossiles collectés en Birmanie a été réalisée en plusieurs étapes. Les deux dernières livraisons de lames, remises tardivement, ont délivré un spécimen supplémentaire de *Shoreoxylon panganense* (référence de l'échantillon : GAN-1 ; site de Ganle), deux échantillons de *Sapindoxylon burmense* (référence : N1 et N3 ; site de Nyaungpinle), un échantillon de *Ficoxylon mogaungense* (référence : N4 ; site de Nyaungpinle), ainsi que trois échantillons d'espèces non décrites précédemment : *Glutoxylon burmense* Chowdhury, *Heritieroxylon arunachalensis* Lakhanpal, Prakash et Awashti et *Menispermoxylon* nov. spec..

1.1 *Glutoxylon burmense* Chowdhury

Echantillon référence : LKA, site de Lema Kyitchaung.

Description : Bois à porosité diffuse. Cernes de croissance non observés. Vaisseaux solitaires (20-40%) ou en groupes radiaux de 2-10 vaisseaux (figure 46a). 6-9 vaisseaux par mm^2 (7 en moyenne), ronds à ovales, diamètre 40-190 µm (100 µm en moyenne), longueur 200-400 µm (290 µm en moyenne). Perforations simples. Ponctuations alternes, non ornées, de forme ovale allongée, 3-8 µm de diamètre. Ponctuations rayon-vaisseau très larges (5 à 30 µm de diamètre), de forme allongée, irrégulière. Tylose abondante. Fibres libriformes, à parois fines, non-septées, 4-10 µm de largeur. Rayons majoritairement uniseriés, plus rarement 2-3 seriés (figure 46b). Canaux radiaux fins (30 à 50 µm de diamètre) fréquemment associés aux rayons multisériés. 10-18 rayons par mm tangentiel (14 en moyenne), 40-400 µm de hauteur (240 µm en moyenne). Rayons homocellulaires ou faiblement hétérocellulaires, avec une rangée de cellules légèrement plus dressées en bordure (figure 46c). Parenchyme axial paratrachéal absent ou ponctuellement vasicentrique. Parenchyme apotracheal organisé en bandes tangentielles continues de 1-3 cellules de large, régulièrement espacées, 2-4 par mm. Cellules de parenchyme 20 à 60 µm de haut, 10-30 µm de large.

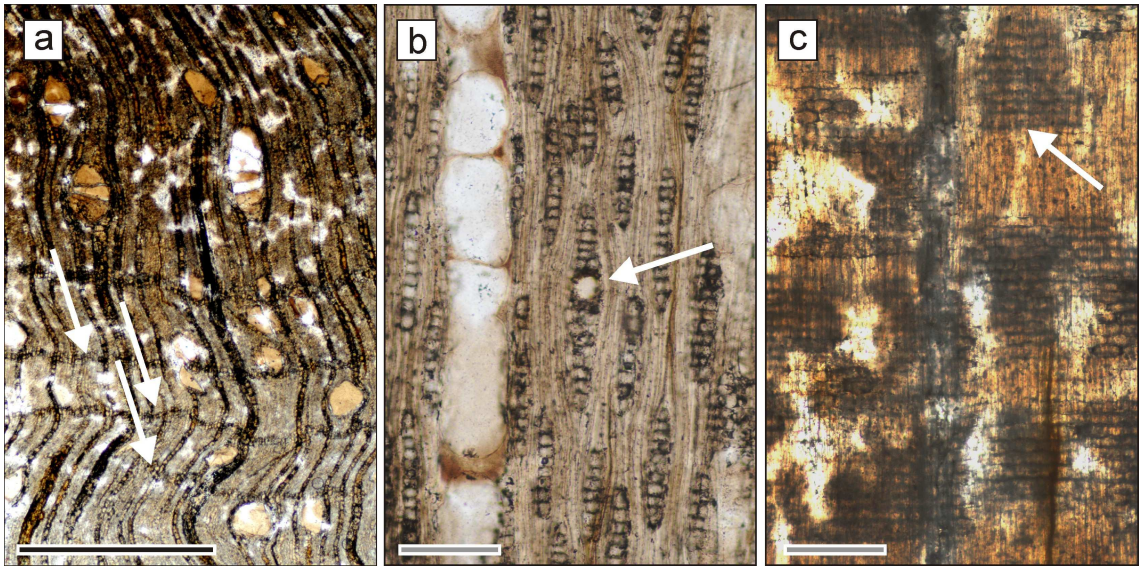


Figure 46. *Glutoxylon burmense*. Echelle noire : 1 mm. Echelle grise : 200 µm. a : Section transversale montrant la porosité diffuse et l'alternance de fines bandes de parenchyme (flèches blanches). b : Section tangentielle longitudinale montrant de courts rayons majoritairement unisériés et de rares rayons 2-3 sériés à canaux radiaux (flèche blanche). c : Section radiale longitudinale montrant des rayons à cellules couchées, ponctuellement encadrées par une rangée de cellules plus dressées (flèche blanche).

Discussion : Ce spécimen est caractérisé par 1) un bois de porosité diffuse à vaisseaux de taille moyenne majoritairement groupés ; 2) des perforations simples ; 3) du parenchyme apotrachéal en fines bandes ; 4) des rayons majoritairement unisériés, ou 2-3 sériés à canaux radiaux. L'assemblage peu commun de ces caractéristiques est partagé par tous les membres du genre *Gluta* de la famille des anacardiacés (Brazier et Franklin, 1961). Le spécimen est en tous points similaire au morphotaxon *Glutoxylon burmense* Chowdhury décrit dans les séries néogènes d'Assam et de Birmanie, initialement par Chowdhury (1952) et fréquemment identifié depuis dans le registre fossile de la province indo-pakistanaise (voir Prakash et Tripathi, 1969, pour une compilation). On peut noter que parmi les espèces du genre *Gluta*, seule *Gluta tavoyana* Wall. ex Hook.f. possède des rayons faiblement hétérocellulaires (toutes les autres ayant des rayons purement homocellulaires ; Prakash et Tripathi, 1969). *Gluta tavoyana* est une espèce de petits arbres sempervirents de forêts côtières, présents sur toute la péninsule Indochinoise et notamment sur la côte du Tenasserim (Gamble, 1972).

1.2 *Heritieroxylon arunachalensis* Lakhanpal, Prakash et Awashti

Echantillon référence : N8, site de Nyaungpinle.

Description : Bois à porosité diffuse. Cernes de croissance absents. Vaisseaux solitaires (20-50%) en groupes radiaux de 2-12 vaisseaux (figure 47a). 3-5 vaisseaux par mm^2, ronds à ovales, diamètre 80-240 µm (160 µm en moyenne), longueur 130-400 µm (330 µm en moyenne). Perforations simples. Ponctuations alternes, non ornées, de forme ovale allongée, 2-6 µm de diamètre (4 µm en moyenne). Tylose non observée. Fibres libriformes, à parois fines non septées, 7-20 µm de largeur. Rayons communément 4-5

sériés, plus rarement 3 sériés (figure 47b). 3-4 rayons par mm tangentiel, 480-1020 µm de hauteur (480 µm en moyenne) de hauteur. Rayons hétérocellulaires, avec une hétérogénéité plus marquée en bordure de rayon, à nombreuses cellules bordantes ("sheath cells" ; figure 47c). Parenchyme axial paratrachéal rare, parfois vasicentrique. Parenchyme apotracheal diffus, occasionnellement en chaînettes uniseriées discontinues. Cellules de parenchyme 70 à 150 µm de haut, 10-20 µm de large. Cristaux dans le parenchyme vertical. Tendance à l'étagement dans les rayons et le parenchyme.

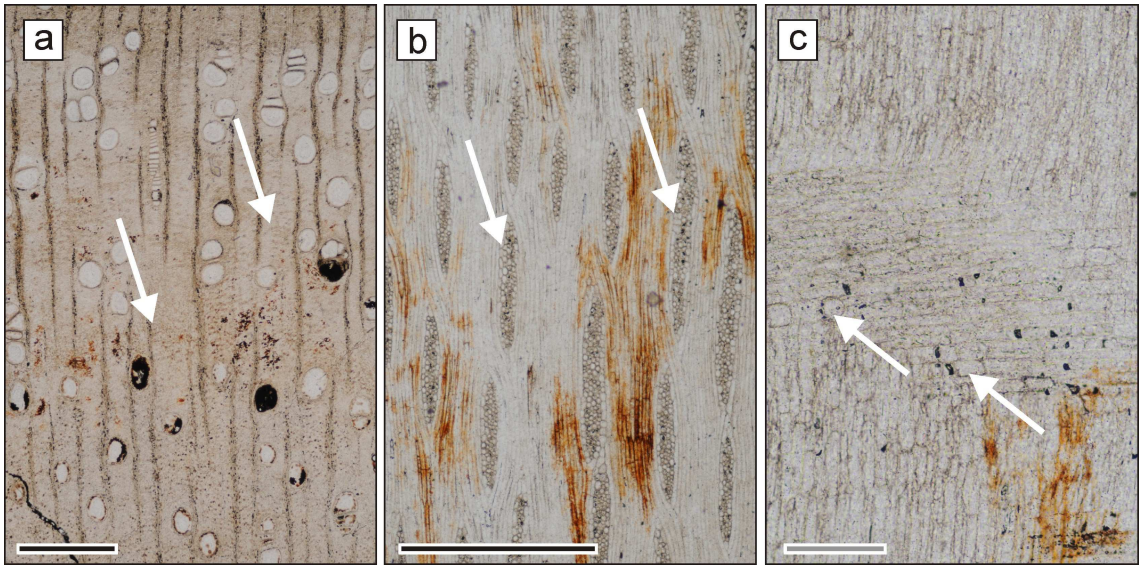


Figure 47. *Heritieroxylon arunachalensis*. Echelle noire : 1 mm. Echelle grise : 200 µm. a : Section transversale montrant la porosité diffuse et le parenchyme en chaînettes (flèches blanches). b : Section tangentielle longitudinale montrant des rayons 4-5 sériés avec une tendance à l'étagement, riches en cellules bordantes (flèches blanches). c : Section radiale longitudinale montrant un rayon à cellules couchées, encadré par une à trois rangées de cellules plus dressées (flèches blanches) ; notez la variation de la position du rayon entre les bords gauches et droits, causée par une légère obliquité de la section vis-à-vis du plan radial longitudinal.

Discussion : Ce spécimen est caractérisé par 1) un bois de porosité diffuse à vaisseaux de taille moyenne, solitaires ou en groupes, à petites ponctuations ; 2) des perforations simples ; 3) du parenchyme apotrachéal rare ou vasicentrique ; 4) du parenchyme paratrachéal en chaînettes ; 5) des rayons 3-4 sériés, hétérocellulaires à nombreuses cellules bordantes. L'ensemble de ses caractéristiques suggère une affinité pour le groupe des malvales, notamment avec les bombacacés et les sterculiacées (Vozenin-Serra et Privé-Gill, 1994). Le spécimen présente une certaine ressemblance avec *Bombacoxylon pondaungense*, mais diffère par la taille des vaisseaux (160 µm en moyenne pour 295 chez *Bombacoxylon pondaungense*) et la taille des rayons (4-5 sériés contre 4-7 sériés pour *pondaungense*). La petite dimension des ponctuations suggère une meilleure affinité du spécimen avec le morphotaxon *Heritieroxylon* Lakhanpal, Prakash et Awashti, dont il partage toutes les autres caractéristiques diagnostiques ; le spécimen est donc attribué à ce morphotaxon. Le spécimen ressemble particulièrement à *Heritieroxylon vietnamense* Vozenin-Serra et Privé-Gill, mais diffère de ce dernier par la taille de ses ponctuations, légèrement plus grosses (4 µm en moyenne contre <3 µm pour *vietnamense* ; Vozenin-Serra et Privé-Gill, 1994). Les ponctuations du

spécimen sont similaires à celles d'*Heritieroxylon arunachalensis* Lakhanpal, Prakash et Awashti, mais ce dernier diffère par une plus grande densité de vaisseaux (8 à 12 par mm^2 ; Lakhanpal et al., 1981). Néanmoins, on peut noter que le spécimen d'*Heritieroxylon arunachalensis* décrit dans les séries birmanes miocènes par Gottwald (1994) présente une densité de vaisseaux plus faible (6 par mm^2) et une tendance marquée à l'étagement. Le spécimen est donc attribué à *Heritieroxylon arunachalensis* compte tenu de sa forte ressemblance au spécimen de Gottwald (1994). Ce dernier auteur note la forte ressemblance entre l'anatomie d'*Heritieroxylon arunachalensis* avec celle de l'espèce moderne *Heritiera macrophylla* Wall. ex Kurz des forêts tropicales sempervirentes de Birmanie et d'Inde ; Lakhanpal et al. (1981) suggèrent plutôt une affinité avec *Heritiera fomes* Buch.-Ham., arbre de mangrove commun sur les côtes du Bengale.

1.3 *Menispermoxylon* nov. spec.

Echantillon référence : N5, site de Nyaungpinle.

Diagnose : Bois à porosité diffuse, caractérisé par des bandes successives de cambium, à faisceaux de phloème concentriques. Vaisseaux majoritairement solitaires ou en groupes radiaux de 2 vaisseaux. 3-5 vaisseaux par mm^2 (7-20 vaisseaux par faisceau), ronds à ovales, diamètre 40-300 µm, longueur 200-700 µm. Perforations simples. Ponctuations alternes, de forme ovale allongée, 3-12 µm de diamètre. Tylose absente. Rayons fasciculaires très larges, communément 10-30 sériés, et $>$ 2 mm de hauteur. Rares rayons inter-fasciculaires 5-10 sériés. Rayons hétérocellulaires, avec 1 à 2 rangées de cellules dressées en bordure. Parenchyme paratrachéal rare, parenchyme apotracheal diffus ou en courtes files unisériées.

Spécificité : Cette espèce se distingue de *Menispermoxylon circumvallatum* au sein du morphotaxon *Menispermoxylon* par des vaisseaux plus gros (jusqu'à 300 µm de diamètre) et beaucoup moins denses ($<$5 par mm^2).

Description : Bois à porosité diffuse. Cernes de croissance marqués par une bande de fibres plus denses et à parois plus épaisses. Bois caractérisé par des bandes successives de cambium, à faisceaux de phloème concentriques (figures 47a et 47b). Vaisseaux majoritairement solitaires (80-90%) ou en groupes radiaux de 2 vaisseaux. 3-5 vaisseaux par mm^2 (7-20 vaisseaux par faisceau, 15 en moyenne), ronds à ovales, diamètre 40-300 µm (190 µm en moyenne), longueur 240-640 µm (430 µm en moyenne). Perforations simples. Ponctuations alternes, de forme ovale allongée, 3-12 µm de diamètre (figure 47c). Tylose non observée. Fibres libriformes, à parois épaisses, 5-12 µm de largeur. Rayons fasciculaires très larges, communément 10-30 sériés (figure 47d). 1-2 rayons par mm tangentiel, communément $>$ 2 mm de hauteur. Rares rayons inter-fasciculaires 5-10 sériés. Rayons prenant source au milieu des faisceaux non observés. Rayons hétérocellulaires, avec 1 à 2 rangées de cellules dressées en bordure (figure 47e). Cellules des rayons à parois relativement épaisses. Parenchyme axial paratrachéal rare. Parenchyme apotracheal diffus ou en courtes files uniseriées. Cellules de parenchyme 50 à 80 µm de haut, 10-20 µm de large.

Discussion : Ce spécimen est caractérisé par 1) un bois de porosité diffuse à vaisseaux de taille moyenne à grande, solitaires, à petites ponctuations ; 2) des bandes successives de cambium à faisceaux de phloème concentriques ; 3) des perforations simples ; 4) du parenchyme paratrachéal rare ; 5) du parenchyme apo-

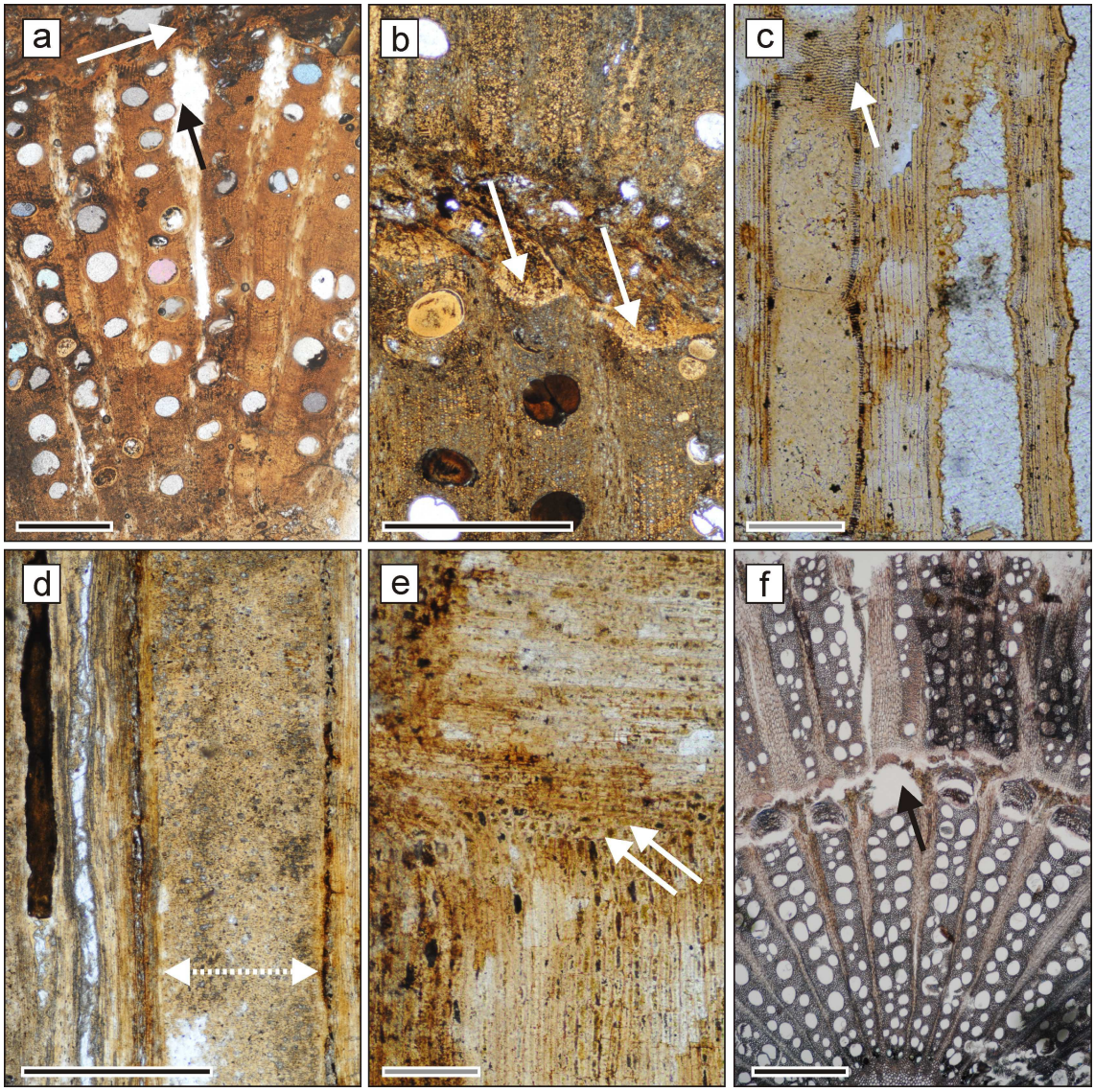


Figure 48. a-e :*Menispermoxylon* nov. spec.. f : *Cocculus pendulus*. Echelle noire : 1 mm. Echelle grise : 200 µm. a : Section transversale de *Menispermoxylon* nov. spec. montrant la porosité diffuse, une bande de cambium (flèche blanche) et de larges rayons inter-fasciculaires (flèche noire). b : Section transversale centrée sur une bande de cambium à phloème inclus (flèches blanches). c : Section radiale longitudinale montrant plusieurs vaisseaux à ponctuations alternes (flèche blanche). d : Section tangentielle longitudinale montrant un rayon >25-sérié (flèche blanche). e : Section tangentielle longitudinale montrant un rayon à cellules couchées, encadré par deux rangées de cellules plus dressées (flèches blanches). f : Section transversale de *Cocculus pendulus* ; notez la topographie semblable à la sous-figure a, à cambium successif et à phloème inclus (flèche noire), pourtant marquée par des faisceaux de taille différente ; la taille réduite des faisceaux de *Cocculus pendulus* sur la sous-figure f est vraisemblablement due à la proximité du coeur (moelle observable en bordure basse).

trachéal diffus ou en courtes files unisériées ; 6) des rayons hétérocellulaires de grande largeur (>10 seriés) et hauteur (> 2 mm). La présence de bandes successives de cambium de type concentrique et de rayons massifs est commune chez les ménispermacées (Jacques et De Franceschi, 2007). Parmi les espèces fossiles, seuls quelques rares morphotaxa présentent du phloème inclus : *Gonystyloxylon tertiarum* Awashti et Panjwani (Néogène d'Inde), *Forchhammerioxylon scleroticum* Kruse (Eocène des Etats-Uns) et *Me-*

nispermoxylon circumvallatum Vozenin-Serra et Privé-Gill (Miocène de Thaïlande), mais seul ce dernier possède des rayons massifs (Vozenin-Serra et al., 1989). Le spécimen présente toutes les caractéristiques diagnostiques du genre *Menispermoxylon* Vozenin-Serra et Privé-Gill, mais diffère de *Menispermoxylon circumvallatum* par le diamètre de ses vaisseaux (40-300 µm, contre 30-170 µm chez *circumvallatum*) et leur densité (3-5 par mm^2 contre 50-65 par mm^2 pour *circumvallatum* ; Vozenin-Serra et al., 1989). On peut noter qu'un spécimen de *Menispermoxylon*, décrit dans les séries éocènes d'Angleterre (*Menispermoxylon* sp., Poole et Wilkinson, 2000), présente un diamètre et une densité de vaisseaux similaires au spécimen birman. Cependant, le spécimen anglais ne présente pas de bandes de cambium. Le spécimen de Pondaung est donc décrit comme une nouvelle espèce, *Menispermoxylon* nov. spec.. L'observation d'un large spectre de menispermacées modernes montre une ressemblance frappante avec certains menispermacées asiatiques des genres *Cocculus* (comme *Cocculus pendulus*, figure 47f) et *Pycnarrhena* (comme *Pycnarrhena lucida* ; Jacques et De Franceschi, 2007), dont les représentants actuels, tous lianescents, sont communs sur les pourtours du Bengale.

1.4 Implications

Aujourd'hui, *Gluta tavoyana* (NLR de *Glutoxylon burmense*) et *Saraca indica* (NLR de *Acrocarpoxylon ungeri*) sont présents dans les mêmes écosystèmes côtiers birmans (Gamble, 1972). *Glutoxylon burmense* peut donc être associé à l'assemblage de morphotaxa côtiers formés par *Sonneratioxylon caseolarioides*, *Cynometroxylon holdenii* et *Acrocarpoxylon ungeri*. *Heritiera fomes* (probable NLR d'*Heritieroxylon arunanchalensis*), arbre halophile, est présent dans les mangroves du Bengale, tandis qu'*Heritiera macrophylla* (autre probable NLR d'*Heritieroxylon arunanchalensis*), est répandu dans les forêts côtières de l'Arakan Yoma, du Tenasserim et des îles Andaman ; *Heritieroxylon arunanchalensis* peut donc être vraisemblablement associé aux écotones côtiers des forêts de Pondaung. Enfin, les genres *Cocculus* et *Pyccnarrhena* (probables NLR de *Menispermoxylon* nov. spec.) sont des végétaux lianescents se retrouvant en une grande gamme de milieux, du Sahel aux forêts équatoriales asiatiques.

La présence de *Glutoxylon burmense* renforce la similarité de la flore de Pondaung avec celle du groupe de Tipam (Miocène d'Assam), déjà évoquée au chapitre précédent, car *Glutoxylon burmense* y a été plusieurs fois décrit aux côtés de *Bauhinium paleomalabaricum*, *Cynometroxylon holdenii*, *Shoreoxylon deomaliense* et *Terminalioxylon coriaceum* (soit près d'un tiers de morphotaxa en commun ; Prakash et Awashti, 1969b; Mehrotra et al., 2011). *Glutoxylon burmense* et *Heritieroxylon arunanchalensis* ont déjà été décrits dans les séries birmanes (Chowdhury, 1952; Gottwald, 1994). La seule autre espèce de *Menispermoxylon* identifiée à ce jour est issue du nord de la Thaïlande, non loin de la Birmanie (Vozenin-Serra et al., 1989). Ces découvertes suggèrent donc une relative stabilité des assemblages forestiers du Bengale depuis les 40 derniers millions d'années.

2 Analyse de biormarqueurs organiques

L'analyse et l'identification des biomarqueurs moléculaires organiques présents dans le sédiment est un moyen pratique et détourné de renseigner la flore environnante du dépôt (Pancost et Boot, 2004). Parmi ces biomarqueurs, les différentes variétés de *n*-alcanes permettent une première identification de la nature dominante bactérienne/alguaire ou florale vasculaire de la matière organique (Otto et al., 1994) ; l'étude des **terpenoïdes** permet de préciser la nature de la flore vasculaire, certaines molécules étant spécifiques de plusieurs grands groupes (diterpenoïdes : conifères ; oleanoïdes et lupanoïdes : angiospermes ; taraxeroïdes : angiospermes de mangrove ; Pancost et Boot, 2004; Hautevelle et al., 2006). Autres molécules d'intérêt, les **bicadinanes** résultent de la diagénèse des **polycadinenes** (sesquiterpenoïdes), caractéristiques des angiospermes résineux, et sont considérées comme des indicateurs de la présence passée de dipterocarpacées (voir chapitre 8 ; Pearson et Alam, 1993; Van Aarssen et al., 1994; Dutta et al., 2011). Après extraction de la matière organique du sédiment par solvation puis son fractionnement en différentes phases (aliphatique, aromatique et polaire), l'identification des biomarqueurs est possible par chromatographie en phase gazeuse couplée à la spectrométrie de masse (GCMS ; Hautevelle, 2005). Parmi les molécules organiques complexes, l'identification de certains **monomères de lignine** (composés des groupes vanillyle, syringyle et cinnamyle) fournit une précision supplémentaire et permet de déterminer la relative proportion de monocotylédones et de dicotylédones parmi les angiospermes (Hedges et Mann, 1979; Orem et al., 1997). Les monomères de lignine sont malheureusement peu solubles dans les solvants organiques usuels et ne peuvent être extraits par une simple solvation ; leur teneur est communément déterminée par pyrolyse flash couplée à la GCMS (py-GCMS), en présence d'un agent d'estérification, le tétraméthylammonium hydroxylé (TMAH ; on parle alors de THM-GCMS ; Clifford et al., 1995; Hatcher et al., 1995; Ishiwatari et al., 2006).

2.1 Protocole d'étude

Afin d'étudier les biomarqueurs dans différents environnements de la formation de Pondaung, cinq échantillons de sédiment ont été sélectionnés : deux échantillons issus un horizon de paléosol sur le site de Yarshe, deux échantillons issus de petites lentilles lacustres (faciès Fcf, à gastéropodes et résidus organiques) sur le site de Thandaung Kyitchaung, et un échantillon supplémentaire sur une lentille lacustre similaire (à empreintes de feuilles et microfossiles) sur le site de Thamingyauk.

Les extractions de matière organique ainsi que les analyses par GCMS et THM-GCMS ont toutes été réalisées au laboratoire de géochimie organique de l'UMR 7359 GéoRessources (université de Nancy), avec l'aide de Yann Hautevelle, suivant les protocoles standards du laboratoire (pour le protocole détaillé, voir Bertrand, 2012). Brièvement, la matière organique a été extraite par solvation au dichlorométhane dans un extracteur Dionex sur environ 100 g d'échantillon porphyrisé, puis séchée par évaporation basse température (évaporateur Turbovap). La récupération des molécules organiques a été réalisée par élution sur colonne remplie d'alumine activée à l'aide de différents solvants (dichlorométhane puis mélange dichloro-

Ech.	Site	Teneur en M.O. solvable	Biomarqueurs remarquables
1	Thandaung Kyitchaung (lentille lacustre)	81.3 ppm	Contaminants, amyrines et amorphanes (marqueurs d'angiosperme)
2	Thaminchauk (lentille lacustre)	19.3 ppm	Contaminants
3	Yarshe (paléosol)	18.3 ppm	contaminants, Amyrines
4	Thandaung Kyitchaung (lentille lacustre)	65.8 ppm	Contaminants, amyrines, des-A-lupanes
5	Yarshe (paléosol)	15.1 ppm	Contaminants

Table 12. Résultats de l'identification de biomarqueurs par GCMS sur cinq échantillons de la formation de Pondaung.

méthane/méthanol). Le fractionnement des molécules oragniques en fractions aliphatique et aromatique a été ensuite réalisé sur colonne remplie de silice activée, toujours par élution (solvants : pentane, mélange dichlorométhane/pentane puis mélange dichlorométhane/méthanol). Tout au cours du processus, le poids des différentes fractions a été mesuré afin d'étudier la répartition de la matière organique extraite au sein des différentes fractions. L'analyse moléculaire a ensuite été réalisée sur un chromatographe Hewlett Packard 6890 Series, couplé à un spectromètre de masse Hewlett Packard 5972. La pyrolyse par THM-GCMS a été réalisé sur le résidu d'extraction par solvation sur un pyrolyseur CDS Pyroprobe 2000, couplé au chromatographe et au spectromètre précédents. L'identification des molécules organiques sur chromatogramme a ensuite été menée sur le logiciel StandAlone.

2.2 Résultats

Les échantillons sont caractérisés par une très faible teneur en matière organique solvable (quelques dizaines de ppm, alors que quelques centaines ou milliers sont généralement plus communs dans les dépôts modernes ; voir table 12). Les explications potentielles sont nombreuses et indiscernables (oxidation syn- ou post-dépôt, lessivages postérieurs, minéralisation de la matière organique ou même alteration pédogénique pour le cas des échantillons issus de paléosols). Cette faible teneur en matière organique conduit à la sur-expression des contaminants plastiques issus des sacs de stockage des échantillons sur les chromatogrammes (acides gras et "Branched Alkanes with Quaternary Carbons"). Cette sur-expression bruite les chromatogrammes et empêche une identification poussée des molécules organiques. Les résultats de la THM-GCMS sont totalement inexploitables, car le signal de la plus grande majorité des monomères de lignine d'intérêt n'est pas reconnaissable. Seules quelques molécules types peuvent être observées sur les chromatogrammes issus de la procédure GCMS sans pyrolyse ; toute interprétation reste sujette à caution.

On peut néanmoins noter que sur tous les chromatogrammes, la distribution des *n*-alcanes présente

une imparité marquée, typique des cires cuticulaires de plantes terrestres, et de longues chaînes sont observées (jusqu'à n=32 ; voir figure 49). Ces observations suggèrent la dominance d'extraits de plantes vasculaires, et une faible dégradation diagénétique thermique de la matière organique (Otto et al., 1994). Parmi les biomarqueurs remarquables, on note la présence d'amyrines et de des-A-lupanes caractéristiques d'angiospermes (table 12 ; Hautevelle, 2005). De manière plus étonnante, on note l'absence totale de marqueurs de type bicadinane ainsi que de toute molécule de type polycadinene, alors que ceux-ci sont écrasants dans les hydrocarbures éocènes de Birmanie et sont attendus comme étant majoritaires (et prédominants sur les amyrines) en présence de diptérocarpacées (Pearson et Alam, 1993; Curiale et al., 1994). Cette absence est difficilement attribuable à des phénomènes diagénétiques, vue la relative stabilité des bicadinanes (Van Aarssen et al., 1994). L'absence totale de bicadinanes et de polycadinenes, malgré la présence d'amyrines et de des-A-lupanes, suggère une faible représentativité des dipterocarpacées dans l'environnement immédiat des échantillons. Ces observations contrastent avec l'analyse des hydrocarbures éocènes piégées dans les niveaux réservoirs de la formation de Pondaung, qui ont délivré de très fortes teneurs en bicadinane, ainsi qu'avec l'analyse d'échantillons de la formation de Yaw, riches en polycadinenes (Curiale et al., 1994).

Ces observations corroborent l'hypothèse formulée dans le chapitre 8, suggérant que l'assemblage floristique caractéristique des forêts de sal ne soit que le reflet de flores plus en amont dans le bassin de drainage. Ainsi, les biomarqueurs et les restes organiques aisément transportables sont drainés des forêts de dipterocarpacées de l'amont vers la côte et se concentrent dans les dépôts marins, formant les roches sources éocènes riches en bicadinanes identifiées par Curiale et al. (1994). Dans la plaine deltaïque, où la flore n'est pas dominée par les dipterocarpacées, les quelques biomarqueurs en provenance de l'amont et apportés par les alluvions sont "noyés" sous l'apport en molécules organiques de la flore locale ; seuls quelques troncs fossiles, trop lourds pour être emportés au large, témoignent des forêts de l'amont.

3 Paysages et environnements birmans au temps de Pondaung : discussion et synthèse

3.1 Association flore/paysage

L'étude du chapitre 7 a permis une première esquisse de la plaine alluviale de Pondaung : une large plaine côtière à couvert forestier peu dense, inondée de manière saisonnière, et parsemée de cours d'eau avulsifs dont les rives sont occupées par des forêts marécageuses ripariennes plus denses. Ces forêts sont probablement dominées par des espèces pionnières, compte tenu des taux de sédimentation élevés en bordure de chenal.

L'identification de bois fossile menée au cours de cette thèse, combinée aux identifications de Privé-Gill et al. (2004), met en avant deux ensembles floristiques présents de manière mitoyenne dans le golfe de Bengale moderne : un assemblage caractéristique de forêt littorale et un assemblage caractéristique de

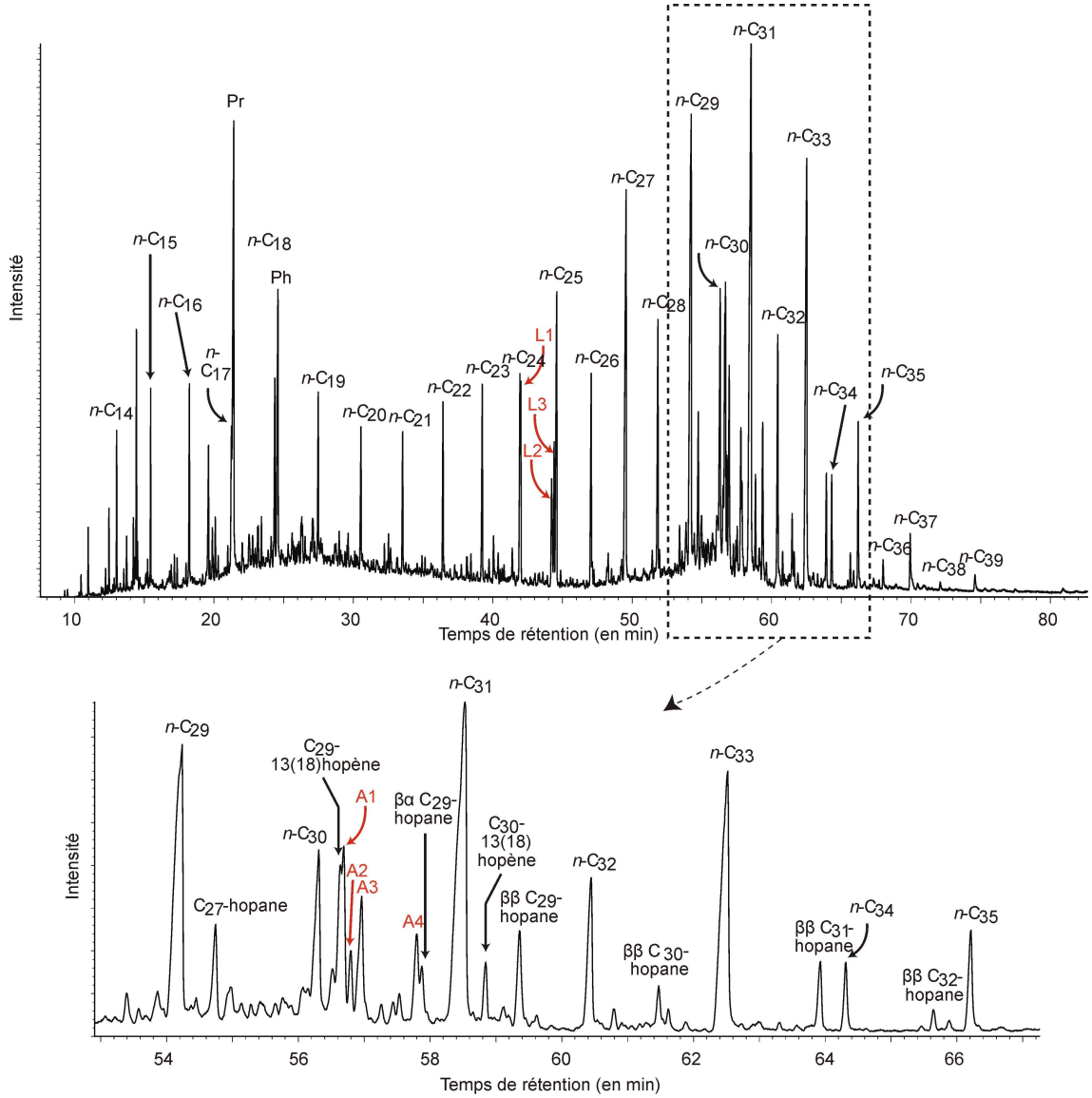


Figure 49. Chromatogramme de la fraction aliphatique de l'échantillon 4 (lentille lacustre à Thandaung Kyitchaung). Pr : Pristane ; Ph : Phytane ; *n*–C_{xx} : *n*-alcanes (notez leur imparité marquée) ; L1 à L3 : des-A-lupanes ; A1 à A4 : Amyrines ; notez aussi le grand nombre d'hopanoïdes (marqueurs d'activité bactérienne), trouvés dans une configuration biologique (ββ) indiquant une faible maturité thermique (Hautevelle, 2005). (Conception : Yann Hautevelle)

forêt de sal. Bien que l'aspect ouvert des paysages de la plaine alluviale de Pondaung soit compatible avec la présence de forêts de sal, souvent clairsemées et parfois marécageuses, le mélange des deux assemblages sur plusieurs sites et l'absence de biomarqueurs de dipterocarpacées suggèrent que les taxa issus de forêts de sal proviennent de l'amont du bassin et ne représentent pas la flore située à l'emplacement précis des dépôts de Pondaung. Hormis plusieurs spots isolés dans le delta du Gange-Brahmapoutre, les forêts de sal modernes sont d'ailleurs majoritairement présentes en retrait des côtes, dans les zones de piémont de basse et moyenne altitude (jusqu'à 1500 m ; Gautam et Devoe, 2006).

Les forêts ripariennes de la plaine de Pondaung seraient donc représentées par les morphotaxa fossiles

de *Cynometra*, *Sonneratia* et *Heritiera* pour les zones les plus saumâtres en embouchure de rivière, tandis que les zones ripariennes plus dulçaquicoles seraient représentés par les morphotaxa fossiles proches des espèces modernes *Saraca indica* et *Gluta tavoyana*, auxquelles peuvent être ajoutés les représentants fossiles de *Bombax ceiba*, *Bauhinia malabarica*, et *Ficus benghalensis*, espèces pionnières communes des écotones ripariens du Bengale (Gamble, 1972; Lehmkuhl, 1994). Dans les zones distales de la plaine alluviale, il est vraisemblable d'envisager un environnement distal dépourvu de couvert forestier, compte tenu de la présence de microtopographies Gilgai (voir chapitre 7). Cet environnement à fort stress hydrique était probablement occupée par un nombre restreint d'espèces de plantes herbacées, tolérant à la fois sécheresse et immersion partielle (probablement graminées, comme observées aujourd'hui dans de nombreux marais saisonniers modernes ; National Research Council, 1995).

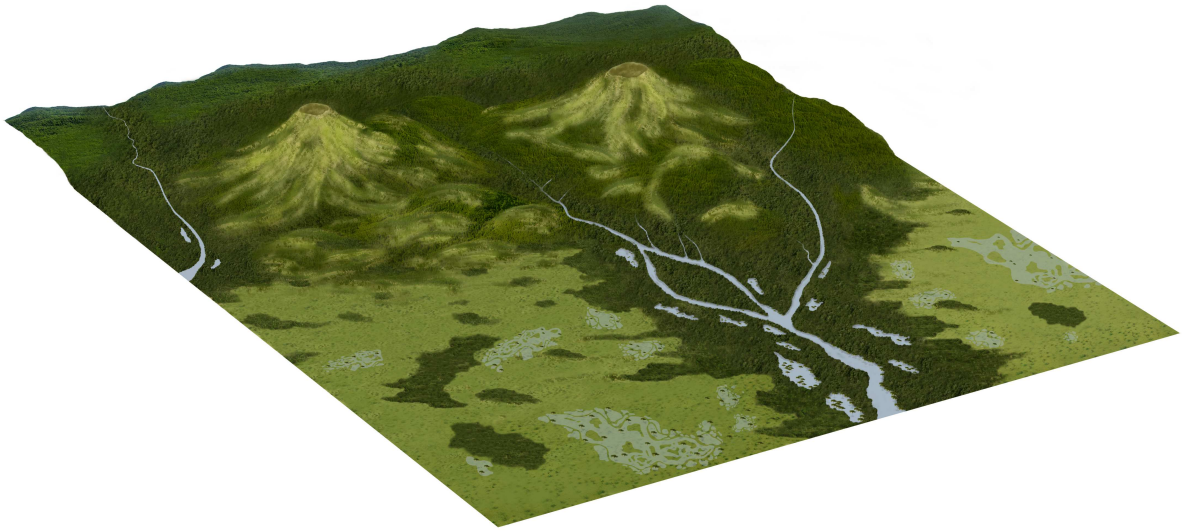


Figure 50. Vue imagée de la plaine alluviale de Pondaung à l'Eocène, avec l'Arc de Wuntho-Popa et le piémont de la Chaîne Sino-Birmane en arrière plan (Conception : Sabine Riffaut).

Un schéma imagé des environnements continentaux de Birmanie centrale est présenté en figure 50. La plaine de basse altitude correspond à l'emplacement du sous-bassin de Minbu à l'Eocène moyen et représente la zone de dépôt de la formation de Pondaung. En amont, les flancs des volcans de l'arc de Wuntho-Popa et de l'escarpement Shan sont occupés par une couverture forestière plus continue de forêts de sal. Dans les parties les plus élevées, les forêts de sal ont potentiellement pu laisser place à des forêts mixtes à gymnospermes, comme le témoigne la présence de pollens de conifères dans les dépôts éocènes de Birmanie (Potonie, 1960; Reimann et Thaung, 1981). On peut noter que le changement de flore et de paysage entre les plaines ouvertes à Gilgai en aval et les forêts de sal en amont suggère un fort gradient de précipitation entre la côte et l'intérieur des terres, en accord avec un changement topographique marqué. Ces implications paléoclimatiques seront étudiées en détail dans la partie suivante.

3.2 Vers un équivalent environnemental actuel

En quête d'un équivalent actuel pour les environnements alluviaux de Pondaung, la flore de bois fossile nous dirige irrémédiablement à scruter les espaces côtiers du golfe du Bengale. Les côtes orientale et occidentale du Bengale sont caractérisées par un gradient topographique relativement important où la plaine côtière est généralement négligeable (chaîne de l'Arakan Yoma sur la côte birmano-bengali, chaîne des Circars et collines de Garhjat sur la côte indienne). Les paysages purement alluviaux sont restreints aux vastes plaines du Gange et du Brahmapoutre et à leur grand delta tidal constitué d'une multitude d'îlots et de vasières, les Sundarbans. Les Sundarbans forment un vaste espace côtier à cheval sur l'Inde et le Bangladesh, fortement marqué par la marée. Entre les vastes vasières tidales, inondées quotidiennement, les îlots forestiers sont occupés par une flore peu diverse d'arbres halophiles de mangrove, dominés par *Heriteria fomes* et *Excoecaria agallocha*, ainsi que quelques palmiers *Nypa* et palétuviers (Seidensticker et Hai, 1983; UNESCO, 1997). Les caractéristiques sédimentaires tidales marquées et la flore de mangrove exclusivement halophile jurent avec le caractère majoritairement fluvial de Pondaung : il faut donc remonter plus à l'intérieur des terres pour trouver un équivalent.

Il n'y a aucune commune mesure entre l'envergure des systèmes fluviatiles gangétique et brahmaputri et celle du système fluviatile de Pondaung (autant par la taille de son bassin de drainage que par l'envergure de ses corps chenalisants). Néanmoins, ces plaines modernes possèdent plusieurs caractéristiques morphologiques cohérentes avec la reconstruction du paysage alluvial de Pondaung. En effet, ces plaines présentent de très vastes zones inondées de manière saisonnière (plus de 50% du territoire du Bangladesh) dont l'envergure est immense en comparaison avec les zones lacustres et marécageuses pérennes (Islam, 2010). Dans ces zones inondées, les **beels** sont des plans d'eau de très faible profondeur à drainage restreint et alimentés par les eaux de pluie, asséchés sur la quasi-totalité de leur envergure pendant l'hiver mais occupant des surfaces gigantesques pendant la mousson d'été (Chakraborty, 2008). Les surfaces associées aux beels sont naturellement occupées par divers graminés, forment des roselières ou de vastes étendues boueuses vierges de végétation, propices au Gilgai (Byomkesh et al., 2009). Il est difficile de déterminer l'écologie précise de ces environnements car la quasi-totalité de ces zones a été anthropisée par l'activité rizicole. Néanmoins, l'étude des sols de ces environnements par Brinkman (1977) et par Brammer et Brinkman (1977) fournit un analogue très cohérent avec les paléosols des environnements distaux de la plaine de Pondaung (voir chapitre 7). On oppose communément aux beels, à drainage interne, les **haors** et les **baors**, étendues d'eau d'envergure similaire situées à proximité des bras de rivières et alimentées en été par le débordement des cours d'eau (Chakraborty, 2008). Les baors occupent d'anciens lits de chenal abandonnés (lacs oxbow), sont généralement occupés par les eaux de manière pérenne et sont des lieux de refuge hydrique pour la faune en période sèche ; les haors sont de simples dépressions à l'arrière des levées, très similaires aux beels (Chakraborty, 2008). La végétation des haors et baors, appelée **reedland**, et est principalement constituée de roselières et de forêts marécageuses (Choudhury et al., 2004). Les paysages de baors et d'haors forment un analogue vraisemblable aux paysages ripariens hypothétiques de Pondaung.

L'écosystème naturel des beels, haors et baors a aujourd'hui quasiment disparu du fait de l'anthropisation. Trois parcs nationaux, en Inde et au Népal, permettent néanmoins d'avoir un aperçu de sa richesse et de son organisation : le Kaziranga National Park et le Manas Wildlife Sanctuary en Assam, et le Royal Chitwan National Park au Népal, tous trois membres d'une écorégion longeant le piémont himalayen appelée **Teraï** au Népal ou Dooars au Bangladesh, Bhoutan et Assam (voir figure 51, Bennett et al., 1995). Ces trois parcs présentent un paysage similaire de plaine alluviale inondée à beels, haors et baors, occupée par de vaste zones de savane à bosquets isolés et forêts ripariennes. De grandes forêts de sals côtoient ces savanes sur les hauteurs mitoyennes de la plaine. La flore du Royal Chitwan National Park, particulièrement bien étudiée, présente de fortes similarités avec les assemblages de Pondaung. Ainsi, Lehmkuhl (1994) y distingue dix écotones alluviaux différents, incluant huit types de savanes à phragmites et herbes hautes, ponctuées d'*Acacia* et de *Bombax ceiba* isolés, et deux types de forêts ripariennes incluant *Bombax ceiba*, *Bauhinia malabarica*, divers *Ficus*, *Acacia*, *Persea* et *Trewia*. Webb et Sah (2003), et Timilsina et al. (2007) décrivent les assemblages floristiques des forêts de sal attenantes et identifient notamment *Terminalia tomentosa*, *Ficus benghalensis* et *Bombax ceiba*. A plus haute altitude (>1000 m), les forêts de sal perdent en diversité et se mélangent aux *Schima wallichii* et aux *Pinus roxburghii* (Nagartoki et Thapa, 2007).

Bien que l'écosystème du Teraï semble en accord avec les données paléoenvironnementales de Pondaung, on peut néanmoins noter que son éloignement de la côte ne permet pas de traduire la composante côtière et saumâtre identifiée dans la faune et la flore de Pondaung. La densité humaine extrême et pluri-millénaire de la plaine indo-gangétique réduit à néant l'espoir de trouver un écosystème vierge d'un tel acabit. L'écosystème du Teraï est néanmoins un bon équivalent moderne pour la plaine alluviale supérieure de Pondaung, purement dulçaquicole.

3.3 Implications taphonomiques

La faune moderne du Teraï possède une extraordinaire biodiversité, caractérisée par un forte représentation de grands ongulés, ceux-ci profitant des grands espaces ouverts pour paître ; tous les plus grands mammifères terrestres asiatiques y sont représentés (Jnawali et al., 2011). A titre d'exemple, la liste faunique du Royal Chitwan National Park compte 89 espèces de mammifères (voir Jnawali et al., 2011 pour une liste détaillée). On y compte 15 espèces d'artiodactyles, majoritairement à fort régime hydrique (comme le buffle asiatique, *Bubalus arnee*, le cerf des marais, *Rucervus auvaucelii*, l'éléphant asiatique, *Elephas maximus* et le gaur, plus gros bovidé du monde, *Bos gaurus*) ; le rhinocéros asiatique (*Rhinoceros unicornis*) est le seul périssodactyle répertorié. On compte 26 espèces de carnivores (dont la hyène commune, *Hyena hyena*, le léopard tacheté, *Neofelis nebulosa*, et le tigre du Bengale, *Panthera tigris*), 3 espèces d'insectivores, 19 espèces de chauve-souris, 1 espèce de pholidote (le pangolin indien, *Manis crassicaudata*), 2 lagomorphes (dont le lapin de l'Assam, *Caprolagus hispidus*) et 20 espèces de rongeurs dont 4 arboricoles (néanmoins majoritairement associés aux implantations humaines). Enfin, on compte seulement 3 espèces de primates, toutes cercopithécidés : le macaque rhesus (*Macaca rhesus*), commun

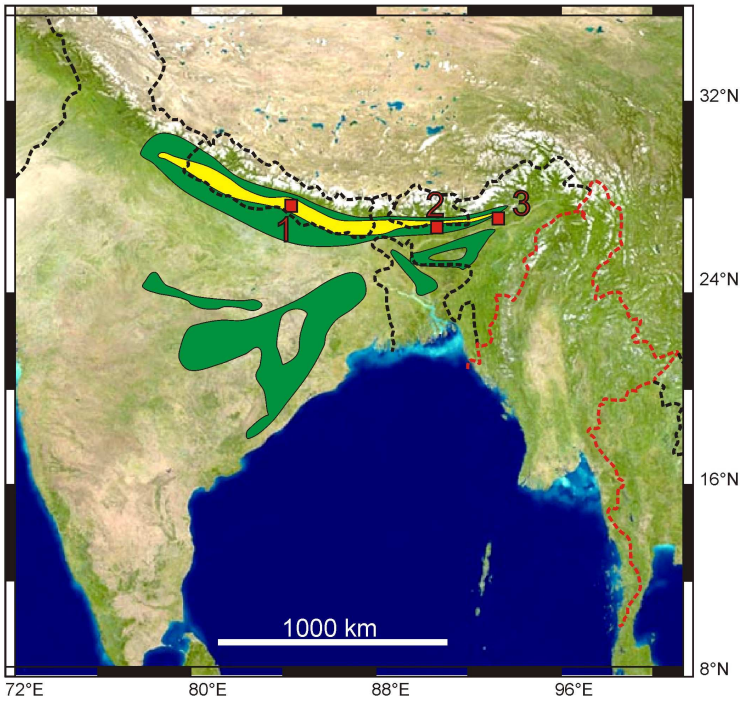


Figure 51. Carte du golfe du Bengale, montrant la répartition naturelle du sal (*Shorea robusta*) en vert, l'étendu de l'écosystème du Teraï en jaune, et les parcs nationaux où les deux ecosystèmes ont été protégés et sont observables aujourd'hui : le Royal Chitwan National Park (carré rouge 1), le Manas Wildlife Sanctuary (carré rouge 2) et le Kaziranga National Park (carré rouge 3).

à toutes les plaines subtropicales asiatiques, le macaque d'Assam (*Macaca assamensis*) et le langur gris (*Semnopithecus hector*), endémique des forêts de sals et des forêts ripariennes du piémont himalayen. Parmi les reptiles et amphibiens, on compte 11 espèces de grenouilles, 24 espèces de serpents, 10 espèces de lézards, 8 espèces de tortues et seulement 2 espèces de crocodiles (Zug et Mitchell, 1995). Enfin, on dénombre approximativement 540 espèces d'oiseaux (Baral et Chaudhary, 2006).

L'importance des gros ongulés dans la faune du Teraï est à mettre en parallèle avec le registre fossile de Pondaung, marqué par un très grand nombre d'artiodactyles et de périssodactyles de grande taille (voir chapitre 3, section 1.5). Cette propension aux mammifères de grande taille est néanmoins exagérée dans le registre fossile et peut-être expliquée par divers phénomènes taphonomiques. Le chapitre 7 a montré que deux types de gite constituent l'essentiel des sites fossilifères, concentrant la faune fossile par des processus différents :

1. la partie basale des dépôts de crevasse de type I, correspondant à un apport sédimentaire massif et brutal suite à une rupture de levée pendant la période de crue ; ce type de dépôt, soudain et energétique, s'étend jusque dans les zones distales ;
2. les lentilles lacustres de la zone riparienne ; ce sont les seuls dépôts de plans d'eau stagnante pérennes, permettant une sédimentation fine continue et l'accumulation de micro-fossiles.

Le premier type de dépôt, très énergétique, va avoir tendance à grouper les plus gros os en placers, tandis que les micro-fossiles sont emportés et dispersés ; ce premier phénomène tend à diminuer la re-

présentativité des espèces les plus petites. Outre ce potentiel phénomène de tri sédimentaire, on peut noter qu'une grande partie des mammifères du Teraï actuel migrent vers les collines boisées pendant la période de mousson du fait de l'inondation de la plaine, à l'image du gaur, du buffle asiatique ou du lapin de l'Assam (Shrestha, 1997; Jnawali et al., 2011). Sans invoquer de processus migratoire, l'inondation saisonnière est peu propice à l'installation pérenne de mammifères terrestres de petite taille (à l'image des mammifères fouisseurs), qui doivent donc s'installer préférentiellement hors des zones inondables (et donc hors des zones de dépôts). Cette occupation partielle de la plaine est potentiellement la source d'un biais taphonomique important dans le registre fossile : en effet, les dépôts de ce gite se réalisent pendant la période de crue, quand une bonne partie de la faune s'est déjà déplacée vers les hauteurs. Ce phénomène peut potentiellement expliquer l'enrichissement en espèces semi-aquatiques (anthracothères, crocodiles) dans la faune de Pondaung et la pauvreté en rongeurs.

Le deuxième type de dépôt n'est a priori pas soumis à ce genre de phénomène saisonnier. Néanmoins, ces lentilles lacustres, similaires aux baors et haors modernes, sont limitées aux zones boisées ripariennes, distinctes des savanes inondées. En ce sens, ce type de dépôt, présentant un biais environnemental significatif, est beaucoup plus représentatif de la faune des environnements arborés marécageux plutôt que de la faune de savane distale. Ce phénomène explique la forte présence d'espèces arboricoles dans le registre micro-fossile (dermoptères, anomaluridés, primates), malgré le caractère ouvert dominant du paysage.

Enfin, on peut noter que l'apparente diversité en espèces semi-aquatiques dans le registre fossile de Pondaung est probablement exacerbée par la composante côtière de l'environnement et la présence de zones saumâtres aux côtés des étangs d'eau douce, absentes du Teraï moderne.

3.4 Paléoenvironnements et primates

Les primates de Pondaung ont donc évolué dans des forêts galeries marécageuses, en marge de grandes savanes inondables. En ce sens, le grand nombre d'espèces de primates dans la formation de Pondaung est relativement exceptionnel, car ce type d'environnement mosaïque ouvert est généralement considéré comme leur étant peu propice (Brochman et van Schaik, 2005). 90% des espèces de primates asiatiques modernes évoluent en forêt dense (Wang et al., 2013b). Néanmoins, un grand nombre de primates arboricoles et terrestres modernes possède une vaste répartition dans des environnements plus ouverts (bosquets ou savanes arborées), autour de forêts refuges servant de lieu de repli (Karanth et al., 2010). Il est donc probable que l'habitat de prédilection des primates de Pondaung ait été dans les vastes forêts de sal en arrière pays et que les paysages mosaïques de Pondaung ne correspondent qu'à une extension partielle et satellite de leur véritable milieu d'habitation.

Néanmoins, le grand nombre d'espèces identifiées dans la formation de Pondaung (9 à 12) reste toujours significativement plus élevé que la biodiversité moderne des primates asiatiques, même dans les forêts les plus denses : on compte généralement moins de 7 espèces dans un même milieu (malgré le grand nombre d'espèces sur tout le continent asiatique, >60), avec de fortes variations locales (seulement trois espèces dans le piémont himalayen, mais 6 espèces dans les forêts sèches à diptérocarpacées birmanes ;

Lawes et Eeley, 2000; Brandon-Jones et al., 2004). Plusieurs raisons peuvent être évoquées pour expliquer cette forte biodiversité fossile :

- Un fort espacement dans le temps des sites fossilifères de Pondaung, suggérant que certaines espèces pourraient être les descendants d'autres, plus antérieures ; les taux de sédimentation semblent néanmoins contredire cette hypothèse (voir chapitre 7) ; on peut aussi noter qu'au moins 7 espèces différentes ont été retrouvées sur le site de PK2 (Ramdarshan et al., 2010) ;
- Un fort dimorphisme sexuel chez les primates de Pondaung (comme proposé pour *Pondaungia* et *Amphipithecus* par Jaeger et al., 2004), suggérant que plusieurs des espèces définies à ce jour correspondraient à des variations sexuelles ;
- Un biais très important dans la biodiversité moderne, du à l'anthropisation ou à la fragmentation des forêts refuges au cours des derniers cycles glaciaires/interglaciaires (Morley, 2000) ;
- Un fonctionnement écologique différent pour les primates éocènes, avec une occupation de niches écologiques plus variées, déjà souligné par l'étude alimentaire de Ramdarshan et al. (2010).

La présente étude paléoenvironnementale ne permet pas de conclure formellement sur cette dernière hypothèse, mais montre néanmoins le caractère extrêmement varié des paysages et environnements de Pondaung. On peut noter que les anthropoïdes *Amphipithecus-Pondaungia* et l'adapiforme *Kyitchaungia* présentent un mode de locomotion (quadrupédisme arboricole actif à capacité de saut), une taille (4 à 8 kilos), et une alimentation (à base de fruits, de coriacés et de feuilles) similaires (Kay et al., 2004; Marivaux et al., 2008b,a, 2010; Ramdarshan et al., 2010), et que toutes ces caractéristiques sont partagées par le langur gris du Teraï moderne (Gron, 2008). Les niches écologiques occupées par les autres primates fossiles, plus petits, restent encore un mystère, du au manque de matériel fossile postcrânien. Cependant, l'étude de Ramdarshan et al. (2010) indique une alimentation foncièrement différente sans coriacés.

Enfin, cette étude montre que les primates de Pondaung vivaient dans un milieu à fort stress hydrique (cohérent avec les lignes de croissance identifiées dans les mâchoires de *Pondaungia* identifiées par Jaeger et al., 2004) et étaient nécessairement habitués à des conditions de forte saisonnalité. Afin de mieux comprendre la nature et l'amplitude de cette saisonnalité, la partie suivante va tenter d'éclairer le régime climatique asiatique contemporain de Pondaung à travers plusieurs approches supplémentaires.

Partie IV

Le Doubthouse du Bengale : Etude paléoclimatique des dépôts birmans

Cette partie présente une reconstruction paléoclimatique de l'Eocène moyen à final à partir des données acquises dans la partie précédente, ainsi qu'à travers une étude géochimique détaillée en isotopie stable et plusieurs simulations climatiques. L'enjeu est double :

- Etudier la présence potentielle d'une mousson asiatique à l'Eocène et comprendre sa dynamique. La compréhension des variations climatiques lors du Doubthouse est d'autant plus importante qu'elle documente l'impact des variations de la pCO_2 et de l'englacement sur le climat asiatique dans une configuration topographique différente de l'actuel. Elle permettrait alors de mieux caractériser l'importance relative du forçage topographique régional et des forçages climatiques globaux sur la mousson asiatique moderne afin de mieux apprécier l'évolution du climat des prochaines décennies.
- Comprendre les facteurs climatiques ayant favorisé l'émergence et la dispersion des anthropoïdes asiatiques.

Cette partie est divisée en trois chapitres. Le chapitre 10 propose une reconstruction paléoclimatique quantitative à partir des données pédologiques et paléobotaniques de la formation de Pondaung acquises dans la partie III. Le chapitre 11 présente différentes approches isotopiques pour identifier qualitativement de potentielles marques de mousson. Le chapitre 12 intègre les résultats paléoclimatiques des chapitres 10 et 11 dans une compréhension plus globale du climat asiatique éocène.

Chapitre 10

Exploitation paléoclimatique quantitative des données paléobotaniques et pédologiques

1 Les paléosols de Pondaung

L'observation détaillée des paléosols de Pondaung a permis d'identifier qualitativement deux phénomènes climatiques (chapitre 7) :

- Une saisonnalité marquée, résultant en la formation de caractéristiques pédogéniques vertiques et pseudogleyiques ;
- L'alternance probable de périodes (pluri-annuelles) plus humides et d'autres plus sèches, à l'origine du caractère polygénétique des sols.

La combinaison de propriétés vertiques et pseudogleyiques au sein d'un même sol est caractéristique des zones à régime hydrique udique (>900 mm de précipitations annuelles ; voir chapitre 7). Les sols vertiques sont très répandus dans les zones subtropicales aux précipitations annuelles inférieures à 1500 mm (Nordt et al., 2006). Néanmoins, dans les zones où les facteurs de station jouent un rôle dominant (généralement en pied de relief), on peut trouver des vertisols hydromorphes sous climat saisonnier à plus fortes précipitations (plus de 3500 mm annuelles), comme dans les îles Caribéennes ou dans les zones de piémont indien (Ahmad, 1996). Le chapitre 7 souligne d'ailleurs une forte similarité avec les sols polygénétiques de la plaine alluviale du Bangladesh moderne, où les précipitations annuelles varient communément entre 1600 mm et 3000 mm (Brammer et Brinkman, 1977).

La forte représentativité des vertisols dans le registre fossile est à l'origine d'un effort récent de développement d'indicateurs climatiques empiriques basés sur les caractéristiques vertiques des sols (Stiles et al., 2001; Sheldon et al., 2002; Sheldon et Tabor, 2009). Deux types d'index sont considérés comme particulièrement robustes et relient les précipitations annuelles à (1) la profondeur de l'horizon carbonaté (Retallack, 2005; Nordt et al., 2006) ou (2) à la remobilisation de l'aluminium, du calcium et du magnésium au sein du profil (quantifiée par l'index CALMAG, pour Calcium-ALuminium-MAGnesium ; Nordt et Driese, 2010).

Nom	**Référence**	**Méthode**	**précipitations annuelles (MAP)**
Profondeur de l'horizon carbonaté	Retallack, 2005	MAP = $0.013x^2 + 6.45x + 137.24$ (erreur : ±147 mm, r^2 = 0.52), où x=profondeur moyenne des nodules carbonatés (en prenant compte de la compaction du paléosol, i.e. entre 0 et 25% de compaction pour les Vertisols, Sheldon et Tabor, 2009)	MAP= 416 (compaction 0) ou 518 (compaction 25%) ±147 mm
Profondeur de l'horizon carbonaté	Nordt et al., 2006	MAP = $0.0125x^2 + 7.9801x + 196.71$ (erreur : ±109 mm, r^2 = 0.73), explication ligne précédente	MAP= 536 (compaction 0) ou 658 (compaction 25%) ±108 mm
Index CALMAG	Nordt et Driese, 2010	MAP = $22.69x - 435.8$ (erreur : ±108 mm ; r^2 = 0.90), où x = $100Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO+MgO)$ moyenné sur la profondeur 25-100 cm du profil	MAP= 1625±108 mm

Table 13. Sélection d'indicateurs des précipitations annuelles considérés communément comme robustes pour les vertisols, appliqués au paléosol de la plaine alluviale distale du chapitre 7. MAP : Moyenne annuelle des précipitations.

Les résultats des deux types d'approches sont indiqués en table 13. On observe une claire distinction entre les indicateurs basés sur la profondeur de l'horizon carbonaté et l'index CALMAG. Les premiers délivrent des valeurs anormalement faibles pour les précipitations annuelles, incompatibles avec la quantité de précipitations nécessaire pour une hydromorphie marquée et la présence de forêts de sal (voir chapitre 8). Une cause probable de cette apparente sous-estimation est que les nodules carbonatés des paléosols ne sont pas d'origine vertique mais plutôt d'origine pseudogleyique, résultant de l'acidification des horizons supérieurs et de la redistribution du calcium plus en profondeur (Pipujol et Buurman, 1994). En ce sens, la profondeur de l'horizon carbonatée serait plutôt une fonction de la perméabilité du sol et serait donc décorrelée de la quantité de précipitations.

L'index CALMAG délivre des valeurs plus cohérentes (entre 1500 et 1700 mm). On peut néanmoins noter que l'équation de l'index est déterminée empiriquement sur une climo-séquence aux précipitations variant entre 400 et 1500 mm et ne peut délivrer de précipitations supérieures à 1834 mm (correspondant à $Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + MgO) = 100$; Nordt et Driese, 2010) ; il y a donc fort à craindre que l'index CALMAG ne sous-estime fortement les précipitations annuelles dès qu'elles dépassent 1500 mm, ce qui est le cas du paléosol de Pondaung.

2 Données paléobotaniques

2.1 L'approche par coexistence

Les forêts de sal modernes sont communément réparties dans les zones à mousson prononcée, cumulant entre 1000 et 2000 mm de précipitations annuelles (voir chapitre 8). Néanmoins, il est fort possible que la répartition actuelle des forêts de sal ne soit qu'un artefact récent, résultant à la fois de la pression anthropique et des bouleversements écologiques consécutifs de la dernière transition glaciaire/interglaciaire. Afin de déterminer l'enveloppe des espaces climatiques possibles pour les forêts de sal passées, l'approche par coexistence (Coexistence Approach, ou CA ; Mosbrugger et Utescher, 1997) consiste à comparer la zonation climatique mondiale des équivalents actuels de chacun des morphotaxa identifiés (Nearest Living Relative, ou NLR) et permet donc d'obtenir un spectre climatique moins astreint aux pressions écologiques exercées sur les forêt de sal modernes.

Il est difficile d'attribuer avec certitude un équivalent actuel à chaque morphotaxon ; de plus, il est fort probable que les conditions écologiques de chaque morphotaxon ait évolué depuis l'Eocène, et soient légèrement différentes de leur espèce équivalente moderne (Utescher et Mosbrugger, 2007). Cette évolution peut être partiellement appréciée en comparant la répartition d'un NLR avec la répartition moderne de ses espèces cousines les plus proches phylogénétiquement. Pour cette raison, la zonation climatique du genre équivalent moderne (et non de l'espèce) semble plus indiquée pour l'approche par coexistence. Les données climatiques de chaque genre équivalent actuel, issues de la base de données Palaeoflora (Utescher et Mosbrugger, 2013), sont présentées en figure 52. Parmi tous les morphotaxa, une espèce équivalente moderne (et non un genre) a été attribuée au seul *Schimoxylon paukkaungia* (NLR : *Schima wallichii*), du fait de l'unicité de *Schima wallichii* au sein du genre *Schima* et à son aspect anatomique facilement reconnaissable (Liang et Baas, 1990).

La lecture de la figure 52 révèle plusieurs surprises, comme l'étrange uniformité de la température annuelle maximale (à 27.7 °C), de la température maximale lors du mois le plus froid (à 27.0 °C) et des précipitations annuelles maximales (à 3151 mm) parmi les NLR. Après enquête, ces particularités s'avèrent être des artefacts créés par le très faible nombre de stations en Asie tropicale et subtropicale dans la base de données Palaeoflora. En effet, Palaeoflora n'inclut qu'une seule station asiatique en conditions tropicales superhumides (à Bornéo, où tous les genres sont détectés ; T. Utescher, pers. com.). De plus, la base de données n'inclut aucune station tropicale dans les zones de mousson importante, à forte saisonnalité et à températures et précipitations extrêmes (>35°C en été, >3151 mm de précipitations annuelles). Les maxima résultants de l'approche par coexistence sont donc fortement biaisés. Néanmoins, les minima de température et de précipitations ne devraient pas être impactés par le manque de stations superhumides ou en zone de mousson, car les conditions de basses températures et précipitations se retrouvent communément aux moyennes et hautes latitudes ainsi qu'en montagne, zones où Palaeoflora est beaucoup plus renseignée (nota : sauf dans le cas des minima de précipitation en saison sèche).

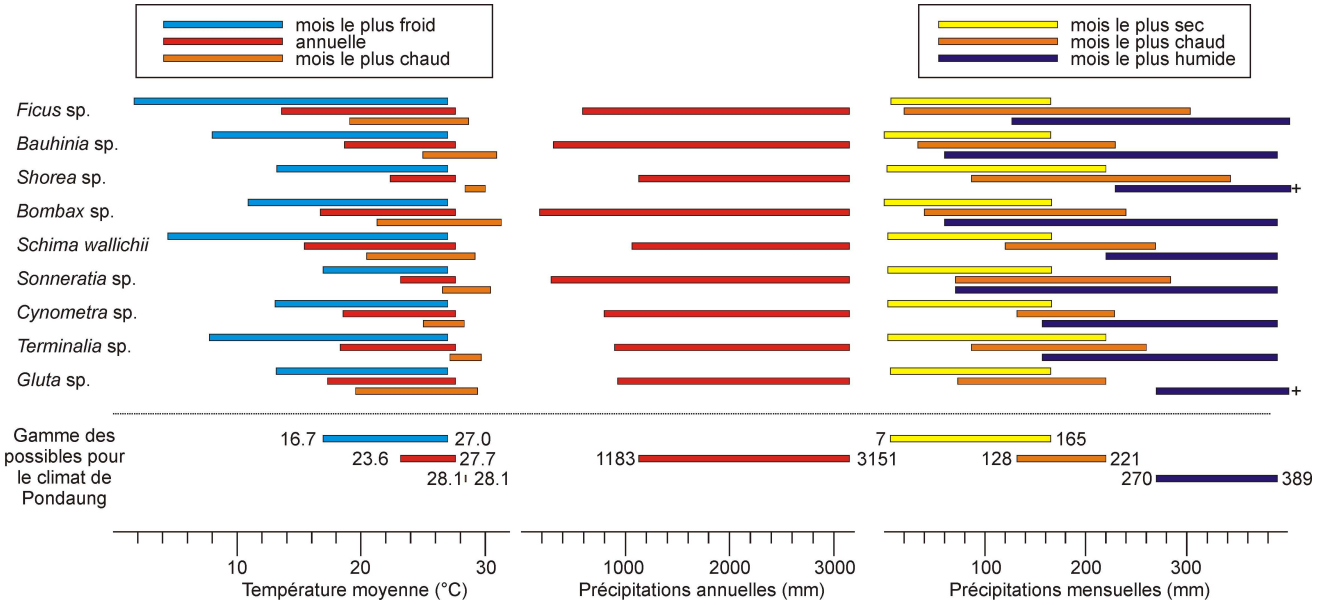


Figure 52. Résultats de l'approche par coexistence (CA) : zonation climatique des NLR du bois fossile identifié dans le chapitre 8 et 9. Pour chaque morphotaxon, on utilise les données de répartition du genre moderne équivalent (i.e. *Ficus*, *Bauhinia*, *Shorea*, *Bombax*, *Sonneratia*, *Cynometra*, *Terminalia* et *Gluta* sp.) issues de la base de données Palaeoflora ; seules les données de répartition de l'espèce moderne équivalente de *Schimoxylon paukkaungia* (*Schima wallichii*) ont été utilisées. Les données de répartition des genres *Acrocarpus*, *Saraca*, *Amesiodendron*, *Heritiera*, *Cocculus* et *Pycnarrhena* sont malheureusement indisponibles à la date de rédaction du manuscrit.

On peut donc supposer, pour le climat de Pondaung :

- une température annuelle $> 23.6°C$, une température du mois le plus froid $> 16.7°C$, et une température du mois le plus chaud $> 28.1°C$;
- des précipitations annuelles > 1183 mm, et des précipitations >270 mm pendant le mois le plus humide.
- De fortes précipitations lors du mois le plus chaud (>128 mm).

2.2 L'approche anatomique

La variation intra- et inter-spécifique de certains caractères anatomiques du bois, comme la densité et la taille des vaisseaux ou la présence de cernes, a fréquemment été reliée qualitativement aux facteurs climatiques (Creber et Chaloner, 1984, 1985; Poole, 2000; Poole et Bergen, 2006). Wiemann et al. (1998, 1999) sont les premiers (et jusqu'à présent, les seuls) a avoir proposé un jeu d'équations simples reliant empiriquement et quantitativement certaines caractéristiques climatiques (températures, précipitations) avec la présence (ou l'absence) de caractères anatomiques du bois. Cette approche dite "anatomique", construite sur une base de données botaniques de taille modérée (une quarantaine de sites), nécessite un grand nombre de morphotaxa différents pour être menée sur une flore fossile (> 25 selon Wiemann et al., 1998, bien que >10 semblent être suffisants ; Francis et Poole, 2002; Poole et al., 2005). Bien que moins précise que l'approche par coexistence, cette méthode a l'avantage de s'affranchir des NLR et d'éviter les

Equations

Wiemann et al. (1998) :

MAT (1)= 13.40 − 0.250[spir] + 0.637[10ser] + 0.255[het4] + 0.416[stor] − 0.213[abs] ($r^2 = 0.94, \sigma = 1.7°C$)

MART = 4.16 + 0.319[spir] + 0.135[gtm] − 0.373[10ser] − 0.154[het4] ($r^2 = 0.94, \sigma = 2.4°C$)

CMMT = 9.91 − 0.355[spir] − 0.098[gtm] + 0.845[10ser] + 0.368[het4] + 0.528[stor] − 0.210[abs] ($r^2 = 0.96, \sigma = 2.6°C$)

MAP = −6.06 + 6.332[sept] + 7.901[abs] ($r^2 = 0.42, \sigma = 94cm$)

DRY = 6.81−0.186[mult]−0.122[sept] ($r^2 = 0.52, \sigma = 1.4mois$)

Wiemann et al. (1999) :

MAT (2)= 24.78 + 36.57 $\arcsin\sqrt{[stor]}$ − 15.61 $\arcsin\sqrt{[marg]}$ − 16.41 $\arcsin\sqrt{[abs]}$ ($r^2 = 0.88, \sigma = 2.6°C$)

MAT (3)= 17.07 + 25.23 $\arcsin\sqrt{[stor]}$ − 23.17 $\arcsin\sqrt{[abs]}$ + 13.79 $\arcsin\sqrt{[sept]}$ ($r^2 = 0.90, \sigma = 2.0°C$)

Caractères

mult	Vaisseaux à perforations multiples
spir	Vaisseaux à épaississements spiralés
gtm	Diamètre moyen des vaisseaux inférieur à 100 µm
10ser	Rayons communément >10-sériés
het4	Rayons hétérocellulaires avec 4 (ou plus) lines de cellules dressées
stor	Rays étagés
marg	Parenchyme marginal
abs	Parenchyme axial absent ou rare
sept	Fibres septées

Résultats

MAT (1)	$30.2 \pm 1.7°C$
MART	$-1.2 \pm 2.4°C$
CMMT	$32.4 \pm 2.6°C$
MAP	829 ± 940 mm
DRY	4.9 ± 1.4 mois
MAT (2)	$29.3 \pm 2.6°C$
MAT (3)	$30.3 \pm 2.0°C$

Table 14. Equations, caractères et résultats de l'approche anatomique, selon Wiemann et al. (1998, 1999). Caractères en crochets : fraction d'apparition dans la base de données (entre 0 et 1). MAT : moyenne annuelle de température (en °C) ; MART : rang annuel de température autour de la MAT(en °C) ; CMMT : température du mois le plus froid (en °C) ; MAP : moyenne annuelle des précipitations (en mm) ; DRY : longueur de la saison sèche (en mois). Notez que la CMMT résultante apparaît plus élevée que la MAT, et que la MART est négative, ce qui n'est pas vraisemblable.

potentielles erreurs induites par une mauvaise (ou incomplète) identification du bois fossile.

Les caractéristiques anatomiques utilisées par Wiemann et al. (1998, 1999), équations associées et résultats sur la flore de Pondaung sont présentées table 14. Après une comparaison sur un certain nombre de sites tests actuels, Wiemann et al. (1998, 1999) suggèrent une erreur en température de l'ordre de ±5°C ; les proxies de précipitation et de longueur de la saison sèche sont beaucoup moins robustes, avec des coefficients de corrélation médiocres, et une erreur atteignant jusqu'à 1500 mm en précipitation sur certains sites (Wiemann et al., 1998). Les résultats des différentes approches de la température moyenne annuelle (30.2, 29.3 et 30.3°C) sont relativement cohérents entre eux. La faible robustesse de l'estimation des précipitations se retrouve dans les résultats de Pondaung, avec une erreur de l'ordre de la valeur des précipitations (829 ± 940 mm). De manière encore moins vraisemblable, le rang annuel (MART) en température est négatif, tandis que la température du mois le plus froid (CMMT) est plus élevée que la température annuelle moyenne (32.4°C), mettant en doute la validité de ces deux indicateurs.

L'invraisemblance de la température d'hiver et du rang annuel de température peut être partiellement expliquée par l'absence de sites en zone de mousson dans la base de données de Wiemann et al. (1998). En effet, les zones de mousson ont la particularité d'allier période sèche et période froide, tandis qu'aux moyennes latitudes (où la base de données est bien plus renseignée), les périodes froides coïncident aux périodes humides. Le mois le plus froid et le mois le plus humide étant indissociables dans la base de

données de Wiemann et al. (1998), il est fort probable que la CMMT représente plutôt la température du mois le plus humide, et non celle du mois le plus froid (et la MART représentant la différence de température entre mois le plus humide et mois le plus sec). Parmi les sources d'erreur potentielles autres qu'un probable effet évolutif et une base de données lacunaire, déjà évoquées dans le cadre de l'approche par coexistence, on peut noter que les équations de MAP, DRY et MAT (3) sont basées sur la détection de fibres septées, qui s'avère extrêmement difficile (et relativement biaisée) sur nos échantillons de bois silicifié. L'approche anatomique n'apporte donc pas de résultats novateurs ; la température moyenne annuelle proposée par cette approche, seul élément potentiellement robuste, tourne autour de 30 ±5°C, avec une marge d'erreur néanmoins telle qu'elle perd beaucoup de son intérêt.

3 synthèse

Les trois approches menées ont un bilan mitigé et donnent des résultats paléoclimatiques avec de larges gammes d'erreur et de potentiels biais difficilement estimables. Un résumé des résultats les plus cohérents est donné en table 15. Ces résultats numériques ne permettent néanmoins pas de conclure quand à la présence d'un potentiel régime de mousson éocène. L'approche isotopique du chapitre suivant, plus qualitative, va permettre de mieux cerner le climat éocène birman pendant le Doubthouse.

Résultats	
Température moyenne annuelle	> 27°C (température interne de l'iguane fossile *Barbaturex* ; Head et al., 2013) < 35°C (anatomie du bois)
Température du mois le plus chaud	> 28.1°C (CA)
Température du mois le plus froid	> 16.7°C (CA), probablement beaucoup plus élevée (anatomie du bois)
Précipitations annuelles	> 1500 mm (CALMAG)
Précipitations pendant le mois le plus humide	> 270 mm (CA)

Table 15. Caractéristiques du climat de Pondaung issues d'une sélection des approches quantitatives les plus robustes.

Chapitre 11

Apport des isotopes stables (C, O) à la compréhension climatique de l'Eocène de Birmanie

1 Le fractionnement de l'oxygène et du carbone dans les carbonates de calcium

1.1 Intérêt et méthodes

Lors de la formation ou de l'altération d'un minéral, les isotopes de l'oxygène subissent différents fractionnements ; l'étude des rapports isotopiques de l'oxygène d'un minéral permet de reconstruire partiellement son histoire et de comprendre les conditions environnementales de sa formation (Urey et al., 1951). La teneur relative en isotope ^{18}O par rapport au ^{16}O, tout deux présents naturellement en proportion facilement détectable en spectrométrie de masse, est quantifiée en $^{\circ}/_{\circ\circ}$ de déviation par rapport à un standard grâce à l'indicateur $\delta^{18}O = 1000(\frac{R_{echantillon}}{R_{standard}} - 1)$, où $R = ^{18}O/^{16}O$. Le R moyen de l'eau de mer est communément utilisée comme standard (aussi appelée SMOW, pour Standard Mean Ocean Water), ainsi que le R moyen d'une calcite biogénique de belemnite crétacée, appelée PeeDee Belemnite (PDB).

Lors de la cristallisation de minéraux carbonatés en milieu aqueux (comme le carbonate de calcium $CaCO_3$), les isotopes de l'oxygène subissent, de l'eau au minéral, un fractionnement à l'équilibre α de la forme $\ln\alpha = f(T^{-2})$, où T est la température et f est une fonction linéaire dépendant de la structure minérale en question (e.g. calcite, dolomite, aragonite... ; Faure, 1986). Le $\delta^{18}O$ d'un minéral de carbonate nouvellement formée dépend donc de la température, du $\delta^{18}O$ de l'eau environnante, et de la structure minérale résultante. Les fonctions de fractionnement f reliant α et température sont obtenues empiriquement pour chaque espèce minérale (e.g. Grossman et Ku, 1986; Bhom et al., 2000). La détermination du $\delta^{18}O$ des carbonates en spectrométrie de masse permet donc d'estimer la température de l'eau ambiante et/ou d'approcher le $\delta^{18}O$ des eaux environnantes, fréquemment relié au $\delta^{18}O$ des eaux météoriques, lui

aussi à fort intérêt paléoclimatique (voir encarts 6 et 7 ; Grootes, 1993).

La teneur relative des carbonates en ^{13}C par rapport au ^{12}C est contrôlée par des lois plus complexes, compte-tenu de la contribution potentiellement variée de différentes sources de carbone (CO_2 gazeux, ions bicarbonates dissous, etc ; Faure, 1986). La teneur relative en ^{13}C est quantifiée en $^{\circ}/_{\circ\circ}$ de déviation par rapport au standard PDB grâce à l'indicateur $\delta^{13}C = (1000\frac{R_{echantillon}}{R_{standard}} - 1)$, où $R = ^{13}C/^{12}C$. Le $\delta^{13}C$ peut néanmoins s'avérer facile à interpréter paléoclimatiquement en fonction des sources de carbone en présence ; chaque type d'objet carbonaté (nodules pédogéniques, organismes marins...) va suivre une loi de fractionnement différente (Cerling, 1984).

Le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$ d'échantillons carbonatés ont l'avantage d'être tous les deux facilement calculables en série sur le récent appareillage GC-IRMS du CRPG, constitué d'un spectromètre de masse Thermo Fisher Scientific MAT 253, connecté à un chromatographe gaseux Gasbench et à une plateforme automatique d'échantillonnage (Autosampler), et fonctionnant en mode flux continu (Continuous flow). Pour réaliser une série d'analyses, les échantillons sont tout d'abord réduits en poudre ; une masse correspondant à 100-500 µg de carbonate par échantillon est ensuite stockée dans un tube hermétique. Sur la plateforme automatique, les tubes sont portés à 70°C puis vidés de leur air, remplacé par de l'hélium. Les échantillons sont alors mis en contact avec de l'acide phosphorique par injection dans le tube. Le CO_2 dégagé par la réaction est ensuite pompé et injecté dans le chromatographe en petites quantités successives. Le chromatographe et les divers filtres du Gasbench purifient le gaz afin de ne garder que le CO_2, qui est ensuite injecté dans le spectromètre. Ce dernier, en calculant l'importance relative des molécules de CO_2 de masse 44, 45 et 46, permet de déterminer le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$ du gaz. Ces deux valeurs sont ensuite corrigées des potentiels fractionnements lors du processus (touchant principalement l'oxygène, fortement fractionné lors de l'attaque acide ; Kim et al., 2007) grâce à l'analyse d'échantillons standards de valeur connue, réalisée entre deux séries d'échantillons (dans le cas présent, deux standards internes, calibrés sur les standards internationaux NBS 18 et NBS 19, ont été utilisés : le standard de calcite MCt et le standard Cal-S, constitué uniquement d'émail dentaire d'un mouton nancéen).

1.2 Une approche standard : l'isotopie des nodules carbonatés des paléosols

Parmi les approches isotopiques communes en reconstruction paléoclimatique du domaine continental, les nodules carbonatés de paléosols sont de fréquents sujets d'étude, car le $\delta^{18}O$ et le $\delta^{13}C$ de leurs carbonates sont en partie déterminés par différents processus climatiques actifs lors de la pédogénèse (pour plusieurs synthèses exhaustives : Aronson et al., 2008; Retallack, 2009; Sheldon et Tabor, 2009). Le $\delta^{18}O$ des nodules est empiriquement relié à la température du sol et au $\delta^{18}O$ des eaux de pluie, selon les principes énoncés précédemment (Cerling, 1984). Le CO_2 respiré par le sol est considéré comme principale source de carbone des nodules ; cette considération permet d'établir une loi reliant le $\delta^{13}C$ des nodules à la température du sol, au $\delta^{13}C$ de l'atmosphère (connu de manière indépendante ; Tipple et al., 2010), à la pression partielle en CO_2 atmosphérique (P_{CO2}) et au $\delta^{13}C$ de la flore ambiante (respirant à travers le sol ; Cerling, 1984, 1991, 1992).

Encart 6. **Le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques : mécanismes**

Les eaux météoriques (i.e. l'humidité atmosphérique et les précipitations résultantes) sont issues de l'évaporation de l'eau de surface, principalement en domaine océanique, et sont appauvries en isotopes lourds (^{18}O, mais aussi ^{17}O et ^{2}H ; Dansgaard, 1964). Les variations du $\delta^{18}O$ de ces eaux dépendent à la fois des processus de fractionnement lors de l'évaporation et puis lors de la condensation des masses de vapeur lorsqu'elles se déplacent.

Le premier processus de fractionnement a lieu lors de l'évaporation et dépend à la fois de la salinité des eaux et de la température (Mook, 2000). Au niveau des océans, la vapeur marine est toujours appauvrie en ^{18}O, de l'ordre de 10-15 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ ($\delta^{18}O_{vapeur}$=-10 à -15 SMOW pour $\delta^{18}O_{ocean}$=0). Cette vapeur marine forme l'essentiel de l'humidité des nuages. Le deuxième processus de fractionnement a lieu lors des précipitations : au cours de leur condensation et de leur chute, les gouttelettes de pluie connaissent un enrichissement en ^{18}O par rapport à la teneur du nuage ; ainsi, l'humidité restante dans le nuage est de plus en plus appauvrie en ^{18}O. Au premier ordre, l'évolution du $\delta^{18}O$ des nuages est bien expliquée par une simple **distillation de Rayleigh** (voir figure 53 ; Dansgaard, 1964). Lors de leur chute, les gouttelettes de pluie connaissent une forte interaction avec l'humidité ambiante qui résulte en un équilibre isotopique avec l'humidité de l'air de surface. Ainsi, l'enrichissement (i.e. le fractionnement) en ^{18}O des eaux météoriques est généralement en équilibre avec les températures de surface. Seules la neige et la glace, ainsi que les pluies fortement convectives et brutales, ne suivent pas cet équilibre et reflètent le $\delta^{18}O$ du nuage.

Le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques va donc être influencé par :

- La température de surface ; on parle d'**effet d'altitude** pour la diminution du $\delta^{18}O$ avec le relief, expliquée par la diminution des températures plus on monte vers les sommets (Dansgaard, 1964). On parle aussi d'**effet de latitude** pour la diminution du $\delta^{18}O$ avec la latitude, expliquée à la fois par la diminution des températures aux latitudes croissantes ainsi que par une distillation plus poussée avec la distance à l'équateur (les océans équatoriaux fournissant la majeure partie de l'humidité atmosphérique ; Mook, 2000).
- La distance à l'océan ; plus les nuages sont éloignés d'une source d'humidité potentielle permettant de se recharger, plus le nuage est appauvri par distillation, et plus les précipitations sont appauvries. On parle alors d'**effet de continentalité**, qui explique de forts appauvrissements en $\delta^{18}O$ météoriques continentaux sans modification importante de la latitude. Le recyclage de l'humidité du continent par ré-évaporation et évapotranspiration de l'eau continentale peut néanmoins perturber cet appauvrissement (Rozanski et al., 1993).
- Le caractère convectif ou intense des précipitations ; ce type de pluie échoue à atteindre l'équilibre avec les températures de surface. Le mécanisme déterminant leur $\delta^{18}O$ est encore mal compris, mais plusieurs décennies d'observation ont permis de mettre en évidence une bonne corrélation entre le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques et la quantité précipitée ; ainsi, plus la pluie est importante, plus son $\delta^{18}O$ sera proche de celui du nuage (Rozanski et al., 1993). On parle alors d'**effet de quantité** (Amount Effect ; Dansgaard, 1964).

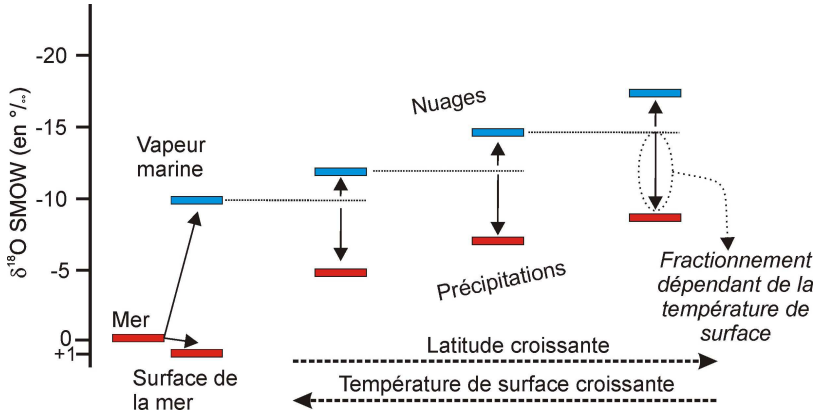


Figure 53. Le principe de la distillation de Rayleigh appliqué à la vapeur atmosphérique : évolution du $\delta^{18}O$ d'un nuage et de ses précipitations en fonction de la distance à sa source océanique.

Encart 7. **Le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques : variabilité spatiale et temporelle**

La contribution moderne des effets de latitude, de continentalité et de quantité varie en fonction de la zone géographique. Dans la bande tropicale (entre les ceintures anticycloniques nord et sud, vers 30°S et 30°N), l'effet de quantité domine dans les précipitations, due au caractère fortement convectif des pluies, notamment au sein de la zone de convergence intertropicale et des zones de mousson (Rozanski et al., 1993; Feng et al., 2009). On note d'ailleurs une bonne corrélation entre l'intensité de la mousson et l'appauvrissement en ^{18}O des eaux météoriques (Vuille et al., 2005). Au delà de 30° de latitude, les effets de latitude et de continentalité dominent (Rozanski et al., 1993; Feng et al., 2009). L'effet d'altitude joue dans les zones à relief, toutes latitudes confondues. Ainsi, en fonction de la zone géographique concernée, reconstituer le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques passées (et leur saisonnalité) apporte de potentielles interprétations en terme de paléo-températures (e.g. Schmitz et Andreasson, 2001; Bernard et al., 2009; Merceron et al., 2013), de sources d'humidité (e.g. Otero et al., 2011), de paléo-intensité des précipitations (e.g. Dettman et al., 2001; Sharma et al., 2004a) ou de paléo-altitude (e.g. Rowley et al., 2001; Rowley et Currie, 2006).

Le cas particulier des précipitations du Golfe du Bengale
Bien que situé dans la bande tropicale, le $\delta^{18}O$ des précipitations du golfe du Bengale, fortement négatives, ne semble pas être corrélé à l'effet de quantité. Les travaux d'Aggarwal et al. (2004) et de Breitenbach et al. (2010) ont montré une bonne corrélation du $\delta^{18}O$ météorique avec la source océanique des précipitations, montrant que l'humidité en provenance des zones océaniques les plus au sud présentent des $\delta^{18}O$ les plus négatifs, impliquant un fort effet de distillation en milieu océanique. De plus, pendant la période de mousson, les fortes précipitations continentales génèrent un débit fluvial très appauvri en ^{18}O qui contribue à diminuer fortement le $\delta^{18}O$ des eaux de surface océanique du Bengale et générant, par re-évaporation (jusqu'à 50% de l'humidité météorique au plus fort de la mousson ; Breitenbach et al., 2010), des précipitations plus négatives encore. Ainsi, malgré l'absence d'effet de quantité, le $\delta^{18}O$ des précipitations dans le golfe du Bengale est bien correlé à l'intensité des pluies de mousson (Vuille et al., 2005).

Impact des variations du $\delta^{18}O$ de l'océan
Toute approche quantitative à base du $\delta^{18}O$ des eaux météoriques passées doit enfin prendre en compte les variations temporelles du $\delta^{18}O$ moyen de l'océan, qui impactent ensuite toute la chaîne de distillation atmosphérique. Le $\delta^{18}O$ moyen de l'océan est principalement contrôlé par le volume des calottes glaciaires, constituées par de la glace à $\delta^{18}O$ très négatif (-40 à -50 $^{\circ}/_{\circ\circ}$) qui, lorsqu'elle fond en grande quantité, fait diminuer le $\delta^{18}O$ de l'océan (Miller et al., 1991, 2008). Dans un monde sans glace polaire (comme supposé pour une bonne partie de l'Eocène), le $\delta^{18}O$ attendu de l'océan est de l'ordre de -1.2 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ (Miller et al., 1987). Cet appauvrissement se traduirait par une diminution équivalente dans le $\delta^{18}O$ des précipitations mondiales et donc de la plus grande partie des eaux terrestres.

Encart 8. **Interpréter le $\delta^{18}O$ des eaux d'un réseau hydrographique**

Les eaux d'un réseau hydrographique viennent de trois sources principales : le ruissellement des eaux de surface (suite aux averses), la fonte des glaciers et la décharge des nappes (elles-mêmes rechargées par le ruissellement des eaux de surface et la fonte des glaciers). Le $\delta^{18}O$ d'un réseau hydrographique va donc être un mélange entre le $\delta^{18}O$ de ces trois sources, aux valeurs différentes :

- Le $\delta^{18}O$ des eaux de ruissellement est exactement celui des eaux météoritiques (voir encarts 6 et 7) ;
- Le $\delta^{18}O$ des eaux de fonte est celui de la neige et de la glace ; ces eaux présentent des valeurs de $\delta^{18}O$ proches de celles des parties sommitales de la couche nuageuse, très appauvrie en ^{18}O (entre -25 et -50 ; voir Encart 6 ; Mook, 2000) ;
- Le $\delta^{18}O$ des eaux issues de la décharge des nappes est un mélange des deux sources précédentes.

Ces trois sources ne possèdent pas la même inertie, et vont voir leur $\delta^{18}O$ évoluer en fonction des saisons, ainsi que leur contribution globale au débit aval :

- Le $\delta^{18}O$ des eaux de ruissellement évolue comme celui des précipitations et varie donc d'une averse à l'autre. La contribution de ces eaux n'est importante que pendant les averses et pendant le temps consécutif nécessaire au désengorgement des sols ;
- Le $\delta^{18}O$ des eaux de fonte est relativement constant, égal au $\delta^{18}O$ moyen des glaciers amonts. La contribution de ces eaux est importante pendant les périodes de dégel, et peut s'étaler jusque tard dans l'été (Dettman et Lohmann, 1993) ;
- Le $\delta^{18}O$ des eaux issues de la décharge des nappes est égal au $\delta^{18}O$ moyen des nappes amonts ; en fonction du temps de résidence de l'eau au sein de ces nappes, ce $\delta^{18}O$ peut être constant toute l'année (pour les aquifères très importants) ou varier en fonction de la contribution des deux sources précédentes selon les saisons (pour les aquifères plus réduits).

Le temps de résidence de l'eau au sein des aquifères explique l'étonnant lissage annuel de la variation du $\delta^{18}O$ des eaux des rivières, même dans les secteurs ou le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques possède une large amplitude ; ainsi, alors que les eaux météoriques connaissent une variation de l'ordre de 20 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ dans le bassin de drainage himalayen, les eaux de rivières n'ont généralement qu'une variation saisonnière de l'ordre de 2 à 6 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ (Dettman et al., 2001; Gajurel et al., 2006). Dans ces zones, la quasi-totalité des eaux de pluie tombe pendant les périodes de mousson et présente un $\delta^{18}O$ très négatif (voir Encarts 6 et 7) ; ces pluies forment l'immense majorité des eaux de recharge des nappes, et la contribution du $\delta^{18}O$ des pluies post-mousson au $\delta^{18}O$ des rivières est négligeable, même en période sèche.

L'étude de l'évolution temporelle du $\delta^{18}O$ des eaux d'un réseau hydrographique doit tout d'abord proposer un décryptage de la contribution de ces trois sources potentielles. La présence d'eaux de fonte se manifeste généralement par des $\delta^{18}O$ très négatifs et une amplitude annuelle très marquée (Dettman et Lohmann, 1993). Le signal des eaux de ruissellement se manifeste par des variations brutales du $\delta^{18}O$; l'interprétation de la variation saisonnière doit être ensuite réalisée en gardant à l'esprit que son amplitude dépend de la contribution variable des aquifères, et qu'une saisonnalité très marquée du $\delta^{18}O$ météorique ne se manifeste pas forcément dans les eaux fluviales. Enfin, l'eau des lacs et des autres étendues terrestres de petite et moyenne envergure est soumise à des phénomènes d'évaporation intense qui peuvent conduire à un enrichissement significatif en ^{18}O et perturber le signal des sources (Mook, 2000; Dettman et al., 2001; Otero et al., 2011).

Du fait de la richesse en horizons carbonatés dans la formation de Pondaung, une telle approche a été sérieusement envisagée dans les premiers temps de cette thèse. Après plusieurs essais préliminaires et quelques réflexions, cette approche a finalement été rejetée. En effet, l'utilisation du $\delta^{13}C$ comme indicateur de la P_{CO2} nécessitent une analyse du $\delta^{13}C$ de la matière organique du sol, utilisée communément comme analogue du $\delta^{13}C$ de la flore ambiante (Cerling, 1992; Retallack, 2009). Ces analyses sont difficilement réalisables pour les paléosols de Pondaung, compte tenu de leur très faible teneur en matière organique (voir chapitre 9). En utilisant une P_{CO2} éocène estimée par d'autres études (i.e. Pagani et al., 2011), l'utilisation du $\delta^{13}C$ comme indicateur de la flore dominante a peu d'intérêt pour l'Eocène, car la distinction isotopique entre végétations C3 et C4, aux affinités climatiques différentes (et dont la photosynthèse, différente, résulte en des valeurs $\delta^{13}C$ caractéristiques), n'est effective qu'à partir de l'Oligo-Miocène et ne devrait donc pas être détectable (Quade et al., 1989; Ehleringer et Cerling, 2002; Tipple et Pagani, 2007; Edwards et al., 2010) ; une analyse du $\delta^{13}C$ des nodules n'aurait qu'un faible intérêt en terme d'estimateur (peu précis) des précipitations (le $\delta^{13}C$ de la flore C3, seule présente à l'Eocène, étant grossièrement corrélé à l'humidité ambiante ; Kohn, 2010). Toute étude isotopique des nodules de Pondaung aurait donc pour principal objet l'interprétation du $\delta^{18}O$ en terme de paléo-température et de $\delta^{18}O$ météorique (Cerling, 1984; Quade et Cerling, 1995; Aronson et al., 2008). Or, il s'avère que d'autres éléments minéraux à groupement carbonaté, comme les coquilles de gastéropodes ou les dents fossiles de mammifères terrestres, enregistrent aussi le signal isotopique météorique (Fritz et Poplawski, 1974; Kohn et al., 1996; Dettman et al., 2001; Levin et al., 2006; Martin et al., 2008). Ces indicateurs biotiques alternatifs ont l'avantage de délivrer un enregistrement de précision (à l'échelle de la vie d'un individu, plutôt qu'à l'échelle de la durée de pédogénèse), et possèdent une minéralogie spécifique, dont l'étude permet de tester une potentielle altération diagénétique du signal (Schmitz et Andreasson, 2001; Zazzo et al., 2004; Jacques et al., 2008). Compte tenu de la richesse en fossile dans la formation de Pondaung, je me suis naturellement tourné vers ces deux approches.

2 Signal isotopique de dents fossiles

2.1 Principe

La phase minérale de l'émail dentaire des mammifères est exclusivement constituée de phosphate biogénique sous la forme d'hydroxy-apatites $Ca_5(PO_4)_3(OH)$, dont une partie présente des substitutions de groupement phosphate $(PO_4)^{3-}$ par des groupements carbonates CO_3^{2-} (de l'ordre de 3 à 5 % massique, Kohn et al., 1996; Zazzo et al., 2004). Le $\delta^{18}O$ des groupes carbonates (noté $\delta^{18}O_c$) et celui des groupes phosphates (noté $\delta^{18}O_p$) sont séparés par une simple relation de fractionnement qui varie très légèrement selon l'espèce ($\delta^{18}O_c = 1.037\delta^{18}O_p + 8.57$ sur l'ensemble des mammifères, $r^2 = 0.99$; standard SMOW ; Iacumin et al., 1996; Kohn et Cerling, 2002; Martin et al., 2008). La cristallisation de l'émail dentaire des mammifères se réalise grossièrement à température (corporelle) constante ; Le $\delta^{18}O_c$ et le $\delta^{18}O_p$ ne dépendent donc que du $\delta^{18}O$ de l'eau du corps, lui-même correlé au $\delta^{18}O$ de l'eau ingérée (Iacumin et al.,

1996; Kohn et Cerling, 2002; Levin et al., 2006).

Chez la plupart des mammifères, l'eau est principalement ingérée par consommation directe (on "boit") ; le $\delta^{18}O$ de l'émail reflète donc le $\delta^{18}O$ du réseau hydrographique et plans d'eau locaux, selon la relation approchée $\delta^{18}O_p \approx 0.9\delta^{18}O_{eau} + 23$, où $\delta^{18}O_{eau}$ est le $\delta^{18}O$ de la source en eau, exprimé par rapport au standard SMOW (Kohn et al., 1996; Kohn et Cerling, 2002). Chez certains mammifères de milieu à aridité marquée, une grande partie de l'eau ingérée est obtenue de manière indirecte, par consommation des végétaux ; l'eau subit une très forte évaporation au sein des plantes, résultant en un enrichissement en ^{18}O ; l'émail des mammifères à apport d'eau dominé par les végétaux connait donc des $\delta^{18}O$ fortement élevés, ne reflétant pas le signal isotopique du réseau hydrographique mais corrélés à l'intensité de l'aridité locale (Levin et al., 2006). L'analyse isotopique de l'émail dentaire de mammifères fossiles peut donc documenter le $\delta^{18}O$ du réseau hydrographique et/ou l'aridité et s'avère donc un indicateur paléoclimatique d'intérêt.

Enfin, le $\delta^{13}C$ de l'émail dentaire (phase carbonaté) des mammifères herbivores est linéairement corrélé avec le $\delta^{13}C$ moyen de la flore ingérée avec un simple enrichissement de l'ordre de 14 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ (Kohn et Cerling, 2002). La flore éocène est attendue comme exclusivement composée de plantes C3 ; la récente étude de Kohn (2010) suggère que le $\delta^{13}C$ moyen d'un ensemble végétal C3 est corrélé avec les précipitations moyennes ; l'étude du $\delta^{13}C$ de l'émail dentaire, peut donc être utilisée comme potentiel indicateur des précipitations (Kohn, 2010). On peut noter que compte tenu des variations du $\delta^{13}C$ atmosphérique entre l'Eocène et les temps modernes, la $\delta^{13}C$ végétal éocène est attendu comme appauvri de l'ordre de -2 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ par rapport aux valeurs modernes (Tipple et al., 2010; Kohn, 2010). Un coefficient rectificateur de -16 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ devra donc être appliqué au $\delta^{13}C$ de l'émail afin de retrouver la valeur de la flore ingérée.

2.2 Matériel et méthodes

10 échantillons de dents fossiles de gros mammifères de la formation de Pondaung ont été sélectionnés pour analyse isotopique, incluant 6 rhinocerotoïdes (dont 4 amynodontidés identifiés), 2 bronthothéridés et 2 anthracothéridés (voir table 16). Compte tenu de leur masse (supérieure à la tonne pour les brontothères et supérieure à 400 kilos pour *Paramynodon birmanicus* ; Tsubamoto et al., 2005), de la physiologie de leur plus proches représentants modernes (Levin et al., 2006), et de leur probable caractère semi-aquatique (au moins pour certains amynodontidés et anthracothères ; Tsubamoto et al., 2005), il est vraisemblable de supposer que tous les individus fossiles choisis présentaient un régime hydrique important dominé par la consommation directe d'eau, et que le $\delta^{18}O$ de leur émail dentaire reflète directement celui du réseau hydrographique de Pondaung, sans effet d'aridité.

Pour chaque dent, plusieurs échantillons d'émail ($\approx$ 10-20 mg de poudre par échantillon) ont été prélevés à la micro-foreuse le long de l'axe de croissance. Chaque poudre a ensuite été préparée selon le protocole déjà utilisé par Jacques et al. (2008), à savoir un premier bain de 2h à température ambiante dans de l'eau oxygénée à 10% (pour oxider la matière organique résiduelle), puis un deuxième bain de 4h à température ambiante dans une solution tampon acide acétique/Ca-acétate 1M (pour enlever de potentiels

Ech.	Taxon	Site	Mission	Elément
J01	Amynodontidae, probablement *Paramynodon birmanicus*	Pagan	2010	Molaire (M3) sur demi-mandibule
J02	Amynodontidae gen. et sp.	Ganle	2010	Incisive
J03	Famille inconnue (rhinocerotoidea) gen. et sp.	Chauk Magyi	2006	Fragment d'émail (dent inderterminée)
J04	Anthracotheriidae gen. et sp.	Ganle	2001	Fragment de cuspide (dent inderterminée)
J05	Amynodontidae gen. et sp.	Lema Kyitchaung	2006	Molaire
J06	Brontotheriidae gen. et sp.	Pagan	2006	Molaire
J07	Famille inconnue (rhinocerotoidea) gen. et sp.	Nyaungpinle	2005	Canine supérieure
J08	Anthracotheriidae, *Anthracotherium* sp.	Thandaung Kyitchaung	2006	Prémolaire (P3)
J09	Brontotheriidae gen. et sp.	Thandaung Kyitchaung	2006	Incisive
J10	Amynodontidae gen. et sp.	PK4	2002	Molaire

Table 16. Echantillons de mammifères terrestres fossiles de la formation de Pondaung utilisés pour l'analyse isotopique de leur émail dentaire.

carbonates exogènes). Après chaque bain, les poudres ont été rincées plusieurs fois à l'eau distillée puis séchées à 90°C. Enfin, les poudres ont été analysées par GC-IRMS au CRPG selon le protocole décrit précédemment (72 échantillons au total). De plus, un échantillon par individu a été doublé afin de mesurer le $\delta^{18}O$ de sa phase phosphatée ; l'analyse du $\delta^{18}O_p$ a été réalisée au Laboratoire de Géologie de Lyon, Terre Planètes Environnement (UMR 5276) ; brièvement, chaque échantillon est dissous dans de l'acide fluorhydrique (HF) ; les ions phosphates sont ensuite isolés à l'aide de résines échangeuses, puis précipités sous forme d'Ag_3PO_4 ; le precipité est alors réduit en monoxyde de carbone par pyrolyse à 1450°C et analysé par analyseur élementaire interfacé en flux continu avec un spectromètre de masse (EA-py-IRMS ; Fourel et al., 2011). Malgré la complexité technique de l'analyse du $\delta^{18}O_p$, l'intérêt d'analyser le $\delta^{18}O$ de la phase phosphatée réside en son étonnante résistance à la diagénèse, bien plus grande que celle de la phase carbonatée (Zazzo et al., 2004; Tutken et al., 2008). Comparer $\delta^{18}O_c$ et $\delta^{18}O_p$ permet donc de tester la présence de diagénèse et de potentielles dérives dans les valeurs $\delta^{18}O_c$ (Kohn et Cerling, 2002; Zazzo et al., 2004). Une synthèse des résultats des analyses isotopiques est présentée en table 17.

2.3 Résultats : isotopes du carbone

$\delta^{13}C$ intra- et inter-specimens

Le $\delta^{13}C$ des dix spécimens est relativement homogène entre -8.1 et -13.5 °/₀₀ (voir table 17), correspondant, après correction de -16 °/₀₀, à une flore ingérée ayant des valeurs entre -24.4 et -29.5 °/₀₀ et cohérente avec une flore purement C3 (Ehleringer et Cerling, 2002). La variation saisonnière en $\delta^{13}C$ est relativement faible, en phase avec le $\delta^{18}O$ (non montré), généralement de l'ordre de 1 °/₀₀, avec trois

Ech.	Taxon	$\delta^{18}O_p/\delta^{18}O_c$ SMOW	$\langle\delta^{18}O_c\rangle$ PDB	$\langle\delta^{13}C\rangle$ PDB
J01	Rhinocerotoïde	15.91/22.82	-7.2 (-7.9 à -6.5)	-12.7 (-13.5 à -12.2)
J02	Rhinocerotoïde	14.78/21.08	-8.8 (-10.0 à -6.5)	-9.1 (-10.3 à -8.1)
J03	Rhinocerotoïde	14.50/22.41	-9.5 (-10.4 à -8.3)	-11.0 (-11.3 à -10.1)
J04	Anthracotheridé	14.13/20.74	-8.9 (-9.9 à -8.3)	-13.6 (-13.8 à -13.1)
J05	Rhinocerotoïde	13.66/21.03	-8.7 (-10.3 à -6.5)	-10.7 (-11.5 à -8.1)
J06	Brontothéridé	15.76/23.10	-7.7 (-8.5 à -7.1)	-12.7 (-12.8 à -12.5)
J07	Rhinocerotoïde	16.23/22.12	-7.6 (-8.5 à -7.1)	-11.3 (-11.7 à -10.8)
J08	Anthracotheridé	14.32/21.76	-7.6 (-8.9 à -5.9)	-10.2 (-11.1 à -9.4)
J09	Brontothéridé	16.25/23.39	-6.2 (-7.3 à -4.9)	-10.6 (-10.1 à -10.7)
J10	Rhinocerotoïde	15.78/22.15	-7.7 (-8.5 à -6.9)	-12.2 (-12.5 à -12.1)

Table 17. Valeurs $\delta^{18}O_p$ et $\delta^{18}O_c$ de l'échantillon préparé en double pour chacun des spécimens de mammifères de Pondaung étudiés, ainsi que les $\delta^{18}O_c$ et $\delta^{13}C_c$ (avant correction pour la flore) moyens et extrêmes. Les $\delta^{18}O$ sont indiqués selon le standard PDB ou SMOW, selon l'usage ; la conversion d'un rapport à l'autre est réalisée grâce à l'équation $\delta^{18}O_{(SMOW)} = 1.03091\delta^{18}O_{(PDB)} + 30.91$ (Coplen et al., 1983). Résultats détaillés en annexe D.

spécimens ayant une variation légèrement plus grande, de l'ordre de 2 à 3 °/₀₀ (J2, J5 et J8). Ces écarts sont de l'ordre de la variation saisonnière végétale intra-spécifique et ne nécessitent donc pas de changement saisonnier de régime alimentaire pour être expliqués (Ehleringer, 1989; Sharp et Cerling, 1998). Deux groupes se distinguent : les spécimens J2, J3, J5, J7, J8 et J9 présentent des valeurs corrigées entre -24.1 et -27.7 ; les spécimens J1, J4, J6 et J10 présentent des valeurs corrigées inférieures à -28.1 (voir figure 54) ; ces deux groupes ne correspondent à aucun site(s) particulier(s) ou famille phylogénétique spécifique.

Implications paléoenvironnementales

Une première explication du large spectre des valeurs de $\delta^{13}C$ et de la présence de deux groupes distincts est d'invoquer la présence de différents écosystèmes, à végétation C3 distincte, fournissant différentes sources d'alimentation aux mammifères de Pondaung. Au regard de la diminution du $\delta^{13}C$ des végétaux C3 avec l'humidité croissante et l'augmentation du couvert végétal (Ehleringer et Cooper, 1988; Kohn, 2010), le premier groupe correspondrait à des individus occupant majoritairement la plaine ouverte, et le deuxième groupe correspondrait à une zone d'habitat plus humide, dans les forêts de sal de l'amont ou dans les forêts ripariennes de la plaine. Néanmoins, compte tenu de la forte variation interspécifique du $\delta^{13}C$ végétal au sein d'un même écosystème (parfois jusqu'à 10 °/₀₀ ; Ehleringer et Cooper, 1988; Ehleringer, 1989; Knohl et al., 2005), il n'est pas forcément nécessaire d'invoquer des écosystèmes

différents pour expliquer les valeurs variées de l'émail dentaire des mammifères de Pondaung ; en ce sens, les deux groupes à $\delta^{13}C$ distincts peuvent refléter différentes habitudes alimentaires au sein d'un unique écosystème, vraisemblablement l'environnement riparien au direct voisinage des zones de dépôt.

La figure 54 montre la large gamme du $\delta^{13}C$ de la végétation moyenne ingérée par les mammifères et l'incapacité de prédire correctement une gamme de précipitations par comparaison avec la distribution des assemblages C3 actuels (Kohn, 2010). Elle indique néanmoins l'absence d'effet de canopée dans les valeurs de $\delta^{13}C$ et confirme donc l'aspect ouvert des forêts de Pondaung.

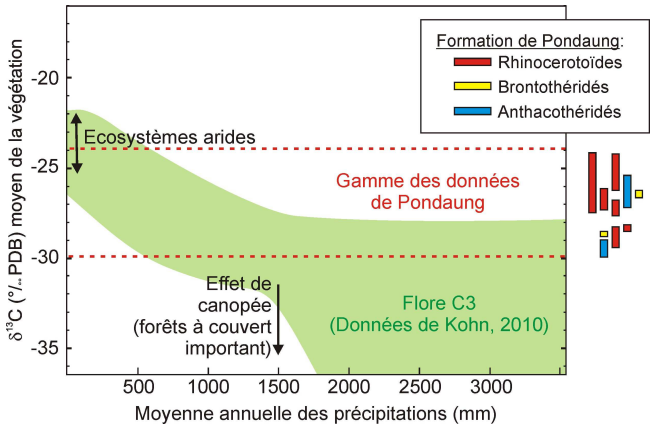


Figure 54. $\delta^{13}C$ de l'émail des 10 mammifères fossiles de Pondaung corrigé d'un fractionnement de -16 pour rendre compte du $\delta^{13}C$ moyen de la flore ingérée (droite du graphe, rectangles indiquant la gamme de valeur pour chaque individu), comparé à la gamme de valeur de la flore de différents sites en fonction des précipitations (d'après Kohn, 2010).

2.4 Résultats : isotopes de l'oxygène

Variations entre phases phosphatée et carbonatée - implications pour la diagénèse

Les mesures doublées ($\delta^{18}O_c/\delta^{18}O_p$) sont légèrement éloignées de la droite de fractionnement standard entre phases carbonatée et phosphatée (figure 55) mais restent dans le spectre des mesures sur mammifères modernes. Cette légère déviation peut donc être expliquée par la seule variation inter-spécifique de la relation de fractionnement ; son caractère constant (et commun à tous les échantillons) suggère néanmoins une légère diagénèse, à l'origine d'un diminution des $\delta^{18}O_c$ par rapport à la valeur de fractionnement carbonate/phosphate attendue (la phase phosphate étant considérée comme beaucoup plus stable ; Zazzo et al., 2004). Il est donc possible que les valeurs $\delta^{18}O_c$ de la table 17 soient sous-estimées et soient en réalité moins négatives, appauvries de l'ordre de 1 à 2 $^\circ/_{oo}$.

$\delta^{18}O_c$ intra- et inter-spécimens

Le $\delta^{18}O_c$ montre des variations significatives sur chaque dent (jusqu'à près de 4 $^\circ/_{oo}$), tandis que le $\delta^{18}O_c$ moyen est relativement homogène entre les échantillons (voir table 17). Ces variations sont progressives et suivent des tendances croissantes (ou décroissantes) continues sur des portions de l'ordre

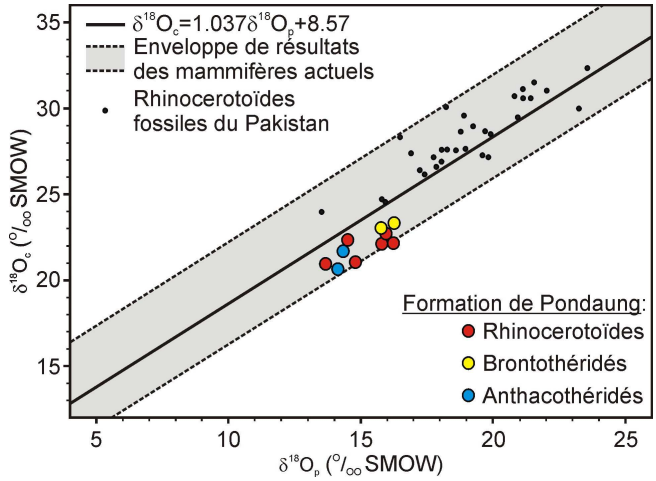


Figure 55. a : $\delta^{18}O_p$ vs $\delta^{18}O_c$ pour les dix spécimens de mammifères de Pondaung, comparés aux valeurs d'un grand spectre espèces modernes (enveloppe grise), à la droite de fractionnement Phosphate-Carbonate pour l'émail de mammifères ($\delta^{18}O_c = 1.037\delta^{18}O_p + 8.57$; $r^2 = 0.99$), et aux valeurs de rhinocerotoïdes fossiles du Pakistan (droite, valeurs modernes et fossiles d'après Martin et al., 2011).

de 5 à 8 mm ; sur l'échantillon le plus imposant (l'incisive de J2, hypsodonte et sans racine apparente, longue de ≈ 5 cm), ces variations forment des cycles répétées de 15 mm, interprétés comme une cyclicité saisonnière (voir figure 56). Cette interprétation indique donc un enregistrement d'au moins trois années consécutives sur l'incisive de J2, avec un taux de croissance dentaire de 15 mm/an cohérent avec le taux de croissance dentaire des rhinocéros modernes (connu néanmoins que de l'étude des molaires ; Tafforeau et al., 2007) ; elle relativise aussi la présence d'une potentielle diagénèse du signal isotopique, qui semble n'avoir pas perturbé les variations saisonnières.

Comparaisons et implications

La comparaison du $\delta^{18}O_c$ de Pondaung avec les quelques $\delta^{18}O_c$ de mammifères fossiles birmans publiés est présentée en figure 57a. Les $\delta^{18}O_c$ de Pondaung ont des valeurs bien plus négatives que les valeurs mio-pliocènes issues de la formation de l'Irrawaddy (passage d'une moyenne de -5.6 °/₀₀ PDB au Mio-Pliocène à une moyenne de -8.0 °/₀₀ PDB pour Pondaung). Cette large différence ne peut être expliquée par le léger changement global du $\delta^{18}O$ des eaux terrestres entre l'Eocène et le Mio-Pliocène (seule une variation maximum de -1.2 °/₀₀ étant attendue ; voir encart 7) ; la réalité de cette différence est néanmoins difficilement estimable au regard de potentiels biais diagénétiques. Si le probable biais dans les mesures sur phase carbonatée des échantillons Pondaung aurait tendance à diminuer cette différence, les valeurs mio-pliocènes de Zin Maung Maung Thein et al. (2011) et Jaeger et al. (2011) ne sont pas couplées de mesures de $\delta^{18}O_p$ permettant d'estimer l'impact de la diagénèse.

La comparaison des $\delta^{18}O_p$ de Pondaung avec les $\delta^{18}O_p$ de mammifères fossiles du bassin de l'avant-pays Himalayen permet de s'affranchir d'un potentiel effet diagénétique ; il convient de noter que la quasi-totalité des mesures de $\delta^{18}O_p$ fossile dans la région sont malheureusement situées à grande distance, de l'autre côté du bassin d'avant-pays, dans la plaine pakistanaise (Dettman et al., 2001). Les côtes

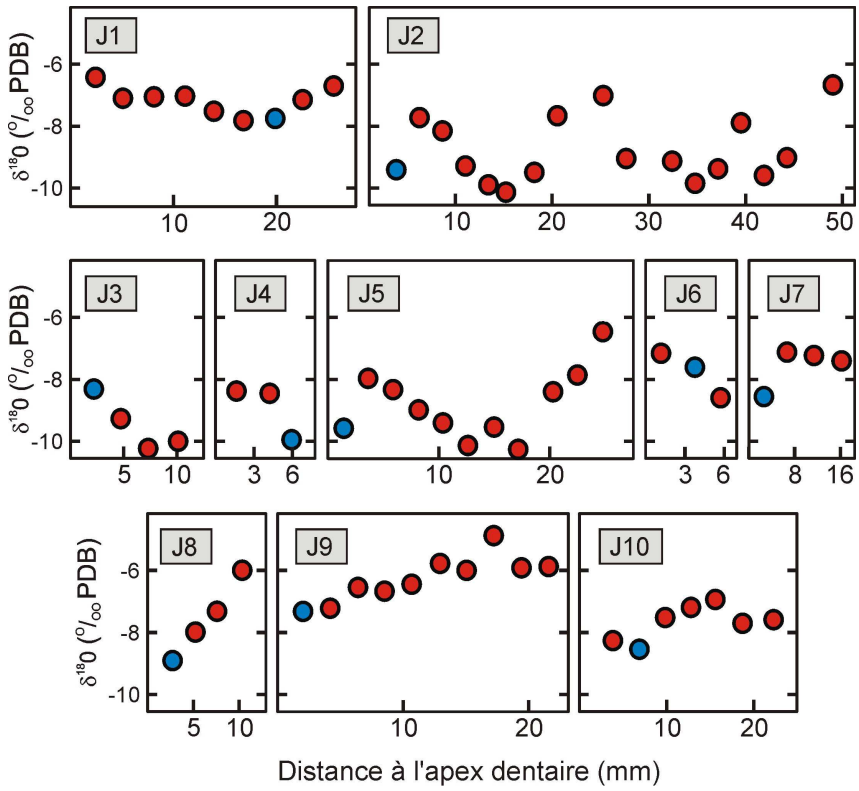


Figure 56. $\delta^{18}O_c$ de l'émail des dix spécimens de la figure 55, en fonction de la distance à l'apex de la dent, le long de l'axe de croissance dentaire. En bleu : échantillon doublé pour mesure du $\delta^{18}O_p$ (voir figure 55).

du Bengale et l'avant-pays pakistanais, bien que recevant des quantités de précipitation différentes, sont situées approximativement à la même latitude et altitude, sont soumises à la mousson et sont caractérisées par une amplitude en $\delta^{18}O$ météorique et un $\delta^{18}O$ météorique moyen (moyenné sur la quantité de précipitations) similaires, ainsi qu'un $\delta^{18}O$ du réseau hydrographique comparables (Araguas-Araguas et al., 1998; Dettman et al., 2001; Gajurel et al., 2006). Les données pakistanaises sont donc, au premier ordre, un bon indicateur des valeurs $\delta^{18}O$ de l'avant-pays himalayen, et leur comparaison avec les données de Pondaung confirme l'aspect fortement négatif des valeurs éocènes par rapport aux valeurs plus récentes (figure 57b). Les valeurs de Pondaung ne semblent avoir été atteintes qu'au cours du Miocène supérieur, vers 9-7 Ma (Dettman et al., 2001; Martin et al., 2011).

La conversion des $\delta^{18}O_p$ en $\delta^{18}O$ du réseau hydrographique rend compte de cette forte négativité (figure 58). Les valeurs $\delta^{18}O_p$ les plus négatives correspondent à des $\delta^{18}O_{eau}$ autour de -11 ±4 °/₀₀. Dans le réseau hydrographique de basse altitude de l'avant-pays himalayen, ces valeurs ne sont atteintes aujourd'hui qu'au plus fort de la mousson (Gajurel et al., 2006). Les valeurs fossiles les moins négatives correspondent à des $\delta^{18}O_{eau}$ autour de -7 ±4 °/₀₀ ; cette approximation du maximum de $\delta^{18}O_{eau}$ est probablement fortement sous-estimée, car les maxima de $\delta^{18}O_c$ visibles en figure 56 n'ont malheureusement pas été doublés par une mesure de $\delta^{18}O_p$. De plus, les ≈ 4 °/₀₀ de variation saisonnière en $\delta^{18}O_c$ traduisent probablement une plus grande variation du $\delta^{18}O_{eau}$ du réseau hydrographique ; en effet, l'eau

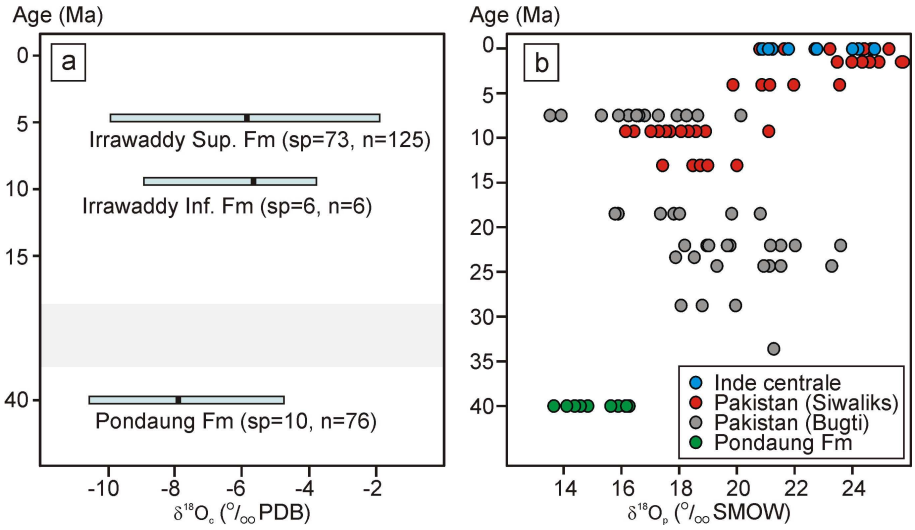


Figure 57. a : $\delta^{18}O_c$ de mammifères de la formation de Pondaung comparés aux $\delta^{18}O_c$ de 6 hipparions de la formation de l'Irrawaddy (partie inférieure, site à ≈ 9-10 Ma ; Jaeger et al., 2011) et de 73 mammifères fossiles divers de la formation de l'Irrawaddy (partie supérieure, site à ≈ 4-5 Ma ; Zin Maung Maung Thein et al., 2011) ; sp : nombre de specimens ; n : nombre de mesures. b : $\delta^{18}O_p$ de mammifères de la formation de Pondaung comparés aux $\delta^{18}O_p$ de mammifères divers des séries pakistanaises des Siwaliks (Dettman et al., 2001), des collines Bugti (Martin et al., 2011) et de la plaine du Gange indienne (Sharma et al., 2004b).

ingérée par les grands mammifères possède un temps de résidence de plusieurs semaines dans le corps, se traduisant par un lissage temporel des variations du $\delta^{18}O$ dentaire (Sharp et Cerling, 1998; Souron et al., 2012). L'étude du signal isotopique des dents fossiles délivre deux grandes informations sur le réseau hydrographique :

- Le $\delta^{18}O$ des eaux du réseau hydrographique de Pondaung est majoritairement très négatif, avec des valeurs similaires au Miocène supérieur de l'avant-pays himalayen (autour de -10 °/oo SMOW) ;
- Le $\delta^{18}O$ présente une forte saisonnalité (sans doute supérieure à 4 °/oo), avec l'alternance d'une saison à $\delta^{18}O$ très appauvri et d'une saison à $\delta^{18}O$ plus enrichi (>-7 °/oo SMOW).

Avant d'interpréter ces résultats en termes climatiques, l'étude du signal isotopique de coquilles de gastéropodes fossiles va permettre de préciser ces caractères.

3 Signal isotopique des gastéropodes fossiles

3.1 Principe

La cristallisation de la coquille carbonatée (généralement aragonitique) des gastéropodes dulçaquicoles n'est pas continue et, contrairement à l'émail dentaire des mammifères, se réalise dans des conditions de température hydrique variant significativement avec les saisons. Malgré cette forte variabilité annuelle des conditions environnementales, la minéralisation de la coquille se fait étonnamment à l'équilibre isotopique, avec un fractionnement relativement homogène au sein des différentes familles de gastéropodes, suivant la loi $\delta^{18}O_c = \delta^{18}O_{eau} - \frac{T}{4.34} + 4.75$ où T est la température de l'eau ambiante, $\delta^{18}O_c$ le $\delta^{18}O$ de la

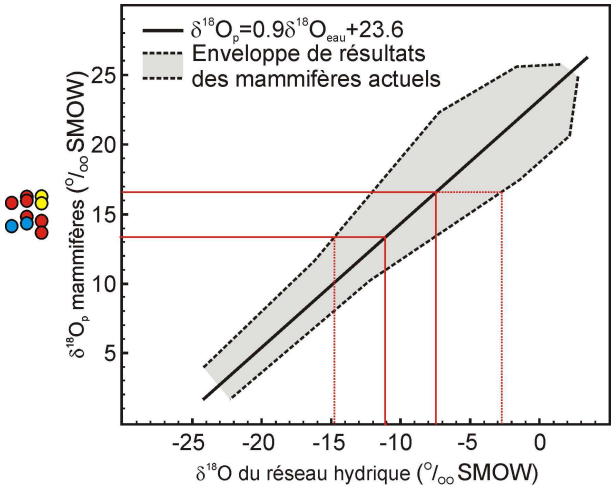


Figure 58. $\delta^{18}O_p$ de l'émail des dix spécimens de mammifères (code couleur similaire à la figure 55), et $\delta^{18}O$ équivalent de l'eau ingérée ; la variation autour du $\delta^{18}O$ équivalent de l'eau est évaluée à ± 4 °/$_{oo}$ selon les espèces (droite de corrélation et spectre des valeurs modernes d'après Kohn et al., 1996 et Kohn et Cerling, 2002).

coquille (relatif au standard PDB) et $\delta^{18}O_{eau}$ celui de l'eau ambiante (relatif au standard SMOW ; Fritz et Poplawski, 1974; Grossman et Ku, 1986; Dettman et al., 1999). Bien que certains effets physiologiques peuvent occasionner une variation de l'ordre de 0.5 à 1 °/$_{oo}$ au $\delta^{18}O_c$ des gastéropodes continentaux (Shanahan et al., 2005), cette approche constitue un moyen relativement robuste de détermination du $\delta^{18}O_{eau}$ passé, sous réserve d'une bonne approximation de la température des eaux et de s'assurer de l'absence de diagénèse sur la coquille, beaucoup plus propice aux cristallisations et dissolutions secondaires que l'émail dentaire (Dettman et Lohmann, 1993; Schmitz et Andreasson, 2001).

Le $\delta^{13}C$ des coquilles est beaucoup moins facilement interprétable et dépend de plusieurs facteurs dont la contribution exacte n'est toujours pas comprise : la température (Grossman et Ku, 1986), le $\delta^{13}C$ de la charge dissoute inorganique de l'eau (ions bicarbonates principalement ; Fritz et Poplawski, 1974), et le $\delta^{13}C$ du CO_2 métabolique, lui même corrélé au $\delta^{13}C$ moyen de la source de nourriture solide du gastéropode (Dettman et al., 2001; Shanahan et al., 2005).

3.2 Matériel et méthodes

Sept coquilles de gastéropodes dulçaquicoles de la formation de Pondaung (site de Thandaung Kyitchaung) et sept coquilles de la formation de Yaw (mines de la vallée de Wa Ya Chaung, Pits 1, 2 et 4) ont été collectées à l'hiver 2011-2012 et sélectionnées pour leur bon état de préservation (voir figure 59a et table 18). Les gastéropodes de Pondaung correspondent à une espèce inconnue du genre *Brotia*, échantillonnés dans deux niveaux distincts de faciès Fcf (lentilles lacustres perannuelles de ceinture d'avulsion ; voir chapitre 7) ; les gastéropodes de Yaw correspondent à ces mêmes spécimens *Brotia* sp., échantillonnés en base de divers corps sableux chenalisants (faciès St ; voir chapitre 4). Ces spécimens sont bien distincts de l'espèce *Pachymelania kalewana*, initialement décrite sur les mêmes sites par Kotaka et Uozumi (1962), et trouvée dans les mêmes niveaux. On peut noter que Kotaka et Uozumi (1962)

considèrent *Pachymelania kalewana* comme une espèce côtière ; le gite fossilifère dont nos spécimens sont issus semble plutôt pointer pour une origine fluviale.

Chaque spécimen a été nettoyé aux ultrasons puis décapé d'une couche surficielle de l'ordre de 1 mm à l'aide d'une microforeuse. Quelques mg de coquille ont ensuite été prélevés et analysés en diffraction aux rayons X sur un diffractomètre Bruker D8 Advance en mode AD, à l'Hydrasa (IC2MP, Poitiers), afin de tester la pureté aragonitique de la coquille et la présence de calcite secondaire. Pour compléter ces observations, huit échantillons ont ensuite été noyés dans une résine epoxy et observés en cathodoluminescence sur un microscope Olympus BX50 couplé à un appareillage cathodo Opéa au laboratoire GEGENAA (Université de Reims ; réglages : 350 mA, 18-19 keV). Enfin, 100 à 500 µg de coquille ont été échantillonnés plusieurs fois sur chaque chaque spécimen, le long de l'axe de croissance, puis analysés en isotopie (C,O) selon le protocole décrit en section 1.1. Les résultats des analyses isotopiques sont résumés en table 18.

3.3 Tests diagénétiques

Les diffractogrammes de poudre de coquille présentent un signal aragonitique pur (non montré en figure). L'absence de calcite est confirmée par les observations en cathodoluminescence : tous les fragments y présentent une couleur bleue typique de l'aragonite, et les couleurs rouge et orangée, typiques de la calcite, sont totalement absentes (voir figure 59b à 59e ; Barbin, 2000, 2013). On note la présence de lignes de croissance marquées très brillantes (à forte teneur en Mn^{2+}), confirmant un milieu plutôt dulçaquicole et suggérant la présence de stress environnemental pendant la croissance (Barbin, 2000; Barbin et al., 2008). Tous ces éléments indiquent une très bonne préservation de l'aragonite des coquilles et l'absence de précipitation secondaire.

3.4 Résultats : isotopes du carbone

Variations intra-spécimens du $\delta^{13}C$

Contrairement au $\delta^{13}C$ de l'émail dentaire, le $\delta^{13}C$ des coquilles présente d'énormes variations, spécialement pour les spécimens de la formation de Yaw (jusqu'à 12 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ sur Y1 ; voir table 18). L'évolution du $\delta^{13}C$ ne présente aucune corrélation marquée avec l'évolution du $\delta^{18}O$, bien que sur un grand nombre de coquilles, les maxima de $\delta^{13}C$ précèdent, avec un léger décalage temporelle, les maxima de $\delta^{18}O$ (figure 60) ; ces observations reflètent la complexité des mécanismes d'incorporation du carbone dans la coquille et contrastent avec les gastéropodes de Gajurel et al. (2006), échantillonnés dans la plaine du Gange moderne et présentant des variations de $\delta^{13}C$ peu significatives (seulement 2 à 3 $^{\circ}/_{\circ\circ}$). L'amplitude des variations des gastéropodes birmans n'est néanmoins pas inédite, des amplitudes et valeurs similaires étant retrouvées dans les coquilles de bivalves fossiles de l'avant-pays himalayen (région népalaise ; Dettman et al., 2001).

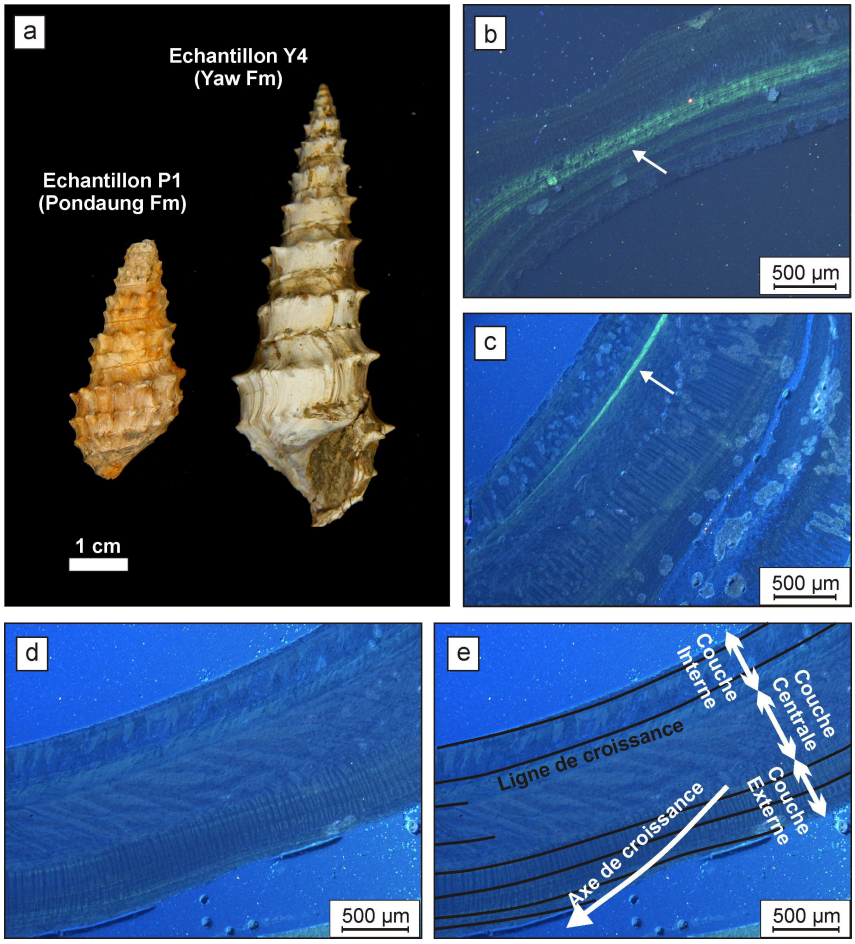


Figure 59. a : *Brotia* sp. de la formation de Pondaung (à gauche) de la formation de Yaw (à droite). b,c : vues en cathodoluminescence de fragments de coquille de Pondaung ; notez les bandes de croissance plus vertes, indiquant une plus grande concentration en Mn^{2+}, typique des gastéropodes d'eau douce (flèches blanches ; Barbin, 2000). d,e : vue en cathodoluminescence d'un fragment de coquille de Pondaung avec schéma commentée ; notez la présence de lignes de croissance plus ou moins marquées dans les couches internes et externes, formant un angle important avec l'axe de courbure de la coquille ; notez aussi la structure lamellaire croisée pour l'aragonite, à orientation variant selon les couches, commune chez les gastéropodes (Dauphin et Denis, 2000; Dauphin, 2002). (Photographies en cathodoluminescence : Vincent Barbin)

Implications

Ces variations peuvent être partiellement expliquées par les variations saisonnières du $\delta^{13}C$ dissous de la rivière (plus de 5 °/₀₀ de variation dans le Gange actuel ; Gajurel et al., 2006), reflets des variations saisonnières des sources hydrographiques amonts et de la contribution des eaux de ruissellement. On peut proposer, pour ces deux sources de carbone dissous :

- un $\delta^{13}C$ de la charge dissoute issue de l'amont du réseau de drainage autour de 0 °/₀₀ PDB, comme pour le Gange actuel ; en supposant que les séries carbonatées de la chaîne Sino-Birmane fournissaient la majeure partie de carbonate dissous du réseau hydrographique, cette valeur est relativement cohérente (Galy et France-Lanord, 1999) ;
- un $\delta^{13}C$ des eaux de ruissellement de la plaine beaucoup plus négatif, probablement entre -9 et

-18 °/₀₀ PDB ; ces valeurs correspondent à un équilibre des ions des eaux de ruissellement avec la P_{CO2} probable des sols de la plaine (Galy et France-Lanord, 1999) ;

En considérant ces deux pôles, les variations du $\delta^{13}C$ de la coquille des gastéropodes peuvent être expliquées par un mélange évoluant saisonnièrement entre les contributions de ces deux sources (Vonhof et al., 2013) ; les valeurs les plus négatives correspondent aux périodes de ruissellement accru (et donc de précipitations), comme observé dans la plaine du Gange actuelle (Gajurel et al., 2006). Il est néanmoins difficile de déterminer la contribution exacte des deux sources identifiées, compte-tenu de la probable présence d'effets physiologiques et de la contribution de carbone métabolique, impactant le $\delta^{13}C$ de la coquille (Shanahan et al., 2005) ; la large amplitude des variations du $\delta^{13}C$ suggère néanmoins la présence de période de précipitations très fortes alternant avec des périodes beaucoup plus sèches. Cette large amplitude, bien plus grande à l'Eocène que dans l'actuelle plaine du Gange, peut en partie être expliquée par l'absence de plantes C4 à l'Eocène, ces dernières ayant tendance à faire augmenter le $\delta^{13}C$ du carbone du sol (et donc à diminuer l'amplitude des variations du $\delta^{13}C$ hydrique ; Cerling, 1992; Galy et France-Lanord, 1999).

3.5 Résultats : isotopes de l'oxygène

Variations intra-et inter-spécimens du $\delta^{18}O$

Tout comme pour l'émail des dents fossiles, le $\delta^{18}O$ des coquilles présente des variations significatives au sein d'un même spécimen (jusqu'à 7 °/₀₀ pour les spécimens de Pondaung, jusqu'à 4 °/₀₀ pour les spécimens de Yaw ; voir table 18 et figure 60). Pour tous les échantillons, la majorité des valeurs est extrêmement négative, en deçà de -10 °/₀₀ (et fréquemment sous - 12 °/₀₀) ; ces valeurs sont perturbées par un (voir plusieurs pour Y1 et Y3) intervalles à valeurs beaucoup plus élevées (atteignant -5 °/₀₀ pour deux échantillons de Pondaung). Ces intervalles sont interprétés comme marqueurs d'extrêma saisonniers ; seul un cycle annuel, souvent partiel, semble avoir été préservé (même pour les échantillons Y1 et Y3, dont le $\delta^{13}C$ confirme l'absence de cyclicité). Cette observation, certes handicapante, n'est néanmoins pas surprenante, et suggère une durée de vie inférieure à l'année pour les gastéropodes (l'étude de gastéropodes dulçaquicoles de la plaine du Gange, dont plusieurs *Brotia* sp., par Gajurel et al. (2006), a déjà rencontré un problème similaire). La saison à $\delta^{18}O$ plus élevé apparaît toujours plus courte dans l'enregistrement fossile, et commence (ou termine) parfois abruptement ; ces observations ne reflètent néanmoins pas la durée (ni l'apparition ou disparition brutale) de la saison concernée, compte-tenu du caractère discontinu de la croissance des gastéropodes, et de l'arrêt de la croissance pendant les périodes à température plus faible ou stress hydrique important (Dettman et al., 1999).

Enfin, on peut noter de légères différences dans les valeurs isotopiques des spécimens de Pondaung et de Yaw. Tandis que le $\delta^{18}O$ moyen est relativement homogène entre les échantillons de la formation de Yaw (entre -11.3 et -11.7 °/₀₀, malgré la diversité des sites), celui-ci est plus hétérogène pour les spécimens de Pondaung (entre -12.6 et -9 °/₀₀). De plus, l'amplitude des variations de $\delta^{18}O$ est bien plus élevée parmi les spécimens de Pondaung (voir figure 60).

Ech.	Site	$\langle\delta^{18}O\rangle$ PDB	$\langle\delta^{13}C\rangle$ PDB
Pondaung Fm			
P1	Thandaung Kyitchaung	-9.0 (-11.9 à -5.2)	-4.6 (-6.1 à -3.1)
P2	Thandaung Kyitchaung	-12.6 (-13.4 à -11.6)	-5.6 (-6.3 à -4.2)
P4	Thandaung Kyitchaung	-10.9 (-12.3 à -8.8)	-5.5 (-7.0 à -4.0)
P5	Thandaung Kyitchaung	-11.9 (-12.5 à -11.3)	-7.9 (-11.2 à -5.3)
P6	Thandaung Kyitchaung	-12.0 (-13.3 à -10.8)	-5.5 (-6.4 à -3.4)
P7	Thandaung Kyitchaung	-10.5 (-12.5 à -5.1)	-5.4 (-6.5 à -3.7)
P8	Thandaung Kyitchaung	-11.4 (-12.7 à -8.8)	-5.4 (-7.3 à -4.3)
Yaw Fm			
Y1	Pit 1	-11.7 (-14.0 à -10.0)	-7.5 (-13.3 à -1.4)
Y3	Pit 1	-11.5 (-14.0 à -9.5)	-6.8 (-10.4 à -2.9)
Y5	Pit 2	-11.7 (-14.0 à -9.7)	-7.9 (-10.2 à -5.0)
Y6	Pit 2	-11.4 (-12.2 à -10.1)	-3.5 (-5.4 à - 2.3)
Y7	Pit 3	-11.3 (-11.9 à -10.5)	-6.4 (-6.8 à -5.5)
Y8	Pit 3	-11.5 (-12.4 à -10.5)	-4.0 (-4.5 à -3.1)
Y9	Pit 3	-11.3 (-11.6 à -10.7)	-5.6 (-8.0 à -4.2)

Table 18. $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ moyens et extrêmes des 14 gastéropodes sélectionnés. Résultats détaillés en annexe D.

Comparaisons et implications pour les eaux du réseau hydrographique

Le $\delta^{18}O$ des coquilles de gastéropodes de Pondaung et Yaw est comparé aux mesures néogènes similaires de Dettman et al. (2001) et Gajurel et al. (2006) dans l'avant-pays népalais en figure 61a. On remarque que les valeurs éocènes sont particulièrement négatives et ne peuvent être expliquées par un effet de température, les températures éocènes, a priori plus élevées (compte tenu de la pCO_2 importante ; Pagani et al., 2011), devant contribuer à augmenter le $\delta^{18}O$ de la coquille. Comme évoqué précédemment, la faible amplitude des valeurs isotopiques des échantillons de Yaw, comparée à celle des échantillons de Pondaung, ressort particulièrement. Trois explications peuvent être invoquées :

- un effet d'évaporation plus important sur le gite fossilifère des gastéropodes de Pondaung, commun pour les petits plans d'eau ; pourtant, bien qu'échantillonnés dans une lentille lacustre, les gastéropodes de Pondaung présentent parfois des valeurs plus négatives que ceux de la formation de Yaw (échantillons P2, P5 et P6), incompatibles avec une enrichissement par évaporation (voir encart 8). De plus, l'étude du chapitre 7 a mis en avant une bonne connection entre les aquifères de rivière et les plans d'eau de ceinture d'avulsion au temps de Pondaung, suggérant une recharge importante des lentilles lacustres par la rivière, même en saison sèche ;

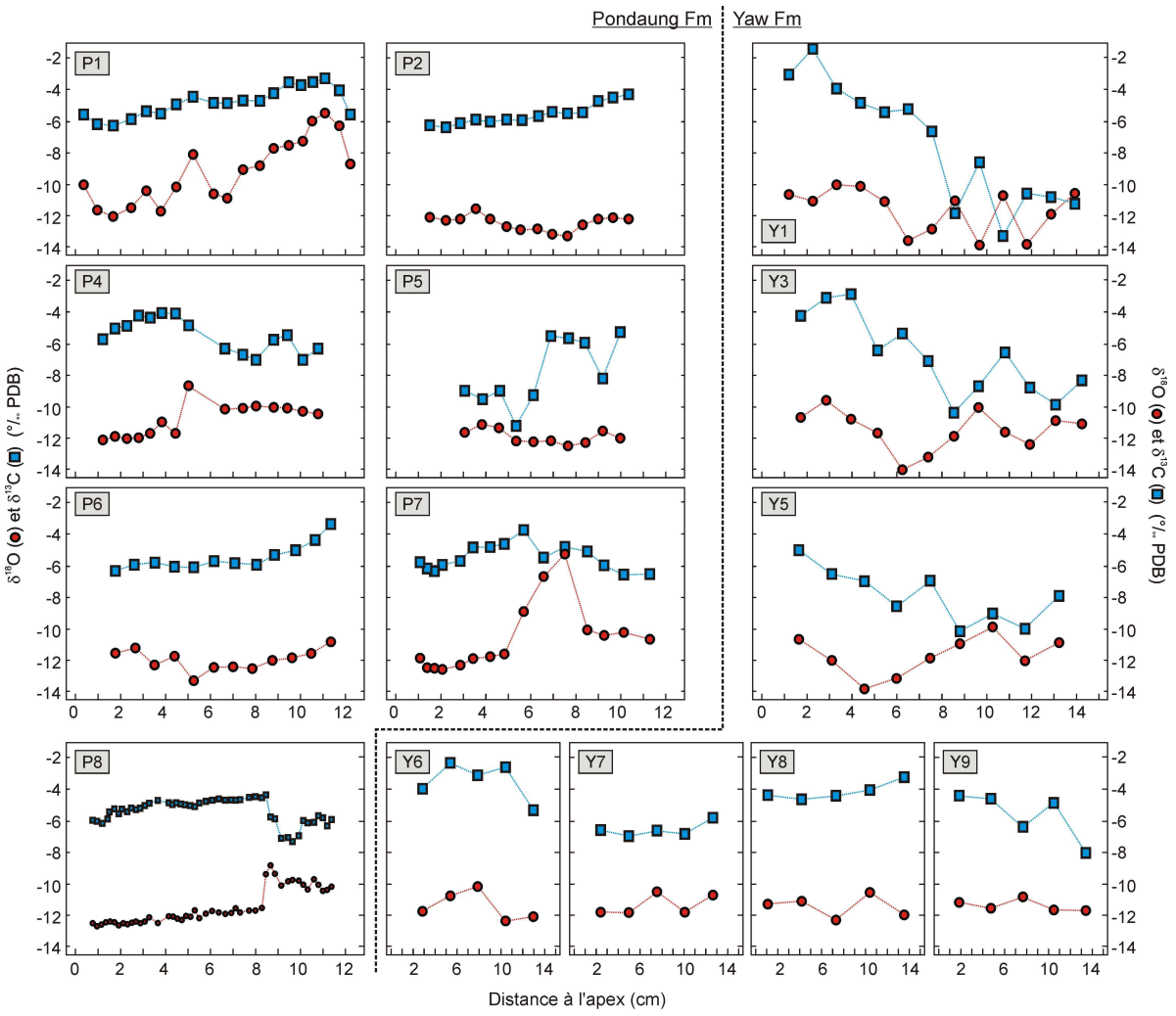


Figure 60. $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles des 14 spécimens étudiés en fonction de la distance à l'apex. Notez les variations inter-spécimens de l'espacement entre deux mesures ; les premiers spécimens ont été échantillonnés avec un espacement très faible (2 à 5 mm) afin de pouvoir apprécier leur rythme de croissance ; les variations du $\delta^{18}O$ ayant lieu à relativement basse fréquence, les derniers spécimens ont été échantillonnés avec un espacement de l'ordre de 2 cm, permettant de rendre compte des variations isotopiques lors de la croissance tout en minimisant le nombre de mesures. Notez l'absence de corrélation (ou d'anticorrélation) marquée entre les variations du $\delta^{13}C$ le $\delta^{18}O$; on peut néanmoins distinguer une cohérence entre leurs maxima sur certains échantillons (avec un léger décalage, sur P1, P7, P8, Y1, Y3 et Y6).

- une température différente (plus variée) sur le gite fossilifère des gastéropodes de Pondaung ; l'inertie en température d'un petit plan d'eau est sans doute plus faible que pour une rivière aux eaux courantes, ce qui pourrait expliquer la plus grande amplitude du $\delta^{18}O$ pour les spécimens de Pondaung ; néanmoins, il faudrait évoquer une amplitude de l'ordre de 15 à 20°C supérieure sur le site de Pondaung par rapport aux sites de Yaw pour expliquer ces différences, ce qui semble peu vraisemblable.
- un changement climatique vers une saisonnalité plus faible (en température ou en $\delta^{18}O$ météorique) entre l'Eocène moyen tardif (Pondaung) et l'Eocène supérieur (Yaw).

La connaissance du $\delta^{18}O$ de la coquille permet de déterminer le $\delta^{18}O$ de l'eau du système hydrographique selon la loi $\delta^{18}O_{eau} = \delta^{18}O_c + \frac{T}{4.34} - 4.75$, sous réserve de connaître la température de l'eau (section 3.1). Le chapitre 10 a permis une première évaluation des températures de surface, certes large. On peut donc proposer, conformément aux évaluations réalisées précedemment, 17 ±5°C pour la température du mois le plus froid, et 34 ±5°C pour la température du mois le plus chaud (la gamme d'erreur autour de ces températures étant de ±5°C, ces valeurs, balayant un très large spectre, sont considérées comme potentiellement valables pour la formation de Pondaung et la formation de Yaw, bien que peu de données soient disponibles pour cette dernière). Considérant que les maxima et minima de $\delta^{18}O_c$ correspondent à des saisons différentes, deux choix s'offrent ensuite : considérer que les valeurs $\delta^{18}O_c$ les plus négatives correspondent à la période froide (resp. les moins négatives à la période chaude), ou que les valeurs $\delta^{18}O_c$ les plus positives correspondent à la période chaude (resp. les moins négatives à la période froide). Au regard de la relation $\delta^{18}O_{eau} = \delta^{18}O_c + \frac{T}{4.34} - 4.75$, le premier choix va avoir tendance à créer une bien plus grande amplitude du $\delta^{18}O_{eau}$ que le deuxième choix (température et $\delta^{18}O_c$ étant corrélés positivement au $\delta^{18}O_{eau}$) ; le deuxième choix semble donc le plus conservateur (Dettman et al., 2001). Au regard des coquilles modernes de la région, attribuer les $\delta^{18}O_c$ négatifs aux périodes chaudes est aussi le plus cohérent (Sharma et al., 2004a; Gajurel et al., 2006). Enfin, compte tenu de la position géographique tropicale de la Birmanie éocène, il est aussi cohérent d'associer les valeurs de $\delta^{18}O_{eau}$ les plus négatives (et donc, par extension, aux $\delta^{18}O_c$) aux périodes à fortes précipitations des saisons chaudes, quand l'effet de quantité (et les effets de mousson dans le golfe du Bengale) sont les plus importants (voir encarts 6 et 7).

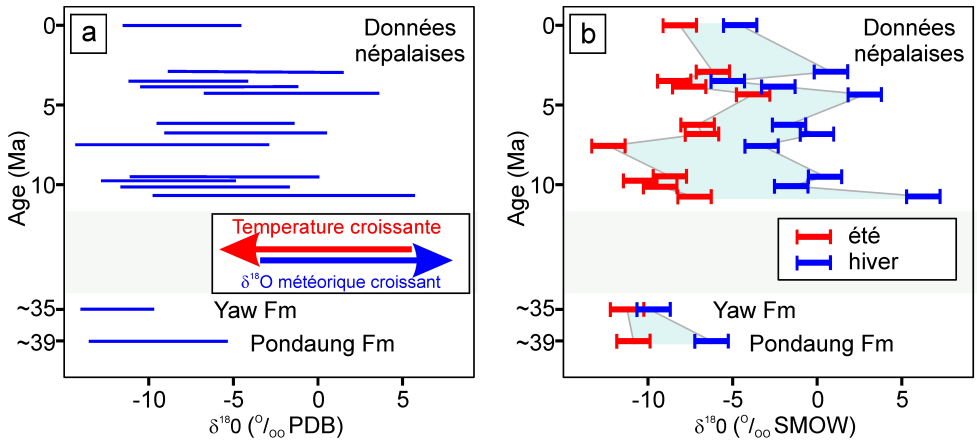


Figure 61. a : amplitude du $\delta^{18}O$ des gastéropodes dulçaquicoles de Pondaung et Yaw comparée aux valeurs $\delta^{18}O$ de gastéropodes et de bivalves dulçaquicoles modernes et néogènes (valeurs $\delta^{18}O$ modernes d'après Gajurel et al., 2006 ; valeurs fossiles néogènes d'après Dettman et al., 2001). b : Amplitude du $\delta^{18}O$ des eaux du système hydrographique de Pondaung et Yaw comparées aux valeurs $\delta^{18}O$ des eaux de l'avant-pays népalais moderne et néogène, toutes reconstruites à partir du $\delta^{18}O$ des coquilles utilisées dans le graphe a. Le $\delta^{18}O_{eau}$ de l'été est calculé avec la valeur maximum $\delta^{18}O_c$ et la température estivale estimée, et le $\delta^{18}O_{eau}$ de l'hiver avec la valeur minimum $\delta^{18}O_c$ et la température hivernale estimée. Estimation des températures éocènes : 17 ±5°C en hiver, 34 ±5°C en été ; Estimation des températures modernes : 14 ±5°C en hiver, 34 ±5°C en été (correspondant à la moyenne dans la zone d'échantillonnage de Gajurel et al., 2006) ; Estimation des températures néogènes fossiles : voir Dettman et al. (2001).

Le $\delta^{18}O$ des eaux du système hydrographique de Pondaung et Yaw reconstruit selon l'hypothèse précédente est présenté en figure 61b. Le $\delta^{18}O_{eau}$ de Pondaung varie de -11 ±1 °/₀₀ en été à -6 ±1 °/₀₀ en hiver, valeurs similaires aux résultats de l'approche par analyse de l'émail de dents fossiles. Comparée aux valeurs néogènes et modernes de l'avant-pays népalais, la gamme de valeur de Pondaung ne semble avoir été atteinte qu'autour de 9-7 Ma ; on peut noter que la comparaison de valeurs de $\delta^{18}O$ de l'émail dentaire a montré indépendamment cette même similarité temporelle. Elle confirme donc un $\delta^{18}O_{eau}$ très négatif dans le réseau hydrographique de Pondaung et de Yaw, et une saisonnalité très marquée pour la formation de Pondaung.

4 Implications paléoclimatiques

4.1 Régime hydrique et sources

Le $\delta^{18}O$ des eaux du système hydrographique, reconstruit par les deux approches précédentes, présente des valeurs fortement négatives avec une variation saisonnière significative (de ≈ -11 à -6 °/₀₀). Ces valeurs sont néanmoins trop élevées (et l'amplitude trop faible) pour invoquer un captage de fontes dans le réseau de drainage (voir encart 8), ce qui est vraisemblable au regard de la faible élévation probable de la chaîne Sino-Birmane éocène (estimée comme inférieure à l'élévation actuelle, ie. < 2000 m). Du fait du réseau hydrographique restreint, démontré dans la partie II, le $\delta^{18}O$ du réseau hydrographique va être le reflet direct (sans doute lissé) du $\delta^{18}O$ météorique de la plaine de Pondaung/Yaw et des montagnes de la chaîne Sino-Birmane en amont du bassin de drainage.

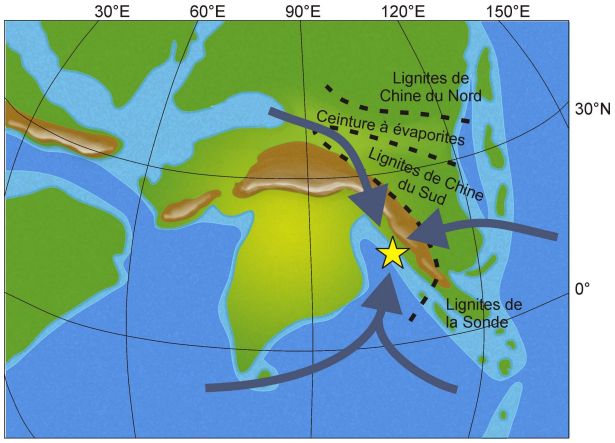


Figure 62. Sources océaniques (flèches bleues) potentielles à l'origine des précipitations éocènes en Birmanie. Carte d'après figure 9.

Actuellement, l'océan Indien est la principale source d'humidité pour les précipitations dans le golfe du Bengale (Araguas-Araguas et al., 1998; Breitenbach et al., 2010). A l'Eocène, trois sources océaniques peuvent être invoquées : l'océan Indien et les parties équatoriales du Pacifique au sud, l'océan Pacifique Nord à l'est et la mer du Tarim au nord-ouest (voir figure 62). On peut noter que la présence de hauts reliefs tibétains dès l'Eocène (Rowley et Currie, 2006; Dupont-Nivet et al., 2008; Wang et al., 2008, 2010),

et l'assèchement définitif du bassin du Tarim terminant vers 37 Ma (Bosboom et al., 2011) rendent peu probable une contribution de la mer du Tarim à l'humidité du Bengale. Au regard des zones climatiques définies au chapitre 2 (section 4.3), il semble aussi peu probable que le Bengale et la Chine aient partagée la même source d'humidité durant toute l'année, compte tenu des régimes hydriques significativement différents (humide perannuel en Chine du Sud, très saisonnier au Bengale). De nos jours, la présence de la chaîne Sino-Birmane, même peu élevée, bloque toutes les précipitations issues du Pacifique Nord ; toutes les modélisations de climat asiatique passé et tests de sensibilité climatique ont montré la persistance de sources équatoriales pour les précipitations dans le golfe du Bengale, même en hypothèse topographique faible et en paléogéographie différente (Prell et Kutzbach, 1992; Ramstein et al., 1997; Fluteau et al., 1999; Zhang et al., 2007a; Huber et Goldner, 2012). On peut donc vraisemblablement supposer que l'océan Indien et/ou le Pacifique équatorial constituent les principales sources d'humidité pour les précipitations de l'Eocène de Birmanie.

Prenant en compte une source d'humidité océanique située plus au sud, on peut vraisemblablement éliminer tout effet de latitude et de continentalité dans la composition isotopique des précipitations (voir encarts 6 et 7). Compte-tenu de la faible élévation de la chaîne Sino-Birmane éocène, l'effet d'altitude ne peut être tenu que d'un impact de -1 à -3 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ sur le $\delta^{18}O$ des précipitations (Mook, 2000; Rowley et al., 2001), et ne peut être pris considéré comme étant le seul responsable de la forte négativité du $\delta^{18}O$ météorique. Les valeurs fortement négatives sont donc vraisemblablement expliquées par de fortes précipitations de mousson, comme observées aujourd'hui (voir encart 7).

4.2 Caractéristiques de la mousson éocène

Le $\delta^{18}O$ météorique très négatif est donc interprété comme résultant de pluies de mousson intenses et indique, par ses valeurs, un vraisemblable caractère convectif, comme observé dans l'actuel avant-pays himalayen (voir encart 6). La présence de nombreuses marques d'aridité saisonnière dans la formation de Pondaung ainsi que la présence de valeurs bien moins négatives de $\delta^{18}O$ indique une diminution saisonnière drastique des précipitations, suggérant la disparition des nuages convectifs. En ce sens, le régime climatique lors des dépôts de Pondaung est extrêmement similaire à la mousson indienne moderne, présentant un dédoublement saisonnier de la zone de convergence intertropicale et la mise en place, seulement pendant l'été, de nuages convectifs en pied de relief (Prell et Kutzbach, 1992; Xie et al., 2006; Boos et Kuang, 2010).

Les figures 57 et 61 illustrent le caractère particulièrement négatif des valeurs de l'Eocène comparées à l'actuel et aux quelques valeurs fossiles cénozoiques de l'avant-pays himalayen. Comme remarquée précédemment, une variation de -1.2 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ due à la modification du $\delta^{18}O$ marin moyen ne peut expliquer qu'une faible part de l'écart observé. Un potentiel effet d'altitude sur les mesures éocènes peut aussi être écarté car l'effet d'altitude est sensé être bien plus important dans le piémont himalayen (d'où viennent les données de comparaison) au regard de la forte élévation himalayenne et tibétaine. Trois phénomènes potentiels peuvent expliquer les valeurs éocènes :

- Une mousson d'été plus longue (et donc une mousson d'hiver moins importante), contribuant quasi-exclusivement seule au remplissage des aquifères ; cette hypothèse est néanmoins en relative contradiction avec les nombreuses preuves de saisonnalité importante et d'aridité marquée dans la formation de Pondaung ;
- Une mousson d'été plus intense, avec beaucoup de précipitations (voir encart 7). Cette forte intensité est cohérente avec les grandes variations de $\delta^{13}C$ observées dans certaines coquilles ;
- une (ou des) sources océaniques situées à plus longue distance au sud, impliquant une distillation plus grande avant la chute des précipitations (Breitenbach et al., 2010).

On peut noter que les valeurs de l'Eocène sont similaires à celles identifiées à 9-7 Ma (Miocène supérieur), période considérée comme un tournant dans l'histoire climatique asiatique, avec un grand nombre de marqueurs indiquant une forte intensité de la mousson (Quade et Cerling, 1995; Derry et France-Lanord, 1996; An et al., 2001; Gupta et al., 2004; Zheng et al., 2004). A ce regard, la forte similarité entre la flore de Pondaung et les séries miocènes supérieures du groupe de Tipam en Assam, présentée aux chapitres 8 et 9 (Prakash et Awashti, 1969a,b) prend un sens nouveau, et suggère un régime hydrique similaire pour les deux périodes.

L'avant-pays himalayen népalais semble donc un équivalent climatique moderne vraisemblable pour la formation de Pondaung, comme l'a déjà souligné l'étude paléobotanique. L'intensité de la mousson d'été de Pondaung est sans doute plutôt similaire aux conditions climatiques miocènes de la même zone. On peut noter que la barrière orographique himalayenne joue un grand rôle dans l'intensité des précipitations dans l'avant-pays himalayen (Boos et Kuang, 2010), mais que cet effet ne peut être évoqué pour expliquer les fortes précipitations de l'Eocène birman au regard de la faible élévation de la chaîne Sino-Birmane, et de la plus faible élévation de l'ensemble tibétain à l'éocène (certes débattue ; Harris, 2006). Les mécanismes de cette mousson précoce sont discutés dans le chapitre suivant.

4.3 Evolution de la mousson indienne au cours du Doubthouse

Si les nombreuses marques de saisonnalité de la formation de Pondaung corroborent une disparition saisonnière des nuages convectifs (et donc une mousson d'hiver significative), l'apparition de dépôts de lignite massifs dans la formation de Yaw indique la mise de place de conditions humides perannuelles, suggérant un plus grande durée de la saison des pluies (et une plus grande persistance annuelle des nuages convectifs). A ce regard, les variations de $\delta^{18}O$ des coquilles entre les formations de Pondaung et Yaw prennent un sens paléoclimatique pertinent et sont cohérentes avec l'apparition de lignite dans la formation de Yaw : en effet, la diminution de l'amplitude de variation du $\delta^{18}O$ des coquilles de Yaw et la disparition de valeurs >-9 $^{\circ}/_{\circ\circ}$ confirme une saisonnalité moins marquée et une mousson d'été plus longue, contribuant pour l'essentiel au remplissage des aquifères.

L'évolution climatique au cours du Doubthouse semble être donc marquée par une diminution de la mousson d'hiver en Inde et la mise en place de nuages convectifs plus persistants au dessus de la marge birmane. La côte birmane passe donc d'un climat de mousson à fortes précipitations à l'Eocène moyen,

vers un climat plus équatorial à saisonnalité plus faible à l'Eocène tardif. Ces résultats sont en accord avec un déplacement de la position moyenne de la zone de convergence intertropicale au niveau du piémont himalayen, en réponse à la glaciation progressive de l'Antarctique (Armstrong et Allen, 2011; Allen et Armstrong, 2012). On peut donc parler de diminution de la mousson indienne à la fin du Doubthouse.

Chapitre 12

Mécanismes de la mousson éocène : aspects régionaux

Ce chapitre propose un parallèle entre les données climatiques du Doubthouse birman et plusieurs données synchrones inédites issues de Chine continentale ; il décrit ensuite les caractéristiques globales de la mousson éocène en comparant les données précédentes avec plusieurs modélisations climatiques. Le chapitre est présenté sous forme d'article, soumis au journal *Nature*. Les données brutes (Supplementary Material) sont présentés en annexe C.

Asian monsoons in a late Eocene greenhouse world

A. Licht[a,b,1,*], M. van Cappelle[c,d], H. Abels[c,e], J.B. Ladant[f], J. Trabucho[g], C. France-Lanord[b], Y. Donnadieu[f], J. Vandenberghe[h], T. Rigaudier[b], C. Lécuyer[i], D. Terry[j], R. Adriaens[e], A. Boura[k], Z. Guo[l], Aung Naing Soe[m], G. Dupont-Nivet[n,c,l,o], J.-J. Jaeger[a]

[a] *Institut de Paléoprimatologie, Paléontologie Humaine : Evolution et Paléoenvironnements, UMR CNRS 7262, Université de Poitiers, 86000 France*
[b] *Centre de Recherches Pétrologiques et Géochimiques, UMR CNRS 7358, Vandoeuvre les Nancy, 54501 France*
[c] *Department of Earth Sciences, Universiteit Utrecht, Budapestlaan 4, Utrecht, 3584CD, the Netherlands*
[d] *Department of Earth Sciences, Universiteit Utrecht, 3584CD, Utrecht, the Netherlands*
[e] *Department of Earth & Environmental Sciences, Katholieke Universiteit Leuven, Celestijnenlaan 200e, Leuven, 3001, Belgium*
[f] *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CNRS 8212, Gif-sur-Yvette, 91198 France*
[g] *Department of Earth Sciences, Durham University, Durham, UK*
[h] *Department of Earth Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam, 1081HV The Netherlands*
[i] *Laboratoire de Géologie de Lyon, Terre, Planètes, Environnement, UMR CNRS 5276, Université de Lyon, 69622 France*
[j] *Department of Earth and Environmental Science, Temple University, Philadelphia, PA 19122, USA*
[k] *Université Pierre et Marie Curie, UMR CNRS 7207, Paris, 75005 France*
[l] *Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Peking University, Beijing 100871, China*
[m] *Department of Geology, Defence Services Academy, Pyin Oo Lwin, Myanmar*
[n] *Geosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes, 74205 France*
[o] *Universitat Potsdam, Institute of Earth and Environmental Science, 14476 Potsdam*

Abstract

The strong present-day Asian monsoons are thought to have originated between 25 and 22 million years (Myr) ago, driven by Tibetan-Himalayan uplift. However, the existence of older Asian monsoons and their response to enhanced greenhouse conditions such as seen in the Eocene period (55-34 Myr ago) is unknown due to the paucity of well-dated records. We herein report on late Eocene climate records revealing marked monsoon-like patterns in rainfall and wind south and north of the Tibetan-Himalayan orogen. This is indicated by low oxygen isotope values with strong seasonality in gastropod shells and mammal teeth from Myanmar, and by continuous aeolian dust deposition in northwest China. Our climate simulations support modern-like Eocene monsoonal rainfall and show that a reinforced hydrological cycle responding to enhanced greenhouse conditions counterbalanced the negative effect of lower Tibetan relief on precipitation. These strong monsoons later weakened with the global shift to icehouse conditions 34 Myr ago.

Keywords:
Monsoon, Eocene, Climate, Asia, Loess

The Asian monsoon system controls precipitation over mainland Asia and therefore directly influences the daily life and economy of billions of people[1]. During summer monsoons, hot temperatures over con-

*corresponding author, alexis.licht@univ-poitiers.fr

tinental regions produce a strong land-sea pressure gradient that forces oceanic winds to converge over the East and South Asian continents, bringing oceanic moisture inland and causing abundant rainfall[2]. During winter monsoons, continents cool and winds reverse, causing dry conditions[1] (Fig. 1a). Strong summer monsoonal precipitation, as seen today, is enhanced by the Tibetan, Himalayan and Sino-Burman topographic highs which favour ascendant convection[3,4].

The onset of the modern Asian monsoonal system has been genetically linked to development of high topographic relief associated with the uplift of the Tibetan-Himalayan orogen[3,5], although the timing of this uplift and its role in forcing climate dynamics are still matter of debate[6–8]. The aeolian dust deposits of the Chinese Loess Plateau, attributed to winter monsoonal storms sweeping clastic material from the deserts of the Asian interior into central China, are reported to be as old as the Late Oligocene - Early Miocene, 25-22 Myr ago[9,10]. In addition to aeolian sediments, the shift from arid to wet conditions in central China documented by pollen datasets[11] and the dramatic increase in weathering indices and sedimentation rates in Southeast Asian marginal seas[5] suggest the beginning of strong wind circulation and inland moisture supply at this time.

Pre-Early Miocene Asian climate is poorly documented, yet is particularly interesting because it is characterised by higher atmospheric CO2 content (pCO2) and may improve our understanding of monsoonal circulation during the forthcoming ice-free, high-pCO2 world[12,13]. Existing climatic models[3,14–17] suggest significantly weaker but active, monsoonal circulation during the Eocene, 55 to 34 Myr ago. Accordingly, late Eocene tectonic events such as the retreat of the Paratethys Sea from the Tarim Basin (40-37 Myr, Fig. 1b and 1c)[3,14–16,18] and the opening of the South China Sea (35-30 Myr)[16], would have progressively increased land-sea pressure contrasts and could have set the stage for monsoonal intensification. In contrast, recent simulations[19] have proposed that Eocene greenhouse conditions[12] might have globally favoured strong monsoonal precipitation. Some data have been used to argue for marked Eocene monsoons on the Asian mainland, including pollen assemblages[20] and distribution of lacustrine deposits[21], while others have used these for contradictory interpretations[11]. These varied interpretations underscore the fact that the existence and intensity of Eocene Asian monsoonal activity has yet to be established by well-dated comprehensive datasets and corroborated with climate model experiments.

LATE EOCENE MONSOONS SOUTH OF THE HIMALAYAS

South of the Tibetan-Himalayan orogen, monsoons are primarily expressed by intense summer rainfall in a wide area stretching along the Indian Foreland Basin (Fig 1a)[2]. In this area, proxies of past isotopic composition of rainwater provide an insight into monsoonal intensity[25–27]. Monsoonal rainwaters are highly depleted in oxygen isotope ^{18}O relative to ^{16}O during intense rainfall. This depletion mechanism is intimately correlated with the summer monsoon intensity[28,29] as a function of precipitation[28,30] and the sea-

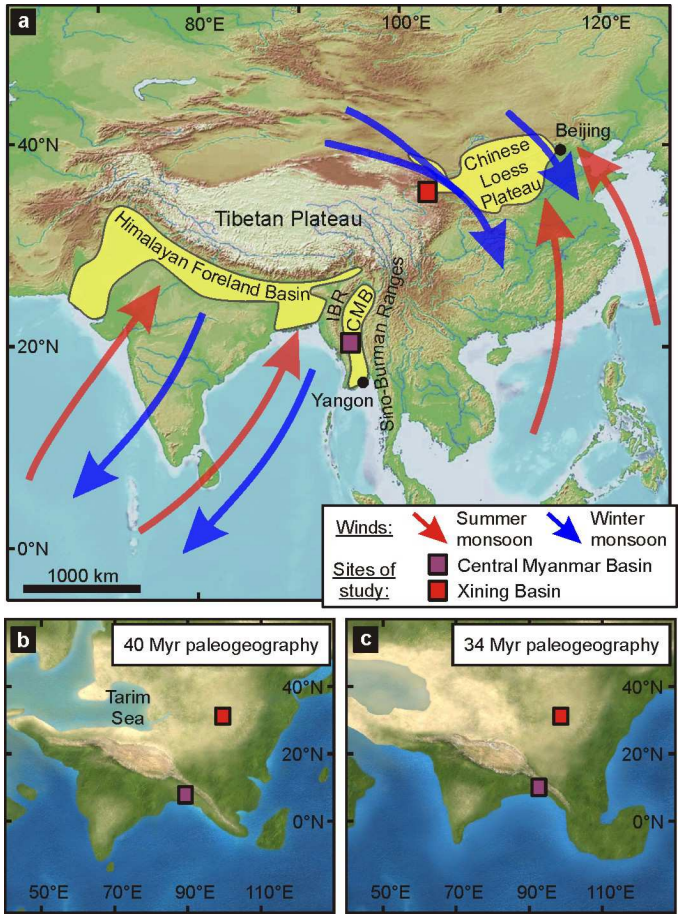


Figure 1: **Location map of study sites and late Eocene paleogeography of the Asian mainland**. **a**, the Xining Basin (red square) and Myanmar (purple square) study sites located north and south of the Himalayan-Tibetan orogen and the prevailing seasonal summer (red arrows) and winter (blue arrows) wind directions of the present-day Asian monsoons. IBR: Indo-Burman Ranges; CMB: Central Myanmar Basin. **b**, paleogeographic reconstruction used in the late Eocene (40 Ma) climate simulations [6,22,23] with the Tibetan Plateau maximum height set to 3500 m and Sino-Burman Ranges to 1500 m. **c**, paleogeographic reconstruction used in the Eocene-Oligocene Transition (34 Ma) simulations [24]. Note that more detailed topography is given in Extended Data Figure 1.

sonal contribution of river runoff[29]. In contrast, infrequent rains during the winter are strongly enriched in ^{18}O[29,30]. These seasonal features control surface water isotopic compositions and are preserved in the isotopic composition of freshwater gastropod shells[31,32] and of fossil tooth enamel from water-dependent mammals[25,33]. Both biotic proxies have been shown to record past monsoonal precipitation patterns over the last 10 Myr[25,26].

Freshwater gastropod shells and fossil teeth of mammals from the Middle Eocene Pondaung and Upper Eocene Yaw Formations (40 to 34 Myr ago, Fig. 2a) of central Myanmar[34] show consistently low $\delta^{18}O$ values (representing the 18O/16O ratio relative to V-SMOW and V-PDB international standards), reaching less than -14 ‰ V-PDB for gastropod material and 14 ‰ V-SMOW for fossil teeth (Fig. 2b and 2c). These values are lower than those seen in modern teeth from the Himalayan Foreland Basin by 4 to 6 ‰ (Extended Table 1), while similar to Upper Miocene fossil data[25–27,32], indicating strong heavy isotope depletion in late Eocene Burmese surface waters. Modern and fossil $\delta^{18}O$ values in the Himalayan Foreland Basin can be lowered by catchments of high altitude rivers flowing down the Himalayas[25–27,32]. However, the low values for Eocene Burmese fossils cannot be explained by such an altitude effect considering the limited extent of the Burmese Eocene drainage and the relatively low elevation (<3000 m) of recently-uplifted neighbouring mountain ranges[34]. The intense depletion compared to modern values can be partially explained by the -1 ‰ shift in late Eocene oceanic $\delta^{18}O$[35]. A contribution of East Pacific moisture to precipitation in the proto-Bengal Bay could account for an additional depletion of 2 to 3 ‰ considering the isotopic difference between the modern Indian Ocean and the East Pacific seawater and the rainout effects that lower isotopic composition of moisture during transport[30,35]. However, a change in rainfall moisture sources seems unlikely given that all existing climate models with late Eocene boundary conditions (including our simulations, see below) underscore the persistence of seasonal reversals of Indian oceanic winds and of equatorial moisture sources during the rainy season, similar to the present-day system[14–17,19]. Regardless of the exact contribution of East Pacific moisture, the remaining difference between modern-day and late Eocene oxygen isotope values is most likely explained by a strong summer rainfall that was at least as intense as the modern summer monsoon[25,28].

Moreover, isotopic values within the Burmese fossils display striking cyclic variations with less depleted isotopic compositions, which are interpreted as yearly seasonal variations consistent with growth rates of modern material[32,36]. These seasonal variations average 3.8 ‰ for gastropod shells and 2.2 ‰ for tooth enamel, with ranges up to twice these values (Fig. 2d to 2g; Supplementary Information). These results indicate annual ranges that are similar to those seen in modern tooth enamel and gastropod shells from the Ganga Plain[26,32]. Like our fossil species, modern gastropods from the Ganga plain rarely display more than one seasonal cycle since they cannot survive the dry winter[32]. This interpretation of strong seasonality in the Burmese fossil material is confirmed by growth lines in coeval primate jaws[37], pronounced cracking and swelling features in paleosols[38], and fossil wood with marked growth rings[37,39]

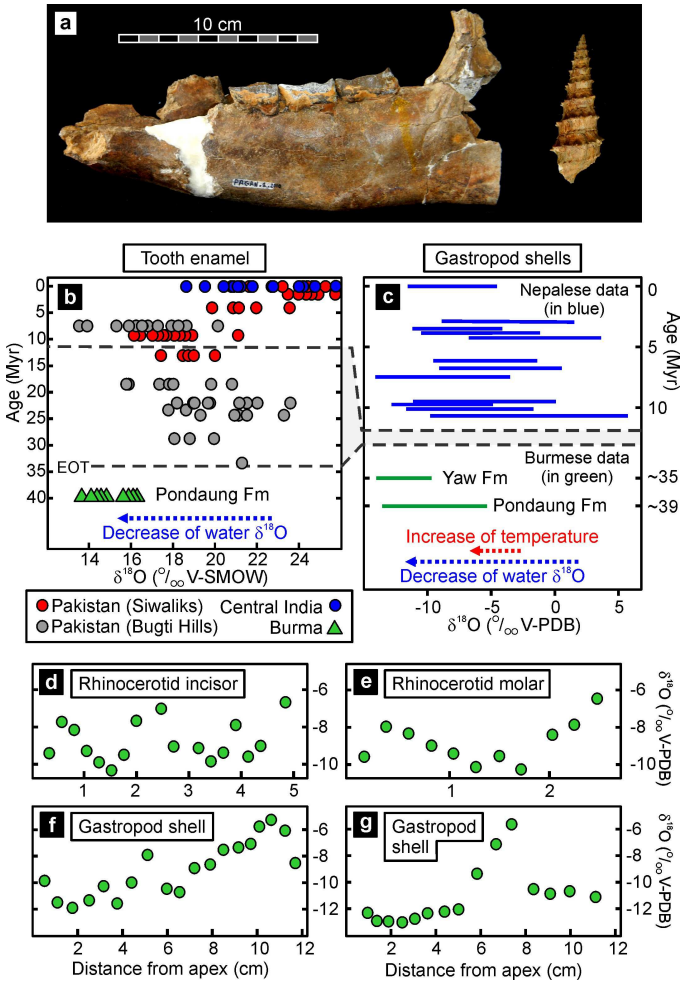


Figure 2: **Low oxygen isotopic values with strong yearly variation in fossils from Myanmar revealing strong, seasonal depletion in ^{18}O of surface water in the late Eocene**. **a**, examples of fossil material from the Pondaung Formation, including a rhinocerotid jaw (*Paramynodon birmanicus*) and freshwater gastropod (*Brotia* sp.). **b**, $\delta^{18}O$ of tooth enamel (phosphate phase) from large water-dependent mammals of the Pondaung Formation compared with enamel data from the younger Himalayan Foreland Basin [25–27]. Burmese fossil material is compared with data from this latter basin because the hydrological cycle in central Myanmar is nowadays perturbed by the local rainshadow effect of the recently uplifted Indo-Burman Ranges [34]; despite the long distance between the comparative sites (Bugti Hills ca. 2500 km far from central Myanmar), all sites display a well-established monsoonal cycle in rainwater isotopic composition [28,30]. **c**, total $\delta^{18}O$ range of late Eocene gastropod shells from Burma compared with total $\delta^{18}O$ range from Mio-Pliocene [25] and modern [32] shells in the Himalayan Foreland Basin (comparison data located at elevations <1000 m). The oxygen isotopic composition of tooth enamel is linearly dependent on the ingested water $\delta^{18}O$ [33] whereas the composition of gastropod shells is linearly dependent on both the water $\delta^{18}O$ and temperature [31]. Note that warmer late Eocene temperatures of ca. 5°C higher than to today [12] would decrease shell $\delta^{18}O$ values only 1‰ [25,31]; Therefore, the low values reflect intense depletion in $\delta^{18}O$ of surface water. **d, e, f, g**, Examples of $\delta^{18}O$ cycles from rhinocerotid teeth (carbonate phase of tooth enamel, 2-4 cycles) and gastropod shells (1 cycle). All isotope results are listed in Supplementary Tables 1 to 3; standard deviations < 0.2 ‰.

similar to modern forests that only grow in environments with strong monsoonal influence[39]. These combined results reveal that intense summer precipitation was followed by a marked dry season and indicate a modern-like monsoonal rainfall south of the proto-Tibetan-Himalayan orogen during the late Eocene ca. 40 million years ago.

ASIAN DESERTIFICATION NORTH OF THE TIBETAN PLATEAU

In addition to our results from Myanmar, we have extended the sedimentary record of the Chinese Loess Plateau at its western margin to include the late Eocene Mahalagou Formation in the Xining Basin, which was deposited between 40 to 33 Myr ago based on detailed magnetostratigraphy[7,40,41]. These strata are dominated by homogeneous red mudstones deposited in dry mudflat environments and are intercalated with gypsum layers (up to 1 m thick) that represent ephemeral to perennial saline lake systems[41] (Fig. 3a, Extended Data Fig. 2). These strata can be traced over 200 km into the Gansu province, which demonstrates their regional paleoenvironmental significance[7,41].

These clastic sediments lack evidence, either in outcrop[41] or thin section, of pedogenesis or sedimentary structures indicative of fluvial transport. The particle size, shape and surface microtexture of quartz grains in the detrital silt and very fine sand fractions of these deposits were studied under the scanning electron microscope and suggest prolonged aeolian transport (Fig. 3b and 3c). Characteristic textures include dish-shaped concavities, mechanically-formed upturned plates, flat cleavage faces and cleavage planes, angular blade-shaped grains and other spalls, and a high abundance of clays adhering to quartz grains and other clay particles[42]. Grain-size distributions of the clastic component in the red mudstones and gypsum beds show a bimodal distribution strongly indicative of aeolian transport for this clastic material[43]. This bimodal distribution of a coarse (16-31 μm) and a fine (1.6-2.8 μm) fraction persists throughout our study interval (Fig. 3d; Supplementary Information). This bimodality is strikingly similar to Miocene through Quaternary deposits of the Chinese Loess Plateau[10,43–45], which exhibit a coarse fraction transported by winter-monsoon dust storms in near-surface suspension clouds and a fine fraction related to year-round, background dust fall from upper-level airflow supplied by westerly winds. The fine component in our red mudstones is slightly finer-grained than the same component in Pleistocene loess, while similar to modern loess further eastward[43], suggesting weaker upper-level wind intensity.

The textural characteristics and grain-size distribution of the late Eocene clastic sediments from the Xining Basin indicate an aeolian origin; this potentially includes partial local reworking of dust by surface water or settling of dust in shallow lakes, as observed in several aeolian dust deposits in central China[46]. Regardless of reworking, the original grain-size properties were retained. Our results from the clastic deposits of the Xining Basin extend the record of aeolian dust in central China back 15 million years earlier than previously reported[9,10].

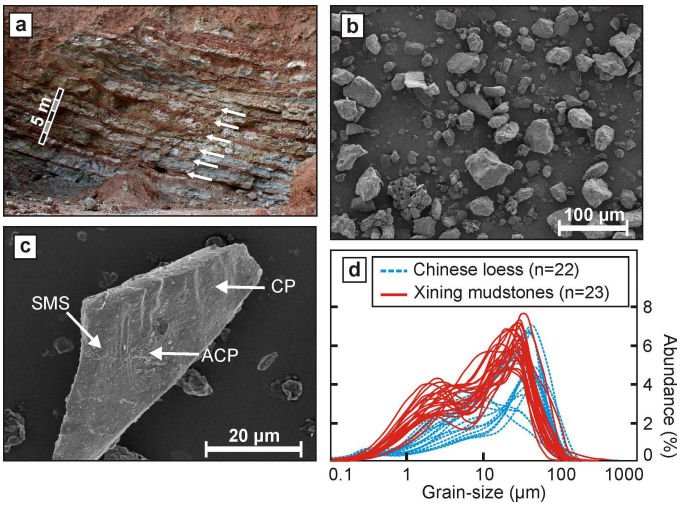


Figure 3: **Sedimentary features of late Eocene clastic deposits in the Xining Basin indicating aeolian transport of clastic material**. **a**, alternation of red mudstones (white arrows) and metre-thick gypsum layers in the Mahalagou Formation in the Shuiwan section [41]. **b**, Scanning Electron Microscope (SEM) image of the clastic component of the Xining deposits showing the different grain-sizes and their angular grain shapes. **c**, SEM image displaying an angular blade-shaped quartz grain with cleavage planes (CP), adhering clay particles (ACP), and smooth precipitation surfaces (SMS). **d**, examples of grain-size distributions of mudstone samples compared with samples from the Chinese Loess Plateau [44,45] Detailed grain-size, mineralogical and geochemical results are given in Extended Data Figure 2, and Supplementary Tables 4 and 5.

The onset of aeolian deposition in central China has been related to the onset of Inner Asia desertification and winter monsoonal circulation [9]. Aeolian dust deposits require a sizeable desert source area to provide aeolian particles and energetic winds to carry the particles to the area of deposition [9]. The prevalence of wet, subtropical conditions in south and coastal China in the late Eocene [20] points to a roughly northwesterly origin for palaeo-winds, similar to the modern winter monsoonal wind direction, and indicates that the source areas were likely located in inner Asia. The deposits in the Xining Basin suggest that inner Asian desertification was significant in the late Eocene and that winter monsoonal storms were already active.

Insight into potential mechanisms that forced desertification of inner Asia is provided by the gypsum beds that are intercalated with red mudstone deposits in the Xining Basin. These gypsum beds represent ephemeral to perennial saline lakes that formed when water supply from moisture sources was greater [41]. Potential water sources include the epicontinental Tarim Sea to the west, and the Pacific and Indian Ocean to the east and south [7,18,41]. A significant drop in gypsum content relative to mudstone 37 Myr ago [41] is synchronous with the last retreat of the Tarim Sea [18], suggesting this was a significant water source to local rainfall before the sea retreated. However, the persistent, yet much reduced, recurrence of gypsum layers after 37 Myr ago suggests a dominant moisture source from southern and eastern oceans such as that

supplied by the modern summer monsoon, although moisture from a remnant of the Paratethys sea further to the west cannot be ruled out. The complete disappearance of gypsum intercalations just after the 34 Myr Eocene-Oligocene transition (EOT) clearly indicates global climate forcing associated with the coeval shift from greenhouse to icehouse conditions and the onset of large-scale Antarctic ice-sheets[40,41]. Furthermore, alternating saline lake gypsum and dry mudflat red mudstones layers indicate marked wet and dry periods on orbital time scales, similar to the warmer and wetter equivalents of the loess-paleosol alternations of the Chinese Loess Plateau[9,44,45] which are attributed to periods of orbitally forced variability in summer monsoonal intensity.

LATE EOCENE MONSOONS ON THE ASIAN MAINLAND: INSIGHTS FROM CLIMATE SIMULATIONS

To test the intensity of the late Eocene monsoons, we used climate simulations based on the atmospheric global circulation model LMDz[47] and a paleogeographical reconstruction at 40 Myr[22,23,48] with a Tibetan Plateau of intermediate height (3500 m)[6,7], a wide Tarim Sea[18], Eocene-like pCO2 levels four times greater than Pre-industrial Atmospheric Levels (PAL)[12], and two opposite orbital scenarios[49] (warm austral and warm boreal orbits) representing solar insolation minima and maxima related to orbital cyclicity (Fig. 4; Methods Summary). Our modelling is distinctly different from existing models using Eocene conditions[14–17,19] by utilizing a more realistic paleogeography with a higher spatial resolution, and by quantitatively testing the impact of varying greenhouse conditions and orbital parameters on the Eocene Asian mainland. Our modelled atmospheric circulation displays a well-established winter and summer Asian monsoonal system in both orbital extremes.

South of the proto-Tibetan Plateau, a seasonal, modern-like reversal of Indian oceanic winds is established in our model, as well as the summer emplacement of an intense rainfall belt of over 12 mm per day (>3000 mm per year) along the southern flank of the orogen. These model results are in full agreement with a summer monsoonal origin of the low $\delta^{18}O$ values and marked seasonality in late Eocene fossils from Myanmar. North of the proto-Tibetan Plateau, our model indicates a high pressure cell in central China that strengthened the north-westerly winds during the winter (Fig. 4a and 4b) causing monsoonal winds with modern-day velocities[1] of 5 to 10 $m.s^{-1}$. This is in agreement with a winter monsoonal origin of Xining aeolian dust. In the summer, weak monsoon winds occurred along the flank of the Tibetan highs and along coastal China, while strong westerly surface winds dominated in northern China (Fig. 4c and 4d). The Xining area intersected the domains of the westerly winds and coastal summer monsoon, suggesting that these westerly summer surface winds may have also contributed to aeolian dust transport[45].

Our model results show weaker East Asian summer monsoonal winds compared to present day, which has also been found in previous simulations with a lowered Asian elevation[3,14–17]. However, the negative

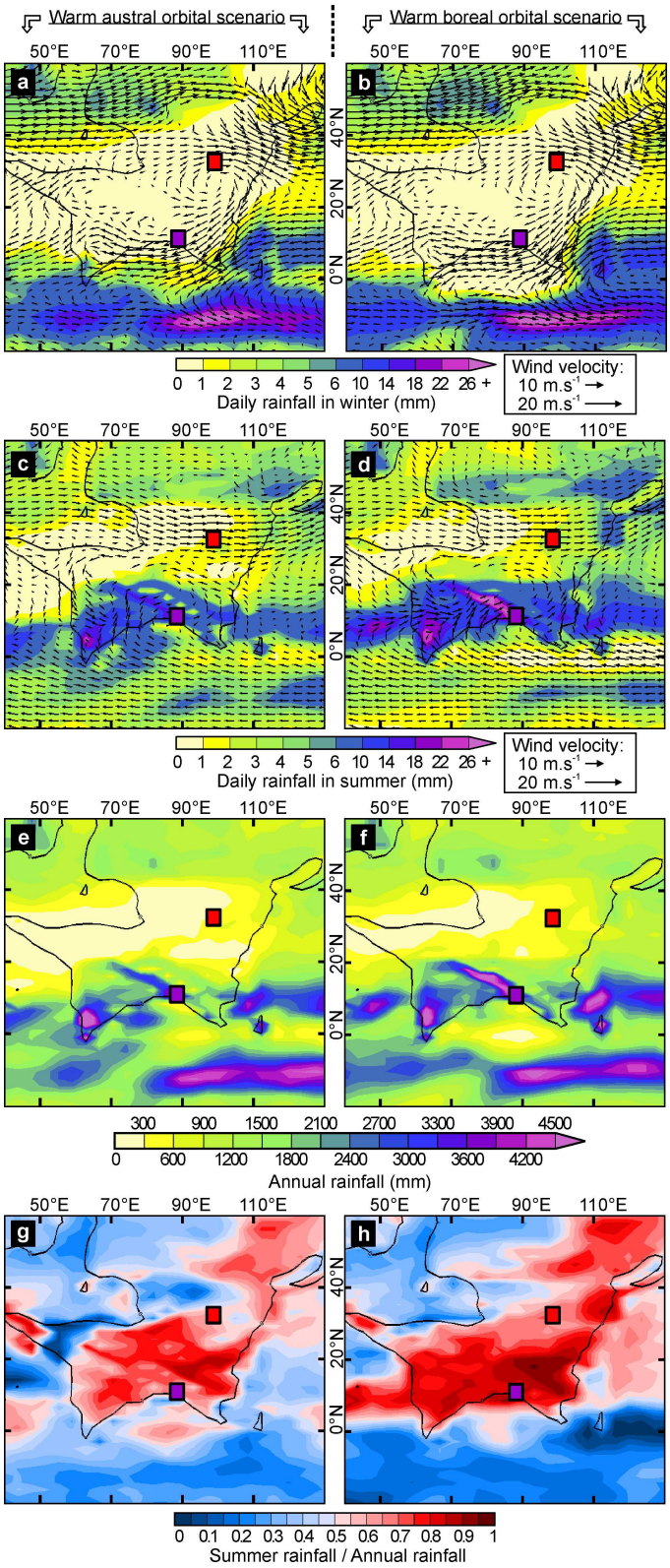


Figure 4: **Climatic simulations at 40 Ma illustrating Eocene monsoonal circulation on the Asian mainland**. Simulations were run with interpreted Eocene paleogeography (Fig. 1b), pCO2 level (4x PAL)[12] and with Antarctica set to ice-free conditions[48]. Two orbital scenarios were tested, a 'warm austral' orbital extreme[49] (panels a, c, e, and g) and a 'warm boreal'[49] (panels b, d, f, and h). Panels **a**, **b**, winter rainfall and 850 hpa winds, **c**, **d**, summer rainfall and 850 hpa winds (winds are displayed in areas lower than 2000 m high); note the monsoonal wind circulation in South Asia and coastal China but the persistence of westerly surface winds in northern China; **e**, **f**, annual rainfall, and **g**, **h**, seasonality index which is the ratio of rainfall from May to September versus annual rainfall[19]. Note the significant rainfall amount in South Asia (commonly >3000 mm of annual rainfall) and the modern-like precipitation pattern in China for the warm boreal orbital scenario; the extension of the Chinese arid band at 30N latitude is strongly sensitive to orbital parameters.

impact of lower Tibetan elevation on annual rainfall in our simulations was counterbalanced by enhanced atmospheric CO2 pressure. The enhanced greenhouse conditions resulted in higher atmospheric water vapor loading and a reinforced hydrological cycle[3,19]. Despite weaker summer monsoonal winds, the pCO2 level of four times pre-industrial levels is sufficient to generate summer and annual rainfall amounts as high as modern day values in Xining and Myanmar (Fig. 4c to 4f; Extended Data Table 2).

Our simulations further indicate a strong sensitivity of Asian rainfall to orbital parameters which generate precipitation values that vary from close to modern day to significantly greater amounts. In the warm austral orbital scenario, a zonal high pressure band with more arid conditions of commonly 0 to 400 mm of annual rainfall and insignificant summer precipitation extends from coastal China to the Tarim Sea between 30° and 40°N latitudes (Fig. 4g). In the warm boreal orbital scenario, summer oceanic moisture supply penetrates into central China, causing more abundant rainfall (commonly 500-1000 mm of annual rainfall) while arid conditions are limited to inner China and the Tarim seashores (Fig. 4h). The repetitive alternation of gypsum and red mudstone layers in the Xining Basin is astronomically driven, predominantly by obliquity cycles[41], indicating an alternation of wetter and drier periods on orbital time scales. In our climate simulations, annual rainfall in the Xining area is more than doubled in the warm boreal scenario versus the warm austral. Thus, a tentative link can be made between boreal insolation maxima to saline lake expansion causing gypsum precipitation, and austral insolation maxima to lake desiccation phases and red mudstone deposition in the Xining area (Extended Data Fig. 3). It may also explain the seemingly unstable character of arid regions in central China before the Eocene-Oligocene greenhouse to icehouse transition at 34 Myr[11,20,21].

Under decreasing atmospheric CO2 pressure and increasing Antarctic ice volume, our climate simulations based on a paleogeographical reconstruction at 34 Myr[12,24,48] reveal a decreasing East Asian moisture supply (Fig. 5a) caused by a decreased continent-ocean pressure gradient (Fig. 5b). This summer monsoon weakening in East Asia explains the observed disappearance of wet phase gypsum intercalations from the Xining Basin[40] during the greenhouse to icehouse transition across the Eocene-Oligocene boundary[13].

The decrease of the continent-ocean pressure gradient through the Eocene-Oligocene Transition of 0.9 mbar in the warm boreal scenario is the same order of magnitude as the increase of 0.8 mbar induced by the hypothesized Tibetan uplift during the Miocene in sensitivity test simulations[15]. Considering that a significant part of the Tibetan-Himalayan orogen was probably already elevated in the Late Eocene[6–8], and the sensitivity to evolving pCO2 and the Antarctic ice-sheet extent shown herein, the impact of later uplift events on the step-wise onset of monsoonal circulation may have been over-estimated in published studies. Forcing from the uplifting Himalayan-Tibetan highs has a clear impact on monsoon strength in our (and other) studies, but forcing from global climate, predominantly driven by atmospheric CO2 content, should be equally regarded as one of the governing parameters contributing to the singular strength of the Asian summer and winter monsoons.

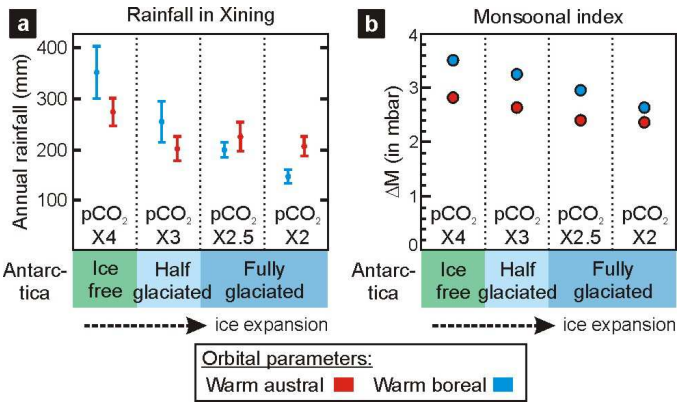


Figure 5: **Climatic simulations at 34 Ma illustrating decreasing monsoon strength in response to ice-sheet expansion and lowering atmospheric CO2 pressure**. For each orbital scenario, 4 climate scenarios were run [12,48]: ice-free Antarctica with pCO2 at 4x PAL, half-glaciated Antarctica with pCO2 at 3x PAL, fully-glaciated Antarctica with pCO2 at 2.5x and at 2x PAL. **a**, annual rainfall in the Xining Basin, averaged over the 101-105E and 35-39N (with standard deviations). Annual rainfall in the ice-free scenario is slightly lower than in the simulations at 40 Myr in response to changing palaeogeography (extended data Fig. 1); for the warm boreal orbital scenario, rainfall is 50% less after the EOT. **b**, Difference in the modelled monsoonal index M (ΔM : experiment minus control simulation), quantifying the continent-ocean pressure gradient in Asia and thus monsoonal intensity; the index M equals the difference of mean sea level pressure between the Asian continent and the Indian Ocean, averaged across an area stretching between 45°E-120°E and 15°S-45°N [3,15].

METHODS SUMMARY

Isotopic analyses

The fossil gastropods are 14 freshwater aragonitic thiarids (*Brotia* sp.) from four Burmese sites. After cleaning, the absence of secondary calcite and the preservation of shell microstructure were confirmed by X-ray diffraction analysis, cathodoluminescence, and SEM microscopy (Extended Data Fig. 4a to 4c). 186 Shell samples were reacted with oversaturated orthophosphoric acid at 70°C. $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values were measured using a Thermo Fisher Scientific MAT 253 mass spectrometer coupled with a Gasbench Gas chromatograph. NBS-18 and -19 standards were used to calibrate analyses to V-SMOW and V-PDB. Fossil teeth come from 7 different sites in the Pondaung Formation and are identified as large rhinocerotids, bronthoterids and anthracotherids (10 individuals). 72 carbonate phase samples were soaked in hydrogen peroxide and acetic acid to remove organic matter and exogenous carbonates. Carbonate phase $\delta^{18}O$ values were analysed with the above mass spectrometer. 10 of these samples were split for phosphate phase oxygen isotope analysis (one sample per individual), obtained using high temperature elemental analysis pyrolysis (Elementar PyroCube^{TM}) interfaced in continuous flow mode to an Isoprime^{TM} isotope ratio mass spectrometry (Ea-py-IRMS) system. Absence of diagenesis on enamel material was confirmed by checking the consistency of the fractionation factors between the carbonate and phosphate phases [27] (Extended Data

Fig. 4d).

Textural and composition study

151 samples were sampled throughout the Shuiwan stratigraphic section (Extended Figure 2) and measured for grain size after removal of organic matter, calcite, and gypsum using a Fritsch Laser Particle Sizer Analysette 22 at VU University Amsterdam. 10 samples were observed by SEM at Utrecht University after removal of carbonates and organic matter. In total, 142 individual quartz grains were photographed and analysed.

Climate model simulations

In order to incorporate the topographic refinement of our Asian palaeogeographic maps at a scale more appropriate to our data, we used the IPSL atmospheric Global Circulation Model LMDz[47] with a 3.75° x 1.9° resolution and 39 vertical levels. The time required for calculation of such a high spatial resolution model prevented us from using it in the fully coupled version; instead, the lower resolution, fully coupled FOAM OAGCM[17] was used as 'an SST simulator' (ocean: 2.8° x 1.4° resolution with 24 vertical levels, atmosphere: 7.5° x 4.5° with 18 vertical levels) to force the higher spatial resolution atmospheric model LMDz. For each climate simulation, FOAM was integrated for 2000 years without flux corrections or deep ocean acceleration, then averaged over the last 50 model years. Using the SST distribution obtained with FOAM, we ran the LMDz model with identical boundary conditions for 20 years to reach equilibrium.

Paleogeographic parameters were set from recent reconstructions (see Extended data Fig. 1). The two orbital configurations were taken from a previous study[49] to produce either a warm austral summer ('warm austral' orbit, with eccentricity: 0.05, obliquity: 24.5 and Earth at perihelion in January) or a cold austral summer, (and thus a 'warm boreal' summer, with eccentricity: 0.05, obliquity: 22.5 and Earth at perihelion in July; See also Extended data Fig. 3).

Extended Data Figures are available in the online version of the paper at www.nature.com/nature.

REFERENCES

[1] M. Xu, X. Chang, C. Fu, Y. Qi, A. Robock, D. Robinson, H. Zhang, Steady decline of east Asian monsoon winds, 1969-2000: Evidence from direct ground measurements of wind speed, Journal of Geophysical Research 111 (2006) doi:10.129/2006JD007337.

[2] S. Zhang, B. Wang, Global summer monsoon rainy seasons, International Journal of Climatology 28 (2008) 1563–1578.

[3] W. Prell, J. Kutzbach, Sensitivity of the Indian Monsoon to forcing parameters and implications for its evolution, Nature 360 (1992) 647–652.

[4] W. Boos, Z. Kuang, Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating, Nature 463 (2010) 218–222.

[5] P. Clift, K. Hodges, D. Heslop, R. Hannigan, H. Long, G. Calves, Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity, Nature Geosciences 351 (2008) 875–881.

[6] D. Rowley, B. Currie, Paleo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet, Nature 439 (2006) 677–681.

[7] G. Dupont-Nivet, C. Hoorn, M. Konert, Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition: evidence from pollen analysis of the Xining Basin, Geology 36 (2008) 987–990.

[8] P. Molnar, W. Boos, D. Battisti, Orographic Controls on Climate and Paleoclimate of Asia: Thermal and Mechanical Roles for the Tibetan Plateau, Annual Review of Earth Planetary Sciences 38 (2010) 77–102.

[9] Z. Guo, W. Ruddiman, Q. Hao, H. Wu, Y. Qiao, R. Zhu, S. Peng, J. Wei, B. Yuan, T. Liu, Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China, Nature 416 (2002) 159–163.

[10] X. Qiang, Z. An, Y. Song, H. Chang, Y. Sun, W. Liu, H. Ao, J. Dong, C. Fu, F. Wu, F. Lu, Y. Cai, W. Zhou, J. Cao, X. Xu, L. Ai, New eolian red clay sequence on the western Chinese Loess Plateau linked to onset of Asian desertification about 25 Ma Ago, Science China - Earth Sciences 54 (2011) 136–144.

[11] X. Sun, P. Wang, How old is the Asian monsoon system? Paleobotanical records from China, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 222 (2005) 181–222.

[12] M. Pagani, J. Zachos, K. Freeman, B. Tipple, S. Bohaty, Marked decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations during the Paleogene, Science 309 (2005) 600–603.

[13] J. Zachos, M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, K. Billups, Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present, Science 292 (2001) 686–693.

[14] G. Ramstein, F. Fluteau, J. Besse, S. Joussaume, Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years, Nature 386 (1997) 788–795.

[15] F. Fluteau, G. Ramstein, J. Besse, Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model, Journal of Geophysical Research 104 (1999) 11995–12018.

[16] Z. Zhang, H. Wang, Z. Guo, D. Jiang, Impacts of tectonic changes on the reorganization of the Cenozoic paleoclimatic patterns in China, Earth and Planetary Science Letters 257 (2007) 622–634.

[17] Z. Zhang, F. Flatoy, H. Wang, I. Bethke, M. Bentsen, Z. Guo, Early Eocene Asian climate dominated by desert and steppe with limited monsoons, Journal of Asian Earth Sciences 44 (2012) 24–35.

[18] R. Bosboom, G. Dupont-Nivet, A. Houben, H. Brinkhuis, G. Villa, O. Mandic, M. Stoica, W. Zachariasse, Z. Guo, C. Li, W. Krijgsman, Late Eocene sea retreat from the Tarim Basin (west China), and concomitant Asian paleoenvironmental change, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 299 (2011) 385–398.

[19] M. Huber, A. Goldner, Eocene Monsoons, Journal of Asian Earth Sciences 44 (2012) 3–23.

[20] C. Quan, Y. Liu, T. Utescher, Eocene monsoon prevalence over China: A paleobotanical perspective, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 365-366 (2012) 302–311.

[21] D. Wang, S. Lu, S. Han, X. Sun, C. Quan, Eocene prevalence of monsoon-like climate over eastern China reflected by hydrological dynamics, Journal of Asian Earth Sciences 62 (2013) 776–787.

[22] M. Seton, R. Müller, S. Zahirovic, C. Gaina, T. Torsvik, G. Shephard, A. Talsma, M. Gurnis, M. Turner, S. Maus, M. Chandler, Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma, Earth-Science Reviews 113 (2012) 212–270.

[23] R. Hall, Late Jurassic-Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean, Tectonophysics 570-571 (2012) 1–41.

[24] V. Lefebvre, Y. Donnadieu, P. Sepulchre, D. Swingedouw, Z. Zhang, Deciphering the role of southern gateways and carbon dioxide on the onset of the Antarctic Circumpolar Current, Paleoceanography 27 (2012) PA4201. doi:10.1029/2012PA002345.

[25] D. Dettman, M. Kohn, J. Quade, F. Ryerson, T. Ojha, S. Hamadullah, Seasonal stable isotope evidence for a strong asian monsoon throughout the past 10.7 m.y., Geology 29 (2001) 31–34.

[26] S. Sharma, M. Joachimski, H. Tobschall, I. Singh, D. Tewari, R. Tewari, Oxygen isotopes of bovid teeth as archives of paleocli-

matic variations in archaeological deposits of the Ganga plain, India, Quaternary Research 62 (2004) 19–28.

[27] C. Martin, I. Bentaleb, P. Antoine, Pakistan mammal tooth stable isotopes show paleoclimatic and paleoenvironmental changes since the early Oligocene, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 311 (2011) 19–29.

[28] M. Vuille, M. Werner, R. Bradley, F. Keimig, Stable sotopes in precipitation in the Asian monsoon region, Journal of Geophysical Research 110 (2005) D23108, doi:10.1029/2005JD006022. doi:10.1029/2005JD006022.

[29] S. Breitenbach, J. Adkins, H. Meyer, N. Marwan, K. Kumar, G. Haug, Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India, Earth and Planetary Science Letters 292 (2010) 212–220.

[30] L. Araguas-Araguas, K. Froehlich, K. Rozanski, Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia, Journal of Geophysical Research 742 (1998) 721–728.

[31] E. Grossman, T. Ku, Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects, Chemical Geology 59 (1986) 59–74.

[32] A. Gajurel, C. France-Lanord, P. Huyghe, C. Guilmette, D. Gurung, C and O isotope compositions of modern fresh-water mollusc shells and river waters from the Himalaya and Ganga plain, Chemical Geology 233 (2006) 156–183.

[33] M. Kohn, M. Schoeninger, J. Valley, Herbivor tooth oxygen isotope compositions: effects of diet and physiology, Geochimica et Cosmochimica Acta 60 (1996) 3889–3896.

[34] A. Licht, C. France-Lanord, L. Reisberg, C. Fontaine, A. N. Soe, J. Jaeger, A palaeo Tibet-Myanmar connection? Reconstructing the Late Eocene drainage system of central Myanmar using a multi-proxy approach, Journal of the Geological Society, London 170 (2013) 929–939.

[35] J. Tindall, R. Flecker, P. Valdes, D. Schmidt, P. Markwick, J. Harris, Modelling the oxygen isotope distribution of ancient seawater using a coupled oceanŰatmosphere GCM: Implications for reconstructing early Eocene climate, Earth and Planetary Science Letters 292 (2010) 265Ű273.

[36] P. Tafforeau, I. Bentaleb, J. Jaeger, C. Martin, Nature of laminations and mineralization in rhinoceros enamel using histology and X-ray synchrotron microtomography: potential implications for palaeoenvironmental isotopic studies, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 246 (2007) 206–227.

[37] J. Jaeger, Y. Chaimanee, P. Tafforeau, S. Ducrocq, Aung Naing Soe, L. Marivaux, J. Sudre, Soe Thura Tun, W. Htoon, B. Marandat, Systematics and paleobiology of the anthropoid primate Pondaungia from the late Middle Eocene of Myanmar, C. R. Palevol 3 (2004) 243–255.

[38] A. Licht, I. Cojan, L. Caner, A. N. Soe, J. Jaeger, C. France-Lanord, Influence of permeability barriers in alluvial hydromorphic palaeosols: the Eocene Pondaung Formation, Myanmar, Sedimentology 61 (2014) 362–382. doi:10.1111/sed.12059.

[39] A. Licht, A. Boura, D. De Franceschi, S. Ducrocq, Aung Naing Soe, J. Jaeger, Fossil woods from the late middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar, Review of Palaeobotany and Palynology 202 (2014) 29–46. doi:10.1016/j.revpalbo.2013.12.002.

[40] G. Dupont-Nivet, W. Krijgsman, C. Langereis, H. Abels, S. Dai, X. Fang, Tibetan plateau aridification linked to global cooling at the Eocene-Oligocene transition, Nature 445 (2007) 635–638.

[41] H. Abels, G. Dupont-Nivet, G. Xiao, R. Bosboom, W. Krijgsman, Step-wise change of Asian interior climate preceding the Eocene-Oligocene transition (EOT), Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 299 (2011) 399–412.

[42] D. Krinsley, J. Doornkamp, Atlas of Quartz Sand Surface Textures., Cambridge, Cambridge University Press, 1973.

[43] J. Vandenberghe, Grain size of fine-grained windblown sediment: a powerful proxy for process identification, Earth-Science Reviews 121 (2013) 18–30.

[44] H. Lu, J. Vandenberghe, Z. An, Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the 'Red Clay' (north China) as evidenced by grain-size distribution, Journal of Quaternary Science 16 (2001) 89–97.

[45] D. Sun, R. Su, J. Bloemendal, H. Lu, Grain-size and accumulation rate records from Late Cenozoic aeolian sequences in northern China: Implications for variations in the East Asian winter monsoon and westerly atmospheric circulation, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 264 (2008) 39–53.

[46] A. Alonso-Zarza, Z. Zhao, C. Song, J. Li, J. Zhang, A. Martin-Perez, R. Martín-García, X. Wang, Y. Zhang, M. Zhang, Mud-flat/distal fan and shallow lake sedimentation (upper VallesianŰTurolian) in the Tianshui Basin, Central China: Evidence against the late Miocene eolian loess, Sedimentary Geology 222 (2009) 42–51.

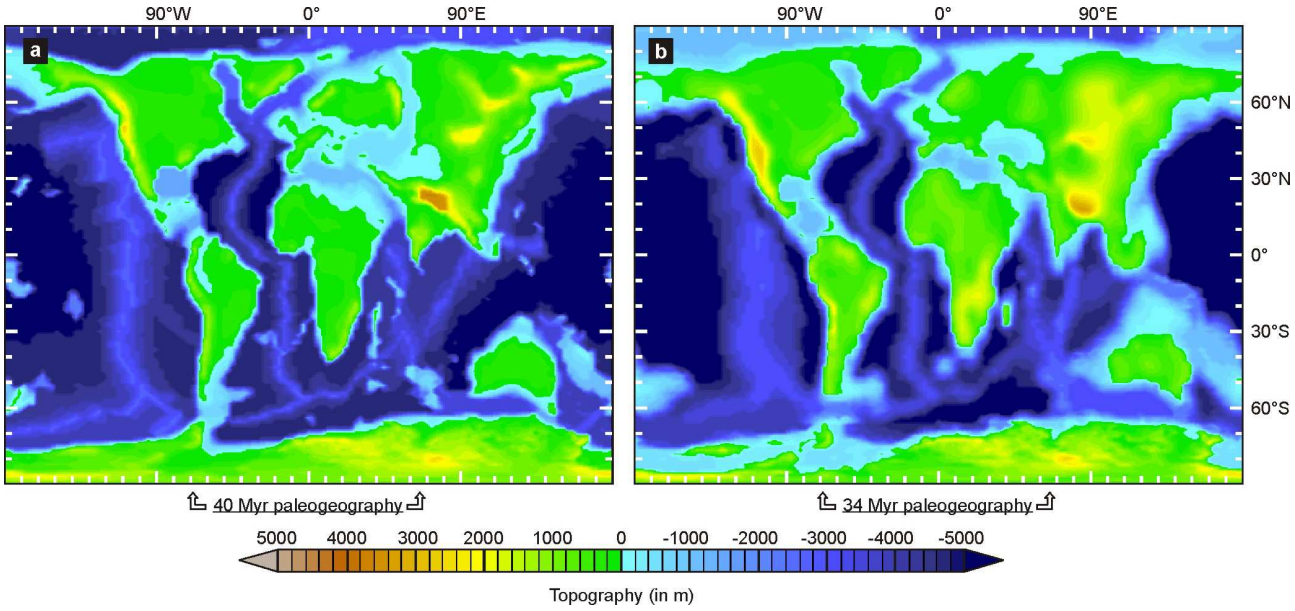
[47] F. Hourdin, I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J. Dufresne, L. Fairhead, M. Filiberti, P. Friedlingstein, J. Grandpeix, G. Krinner, P. Levan, Z. Li, F. Lott, The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, Climate Dynamics 27 (2006) 787–813.

[48] D. Wilson, S. Jamieson, P. Barrett, G. Leitchenkov, K. Gohl, R. Larter, Antarctic topography at the EoceneŰOligocene boundary, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 335-336 (2012) 24–34.

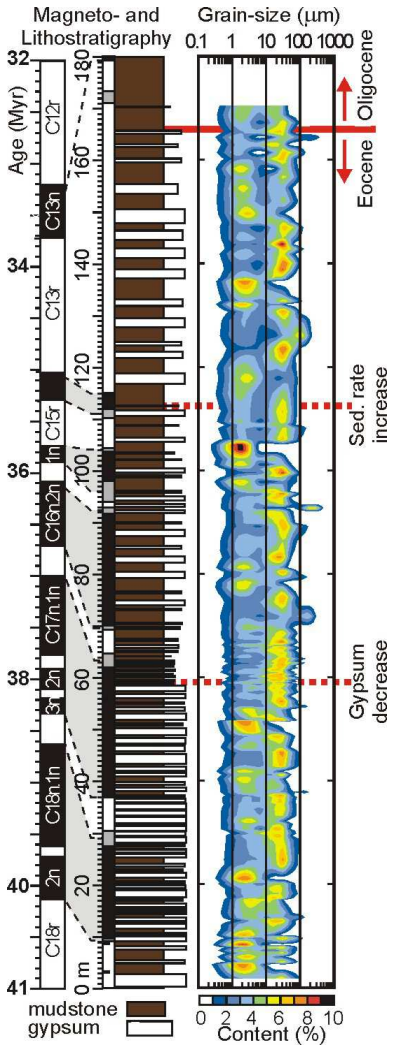
[49] R. DeConto, D. Pollard, D. Harwood, Sea ice feedback and Cenozoic evolution of Antarctic climate and ice sheets, Paleoceanography 22 (2007) doi:10.1029/2006PA001350. doi:10.1029/2006PA001350.

[50] J. Laskar, P. Robutel, F. Joutel, M. Gastineau, A. Correia, B. Levrard, A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth, Astronomy and Astrophysics 428 (2004) 261–285.

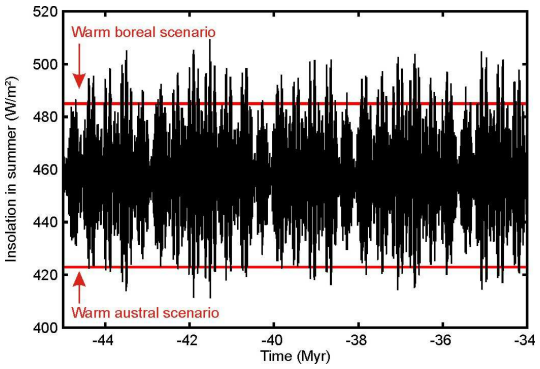
EXTENDED DATA



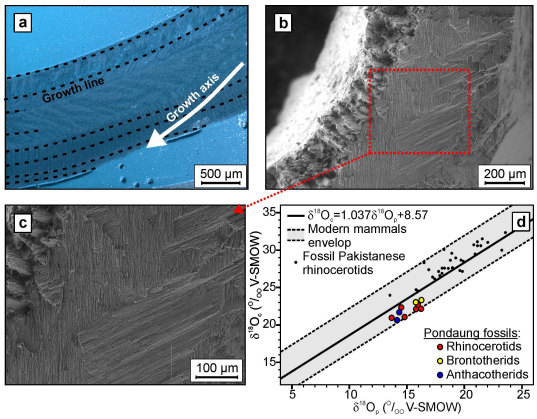
Extended Data Figure 1: **Paleogeographic world maps of climatic simulations** at 40 Ma (**a**), and at 34 Ma (**b**). Paleogeography at 40 Ma was built from the compilation of recently published reconstructions [6,22,23,48]. Paleogeography at 34 Ma was extracted from another study [24], and displays a slightly lower resolution. Main differences in the 34 Ma map are the retreat of the Tarim Sea, the northward motion of India, and the eastward extrusion of Indochina. Note also that the 34 Ma reconstruction displays higher altitudes in northern China and shallower marine depths in the Arctic Ocean and in the Equatorial seas north to Australia as a result of the lower resolution.



Extended Data Figure 2: **Stratigraphic log of the Mahalagou Formation** in the Shuiwan section showing lithology, magnetostratigraphy with correlation to the geomagnetic timescale [7,40,41], and clastic grain-size distributions through time.



Extended Data Figure 3: **Summer insolation during the Middle - late Eocene averaged over Asia (0-45°N, 45-120°E)** calculated from Earth's orbital parameters of the 45-34 Ma period [50], compared to the summer insolation of the warm austral and warm boreal scenarios.



Extended Data Figure 4: **Diagenetic screening of Burmese fossil material**. a, Cathodoluminescence image of a shell fragment from the Eocene Pondaung Formation. Blue color indicates prominence of pure aragonite in the shell material; note the absence of red spots, typical of calcite. Growth lines are well defined in the outer and inner layers of the shell. b, c, SEM pictures of a Pondaung shell fragment at multiple magnifications. The excellent preservation of the aragonitic crossed laminar structure within the central layer of the shell indicates the absence of recrystallisation. d, Comparison of the oxygen isotopic composition of the phosphate ($\delta^{18}O_p$) and carbonate ($\delta^{18}O_c$) phases of single samples from the 10 fossil individuals of the Pondaung Formation. Results fall in the range of the modern mammals [27], consistent with an absence of diagenetic impact on the isotopic composition of the fossil enamel [27].

	Eocene deposits of central Myanmar		Holocene Ganga Plain and Himalayan foothills	
	Tooth enamel (phosphate)	Gastropod shells	Tooth enamel (phosphate)	Gastropod shells
Mean $\delta^{18}O$ values	15.1 ‰ V-SMOW	-11.3 ‰ V-PDB	22 ‰ V-SMOW	-8 ‰ V-PDB
Minimum $\delta^{18}O$ values	13.7 ‰ V-SMOW	-14.0 ‰ V-PDB	18.2 ‰ V-SMOW	-11.5 ‰ V-PDB
Reconstructed mean $\delta^{18}O$ values of surface water	-9.4 ± 4 ‰ V-SMOW	-8.2 ± 1 ‰ V-SMOW	Measured $\delta^{18}O$ values of surface water: commonly -6 to -10 ‰ V-SMOW	
Reconstructed minimum $\delta^{18}O$ values of surface water	-11.0 ± 4 ‰ V-SMOW	-10.9 ± 1 ‰ V-SMOW		

Extended Data Table 1: $\delta^{18}O$ **values of Burmese Eocene material compared to Holocene data from the Ganga plain** [26,32] with associated surface water $\delta^{18}O$ values, reflecting the depletion in ^{18}O of the local rainwater. Minimum surface water $\delta^{18}O$ were reconstructed following previously published regression curves [31,33] using 34±5°C for the summer water temperature of the gastropods. ± for the enamel material indicates the error associated with the intra- and inter-specific mammalian in oxygen fractionation for land mammals [33]; ± for the gastropod material indicates the error associated with ±5°C for the water temperature [31].

	Annual rainfall (mm per year)		
	Modern data	Warm boreal scenario	Warm austral scenario
Xining Basin	294 ± 95	567 ± 69	296 ± 79
Central Myanmar Basin	2833 ± 550	2716 ± 1704	2251 ± 1528

Extended Data Table 2: **Modern annual rainfall in Myanmar and central China compared with modeled late Eocene annual rainfall**. Annual rainfall is averaged over a 4° x 4° area centered on the Central Myanmar Basin (modern location: 19°N 94°E, hypothesized Eocene location in the simulations: 10°N, 88°E) and on the Xining Basin (modern and Eocene location: 37°N, 103°E). ± indicates the standard deviation over the area.

Conclusion

Emergence et dispersion des anthropoïdes pendant le Doubthouse : influence paléogéographiques, climatiques et environnementales

Les études menées au cours de cette thèse ont montré que les anthropoïdes de l'Eocène birman vivaient sous un climat tropical humide de mousson, marqué par de fortes précipitations estivales et une période hivernale sèche importante. L'environnement associé, similaire à l'avant-pays himalayen moderne, était principalement constitué de forêts de mousson à dipterocarpacées et de savanes inondées à chaque saison des pluies. Ces résultats contrastent avec l'idée d'une Terre éocène équatoriale humide à vastes forêts primaires, ayant favorisé l'émergence et la dispersion des premiers anthropoïdes. Les quelques rares données disponibles sur les autres sites à anthropoïdes permettent de dresser un portrait schématique de la distribution environnementale des primates éocènes.

Paléoenvironnements des anthropoïdes éocènes : comparaison inter-sites

L'étude des autres sites éocènes à anthropoïdes ajoute un éclairage supplémentaire sur cette adaptation aux milieux saisonniers et permet de confirmer la présence de fortes marques de saisonnalité associées aux anthropoïdes sur la plupart des sites :

- Les sites chinois (Eocène moyen) n'ont pas été précisément étudiés, mais leur localisation en pleine ceinture à évaporites éocènes suggère une forte saisonnalité (Sun et Wang, 2005). La compilation de données palynologiques chinoises de Quan et al. (2012a) indique des précipitations annuelles entre 700 et 1200 mm pour la zone, majoritairement en été, et une température annuelle de l'ordre de 15 à 20°C, avec une très forte variation annuelle (± 10°C) ;
- Le bassin de Krabi, en Thaïlande (Eocène terminal), à niveau ligniteux, délivre un assemblage palynologique caractéristique de marécage arboré équatorial à faible saisonnalité (Chaimanee et al., 2000; Udomkan et al., 2003). Le bassin de Krabi est le seul site sans marque de saisonnalité ;

- Les paléoenvironnements continentaux du Fayum, Egypte (dont les sites BQ-2 et L-41 sont datés de l'Eocène terminal ; Seiffert, 2012), font l'objet d'un débat vif entre deux visions, proposant un paysage ouvert dominé par les savanes arborées ou par des forêts tropicales humides décidues (Bown et al., 1982; Gagnon, 1997). Les deux visions s'accordent néanmoins sur une forte saisonnalité et une potentielle composante de mangrove. Les données paléobotaniques n'ont pas fait l'objet d'approche quantitative ; les bois fossiles constituent des assemblages dominés par les palmes, les légumineuses et les *Ficus* (Bown et al., 1982) ;
- Le site de Dur At Talah, en Lybie (Eocène moyen), est principalement constitué de dépôts lagunaires pauvres en données paléoenvironnementales ; le haut de la série présente néanmoins plusieurs paléosols denses en concrétions ferrugineuses et en rhizolites ainsi qu'en troncs fossiles, suggérant un environnement boisé à saisonnalité marquée (Abouessa et al., 2012) ;
- Enfin, le site de Bir-El-Ater, Algérie (Eocène moyen) n'a fait l'objet d'aucune étude paléoenvironnementale jusqu'à présent. Sa paléo-latitude (plus au nord des sites lybiens et égyptiens) suggère néanmoins une saisonnalité prononcée.

Site	**Genres d'anthr.**	**Precip. annuelles**	**Temp. annuelle**	**amplitude annuelle de T.**	**Coeff. de saisonnalité**
Chine centrale	2	400-1200 mm	12-20°C	± 10°C	0.7 à 0.8
Krabi	2	900-3000 mm	28-34°C	± 2°C	0.4
Birmanie	7	1800-4400 mm	28-34°C	± 1°C	0.9
Fayum	6	800-2000 mm	27-33°C	± 5°C	0.9
Dur At Talah	3	1900-2500 mm	27-33°C	± 4°C	0.9
Bir El Ater	1	0-400 mm	26-32°C	± 7°C	0.8

Table 21. Paramètres climatiques des différents sites à anthropoïdes éocènes, issus des modélisations du chapitre 12 sur une paléogéographie éocène réaliste à 40 Ma sans calotte antarctique (gamme de résultats pour les deux scénarii orbitaux, à PCO_2 X4 PAL), ainsi que le nombre de genres différents d'anthropoïdes identifiés jusqu'à présent (note : *Amphipithecus* est considéré comme une espèce différente de *Pondaungia* dans ce comptage ; cf. chapitre 3). Coefficient de saisonnalité : précipitations des mois MJJAS / précipitations annuelles.

Les paramètres climatiques issus des modélisations du chapitre 12 permettent une comparaison synchrone des sites à anthropoïdes (table 21 et figure 72). Les températures et précipitations modélisées, certes larges, sont en bon accord avec les données paléobotaniques quantitatives de Chine centrale et celles obtenues pour la formation de Pondaung (chapitre 10). On note une bonne homogénéité climatique entre les sites les plus prolifiques du registre fossile : Dur At Talah, Birmanie et Fayum présentent tous des précipitations annuelles et températures élevées (>1500 mm et ≈ 30°C de moyenne annuelle), à saisonnalité très marquée ; l'apparente forte similarité climatique entre les sites de Dur At Talah et de Birmanie est aussi cohérente avec la présence de taxa cousins (Chaimanee et al., 2012). Bir El Ater se distingue par sa forte aridité (précipitations annuelles <400 mm), relativement incompatible avec un environnement boisé et donc peu vraisemblable (on note néanmoins que les précipitations annuelles peuvent

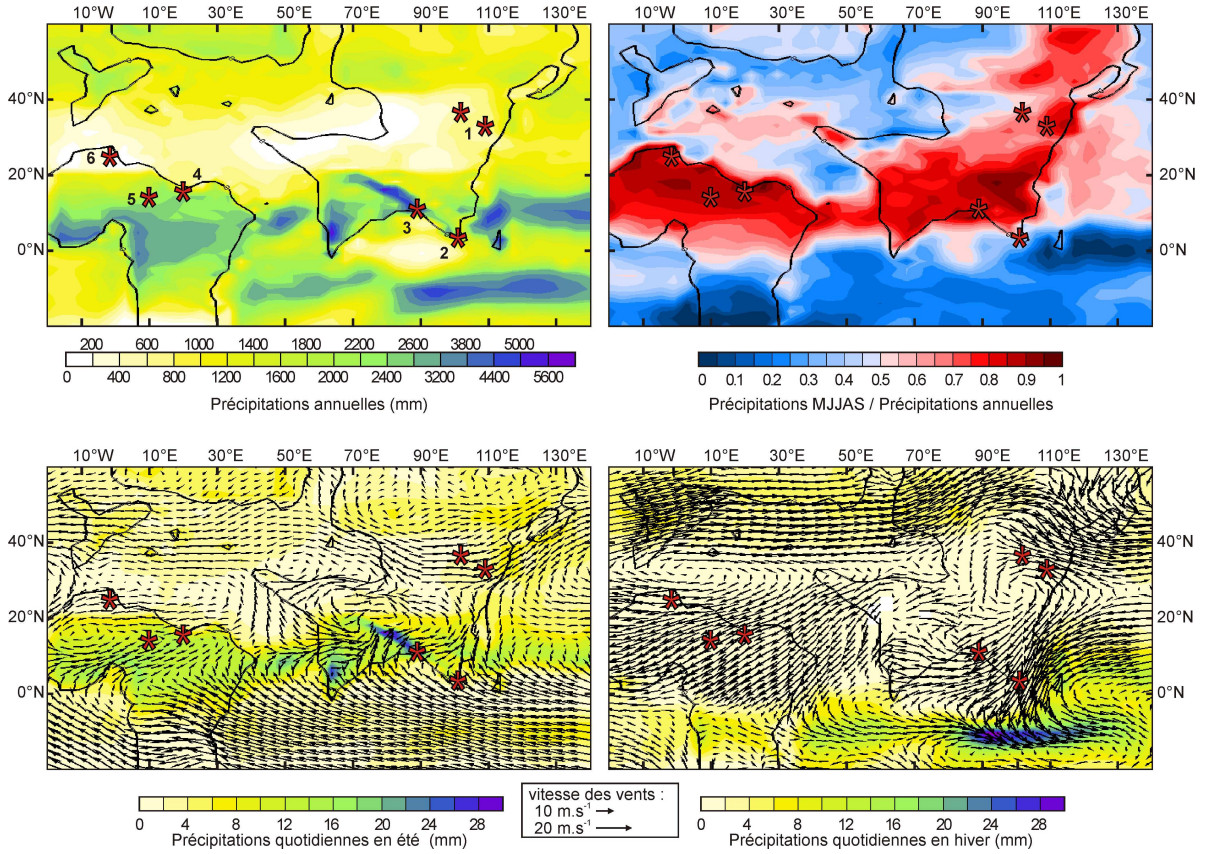


Figure 72. Précipitations annuelles, d'été et d'hiver (avec vents associés) et index de saisonnalité autour de la Téthys, issus de la modélisation sur paléogéographie à 40 Ma sans calotte glaciaire, à pCO_2 4x PAL et paramètres orbitaux favorables aux glaciations antarctiques (scénario "Cold austral" ; voir chapitre 12). 1 : sites chinois à anthropoïdes ; 2 : bassin de Krabi (Thaïlande) ; 3 : Chaîne de Pondaung (Birmanie) ; 4 : Fayum (Egypte) ; 5 : Dur At Talah (Lybie) ; 6 : Bir el Ater (Algérie). (Cartes : Jean-Baptiste Ladant)

atteindre 800 mm annuelles en PCO_2 5x PAL ; non montré). Les sites de Chine centrale se distinguent par leur climat plus tempéré (précipitations et température plus faibles) ; le site de Krabi, enfin, par une saisonnalité bien plus faible. Dès l'Eocène moyen, les anthropoïdes semblent donc occuper une très vaste gamme de biomes, de la forêt primaire équatoriale aux paysages tempérés humides des moyennes latitudes.

La distribution des plus petits anthropoïdes est néanmoins limitée aux sites du Fayum, du Dur At Talah et de Birmanie, aux conditions tropicales saisonnières semblables, suggérant, pour ces primates, une adaptabilité plus faible. La distribution préférentielle des petits anthropoïdes comme *Afrotarsius* dans les environnements tropicaux saisonniers se retrouve aussi chez les gros anthropoïdes, qui montrent une diversité étonnante sur les mêmes sites (voir table 21). A l'inverse, le site de Krabi, à l'environnement éocène équatorial humide, a délivré une faune de mammifères très variée sans jamais faire apparaître plus de deux genres anthropoïdes. Au premier abord, il est difficile de déterminer si la plus grande biodiversité des anthropoïdes en milieu tropical saisonnier reflète un réel héritage de la distribution passée, au regard des biais potentiels introduits par l'enregistrement fossile et la collecte paléontologique. Cette distribution ne semble néanmoins pas être liée à des artefacts de collecte, au moins pour les

sites asiatiques : le site de Krabi est prospectée depuis vingt ans avec la même régularité que les sites birmans ; les nombreux sites fossilifères de Chine du Sud, au climat éocène perhumide, n'ont encore délivré aucun anthropoïde, malgré un registre fossile conséquent (Russel et Zhai, 1987; Tsubamoto et al., 2004). Cette distribution semble aussi difficilement explicable par des phénomènes taphonomiques : les dépôts de lignite, communs aux zones perhumides et gites fossilifères courants, présentent généralement des conditions de préservation exceptionnelles sans biais de sélection, tandis que les changements d'humidité (et d'oxydation) en zone tropicale à saisonnalité marquée sont peu propices à la conservation de restes animaux, mais plus favorables à leur altération (Behrensmeyer, 1975).

Il est donc vraisemblable de supposer que la grande biodiversité sur les sites birmans reflète un héritage passé, et donc une forte représentation des anthropoïdes asiatiques dans les environnements tropicaux saisonniers.

L'adaptation aux milieux saisonniers, moteur de l'histoire évolutive des primates

La diversification et la dispersion rapide des primates anthropoïdes au Bartonien présente plusieurs parallèles avec les étapes plus récentes de l'histoire évolutive des primates. Les cercopithecoïdes, descendants des anthropoïdes éocènes africains et présents dès l'Oligocène supérieur (25 Ma) dans le registre fossile, restent anecdotiques pendant la majeure partie du Miocène (Stevens et al., 2013). Leurs uniques représentants, les victoriapithecidés, sont limités à l'Afrique de l'Est (Benefit et McCrossin, 2002). Il y a 9-7 Ma, l'apparition des colobidés et des cercopithécidés est rapidement suivie par leur diversification importante et leur dispersion en Asie continentale (Jablonski, 2002). Quelques millions d'années plus tard, à la transition Mio-Pliocène, la dispersion du genre *Macaca* est très rapide et touche aussi bien les forêts primaires africaines que les forêts tempérés sibériennes ou les savanes sub-sahariennes (Jablonski et al., 2000). Ces deux événements sont reliés à de fortes modifications environnementales caractérisées par une augmentation de la saisonnalité générale et une progression des environnements ouverts et secs (Janis, 1993; Jablonski, 2002). La saisonnalité apparaît donc avoir joué comme un catalyseur dans l'histoire récente des cercopithecoïdes, en favorisant leur diversification et leur dispersion (Jablonski, 2002). Chez les hominoïdes, l'augmentation de la saisonnalité et la diminution des espaces arborés au profit des savanes a aussi été fréquemment proposée pour expliquer le développement de la bipédie et ainsi l'apparition et les diversifications successives des hominidés (deMenocal, 2004; Sepulchre et al., 2006; Trauth et al., 2007; Cerling et al., 2011).

La très forte diversité des primates asiatiques sur les sites éocènes birmans suggère que la saisonnalité ait aussi joué le rôle de catalyseur de diversification chez les premiers anthropoïdes. L'impact de la saisonnalité sur le développement des primates éocènes s'observe particulièrement chez les amphipithécidés, qui présentent plusieurs caractéristiques dentaires et mandibulaires témoignant d'une adaptation précoce aux milieux à stress alimentaire (comme une symphyse et des incisives quasi-verticales, une mandibule courte, épaisse et très parabolique), elles-mêmes développées plus tardivement chez les hominidés (Jaeger et al., 2004). Dans les forêts de mousson, ces gros primates arboricoles, peu agiles mais à l'alimentation

diversifiée, changeaient de source alimentaire chaque saison sans avoir à se déplacer (Ramdarshan et al., 2010; Marivaux et al., 2010).

Diversifications, dispersions et déclin des anthropoïdes asiatiques au regard des variations climatiques éocènes

Relier événements tectoniques et climatiques avec l'histoire évolutive des anthropoïdes reste un exercice interprétatif très dépendant du registre fossile, dans la mesure où toute interprétation n'est basée que sur un nombre limité de sites fossilifères, généralement pauvrement datés. Si une origine asiatique des anthropoïdes semble de plus en plus robuste avec l'accumulation des découvertes de ces dix dernières années, la découverte de nouveaux taxa pourrait encore bouleverser la chronologie de cette apparition et des dispersions successives. Les données paléoclimatiques paléogènes restent géographiquement et temporellement parcellaires ; les modèles climatiques numériques, bien que permettant une approche plus globale, peuvent difficilement rendre compte de la variabilité climatique et paléogéographique du Doubthouse, période de transition dont la complexité semble grandir à mesure de l'accumulation des études. Si les travaux menés au cours de cette thèse constituent l'une des premières études paléoenvironnementales du Paléogène de la région du Bengale, leurs résultats alimentent notre compréhension paléoclimatique du Doubthouse dans un cadre temporel large et plutôt lâche. La variabilité de la mousson indienne à échelle temporelle orbitale ainsi que son évolution paléogène restent à déterminer. A ce regard, les séries de Birmanie, épaisses et accessibles, présentent un intérêt majeur pour de nombreuses études paléoenvironnementales en section (évolution palynologique, étude de la minéralogie des argiles...), couplées à de la magnéto- et cyclo- stratigraphie, à l'image de celles menées dans le bassin de Xining et présentées dans le chapitre 12. Ces études à venir, en parallèle de l'augmentation certaine du registre fossile, permettront de bien mieux comprendre l'impact des facteurs environnementaux et tectoniques sur les prémisses de l'histoire évolutive des anthropoïdes.

Les reconstructions paléoclimatiques et paléoenvironnementales réalisées au cours de cette thèse permettent néanmoins quelques conjectures qui forment autant de futurs axes de recherche. Plusieurs indices géologiques suggèrent une mise en place d'un régime de mousson fort au tournant Lutétien-Bartonien, contemporain de l'apparition des anthropoïdes dans le registre fossile, comme la disparition des lignites en Assam et l'augmentation des précipitations en Chine du Nord (voir chapitre 2, section 4). La mise en place d'une mousson marquée et les bouleversements écologiques consécutifs auraient pu jouer le rôle de catalyseur de diversification précédemment évoqué. Cette mise en place semble contemporaine de l'assèchement de la mer d'avant-pays indien, dont le rôle a probablement été très important dans la régulation des précipitations régionales. La prospection et l'étude paléoclimatique des dépôts lutétiens d'Assam et de Birmanie permettraient de corroborer ou d'infirmer ces présomptions ; une modélisation climatique de l'impact du premier contact indo-asiatique sur la circulation atmosphérique régionale, dans l'esprit des récents travaux de Zhang et al. (2007a,b, 2012), permettrait aussi de comprendre plus finement les liens entre collision et mousson.

Au cours de cette période initiale de diversification, ll est difficile d'identifier quel événement pourrait avoir favorisé la dispersion des anthropoïdes vers l'Afrique. Outre les ≈ 1000 km d'océan à franchir, on peut noter que les rives nords (iraniennes) de la Téthys présentent un climat très aride dans les modélisations climatiques du chapitre 12, formant une barrière supplémentaire à la dispersion (voir aussi figure 72). Au cours de l'Eocène, deux réseaux hydrographiques distincts descendaient de la syntaxe Ouest Himalayenne, se jetant dans la Téthys : le système du Khojat (débouchant en Afghanistan et au Pakistan actuels) et du Paléo-Indus (à l'emplacement de l'actuel Indus ; Qayyum et al., 2001; Roddaz et al., 2011). Des pluies de mousson abondantes auraient pu ponctuellement créer des îles végétales flottantes que les vents océaniques auraient ensuite porté vers l'Afrique, et auraient donc permis la dispersion à travers la Téthys, à l'image de l'hypothèse fréquemment formulée pour expliquer la dispersion plus tardive des anthropoïdes à travers l'Atlantique (Houle, 1999). Les modélisations du chapitre 12 montrent le caractère unidirectionnel, orientés de l'Asie vers l'Afrique, des vents à travers la Téthys au niveau de l'isthme iranien et de la probable embouchure du delta du Khojat, indépendamment des saisons et des paramètres de modélisation (voir figure 72) ; au regard de l'hypothèse précédente, ces observations expliquent le caractère unipolaire des dispersions bartoniennes trans-Téthys. Cette hypothèse pèche néanmoins par le peu d'études paléontologiques et paléoclimatologiques dans les séries éocènes de la syntaxe Ouest Himalayenne, en raison de la difficulté d'accès des sites (notamment dans le bassin de Katawaz, où les dépôts sont significatifs).

Enfin, les informations apportées par cette thèse sur la dynamique de la mousson asiatique à la fin de l'Eocène apporte une clé supplémentaire à la compréhension de la disparition des amphipithécidés et au déclin des anthropoïdes asiatiques au Paléogène tardif. Les bouleversements climatiques à la transition Eocène-Oligocène entraînent une forte diminution de la mousson asiatique, avec une diminution de l'apport d'humidité en Chine centrale (favorisant la mise en place de conditions arides significatives), et une diminution de la mousson d'hiver indienne (favorisant des conditions perhumides dans l'avant-pays himalayen). Ainsi, l'augmentation de la saisonnalité en température mondiale à l'Oligocène se traduit en Asie, de manière non-intuitive, par une diminution de la saisonnalité en précipitations et un probable bouleversement des environnements tropicaux saisonniers favorables aux anthropoïdes. Lier bouleversement climatique et extinction des premiers anthropoïdes asiatiques n'est pas évident car les paragraphes précédents ont démontré une forte capacité d'adaptation des anthropoïdes éocènes. L'histoire du genre *Theropithecus*, cercopithécidé néogène aujourd'hui représenté par la seule espèce *gelada*, fournit un parallèle plus récent, source potentielle d'explication. Se nourrissant quasi-exclusivement de graminées, les *Theropithecus* présentent une spécialisation poussée pour les environnements de savanes à saisonnalité marquée et constituent la grande majorité du registre fossile des primates pliocènes africains (Jablonski, 2002). Les *Theropithecus* sont aujourd'hui restreints aux hauts plateaux éthiopiens et en voie d'extinction suite à la pression anthropique. La sur-adaptation des *Theropithecus* aux milieux saisonniers a dérivé vers une "ultra"-spécialisation sans issue évolutive, cette dernière les ayant finalement fragilisé face aux bouleversements récents de leur habitat. Bien que les *Theropithecus* et les amphipithécidés présentent

des caractéristiques anatomiques et un environnement de prédilection significativement différents, tous présentent une ultra-spécialisation à la saisonnalité, qui pourrait être ainsi à l'origine de leur disparition. Les séries oligocènes asiatiques pourraient dévoiler de nombreuses surprises dans les prochaines années, et ainsi mieux documenter l'impact de la transition Eocène-Oligocène sur les anthropoïdes.

Références

Abels, H.A., Dupont-Nivet, G., Xiao, G., Bosboom, R., Krijgsman, W., 2011. Step-wise change of Asian interior climate preceding the Eocene-Oligocene transition (EOT). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 399–412.

Abouessa, A., Pelletier, J., Duringer, P., Schuster, M., Schaeffer, P., Métais, E., Benammi, M., Salem, M., Osama, O. Hlal, Brunet, M., Jaeger, J.J., Rubino, J.L., 2012. New insight into the sedimentology and stratigraphy of the Dur At Talah tidal-fluvial transition sequence (Eocene–Oligocene, Sirt Basin, Libya). *Journal of African Earth Sciences* 65, 72–90.

Acharyya, S.K., 2007a. Collisional emplacement history of the Naga-Andaman ophiolites and the position of the eastern Indian suture. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 229–242.

Acharyya, S.K., 2007b. Evolution of the Himalayan Paleogene foreland basin, influence of its litho-packet on the formation of thrust-related domes and windows in the Eastern Himalayas - A review. *Journal of Asian Earth Sciences* 31, 1–17.

Adnet, S., Cappetta, H., Beard, K.C., Marivaux, L., Marandat, B., Chaimanee, Y., Jaeger, J.J., Soe Thura Tun, Aung Naing Soe, 2008. First myliobatiform teeth (Elasmobranchii, Neoselachii) from the Pondaung Formation (late Middle Eocene) of central Myanmar. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 247, 335–340.

Aggarwal, P.K., Frohlich, K., Kulkarni, K.M., Gourcy, L.L., 2004. Stable isotope evidence for moisture sources in the Asian summer monsoon under present and past climate regimes. *Geophysical Research Letters* 31, L08203, doi :10.1029/2004GL019911.

Agnini, C., Fornaciari, E., Giusberti, L., Grandesso, P., Lanci, L., Luciani, V., Muttoni, G., Pälike, H., Rio, D., Spofforth, D.J.A., Stefani, C., 2011. Integrated biomagnetostratigraphy of the Alano section (NE Italy) : A proposal for defining the middle-late Eocene boundary. *Geological Society of America Bulletin* 23, 841–872.

Ahmad, N., 1996. Occurrence and distribution of Vertisols. *In : Ahmad, N., Mermut, A. (Eds.), Vertisols and technologies for their management*. Elsevier Amsterdam, pp. 1–41.

Alam, M., Alam, M.M., Curray, J.R., Chowdhury, M.L.R, Gani, M.R., 2003. An overview of the sedimentary geology of the Bengal Basin in relation to the regional tectonic framework and basin-fill history. *Sedimentary Geology* 155, 179–208.

Allen, M.B., Armstrong, H.A., 2012. Reconciling the Intertropical Convergence Zone, Himalayan/Tibetan tectonics, and the onset of the Asian monsoon system. *Journal of Asian Earth Sciences* 44, 36–47.

Allen, R., Najman, Y., Carter, A., Barfod, D., Bickle, M.J., Chapman, H.J., Garzanti, E., Vezzoli, G., Ando, S., Parrish, R.R., 2008. Provenance of the Tertiary sedimentary rocks of the Indo-Burman Ranges, Burma (Myanmar) : Burman arc or Himalayan-derived ? *Journal of the Geological Society, London* 165, 1045–1057.

An, Z., Clemens, S.C., Shen, J., Qiang, X., Jin, Z., Sun, Y., Prell, W.L., Luo, J., Wang, S., Xu, H., Cai, Y., Zhou, W., Liu, X., Liu, W., Shi, Z., Yan, L., Xiao, X., Chang, H., Wu, F., Ai, L., Lu, F., 2011. Glacial-Interglacial Indian Summer Monsoon Dynamics. *Nature* 333, 719–723.

An, Z., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons an phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. *Nature* 411, 62–66.

Antoine, P.O., Marivaux, L., Croft, D.A., Billet, G., Ganerod, M., Jaramillo, C., Martin, T., Orliac, M.J., Tejada, J., Altamirano, A.J., Duranthon, F., Fanjat, G., Rousse, S., Gismondi, R.S., 2011. Middle Eocene rodents from Peruvian Amazonia reveal the pattern and timing of caviomorph origins and biogeography. *Proceedings of the Royal Society B* 1732, doi :10.1098/rspb.2011.1732.

Araguas-Araguas, L., Froehlich, K., Rozanski, K., 1998. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *Journal of Geophysical Research* 742, 721–728.

Armstrong, H.A., Allen, M.B., 2011. Shifts in the Intertropical Convergence Zone, Himalayan exhumation, and late Cenozoic climate. *Geology* 39, 11–14.

Arndorff, L., 1993. Lateral relations of deltaic palaeosols from the Lower Jurassic Ronne Formation on the island of Bornholm, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 100, 235–250.

Aronson, J.L., Hailemichael, M., Savin, S.M., 2008. Hominid environments at Hadar from paleosol studies in a framework of Ethiopian climate change. *Journal of Human Evolution* 55, 532–550.

Aung Naing Soe, 2004. *Géologie et paléontologie dans la formation de Pondaung (Myanmar)*. Ph.D. thesis, Université des Sciences et Techniques de Montpellier 2.

Aung Naing Soe, 2008. A new study of the Anthracotheres (Mammalia, Artiodactyla) from Pondaung Formation, Myanmar : systematics implication. *Palaeovertebrata* 36, 89–157.

Aung Naing Soe, Myitta, Tun, S.T., Aung, A.K., Thein, T., Marandat, B., Ducrocq, S., Jaeger, J.J., 2002. Sedimentary facies of the late Middle Eocene Pondaung Formation (central Myanmar) and the palaeoenvironments of its Anthropoid Primates. *C. R. Palevol* 1, 153–160.

Ba Maw, Ciochon, R.L., Savage, D.E., 1979. Late Eocene of Burma yields earliest anthropoid primate, Pondaungia cotteri. *Nature* 282, 65–67.

Bajpai, S., Kay, R.F., Williams, B.A., Das, D.P., Kapur, V.V., Tiwari, B. N., 2008. The oldest Asian record of Anthropoidea. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 11093–11098.

Bannert, D., Lyen, A.S., Htay, T., 2011. The Geology of the Indoburman Ranges in Myanmar. *Geologisches Jahrbuch* 101, 5–101.

Baral, H.S., Chaudhary, D.B., 2006. Status and Distribution of Slender-billed babbler *Turdoides longirostris* in Chitwan National Park, Central Nepal. *Danphe* 15, 1–6.

Barbin, V., 2000. Cathodoluminescence of Carbonate Shells : Biochemical vs Diagenetic process. *In : Barbin, M. Pagel V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (Eds.), Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 303–329.

Barbin, V., 2013. Application of cathodoluminescence microscopy to recent and past biological materials : a decade of progress. *Mineralogy and Petrology* 106, doi :10.1007/s00710–013–0266–6.

Barbin, V., Ramseyer, K., Elfman, M., 2008. Biological record of added manganese in seawater : a new efficient tool to mark in vivo growth lines in the oyster species *Crassostrea gigas*. *International Journal of Earth Sciences* 97, 193–199.

Barley, M.E., Pickard, A.L., Zaw, K., Rak, P., Doyle, M.G., 2003. Jurassic to Miocene magmatism and metamorphism in the Mogok metamorphic belt and the India-Eurasia collision in Myanmar. *Tectonics* 22 (3), doi :10.1029/2002TC001398.

Beard, K.C., 2008. The oldest North American primate and mammalian biogeography during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 3815–3818.

Beard, K.C., Dawson, M.R., Wang, B., Li, C., 1994. A diverse new primate fauna from Middle Eocene fissure-fillings in southeastern China. *Nature* 368, 604–609.

Beard, K.C., Marivaux, L., Chaimanee, Y., Jaeger, J.J., Marandat, B., Tafforeau, P., Soe, A.N., Tun, S.T., Kyaw, A.A., 2009. A new primate from the Eocene Pondaung Formation of Myanmar and the monophyly of Burmese amphipithecids. *Proceedings of the Royal Society B* 276, 3285–3294.

Beard, K.C., Marivaux, L., Soe Thura Tun, Aung Naing Soe, Chaimanee, Y., Wanna Htoon, Marandat, B., Htun Htun Aung, Jaeger, J.J., 2007. New Sivaladapid primates from the Eocene Pondaung Formation of Myanmar and the Anthropoid Status of Amphipithecidae. *Bulletin of Carnegie Museum of Natural History* 39, 67–76.

Beard, K.C., Wang, J., 2004. The eosimiid primates (Anthropoidea) of the Heti Formation, Yuanqu Basin, Shanxi and Henan Provinces, People's Republic of China. *Journal of Human Evolution* 46, 401–431.

Beard, K.C., Yongsheng Tong, Dawson, M.R., Wang, Jingwen, Huang, Xueshi, 1996. Earliest Complete Dentition of an Anthropoid Primate from the Late Middle Eocene of Shanxi Province, China. *Science* 272, 82–85.

Behrensmeyer, A.K., 1975. The taphonomy and paleoecology of Plio-Pleistocene vertebrate assemblages east of Lake Rudolf, Kenya. *Bulletin Museum of Comparative Zoology* 146, 473–578.

Benammi, M., Soe, Aung Naing, Tun, Than, Bo, Bo, Chaimanee, Y., Ducrocq, S., Thein, Tin, Wai, San, Jaeger, J.J., 2002. First magnetostratigraphic study of the Pondaung Formation : Implications for the Age of the Middle Eocene Anthropoids of Myanmar. *The Journal of Geology* 110, 748–756.

Bender, F., 1983. *Geology of Burma*. Gebrüder Borntraeger edition, Berlin Stuttgart.

Benefit, B.R., McCrossin, M.L., 2002. The Victoriapithecidae, Cercopithecoidea. *In : Hartwig, W.C. (Ed.), The Primate Fossil Record*. Cambridge University Press.

Bennett, S., Scott, D., Karim, A., Sobhan, I., Khan, A., Rachid, S.M.A., 1995. *Wetland Resources Specialist Study, Northeast Regional Water Management Plan, Bangladesh Flood Action Plan 6*. Tech. rep., IEE NERP FAP, Dhaka.

Bernard, A., Daux, V., C. Lécuyer and, J.P. Brugal, Genty, D., Wainer, K., Gardien, V., Fourel, F., Jaubert, J., 2009. Pleistocene seasonal temperature variations recorded in the d18O of *Bison priscus* teeth. *Earth and Planetary Science Letters* 133-143, 283.

Bertrand, G., Rangin, C., 2003. Tectonics of the western margin of the Shan plateau (central Myanmar) : implication for the India–Indochina oblique convergence since the Oligocene. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 1139–1157.

Bertrand, G., Rangin, C., Maluski, H., Bellon, H., GIAC-Scientific-Party, 2001. Diachronous cooling along the Mogok Metamorphic Belt (Shan Scarp, Myanmar) : the trace of the northward migration of the Indian syntaxis. *Journal of Asian Earth Sciences* 19, 649–659.

Bertrand, G., Rangin, C., Maluski, H., Han, T.A., Thein, M., Myint, O., Maw, W., Lwin, S., 1999. Cenozoic metamorphism along the Shan scarp (Myanmar) : evidences for ductile shear along the Sagaing fault or the northward migration of the eastern Himalayan syntaxis ? *Geophysical Research Letters* 26, 915–918.

Bertrand, O., 2012. *Enregistrement moléculaire de changements d'usage des sols et de pressions anthropiques : l'exemple d'un étang piscicole (Lansquenent, Lorraine)*. Ph.D. thesis, Université de Lorraine - Nancy.

Bhom, F., Joachimski, M.M., Dullo, W.F., Eisenhauer, A., Lehnert, H., Reitner, J., Worheide, G., 2000. Oxygen isotope fractionation in marine aragonite of coralline sponges. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 1695–1703.

Bijl, P.K., Houben, A.J. P., Schouten, S., Bohaty, S.M., Sluijs, A., Reichart, G.J., Damsté, J.S.S., Brinkhuis, H., 2010. Transient Middle Eocene Atmospheric CO2 and Temperature Variations. *Science* 330, 819–831.

Bininda-Emonds, O.R.P., Cardillo, M., Jones, K.E., MacPhee, R.D.E., Beck, R.M.D., Grenyer, R., Price, S.A., Vos, R.A., Gittleman, J.L., Purvis, A., 2007. The delayed rise of present-day mammals. *Nature* 446, 507–512.

Blakey, R., 2011. Paleogeographic maps.
URL http://cpgeosystems.com/paleomaps.html/

Boggs, S., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press.

Bohaty, S.M., Zachos, J.C., 2003. Significant Southern Ocean warming event in the late Middle Eocene. *Geology* 31, 1017–1020.

Bohaty, S.M., Zachos, J.C., Florindo, F., Delaney, M.L., 2009. Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography* 24, PA2207, doi :10.1029/2008PA001676.

Boos, W.R., Kuang, Z., 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating. *Nature* 463, 218–222.

Bosboom, R.E., Dupont-Nivet, G., Houben, A.J.P., Brinkhuis, H., Villa, G., Mandic, O., Stoica, M., Zachariasse, W.J., Guo, Z., Li, C.X., Krijgsman, W., 2011. Late Eocene sea retreat from the Tarim Basin (west China), and concomitant Asian paleoenvironmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 385–398.

Bossuyt, F., Milinkovitch, M.C., 2001. Amphibians as Indicators of early Tertiary "Out of India" dispersal of Vertebrates. *Science* 292, 93–95.

Bowen, G.J., 2008. Spatial analysis of the intra-annual variation of precipitation isotope ratios and its climatological corollaries. *Journal of Geophysical Research* 113, D05113, doi :10.1029/2007JD009295.

Bowen, G.J., Clyde, W.C., Koch, P.L., Ting, S., Alroy, J., Tsubamoto, T., Wang, Y., Wang, Y., 2002. Mammalian dispersal at the Paleocene/Eocene Boundary. *Science* 295, 2062–2065.

Bown, T.M., Kraus, M., Wing, S.L., Fleagle, J.G., Tiffney, B.H., Simons, E.L., Vondra, C.F., 1982. The Fayum Primate Forest Revisited. *Journal of Human Evolution* 11, 603–632.

Brammer, R., Brinkman, R., 1977. Surface-water gley soils in Bangladesh : environment, landforms and soil morphology. *Geoderma* 17, 91–109.

Brandon-Jones, D., Eudey, A.A., Geissmann, T., Groves, C.P., Melnick, D.J., Morales, J.C., Shekelle, M., Stewart, C.B., 2004. Asian primate classification. *International Journal of Primatology* 25, 97–164.

Brazier, J.D., Franklin, G.L., 1961. *Identification of hardwoods. A microscope key*. Forest Products Research Bulletin n. 46.

Breitenbach, S.F.M., Adkins, J.F., Meyer, H., Marwan, N., Kumar, K., Haug, G.H., 2010. Strong influence of water vapor source dynamics on stable isotopes in precipitation observed in Southern Meghalaya, NE India. *Earth and Planetary Science Letters* 292, 212–220.

Brinkman, R., 1977. Surface-water gley soils in Bangladesh : Genesis. *Geoderma* 17, 11–144.

Brochman, D.K., van Schaik, C.P., 2005. *Seasonality in Primates : Studies of living and Exctinct Human and Non Human primates*. Cambridge University Press.

Brookfield, M.E., 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision : rivers draining southwards. *Geomorphology* 22, 285–312.

Browning, J.V., Miller, K.G., Pak, D.K., 1996. Global implications of Lower to Middle Eocene sequence boundaries on the New Jersey coastal plain : The icehouse cometh. *Geology* 24, 639–642.

Brunet, M., 1977. Les mammifères et le problème de la limite Eocène-Oligocène en Europe. *Geobios* 10, 11–27.

Brunnschweiler, R.O., 1966. On The Geology Of The Indoburman Ranges. *J. Geol. Soc. Aust.* 13, 137–194.

Buffetaut, E., 1978. A Dyrosaurid (Crocodylia, Mesosuchia) from the Upper Eocene of Burma. *Neues Jahrbuch Fuer Geologie Und Palaeontologie* 5, 273–281.

Byomkesh, T., Nakagoshi, N., Shabedur, R.M., 2009. State and management of wetlands in Bangladesh. *Landscape Ecol. Eng.* 5, 81–90.

Carter, A., Clift, P.D., 2008. Was the Indosinian orogeny a Triassic mountain building or a thermotectonic reactivation event ? *C.R. Geoscience* 340, 83–93.

Cather, S.M., Chapin, C.E., Kelley, S.A., 2012. Diachronous episodes of Cenozoic erosion in southwestern North America and their relationship to surface uplift, paleoclimate, paleodrainage, and paleoaltimetry. *Geosphere* 8, 1177–1206.

Cerling, T.E., 1984. The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate. *Earth and Planetary Science Letters* 71, 229–240.

Cerling, T.E., 1991. Carbon dioxide in the atmosphere : evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *Amer. J. Sci.* 291, 377–400.

Cerling, T.E., 1992. Use of carbon isotopes in paleosols as an indicator of the P(CO2) of the paleoatmosphere. *Global Biogeochemical Cycles* 6 (3), 307–314.

Cerling, T.E., Wynn, J.G., Andanie, S.A., Bird, M.I., Korir, D.K., Levin, N.E., Mace, W., Macharia, A.N., Quade, J., Remien, C.H., 2011. Woody cover and homonin environments in the past 6 million years. *Nature* 476, 51–56.

Chaimanee, Y., Chavasseau, O., Beard, K.C., Kyaw, A.A., Soe, A.N., Sein, C., Lazzari, V., Marivaux, L., Marandat, B., Swe, M., Rugbumrung, M., Lwin, T., Valentin, X., Thein, Zin Maung Mang, Jaeger, J.J., 2012. Late Middle Eocene primate from Myanmar and the initial anthropoid colonization of Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 10293–10297.

Chaimanee, Y., Chavasseau, O., Lazzari, V., Euriat, A., Jaeger, J.J., 2013. A new Late Eocene primate from the Krabi Basin (Thailand) and the diversity of Palaeogene anthropoids in Southeast Asia. *Proceedings of the Royal Society B* (in press), doi :10.1098/rspb.2013.2268.

Chaimanee, Y., Suteethorn, V., Jaeger, J.J., Ducrocq, S., 1997. A new Late Eocene anthropoid primate from Thailand. *Nature* 385, 429–431.

Chaimanee, Y., Thein, T., Ducrocq, S., Soe, Aung Naing, Benammi, M., Tun, Than, Lwin, Thit, Wai, San, Jaeger, J.J., 2000. A lower jaw of *Pondaungia cotteri* from the Late Middle Eocene Pondaung Formation (Myanmar) confirms its anthropoid status. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 97, 4102–4105.

Chaimanee, Y., Yanee, C., Tian, P., Jaeger, J.J., 2007. Diversity of Cenozoic mammals in Thailand : paleoenvironment and age updated. *In : International Conference on Geology of Thailand : Towards Sustainable Development and Sufficiency Economy*. GEOTHAI'07.

Chakraborty, T.P., 2008. *Management of Haors, Baors and Beels in Bangladesh*. Tech. rep., International Lake Environment Committee Foundation (ILEC).

Chavasseau, O., Chaimanee, Y., Coster, P., Emonet, E.G., Soe, A.N., Kyaw, A.A., Maung, A., Rugbumrung, M., Shwe, H., Jaeger, J.J., 2010. First record of a chalicothere from the Miocene of Myanmar. *Acta Palaeontol. Pol.* 55, 13–22.

Chavasseau, O., Chaimanee, Y., Tun, S.T., Soe, A.N., Barry, J.C., Marandat, B., Sudre, J., Marivaux, L., Ducrocq, S., Jaeger, J.J., 2006. Chaungtha, a new Middle Miocene mammal locality from the Irrawaddy Formation, Myanmar. *Journal of Asian Earth Sciences* 28, 354–362.

Chen, F., Satir, M., Ji, J., Zhong, D., 2002. Nd-Sr-Pb isotopes of Tengchong Cenozoic volcanic rocks from western Yunnan, China : evidence for an enriched-mantle source. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 39–45.

Chen, J., Zhao, P., Wang, C., Huang, Y., 2009. Modeling the East Asian Climate During the Late Cretaceous (80 Ma). *Earth Science Frontiers* 16, 226–239.

Chenggao, G., Renaut, R.W., 1994. The effect of Tibetan uplift on the formation and preservation of Tertiary lacustrine source-rocks in eastern China. *Journal of paleolimnology* 11, 31–40.

Chhibber, H.L., 1934. *The Geology of Burma*. Macmillan and Co Limited, London.

Chiu, H.Y., Chung, S.L., Wu, F.Y., Liu, D., Liang, Y.H., Lin, I.J., Lizuka, Y., Xie, L.W., Wang, Y., Chu, M.F., 2009. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet. *Tectonophysics* 477, 3–19.

Choudhury, J.K., Biswas, S.R., Islam, M.S., Rahman, O., Uddin, S.N., 2004. *Biodiversity of Ratargul Swamp forest Sylhet*. Tech. rep., IUCN, Dhaka.

Chowdhury, K.A., 1952. Some more fossil woods of *Glutoxylon* from South-East Asia. *Ann. Bot. N.S.* 16, 373–378.

Chu, M.F., Chung, S.L., Song, B., Liu, D., OReilly, S.Y., Pearson, N.J., Ji, J., Wen, D.J., 2006. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on the Mesozoic tectonics and crustal evolution of southern Tibet. *Geology* 34, 745–748.

Chung, S.L., Chu, M.F., Zhang, Y., Xie, Y., Lo, C.H., Lee, T.Y., Lan, C.Y., Li, X., Zhang, Q., Wang, Y., 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews* 68, 173–196.

Clark, M.K., House, M.A., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Zhang, X., Tang, W., 2005. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology* 33 (6), 525–528.

Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfield, B.C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., Chen, L., 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. *Tectonics* 23, doi :10.1029/2002TC001402.

Clementz, M., Bajpai, S., Ravikant, V., Thewissen, J.G.M., Saravanan, N., Singh, I.B., Prasad, V., 2011. Early Eocene warming events and the timing of terrestrial faunal exchange between India and Asia. *Geology* 39, 15–18.

Clifford, D.J., Carson, D.M., McKinney, D.E., Bortiatynski, J.M., Hatcher, P.G., 1995. A new rapid technique for the characteriszation of lignin in vascular plants : thermochemolysis with tetramethylammonium hydroxide (TMAH). *Organic Geochemistry* 23, 169–175.

Clift, P.D., 2006. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 571–580.

Clift, P.D., Blusztajn, J., Duc, N.A., 2006. Large-scale drainage capture and surface uplift in eastearn Tibet-SW China before 24 Ma inferred from sediments of the Hanoi Basin, Vietnam. *Geophysical Research Letters* 33, L19403, doi :10.1029/2006GL027772.

Clift, P.D., Clark, M.K., Royden, L.H., 2003. An erosional record of Tibetan plateau uplift and monsoon strenghtening in the Asian marginal seas. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5.

Clift, P.D., Hodges, K.V., Heslop, D., Hannigan, R., Long, H.V., Calves, G., 2008a. Correlation of Himalayan exhumation rates and Asian monsoon intensity. *Nature Geosciences* 351, 875–881.

Clift, P.D., Layne, G.D., Blusztajn, J., 2004. Marine sedimentary evidence for monsoon strengthening, Tibetan uplift and drainage evolution in East Asia. *In : Continent-Ocean Interactions Within East Asian Marginal Seas, Geophys. Monogr. Ser.* Vol. 149. AGU, Washington D.C., p. 255–282.

Clift, P.D., Long, H.V., Hinton, R., Ellam, R.M., Hannigan, R., Tan, M.T., Blusztajn, J., Duc, N.A., 2008b. Evolving east Asian river systems reconstructed by trace element and Pb and Nd isotope variations in modern and ancient Red River-Song Hong sediments. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 9 (4), Q04039, doi :10.1029/2007GC001867.

Clift, P.D., Plumb, A., 2011. *The Asian Monsoon*. Cambridge University Press.

Clyde, W.C., Khan, I.H., Gingerich, P.D., 2003. Stratigraphic response and mammalian dispersal during initial India-Asia collision : Evidence from the Ghazij Formation, Balochistan, Pakistan. *Geology* 31, 1097–1100.

Cojan, I., Renard, M., 2006. *Sédimentologie*. Dunod.

Colbert, E.H., 1937. A new primate from the upper Eocene Pondaung Formation of Burma. *Am. Mus. Novitates* 951, 1–18.

Colbert, E.H., 1938. Fossil Mammals from Burma in the American Museum of Natural History. *Bulletin of the American Museum of Natural History* 74, 259–434.

Colin, C., Turpin, L., Blamart, D., Franck, N., Kissel, C., Duchamp, S., 2006. Evolution of weathering patterns in the Indo-Burman Ranges over the last 280 kyr : Effects of sediment provenance on 87Sr/86Sr ratios tracer. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7 (3), Q03007, doi :10.1029/2005GC000962.

Cook, K.L., Royden, L.H., 2008. The role of crustal strengh variations in shaping orogenic plateaus, with application to Tibet. *Journal of Geophysical Research* 13, B08407, doi :10.1029/2007JB005457.

Coplen, T.B., Kendall, C., Hopple, J., 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302, 236–238.

Coster, P., 2010. *Contribution de la magnétostratigraphie et de la biochronologie à l'histoire évolutive des primates : application au Paléogène continental d'Afrique du Nord et au Miocene Moyen et Supérieur d'Asie du sud-est*. Ph.D. thesis, Université de Poitiers.

Coster, P., Beard, K.C., Aung Naing Soe, Chit Sein, Chaimanee, Y., Lazzari, V., Valentin, X., Jaeger, J.J., 2013. Uniquely derived upper molar morphology of Eocene Amphipithecidae (Primates : Anthropoidea) : Homology and phylogeny. *Journal of Human Evolution* (in press), doi :10.1016/j.jhevol.2013.04.009.

Cotter, G.deP., 1938. The geology of Parts of the Minbu, Myingyan, Pakikku and Lower Chindwin Districts, Burma. *Mem. Geol. Surv. India* 72, 1–109.

Coxall, H.K., Pearson, P.N., 2007. The Eocene-Oligocene transition. *In : Deep-Time Perspectives on Climate Change : Marrying the signal from Computer models and biological proxies*. The Geological Society, London, pp. 5–59.

Creber, G.T., Chaloner, W.G., 1984. Influence of Environmental factors on the wood structure of living and fossil trees. *The botanical review* 50, 357–448.

Creber, G.T., Chaloner, W.G., 1985. Tree growth in the Mesozoic and Early Tertiary and the reconstruction of palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 52, 35–60.

Curiale, J.A., Kyi, P., Collins, I.D., Din, A., Nyein, K., Nyunt, M., Stuart, C.J., 1994. The central Myanmar (Burma) oil family - composition and implication for source. *Organic Geochemistry* 22, 237–255.

Curray, J.R., 2005. Tectonics and history of the Andaman Sea region. *Journal of Asian Earth Sciences* 25, 187–232.

Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems : a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135–174.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992. Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research* 62, 1130–1146.

Dansgaard, W., 1964. Stable Isotopes in precipitation. *Tellus* 16, 436–468.

Dauphin, Y., 2002. Implications de la diversité de composition des phases organiques solubles extraites des squelettes carbonatés. *Bull. Soc. géol. France* 113, 207–315.

Dauphin, Y., Denis, A., 2000. Structure and composition of the aragonitic crossed lamellar layers in six species of Bivalvia and Gastropoda. *Comparative Biochemistry and Physiology* 126, 367–377.

Dawson, M.R., Tsubamoto, T., Takai, M., Egi, N., Soe Thura Tun, Chit Sein, 2003. Rodents of the familiy Anomaluridae (Mammalia) from South-east Asia (Middle Eocene, Pondaung Formation, Myanmar). *Annals of Carnegie Museum* 72, 203–213.

De Terra, H., 1939. The Quaternary Terrace System of Southern Asia and the Age of Man. *Geographical Review* 29 (1), 101–118.

De Terra, H., 1941. The Pleistocene of Burma. *Transactions of the American Philosophical Society* 32 (3), 263–464.

Debon, F., LeFort, P., Sheppard, S.M.F., Sonet, J., 1986. The four plutonic belts of the Trnashimalaya-Himalaya : a chemical, mineraological, isotopic and chronological Synthesis along Tibet-Nepal section. *Journal of Petrology* 27, 219–250.

DeBonis, L., Jaeger, J.J., Coiffat, B., Coiffat, P.E., 1988. Découverte du plus ancien primate Catarrhinien connu dans l'Eocene supérieur d'Afrique du Nord [Discovery of the oldest konwn Catarrhini (primmates, Anthropoidea) in the late Eocene of northwestern Africa]. *C.R. Acad. Si. Paris serie II* 306, 929–934.

DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., an T.P. Ojha, J. Quade, 1998. Eocene-early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal. *Tectonics* 17 (5), 741–765.

DeCelles, P.G., Robinson, D.M., Quade, J., Ojha, T.P., Garzione, C.N., Copeland, P., Upreti, B.N., 2001. Stratigraphy, structure, and tectonic evolution of the Himalayan fold-thrust belt in western Nepal. *Tectonics* 20, 487–509.

deMenocal, P.B., 2004. African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 3–24.

Derry, L.A., France-Lanord, C., 1996. Neogene Himalayan weathering history and river 87Sr/86Sr : impact on the marine Sr record. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 59–74.

Dettman, D.L., Kohn, M.J., Quade, J., Ryerson, F.J., Ojha, T.O., Hamadullah, S., 2001. Seasonal stable isotope evidence for a strong asian monsoon throughout the past 10.7 m.y. *Geology* 29, 31–34.

Dettman, D.L., Lohmann, K.GC., 1993. Seasonal Change In Paleogene Surface Water d18O : Fresh-Water Bivalves of Western North America. *In : Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), Climate Change in Continental Isotopic Records*. Vol. 78 of Geophysical Monograph. American Geophysical Union.

Dettman, D.L., Reische, A.K., Lohmann, K.C., 1999. Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalves (unionidae). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1049–1057.

Dingle, R.V., Lavelle, M., 1998. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula : new geochemical evidence and review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 141, 215–232.

Duchaufour, P., 2001. *Introduction a la science du Sol*. Dunod.

Ducrocq, S., 1999. The Late Eocene Anthracotheriidae (Mammalia, Artiodactyla) from Thailand. *Palaeontographica. Abteilung A* 252, 93–140.

Ducrocq, S., Aung Naing Soe, Aye Ko Aung, Benammi, M., Bo Bo, Chaimanee, Y., Than Tun, Tin Thein, Jaeger, J.J., 2000a. A new anthracotheriid artiodactyl from Myanmar, and the relative ages of the Eocene anthropoid primate-bearing localities of Thailand (Krabi) and Myanmar (Pondaung). *Journal of Vertebrate Paleontology* 20, 755–760.

Ducrocq, S., Aung Naing Soe, Bo Bo, Benammi, M., Chaimanee, Y., Than Tun, Tin Thein, Jaeger, J.J., 2000b. First record of an Anthracobunidae (Mammalia, ?Tethytheria) from the Eocene of the Pondaung Formation, Myanmar. *C.R. Acad. Si. Paris* 330, 725–730.

Ducrocq, S., Chaimanee, Y., Suteethorn, V., Jaeger, J.J., 1995. Mammalian faunas and the ages of the continental Tertiary fossiliferous localities from Thailand. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences* 12, 65–78.

Dupont-Nivet, G., Hoorn, C., Konert, M., 2008. Tibetan uplift prior to the Eocene-Oligocene climate transition : evidence from pollen analysis of the Xining Basin. *Geology* 36, 987–990.

Dutta, S., Tripathi, S.M., Mallick, M., Mathews, R.P., Greenwood, P.F., Rao, M.R., Summons, R.E., 2011. Eocene out-of-India dispersal of Asian dipterocarps. *Review of Palaeobotany and Palynology* 166, 63–68.

Edgar, K.M., Wilson, P.A., Sexton, P.F., Gibbs, S.J., Roberts, A.P., Norris, R.D., 2010. New biostratigraphic, magnetostratigraphic and isotopic insights into the Middle Eocene Climatic Optimum in low latitudes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 670–682.

Edwards, E.J., Osborne, C.P., Strömberg, C.A.E., Smith, S.A., C4 Grasses Consortium, 2010. The Origins of C4 Grasslands : Integrating Evolutionary and Ecosystem Science. *Science* 328, 587–591.

Egi, N., Holroyd, P.A., Tsubamoto, T., Aung Naing Soe, Takai, M., Ciochon, R.L., 2005. Proviverrine Hyaenodonids (creodonta : Mammalia) from the Eocene of Myanmar and a phylogenetic analysis of the proviverrines from the Parathetys area. *Journal of Systematic Palaeontology* 3, 337–358.

Egi, N., Holroyd, P.A., Tsubamoto, T., Shigehara, N., Takai, M., Soe Thura Tun, Aye Ko Aung, Aung Naing Soe, 2004. A new genus and species of hyaenodontid creodont from the Pondaung Formation (Eocene, Myanmar). *Journal of Vertebrate Paleontology* 24, 502–506.

Ehleringer, J.R., 1989. Carbon Isotope Ratios and Physiological Processes in Aridland Plants. *In : Rundel, P.W., Ehleringer, J.R., Nay, K.A. (Eds.), Stable Isotopes in Ecological Research*. Springer-Verlag New York.

Ehleringer, J.R., Cerling, T.E., 2002. C3 and C4 Photosynthesis. *In : Mooney, Professor Harold A, Canadell, Dr Josep G (Eds.), Encyclopedia of Global Environmental Change*. Vol. 2. John Wiley and Sons, Ltd, Chichester, pp. 186–190.

Ehleringer, J.R., Cooper, T.A., 1988. Correlations between carbone isotope ratio and microhabitat in desert plants. *Oecologia* 76, 562–566.

Eldrett, J.S., Greenwood, D.R., Harding, I.C., Huber, M., 2009. Increased seasonality through the Eocene to Oligocene transition in northern high latitudes. *Nature* 459, 969–974.

England, P., Houseman, G., 1989. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research* 94, 17561–17579.

Faure, G., 1986. *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and sons.

Feng, X., Faiia, A.M., Posmentier, E.S., 2009. Seasonality of isotopes in precipitation : A global perspective. *Journal of Geophysical Research* 114, 1–13.

Fenies, H., Tastet, J.P., 1998. Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Trompeloup bar, Gironde estuary, SW France). *Marine Geology* 150, 149–169.

Fluteau, F., Ramstein, G., Besse, J., 1999. Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research* 104, 11995–12018.

Fourel, F., Martineau, F., Lécuyer, C., Kupka, H.J., Lange, L., Ojeimi, C., Seed, M., 2011. 18O/16O ratio measurements of inorganic and organic materials by elemental analysis-pyrolysis-isotope ratio mass spectrometry continuous-flow techniques. *Rapid Communications in Mass Spectrometry* 25, 2691–2696.

Francis, J.E., Poole, I., 2002. Cretaceous and early Tertiary climates of Antarctica : evidence from fossil wood. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 182, 47–64.

Franzen, J.L., 2003. Mammalian faunal turnover in the Eocene of Central Europe. *In : Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene*. Vol. 369. Geological Society of America, Special paper, pp. 455–461.

Fritsch, E., Fitzpatrick, R.W., Melfi, A.J., Herbillon, A.J., Boulet, R., 1998. Soil features at toposequence scale for identifying structures, water flows and processes either past or present. *In : World Congress of Soil Science, Montpellier : Proceedings*. ORSTOM.

Fritz, P., Poplawski, S., 1974. 18O and 13C in the shells of Freshwater molluscs and their environments. *Earth and Planetary Science Letters* 24, 91–98.

Gagnon, M., 1997. Ecological diversity and community ecology in the Fayum sequence (Egypt). *Journal of Human Evolution* 32, 133–160.

Gajurel, A.P., France-Lanord, C., Huyghe, P., Guilmette, C., Gurung, D., 2006. C and O isotope compositions of modern fresh-water mollusc shells and river waters from the Himalaya and Ganga plain. *Chemical Geology* 233, 156–183.

Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. *In : Deltas, model for exploration*. Houston Geological Society.

Galy, A., France-Lanord, C., 1999. Weathering processes in the Ganges–Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chemical Geology* 159, 31–60.

Galy, V., France-Lanord, C., Peuckler-Ehrenbrink, B., Huyghe, P., 2010. Sr-Nd-Os evidence for a stable erosion regime in the Himalaya during the past 12 Myr. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 474–480.

Gamble, J.S., 1972. *A Manual of Indian Timbers*. Bishen Singh Mahendra Pal Singh.

Gani, R., Alam, M., 2003. Sedimentation and basin-fill history of the Neogene clastic succession exposed in the southeastern fold belt of the Bengal Basin, Bangladesh : a high-resolution sequence stratigraphic approach. *Sedimentary Geology* 155, 227–270.

Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003. A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. *Journal of Sedimentary Research* 73, 830–837.

Gautam, K.H., Devoe, N.N., 2006. Ecological and anthropogenic niches of sal (*Shorea robusta* Gaertn.f.) forest and prospects for multiple-product forest management - a review. *Forestry* 79, 81–101.

Gebo, D.L., Gunnell, G.F., Ciochon, R.L., Takai, M., Tsubamoto, T., Egi, N., 2002. New eosimiid primate from Myanmar. *Journal of Human Evolution* 43, 549–553.

Gheerbrant, E., Rage, J.C., 2006. Paleobiogeography of Africa : How distinct from Gondwana and Laurasia ? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 224–246.

Gottwald, H.P.J., 1994. *Tertiäre Kieselhölzer aus dem Chindwinn-Bassin im nordwestlichen Myanmar (Birma)*. Vol. 86. Documenta Naturae, Munchen.

Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M., Ogg, G., 2012. *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier.

Greenwood, D.R., Wing, S.L., 1995. Eocene continental climates and latitudinal temperature gradients. *Geology* 23, 1044–1048.

Gron, K.J., October 2008. Primate Factsheets : Gray langur (*Semnopithecus*) Taxonomy, Morphology, and Ecology.

Grootes, P.M., 1993. Interpreting Continental Oxygen Isotope Records. *In : Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), Climate Change in Continental Isotopic Records*. Vol. 78 of Geophysical Monograph. American Geophysical Union.

Grossman, E.L., Ku, T.L., 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite : Temperature effects. *Chemical Geology* 59, 59–74.

Gunnell, G.F., Ciochon, R.L., Gingerich, P.D., Holroyd, P.A., 2002. New assessment of Pondaungia and Amphipithecus (primates) from the Late Middle Eocene of Myanmar, with a comment on 'amphipithecidae'. *Contributions from the Museum of Paleontology, The university of Michigan* 30, 337–372.

Gunnell, G.F., Gingerich, P.D., Ul-Haq, M., Bloch, J.I., Khan, I.H., Clyde, W.C., 2008. New primates (mammalia) from the early and middle Eocene of Pakistan and their paleobiogeographical implications. *Contributions from the Museum of Paleontology, The university of Michigan* 32, 1–14.

Guo, Z.T., Ruddiman, W.F., Hao, Q.Z., Wu, H.B., Qiao, Y.S., Zhu, R.X., Peng, S.Z., Wei, J.J., Yuan, B.Y., Liu, T.S., 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature* 416, 159–163.

Gupta, A.K., Singh, R.K., Joseph, S., Thomas, E., 2004. Indian Ocean high-productivity event (10–8 Ma) : Linked to global cooling or to the initiation of the Indian monsoons ? *Geology* 32, 753–756.

Hall, R., 2002. Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific : computer-base reconstructions, model and animations. *Journal of Asian Earth Sciences* 20, 353–431.

Hall, R., 2009. Southeast Asia's changing palaeogeography. *Blumea* 54, 148–161.

Hall, R., 2012. Late Jurassic-Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. *Tectonophysics* 570-571, 1–41.

Hall, R., Morley, C.K., 2004. Sundaland Basins. *In : American Geophysical Union, Geophysical monograph (Ed.), Continental-ocean interation within East Asian marginal seas*. Vol. 149. P. Clift and P. Wang and W. Kuhnt and D. Hayes, pp. 55–87.

Hallet, B., Molnar, P., 2001. Distorted drainage basins as markers of crustal strain east of the Himalaya. *Journal of Geophysical Research* 106 (B7), 13697–13709.

Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. Submarine Landslides. *Reviews of Geophysics* 34, 33–59.

Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., March 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* 235, 1156–1167.

Harris, N., 2006. The elevation history of the Tibetan Plateau and its implication for the Asian monsoon. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 4–15.

Harrison, T., Yumin, G., 1999. Taxonomy and phylogenetic relationships of early Miocene catarrhines from Sihong, China. *Journal of Human Evolution* 37, 225–277.

Hatcher, P.G., Nanny, M.A., Minard, R.D., Dible, S.D., Carson, D.M., 1995. Comparison of two thermochemolytic methods for the analysis of lignin in decomposing gymnosperm wood : the CuO oxidation method and the method of thermochemolysis with tetramethylammonium hydroxide (TMAH). *Organic Geochemistry* 23, 881–888.

Hautevelle, Y., 2005. *Géochimie organique des séries argilo-carbonatées du Callovo-Oxfordien de l'Est du bassin de Paris et d'Angleterre. Variabilités et implications paléoenvironnementales.* Ph.D. thesis, Université de Nancy - Lorraine.

Hautevelle, Y., Michels, R., Malartre, F., Trouiller, A., 2006. vascular plant biomarkers as proxies for paleoflora and palaeoclimatic changes at the Dogger/Malm transistion of the Paris Bassin (France). *Organic Geochemistry* 37, 610–625.

Head, J.J., Gunnell, G.F., Holroyd, P.A., Hutchison, J.H., Ciochon, R.L., 2013. Giant lizards occupied herbivorous mammalian ecospace during the Paleogene greenhouse in Southeast Asia. *Proceedings of the Royal Society B* 280, doi :10.1098/rspb.2013.0665.

Head, J.J., Holroyd, P.A., Hutchison, J.H., Ciochon, R.L., 2005. First report of snakes (serpentes) from the late Middle Eocene Pondaung formation, Myanmar. *Journal of Vertebrate Paleontology* 25 (1), 246–250.

Hedges, J.I., Mann, D.C., 1979. The characterization of plant tissues by their lignin oxidation products. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 1803–1807.

Hler, F.K., Glaubrecht, M., 2007. Out of Asia and Into India : on the molecular phylogeny and biogeography of the endemic freshwater gastropod *paracrostoam* Cossmann, 1900 (Caenogastropoda : Pachycilidae). *Biological Journal of the Linnean Society* 91, 627–651.

Hoang, L.V., Wu, F.Y., Clift, P. D., Wysocka, A., Swierczewska, A., 2009. Evaluating the evolution of the Red River system based on in situ U-Pb dating and Hf isotope analysis of zircons. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 10, Q11008, doi :10.1029/2009GC002819.

Holroyd, P.A., Ciochon, R.L., 1995. A New artiodactyl (Mammalia) from the Eocene Pondaung Sandstones, Burma. *Annals of Carnegie Museum* 64, 177–183.

Holroyd, P.A., Ciochon, R.L., 2000. *Bunobrontops savagei* : a new genus and species of brontotheriid perissodactyl from the Eocene Pondaung Fauna of Myanmar. *Journal of Vertebrate Paleontology* 20, 408–410.

Holroyd, P.A., Tsubamoto, T., Egi, N., Ciochon, R.L., Takai, M., Soe Thura Tun, Chit Sein, Gunnell, G.F., 2006. A rhinocerotid perissodactyl from the Late Middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *Journal of Vertebrate Paleontology* 26, 491–494.

Hoorn, C., Straathof, J., Abels, H.A., Xu, Y., Utescher, T., Dupont-Nivet, G., 2012. A late Eocene palynological record of climate change and Tibetan Plateau uplift (Xining Basin, China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 344-345, 16–38.

Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartin, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkinen, T., Antonelli, A., 2010. Amazonia Through Time : Andean uplift, climate change, landscape Evolution, and biodiversity. *Science* 330, 927–931.

Houle, A., 1999. The Origine of Platyrrhines : An Evaluation of the Antarctic Scenario and the Floating Island Model. *American Journal of Physical Anthropology* 109, 541–559.

Huber, M., Goldner, A., 2012. Eocene Monsoons. *Journal of Asian Earth Sciences* 44, 3–23.

Hutchison, J.H., Holroyd, P.A., Ciochon, R.L., 2004. A preliminary report on southeast Asia's Oldest Cenozoic Turtle fauna from the late middle Eocene Pondaung formation, Myanmar. *Asiatic Herpetological Research* 10, 38–52.

Iacumin, P., Bocherens, H., Mariotti, A., Longinelli, A., 1996. Oxygen isotope analyses of co-existing carbonate and phosphate in biogenic apatite : a way to monitor diagenetic alteration of bone phosphate ? *Earth and Planetary Science Letters* 142, 1–6.

I.C.S., Jan 2013. International Commission on Stratigraphy. www.stratigraphy.org.

Ishiwatari, R., Yamamoto, S., Shinoyama, S., 2006. Lignin and fatty acid records in Lake Baikal sediments over the last 130 kyr : A comparison with pollen records. *Organic Geochemistry* 37, 1787–1802.

Islam, S.N., 2010. Threatened wetlands and ecologically sensitive ecosystems management in Bangladesh. *Front. Earth Sci. China* 4, 438–448.

Jablonski, N.G., 2002. Fossil Old World monkeys : the late Neogene radiation. *In : Hartwig, W.C. (Ed.), The Primate Fossil Record*. Cambridge University Press.

Jablonski, N.G., Whitfort, M.J., Roberts-Smith, N., Qinqi, X., 2000. The influence of life history and diet on the distribution of catarrhine primates during the Pleistocene in eastern Asia. *Journal of Human Evolution* 39, 131–157.

Jacques, F., De Franceschi, D., 2007. Menispermaceae wood anatomy and cambial variants. *IAWA Journal* 28, 139–172.

Jacques, L., Ogle, N., Moussa, I., Kalin, R., Vignaud, P., Brunet, M., Bocherens, H., 2008. Implications of diagenesis for the isotopic analysis of Upper Miocene large mammalian herbivore tooth enamel from Chad. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 266, 200–210.

Jaeger, J.J., Beard, C., Chaimanee, Y., Salem, M., Benammi, M., Hlal, O., Coster, P., Bilal, A.A., Duringer, P., Schuster, M., Valentin, X., Marandat, B., Marivaux, L., Metais, E., Hammuda, O., Brunet, M., 2010. Late Middle Eocene epoch of Libya yields earliest known radiation of African anthropoids. *Nature* 467, 1095–1099.

Jaeger, J.J., Chaimanee, Y., Tafforeau, P., Ducrocq, S., Aung Naing Soe, Marivaux, L., Sudre, J., Soe Thura Tun, Htoon, W., Marandat, B., 2004. Systematics and paleobiology of the anthropoid primate Pondaungia from the late Middle Eocene of Myanmar. *C. R. Palevol* 3, 243–255.

Jaeger, J.J., Courtillot, V., Tapponnier, P., 1989. Paleontological view of the ages of the Deccan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision. *Geology* 17, 316–319.

Jaeger, J.J., Soe, A.N., Chavasseau, O., Coster, P., Emonet, G., Guy, F., Lebrun, R., Maung, A., Khyaw, A.A., Shwe, H., Tun, S.T., Oo, K.L., Rugbumrung, M., Bocherens, H., Chaivanich, K., Tafforeau, P., Chaimanee, Y., 2011. First hominoid from the late Miocene of the Irrawaddy Formation (Myanmar). *Plos One* 6 (4), doi :10.1371/journal.pone.0017065.

Jaeger, J.J., Thein, Tin, Benammi, M., Chaimanee, Y., Soe, Aung Naing, Lwin, Thit, Tun, Than, Wai, San, Ducrocq, S., 1999. A new primate from the middle Eocene of Myanmar and the Asian Early Origin of Anthropoids. *Science* 286, 528–530.

Janis, C.M., 1993. Teritary mammal evolution in the context of changing climates, vegetation, and tectonic events. *Annual Review of Ecology and Systematics* 24, 467–500.

Ji, W.Q., Wu, F.Y., Liu, C.Z., Chung, S.L., 2009. Geochronology and petrogenesis of granitic rocks in Gangdese batholith, southern Tibet. *Science in China Series D : Earth Sciences* 52, 1240–1261.

Jnawali, S.R., Baral, H.S., Lee, S., Acharya, K.P., Upadhyay, G., Pandey, M., Shrestha, R., Joshi, D., Laminchhane, B.R., Griffiths, J., Khatiwada, A.P., Subedi, N., Amin, R., 2011. *The Status of Nepal Mammals : The National Red List Series*. Tech. rep., Department of National Parks and Wildlife Conservation, Kathmandu.

Kapp, P., Murphy, M.A., Yin, A., Harrison, T. M., Ding, L., Guo, J., 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics* 22, doi :10.1029/2001TC001332.

Karanth, K.K., Nichols, J.D., Hines, J.E., 2010. Occurrence and distribution of Indian primates. *Biological Conservation* 143, 2891–2899.

Kauffmann, S., Sombroek, W., Mantel, S., 1998. Soils of rainforest Characterization and major constraints of dominant forest soils in the humid tropics. *In : Schulte, Andreas, Ruhiyat, Daddy (Eds.), Soils of tropical forest ecosystems : characteristics, ecology and management*. Springer-Verlag Berlin, pp. 9–20.

Kay, R.F., Schmitt, D., Vinyard, C.J., Perry, J.M.G., Shigehara, N., Takai, M., Egi, N., 2004. The paleobiology of Amphipithecidae, South Asia late Eocene primates. *Journal of Human Evolution* 46, 3–25.

Khan, P.K., Chakraborty, P.P., 2005. Two-phase opening of Andaman Sea : a new seismotectonic insight. *Earth and Planetary Science Letters* 229, 259–271.

Khin, K., Myitta, 1999. Marine transgression and regression in Miocene sequences of northern Pegu (Bago) Yoma, Central Myanmar. *Journal of Asian Earth Sciences* 17, 369–393.

Kim, S.T., Mucci, A., Taylor, B.E., 2007. Phosphoric acid fractionation factors for calcite and aragonite between 25 and 75C : Revisited. *Chemical Geology* 246, 135–146.

Kirk, E.C., Simons, E.L., 2001. Diets of fossil primates from the Fayum Depression of Egypt : a quantitative analysis of molar shearing. *Journal of Human Evolution* 40, 203–229.

Knohl, A., Werner, R.A., Brand, W.A., Buchmann, N., 2005. Short-term variations in d13C of ecosystem respiration reveals link between assimilation and respiration in a deciduous forest. *Oecologia* 142, 70–82.

Kohn, M.J., 2010. Carbon isotope compositions of terrestrial C3 plants as indicators of (paleo)evology and (paleo)climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107, 19691–19695.

Kohn, M.J., Cerling, T.E., 2002. Stable isotope compositions of biological apatite. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 48, 455–488.

Kohn, M.J., Schoeninger, M.J., Valley, J.W., 1996. Herbivor tooth oxygen isotope compositions : effects of diet and physiology. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 3889–3896.

Koons, P.O., 1995. Modeling the topographic evolution of collisional belts. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 375–408.

Kotaka, T., Uozumi, S., 1962. Variation and dimorphism of Pachymelania (gastropoda) from the Eocene of Burma. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan* 47, 301–309.

Kroon, D., Steens, T., Troelstra, S.R., 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foraminifers. *In : Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. Vol. 117. College Station, Texas, Ocean Drilling Program, pp. 257–263.

Kyaw Linn Oo, Khin Zaw, U Myitta, Day Wa Aung, 2009. *Tectonic setting of Pondaunng sandstones, Southern Chindwin Basin, Myanmar : Evidence from XRF-major and trace element geochemical analysis and LA ICP-MS geochronology.*

Lakhanpal, R.N., Prakash, U., Awashti, N., 1981. Some more dicotyledonous woods from the Tertiary of Deomali, Arunachal Pradesh, India. *The Palaeobotanist* 27, 232–252.

Lawes, M.J., Eeley, H.A.C., 2000. Are local patterns of anthropoid primate diversity related to patterns of diversity at a larger scale ? *Journal of Biogeography* 27, 1421–1435.

Lee, T.Y., Lawver, L.A., 1995. Cenozoic plate reconstructions of Southeast Asia. *Tectonophysics* 251, 85–138.

Lehmkuhl, J.F., 1994. A classification of subtropical riverine grassland and forest in Chitwan National Park, Nepal. *Vegetatio* 111, 29–43.

Leloup, P.H., Arnaud, N., Lacassin, R., Kienast, J.R., Harrison, T.M., Trong, T.T. Phan, Replumaz, A., Tapponnier, P., 2001. New constraints on the structure, thermochronology, and timing of the Ailao Shan-Red River shear zone, SE Asia. *Journal of Geophysical Research* 106, 6683–6732.

Levin, N.E., Cerling, T.E., Passey, B.H., Harris, J.M., Ehleringer, J.R., 2006. A stable isotope aridity index for terrestrial environments. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 11201–11205.

Liang, D., Baas, P., 1990. Wood anatomy of trees and shrubs from China. II. Theaceae. *IAWA Bulletin* 11, 337–378.

Liang, Y.H., Chung, S.L., Liu, D., Xu, Y., Wu, F.Y., Yang, J.H., Wang, Y., Lo, C.H., 2008. Detrital zircon evidence from Burma for reorganization of the eastern Himalayan river system. *American Journal of Science* 308, 618–638.

Lihoreau, F., Ducrocq, S., 2007. Anthracotheriidae : systematics and evolution. *In : Prothero, Donald R., Foss, Scott E. (Eds.), The Evolution of Artiodactyls*. The Johns Hopkins University Press, pp. 89–105.

Lin, I.J., Chung, S.L., Chu, C.H., Lee, H.Y., Gallet, S., Wub, G., Ji, J., Zhang, Y., 2012. Geochemical and Sr–Nd isotopic characteristics of Cretaceous to Paleocene granitoids and volcanic rocks, SE Tibet : Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 53, 131–150.

Liu, S., Hua, R.Z., Gao, S., Feng, C.X., Huang, Z., Lai, S., Yuan, H., Liu, X., Coulson, I.M., Feng, G., Wanga, T., Qi, Y.Q., 2009. U–Pb zircon, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic constraints on the age and origin of Early Palaeozoic I-type granite from the Tengchong–Baoshan Block, Western Yunnan Province, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences* 36, 168–182.

Lottes, A.L., Ziegler, A.M., 1994. World peat occurrence and the seasonality of climate and vegetation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 106, 23–37.

Lourens, L.J., Sluijs, A., Kroon, D., Zachos, J.C., Thomas, E., Rohl, U., Bowles, J., Raffi, I., 2005. Astronomical pacing of the late Palaeocene to early Eocene global warming events. *Nature* 435, 1083–1087.

Lucas, Y., Boulet, R., Chauvel, A., Veillon, L., 1987. Systèmes Sols Ferrallitiques - Podzols en Région Amazonienne. *In : de l'Etude du Sol, Association Française (Ed.), Podzols et Podzolisation*. INRA.

Lucas, Y., Nahon, D., Cornu, S., Eyrolle, F., 1996. Soil genesis and dynamics in equatorial areas. *C.R. Acad. Si. Paris* 322, 1–16.

Lunt, D.J., Flecker, R., Clift, P.D., 2010. The impacts of Tibetan uplift on paleoclimate proxies. *In : Clift, P.D., Tada, R., Zheng, H. (Eds.), Monsoon Evolution and Tectonics-Climate linkage in Asia*. Vol. 342. Geological Society, London, Special Publications, pp. 279–291.

Lyle, M., Olivarez Lyle, A., Backman, J., Tripati, A.K., 2005. Biogenic sedimentation in the Eocene equatorial Pacific — the stuttering greenhouse and Eocene carbonate compensation depth. *In : Wilson, P.A., Lyle, M., Firth, J.V. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Vol. 199. Ocean Drilling Program, pp. 1–35.

Ma, L., Wang, Y., Fan, W., Geng, H., Cai, Y., Zhong, H., Liu, H., Xing, X., 2013. Petrogenesis of the early Eocene I-type granites in west Yingjiang (SW Yunnan) and its implication for the eastern extension of the Gangdese batholiths. *Gondwana Research* (in press), doi :10.1016/j.gr.2013.04.010.

Marivaux, L., Antoine, P.O., Baqri, S.R.H., Benammi, M., Chaimanee, Y., Crochet, J.Y., de Franceschi, D., Iqbal, N., Jaeger, J.J., Métais, G., Roohi, G., Welcomme, J.L., 2005a. Anthropoid primates from the Oligocene of Pakistan (Bugti Hills) : data on early anthropoid evolution and biogeography. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 102, 8436–8441.

Marivaux, L., Beard, K.C., Chaimanee, Y., Dagosto, M., Gebo, D.L., Guy, F., Marandat, B., Kyaw Khaing, Aung Aung Kyaw, Myo Oo, Chit Sein, Aung Naing Soe, Myat Swe, Jaeger, J.J., 2010. Talar morphology, Phylogenetic affinities, and locomotor adaptation of a Large-Bodied amphipithecid primate from the Late Middle Eocen of Myanmar. *American Journal of Physical Anthropology* 143, 208–222.

Marivaux, L., Beard, K.C., Chaimanee, Y., Jaeger, J.J., Marandat, B., Aung Naing Soe, Soe Thura Tun, Aung Aung Kyaw, 2008a. Proximal femoral anatomy of a sivaladapid primate from the late Middle Eocene Pondaung formation, Myanmar. *American Journal of Physical Anthropology* 137, 263–273.

Marivaux, L., Beard, K.C., Chaimanee, Y., Jaeger, J.J., Marandat, B., Aung Naing Soe, Soe Thura Tun, Htun Htun Aung, Wanna Htoon, 2008b. Anatomy of the bony pelvis of a relatively large-bodied strepsirrhine primate from the late middle Eocene Pondaung Formation (central Myanmar). *Journal of Human Evolution* 54, 391–404.

Marivaux, L., Bocat, L., Chaimanee, Y., Jaeger, J.J., Marandat, B., Srisuk, P., Tafforeau, P., Yamee, C., Welcomme, J.L., 2006. Cynocephalid dermopterans from the Palaeogene of South Asia (Thailand, Myanmar and Pakistan) : systematic, evolutionary and palaeobiogeographic implications. *Zoologica Scripta* 35, 395–420.

Marivaux, L., Ducrocq, S., Jaeger, J.J., Marandat, B., Sudre, J., Chaimanee, Y., Soe Thura Tun, Wanna Htoon, Aung Naing Soe, 2005b. New remains of *Pondaugimys anomaluropsis* (rodentia, anomaluroidea) from the latest Middle Eocene Pondaung Formation of central Myanmar. *Journal of Vertebrate Paleontology* 25, 214–227.

Martin, C., Bentaleb, I., Antoine, P.O., 2011. Pakistan mammal tooth stable isotopes show paleoclimatic and paleoenvironmental changes since the early Oligocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 311, 19–29.

Martin, C., Bentaleb, I., Kaandorp, R., Iacumin, P., Chatri, K., 2008. Intra-tooth study of modern rhinoceros enamel d18O : Is the difference between phosphate and carbonate d18O a sound diagenetic test ? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 266, 183–189.

Mascle, G., Pecher, A., Guillot, S., 2010. *Himalaya-Tibet, La collision continentale Inde-Eurasie*. S.G.F.-N.G.S. Vuibert.

Maung, H., 1987. Transcurrent movements in the Burma-Andaman Sea region. *Geology* 15, 911–912.

Maung, Maung, Htike, Thaung, Tsubamoto, T., Suzuki, H., Sein, Chit, Egi, N., Win, Zaw, Thein, Zin Maung Mang, Aung, Aye Ko, 2005. Stratigraphy of the primate-bearing beds of the Eocene Pondaung Formation at Paukkaung area, Myanmar. *Anthropological Science* 113, 11–15.

Maung Thein, 1973. A Preliminary Synthesis of the Geological Evolution of Burma with Reference to the Tectonic Development of Southeast Asia. *Geol. Soc. Malaysia* 6, 87–116.

Maurin, T., 2009. *Impact de la ride 90E et du flux crustal Est-Tibetain sur l'évolution récente de la subduction oblique Indo-Birmane*. Ph.D. thesis, Université Paul Cézanne, Aix en Provence.

Maurin, T., Masson, F., Rangin, C., Min, U.T., Collard, P., 2010. First global positioning system results in northern Myanmar : Constant and localized slip rate along the Sagaing fault. *Geology* 38 (7), 591–594.

Maurin, T., Rangin, C., 2009a. Impact of the 90E ridge at the Indo-Burmese subduction zone imaged from deep seismic reflection data. *Marine Geology* 266, 143–155.

Maurin, T., Rangin, C., 2009b. Structure and kinematics of the Indo-Burmese Wedge : Recent and fast growth of the outer wedge. *Tectonics* 28, TC2010, doi :10.1029/2008TC002276.

Maury, R.C., 1993. Les series volcaniques. *Mem. Soc. Geol. Fr.* 163, 39–55.

Maury, R.C., Pubellier, M., Rangin, C., Wulput, L., Cotten, J., Socquet, A., Bellon, H., Guillaud, J.P., Htun, H.M., 2004. Quaternary calc-alkaline and alkaline volcanism in an hyper-oblique convergence setting, central Myanmar and western Yunnan. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 175 (4), 461–472.

Mehrotra, R.C., Bera, S.K., Basumatary, S.K., Srivastava, G., 2011. Study of fossil wood from the Middle-Late Miocene sediments of Dhemaji and Lakhimpur districts of Assam, India, and its palaeoecological and palaeophytogeographical implications. *Journal of Earth System Science* 120, 681–701.

Meijaard, E., Groves, C.P., 2006. The Geography of Mammals and rivers in Mainland Southeast Asia. *In : Lehman, S.M., Fleagle, J.G. (Eds.), Primate Biogeography*. Springer US.

Merceron, G., Kostopoulos, D.S., DeBonis, L., Fourel, F., Koufos, G.D., Lécuyer, C., Martineau, F., 2013. Stable isotope ecology of Miocene bovids from northern Greece and the ape/monkey turnover in the Balkans. *Journal of Human Evolution* 65, 185–198.

Métais, G., 2006. New basal Selenodont Artiodactyls from the Pondaung Formation (late Middle Eocene, Myanmar) and the phylogenetic relationships of early ruminants. *Annals of Carnegie Museum* 75, 51–67.

Métais, G., Aung Naing Soe, Ducrocq, S., 2006. A new basal tapiromorph (Perissodactyla, Mammalia) from the middle Eocene of Myanmar. *Geobios* 39, 513–519.

Métais, G., Aung Naing Soe, Marivaux, L., Beard, K.C., 2007. Artiodactyls from the Pondaung Formation (Myanmar) : new data and reevaluation of the South Asian Faunal Province during the Middle Eocene. *Naturwissenschaften* 94, 759–768.

Métais, G., Benammi, M., Chaimanee, Y., Jaeger, J.J., Than Tun, Tin Thein, Ducrocq, S., 2000. Discovery of new ruminant dental remains from the Middle Eocene Pondaung Formation (Myanmar) : reassessment of the phylogenetic position of *Indomeryx*. *C.R. Acad. Si. Paris* 330, 805–811.

Metcalfe, I., 1991. Late Palaeozoic and Mesozoic palaeogeography of Southeast Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87, 211–221.

Metcalfe, I., 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion : Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences* 66, 1–33.

Metivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Klein, M., 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophys. Journal. International* 137, 280–318.

Meyer, I., Davies, G.R., Stuut, J.B. W., 2011. Grain size control on Sr-Nd isotope provenance studies and impact on paleoclimate reconstructions : An example from deep-sea sediments offshore NW Africa. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12, doi :10.1029/2010GC003355.

Miall, A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Miller, E.R., Gunnell, G.F., Martin, R.D., 2005. Deep Time and the Search for Anthropoid Origins. *Yearbook of Physical Anthropology* 48, 60–95.

Miller, K.G., Fairbanks, R.G., Mountain, G.S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level History, and continental margin erosion. *Paleoceanography* 2, 1–19.

Miller, K.G., Wright, J.D., Fairbanks, R.G., 1991. Unlocking the Ice House : Oligocene-Miocene oxygen isotopes, Eustasy, and Margin Erosion. *Journal of Geophysical Research* 96, 6829–6848.

Miller, K.G., Wright, J.D., Katz, M.E., Browning, J.V., Cramer, B.S., Wade, B.S., Mizintseva, S.F., 2008. A View of Antarctic Ice-Sheet Evolution from Sea-Level and Deep-Sea Isotope Changes During the Late Cretaceous-Cenozoic. *In : Cooper, A. K., Barrett, P. J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E., Wise, W., the 10th ISAES editorial team (Eds.), Antarctica : A Keystone in a Changing World. Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Washington, DC : The National Academies Press.

Mitchell, A.H.G., 1993. Cretaceous-Cenozoic events in the western Myanmar (Burma) - Assam region. *Journal of the Geological Society, London* 150, 1089–1102.

Mitchell, A.H.G., Ausa, C.A., Deiparine, L., Hlaing, T., Htay, N., Khine, A., 2004. The Modi Taung-Nankwe gold district, Slate belt, central Myanmar : mesothermal veins in a mesozoic orogen. *Journal of Asian Earth Sciences* 23, 321–341.

Mitchell, A.H.G., Chung, S.L., Oo, Thura, Lin, T.H., Hung, C.H., 2012. Zircon U-Pb ages in Myanmar : Magmatic-metamorphic events and the closure of a neo-Tethys ocean ? *Journal of Asian Earth Sciences* 56, 1–23.

Mitchell, A.H.G., Htay, M.T., Htun, K.M., Win, M.N., Oo, T., Hlaing, T., 2007. Rock relationships in the Mogok metamorphic belt, Tatkon to Mandalay, central Myanmar. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 891–910.

Mitchell, A.H.G., Myint, Win, Lynn, Kyi, Htay, Myint Thein, Oo, Maw, , Zaw, Thein, 2008. *The Monywa Copper Deposits, Myanmar : Chalcocite-covellite Veins and Breccia Dykes in a Late Miocene Epithermal System*. IGCP, pp. 219–222.

Mix, H.T., Mulch, A., Kent-Corson, M.L., Chamberlain, C.P., 2011. Cenozoic migration of topography in the North American Cordillera. *Geology* 39, 87–90.

Mook, W.G., 2000. *Isotopes in the hydrological cycle : Principles and Applications*. Unesco/IAEA series.

Morley, C.K., 2002. A tectonic model for the Tertiary evolution of strike–slip faults and rift basins in SE Asia. *Tectonophysics* 22, 189– 215.

Morley, C.K., 2004. Nested strike-slip Duplexes, and other evidence for Late Cretaceous-palaeogene transpressional tectonics before and during India-Eurasia collision, in Thailand, Myanmar and Malaysia. *Journal of the Geological Society, London* 161, 799–812.

Morley, C.K., 2009. Evolution from an oblique subduction back-arc mobile belt to a highly oblique collisional margin : the cenozoic tectonic development of Thailand and eastern Myanmar. *In : Cawood, P.A., Kröner, A. (Eds.), Earth Accretionary Systems in Space and Time*. Vol. 318. geological Society, London, Special Publications, pp. 373–404.

Morley, R.J., 1998. Palynological evidence for Tertiary plant dispersals in the SE Asian region in relation to plate tectonics and climate. *In : Hall, R., Holloway, J.D. (Eds.), Biogeography and Geological Evolution of SE Asia*. Backhuys Publishers, leiden, pp. 211–234.

Morley, R.J., 2000. *Origin and Evolution of Tropical Rain Forest*. John Wiley and Sons, Ltd, Chichester.

Morley, R.J., 2011. Dispersal and Paleoecology of Tropical Podocarps. *In : Ecology of the Podocarpaceae in Tropical Forests*. Smithsonian Institution Scholarly Press.

Mosbrugger, V., Utescher, T., 1997. The coexistence approach – a method for quantitative reconstructions of Tertiary terrestrial palaeoclimate data using plant fossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 134, 61–86.

Muller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Steinberger, B., Heine, C., 2008. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Science* 319, 1357–1362.

Munsell, 2010. *Munsell Soil-Color Charts*. Munsell Color.

Nagappa, Y., 1959. Foraminiferal biostratigraphy of the Cretaceous-Eocene succession in the India-Pakistan-Burma region. *micropaleontology* 5 (2), 145–192.

Nagartoki, A., Thapa, T.B., 2007. Distribution pattern and habitat preference of barking deer (*Muntiacus muntjac* Zimmermann) in Nagarjun forest, Kathmandu. *Himalayan Journal of Sciences* 4, 70–74.

Najman, Y., 2006. The detrital record of orogenesis : A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins. *Earth-Science Reviews* 74, 1–72.

Najman, Y., Bickle, M., BouDagher-Fadel, M., Carter, A., Garzanti, E., Paul, M., Wijbrans, J., Willett, E., Olivier, G., Parrish, R., Akhter, S.H., Allen, R., Ando, S., Chisty, E., Riesberg, L., Vezzoli, G., 2008. The Paleogene record of Himalayan erosion : Bengal Basin, Bangladesh. *Earth and Planetary Science Letters* 273, 1–14.

Najman, Y., Carter, A., Oliver, G., Garzanti, E., 2005. Provenance of Eocene foreland basin sediments, Nepal : Constraints to the timing and diachroneity of early Himalayan orogenesis. *Geology* 33, 309–312.

National Research Council, Committee on Characterization of Wetlands, 1995. *Wetlands : Characteristics and Boundaries*. N.R.C.

Noetling, F., 1900. *The Miocene of Burma*. Johannes Muller, Amsterdam.

Nordt, L.C., Driese, S.D., May 2010. New weathering index improves paleorainfall estimates from vertisols. *Geology* 35 (5), 407–410.

Nordt, L., Orosz, M., Driese, S., Tubbs, J., 2006. Vertisol Carbonate properties in Relation to Mean Annual Precipitation : implications for paleoprecipitation Estimates. *The journal of Geology* 114, 501–510.

Oo, T., Hlaing, T., Htay, N., 2002. Permian of Myanmar. *Journal of Asian Earth Sciences* 20, 683–689.

Orem, W.H., Colman, S.M., Lerch, H.E., 1997. Lignin phenols in sediments of Lake Baikal, Siberia : application to paleoenvironmental studies. *Organic Geochemistry* 27, 153–172.

Otero, O., Lécuyer, C., Fourel, F., Martineau, F., Mackaye, H.T., Vignaud, P., Brunet, M., 2011. Freshwater fish d18O indicates a Messinian change of the precipitation regime in Central Africa. *Geology* 39, 435–438.

Otto, A., Walther, H., Puttmann, W., 1994. Molecular composition of a leaf- and root-bearing Oligocene Oxbow Lake Clay in the Weisselster Basin, Germany. *Organic Geochemistry* 22, 275–286.

Ouimet, W., Whipple, K., Royden, L., Reiners, P., Hodges, K., Pringle, M., 2010. Regional incision of the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Lithosphere* 2 (1), 50–63.

Pagani, M., Huber, M., Liu, Z., Bohaty, S.M., Hendericks, J., Sijp, W., Krishnan, S., DeConto, R.M., 2011. The role of carbon dioxide during the Onset of Antarctic Glaciation. *Science* 334, 1261–1264.

Pagani, M., Zachos, J.C., Freeman, K.H., Tipple, B., Bohaty, S., 2005. Marked decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations during the Paleogene. *Science* 309, 600–603.

Pal, T., Chakraborty, P.P., Gupta, T.D., Singh, C.D., 2003. Geodynamic of the outer-arc-forearc belt in the Andaman Islands, the central part of the Burma-Java subduction complex. *Geol. Mag.* 140, 289–307.

Palike, H., Lyle, M.W., Nishi, H., Raffi, I., Ridgwell, A., Gamage, K., Klaus, A., Acton, G., Anderson, L., Backman, J., Baldauf, J., Beltran, C., Bohaty, S.M., Bown, P., Busch, W., J.E.T.Channell, Chun, C.O.J., Delaney, M., Dewangan, P., Jones, T.D., Edgar, K.M., Evans, H., Fitch, P., Foster, G.L., Gussone, N., Hasegawa, H., Hathorne, C., Hayashi, H., Herrle, J.O., Holbourn, A., Hovan, S., Hyeong, K., Iijima, K., Ito, T., Kamikuri, S.I., Kimoto, K., Kuroda, J., Leon-Rodriguez, L., Malinverno, A., Moore Jr, T.C., Murphy, B.H., Murphy, D.P., Nakamura, H., Ogane, K., Ohneiser, C., Richter, C., Robinson, R., Rohling, E.J., Romero, O., Sawada, K., Scher, H., Schneider, L., Sluijs, A., Takata, H., Tian, J., Tsujimoto, A., Wade, B.S., Westerhold, T., Wilkens, R., Williams, T., Wilson, P.A., Yamamoto, Y., Yamamoto, S., Yamazaki, T., Zeebe, R.E., 2012. A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. *Nature* 488, 609–614.

Pancost, R.D., Boot, C.S., 2004. The palaeoclimatic utility of terrestrial biomarkers in marine sediments. *Marine Chemistry* 92, 239–261.

Pascoe, E.H., 1908. *Records of The Geological Survey in India*. Vol. 36.

Pearson, M.J., Alam, M., 1993. Bicadinanes and other terrestrial terpenoids in immature Oligocene sedimentary rocks and a related oil from the Surma Basin, N.E. Bangladesh. *Organic Geochemistry* 20, 539–554.

Pearson, P.M., von Dongen, B.E., Nicholas, C.J., Pancost, R.D., Schouten, S., Singano, J.M., Wade, B.S., 2007. Stable warm tropical climate through the Eocene Epoch. *Geology* 35, 211–214.

Peigné, S., Morlo, M., Chaimanee, Y., Ducrocq, S., Soe Thura Tun, Jaeger, J.J., 2007. New discoveris of hyaenodontids (Creodonta, Mammalia) from the Pondaung Formation, middle Eocene, Myanmar - paleobiogegraphic implications. *Geodiversitas* 29, 441–458.

Pfuhl, H.A., McCave, I.N., 2007. The Oligocene-Miocene boundary - cause and consequence from a Southern Ocean perspective. *In : Deep-Time Perspectives on Climate Change : Marrying the signal from Computer models and biological proxies*. The Geological Society, London, pp. 5–59.

Pilgrim, G.E., 1925. The Perissodactyla of the Eocene of Burma. *Paleontologia India, New Series* 8, 1–28.

Pilgrim, G.E., 1927. A *Sivapithecus* palate and other primate fossils from India. *Mem. Geol. Surv. India* 14, 1–26.

Pilgrim, G.E., 1928. The Artiodactyla of the Eocene of Burma. *Paleontologia India, New Series* 13, 1–39.

Pilgrim, G.E., Cotter, G.deP., 1916. Some newly discovered Eocene Mammals from Burma. *Records of The Geological Survey of India* 47, 42–79.

Pipujol, M.D., Buurman, P., 1994. The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary paleosols of the Ebro basin, NE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 110, 103–113.

Pivnik, D.A., Nahm, J., Tucker, R.S., Smith, G.O., NNyein, K., Nyunt, M., Maung, P.H., 1998. Polyphase Deformation in a Fore-Arc/Back-Arc Basin, Salin Subbasin, Myanmar (Burma). *AAPG Bulletin* 82 (10), 1837–1856.

Poole, I., 2000. Fossil angiosperm wood : its role in the reconstruction of biodiversity and palaeoenvironment. *Botanical Journal of the Linnean Society* 134, 361–281.

Poole, I., Bergen, P.F. Van, 2006. Physiognomic and chemical characters in wood as palaeoclimate proxies. *Plant Ecology* 182, 175–195.

Poole, I., Cantrill, D., Utescher, T., 2005. A multi-proxy approach to determine Antarctic terrestrial palaeoclimate during the Late Cretaceous and Early Tertiary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 95–121.

Poole, I., Wilkinson, H.P., 2000. Two early Eocene vines from south-east England. *Botanical Journal of the Linnean Society* 133, 1–26.

Potonie, R., 1960. Sporologie der eozanen Kohle von Kalewa in Burma. *Senkenbergiana Lethaea* 41, 451–481.

Prakash, U., Awashti, N., 1969a. Fossil woods from the Tertiary of eastern India. 1. *The Palaeobotanist* 18, 32–44.

Prakash, U., Awashti, N., 1969b. Fossil woods from the Tertiary of eastern India. 2. *The Palaeobotanist* 18, 219–225.

Prakash, U., Bande, M.B., 1980. Some more fossil woods from the Tertiary of Burma. *The Palaeobotanist* 26 (3), 261–278.

Prakash, U., Tripathi, P.P., 1969. On *Glutoxylon burmense* from Hailakandi in Assam with critical remarks on the fossil woods of *Glutoxylon* Chowdhury. *The Palaeobotanist* 17, 59–65.

Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1992. Sensitivity of the Indian Monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature* 360, 647–652.

Privé-Gill, C., Vozenin-Serra, C., Ducrocq, S., Soe, Aung Naing, Jaeger, J.J., 2004. Bois de la Formation Pondaung, Eocene moyen du Myanmar. Implications paléoenvironnementales. *Palaeontographica. Abteilung B : Palaeophytologie* 267, 57–65.

Prothero, D.R., 1999. Does Climatic Change drive mammalian evolution ? *GSA Today* 9, 1–7.

Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Ego, F., Guezou, J.C., Konstantinovskaya, E., Rabaute, A., Ringenbach, J.C., 2008. *Structural Map of Eastern Eurasia*. Commission for the Geological Map of the World.

Qayyum, M., Lawrence, R.D., Niem, A.R., 2001. Detrital modes and provenance of the Paleogene Khojak Formation in Pakistan : Implications for early Himalayan orogeny and unroofing. *GSA Bulletin* 113, 320–332.

Qiang, X., An, Z., Song, Y., Chang, H., Sun, Y., Liu, W., Ao, H., Dong, J., Fu, C., Wu, F., Lu, F., Cai, Y., Zhou, W., Cao, J., Xu, X., Ai, L., 2011. New eolian red clay sequence on the western Chinese Loess Plateau linked to onset of Asian desertification about 25 Ma Ago. *Science China - Earth Sciences* 54, 136–144.

Quade, J., Cerling, T.E., 1995. Expansion of C4 grasses in the Late Miocene of Northern Pakistan : evidence from stable isotopes in paleosols. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 115, 91–116.

Quade, J., Cerling, T.E., Bowman, J.R., 1989. Development of the Asian monsoon revealed by marked ecologic shift in the latest Miocene of northern Pakistan. *Nature* 342, 117–119.

Quan, C., Liu, Y.S.C, Utescher, T., 2011. Paleogene evolution of precipitation in Northeastern China supporting the Middle Eocene intensification of the east Asian Monsoon. *Palaios* 26, 743–753.

Quan, C., Liu, Y.S.C, Utescher, T., 2012a. Eocene monsoon prevalence over China : A paleobotanical perspective. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 365-366, 302–311.

Quan, C., Liu, Y.S.C., Utescher, T., 2012b. Paleogene temperature gradient, seasonal variation and climate evolution of northeast China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 313-314, 150–161.

Rahman, J.J., Suzuki, S., 2007. Gecoehmistry of sandstones from the Miocene Surma Group, Bengal Basin, Bangladesh : Implications for provenance, tectonic setting and weathering. *Geochemical Journal* 41, 415–428.

Ramdarshan, A., Merceron, G., Tafforeau, P., Marivaux, L., 2010. Dietary reconstruction of the Amphipithecidae (Primates, Anthropodea) from the Paleogene of South Asia and Paleoecological implications. *Journal of Human Evolution* 59, 96–108.

Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J., Joussaume, S., 1997. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. *Nature* 386, 788–795.

Rangin, C., Maurin, T., Masson, F., 2013. Combined effects of Eurasia/sunda oblique convergence and East-Tibetan crustal flow on the active tectonics of Burma. *Journal of Asian Earth Sciences* 76, 185–194.

Rangin, C., Maw, W., Lwin, S., Naing, W., Mouret, C., Bertrand, G., the G.I.A.C. scientific party, 1999. Cenozoic Pull-Apart basins in Central Myanmar : the trace of the path of India Along the Western Margin of Sundaland. *Terra Nova Abstracts* 4, 59.

Reguerro, M.A., Marenssi, S.A., Santillana, S.N., 2002. Antarctic Peninsula and South America (Patagonia) Paleogene terrestrial faunas and environments : biogeographic relationships. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179, 189–210.

Reimann, K.U., Thaung, A., 1981. Results of palynostratigraphical investigations of the Tertiary sequence in the Chindwin Basin/Northwestern Burma, vI Int Palyn Conf Lucknow (1976–77), India.

Remy, J.A., Jaeger, J.J., Chaimanee, Y., Aung Naing Soe, Marivaux, L., Sudre, J., Soe Thura Tun, Marandat, B., Dewaele, E., 2005. A new chalicothere from the Pondaung Formation (late Middle Eocene of Myanmar). *C.R. Palevol* 4, 341–349.

Replumaz, A., Tapponnier, P., 2003. Reconstruction of the deformed collision zone Between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *Journal of Geophysical Research* 108 (B6), doi :10.1029/2001JB000661.

Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past*. Blackwell Science Ltd.

Retallack, G.J., 2005. carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology* 33 (4), 333–336.

Retallack, G.J., 2009. Refining a pedogenic-carbonate CO2 paleobarometer to quantify a middle Miocene greenhouse spike. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 57–65.

Richter, B., Fuller, M., 1996. Palaeomagnetism of the Sibumasu and Indochina blocks : implications for the extrusion tectonic model. *In : Hall, R., Blundell, D. (Eds.), Tectonic Evolution of Southeast Asia*. Vol. 106. Geological Society of London, Special Publications, pp. 203–224.

Robinson, R.A.J., Brezina, C.A., Parrish, R.R., Horstwood, M.S.A., Nay Win Oo, Bird, M.I., Myint Thein, Walters, A.S., Oliver, G.J.H., Khin Zaw, 2014. Large rivers and orogens : The evolution of the Yarlung Tsangpo-Irrawaddy system and the eastern Himalayan syntaxis. *Gondwana Research* (in press), doi :10.1016/j.gr.2013.07.002.

Roddaz, M., Said, A., Guillot, S., Antoine, P.O., Montel, J.M., Martin, F., Darrozes, J., 2011. Provenance of Cenozoic sedimentary rocks from the Sulaiman fold and thrust belt, Pakistan : implications for the palaeogeography of the Indus drainage system. *Journal of the Geological Society, London* 168, 499–516.

Rodolfo, K.S., 1975. The Irrawaddy Delta : Tertiary Setting and Modern Offshore Sedimentation. *In : Deltas, model for exploration*. Houston Geological Society.

Rogl, F., 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene Paleogeography (Short overview). *Geologica Carpathica* 50, 339–349.

Rose, K.D., Rana, R.S., Sahni, A., Kumar, K., Missiaen, P., Singh, L., Smith, T., 2009. Early Eocene Primates from Gujarat, India. *Journal of Human Evolution* 56, 366–404.

Rowley, D.B., Currie, B.S., 2006. Paleo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature* 439, 677–681.

Rowley, D.B., Pierrehumbert, R.T., Currie, D.S., 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry : implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters* 5836, 1–17.

Royden, L.H., Burchfiel, B.C., Hilst, R.D. Van Der, 2008. The Geological Evolution of the Tibetan Plateau. *Science* 321, 1054–1058.

Royden, L.H., Burchfiel, B.C., King, R.W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., Liu, Y., 1997. Surface Deformation and Lower Crustal Flow in Eastern Tibet. *Science* 276, 789–790.

Rozanski, K., Araguas-Araguas, L., Gonfiantini, R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. *In : Swart, P.K., Lohmann, K.C., Mckenzie, J., Savin, S. (Eds.), Climate Change in Continental Isotopic Records*. Vol. 78 of Geophysical Monograph. American Geophysical Union.

Ruber, L., Britz, R., Kullander, S.O., Zardoya, R., 2004. Evolutionary and biogeographic patterns of the Badidae (*Teleostei* : perciformes) inferred from mitochondrial and nuclear DNA sequence data. *Molecular Phylogenetics and evolution* 32, 1010–1024.

Russel, D.E., Zhai, R., 1987. *The Paleogene of Asia : mammals and stratigraphy*. Editions du Muséum National d'Histoire Naturelle, CNRS.

Rust, J., Singh, H., Rana, R.S., McCann, T., Singh, L., Anderson, K., Sarkar, N., Nascimbene, P.C., Stebner, F., Thomas, J.C., Solorzano-Kraemera, M., Williams, C.J., Engel, M.S., Sahni, A., Grimaldi, D., 2010. Biogeographic and evolutionary implications of a diverse paleobiota in amber from the early Eocene of India. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA* 107, 18360–18365.

Sahni, A., Kumar, V., 1974. Palaeogene Palaeobiogeography of the Indian subcontinent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 15, 209–226.

Saxena, R.K., Trivedi, G.K., 2009. Palynological investigation of the Kopili Formation (Late Eocene) in North Cachar Hills, Assam, India. *Acta Palaeobotanica* 49, 253–277.

Scher, H.D., Martin, E.E., 2006. Timing and Climatic Consequences of the Opening of Drake Passage. *Science* 312, 428–430.

Schmitz, B., Andreasson, F.P., 2001. Air Humidity and lake dO18 during the latest Paleocene-earliest Eocene in France from recent and fiossil fresh-water and marine gastropod dO18, dC13 and 87Sr/86Sr. *GSA Bulletin* 113 (6), 774–789.

Searle, M.P., 2006. Role of the Red River Shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia. *Journal of the Geological Society, London* 163, 1025–1036.

Searle, M.P., Noble, S.R., Cottle, J.M., Waters, D.J., Mitchell, A.H.G., Hlaing, T., Horstwood, M.S.A., 2007. Tectonic evolution of the Mogok metamorphic belt, Burma (Myanmar) constrained by U-Th-Pb dating of metamorphic and magmatic rocks. *Tectonics* 26, doi :10.1029/2006TC002083.

Searle, M.P., Withehouse, M.J., Robb, L.J., Ghani, A.A., Hutchinson, C.S., Sone, M., Ng, S.W.P., Roselee, M.H., Chung, S.L., Oliver, J.H., 2012. Tectonic evolution of the Sibu-Masu-Indochina terrane collision zone in Thailand and Malaysia : constraints from new U-Pb zircon chronology of SE Asian tin Granitoids. *Journal of the Geological Society, London* 169, 489–500.

Ségalen, P., 1994. *Les Sols Ferrallitiques et leur répartition géographique*. ORSTOM.

Seidensticker, J., Hai, A., 1983. *The Sundarbans wildlife management plan : conservation in the Bangladesh coastal zone*. Tech. rep., International Union for Conservation of Nature and Natural Resources, Gland, Switzerland.

Seiffert, E.R., 2012. Early Primate Evolution in Afro-Arabia. *Evolutionary Anthropology* 21, 239–253.

Seiffert, E.R., Simons, E.L., Clyde, W.C., Rossie, J.B., Attia, Y., Bown, T.M., Chatrath, P., Mathison, M.E., 2005. Basal Anthropoids from Egypt and the Antiquity of Africa's Higher Primate Radiation. *Science* 310, 300–304.

Sepulchre, P., Ramstein, G., Fluteau, F., Schuster, M., Tiercelin, J.J., Brunet, M., 2006. Tectonic Uplift and Eastern Africa Aridification. *Science* 313, 1419–1423.

Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews* 113, 212–270.

Sexton, P.F., Norris, R.D., Wilson, P.A., Palike, H., Westerhold, T., Rohl, U., Bolton, C.T., Gibbs, S., 2011. Eocene global warming events driven by ventilation of oceanic dissolved organic carbon. *Nature* 471, 349–353.

Shanahan, T.M., Pigati, J.S., Dettman, D.L., Quade, J., 2005. Isotopic variability in the aragonite shells of freshwater gastropods living in springs with nearly constant temperature and isotopic composition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 3949–3966.

Sharma, S., Joachimski, M., Sharma, M., Tobschall, H.J., Singh, I.B., Sharma, C., Chauhan, M.S., Morgenroth, G., 2004a. Late glacial and Holocene environmental changes in Ganga plain, Northern India. *Quaternary Science Reviews* 23, 145–159.

Sharma, S., Joachimski, M., Tobschall, H.J., Singh, I.B., Tewari, D.P., Tewari, R., 2004b. Oxygen isotopes of bovid teeth as archives of paleoclimatic variations in archaeological deposits of the Ganga plain, India. *Quaternary Research* 62, 19–28.

Sharp, Z.D., Cerling, T.E., 1998. Fossil isotope records of seasonal climate and ecology : Straight from the horse's mouth. *Geology* 26, 219–222.

Sheldon, N.D., Retallack, G.J., Tanaka, S., 2002. Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene- Oligocene Boundary in Oregon. *The Journal of Geology* 110, 687–696.

Sheldon, N.D., Tabor, N.J., 2009. Quantitative paeoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews* 95, 1–52.

Shrestha, T.E., 1997. *Mammals of Nepal*. R.K. Printers, Kathmandu.

Sigé, B., Jaeger, J.J., Sudre, J., Vianey-Liaud, M., 1990. *Altiatlasius koulchii* n. gen. et sp., primate omomyidé du Paléocène supérieur du Maroc, et les origines des euprimates [*Altiatlasius koulchii* n. gen. et sp., an omomyid primate from the Late Paleocene of Morocco, and the origins of the euprimates]. *Palaeontographica. Abteilung A* 214, 31–56.

Sluijs, A., Bowen, G.J., Brinkhuis, H., Lourens, L.J., Thomas, E., 2007. The Palaeocene-Eocene Thermal Maximum super greenhouse : biotic and geochemical signatures, age models and mechanisms of global change. *In : Deep-Time Perspectives on Climate Change : Marrying the signal from Computer models and biological proxies*. The Geological Society, London, pp. 5–59.

Smith, T., Rose, K.D., Gingerich, P.D., 2006. Rapid Asia–Europe–North America geographic dispersal of earliest Eocene primate *Teilhardina* during the Paleocene–Eocene Thermal Maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 103, 11223–11227.

Socquet, A., Goffe, B., Pubellier, M., Rangin, C., 2002. Le metamorphisme Tardi-Cretace a Eocene des zones internes de la chaine Indo-Birmane (Myanmar occidental) : implications geodynamiques. *C. R. Geoscience* 334, 573–580.

Socquet, A., Pubellier, M., 2005. Cenozoic deformation in western Yunnan (China–Myanmar border). *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 495–515.

Souron, A., Balasse, M., Boisserie, J.R., 2012. Intro-tooth isotopic profiles of canines from extant Hippopotamus amphibius and late Pliocene hippopotamids (Shungura Formation, Ethiopia) : Insight into the seasonality of diet and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 342-343, 97–110.

Speelman, E.N., Sewall, J.O., Noone, D., Huber, M., der Heydt, A. Von, Damsté, J.S., Reichart, G.J., 2010. Modeling the influence of a reduced equator-to-pole sea surface temperature gradient on the distribution of water isotopes in the Early/Middle Eocene. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 57–65.

Stamp, L.D., 1924. Notes on the Vegetation of Burma. *The Geographical Journal* 64 (3), 231–237.

Stamp, L.D., 1940. The Irrawaddy River. *The Geographical Journal* 95 (5), 329–352.

Stap, L., Lourens, L.J., Thomas, E., Sluijs, A., Bohaty, S., Zachos, J.C., 2010. High-resolution deep-sea carbon and oxygen isotope records of Eocene Thermal maximum 2 and H2. *Geology* 38, 607–610.

Stephenson, D., Marshall, T.R., 1984. The petrology and mineralogy of Mt. Popa Volcano and the nature of the late-Cenozoic Burma Volcanic Arc. *Journal of the Geological Society, London* 141, 747–762.

Stevens, N.J., Seiffert, E.R., O'Connor, P.M., Roberts, E.M., Schmitz, M.D., Krause, C., Gorscak, E., Ngasala, S., Hieronymus, T.L., Temu, J., 2013. Palaeontological evidence for an oligocene divergence between Old World Monkeys and apes. *Nature* 497, 611–614.

Stidham, T.A., Holroyd, P.A., Gunnell, G.F., Ciochon, R.L., Tsubamoto, T., Egi, N., Takai, M., 2005. An ibis-like bird (Aves : cf. Threskiornithidae) from the late Middle Eocene of Myanmar. *Contributions from the Museum of Paleontology, The university of Michigan* 31, 179–184.

Stiles, C.A., Mora, C.I., Driese, S.G., 2001. Pedogenic iron-manganese nodules in Vertisols : A new proxy for paleoprecipitation ? *Geology* 29, 943–946.

Styan, W.B., Bustin, R.M, 1984. Sedimentology of Fraser River delta peat deposits : a modern analogue for some deltaic coals. *In : Special Publication of the International Association of Sedimentologists*. Vol. 7. I.A.S., pp. 241–271.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. *GSA Special Publications* 42, 313–345.

Sun, X., Wang, P., 2005. How old is the Asian monsoon system ? Paleobotanical records from China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 181–222.

Suzuki, H., Maung Maung, Aung Naing Soe, Takai, M., 2004. Jurassic radiolaria from chert pebbles of the Eocene Pondaung Formation, central Myanmar. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 231, 369–393.

Tabuce, R., Marivaux, L., 2005. Mammalian interchanges between Africa and Eurasia : an analysis of temporal constraints on plausible anthropoid dispersals during the Paleogene. *Anthropological Science* 113, 27–32.

Tafforeau, P., Bentaleb, I., Jaeger, J.J., Martin, C., 2007. Nature of laminations and mineralization in rhinoceros enamel using histology and X-ray synchrotron microtomography : potential implications for palaeoenvironmental isotopic studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 206–227.

Takai, M., Anaya, F., Shigehara, N., Segotuchi, T., 2000. New fossil materials of the earliest new world monkey, *Branisella boliviana*, and the problem of platyrrhine origins. *American Journal of Physical Anthropology* 111, 263–281.

Takai, M., Chit Sein, Tsubamoto, T., Egi, N., Maung Maung, Shigehara, N., 2005. A new eosimiid from the latest middle Eocene in Pondaung, central Myanmar. *Anthropological Science* 113, 17–25.

Takai, M., Shigehara, N., 2004. The Pondaung primates, enigmatic "possible anthropoids" from the latest middle Eocene, central Myanmar. *In : Ross, C.F., Kay, R.F. (Eds.), Anthropoid Origins : New Visions*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, pp. 283–321.

Takai, M., Shigehara, N., Aye Ko Aung, Soe Thura Tun, Aung Naing Soe, Tsubamoto, T., Tin Thein, 2001. A new anthropoid from the latest middle Eocene of Pondaung, central Myanmar. *Journal of Human Evolution* 40, 393–409.

Tape, C.H., Cowan, C.A., Runkel, A.C., 2003. Tidal-Bundle sequences in the Jordan Sandstone (Upper Cambrian), southeastern Minnesota, USA : evidence for tides along inboard shorelines of the Sauk epicontinental sea. *Journal of Sedimentary Research* 73, 354–366.

Tapponnier, P., Lacassin, R., Leloup, P.H., Scharer, U., Dalai, Z., Haiwei, W., Xiaohan, L., Shaocheng, J., Liangshang, Z., Jiayou, Z., 1990. The Ailo Shan/Red River metamorphic belt : Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature* 343, 431–437.

Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R., 1986. On the mechanism of collision between India and Asia. *In : Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), collision Tectonics*. Vol. 19. Geological Society, London, Special Publications, pp. 115–157.

Tessier, B., 1990. *Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale*. Ph.D. thesis, Université de Caen.

Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P., Feldman, H.R., 1995. Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.* 24, 259–271.

Theobald, W., 1873. *On the geology of Pegu*. Memoire of the Geological Survey of India.

Timilsina, N., Ross, M.S., Heinen, J.T., 2007. A community analysis of sal (*Shorea robusta*) forests in the western Terai of Nepal. *Forest Ecology and Management* 241, 223–234.

Tipple, B.J., Meyers, S.R., Pagani, M., 2010. Carbon isotope ratio of Cenozoic CO2 : A comparative evaluation of available geochemical proxies. *Paleoceanography* 25, 1–11.

Tipple, B.J., Pagani, M., 2007. The Early Origins of Terrestrial C4 Photosynthesis. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35, 435–461.

Todeschini, I., Toffolon, M., Tubino, M., 2008. Long-term morphological evolution of funnel-shape tide-dominated estuaries. *Journal of Geophysical Research* 113, C05005.

Trauth, M.H., Maslin, M.A., Deino, A.L., Strecker, M.R., Bergner, A.G.N., Duhnforth, M., 2007. High- and low-latitude forcing of Plio-Pleistocene East African climate and human evolution. *Journal of Human Evolution* 53, 475–486.

Travouillon, K.J., Legendre, S., 2009. Using cenograms to investigate gaps in mammalian body mass distributions in Australian mammals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 272, 69–84.

Trenberth, K.E., Stepaniak, D.P., Caron, J.M., 2000. The Global Monsoon as Seen through the divergent atmospheric circulation. *Journal of Climate* 13, 3969–3993.

Tsubamoto, T., Egi, N., Takai, M., Sein, C., Maung, M., 2005. Middle Eocene ungulate mammals from Myanmar : A review with description of new specimens. *Acta Palaeontol. Pol.* 50, 117–138.

Tsubamoto, T., Holroyd, P.A., Takai, M., Shigehara, N., Aung, A.K., Tin Thein, Aung Naing Soe, Soe Thura Tun, 2000. Upper premolar dentitions of *Deperetella birmanica* (Mammalia : Perissodactyla : Deperetellidae) from the Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *Paleontological Research* 4, 183–189.

Tsubamoto, T., Soe Thura Tun, Egi, N., Takai, M., Shigehara, N., Aung Naing Soe, Aye Ko Aung, Tin Thein, 2003. Reevaluation of some ungulate mammals from the Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *Paleontological Research* 7, 219–243.

Tsubamoto, T., Takai, M., Egi, N., 2004. Quantitative analyses of biogeography and faunal evolution of middle to late Eocene mammals in East Asia. *Journal of Vertebrate Paleontology* 24, 657–667.

Tsubamoto, T., Takai, M., Egi, N., Shigehara, N., Soe Thura Tun, Aye Ko Aung, Aung Naing Soe, Tin Thein, 2002a. The Anthracotheriidae (Mammalia : Artiodactyla) from the Eocene Pondaung Formation (Myanmar) and comments on some other anthracotheres from the Eocene of Asia. *Paleontological Research* 6, 363–384.

Tsubamoto, T., Takai, M., Shigehara, N., Egi, N., Tun, S.T., Aung, A.K., Maung, M., Danhara, T., Suzuki, H., 2002b. Fission-track zircon age of the Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *Journal of Human Evolution* 42, 361–369.

Tsubamoto, T., Zin Maung Maung Thein, Egi, N., Nishimura, T., Thaung Htike, Takai, M., 2011. A new anthracotheriid artiodactyl from the Eocene Pondaung Formation of Myanmar. *Vertebrata PalAsiatica* 49, 85–113.

Tutken, T., Vennerman, T.W., Pfretzschner, H.U., 2008. Early diagenesis of bone and tooth appatite in fluvial and marine settings : Constraints from combined oxygen isotope, nitrogen and REE analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 266, 254–268.

Uddin, A., Lundberg, N., 1998. Unroofing history of the eastern Himalaya and the Indo-Burman Ranges : Heavy-mineral study of cenozoic sediments from the Bengal basin, Bangladesh. *Journal of Sedimentary Research* 68 (3), 465–472.

Uddin, A., Lundberg, N., 1999. A paleo-Brahmaputra ? Subsurface lithofacies analysis of Miocene deltaic sediments in the Himalayan-Bengal system, Bangladesh. *Sedimentary Geology* (123), 239–254.

Udomkan, B., Ratanasthien, B., Takayasu, K., Fyfe, W.S., Sato, S.I., Kandharosa, W., Wongpornchai, P., Kusakabe, M., 2003. Fluctuation of Depositional Environment in the Bang Mark Coal Deposit, Krabi Mine, Southern Thailand : Stable Isotope Implication. *ScienceAsia* 29, 307–317.

UNESCO, 1997. *Sundarban wildlife sanctuaries (Bangladesh)*. Tech. rep., IUCN Technical Evaluation.

United Nations, 1978. *E.S.C.A.P. Atlas of Stratigraphy Volume V*. United Nations.

Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S., McKinney, C. R., 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the Southern United States. *GSA Bulletin* 62, 299–416.

Utescher, T., Mosbrugger, V., 2007. Eocene vegetation patterns reconstructed from plant-diversity - A global perspective. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247, 243–271.

Utescher, TI., Mosbrugger, V., 2013. The Palaeoflora Database.
URL http://www.Palaeoflora.de

Van Aarssen, B.G.K., de Leeuw, J.W., Collinson, M., Boon, J.J., Goth, K., 1994. Occurrence of polycadinene in fossil and recent resin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 223–229.

Villa, G., Fioroni, C., Pea, L., Bohaty, S., Persico, D., 2008. Middle Eocene-late Oligocene climate variability : Calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology* 69, 173–192.

Vonhof, H.B., Joordens, J.C.A., Noback, M.L., van der Lubbe, J.H.J.L., Feibel, C.S., Kroon, D., 2013. Environmental and climatic control on seasonal stable isotope variation of freshwater molluscan bivalves in the Turkana Basin (Kenya). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 383-384, 16–26.

Vonhof, H.B., Smit, J., Brinkhuis, H., Montanari, A., Nederbragt, A.J., 2000. Global cooling accelerated by early late Eocene impacts ? *Geology* 28, 687–690.

Vozenin-Serra, C., Privé-Gill, C., 1994. Bois pléistocènes du gisement de Binh Thang, Vietnam. *Palaeontographica Abteilung B* 232, 175–195.

Vozenin-Serra, C., Privé-Gill, C., Ginsburg, L., 1989. Bios miocènes du gisement de Pong, Nord-Ouest de la Thailande. *Review of Palaeobotany and Palynology* 58, 333–355.

Vuille, M., Werner, M., Bradley, R.S., Keimig, F., 2005. Stable sotopes in precipitation in the Asian monsoon region. *Journal of Geophysical Research* 110, D23108, doi :10.1029/2005JD006022.

Waliser, D.E., Gauthier, C., 1993. A sattellite-derived climatology of the ICTZ. *Journal of Climate* 6, 2162–2174.

Wandrey, C.J., 2004. *Sylhet-Kopili/Barail-Tipam Composite Total Petroleum System, Assam Geologic Province, India*. Tech. rep., U.S. Geological Survey Bulletin 2208-D.

Wandrey, C.J., 2006. *Eocene to Miocene Composite Total Petroleum system, Irrawaddy-Andaman and North-Burma Geologic Provinces, Myanmar*. Tech. rep., U.S. Geological Survey Bulletin 2208-E.

Wang, B., Ding, Q., 2006. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophysical Research Letters* 33, L06711, doi :10.1029/2005GL025347.

Wang, C., Zhao, X., Liu, Z., Lippert, P.C., Graham, S.A., Coe, R.S., Yi, H., Zhu, L., Liu, S., Li, Y., 2008. Constraints on the early uplift history of the Tibetan plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 4987–4992.

Wang, D., Lu, S., Han, S., Sun, X., Quan, C., 2013a. Eocene prevalence of monsoon-like climate over eastern China reflected by hydrological dynamics. *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 776–787.

Wang, Q., Wyman, D.A., Li, Z.X., Sun, W., Chung, S.L., Vasconcelos, P.M., Zhang, Q., Dong, H., Yu, Y., Pearson, N., Qiu, H., Zhu, T., Feng, X., 2010. Eocene north–south trending dikes in central Tibet : New constraints on the timing of east–west extension with implications for early plateau uplift ? *Earth and Planetary Science Letters* 298, 205–216.

Wang, Y.C., Srivathsan, A., Feng, C.C., Salim, A., Shekelle, M., 2013b. Asian Primate Species Richness Correlates with Rainfall. *Plos One* 8, e54995, doi :10.1371/journal.pone.0054995.

Webb, E.L., Sah, R.N., 2003. Structure and diversity of natural and managed sal (*Shorea robusta* Gaertn.f.) forest in the Terai of Nepal. *Forest Ecology and Management* 176, 337–353.

Wiemann, M.C., Manchester, S.R., Wheeler, E.A., 1999. Paleotemperature Estimation from Dicotyledonous Wood Anatomical Characters. *Palaios* 14, 459–474.

Wiemann, M.C., Wheeler, E.A., Manchester, S.R., Portier, K.M., 1998. Dicotyledonous wood anatomical characters as predictors of climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 139, 83–100.

Williams, B.A., Kay, R.F., Kirk, E.C., 2010. New perspectives on anthropoid origins. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 107, doi :10.1073/pnas.0908320107.

Wing, S.L., Harrington, G.J., Smith, F.A., Blich, J.I., Boyer, D.M., Freeman, K.H., 2005. Transient Floral Change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene Boundary. *Science* 310, 993–996.

Woodburne, M.O., 2004. Global events and the North American Mammalian Biochronology. *In : Woodburne, M.O. (Ed.), Late Cretaceous and Cenozoic Mammals of North America*. Columbia University Press.

Woodburne, M.O., Case, J.A., 1996. Dispersal, Vicariance, and the Late Cretaceous to Early Tertiary Land Mammal Biogeography from South America to Australia. *Journal of Mammalian Evolution* 3, 121–161.

Woodburne, M.O., Gunnell, G.F., Stucky, R.K., 2009. Climate directly influences Eocene mammal faunal dynamics in North America. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106, 13399–13403.

Woodburne, M.O., Swisher, C.S., 1995. Land Mammal High-resolution geochronology, intercontinental overland dispersals, sea level, climate, and vicariance. *In : Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. No. 54. SEPM Special Publications.

Xia, L., Li, X., Ma, Z., Xu, X., Xia, Z., 2011. Cenozoic volcanism and tectonic evolution of the Tibetan plateau. *Gondwana Research* 19, 850–866.

Xie, S.P., Saji, H., Wang, Y., Liu, W.T., 2006. Role of Narrow Mountains in Large-Scale Organization of Asian Monsoon Convection. *Journal of Climate* 19, 3420–3430.

Xu, Y.G., Lan, J.B., Yang, Q.J., Huang, X.L., Qiu, H.N., 2008. Eocene break-off of the Neo-Tethyan slab as inferred from intraplate-type mafic dykes in the Gaoligong orogenic belt, eastern Tibet. *Chemical Geology* 255, 439–453.

Yancheva, G., Nowaczyk, N.R., Mingram, J., Dulski, P., Schettler, G., Negendank, J.F.W., Liu, J., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Haug, G.H., 2007. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature* 445, 74–77.

Yin, A., 2006. Cenozoic tectonic evolution of the Himalayan orogen as constrained by along-strike variation of structural geometry, exhumation history, and foreland sedimentation. *Earth-Science Reviews* 76, 1–131.

Zachos, J.C., Dickens, G.R., Zeebe, R.E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature* 451, 279–284.

Zachos, J.C., Kump, L.R., 2005. Carbon cycle feedbacks and the initiation of Antarctic glaciation in the earliest Oligocene. *Global and Planetary Change* 47, 51–66.

Zachos, J.C., McCarren, H., Murphy, B., Rohl, U., Westerhold, T., 2010. Tempo and scale of the late Paleocene and early Eocene carbon isotopie cycles : Implications for the origin of hyperthermals. *Earth and Planetary Science Letters* 299, 242–249.

Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686–693.

Zaw, K., 1990. Geological, petrological and geochemical characteristics of granitoid rocks in Burma : with special reference to the associated W-Sn mineralization and their tectonic setting. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences* 4, 293–335.

Zaw, K., Meffre, S., Takai, M., Suzuki, H., Burrett, C., Thaung Htike, Zin Maung Maung Thein, Tsubamoto, T., Egi, N., Maung Maung, 2014. The oldest anthropoid primates in SE Asia : Evidence from LA ICP-MS U-Pb zircon age in the Late Middle Eocene Pondaung Formation, Myanmar. *Gondwana Research* (In press), doi :10.1016/j.gr.2013.04.007.

Zazzo, A., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., Grandjean, P., Mariotti, A., 2004. Diagenesis and the reconstruction of paleoenvironments : a method to restore original d18O values of carbonate and phosphate from fossil tooth enamel. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2245–2258.

Zhang, P.Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Burgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., Xinzhao, Y., 2004. Continuous deformation of the Tibetan plateau from global positioning system data. *Geology* 32 (9), 809–812.

Zhang, S., Wang, B., 2008. Global summer monsoon rainy seasons. *International Journal of Climatology* 28, 1563–1578.

Zhang, Z., Flatoy, F., Wang, H., Bethke, I., Bentsen, M., Guo, Z., 2012. Early Eocene Asian climate dominated by desert and steppe with limited monsoons. *Journal of Asian Earth Sciences* 44, 24–35.

Zhang, Z., Wang, H., Guo, Z., Jiang, D., 2007a. Impacts of tectonic changes on the reorganization of the Cenozoic paleoclimatic patterns in China. *Earth and Planetary Science Letters* 257, 622–634.

Zhang, Z., Wang, H., Guo, Z., Jiang, D., 2007b. What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys Sea retreat ? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 317–331.

Zheng, H., Powell, C.Mc.A., Read, D.K., Wanga, J., Wanga, P., 2004. Late Miocene and mid-Pliocene enhancement of the East Asian monsoon as viewed from the land and sea. *Global and Planetary Change* 41, 147–155.

Zin Maung Maung Thein, Takai, M., Tsubamoto, T., Egi, N., Thaung-Htike, Nishimura, T., Maung-Maung, Zaw-Win, 2010. A review of fossil rhinoceroses from the Neogene of Myanmar with description of new specimens from the Irrawaddy Sediments. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 154–165.

Zin Maung Maung Thein, Takai, M., Tsubamoto, T., Thaung Htike, Egi, N., Maung Maung, 2008. A new species of *Dicerorhinus* (rhinocerotidae) from the Plio-Pleistocene of Myanmar. *Palaeontology* 51, 1419–1433.

Zin Maung Maung Thein, Takai, M., Uno, H., Wynn, J.G., Egi, N., Tsubamoto, T., Htike, T., Soe, Aung Naing, Maung, Maung, Nishimura, T., Yoneda, M., 2011. Stable isotope analysis of the tooth enamel of Chaingzauk mammalian fauna (late Neogene, Myanmar) and its implication to paleoenvironment and paleogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 300, 11–22.

Zug, G.R., Mitchell, J.C., 1995. Amphibians and reptiles of the Royal Chitwan National Park, Nepal. *Asiatic Herpetological Research* 6, 172–180.

Annexes

Données isotopiques, géochimiques et pétrographiques

Annexe A

Sédiment de Pondaung et Yaw

Cette annexe présente les mesures pétrographiques et isotopiques et les mesures de paléo-courants réalisées sur les formations de Pondaung et de Yaw. Elle forme l'annexe de l'article présenté dans le chapitre 4 et est présentée sous sa forme publiée (Supplementary Material).

A paleo Tibet-Myanmar connection? Reconstructing the Late Eocene drainage system of central Myanmar using a multi-proxy approach

Supplementary Data

A. Licht, C. France-Lanord, L. Reisberg, C. Fontaine, Aung Naing Soe and J.J. Jaeger

Annexe 1 : Dataset

All samples were collected during the 2011 and 2012 expeditions of the French-Myanmar palaeontological team; nearest village, GPS coordinates, dominant lithology and analytical techniques employed are given in table A1. All samples were selected in a 25 km wide area around Bahin township (area A in figure 1A). A precise geological map of the area is available in Aung Naing Soe et al. (2002).

Sample	Village Locality	Sampling site	Dominant lithology	Formation	Analyses
GA	Ganle	N21°44'03.0", E094°43'26.3"	Mudstones	Pondaung	Nd and Sr isotopic analysis on the <2µm and >63µm fraction, DRX on the <2µm fraction
GAN-08	Ganle	"	Mudstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis
PA	Pangan	N21°42'31.0", E094°49'21.6"	sandstones	"	Nd and Sr isotopic analysis on the <2µm and >63µm fraction, DRX on the <2µm fraction
PK1-03	Paukkaung	N21°45'10.3", E094°38'12.0"	sandstones	"	QFL point counting, heavy minerals counting
PK2-06	Paukkaung	N21°45'16.3", E094°39'10.2"	sandstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis, QFL point counting, heavy minerals counting
PK2-17	Paukkaung	"	sandstones	"	QFL point counting, heavy minerals counting
PK2-21	Paukkaung	"	sandstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis, QFL point counting, heavy minerals counting
TH	Thaminchauk	N21°45'41.0", E094°50'29.4"	Siltstones	"	Nd and Sr isotopic analysis on the <2µm and >63µm fraction, DRX on the <2µm fraction
THT1	Thaminchauk	"	Mudstones	"	DRX
P1 to P2	Than U Daw	N21°41'07.4", E094°48'37.5"	Pebbles	"	Thin section, QFL point counting for P12
YAS-06	Yarshe	N21°44'12.5", E094°38'15.3"	Mudstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis
YAS-21	Yarshe	"	Mudstones	"	DRX
YPL-11	Nyaungpinle	N21°45'03.8", E094°37'35.3"	sandstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis, heavy minerals counting
YAW2	Seikche North	N21°42'20.4", E094°42'41.6"	sandstones	Yaw	Heavy minerals counting
YAW-SABLE	Seikche North	"	sandstones	"	Nd and Sr isotopic analysis on the <2µm and >63µm fraction, DRX on the <2µm fraction
YAW-A	Seikche South	N21°42'40.5", E094°42'57.0"	Mudstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis
YAWS	Seikche South	"	sandstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis, QFL point counting
YAW-RE	Bahin	N21°43'32.6", E094°40'39.7"	Mudstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis
YTP	Bahin	N21°43'11.1", E094°40'23.8"	Siltstones	"	Nd and Sr isotopic bulk analysis

***Table A1**: Studied samples*

Annexe 2 : Palaeocurrent data

Palaeocurrent data were acquired in two distinct areas : in the Bahin township, where the Pondaung Formation crops out extensively (area A in figure 1A; precise locations in annexe 1), and in the Kalewa township, where the Yaw Formation crops out (area B in figure 1A; exposure sites along the Kalewa-Kalaymyo road, 23°12′48″N 94°19′06″E to 23°11′N 94°3′E). Data are summarized in table A2. Paleoflow directions were measured on the set axes of trough cross-beddings on 3D exposures. Selected sets are sufficiently large (>40cm) to correspond to the dominant flow direction (Collinson and Thompson, 1989). The structural dip at the selected sites was always below 25°, which is sufficiently small to avoid any tectonic correction (Collinson and Thompson, 1989).

Rock Unit	Location	directional indicators	Data	Mean paleoflow direction
Pondaung Fm	Minbu Sub-Basin, Myaing District	Trough cross bedding (facies St of Aung Naing Soe et al., 2002)	278 crossbeds on 66 distinct channel bodies	243°
Yaw Fm	Chindwin Sub-Basin, Kalewa township	Trough cross bedding (facies St, this paper)	171 crossbeds on 37 distinct channel bodies	257°

Table A2*:Palaeocurrent data*

Annexe 3 : Petrographic analysis

Detailed results of the point-counting analyses are given in table A3; results of the heavy mineral counting are presented in the main document. More samples were initially prepared for heavy-mineral identification, but the very low abundances of heavy minerals in several samples did not allow us to study the results.

	Q	F	L	Lv	Ls	Lm	MI
PK1-03	16	13	71	29	15	27	137
PK2-06	15	18	67	28	18	21	124
PK2-17	13	17	70	32	17	20	130
PK2-21	19	16	65	32	18	16	115
YAW-S	23	16	61	28	16	17	143

Table A3: *results of the point-counting analyses. Q: Quartz, F: Feldspars, L: Lithics, Lv: volcanic lithics, Ls: sedimentary lithics, Lm: metamorphic lithics, MI: Metamorphic Index (Garzanti and Vezzoli, 2003). Chert lithics and ultramafic lithics were not detected. YAW-S delivered numerous carbonate lithics (gastropods and bivalve fragments), which are considered as intrabasinal and have not been counted.*

Annexe 4: isotopic results

Powdered sediments were analyzed for Sr, Rb, Sm and Nd concentrations using a Thermo Elemental IRIS ICP-OES spectrometer at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (CRPG, Vandoeuvre les Nancy - France). Nd and Sr chemical separation for isotopic measurements and mass spectrometric analyses were performed at the CRPG, according to the standard procedures of the laboratory. Briefly, after decarbonation, the silicate fractions were dissolved in HF-HNO_4 and a small amount of $HClO_4$. Sr and Nd were separated using Eichrom Sr-spec, TRU-spec and Ln-spec resins, following procedures closely adapted from those of Pin et al. (1994). Sr isotopic composition was measured by thermal ionization mass spectrometry, using a Triton Plus instrument operated in static mode. The $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios were corrected for mass fractionation assuming $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$. During these measurements the $^{87}Sr/^{86}Sr$ value for the NBS 987 standard was 0.710263 ± 0.000023 (2σ). Nd isotopic compositions were measured using a Neptune Plus MC-ICP-MS. Nd isotopic ratios are normalized to $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. During the period of sample measurement the JNdi Nd standard yielded a mean value of $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512077 \pm 0.000017$ (2σ). Detailed results are given in table A4. Nd and Sr procedural blanks were insignificant compared to the amount of Sr and Nd measured in the samples.

Sample	Grain size	Sm (ppm)	Nd (ppm)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	87Sr/86Sr	Standard error (2σ)	143Nd/144Nd	Standard error (2σ)	ε_{Nd}
TH (<2µm fraction)	Mudstones	3.58	17.53	60.3	111.5	0.714727	0.000013	0.512263	0.000021	-7,32
TH (>63µm fraction)	Sandstones	5.3	26.06	84.23	103.4	0.715563	0.000005	0.512237	0.000003	-7,82
PA (<2µm fraction)	Mudstones	3.86	15.61	7.85	369.5	0.705455	0.000006	0.512651	0.000007	0,26
PA (>63µm fraction)	Sandstones	2.69	11.81	20.56	888.1	0.705741	0.000010	0.512442	0.000005	-3,83
GA (<2µm fraction)	Mudstones	7.3	39.88	95.9	142.8	0.717205	0.000010	0.512438	0.000004	-3,9
GA (>63µm fraction)	Sandstones	4.58	21.89	42.54	82.94	0.714055	0.000012	0.512342	0.000005	-5,78
GAN08	Mudstones	4.22	22.09	98.07	118.9	0.717786	0.000014	0.512319	0.000005	-6,23
PK2-06	Sandstones	4.32	20.48	46.71	256.9	0.705905	0.000008	0.512627	0.000006	-0.21
PK2-21	Sandstones	4.12	19.41	55.18	96.05	0.708842	0.000009	0.512521	0.000005	-2.28
YAS-06	Mudstones	4.58	21.51	84.99	119	0.715201	0.000014	0.512240	0.000004	-7.76
YPL-11	Sandstones	9.59	47.32	68.41	96.05	0.711181	0.000020	0.512553	0.000006	-1.66
YAWS	Sandstones	8.43	35.84	59.73	173.5	0.711771	0.000015	0.512254	0.000003	-7,49
YS (<2µm fraction)	Mudstones	4.91	24.34	76.14	113.6	0.712084	0.000013	0.512511	0.000004	-2,48
YS (>63µm fraction)	Sandstones	3.63	16.31	42.34	108.5	0.709754	0.000014	0.512371	0.000020	-5,2
YTP	Siltstones	5.06	23.09	37.93	269.7	0.708533	0.000011	0.512363	0.000009	-5.36
YAW-A	Mudstones	5.27	24.72	99.38	101.3	0.713161	0.000008	0.512268	0.000013	-7,22
YAW-RE	Mudstones	4.68	22.91	97.25	129.5	0.713984	0.000021	0.512294	0.000007	-6.71

Table A4: *Sm, Nd, Rb and Sr contents, $^{87}Sr/^{86}Sr$ and $^{143}Nd/^{144}Nd$ ratios from thirteen samples of the Pondaung and Yaw formations. For four samples results for both fine (<2µm) and coarse (>63 µm) fractions are shown. For the remaining samples, only bulk analyses were performed.*

Annexe B

Sédiment du sous-bassin de Minbu

Cette annexe présente les données pétrographiques et isotopiques réalisées sur différentes formations géologiques du sous-bassin de Minbu. Elle forme l'annexe de l'article présenté dans le chapitre 5 et est présentée sous sa forme soumise (Supplementary Material).

Cenozoic evolution of the sedimentary supply in central Myanmar
Supplementary Material

A. Licht, L. Reisberg, C. France-Lanord, Aung Naing Soe and J.J. Jaeger

Dataset and methods

All samples were collected during the 2011 and 2012 expeditions of the French-Myanmar palaeontological team. Samples from the Tabyin, Pondaung, Yaw, Shwezetaw, Padaung and Kyaukkok Formations were selected in a 25 km wide area in the Pondaung Ranges (Fig. DR1); Okhmintaung and Pyawbwe Formations samples were collected in the Yenangyat anticline; samples from Obogon and Irrawaddy Formations were collected further south, near the city of Magway. Powdered sediments were analyzed for trace elements on a Thermo Elemental IRIS ICP-OES spectrometer at the SARM (CRPG, Vandoeuvre-les-Nancy, France). Nd isotopic extractions and measurements were performed at the CRPG, according to the standard procedures of the laboratory (see Licht et al., 2013). Briefly, after decarbonation with HCl and dissolution in a mixture of HF, HNO_3 and a small amount of $HClO_3$, Nd was separated using Eichrom TRU-spec and Ln-spec resins. Nd isotopic compositions were measured using a Neptune Plus MC-ICP-MS. Nd isotopic ratios are normalized to 146Nd/144Nd= 0.7219. During the period of measurement the JNdi Nd standard gave a mean value of 143Nd/144Nd= 0.512086 ± 0.000011 2σ. To allow comparison with other data, 0.000029 was added to each 143Nd/144Nd result to make our data consistent with a value of 0.512115 for the JNdi standard, which is equivalent to a value of 0.511858 for the La Jolla Nd standard (Tanaka et al., 2000). Nd procedural blanks were insignificant compared to the amount of Nd measured in the samples. GPS coordinates and dominant lithologies are given together with isotopic results and trace element contents in table DR1. Grain-counting results are given in table DR2. In both tables, samples already published in Licht et al. (2013) have been colored in gray.

References:

Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Nakano, T., Fujimaki, R., Shinjo, H., Asahara, Y., Tanimizu, M., Dragusanu, C., 2000, JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium: Chemical Geology, v. 168, p. 279-281.

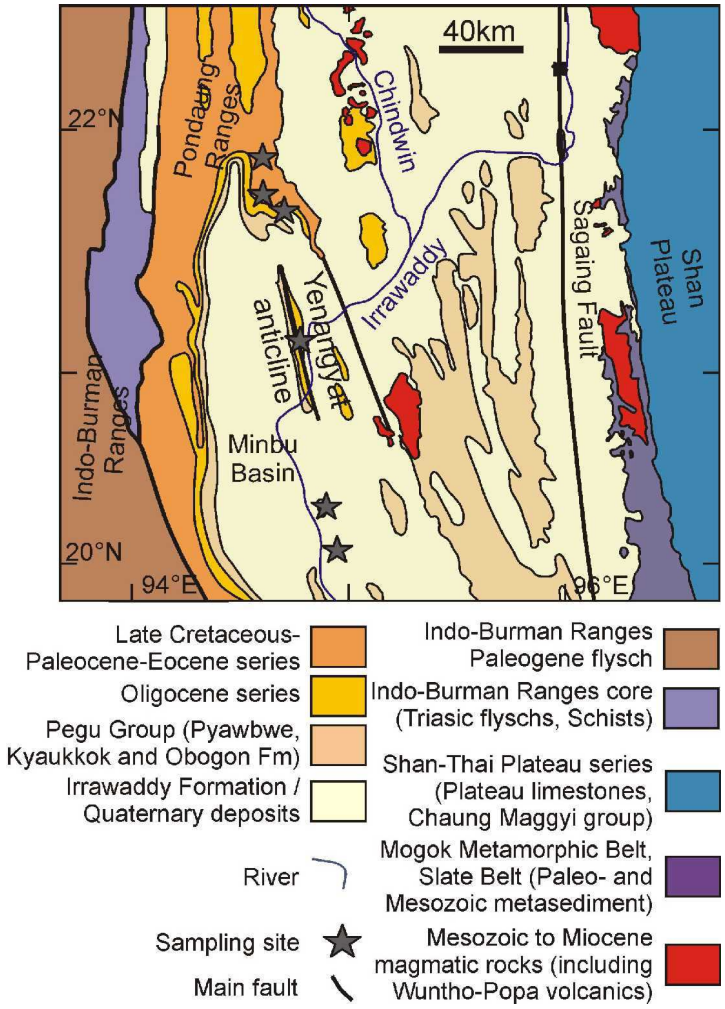


Figure DR1: *Geological map of the area of sampling and location of the sampling sites*

TABLE DR1 - Location, trace element content and isotopic results of Burmese sediment samples (data already published in Licht et al., 2013 have been colored in gray).

Formation	Sample Name	Location	Lithology	Ba (ppm)	Be (ppm)	Bi (ppm)	Cd (ppm)	Ce (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cs (ppm)	Dy (ppm)	Er (ppm)	Eu (ppm)	Ga (ppm)	Gd (ppm)	Ge (ppm)	Hf (ppm)	Ho (ppm)	La (ppm)	Lu (ppm)	Mo (ppm)	Nb (ppm)	Nd (ppm)	Ni (ppm)	Pb (ppm)	Pr (ppm)	Rb (ppm)	Sc (ppm)	Sm (ppm)	Sr (ppm)	Ta (ppm)	Tb (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Zn (ppm)	Zr (ppm)	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Standard error (2σ)	End
Tabyin	TAB1	N21°54'07.6" E094°33'47.2"	Clay	163.6	1.5	0.2	0.2	28.1	31.3	124.0	4.1	3.2	1.9	0.9	20.0	3.0	1.5	3.4	0.7	13.6	0.3	0.7	4.7	14.4	85.0	8.5	3.3	51.8	23.3	3.3	90.0	0.4	0.5	4.9	1.3	138.8	18.9	2.2	112.2	125.8	0.512462	0.000008	-3,43
	TAB2	-	Clay	161.1	1.7	0.3	0.2	37.2	24.2	218.5	6.5	3.5	2.1	1.0	20.8	3.6	1.7	3.2	0.7	18.6	0.4	2.0	6.2	18.0	152.3	13.8	4.1	83.9	21.2	3.9	102.7	0.5	0.6	7.1	1.7	130.4	20.6	2.3	100.3	118.8	0.512429	0.000007	-4,08
	TAB3	-	Sand	137.4	0.9	<LD	0.2	22.1	15.6	111.4	1.5	3.1	1.9	0.9	16.6	2.8	1.3	3.3	0.6	10.9	0.3	<LD	5.7	12.1	55.8	13.8	2.7	26.6	17.4	2.7	94.3	0.5	0.5	3.1	1.0	125.0	19.1	2.1	59.5	137.2	0.512651	0.000009	0,26
	TAB4	-	Sand	139.6	0.9	<LD	<LD	25.5	19.5	133.5	1.3	3.4	1.8	1.0	12.4	3.6	1.1	2.5	0.7	10.8	0.3	0.5	2.9	14.7	63.0	12.3	3.2	24.1	13.9	3.6	77.8	0.3	0.6	3.0	0.9	92.3	19.0	1.8	93.2	99.5	0.512693	0.000013	1,07
	TAB5	-	Clay	149.5	1.7	0.3	0.2	34.1	24.1	162.8	6.2	2.9	1.9	0.8	20.6	2.7	1.7	3.1	0.6	17.7	0.3	1.2	5.9	14.8	122.8	13.9	3.6	79.3	21.6	3.1	96.4	0.5	0.5	6.8	1.6	131.2	17.6	2.1	97.6	112.0	0.512508	0.000008	-2,54
Pondaung	TH2	N21°45'41.0", E094°50'29.4"	Clay	219.3	1.3	0.3	0.7	35.0	49.5	481.1	4.7	2.4	1.3	0.9	22.5	3.0	1.1	2.4	0.5	17.4	0.2	10.6	6.3	17.5	498.8	36.4	4.0	60.3	15.9	3.6	111.5	0.6	0.4	7.5	2.0	172.2	13.0	1.3	136.2	82.4	0.512263	0.000021	-7,32
	TH63	-	Sand	190.9	1.8	0.3	0.4	57.6	43.4	66.9	12.7	4.4	2.5	1.3	19.3	4.8	7.5	4.2	0.9	28.9	0.4	0.7	8.8	26.1	41.5	28.4	6.3	84.2	14.1	5.3	103.4	0.8	0.7	10.9	2.5	107.5	28.0	2.5	93.7	157.5	0.512237	0.000003	-7,82
	PA2	N21°42'31.0", E094°49'21.6"	Clay	668.1	1.0	<LD	0.7	32.7	28.9	61.4	1.2	4.2	2.5	1.1	19.0	4.3	1.0	4.1	0.9	13.8	0.4	1.0	5.0	15.6	27.6	21.4	3.2	7.9	34.2	3.9	369.5	0.5	0.7	3.0	1.1	177.0	27.8	2.5	233.9	142.5	0.512651	0.000007	0,26
	PA63 (2)	-	Sand	106.1	0.8	<LD	0.4	27.7	23.5	83.2	1.7	3.4	2.3	0.9	14.5	3.0	0.8	3.4	0.8	13.1	0.4	<LD	5.8	11.8	12.5	12.3	2.7	20.6	22.1	2.7	888.1	0.5	0.5	2.8	1.0	115.2	24.8	2.6	82.2	131.8	0.512442	0.000005	-3,83
	GA2	N21°44'03.0", E094°43'26.3"	Clay	213.0	5.5	0.3	0.1	72.0	14.4	65.7	15.8	4.0	2.2	1.6	24.4	5.6	2.2	3.9	0.8	38.0	0.3	1.1	7.5	39.9	39.2	19.3	9.2	95.9	20.0	7.3	142.8	0.7	0.8	10.2	2.6	105.1	23.6	2.2	114.8	143.9	0.512438	0.000004	-3,90
	GA63	-	Sand	154.3	3.5	0.7	0.2	44.6	26.0	195.3	6.9	4.7	3.2	1.1	13.3	4.4	4.1	5.2	1.0	20.4	0.8	3.2	7.7	21.9	71.6	32.0	5.2	42.5	13.1	4.6	82.9	0.6	0.7	8.7	4.1	179.8	29.1	4.2	88.2	204.1	0.512342	0.000005	-5,78
	GAN08	-	Clay	173.7	2.2	0.4	<LD	52.5	17.4	68.0	15.2	3.6	2.3	0.9	21.7	3.6	1.6	4.2	0.8	26.7	0.4	0.5	8.7	22.1	47.9	19.2	5.8	98.1	19.1	4.2	118.9	0.8	0.6	9.8	1.6	112.3	21.9	2.5	94.4	133.4	0.512319	0.000005	-6,23
	PK2-21	N21°45'16.3", E094°39'10.2"	Sand	194.7	1.3	0.1	0.2	37.8	19.1	86.9	3.8	3.4	1.9	1.0	14.4	3.9	1.3	3.7	0.7	17.2	0.3	0.4	5.2	19.4	31.1	19.4	5.1	55.2	10.7	4.1	96.1	0.5	0.6	5.8	3.5	78.1	21.3	2.0	98.7	138.5	0.512627	0.000006	-2.28
	PK2-06	-	Sand	346.2	1.1	<LD	0.1	41.0	14.9	80.0	1.8	3.5	1.9	1.2	13.7	3.9	1.2	3.0	0.7	19.8	0.3	0.4	4.7	20.5	41.3	11.7	5.4	46.7	12.5	4.3	256.9	0.4	0.6	5.9	1.3	95.8	20.1	2.0	59.0	112.0	0.512521	0.000005	-0.21
	YAS-06	N21°44'12.5", E094°38'15.3"	Clay	188.4	2.0	0.3	<LD	44.4	16.1	58.9	12.4	4.0	2.4	1.0	19.1	4.2	1.9	4.0	0.8	21.6	0.4	0.5	7.9	21.5	41.5	19.3	5.7	85.0	16.6	4.6	119.0	0.7	0.7	9.4	2.1	93.1	23.9	2.6	91.4	141.0	0.512240	0.000004	-7.76
	YPL-11	N21°45'03.8", E094°37'35.3"	Sand	166.8	1.7	0.1	<LD	97.4	19.4	80.2	9.7	7.0	4.0	2.5	18.6	8.3	1.3	4.8	1.4	41.7	0.7	0.4	7.3	47.3	46.7	13.3	12.2	68.4	15.7	9.6	117.2	0.7	1.2	7.9	2.0	109.5	39.5	4.4	108.4	179.4	0.512553	0.000006	-1.66
Yaw	YAW-SA	N21°42'20.4", E094°42'41.6"	Sand	223.6	1.7	0.2	<LD	66.8	19.5	214.2	4.4	8.0	4.2	2.4	12.3	9.1	1.0	5.1	1.5	29.7	0.6	0.7	5.7	35.8	114.4	18.9	8.1	59.7	15.4	8.4	173.5	0.5	1.4	6.6	1.5	86.6	45.6	3.8	89.7	170.4	0.512254	0.000003	-7,49
	YS2	N21°42'40.5", E094°42'57.0"	Clay	156.4	5.0	0.3	0.7	49.8	20.2	73.4	11.7	4.1	2.4	1.1	18.9	4.6	7.1	3.8	0.8	27.5	0.4	0.8	7.4	24.3	44.5	19.8	5.7	76.1	14.2	4.9	113.6	0.7	0.7	10.3	2.4	111.9	26.9	2.4	271.3	138.3	0.512511	0.000004	-2,48
	YS63	-	Sand	223.2	0.7	<LD	0.2	34.0	13.1	629.5	1.9	3.5	1.9	1.0	8.4	3.5	1.1	3.3	0.7	17.3	0.3	0.8	4.2	16.3	124.9	9.1	3.9	42.3	12.2	3.6	108.5	0.4	0.6	4.5	1.2	51.2	19.0	1.9	45.1	130.2	0.512371	0.000020	-5,20
	YAW-A	-	Clay	205.0	1.8	0.4	<LD	51.4	23.5	208.5	9.2	4.4	2.4	1.3	19.6	4.8	1.3	3.9	0.8	24.2	0.4	0.7	7.7	24.7	165.0	21.5	6.0	99.4	21.1	5.3	101.3	0.7	0.7	8.4	1.6	125.9	24.5	2.5	112.7	124.0	0.512268	0.000013	-7,22
	YTP (2)	N21°43'11.1", E094°40'23.8"	Clay	164.4	1.2	0.2	0.2	44.1	19.6	284.6	2.4	5.2	3.0	1.6	13.0	5.6	1.1	5.2	1.1	21.6	0.5	0.3	5.1	23.1	81.5	14.1	5.7	37.9	12.6	5.1	269.7	0.5	0.9	4.6	1.5	105.3	36.8	2.9	65.1	206.3	0.512363	0.000009	-5.36
	YAW-RE	N21°43'32.6", E094°40'39.7"	Clay	204.1	1.7	0.4	0.1	48.9	31.0	205.9	9.4	4.0	2.4	1.1	19.7	4.3	1.9	3.7	0.8	23.5	0.4	0.5	7.4	22.9	169.4	22.6	6.1	97.3	18.4	4.7	129.5	0.7	0.7	10.6	2.2	125.5	24.9	2.4	120.9	129.0	0.512294	0.000007	-6.71
Shwezetaw	SH1	N21°42'12.3", E094°42'41.5"	Clay	240.3	1.8	0.4	0.3	53.2	21.8	271.8	6.7	3.7	2.1	1.2	19.0	4.1	1.3	4.7	0.7	26.5	0.3	1.4	7.5	24.3	145.2	21.7	5.9	77.8	18.5	5.0	129.6	0.6	0.6	10.9	2.3	122.1	21.6	2.2	105.3	180.4	0.512394	0.000006	-4,76
	SH2	N21°42'07.0", E094°42'44.2"	Sand	285.9	1.2	0.1	0.2	45.6	18.1	378.7	3.7	3.0	1.6	1.1	14.3	3.5	1.0	3.9	0.6	23.1	0.3	<LD	5.5	21.3	118.0	14.6	5.1	61.5	13.2	4.2	179.4	0.5	0.5	7.8	1.8	97.0	16.9	1.7	79.2	162.5	0.512484	0.000007	-3,01
	SH3	N21°42'05.2", E094°42'53.1"	Sand	310.7	0.9	<LD	<LD	40.5	17.0	392.5	2.2	2.6	1.4	1.0	12.2	3.1	1.0	3.5	0.5	20.5	0.2	<LD	5.0	19.2	129.5	12.9	4.6	53.9	11.0	3.7	202.7	0.5	0.5	7.0	1.5	83.1	14.9	1.4	57.5	134.3	0.512515	0.000009	-2,39
	SH4	N21°41'47.7", E094°43'03.9"	Sand	318.9	0.9	<LD	0.3	67.5	16.6	633.3	1.9	6.0	3.3	1.6	9.5	6.1	0.9	3.8	1.2	35.7	0.5	0.5	5.8	31.2	79.1	10.8	7.4	42.0	17.1	6.4	285.8	0.5	1.0	8.1	4.4	91.1	37.8	3.3	56.1	146.1	0.512445	0.000007	-3,76
	SH5	N21°42'12.3", E094°42'41.5"	Sand	247.0	0.9	<LD	0.1	33.9	13.6	188.3	2.5	2.7	1.6	0.9	10.1	3.0	0.8	2.6	0.6	17.8	0.2	<LD	4.0	16.2	94.2	10.9	3.8	44.4	10.0	3.2	347.5	0.4	0.4	5.4	2.5	65.7	19.5	1.6	49.6	101.3	0.512487	0.000013	-2,94
Padaung	PAD1	N21°41'32.5", E094°43'01.0"	Clay	302.3	2.2	0.5	0.2	62.6	21.2	215.5	10.3	4.3	2.5	1.2	21.2	4.7	1.8	5.6	0.9	31.4	0.4	0.7	10.6	27.6	119.6	24.4	6.8	118.4	18.0	5.5	116.6	1.0	0.7	14.2	2.6	120.0	24.6	2.6	116.3	212.3	0.512183	0.000006	-8,88
	PAD2	N21°41'35.2", E094°42'45.9"	Clay	334.0	2.2	0.5	0.2	61.8	19.3	161.1	9.9	4.5	2.5	1.2	21.1	4.8	1.6	4.3	0.9	30.9	0.4	0.7	10.2	27.3	112.7	22.0	6.7	119.3	18.1	5.6	136.4	1.0	0.8	13.6	2.5	116.2	25.1	2.6	128.5	159.3	0.512183	0.000005	-8,87
	PAD3	-	Clay	214.5	1.3	0.2	<LD	34.5	11.5	102.7	4.3	2.5	1.4	0.7	11.3	2.7	1.1	3.0	0.5	18.0	0.2	<LD	5.7	15.9	55.5	11.3	3.8	59.8	8.8	3.2	208.5	0.5	0.4	7.2	2.5	60.6	15.0	1.4	54.8	112.2	0.512309	0.000008	-6,42
	PAD4	N21°41'35.3", E094°42'42.9"	Sand	229.9	1.2	0.1	<LD	34.2	10.3	101.8	3.6	2.7	1.5	0.7	11.3	2.9	1.2	2.8	0.5	18.2	0.2	<LD	5.4	15.7	54.9	12.1	3.8	60.7	7.9	3.1	222.0	0.5	0.4	7.0	3.6	57.8	17.5	1.6	51.2	110.8	0.512318	0.000008	-6,24
	PAD5	N21°41'28.1", E094°42'44.6"	Sand	256.2	1.4	0.2	<LD	43.5	10.5	132.6	5.1	3.1	1.8	0.9	14.3	3.4	1.1	4.1	0.6	23.3	0.3	<LD	7.3	20.1	70.5	13.5	4.9	74.2	11.9	3.9	118.6	0.7	0.5	9.7	2.9	81.7	18.6	1.9	67.7	160.8	0.512233	0.000007	-7,89
Okhmintaung	OKH1	N21°09'22.3" E094°46'47.6"	Clay	327.9	4.4	0.5	0.1	478.3	20.8	157.5	7.9	36.8	12.2	16.4	21.8	54.2	2.0	5.2	5.4	62.6	1.2	0.8	11.5	289.7	72.0	19.3	67.5	105.7	30.9	70.9	197.0	1.1	7.7	15.9	3.3	116.0	11.7	9.6	170.8	188.4	0.512458	0.000012	-3,51
	OKH2	N21°08'47.9" E094°46'54.1"	Sand	329.8	1.5	0.1	0.1	60.3	12.4	224.8	3.3	3.1	1.8	0.9	13.6	3.5	1.2	5.0	0.6	32.5	0.3	<LD	8.4	24.0	81.5	14.9	6.2	78.0	9.0	4.3	236.6	0.9	0.5	15.9	2.5	67.1	17.9	1.9	50.1	189.4	0.512242	0.000006	-7,73
	OKH3	-	Sand	376.2	1.4	<LD	0.1	33.2	6.8	90.8	2.8	1.7	0.9	0.7	12.3	2.1	1.2	2.0	0.3	16.7	0.2	<LD	4.4	14.4	39.8	16.6	3.5	84.9	6.6	2.7	247.6	0.5	0.3	6.8	1.9	48.2	9.4	1.0	32.2	69.7	0.512302	0.000014	-6,55
	OKH4	-	Sand	282.7	1.8	0.1	0.2	37.2	32.5	117.9	2.9	4.6	2.4	1.3	11.1	4.9	1.4	2.1	0.9	15.4	0.4	0.7	5.1	21.7	240.3	14.1	4.5	70.5	9.1	5.4	263.8	0.5	0.8	7.9	2.2	53.5	23.4	2.4	94.0	76.0	0.512352	0.000006	-5,58
	OKH5	N21°09'22.3" E094°46'47.6"	Clay	335.3	2.9	0.5	0.1	166.1	18.3	161.7	8.0	10.6	4.1	4.9	20.0	16.0	1.5	5.3	1.7	53.4	0.5	1.0	11.9	101.4	55.7	16.2	24.2	109.4	19.8	22.8	125.8	1.1	2.2	16.3	3.7	95.5	42.4	3.6	103.1	193.8	0.512237	0.000008	-7,83
Pyawbwe	PYA1	N21°08'28.0" E094°45'43.1"	Clay	274.9	2.3	0.6	0.1	59.8	24.7	169.4	9.2	4.3	2.5	1.2	22.3	4.6	1.5	3.7	0.9	30.1	0.4	<LD	10.4	26.6	111.9	22.7	6.6	136.3	20.6	5.4	104.2	0.9	0.7	13.3	2.3	126.6	24.5	2.5	108.2	132.2	0.512175	0.000003	-9,03
	PYA2	-	Sand	311.5	1.2	0.2	<LD	37.2	8.6	84.0	1.6	2.8	1.5	0.9	10.3	3.4	1.0	2.0	0.5	20.0	0.2	<LD	3.9	17.3	33.9	19.9	4.2	63.4	7.5	3.6	286.8	0.4	0.5	7.1	1.3	47.6	16.3	1.4	31.7	75.1	0.512263	0.000006	-7,32
	PYA3	N21°08'28.0" E094°45'43.1"	Sand	322.2	1.5	0.2	<LD	40.8	10.2	111.2	2.8	2.9	1.5	1.0	13.1	3.5	1.2	3.1	0.5	21.4	0.2	<LD	5.4	18.6	45.4	17.0	4.5	78.6	9.1	3.9	244.1	0.5	0.5	8.6	1.9	60.8	16.6	1.5	45.5	111.9	0.512290	0.000025	-6,78
	PYA4	-	Clay	246.5	2.2	0.5	<LD	51.3	19.2	160.1	8.3	4.0	2.3	1.1	21.7	4.3	1.4	3.6	0.8	27.5	0.4	<LD	9.7	24.5	110.2	17.9	6.0	126.6	18.7	5.0	109.9	0.9	0.7	12.0	2.6	130.2	23.0	2.4	110.6	134.0	0.512261	0.000020	-7,36
	PYA5	N21°07'49.0" E094°46'08.1"	Clay	342.7	2.4	0.6	<LD	58.1	22.5	157.9	10.2	3.9	2.2	1.1	22.9	4.4	1.7	3.3	0.8	29.7	0.4	<LD	10.5	25.4	104.2	24.8	6.3	152.1	19.7	5.0	90.7	1.0	0.7	14.3	2.2	133.0	22.7	2.3	112.6	120.0	0.512141	0.000012	-9,70
Kyaukkok	KYA1	N21°41'17.8" E094°42'35.0"	Sand	250.9	1.0	<LD	<LD	44.6	6.9	105.4	1.1	2.4	1.5	0.6	8.6	2.9	0.8	1.5	0.5	24.2	0.2	<LD	4.5	18.9	35.7	9.0	4.8	45.6	5.9	3.5	196.2	0.5	0.4	10.1	2.5	59.5	18.7	1.4	30.3	55.2	0.512229	0.000005	-7,97
	KYA2	-	Sand	309.2	2.6	0.3	0.3	82.4	11.3	68.5	2.8	4.3	2.7	0.9	14.0	4.3	1.1	3.5	0.9	38.3	0.5	<LD	7.6	26.9	57.1	25.4	7.7	85.3	8.4	5.0	177.9	0.8	0.7	24.1	4.4	54.4	27.9	2.9	41.8	128.3	0.512167	0.000009	-9,18
	KYA3	-	Sand	254.8	1.0	<LD	<LD	34.5	6.8	119.0	1.1	2.3	1.4	0.6	7.9	2.4	0.7	1.7	0.5	19.0	0.2	<LD	3.9	14.5	34.2	8.9	3.6	44.3	5.8	2.7	192.8	0.4	0.4	6.7	2.2	56.5	17.8	1.4	30.9	67.0	0.512341	0.000008	-5,79
	KYA4	-	Sand	311.8	2.7	0.3	0.3	67.4	10.7	80.0	2.7	4.0	2.6	0.9	13.4	4.0	1.1	2.9	0.8	31.1	0.4	<LD	7.4	22.9	55.6	24.7	5.9	84.6	8.3	4.4	169.7	0.8	0.6	19.5	4.2	54.2	26.4	2.8	38.5	101.3	0.512258	0.000007	-7,41
	KYA5	-	Sand	436.2	1.7	0.1	<LD	44.8	4.2	49.9	3.0	2.1	1.2	0.6	13.6	2.4	1.1	3.0	0.4	20.0	0.2	<LD	6.2	16.1	27.1	19.1	4.1	135.1	4.6	3.0	142.9	0.7	0.4	10.6	1.7	28.4	12.3	1.2	38.3	116.9	0.512153	0.000012	-9,46
Obogon	OIL06	N20°29'56.6" E094°53'20.1"	Clay	213.7	2.0	0.4	<LD	64.3	19.2	220.8	8.8	4.1	2.4	1.1	23.2	4.3	2.0	4.1	0.8	32.3	0.4	<LD	10.4	27.2	150.3	19.8	6.7	110.7	19.8	5.1	66.2	0.9	0.7	11.9	2.2	134.8	25.4	2.6	103.9	155.9	0.512302	0.000007	-6,56
	MON7	N20°26'33.2" E094°54'32.7"	Sand	337.1	2.1	<LD	0.2	61.1	14.8	145.0	2.2	3.4	1.7	1.3	14.6	4.6	1.1	2.8	0.7	35.4	0.2	<LD	5.0	26.2	132.0	14.2	6.3	69.8	11.0	4.9	150.7	0.5	0.6	7.4	1.3	71.8	22.4	1.5	58.7	106.3	0.512409	0.000010	-4,47
	MON-03	-	Sand	381.5	0.9	<LD	<LD	24.7	1.7	121.3	1.4	3.8	2.6	0.8	15.4	2.4	2.3	2.2	0.8	12.0	0.6	0.9	4.8	11.2	11.0	19.0	3.1	63.9	<LD	2.7	75.0	0.5	0.5	3.2	0.8	66.7	15.2	3.8	17.1	75.3	0.512281	0.000016	-6.96
	MON-05	-	Sand	386.0	1.6	<LD	<LD	36.7	10.3	74.3	3.3	2.7	1.3	1.0	14.7	3.6	0.9	1.7	0.5	23.4	0.2	<LD	3.7	16.6	45.1	15.6	4.3	84.9	<LD	3.2	154.6	0.4	0.5	3.6	0.7	49.2	19.0	1.1	61.8	60.1	0.512236	0.000022	-7.84
	MON-06	-	Clay	189.4	2.9	0.3	0.7	154.3	26.5	208.1	7.0	9.8	4.9	3.2	18.6	12.0	1.4	4.4	1.8	75.0	0.6	0.3	9.8	64.1	250.0	18.3	16.9	91.1	18.0	12.4	66.2	0.9	1.8	10.3	2.1	114.5	54.5	4.2	157.7	162.7	0.512321	0.000006	-6.18
Lower Irrawaddy	HOM03	N20°05'47.8" E095°08'04.1"	Sand	284.6	2.2	0.3	0.2	68.1	23.7	239.5	6.1	4.8	2.7	1.4	20.2	5.4	1.7	5.6	0.9	33.6	0.4	<LD	11.9	30.2	129.2	20.7	7.2	98.6	18.0	6.0	77.4	1.0	0.8	13.9	4.1	118.0	27.9	2.8	102.1	214.6	0.512218	0.000009	-8,19
	HOM-01	-	Clay	264.4	1.7	0.3	0.2	60.9	16.8	188.2	5.6	4.4	2.5	1.1	16.0	4.6	1.3	6.1	0.9	28.5	0.4	0.4	12.0	26.6	94.7	17.3	7.4	90.9	14.2	5.3	87.8	1.2	0.7	11.5	2.2	88.4	25.6	2.6	77.1	214.8	0.512089	0.000008	-10.71
	HOM-02	-	Sand	301.7	1.2	0.2	0.2	99.1	11.1	351.7	1.5	4.2	2.3	1.3	13.0	5.3	1.4	6.0	0.8	45.7	0.4	<LD	9.0	38.6	43.1	13.9	11.1	60.2	12.8	6.9	245.6	0.9	0.8	18.0	1.9	101.0	23.2	2.3	54.9	225.9	0.512247	0.000008	-7.63
	MON2-02	N20°27'16.3" E094°54'42.2"	Clay	295.6	1.7	0.2	0.2	61.4	13.9	154.9	5.2	5.4	2.8	1.4	14.8	5.7	1.4	5.4	1.1	30.2	0.4	0.5	10.2	28.7	74.5	14.2	7.4	93.4	12.0	6.1	97.0	1.0	0.9	10.3	2.8	78.1	32.6	2.8	68.0	201.9	0.512052	0.000010	-11.43
	MON2-03	-	Sand	274.2	1.2	0.1	<LD	45.0	10.7	185.0	1.9	2.9	1.6	0.9	11.2	3.2	1.3	3.8	0.6	20.8	0.3	<LD	6.7	19.8	50.8	13.8	5.5	59.3	<LD	3.9	171.5	0.7	0.5	8.5	1.5	61.5	16.1	1.6	43.1	135.5	0.512233	0.000008	-7.90
Upper Irrawaddy	BRI01	N20°17'47.5" E095°00'27.6"	Clay	224.1	1.6	0.3	0.2	70.0	18.9	187.2	6.2	4.5	2.5	1.4	22.3	5.3	1.4	5.3	0.9	33.9	0.4	<LD	9.9	30.6	100.3	8.5	7.3	89.3	16.6	6.2	76.9	0.9	0.8	11.4	2.4	105.1	26.5	2.6	86.4	203.9	0.512335	0.000006	-5,92
	BRI02	-	Sand	353.3	1.2	<LD	<LD	61.5	10.1	117.5	1.7	2.7	1.4	0.9	11.0	3.4	1.2	2.7	0.5	33.9	0.2	<LD	6.6	24.6	37.5	14.0	6.3	84.8	7.1	4.4	170.2	0.7	0.5	12.7	1.1	41.5	15.3	1.5	31.3	105.9	0.512204	0.000008	-8,47
	BR2-01	N20°17'35.6" E095°00'17.7"	Sand	412.3	1.1	<LD	<LD	27.4	5.1	43.7	1.6	1.4	0.7	0.5	7.6	1.6	1.0	1.8	0.3	13.1	0.1	<LD	2.5	10.7	24.6	17.7	3.1	98.1	<LD	1.9	107.1	0.4	0.2	6.2	0.8	18.5	8.0	0.8	15.9	61.8	0.511933	0.000014	-13.75
	PLN-01	N20°04'58.0" E094°43'06.0"	Sand	277.4	1.7	0.2	0.1	50.2	15.9	156.9	4.0	3.4	1.9	0.9	15.3	3.7	1.4	4.2	0.7	23.0	0.3	0.3	8.0	21.5	86.9	19.3	6.0	90.1	11.3	4.2	153.0	0.8	0.6	10.4	1.9	76.7	19.4	2.0	67.0	148.2	0.512149	0.000012	-9.54
	CHA-02	N20°58'43.0" E094°40'48.4"	Clay	224.0	1.6	0.3	0.1	54.8	14.7	179.2	6.2	4.0	2.4	1.1	18.8	4.1	1.6	5.6	0.8	25.8	0.4	0.4	8.6	25.4	97.4	12.0	6.9	90.5	16.5	5.0	89.3	0.8	0.7	9.9	2.2	110.9	24.0	2.5	92.6	199.6	0.512293	0.000010	-6.73

TABLE DR2 - Point-counting results of Burmese sandstone samples (data already published in Licht et al., 2013 have been colored in gray).

Formation	Sample	Q	F	L	Lv	Ls	Lm
Tabyin	TAB1	11	4	85	46	38	16
	TAB3	20	12	68	41	39	20
Pondaung	PK1-03	16	13	71	41	21	38
	PK2-06	15	18	67	42	26	32
	PK2-17	13	17	70	46	25	29
	PK2-21	19	16	65	49	27	24
Yaw	YAW-S	23	16	61	45	26	29
	Y-SAND	12	11	77	50	33	17
	YSABLE	39	15	46	29	50	21
Shwezetaw	SH1	36	16	48	31	45	24
	SH3	26	15	59	32	45	23
	SH4	44	11	45	26	45	29
Padaung	PAD5	30	11	59	23	51	26
	PAD4	37	14	49	20	53	27
Okhmintaung	OKH1	30	20	50	26	42	32
	OKH2	48	13	39	19	46	35
	OKH3	25	28	47	32	38	30
Pyawbwe	PYA2	40	21	39	32	39	29
	PYA3	23	30	47	17	38	45
Kyaukkok	KYA5	60	11	29	13	29	58
	KYA2	64	7	29	3	55	42
Obogon	MON-05	64	3	33	11	37	52
	MON-03	45	9	46	42	35	23
Lower Irrawaddy	HOM-03	47	16	37	14	36	50
	MON2-03	71	3	26	6	43	51
	MON2-01	60	10	30	12	40	48
Upper Irrawaddy	CHA-03	61	6	33	18	47	35
	BR2-01	76	8	16	36	30	34

Annexe C

Données pétrographiques, géochimiques et sédimentologiques complémentaires de l'étude de drainage

Cette annexe présente plusieurs données complémentaires étayant les résultats de l'étude de drainage mais n'ayant pas fait l'objet de publication compte-tenu de leur caractère parcellaire.

Galets de la formation de Pondaung

Au cours de l'hiver 2011-2012, j'ai pu échantillonner plusieurs lits de galets dans la formation de Pondaung, sur la coupe de Than U Daw (voir figure 10). Je n'ai malheureusement pu rapporter qu'un faible nombre de galets, rendant impossible toute interprétation robuste en terme de provenance (les études de provenance à partir de galets se basent sur une grand nombre d'échantillons, généralement > 50 ; e.g. Boggs, 2009). Douze galets ont néanmoins été préparés en lame mince au G2R, Nancy, puis étudiés attentivement (voir table 28).

Les échantillons observés sont majoritairement issus de roches volcaniques (9 échantillons sur 12 ; voir figures 74a et 74b) : conglomérats volcaniques et basaltes riches en olivine et en pyroxène, trachytes et rhyolites à felspath alcalin et plagioclase, probables indicateurs d'une affinité calco-alcaline (Maury, 1993). Ces observations sont cohérentes avec l'étude pétrographique de Zaw et al. (2014) sur plusieurs clastes volcaniques de la formation de Pondaung. Toute interprétation sur la nature de l'arc volcanique correspondant est néanmoins délicate, compte tenu du faible nombre de galets et de l'absence de mesure de teneur en éléments majeurs sur claste, permettant de caractériser plus précisément l'affinité volcanique.

Parmi les roches non-volcaniques, on note un fragment de granite à marques d'altération hydrothermale, un claste de quartzite et un fragment de grès induré quartz-arénitique. Ces échantillons confirment la présence d'une source alternative, non-volcanique, dans la provenance de la formation de Pondaung. Les grains du fragment de grès ont été comptés et identifiés selon la méthode de Gazzi-Dickinson, comme

Lame	Texture	Minéraux majeurs	Minéraux accessoires	Interprétation
P1	Aphanitique	Feldspaths altérés, quartz		Rhyolite
P2	Phaneritique	Quartz, plagioclase, chlorite, Epidote	Anatase, mica, magnetite, pumpeyllite	Granite à altération hydrothermale
P3	Pyroclastique	Quartz, feldspath, augite	Grenat	Conglomérat volcanique
P4	Porphyritique	Olivine altérée, phénocristaux de pyroxène		Basalte à olivine
P5	Porphyritique avec figures de flux	Plagioclase, phénocristaux de quartz	Biotite	Rhyolite
P6	Pyroclastique avec figures de flux	Phénocristaux de plagioclase		Conglomérat volcanique
P7	Porphyritique	Phénocristaux de feldspath alcalin et plagioclase	anatase	Trachyte
P8	Phaneritique	Quartz imbriqués	Feldspath alcalin, pyroxène, tourmaline	Quartzite
P9	Porphyritique	Quartz, phénocristaux de feldspath alcalin et plagioclase		Rhyolite
P10	Pyroclastique	Phénocristaux de plagioclase	Olivine, pyroxène	Conglomérat volcanique
P11	Porphyritique	Phénocristaux de feldspath alcalin	Olivine, pyroxène	Trachyte alcaline
P12	Clastique	Quartz		Quartz-arenite

Table 28. Caractéristiques pétrographiques de 12 galets échantillonnés dans la formation de Pondaung.

dans les deux chapitres précédents. L'échantillon figure dans la province orogénique sur le diagramme ternaire QFL (voir figure 74c ; Q : 63 ; F : 19 ; L : 18), et contient des fragments lithiques métamorphiques et sédimentaires en quantité égale, avec peu de fragments volcaniques (Lv : 1 ; Ls : 8 ; Lm :9). Parmi les quelques minéraux accessoires observés, on peut noter l'épidote, l'olivine, le pyroxène, l'anatase, la chlorite et divers oxydes de fer ; son index métamorphique est relativement élevé (235 ; e.g. Garzanti et Vezzoli, 2003). Ces caractéristiques sont très différentes des autres grès de la formation de Pondaung (cf. chapitre 4). Ce galet est donc interprété comme un claste de grès remanié d'un cycle orogénique antérieur. L'association de ces trois galets est conforme aux lithologies communément retrouvées le long de l'escarpement Shan, sur les ceintures Slate et Mogok (plutons et métasédiments).

Eléments majeurs et traces

Outre l'étude des ratios La/V et Zr/TiO_2 présentée dans le chapitre 6, les teneurs en éléments traces des échantillons de sédiment de Birmanie centrale apportent plusieurs informations supplémentaires sur leur provenance.

Le spectre des terres rares du sédiment est relativement constant sur tout le Cénozoique et présente un enrichissement relatif en terres rares légères, un spectre plat en terres rares lourdes, avec une légère anomalie négative en europium (voir figure 75a). Les teneurs en éléments traces incompatibles sont

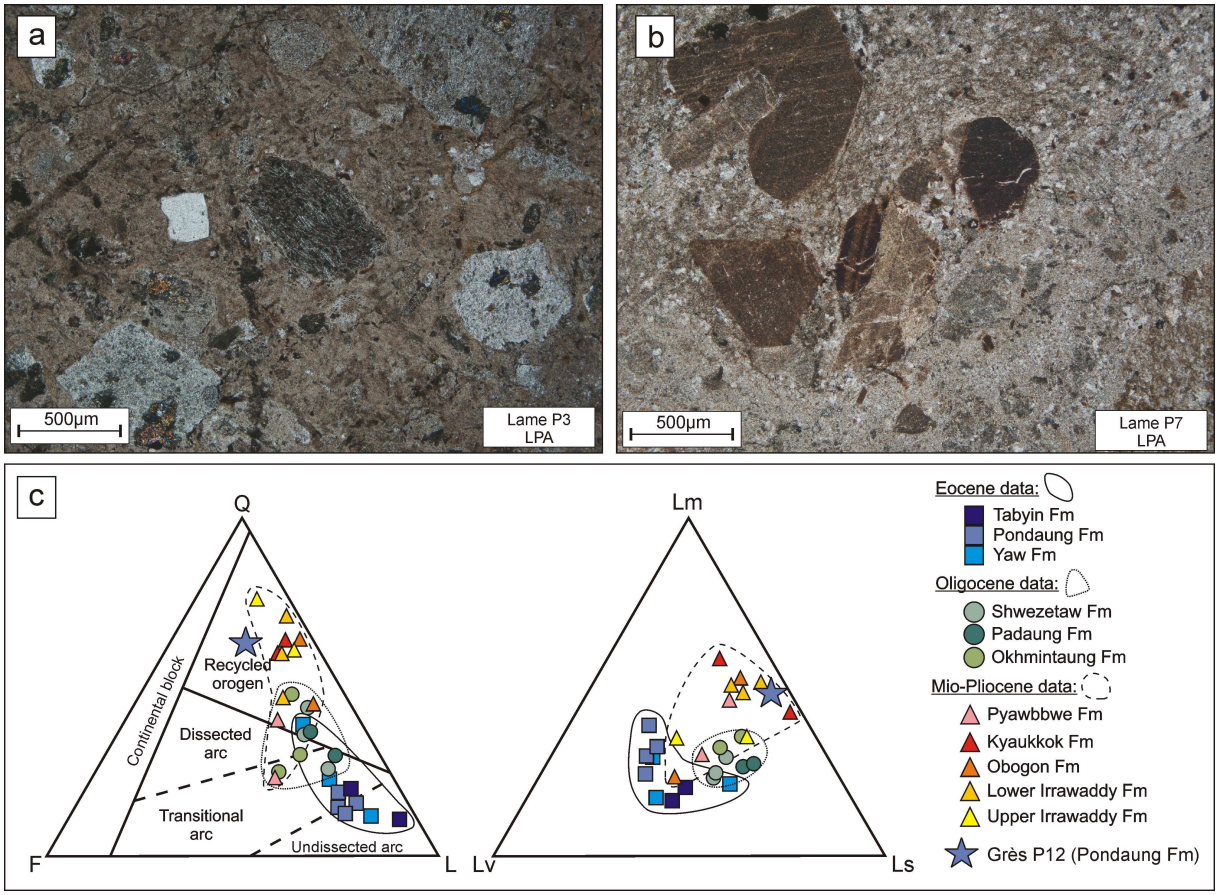


Figure 74. Propriétés pétrographiques de galets de la formation de Pondaung (cf. table 28). a : Galet P3 en lumière polarisée analysée, présentant plusieurs clastes volcaniques (dont le fragment central) entourés d'une matrice microlithique siliceuse ; b : Galet P7 en lumière polarisée analysée, à phénocristaux de feldspath alcalin et plagioclase ; c : diagrammes Q-F-L et Lm-Ls-Lv de sédiment du sous-bassin de Minbu, déjà présentés dans le chapitre 6, auxquels a été rajouté l'échantillon de grès P12.

moyennement enrichies, avec des anomalies négatives en Ba, Nb-Ta, P et Ti (voir figure 75b). Ce type de spectre est notamment commun à l'arc Transhimalayen, à la ceinture plutonique Nord-Tibétaine, et de manière générale aux magmas calco-alcalins (Maury, 1993; Ji et al., 2009; Ma et al., 2013). Il est aussi commun aux nombreuses roches métasédimentaires pré-cénozoiques des terranes du sud-est asiatique, suite à la longue histoire de volcanisme d'arc de la région (Clift et al., 2008b).

Parmi les tendances remarquables, on peut noter de très fortes teneurs en chrome (>600 ppm) dans certains échantillons éocènes et oligocènes, et la disparition des ces anomalies à l'Oligocène moyen (voir figure 76). Ces hautes valeurs corroborent la présence d'une source de nature ultramafique à l'Eocène, proposée par Suzuki et al. (2004) et identifiée par la présence de minéraux lourds chromifères caractéristiques dans le sédiment de Pondaung et de Yaw (voir chapitre 4 ; Rahman et Suzuki, 2007). Dans les zones les plus proximales du sous-bassin de Minbu, le substratum du terrane Birman est constitué de roches volcaniques sur substrat majoritairement ophiolitique (Mitchell et al., 2008). La perte de cette provenance ophiolitique au cours de l'Oligocène témoigne de l'avancement de la dénudation des marges directes du bassin de Birmanie centrale et de la migration des zones d'incision plus en amont dans le

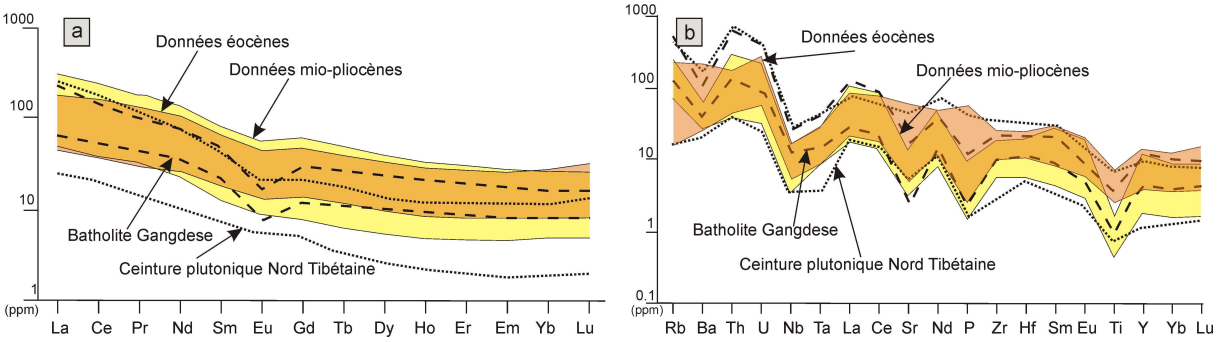


Figure 75. Spectre des terres rares normalisé aux chondrites (figure a) et spectre des éléments incompatibles normalisé au manteau supérieur (figure b) du sédiment Eocène (en orange) et Mio-Pliocène (en jaune) de Birmanie centrale (teneur en éléments traces des chondrite et du manteau supérieur d'après Sun et McDonough, 1989), comparé aux spectres de l'arc Transhimalayen (enveloppe en lignes tiretées) et de la ceinture plutonique Nord-Tibétaine (enveloppe en pointillés) ; valeurs d'après Ma et al. (2013).

bassin de drainage, vers la chaîne Sino-Birmane.

Isotopie du strontium

Initialement, l'étude en isotopie du strontium réalisée sur les formations de Pondaung et de Yaw avait été étendue à l'ensemble des formations cénozoiques de Birmanie centrale, sur la totalité des échantillons traités pour le néodyme (chapitre 5). Les mesures ont été effectuées en spectrométrie de masse à ionisation thermique au CRPG à l'été 2012 (même protocole que décrit dans le chapitre 4). Néanmoins, les mesures sur les blancs (échantillons témoins préparés en parallèle des extractions chimiques du strontium) ont délivré des valeurs hors du commun, preuves de contaminations importantes lors des phases de préparation en laboratoire. Après vérification, les hottes de ventilation s'avéraient obstruées pendant la période de manipulation, favorisant les contaminations d'échantillon à échantillon pendant les périodes d'évaporation sur plaque. Afin d'évaluer l'importance de ces contaminations, douze échantillons ont été préparés à nouveau et réanalysés. Les écarts de résultat entre échantillons contaminés et non-contaminés peuvent atteindre 0.001 (sur des valeurs d'échantillons variant entre 0.706 et 0.720). Ces écarts sont significatifs et les résultats ont donc été jugés peu fiables. L'évolution du ratio $^{86}Sr/^{87}Sr$ est néanmoins indiquée en figure 76. Elle présente une évolution comparable au ϵNd, et passe de valeurs faiblement radiogéniques à l'Eocène moyen (0.707 à 0.713) à des valeurs plus radiogéniques au Pliocène (0.712 à 0.716). La transition entre les deux extrêmes est moins nette que dans le cas des isotopes du néodyme, probablement du à la faible qualité des mesures. Les formations de Padaung (Oligocène moyen) et de Pyawbwe (Miocène inférieur), toutes deux très argileuses, présentent deux valeurs particulièrement fortes (jusqu'à 0.720), potentiellement expliquées par un effet de lithologie (les résidus d'altération les plus fins présentant généralement des valeurs plus radiogéniques ; e.g. Meyer et al., 2011). Les valeurs $^{86}Sr/^{87}Sr$ de la formation de Shwezetaw jurent avec la tendance générale, tout comme les valeurs ϵNd, et sont parmi les moins radiogéniques du Cénozoique (entre 0.706 et 0.708). Comme proposé dans le chapitre 5, ce matériel peu radiogénique représente sans doute un apport éphémère issue de la chaîne Indo-Birmane lors de son

épisode de surrection oligocène.

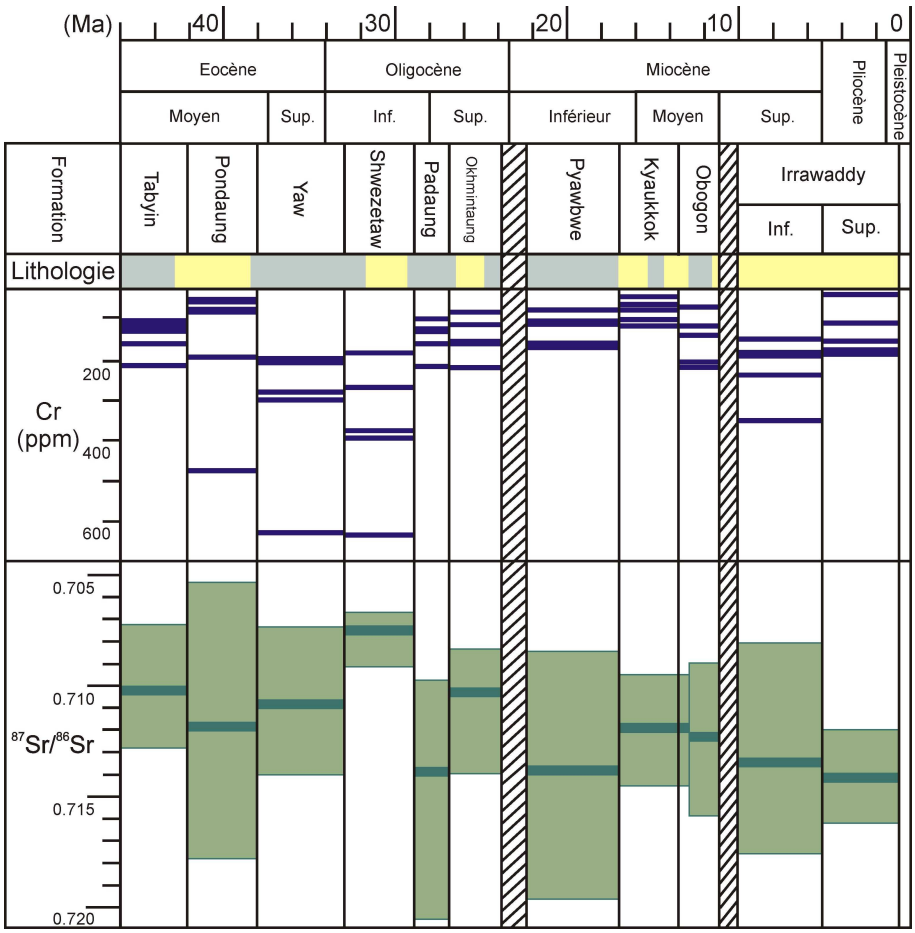


Figure 76. Teneur en chrome (Cr) et ratio $^{86}Sr/^{87}Sr$ (moyenne et enveloppe) pour différents échantillons de onze formations géologiques du sous-bassin de Minbu (emplacement des échantillons présenté dans le chapitre 5).

La formation de Shwezetaw et la première surrection de la chaîne Indo-Birmane

L'étude de drainage du chapitre 4 indique que le premier épisode de surrection de la chaîne Indo-Birmane a nécessairement eu lieu après les dépôts de la formation de Yaw. L'étude de provenance du chapitre 5 et de la section précédente suggère une contribution de la chaîne Indo-Birmane dans les dépôts de la formation de Shwezetaw. Il semble donc que la transition Yaw/Shwezetaw, à l'Oligocène inférieur, soit contemporaine du premier épisode de surrection de la chaîne Indo-Birmane.

Dans le sous-bassin de Chindwin, la formation de Yaw est recouverte par les séries graveleuses et conglomératiques de la formation de Letkat (qui n'a pas d'équivalent dans le sous-bassin de Minbu). La transition entre les formations de Yaw et de Letkat est assez brutale et est parfois considérée comme discordante (Maung Thein, 1973; United Nations, 1978). Le long de la coupe de Kalewa (voir figure 13),

la transition se caractérise par une apparition graduelle, sur une dizaine de mètres, de lits de graviers et de galets intercalés de lits plans argileux. Une fois la transition passée, la formation de Letkat est essentiellement constituée de l'agglomération de corps chenalisants à sable grossier. Ces observations suggèrent un bouleversement sédimentaire majeur à la transition Yaw/Shwezetaw, cohérent avec un apport de sédiment d'origine proximale, fraîchement incisé de la chaîne Indo-Birmane. Je n'ai malheureusement pas eu l'occasion de mesurer de paléo-courants dans la formation de Letkat ni d'échantillonner suffisamment de sédiment à des fins géochimiques pour confirmer ces observations.

Dans le sous-bassin de Minbu, Les sites de la formation de Shwezetaw, échantillonnés pour l'étude de drainage du chapitre 5 (coupe de Seikche ; voir figure 10), ne présentent pas de changement sédimentaire si brutal. Néanmoins, un affleurement d'une vingtaine de mètres de large pour quatre mètres de hauteur retient particulièrement l'attention (N21°42′07.0″ E094°42′44.2″).

L'affleurement de la coupe de Seikche

Cet affleurement est marqué par une discordance intra-formationnelle importante, avec une variation de pendage de l'ordre de 10 degrés entre unités chevauchante et chevauchée (figure 77a). A la discordance se concentre du matériel sédimentaire remanié, sous forme de brèches décimétriques agglomérées (figure 77b). Les faciès sont similaires de part et d'autre de la discordance, et indiquent un mode de déformation syn-sédimentaire ayant conservé la structure de la masse sédimentaire, typique des glissements de terrain (Hampton et al., 1996; Cojan et Renard, 2006). Deux types de faciès, à stratifications à fort contraste granulaire, constituent la majorité de l'affleurement :

- le faciès Sr (figure 77c) : sets centimétriques (1-2 cm) de petites stratifications entrecroisées sableuses à flaser argileux, dont le drapage remonte parfois sur l'intégralité de la lamine. Ces sets sont moulés par un drapage argileux millimétrique, formant un litage ondulé continu (wavy bedding) généralement dissymétrique.
- le faciès Sp (figure 77d) : sets decimetriques (10-20 cm) de stratifications entrecroisées planes à flaser argileux. Les lamines sont recouvertes d'un drapage argileux dont l'épaisseur (inframillimetrique à plurimétrique) semble varier périodiquement. Je n'ai malheureusement pas pu déterminer la périodicité avec précision, compte tenu de la petite taille de l'affleurement.

Le faciès Sr témoigne de l'alternance régulière d'énergies suffisantes au dépôt de rides sableuses et d'énergies plus faibles permettant la décantation de particules fines. Les rides à lamine argileuse du faciès Sp témoignent d'une alternance énergétique similaire. Ces deux faciès, bien que présents ponctuellement dans le registre lacustre ou fluvial, sont fréquemment associés aux dépôts influencés par la marée : ainsi, les sets de faciès Sr sont identiques aux rythmites tidales (Tessier, 1990), tandis que le faciès Sp ressemblent particulièrement aux faisceaux de marée (rides tidales à rythmicité cyclique, ou Tidal Bundle ; Tape et al., 2003). Rythmites tidales et faisceaux de marée sont communs aux zones "actives" (à dynamique sédimentaire importante) subtidales et supratidales des domaines estuariens et deltaïques marqués par la marée (Dalrymple et Choi, 2007). On les retrouve notamment au pied des barres tidales (Fenies et



Figure 77. a : Vue semi-interprétée d'un affleurement de la formation de Shwezetaw sur la coupe de Seikche. Notez la discordance intraformationnelle (en rouge) au sein des séries de Shwezetaw. b : sets de faciès Sp et Sr au dessus de la discordance intra-formationnelle (on remarque un agglomérat de brèches argileuse à la discordance). c : faciès Sr ; notez la présence de petites rides à flaser et lamines argileuses (flèches noires), et l'aspect dissymétrique des drapages (flèche blanche). d : faciès Sp ; notez l'apparente périodicité des drapages argileux au sein des stratifications entrecroisées planes (flèches noires).

Tastet, 1998) ou dans les zones plus plates, dominées par l'accrétion verticale (zones de tidal flat ; Tessier, 1990; Tessier et al., 1995). Il est spéculatif de conclure du caractère tidal de l'affleurement de Shwezetaw à partir de ces observations restreintes. Néanmoins, la présence de dépôts influencés par la marée dans la formation de Shwezetaw est cohérente avec une surrection antérieure de la chaîne Indo-Birmane.

Marées et surrection de la chaîne Indo-Birmane

Les dépôts tidaux sont caractéristiques d'environnements où les courants de marée transportent plus de sédiment que les courants fluviaux et les vagues (Galloway, 1975). Parmi les causes responsables de la formation et de la préservation de dépôts tidaux en domaine côtier, la présence d'une géométrie côtière en forme d'entonnoir allongé (funnel-shaped geometry) figure parmi les plus primordiales, car elle diminue la

capacité de transport des courants fluviaux (Dalrymple et al., 1992; Dalrymple et Choi, 2007; Todeschini et al., 2008). Ainsi, l'actuelle embouchure de l'Irrawaddy, où les dépôts tidaux sont significatifs, présente une forme en entonnoir s'étalant sur plus de 60 km de long, favorisée par la forme étirée de la plaine de l'Irrawaddy, occupant dans une longue vallée axiale de plusieurs centaines de kilomètres de long entre les chaînes Indo-Birmane et Sino-Birmane (Rodolfo, 1975; Dalrymple et Choi, 2007).

Les faciès tidaux sont aussi prédominants dans les dépôts deltaïques miocènes de Birmanie étudiés jusqu'à présent (Khin et Myitta, 1999). Ce type de dépôt est pourtant absent de toutes les séries deltaïques éocènes que j'ai pu observer pendant ma thèse, et il n'est pas fait mention dans la littérature de dépôts tidaux dans les dépôts paléogènes de Birmanie. Si l'absence de preuve n'est pas preuve d'absence, on peut noter que l'apparition de dépôts tidaux dans la formation de Shwezetaw est significative. Elle est en effet compatible avec la mise en place d'un vaste golfe en Birmanie centrale suite à la surrection de la chaîne Indo-Birmane, favorisant ainsi l'expression des marées dans le registre sédimentaire. La preuve de glissements de terrain syn-sédimentaires est aussi conforme avec une période d'activité tectonique concomitante de la surrection. Une étude plus poussée du caractère tidal des dépôts la formation de Shwezetaw permettrait de confirmer, de manière détournée, la présence de cette grande baie en Birmanie centrale dès l'Oligocène inférieur.

Annexe D

Sédiment du bassin de Xining et matériel biotique de Pondaung et de Yaw

Cette annexe présente les données pétrographiques, isotopiques et géochimqiues du sédiment éocène du bassin de Xining et les données isotopiques de matériel biotique des formations de Pondaung et de Yaw. Elle forme l'annexe de l'article présenté dans le chapitre 12 et est présentée sous sa forme soumise (Supplementary Material).

SI Guide

Supplementary Tables 1 to 3 (.xls) : Isotopic results from Eocene Burmese biotic material.
This file provides location, features and isotopic results (C and O isotopes) of fossil teeth enamel samples from Pondaung Formation (ST1) and gastropod shells from Pondaung (ST2) and Yaw (ST3) Formations.

Supplementary Tables 4 to 7 (.xls) : Grain-size, mineralogical and geochemical results from Xining sections.
This file provides grain-size distribution (ST4), clay minerals quantification (ST5), Whole rock XRD (ST6) and SEM counts (ST7) of samples from the Shuiwan section (Fig. 2) of the Mahaligou Formation, Xining Basin (N36°39.5' E101°52.3'). Note that four additional SEM count results from the nearby Xieja section (N36°31.3' E101°52.2') are also provided.

ST1 (Fossil teeth)

Specimen	Site	Sample	$\delta^{18}O$ PDB CO_3 phase	STD	d13C PDB	STD	$\delta^{18}O$ SMOW PO_3 phase	STD
Paramynodon Birmanicus (Rhinocerotidea, Amynodontidae)	Pagan N21°42'31.0", E094°49'21.6"	A101	**-6.78**	0.13	**-13.08**	0.09		
		A102	**-7.18**	0.09	**-12.87**	0.03		
		A103	**-7.84**	0.14	**-12.20**	0.06	**15.91**	0.18
		A104	**-7.88**	0.07	**-12.66**	0.02		
		A105	**-7.58**	0.09	**-12.17**	0.02		
		A106	**-7.07**	0.07	**-12.52**	0.02		
		A107	**-7.06**	0.06	**-12.53**	0.04		
		A108	**-7.16**	0.06	**-12.65**	0.03		
		A109	**-6.51**	0.06	**-13.49**	0.03		
Amynodontidae gen. et sp. (Rhinocerotidea)	Ganle N21°44'03.0", E094°43'26.3"	A201	**-6.67**	0.07	**-8.78**	0.03		
		A202	**-9.11**	0.07	**-8.51**	0.03		
		A203	**-9.64**	0.07	**-8.89**	0.03		
		A204	**-7.96**	0.08	**-8.12**	0.03		
		A205	**-9.39**	0.07	**-9.27**	0.03		
		A206	**-9.89**	0.06	**-9.19**	0.03		
		A207	**-9.15**	0.07	**-8.96**	0.02		
		A208	**-9.09**	0.06	**-9.47**	0.02		
		A209	**-7.02**	0.06	**-9.14**	0.03		
		A210	**-7.71**	0.07	**-8.66**	0.02		
		A211	**-9.54**	0.07	**-8.67**	0.03		
		A212	**-9.95**	0.07	**-8.27**	0.03		
		A213	**-9.76**	0.08	**-9.95**	0.03		
		A214	**-9.31**	0.07	**-8.63**	0.03		
		A215	**-8.19**	0.06	**-10.08**	0.02		
		A216	**-7.74**	0.06	**-9.18**	0.02		
		A217	**-9.53**	0.06	**-10.25**	0.04	**14.78**	0.19
Rhinocerotoidea gen. et sp.	Chauk Magyi N21°57'06.4" E094°3'20.7"	A301	**-10.02**	0.09	**-11.28**	0.03		
		A302	**-10.40**	0.08	**-11.14**	0.04		
		A303	**-9.20**	0.09	**-11.32**	0.05		
		A304	**-8.25**	0.10	**-10.11**	0.07	**14.5**	0.1
Anthracotheriidae gen. et sp.	Ganle N21°44'03.0", E094°43'26.3"	A401	**-9.87**	0.13	**-13.81**	0.05	**14.13**	0.13
		A402	**-8.41**	0.06	**-13.11**	0.04		
		A403	**-8.34**	0.07	**-13.71**	0.03		
Amynodontidae gen. et sp. (Rhinocerotidea)	Lema Kyitchaung N21°57'08.1", E094°32'19.3"	A501	**-6.51**	0.06	**-8.12**	0.02		
		A502	**-7.90**	0.09	**-10.79**	0.03		
		A503	**-8.42**	0.07	**-10.14**	0.03		
		A504	**-10.29**	0.12	**-11.21**	0.10		
		A505	**-9.59**	0.06	**-10.91**	0.04		
		A506	**-10.11**	0.11	**-10.98**	0.07		
		A507	**-9.41**	0.06	**-10.81**	0.03		
		A508	**-8.95**	0.07	**-10.74**	0.04		
		A509	**-8.36**	0.07	**-11.06**	0.02		
		A510	**-8.00**	0.07	**-11.12**	0.03		
		A511	**-9.59**	0.15	**-11.51**	0.05	**13.66**	0.17
Brontotheriidae gen. et sp.	Pagan N21°42'31.0", E094°49'21.6"	A601	**-8.53**	0.16	**-12.81**	0.08		
		A602	**-7.58**	0.13	**-12.78**	0.05	**15.76**	0.17
		A603	**-7.06**	0.07	**-12.51**	0.02		
Rhinocerotoidea gen. et sp.	Nyaungpinle N21°45'03.8", E094°37'35.3"	A701	**-7.34**	0.06	**-10.77**	0.03		
		A702	**-7.21**	0.06	**-11.65**	0.03		
		A703	**-7.09**	0.05	**-11.37**	0.02		
		A704	**-8.52**	0.12	**-11.45**	0.04	**16.23**	0.15
Anthracotherium sp. (Anthracotheriidae)	Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	A801	**-5.96**	0.05	**-9.36**	0.03		
		A802	**-7.31**	0.07	**-9.92**	0.04		
		A803	**-7.97**	0.06	**-10.29**	0.03		
		A804	**-8.87**	0.17	**-11.09**	0.06	**14.32**	0.08
Brontotheriidae gen. et sp.	Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	A901	**-5.89**	0.07	**-10.65**	0.03		
		A902	**-5.86**	0.06	**-10.67**	0.02		
		A903	**-4.89**	0.05	**-10.15**	0.03		
		A904	**-6.01**	0.08	**-10.40**	0.05		
		A905	**-5.76**	0.06	**-10.46**	0.02		
		A906	**-6.39**	0.06	**-10.52**	0.03		
		A907	**-6.63**	0.06	**-10.55**	0.03		
		A908	**-6.55**	0.08	**-10.56**	0.07		
		A909	**-7.15**	0.07	**-10.68**	0.03		
		A910	**-7.30**	0.18	**-10.77**	0.10	**16.25**	0.18
Amynodontidae gen. et sp. (Rhinocerotidea)	PK4 N21°45'25.9", E094°38'27.1"	A1001	**-7.56**	0.09	**-12.34**	0.03		
		A1002	**-7.74**	0.08	**-12.40**	0.03		
		A1003	**-6.90**	0.05	**-12.08**	0.03		
		A1004	**-7.20**	0.09	**-12.13**	0.03		
		A1005	**-7.50**	0.02	**-12.15**	0.01		
		A1006	**-8.49**	0.18	**-12.14**	0.10	**15.78**	0.19
		A1007	**-8.26**	0.08	**-12.49**	0.02		

Intra-specimen distance between two samples:

A1XX:	Every ~2,5mm
A2XX:	Every ~2,5mm
A3XX:	Every ~2,5mm
A4XX:	Every ~2,5mm
A5XX:	Every ~2,5mm
A6XX:	Every ~2,5mm
A7XX:	Every ~3mm
A8XX:	Every ~2,5mm
A9XX:	Every ~2mm
A10XX:	Every ~2,5mm

All specimens were sampled from the base of the tooth (when preserved) to the apex

ST2 (Pondaung gastropods)

Site	Sample	$\delta^{18}O$ PDB CO_3 phase	STD	d13C PDB	STD
Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	P 101	**-8.51**	0.07	**-5.45**	0.04
	P 102	**-6.04**	0.07	**-3.87**	0.04
	P 103	**-5.24**	0.06	**-3.11**	0.04
	P 104	**-5.73**	0.07	**-3.32**	0.03
	P 105	**-7.06**	0.04	**-3.57**	0.04
	P 106	**-7.34**	0.07	**-3.35**	0.05
	P 107	**-7.48**	0.14	**-4.07**	0.04
	P 108	**-8.63**	0.10	**-4.53**	0.04
	P 109	**-8.90**	0.07	**-4.50**	0.03
	P 110	**-10.69**	0.06	**-4.67**	0.05
	P 111	**-10.45**	0.10	**-4.68**	0.04
	P 112	**-7.89**	0.05	**-4.25**	0.07
	P 113	**-9.96**	0.06	**-4.72**	0.04
	P 114	**-11.54**	0.10	**-5.38**	0.03
	P 115	**-10.22**	0.06	**-5.18**	0.04
	P 116	**-11.33**	0.07	**-5.66**	0.03
	P 117	**-11.89**	0.06	**-6.06**	0.04
	P 118	**-11.48**	0.12	**-6.02**	0.04
	P 119	**-9.88**	0.07	**-5.39**	0.04
Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	P 201	**-12.34**	0.08	**-4.20**	0.07
	P 202	**-12.27**	0.06	**-4.46**	0.03
	P 203	**-12.35**	0.05	**-4.74**	0.05
	P 204	**-12.71**	0.05	**-5.44**	0.02
	P 205	**-13.44**	0.05	**-5.56**	0.03
	P 206	**-13.35**	0.07	**-5.38**	0.05
	P 207	**-13.04**	0.08	**-5.68**	0.04
	P 208	**-13.03**	0.08	**-5.94**	0.05
	P 209	**-12.87**	0.05	**-5.91**	0.03
	P 210	**-12.38**	0.06	**-6.02**	0.04
	P 211	**-11.65**	0.08	**-5.92**	0.03
	P 212	**-12.37**	0.06	**-6.13**	0.05
	P 213	**-12.44**	0.11	**-6.33**	0.06
	P 214	**-12.23**	0.09	**-6.32**	0.04
Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	P401	**-10.57**	0.03	**-6.29**	0.02
	P402	**-10.44**	0.04	**-6.98**	0.02
	P403	**-10.21**	0.02	**-5.49**	0.02
	P404	**-10.19**	0.03	**-5.80**	0.01
	P405	**-10.10**	0.03	**-7.04**	0.02
	P406	**-10.24**	0.04	**-6.69**	0.01
	P407	**-10.26**	0.03	**-6.34**	0.01
	P408	**-8.77**	0.02	**-4.84**	0.02
	P409	**-11.81**	0.04	**-4.18**	0.02
	P410	**-11.12**	0.04	**-4.04**	0.02
	P411	**-11.82**	0.04	**-4.35**	0.02
	P412	**-12.13**	0.03	**-4.26**	0.01
	P413	**-12.17**	0.03	**-4.83**	0.02
	P414	**-12.03**	0.03	**-5.07**	0.02
	P415	**-12.28**	0.06	**-5.68**	0.02
Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	P501	**-12.00**	0.03	**-5.31**	0.02
	P502	**-11.60**	0.02	**-8.21**	0.01
	P503	**-12.33**	0.02	**-6.02**	0.03
	P504	**-12.50**	0.03	**-5.57**	0.02
	P505	**-12.20**	0.02	**-5.51**	0.01
	P506	**-12.20**	0.03	**-9.23**	0.01
	P507	**-12.19**	0.04	**-11.20**	0.02
	P508	**-11.39**	0.02	**-9.01**	0.02
	P509	**-11.27**	0.04	**-9.57**	0.02
	P510	**-11.63**	0.03	**-9.02**	0.02
Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	P601	**-10.80**	0.03	**-3.35**	0.01
	P602	**-11.62**	0.03	**-4.42**	0.01
	P603	**-11.84**	0.03	**-5.06**	0.02
	P604	**-12.03**	0.03	**-5.31**	0.01
	P605	**-12.54**	0.02	**-5.93**	0.02
	P606	**-12.44**	0.04	**-5.85**	0.02
	P607	**-12.49**	0.02	**-5.73**	0.02
	P608	**-13.33**	0.08	**-6.07**	0.03
	P609	**-11.74**	0.03	**-6.09**	0.02
	P610	**-12.33**	0.03	**-5.85**	0.02
	P611	**-11.22**	0.05	**-5.99**	0.02
	P612	**-11.55**	0.04	**-6.36**	0.02
Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	P801	**-10.19**	0.03	**-5.89**	0.01
	P802	**-10.40**	0.04	**-6.30**	0.02
	P803	**-10.41**	0.03	**-5.79**	0.04
	P804	**-10.03**	0.05	**-5.69**	0.01
	P805	**-9.69**	0.03	**-6.09**	0.05
	P806	**-10.34**	0.03	**-6.12**	0.04
	P807	**-10.03**	0.04	**-5.95**	0.02
	P808	**-9.81**	0.04	**-6.94**	0.02
	P809	**-9.74**	0.10	**-7.30**	0.05
	P810	**-9.84**	0.09	**-7.05**	0.03
	P811	**-10.09**	0.07	**-7.09**	0.06
	P812	**-9.35**	0.08	**-5.85**	0.04
	P813	**-8.78**	0.09	**-5.73**	0.04
	P814	**-9.38**	0.11	**-4.33**	0.06
	P815	**-11.49**	0.08	**-4.53**	0.06
	P816	**-11.66**	0.05	**-4.44**	0.02
	P817	**-11.68**	0.06	**-4.50**	0.04
	P818	**-11.81**	0.09	**-4.63**	0.05
	P819	**-11.55**	0.07	**-4.67**	0.04
	P820	**-11.84**	0.07	**-4.62**	0.06
	P821	**-11.88**	0.07	**-4.66**	0.04
	P822	**-11.78**	0.05	**-4.59**	0.04
	P823	**-11.66**	0.05	**-4.69**	0.04
	P824	**-11.88**	0.10	**-4.78**	0.04
	P825	**-12.18**	0.07	**-4.84**	0.05
	P826	**-11.69**	0.08	**-5.11**	0.06
	P827	**-12.05**	0.08	**-5.00**	0.07
	P828	**-12.00**	0.06	**-4.93**	0.05
	P829	**-12.28**	0.05	**-4.90**	0.04
	P830	**-12.18**	0.06	**-4.83**	0.02
	P831	**-12.07**	0.04	**-4.91**	0.05
	P832	**-12.04**	0.06	**-4.85**	0.05
	P833	**-12.46**	0.05	**-4.73**	0.06
	P834	**-12.12**	0.07	**-4.86**	0.06
	P835	**-12.36**	0.07	**-4.97**	0.03
	P836	**-12.47**	0.07	**-5.15**	0.04
	P837	**-12.35**	0.06	**-5.26**	0.03
	P838	**-12.43**	0.06	**-5.19**	0.03
	P839	**-12.53**	0.06	**-5.44**	0.02
	P840	**-12.40**	0.07	**-5.30**	0.06
	P841	**-12.58**	0.07	**-5.52**	0.05
	P842	**-12.40**	0.10	**-5.24**	0.06
	P843	**-12.37**	0.06	**-5.40**	0.03
	P844	**-12.42**	0.05	**-5.86**	0.04
	P845	**-12.55**	0.07	**-6.17**	0.04
	P846	**-12.68**	0.22	**-6.01**	0.10
	P847	**-12.47**	0.06	**-5.97**	0.04
Tandon Kyitchaung N21°57'55.8", E094°32'39.2"	P701	**-10.53**	0.03	**-6.45**	0.01
	P702	**-10.10**	0.04	**-6.44**	0.03
	P703	**-10.28**	0.03	**-5.85**	0.02
	P704	**-9.92**	0.03	**-4.97**	0.01
	P705	**-5.10**	0.04	**-4.70**	0.02
	P706	**-6.47**	0.03	**-5.34**	0.02
	P707	**-8.78**	0.03	**-3.69**	0.02
	P708	**-11.55**	0.04	**-4.51**	0.02
	P709	**-11.70**	0.04	**-4.68**	0.02
	P710	**-11.81**	0.04	**-4.74**	0.02
	P711	**-12.20**	0.03	**-5.66**	0.02
	P712	**-12.51**	0.04	**-5.85**	0.02
	P713	**-12.40**	0.03	**-6.21**	0.02
	P714	**-12.36**	0.03	**-6.10**	0.02
	P715	**-11.77**	0.04	**-5.70**	0.02

Intra-specimen distance between two samples:

P1XX:	Every ~8mm
P2XX:	Every ~6mm
P4XX:	Every ~6mm
P5XX:	Every ~8mm
P6XX:	Every ~8mm
P7XX:	Every ~8mm
P8XX:	Every ~3mm

All specimens were sampled from the base of the gastropod (when preserved) to the apex

ST3 (Yaw gastropods)

Site	Sample	$\delta^{18}O$ PDB CO_3 phase	STD	d13C PDB PO3 phase	STD
Pit 1 N23°14'47.0"E 094°15'16.2"	Y1-1	**-10.57**	0.02	**-11.15**	0.02
	Y1-2	**-12.01**	0.02	**-10.79**	0.01
	Y1-3	**-13.95**	0.03	**-10.53**	0.01
	Y1-4	**-10.79**	0.01	**-13.30**	0.02
	Y1-5	**-14.00**	0.02	**-8.45**	0.02
	Y1-6	**-11.12**	0.03	**-11.79**	0.01
	Y1-7	**-12.94**	0.04	**-6.81**	0.02
	Y1-8	**-13.67**	0.02	**-5.27**	0.02
	Y1-9	**-11.14**	0.02	**-5.51**	0.02
	Y1-10	**-10.13**	0.02	**-4.89**	0.02
	Y1-11	**-9.99**	0.02	**-3.97**	0.02
	Y1-12	**-11.09**	0.03	**-1.42**	0.02
	Y1-13	**-10.62**	0.03	**-3.09**	0.02
Pit 1 N23°14'47.0"E 094°15'16.2"	Y3-1	**-11.06**	0.02	**-8.35**	0.02
	Y3-2	**-10.85**	0.02	**-9.88**	0.02
	Y3-3	**-12.38**	0.04	**-8.71**	0.02
	Y3-4	**-11.52**	0.02	**-6.71**	0.01
	Y3-5	**-10.08**	0.03	**-8.65**	0.02
	Y3-6	**-11.83**	0.02	**-10.37**	0.02
	Y3-7	**-13.13**	0.04	**-7.15**	0.02
	Y3-8	**-13.95**	0.01	**-5.37**	0.01
	Y3-9	**-11.64**	0.03	**-6.46**	0.03
	Y3-10	**-10.76**	0.03	**-2.88**	0.01
	Y3-11	**-9.55**	0.03	**-3.14**	0.02
	Y3-12	**-10.62**	0.03	**-4.24**	0.02
Pit 2 N23°14'38.9"E 094°15'51.2"	Y5-1	**-10.84**	0.01	**-7.89**	0.03
	Y5-2	**-12.02**	0.02	**-10.07**	0.01
	Y5-3	**-9.70**	0.02	**-9.03**	0.02
	Y5-4	**-10.96**	0.03	**-10.15**	0.02
	Y5-5	**-11.87**	0.02	**-6.95**	0.01
	Y5-6	**-13.24**	0.02	**-8.58**	0.02
	Y5-7	**-13.99**	0.03	**-6.97**	0.01
	Y5-8	**-12.07**	0.02	**-6.46**	0.02
	Y5-9	**-10.60**	0.03	**-5.03**	0.01
Pit 2 N23°14'38.9"E 094°15'51.2"	Y6-1	**-12.08**	0.05	**-5.36**	0.02
	Y6-2	**-12.21**	0.02	**-2.62**	0.02
	Y6-3	**-10.15**	0.05	**-3.07**	0.01
	Y6-4	**-10.64**	0.02	**-2.35**	0.01
	Y6-5	**-11.66**	0.03	**-3.92**	0.03
Pit 3 N23°16'41.3" E094°16'15.5"	Y7-1	**-10.66**	0.02	**-5.55**	0.01
	Y7-2	**-11.83**	0.03	**-6.66**	0.03
	Y7-3	**-10.48**	0.05	**-6.43**	0.02
	Y7-4	**-11.85**	0.02	**-6.80**	0.02
	Y7-5	**-11.77**	0.01	**-6.45**	0.01
Pit 3 N23°16'41.3" E094°16'15.5"	Y8-1	**-12.00**	0.06	**-3.10**	0.02
	Y8-2	**-10.55**	0.01	**-4.01**	0.01
	Y8-3	**-12.36**	0.03	**-4.29**	0.02
	Y8-4	**-11.14**	0.02	**-4.51**	0.02
	Y8-5	**-11.34**	0.02	**-4.23**	0.01
Pit 3 N23°16'41.3" E094°16'15.5"	Y9-1	**-11.58**	0.05	**-8.02**	0.02
	Y9-2	**-11.60**	0.02	**-4.78**	0.02
	Y9-3	**-10.73**	0.01	**-6.38**	0.02
	Y9-4	**-11.47**	0.04	**-4.53**	0.03
	Y9-5	**-11.12**	0.03	**-4.29**	0.02

Intra-specimen distance between two samples:

Y1-X:	Every ~1cm
Y3-X:	Every ~1cm
Y5-X:	Every ~1cm
Y6-X:	Every ~2cm
Y7-X:	Every ~2cm
Y8-X:	Every ~2cm
Y9-X:	Every ~2cm

All specimens were sampled from the base of the gastropod (when preserved) to the apex

ST4 (Grain-size Distribution)

Strat. Depth (m)	grain size class (µm) ==>																																																						
	0.15	0.17	0.21	0.24	0.29	0.35	0.41	0.49	0.58	0.69	0.82	0.98	1.2	1.4	1.6	2	2.3	2.8	3.3	3.9	4.7	5.5	6.6	7.8	9.3	11	13	16	19	22	26	31	37	44	53	63	74	88	105	125	149	177	210	250	297	354	420	500	595	707	841	1000	1189	1414	1682	2000
Shuiwan Section																																																								
1.8	0.07	0.09	0.13	0.18	0.27	0.39	0.55	0.75	0.99	1.26	1.56	1.86	2.14	2.4	2.63	2.82	2.96	3.04	3.05	3.02	2.99	3.02	3.16	3.45	3.83	4.21	4.5	4.68	4.87	5.23	5.75	5.89	5.06	3.89	2.98	2.37	1.82	1.23	0.62	0.22	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3.8	0.25	0.31	0.44	0.64	0.93	1.33	1.81	2.37	3.01	3.74	4.49	5.21	5.85	6.37	6.75	6.94	6.95	6.76	6.38	5.83	5.17	4.5	3.85	3.23	2.6	1.93	1.26	0.67	0.29	0.09	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
4.5	0.38	0.47	0.64	0.9	1.28	1.75	2.31	2.92	3.61	4.37	5.14	5.86	6.49	6.98	7.31	7.47	7.42	7.14	6.59	5.79	4.8	3.74	2.73	1.84	1.12	0.59	0.26	0.09	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	0.05	0.06	0.08	0.12	0.18	0.27	0.39	0.55	0.76	1.04	1.37	1.76	2.17	2.6	3.01	3.38	3.68	3.87	3.95	3.93	3.86	3.78	3.75	3.81	3.88	3.93	3.93	3.94	4.09	4.52	5.15	5.45	4.94	3.95	3.04	2.28	1.52	0.79	0.16	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	0.17	0.2	0.28	0.41	0.59	0.84	1.14	1.51	1.94	2.46	3.05	3.67	4.3	4.94	5.52	6.01	6.33	6.43	6.23	5.75	5.09	4.44	3.91	3.57	3.4	3.29	3.14	2.84	2.38	1.91	1.51	1.13	0.75	0.43	0.23	0.11	0.05	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6.7	0.05	0.06	0.09	0.13	0.19	0.28	0.41	0.57	0.78	1.05	1.38	1.75	2.14	2.53	2.9	3.24	3.52	3.75	3.92	4.01	4.04	4.09	4.21	4.42	4.58	4.6	4.48	4.33	4.36	4.69	5.18	5.31	4.59	3.33	2.24	1.46	0.86	0.4	0.06	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7.2	0.17	0.2	0.26	0.37	0.53	0.76	1.06	1.43	1.88	2.41	2.99	3.58	4.12	4.56	4.88	5.05	5.06	4.93	4.67	4.3	3.87	3.45	3.07	2.77	2.56	2.42	2.35	2.35	2.46	2.71	3.07	3.37	3.26	2.72	2.06	1.54	1.14	0.79	0.47	0.24	0.1	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7.8	0.07	0.08	0.12	0.17	0.25	0.37	0.52	0.7	0.92	1.18	1.47	1.75	2.01	2.25	2.47	2.65	2.81	2.93	3.01	3.05	3.09	3.22	3.5	3.96	4.5	4.92	5.12	5.14	5.17	5.37	5.73	5.78	4.95	3.72	2.71	1.98	1.34	0.74	0.2	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8.3	0.31	0.38	0.52	0.76	1.09	1.52	2.05	2.66	3.38	4.21	5.11	6.01	6.86	7.6	8.15	8.4	8.29	7.75	6.78	5.5	4.15	2.95	2.02	1.36	0.91	0.59	0.36	0.2	0.09	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9.6	0.06	0.07	0.1	0.15	0.22	0.31	0.44	0.6	0.79	1.01	1.25	1.48	1.7	1.89	2.07	2.21	2.33	2.42	2.46	2.46	2.47	2.53	2.67	2.93	3.29	3.71	4.11	4.45	4.81	5.34	6.07	6.46	5.9	4.94	4.22	3.78	3.28	2.55	1.67	0.64	0.13	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10.2	0.2	0.24	0.34	0.49	0.72	1.02	1.41	1.88	2.45	3.13	3.88	4.65	5.4	6.07	6.62	6.97	7.08	6.91	6.44	5.73	4.91	4.15	3.55	3.13	2.87	2.65	2.35	1.9	1.33	0.81	0.43	0.2	0.07	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11.1	0.14	0.17	0.23	0.32	0.46	0.64	0.86	1.12	1.44	1.83	2.27	2.74	3.24	3.73	4.19	4.59	4.88	5.03	4.99	4.78	4.46	4.15	3.93	3.88	4.03	4.3	4.53	4.52	4.17	3.68	3.2	2.64	1.89	1.21	0.75	0.47	0.29	0.16	0.05	0.03	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12.2	0.13	0.15	0.2	0.27	0.39	0.54	0.75	1.01	1.31	1.64	2	2.34	2.65	2.93	3.17	3.37	3.53	3.62	3.6	3.47	3.28	3.15	3.21	3.52	4.03	4.59	5.04	5.23	5.08	4.78	4.56	4.3	3.71	2.87	2.03	1.41	0.98	0.63	0.34	0.16	0.06	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
13	0.03	0.03	0.05	0.07	0.11	0.16	0.22	0.31	0.41	0.54	0.7	0.86	1.05	1.26	1.51	1.81	2.16	2.55	2.94	3.29	3.61	3.91	4.22	4.58	5.04	5.58	6.11	6.51	6.74	6.84	6.81	6.22	4.84	3.38	2.29	1.55	0.98	0.53	0.14	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
13.6	0.09	0.11	0.16	0.23	0.33	0.47	0.66	0.88	1.15	1.49	1.86	2.26	2.66	3.07	3.48	3.9	4.29	4.59	4.74	4.69	4.44	4.04	3.56	3.12	2.88	2.86	3	3.13	3.13	3.03	2.96	2.9	2.71	2.48	2.43	2.58	2.7	2.67	2.51	1.37	0.35	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
14.5	0.1	0.13	0.18	0.26	0.39	0.57	0.8	1.09	1.42	1.82	2.25	2.68	3.09	3.45	3.77	4.02	4.21	4.31	4.31	4.22	4.06	3.89	3.79	3.79	3.92	4.14	4.32	4.38	4.29	4.18	4.11	3.84	3.08	2.16	1.41	0.87	0.47	0.19	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17	0.06	0.07	0.11	0.16	0.24	0.36	0.52	0.74	1.01	1.37	1.79	2.27	2.8	3.38	4.01	4.65	5.26	5.74	6.01	6.03	5.85	5.55	5.25	5.07	5.05	5.15	5.16	4.88	4.18	3.2	2.17	1.21	0.5	0.15	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17.4	0.06	0.08	0.1	0.15	0.21	0.3	0.41	0.54	0.71	0.92	1.16	1.44	1.74	2.06	2.41	2.75	3.07	3.35	3.56	3.7	3.79	3.91	4.1	4.43	4.89	5.44	5.9	6.11	6.01	5.78	5.48	4.89	3.85	2.63	1.71	1.13	0.7	0.38	0.11	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18.2	0.06	0.07	0.1	0.15	0.23	0.34	0.48	0.66	0.88	1.16	1.46	1.79	2.11	2.45	2.77	3.09	3.38	3.61	3.75	3.79	3.78	3.76	3.79	3.9	4.12	4.42	4.68	4.8	4.8	4.83	5.01	4.96	4.19	3.22	2.45	1.91	1.42	0.93	0.45	0.18	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19.2	0.07	0.09	0.12	0.17	0.25	0.35	0.48	0.65	0.86	1.12	1.42	1.73	2.07	2.42	2.77	3.12	3.42	3.66	3.79	3.8	3.75	3.69	3.71	3.87	4.22	4.7	5.19	5.48	5.51	5.39	5.25	4.86	3.97	2.85	1.97	1.39	0.94	0.55	0.22	0.09	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
20.1	0.16	0.2	0.27	0.39	0.56	0.79	1.06	1.39	1.77	2.21	2.67	3.1	3.47	3.76	3.94	4.01	3.95	3.78	3.49	3.14	2.79	2.55	2.46	2.58	2.91	3.43	4.01	4.46	4.66	4.71	4.8	4.69	3.98	2.95	2.08	1.43	0.89	0.43	0.07	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
20.4	0.11	0.13	0.19	0.28	0.43	0.63	0.9	1.24	1.65	2.14	2.69	3.25	3.78	4.27	4.69	4.99	5.16	5.17	5	4.68	4.3	3.94	3.69	3.56	3.52	3.52	3.44	3.25	3.01	2.89	2.94	2.88	2.35	1.63	1.07	0.73	0.49	0.31	0.16	0.16	0.19	0.19	0.15	0.1	0.06	0.04	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0
21.1	0.24	0.3	0.41	0.58	0.84	1.18	1.6	2.1	2.71	3.45	4.27	5.12	5.95	6.7	7.32	7.72	7.87	7.69	7.16	6.34	5.35	4.35	3.42	2.62	1.94	1.33	0.81	0.41	0.16	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
23.8	0.05	0.07	0.1	0.15	0.23	0.34	0.49	0.68	0.92	1.22	1.55	1.87	2.17	2.42	2.64	2.83	3.01	3.2	3.36	3.5	3.6	3.66	3.7	3.74	3.75	3.8	3.94	4.15	4.53	5.17	6.01	6.24	5.33	3.89	2.74	2	1.42	0.89	0.41	0.18	0.06	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24.7	0.07	0.08	0.12	0.17	0.26	0.38	0.54	0.75	0.99	1.29	1.62	1.94	2.22	2.46	2.65	2.77	2.86	2.91	2.93	2.93	2.93	2.97	3.08	3.27	3.46	3.65	3.84	4.08	4.52	5.35	6.53	7.17	6.33	4.67	3.26	2.3	1.53	0.84	0.23	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
28.6	0.07	0.08	0.11	0.16	0.23	0.34	0.47	0.63	0.83	1.07	1.34	1.61	1.88	2.14	2.39	2.63	2.85	3.05	3.2	3.31	3.41	3.53	3.71	3.98	4.32	4.65	4.91	5.05	5.12	5.25	5.43	5.28	4.45	3.39	2.58	2.06	1.63	1.24	0.87	0.53	0.21	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
29.4	0.06	0.08	0.1	0.15	0.22	0.31	0.44	0.6	0.82	1.09	1.42	1.78	2.16	2.52	2.84	3.09	3.27	3.37	3.4	3.38	3.36	3.37	3.48	3.75	4.21	4.82	5.47	6	6.34	6.46	6.34	5.62	4.16	2.61	1.5	0.81	0.4	0.16	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
29.8	0.03	0.04	0.05	0.08	0.12	0.17	0.25	0.35	0.47	0.63	0.82	1.02	1.24	1.47	1.72	2	2.34	2.75	3.21	3.68	4.14	4.57	4.96	5.33	5.56	5.67	5.7	5.66	5.66	5.77	5.87	5.46	4.35	3.12	2.21	1.6	1.09	0.62	0.19	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30.3	0.07	0.08	0.11	0.16	0.23	0.32	0.44	0.6	0.79	1.01	1.28	1.56	1.85	2.16	2.48	2.81	3.15	3.47	3.73	3.9	3.97	3.98	3.99	4.08	4.31	4.66	5.05	5.36	5.55	5.68	5.73	5.31	4.18	2.92	1.98	1.36	0.89	0.51	0.19	0.08	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30.7	0.12	0.14	0.19	0.28	0.4	0.58	0.8	1.08	1.41	1.79	2.19	2.59	2.98	3.37	3.74	4.06	4.26	4.23	3.9	3.36	2.75	2.25	1.97	2.01	2.49	3.45	4.8	6.15	6.87	6.79	6.42	5.55	3.62	1.98	0.93	0.36	0.11	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
31.6	0.11	0.14	0.19	0.27	0.4	0.56	0.77	1.02	1.32	1.69	2.1	2.51	2.91	3.28	3.61	3.86	4.03	4.1	4.05	3.91	3.75	3.61	3.57	3.67	3.88	4.17	4.44	4.61	4.67	4.73	4.79	4.46	3.47	2.3	1.42	0.86	0.49	0.23	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
32.2	0.08	0.1	0.14	0.22	0.34	0.51	0.76	1.07	1.46	1.91	2.42	2.95	3.5	4.05	4.61	5.16	5.66	6.02	6.1	5.8	5.16	4.46	3.91	3.66	3.77	4.1	4.41	4.42	3.93	3.1	2.31	1.7	1.1	0.61	0.3	0.13	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
33.3	0.12	0.15	0.2	0.29	0.41	0.58	0.8	1.05	1.35	1.7	2.07	2.43	2.75	3.01	3.2	3.34	3.41	3.44	3.41	3.33	3.2	3.08	3.03	3.11	3.38	3.81	4.31	4.73	4.99	5.13	5.25	4.98	4.01	2.9	2.06	1.52	1.11	0.76	0.47	0.37	0.31	0.22	0.12	0.05	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
34.5	0.12	0.14	0.19	0.28	0.4	0.56	0.77	1.01	1.31	1.65	2.01	2.35	2.66	2.91	3.09	3.2	3.25	3.25	3.2	3.1	2.97	2.86	2.82	2.93	3.22	3.68	4.22	4.73	5.16	5.54	5.91	5.83	4.87	3.58	2.51	1.75	1.13	0.61	0.18	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
35.5	0.06	0.08	0.12	0.17	0.26	0.39	0.56	0.78	1.04	1.36	1.72	2.08	2.44	2.76	3.03	3.24	3.37	3.44	3.44	3.39	3.34	3.34	3.44	3.66	3.94	4.24	4.49	4.67	4.88	5.21	5.62	5.52	4.5	3.26	2.3	1.66	1.14	0.68	0.26	0.08	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
35.9	0.09	0.11	0.16	0.23	0.34	0.48	0.67	0.9	1.18	1.5	1.84	2.18	2.48	2.72	2.91	3.03	3.09	3.1	3.06	2.98	2.91	2.9	2.99	3.23	3.64	4.19	4.79	5.31	5.69	5.98	6.19	5.91	4.74	3.34	2.22	1.46	0.88	0.43	0.09	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
36.8	0.1	0.13	0.17	0.25	0.36	0.51	0.7	0.93	1.2	1.51	1.84	2.16	2.44	2.68	2.86	2.98	3.05	3.07	3.04	2.97	2.89	2.87	2.95	3.15	3.52	4.01	4.56	5.04	5.41	5.72	5.98	5.82	4.84	3.55	2.52	1.81	1.24	0.73	0.28	0.1	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
37.2	0.06	0.08	0.11	0.15	0.23	0.33	0.47	0.65	0.86	1.12	1.39	1.65	1.9	2.12	2.33	2.51	2.67	2.82	2.93	3	3.06	3.15	3.33	3.64	4.09	4.66	5.28	5.85	6.35	6.79	7.13	6.75	5.25	3.45	2.04	1.1	0.51	0.18	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
37.8	0.14	0.16	0.21	0.3	0.43	0.6	0.83	1.11	1.43	1.81	2.24	2.67	3.09	3.48	3.8	4.04	4.22	4.31	4.33	4.26	4.14	4	3.88	3.81	3.76	3.7	3.59	3.42	3.22	3.03	2.88	2.69	2.32	1.79	1.32	1.06	0.99	1.04	1.15	1.29	1.26	1	0.63	0.32	0.14	0.05	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0
39	0.13	0.15	0.21	0.31	0.44	0.62	0.85	1.12	1.45	1.84	2.28	2.73	3.18	3.6	3.96	4.25	4.42	4.47	4.38	4.18	3.95	3.77	3.72	3.83	4.1	4.45	4.75	4.86	4.74	4.49	4.16	3.5	2.41	1.4	0.73	0.35	0.15	0.06	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40.4	0.17	0.21	0.3	0.43	0.63	0.89	1.22	1.61	2.07	2.61	3.21	3.82	4.43	4.98	5.44	5.75	5.85	5.7	5.28	4.66	4	3.46	3.11	3.03	3.18	3.51	3.84	3.96	3.68	3.11	2.45	1.72	0.96	0.44	0.18	0.06	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
41.2	0.08	0.1	0.14	0.21	0.32	0.47	0.67	0.94	1.29	1.73	2.24	2.76	3.22	3.56	3.78	3.89	3.96	4.05	4.21	4.41	4.56	4.5	4.2	3.75	3.27	2.96	2.89	3.07	3.6	4.56	5.74	5.95	4.59	2.54	1.13	0.44	0.14	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
41.8	0.25	0.29	0.38	0.52	0.72	1	1.36	1.8	2.3	2.88	3.49	4.09	4.63	5.05	5.35	5.5	5.53	5.44	5.27	5.08	4.9	4.76	4.65	4.52	4.33	4.02	3.53	2.89	2.19	1.53	0.96	0.5	0.21	0.06	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
42.9	0.11	0.13	0.18	0.26	0.38	0.53	0.72	0.95	1.21	1.52	1.84	2.15	2.43	2.67	2.86	2.98	3.04	3	2.88	2.69	2.52	2.43	2.49	2.73	3.16	3.74	4.38	4.95	5.37	5.72	6.09	6.06	5.11	3.85	2.85	2.17	1.61	1.09	0.6	0.33	0.16	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
45.5	0.08	0.09	0.13	0.18	0.26	0.37	0.5	0.67	0.87	1.1	1.35	1.59	1.82	2.02	2.18	2.3	2.37	2.39	2.38	2.34	2.33	2.41	2.61	2.97	3.46	4.01	4.55	5.06	5.63	6.37	7.19	7.39	6.3	4.73	3.45	2.56	1.83	1.18	0.58	0.27	0.11	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
46.5	0.09	0.11	0.16	0.24	0.37	0.55	0.78	1.08	1.45	1.89	2.38	2.87	3.33	3.73	4.05	4.29	4.45	4.54	4.53	4.42	4.23	4	3.79	3.68	3.67	3.77	3.92	4.06	4.19	4.34	4.46	4.08	2.99	1.8	0.95	0.47	0.2	0.07	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
47.8	0.05	0.07	0.1	0.15	0.22	0.34	0.49	0.69	0.94	1.24	1.58	1.93	2.28	2.62	2.94	3.25	3.51	3.73	3.87	3.92	3.92	3.92	3.97	4.12	4.35	4.63	4.88	5.03	5.14	5.29	5.44	5.12	4.01	2.7	1.69	1.02	0.55	0.24	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
48.6	0.09	0.11	0.15	0.21	0.3	0.41	0.56	0.74	0.95	1.19	1.45	1.72	1.97	2.21	2.42	2.61	2.77	2.88	2.95	2.97	3	3.09	3.31	3.7	4.26	4.94	5.61	6.11	6.35	6.4	6.34	5.8	4.48	3.07	2.03	1.35	0.85	0.47	0.14	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
49.5	0.11	0.13	0.18	0.27	0.4	0.59	0.83	1.14	1.52	1.99	2.52	3.08	3.64	4.16	4.65	5.11	5.54	5.93	6.23	6.32	6.15	5.71	5.1	4.46	3.93	3.56	3.32	3.09	2.82	2.5	2.11	1.53	0.84	0.35	0.12	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
51.5	0.14	0.18	0.26	0.39	0.59	0.88	1.26	1.75	2.37	3.17	4.09	5.09	6.06	6.92	7.56	7.93	8	7.81	7.39	6.76	5.94	4.91	3.76	2.66	1.75	1.08	0.64	0.35	0.18	0.08	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
51.7	0.08	0.09	0.13	0.18	0.26	0.37	0.52	0.69	0.89	1.13	1.37	1.61	1.83	2.01	2.18	2.31	2.44	2.54	2.61	2.67	2.73	2.86	3.1	3.5	4.06	4.76	5.48	6.09	6.49	6.7	6.76	6.34	5.08	3.62	2.5	1.75	1.17	0.69	0.27	0.1	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
52.4	0.05	0.06	0.08	0.12	0.19	0.29	0.43	0.61	0.83	1.09	1.39	1.7	2.02	2.37	2.75	3.18	3.69	4.26	4.78	5.09	5.13	5.06	5.07	5.27	5.55	5.69	5.53	5.1	4.55	4.02	3.65	3.26	2.57	1.84	1.25	0.8	0.44	0.19	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
53.8	0.06	0.07	0.11	0.17	0.26	0.4	0.6	0.85	1.19	1.61	2.11	2.66	3.25	3.86	4.48	5.07	5.56	5.85	5.83	5.49	4.94	4.35	3.86	3.59	3.58	3.79	4.04	4.09	3.82	3.4	3.04	2.64	1.99	1.37	0.91	0.59	0.35	0.17	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
54.4	0.1	0.12	0.16	0.23	0.33	0.47	0.65	0.86	1.12	1.42	1.75	2.06	2.34	2.56	2.72	2.8	2.81	2.76	2.66	2.53	2.43	2.4	2.48	2.67	2.95	3.26	3.55	3.82	4.18	4.74	5.46	5.83	5.29	4.21	3.31	2.78	2.38	2.02	1.69	1.56	1.28	0.82	0.35	0.09	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
55	0.07	0.08	0.12	0.17	0.25	0.37	0.52	0.72	0.95	1.23	1.54	1.84	2.12	2.37	2.58	2.74	2.86	2.92	2.93	2.9	2.85	2.83	2.89	3.07	3.38	3.83	4.34	4.84	5.34	5.91	6.52	6.62	5.68	4.34	3.2	2.34	1.57	0.86	0.23	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
55.4	0.07	0.09	0.12	0.18	0.26	0.36	0.5	0.67	0.87	1.1	1.35	1.59	1.82	2.02	2.19	2.33	2.42	2.48	2.49	2.48	2.48	2.55	2.72	3.05	3.52	4.12	4.75	5.33	5.87	6.47	7.12	7.18	6.06	4.53	3.28	2.4	1.66	0.98	0.37	0.12	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
56.4	0.08	0.1	0.14	0.21	0.32	0.47	0.68	0.94	1.27	1.65	2.08	2.49	2.88	3.21	3.48	3.68	3.83	3.91	3.93	3.89	3.82	3.77	3.79	3.89	4.1	4.38	4.69	4.97	5.22	5.43	5.46	4.8	3.33	1.82	0.83	0.33	0.11	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
57.1	0.12	0.15	0.2	0.29	0.41	0.57	0.78	1.01	1.28	1.58	1.9	2.2	2.46	2.69	2.86	2.98	3.04	3.03	2.93	2.76	2.58	2.48	2.49	2.67	3.06	3.62	4.29	4.92	5.4	5.77	6.14	6.12	5.1	3.83	2.83	2.12	1.53	0.99	0.48	0.23	0.09	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
57.9	0.05	0.06	0.09	0.13	0.2	0.3	0.43	0.59	0.78	1.02	1.28	1.54	1.81	2.09	2.43	2.85	3.34	3.84	4.2	4.32	4.21	4	3.8	3.78	4.09	4.74	5.54	6.07	5.99	5.44	4.92	4.38	3.48	2.61	1.95	1.47	1.05	0.66	0.29	0.13	0.05	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
58.7	0.09	0.11	0.15	0.22	0.31	0.44	0.61	0.81	1.04	1.32	1.61	1.91	2.21	2.49	2.74	2.95	3.11	3.18	3.15	3.02	2.87	2.78	2.81	3	3.4	4	4.7	5.35	5.79	6.03	6.19	5.95	4.85	3.59	2.63	1.95	1.37	0.83	0.33	0.11	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ST4 (Grain-size Distribution)

Strat. Depth (m)	grain size class (µm) ==>																																																						
	0.15	0.17	0.21	0.24	0.29	0.35	0.41	0.49	0.58	0.69	0.82	0.98	1.2	1.4	1.6	2	2.3	2.8	3.3	3.9	4.7	5.5	6.6	7.8	9.3	11	13	16	19	22	26	31	37	44	53	63	74	88	105	125	149	177	210	250	297	354	420	500	595	707	841	1000	1189	1414	1682	2000
58.9	0.1	0.13	0.18	0.27	0.4	0.58	0.82	1.11	1.46	1.87	2.33	2.78	3.21	3.58	3.88	4.11	4.25	4.31	4.3	4.23	4.15	4.11	4.14	4.28	4.48	4.69	4.83	4.81	4.65	4.43	4.09	3.35	2.19	1.14	0.5	0.19	0.06	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
59.2	0.1	0.12	0.16	0.22	0.32	0.45	0.6	0.8	1.02	1.29	1.59	1.89	2.17	2.45	2.69	2.89	3.05	3.14	3.15	3.1	3.03	3.02	3.12	3.37	3.8	4.35	4.92	5.37	5.63	5.82	6	5.78	4.73	3.44	2.43	1.74	1.18	0.69	0.26	0.09	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
59.5	0.05	0.06	0.08	0.12	0.18	0.26	0.37	0.5	0.67	0.86	1.08	1.31	1.55	1.79	2.04	2.29	2.56	2.82	3.06	3.27	3.48	3.73	4.08	4.55	5.13	5.74	6.23	6.48	6.51	6.43	6.26	5.63	4.24	2.8	1.76	1.08	0.62	0.29	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
59.8	0.08	0.1	0.13	0.19	0.27	0.39	0.53	0.7	0.91	1.14	1.38	1.61	1.81	1.99	2.13	2.25	2.35	2.42	2.45	2.45	2.43	2.46	2.56	2.8	3.17	3.67	4.24	4.77	5.21	5.67	6.24	6.53	5.94	4.93	4.08	3.45	2.77	1.98	1.15	0.5	0.14	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60.2	0.04	0.05	0.06	0.1	0.14	0.21	0.29	0.4	0.54	0.71	0.9	1.11	1.34	1.59	1.86	2.16	2.48	2.82	3.14	3.44	3.74	4.06	4.45	4.95	5.53	6.12	6.58	6.79	6.76	6.58	6.26	5.4	3.9	2.46	1.47	0.86	0.47	0.21	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60.6	0.07	0.09	0.12	0.18	0.26	0.36	0.5	0.66	0.85	1.07	1.3	1.53	1.74	1.94	2.12	2.29	2.44	2.57	2.64	2.68	2.7	2.76	2.92	3.21	3.69	4.33	5.07	5.75	6.26	6.69	7.05	6.91	5.75	4.25	3	2.07	1.31	0.67	0.15	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60.8	0.08	0.1	0.14	0.21	0.31	0.45	0.65	0.89	1.18	1.53	1.92	2.31	2.68	3.01	3.28	3.49	3.65	3.74	3.77	3.76	3.75	3.75	3.8	3.92	4.08	4.28	4.48	4.63	4.8	5.1	5.45	5.21	4.04	2.6	1.52	0.84	0.42	0.17	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
61	0.13	0.15	0.21	0.3	0.44	0.62	0.84	1.11	1.42	1.79	2.17	2.55	2.89	3.2	3.44	3.6	3.69	3.67	3.55	3.36	3.15	3.02	3.02	3.18	3.51	3.96	4.4	4.71	4.85	4.94	5.11	4.98	4.12	3	2.09	1.42	0.88	0.43	0.08	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
61.4	0.08	0.1	0.14	0.2	0.3	0.43	0.61	0.83	1.09	1.4	1.73	2.05	2.35	2.62	2.85	3.04	3.2	3.32	3.42	3.48	3.56	3.68	3.91	4.28	4.78	5.33	5.84	6.19	6.35	6.33	6	4.93	3.14	1.57	0.64	0.21	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
61.8	0.12	0.15	0.2	0.29	0.4	0.56	0.74	0.96	1.21	1.49	1.79	2.07	2.31	2.52	2.68	2.79	2.86	2.87	2.82	2.75	2.69	2.7	2.84	3.14	3.62	4.22	4.84	5.33	5.61	5.81	6.02	5.82	4.75	3.45	2.44	1.78	1.28	0.85	0.47	0.32	0.22	0.13	0.06	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
62.3	0.08	0.1	0.14	0.2	0.29	0.42	0.6	0.8	1.05	1.33	1.62	1.9	2.14	2.34	2.49	2.59	2.66	2.72	2.78	2.86	2.96	3.12	3.35	3.68	4.02	4.32	4.6	4.92	5.43	6.16	6.9	6.92	5.71	3.94	2.44	1.41	0.72	0.29	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
62.4	0.08	0.1	0.14	0.2	0.28	0.39	0.53	0.69	0.88	1.1	1.33	1.56	1.76	1.95	2.11	2.26	2.39	2.49	2.55	2.59	2.63	2.71	2.88	3.19	3.64	4.2	4.8	5.33	5.78	6.29	6.9	7.03	6.09	4.66	3.4	2.44	1.59	0.83	0.19	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
62.8	0.05	0.05	0.08	0.11	0.16	0.24	0.34	0.46	0.61	0.77	0.95	1.12	1.26	1.38	1.46	1.53	1.59	1.66	1.75	1.86	1.99	2.18	2.43	2.76	3.14	3.56	3.98	4.46	5.06	5.71	6.23	6.23	5.67	5.19	5.02	4.92	4.53	3.77	2.82	1.49	0.59	0.21	0.08	0.06	0.1	0.16	0.13	0.07	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0
63	0.09	0.1	0.14	0.2	0.29	0.41	0.56	0.73	0.94	1.18	1.44	1.69	1.92	2.13	2.32	2.48	2.62	2.72	2.78	2.8	2.81	2.86	3	3.27	3.68	4.21	4.78	5.29	5.7	6.13	6.62	6.67	5.7	4.31	3.09	2.15	1.35	0.68	0.13	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
63.6	0.1	0.12	0.15	0.2	0.28	0.39	0.54	0.71	0.9	1.12	1.34	1.54	1.71	1.84	1.94	2.01	2.06	2.09	2.1	2.09	2.09	2.15	2.29	2.55	2.93	3.4	3.9	4.39	4.89	5.46	6.13	6.63	6.43	5.53	4.39	3.47	2.77	2.17	1.63	1.23	0.92	0.64	0.39	0.21	0.11	0.05	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0
63.9	0.11	0.13	0.18	0.27	0.38	0.54	0.73	0.97	1.25	1.58	1.96	2.34	2.71	3.04	3.3	3.47	3.52	3.44	3.25	2.99	2.73	2.56	2.51	2.62	2.87	3.21	3.58	3.9	4.21	4.63	5.22	5.49	4.89	3.89	3.04	2.43	1.86	1.3	0.77	0.55	0.43	0.34	0.25	0.18	0.13	0.11	0.08	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0
64.7	0.12	0.13	0.17	0.23	0.32	0.44	0.59	0.77	0.97	1.2	1.46	1.7	1.94	2.15	2.34	2.51	2.65	2.76	2.8	2.8	2.79	2.83	2.98	3.27	3.68	4.17	4.64	5.02	5.32	5.64	6.01	6.14	5.59	4.49	3.3	2.35	1.64	1.05	0.57	0.28	0.13	0.05	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
65.2	0.06	0.08	0.11	0.17	0.25	0.37	0.52	0.72	0.96	1.24	1.54	1.85	2.14	2.42	2.69	2.93	3.16	3.35	3.48	3.54	3.57	3.64	3.82	4.16	4.63	5.09	5.39	5.47	5.39	5.29	5.23	4.89	3.94	2.87	2.03	1.44	0.93	0.49	0.11	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
65.7	0.08	0.1	0.14	0.2	0.29	0.4	0.55	0.72	0.93	1.17	1.43	1.67	1.9	2.09	2.26	2.39	2.5	2.57	2.62	2.64	2.67	2.76	2.95	3.26	3.7	4.21	4.72	5.14	5.49	5.89	6.37	6.46	5.63	4.39	3.34	2.57	1.85	1.16	0.5	0.2	0.07	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
66.3	0.08	0.1	0.14	0.22	0.33	0.48	0.68	0.94	1.24	1.61	2.01	2.43	2.84	3.23	3.6	3.93	4.21	4.44	4.58	4.62	4.59	4.57	4.62	4.78	4.99	5.15	5.13	4.87	4.44	3.98	3.55	2.96	2.08	1.25	0.7	0.37	0.17	0.07	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
66.3	0.09	0.11	0.16	0.23	0.34	0.5	0.7	0.94	1.24	1.59	1.96	2.32	2.66	2.97	3.24	3.47	3.67	3.82	3.9	3.89	3.82	3.78	3.84	4.06	4.4	4.77	5.02	5.03	4.83	4.61	4.42	4.05	3.37	2.42	1.63	1.09	0.66	0.33	0.06	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
66.8	0.08	0.1	0.14	0.19	0.28	0.39	0.53	0.7	0.9	1.12	1.35	1.56	1.74	1.87	1.96	2.01	2.04	2.04	2.03	2.03	2.09	2.23	2.5	2.93	3.5	4.17	4.86	5.5	6.11	6.78	7.54	7.7	6.62	5.02	3.64	2.62	1.75	0.97	0.29	0.08	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
67.6	0.15	0.18	0.22	0.3	0.4	0.55	0.73	0.96	1.23	1.55	1.9	2.27	2.62	2.93	3.18	3.36	3.49	3.57	3.6	3.57	3.5	3.44	3.47	3.63	3.93	4.36	4.77	5.05	5.11	5.03	4.92	4.68	3.93	2.87	1.9	1.21	0.74	0.41	0.17	0.07	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
68.5	0.13	0.16	0.22	0.31	0.44	0.61	0.82	1.07	1.35	1.67	2	2.31	2.59	2.82	2.98	3.08	3.12	3.08	2.96	2.81	2.65	2.57	2.6	2.78	3.13	3.6	4.12	4.58	4.96	5.37	5.91	6.09	5.29	4.05	2.97	2.16	1.46	0.82	0.26	0.08	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
69.6	0.14	0.16	0.2	0.28	0.38	0.53	0.72	0.96	1.25	1.61	2.01	2.45	2.9	3.34	3.76	4.14	4.45	4.65	4.7	4.6	4.4	4.19	4.05	4.03	4.11	4.22	4.28	4.21	4.01	3.81	3.63	3.36	2.8	2.07	1.4	0.93	0.61	0.37	0.18	0.08	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
71.8	0.18	0.21	0.27	0.37	0.5	0.68	0.89	1.13	1.39	1.68	1.97	2.22	2.44	2.59	2.69	2.73	2.71	2.62	2.47	2.27	2.07	1.92	1.87	1.93	2.07	2.25	2.39	2.48	2.55	2.69	2.99	3.35	3.48	3.31	3.02	2.89	2.92	3.01	3.16	3.47	3.81	3.84	3.19	2.04	0.94	0.3	0.06	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0
74.5	0.08	0.1	0.13	0.19	0.28	0.4	0.56	0.75	0.98	1.25	1.54	1.83	2.11	2.35	2.55	2.72	2.84	2.92	2.94	2.91	2.87	2.88	2.99	3.23	3.59	4.03	4.46	4.83	5.19	5.64	6.18	6.3	5.48	4.26	3.22	2.43	1.68	0.95	0.28	0.06	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
75.5	0.12	0.15	0.21	0.29	0.41	0.57	0.77	1	1.26	1.56	1.86	2.14	2.38	2.57	2.69	2.75	2.74	2.68	2.57	2.43	2.31	2.25	2.31	2.52	2.88	3.36	3.91	4.41	4.9	5.49	6.31	6.81	6.22	5.03	3.9	2.95	1.98	1.04	0.22	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
77.3	0.24	0.29	0.4	0.56	0.8	1.11	1.48	1.9	2.38	2.93	3.52	4.09	4.61	5.05	5.35	5.48	5.39	5.06	4.52	3.83	3.15	2.58	2.21	2.07	2.15	2.4	2.73	3.03	3.24	3.43	3.7	3.65	2.85	1.85	1.07	0.56	0.25	0.09	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
78.3	0.23	0.28	0.38	0.55	0.78	1.07	1.43	1.84	2.3	2.84	3.41	3.97	4.49	4.94	5.29	5.5	5.58	5.49	5.24	4.87	4.48	4.15	3.94	3.9	3.96	4.03	3.92	3.5	2.81	2.07	1.42	0.83	0.36	0.12	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
79.4	0.11	0.13	0.17	0.24	0.34	0.47	0.64	0.86	1.11	1.4	1.73	2.06	2.38	2.69	2.97	3.22	3.42	3.55	3.59	3.54	3.44	3.33	3.28	3.32	3.43	3.57	3.66	3.67	3.63	3.67	3.85	4.01	3.84	3.35	2.8	2.42	2.21	2.03	1.83	1.53	1.15	0.73	0.38	0.16	0.06	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
80.4	0.07	0.09	0.13	0.18	0.27	0.39	0.54	0.74	0.97	1.26	1.58	1.91	2.23	2.52	2.76	2.93	3.01	3.03	2.99	2.94	2.91	2.9	2.93	3	3.12	3.32	3.6	3.92	4.39	5.17	6.25	6.92	6.38	5.02	3.74	2.76	1.84	0.99	0.24	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
81.2	0.21	0.26	0.36	0.51	0.73	1.02	1.37	1.77	2.24	2.78	3.37	3.97	4.53	5.03	5.42	5.65	5.68	5.49	5.07	4.5	3.89	3.37	3.01	2.87	2.92	3.11	3.31	3.38	3.26	3.02	2.76	2.28	1.5	0.79	0.35	0.14	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
83.2	0.13	0.15	0.19	0.26	0.36	0.51	0.69	0.92	1.19	1.49	1.81	2.12	2.39	2.61	2.79	2.9	2.94	2.89	2.77	2.61	2.5	2.49	2.66	3.08	3.77	4.65	5.55	6.32	6.86	7.28	7.35	6.51	4.69	2.68	1.23	0.47	0.15	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
84.6	0.14	0.17	0.24	0.34	0.48	0.67	0.9	1.17	1.48	1.84	2.23	2.62	2.98	3.31	3.58	3.75	3.82	3.76	3.57	3.3	3.03	2.86	2.82	2.97	3.27	3.66	4.05	4.35	4.59	4.9	5.38	5.45	4.5	3.18	2.09	1.34	0.77	0.36	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
86.4	0.15	0.18	0.23	0.32	0.45	0.62	0.85	1.13	1.45	1.82	2.21	2.59	2.92	3.19	3.39	3.52	3.58	3.58	3.54	3.48	3.43	3.41	3.39	3.37	3.34	3.31	3.28	3.29	3.48	3.94	4.54	4.91	4.63	3.74	2.69	1.86	1.27	0.85	0.55	0.44	0.39	0.32	0.21	0.11	0.04	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
89.2	0.1	0.12	0.15	0.2	0.28	0.38	0.52	0.68	0.87	1.1	1.35	1.61	1.85	2.06	2.21	2.3	2.32	2.28	2.17	2.05	1.93	1.88	1.91	2.05	2.3	2.67	3.12	3.63	4.21	4.92	5.77	6.49	6.5	5.76	4.77	3.96	3.35	2.79	2.26	1.79	1.35	0.93	0.55	0.28	0.12	0.05	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
89.9	0.09	0.1	0.13	0.17	0.24	0.33	0.45	0.61	0.8	1.04	1.32	1.62	1.95	2.27	2.59	2.88	3.12	3.28	3.35	3.34	3.28	3.25	3.29	3.45	3.71	4.06	4.43	4.79	5.18	5.69	6.31	6.65	6.05	4.6	2.95	1.61	0.73	0.25	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
92	0.06	0.07	0.1	0.15	0.23	0.34	0.48	0.64	0.85	1.08	1.35	1.64	1.93	2.23	2.55	2.89	3.23	3.57	3.84	4.01	4.11	4.2	4.36	4.64	5.01	5.38	5.62	5.62	5.45	5.24	5.07	4.63	3.6	2.44	1.56	0.98	0.56	0.25	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
92.7	0.17	0.19	0.24	0.33	0.45	0.61	0.81	1.05	1.34	1.68	2.06	2.46	2.85	3.2	3.47	3.64	3.69	3.59	3.36	3.01	2.61	2.23	1.92	1.68	1.5	1.36	1.22	1.08	0.93	0.82	0.78	0.77	0.75	0.72	0.72	0.84	1.09	1.47	1.99	2.98	4.29	5.49	6.08	6.13	5.44	3.89	2.03	0.74	0.19	0.04	0.01	0	0	0	0	0
93.5	0.12	0.15	0.2	0.28	0.4	0.57	0.77	1.02	1.31	1.66	2.04	2.42	2.78	3.08	3.31	3.44	3.48	3.42	3.28	3.1	2.95	2.88	2.94	3.15	3.47	3.84	4.17	4.4	4.6	4.88	5.26	5.17	4.2	3.06	2.25	1.77	1.43	1.12	0.82	0.53	0.22	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
94.7	0.12	0.14	0.18	0.26	0.36	0.51	0.7	0.94	1.22	1.54	1.87	2.18	2.47	2.72	2.93	3.12	3.28	3.38	3.4	3.36	3.3	3.31	3.48	3.89	4.51	5.2	5.79	6.12	6.14	6.03	5.74	4.93	3.49	1.99	0.91	0.35	0.11	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
95.5	0.09	0.1	0.14	0.2	0.28	0.39	0.54	0.71	0.91	1.14	1.39	1.61	1.79	1.93	2.02	2.08	2.1	2.11	2.1	2.1	2.14	2.23	2.43	2.77	3.25	3.83	4.46	5.05	5.62	6.33	7.21	7.55	6.7	5.25	3.98	3.04	2.18	1.35	0.58	0.23	0.08	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
95.9	0.07	0.08	0.11	0.15	0.22	0.32	0.45	0.63	0.85	1.12	1.44	1.8	2.19	2.59	2.98	3.35	3.66	3.88	4	4.05	4.07	4.15	4.34	4.7	5.2	5.72	6.09	6.19	5.95	5.49	4.84	3.89	2.66	1.52	0.74	0.32	0.12	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
97.8	0.26	0.32	0.44	0.63	0.91	1.28	1.72	2.24	2.85	3.54	4.26	4.93	5.49	5.88	6.05	5.98	5.66	5.12	4.4	3.59	2.83	2.2	1.75	1.51	1.45	1.52	1.66	1.79	1.89	2.04	2.35	2.59	2.34	1.88	1.53	1.32	1.11	0.88	0.65	0.57	0.41	0.16	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
98.9	0.06	0.08	0.11	0.16	0.24	0.35	0.49	0.67	0.89	1.16	1.46	1.76	2.05	2.33	2.59	2.83	3.04	3.22	3.34	3.41	3.47	3.56	3.73	4.01	4.37	4.75	5.06	5.25	5.33	5.4	5.42	5.07	4.09	2.98	2.16	1.62	1.21	0.85	0.53	0.4	0.3	0.16	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
99.5	0.07	0.09	0.12	0.17	0.25	0.35	0.48	0.63	0.81	1.02	1.22	1.4	1.55	1.64	1.7	1.72	1.73	1.73	1.72	1.73	1.77	1.87	2.07	2.4	2.89	3.54	4.29	5.07	5.86	6.76	7.82	8.34	7.5	5.99	4.63	3.58	2.61	1.65	0.75	0.32	0.11	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100.2	0.07	0.09	0.12	0.18	0.26	0.37	0.51	0.7	0.91	1.17	1.44	1.71	1.94	2.14	2.3	2.44	2.54	2.6	2.61	2.6	2.61	2.69	2.89	3.27	3.84	4.56	5.29	5.86	6.24	6.57	6.99	6.89	5.6	3.94	2.62	1.72	1.05	0.54	0.13	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
101.1	0.28	0.34	0.46	0.66	0.93	1.29	1.72	2.2	2.75	3.37	4.01	4.62	5.14	5.52	5.72	5.7	5.43	4.93	4.24	3.46	2.73	2.14	1.75	1.58	1.63	1.86	2.21	2.56	2.84	3.13	3.54	3.68	3.01	2.04	1.26	0.73	0.38	0.15	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
102.2	0.3	0.35	0.44	0.59	0.81	1.08	1.43	1.83	2.27	2.76	3.26	3.72	4.09	4.36	4.52	4.55	4.49	4.32	4.06	3.76	3.47	3.29	3.26	3.42	3.73	4.12	4.41	4.47	4.23	3.8	3.24	2.51	1.63	0.86	0.38	0.15	0.05	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
103.9	0.4	0.49	0.67	0.96	1.37	1.91	2.57	3.32	4.17	5.15	6.18	7.18	8.07	8.77	9.16	9.11	8.53	7.39	5.79	4.03	2.47	1.32	0.61	0.25	0.09	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
104.9	0.47	0.56	0.73	1.02	1.42	1.96	2.64	3.43	4.33	5.34	6.41	7.41	8.29	8.93	9.21	9.02	8.31	7.07	5.45	3.74	2.24	1.17	0.53	0.21	0.07	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
106	0.09	0.11	0.15	0.22	0.32	0.46	0.65	0.88	1.16	1.49	1.85	2.21	2.54	2.81	3	3.09	3.08	2.97	2.79	2.6	2.43	2.35	2.37	2.51	2.77	3.12	3.52	3.93	4.4	5.08	5.96	6.39	5.72	4.56	3.6	2.92	2.29	1.63	0.98	0.57	0.29	0.11	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
108.1	0.23	0.27	0.34	0.46	0.62	0.83	1.08	1.36	1.67	2	2.34	2.64	2.88	3.04	3.12	3.11	3.02	2.86	2.64	2.38	2.13	1.96	1.89	1.97	2.17	2.47	2.81	3.13	3.46	3.88	4.47	5.07	5.15	4.66	3.93	3.31	2.83	2.35	1.87	1.44	1.02	0.63	0.32	0.14	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
108.8	0.07	0.09	0.11	0.16	0.23	0.32	0.45	0.63	0.86	1.15	1.52	1.94	2.4	2.86	3.26	3.58	3.79	3.9	3.91	3.85	3.76	3.7	3.65	3.62	3.67	3.83	4.06	4.27	4.44	4.47	4.39	4.13	3.49	2.61	1.83	1.3	0.97	0.76	0.63	0.65	0.73	0.8	0.8	0.75	0.65	0.46	0.26	0.12	0.05	0.03	0.02	0.01	0.01	0	0	0
109.4	0.19	0.24	0.33	0.47	0.67	0.93	1.25	1.62	2.03	2.5	2.98	3.42	3.79	4.04	4.14	4.07	3.85	3.5	3.06	2.59	2.17	1.89	1.78	1.86	2.14	2.59	3.15	3.67	4.1	4.57	5.26	5.71	5.11	3.91	2.78	1.89	1.14	0.54	0.08	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
111.4	0.15	0.17	0.22	0.3	0.42	0.58	0.79	1.04	1.34	1.72	2.15	2.6	3.02	3.34	3.51	3.51	3.38	3.19	3	2.85	2.73	2.65	2.55	2.44	2.45	2.73	3.29	4.02	4.79	5.32	5.66	6.05	5.73	4.56	3.29	2.19	1.33	0.68	0.21	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
114.8	0.31	0.35	0.45	0.61	0.82	1.1	1.44	1.83	2.25	2.72	3.19	3.62	3.96	4.19	4.29	4.24	4.07	3.78	3.38	2.95	2.55	2.25	2.09	2.09	2.24	2.49	2.78	3.05	3.31	3.67	4.17	4.57	4.41	3.65	2.71	1.9	1.26	0.74	0.32	0.12	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
117.8	0.15	0.18	0.25	0.36	0.53	0.76	1.06	1.43	1.86	2.38	2.94	3.5	4.02	4.48	4.86	5.16	5.39	5.5	5.44	5.13	4.59	3.99	3.45	3.04	2.78	2.59	2.38	2.13	1.87	1.7	1.73	2.02	2.37	2.59	2.61	2.32	1.59	0.78	0.11	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
119.8	0.21	0.26	0.35	0.5	0.7	0.97	1.29	1.66	2.07	2.53	3.01	3.46	3.86	4.17	4.39	4.5	4.49	4.37	4.12	3.78	3.42	3.11	2.92	2.87	2.94	3.08	3.19	3.19	3.09	3.1	3.34	3.55	3.27	2.66	2.09	1.63	1.12	0.59	0.12	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
121.9	0.07	0.09	0.13	0.19	0.29	0.42	0.6	0.82	1.08	1.4	1.74	2.09	2.42	2.71	2.97	3.16	3.29	3.33	3.28	3.14	2.96	2.84	2.83	2.98	3.29	3.71	4.15	4.57	5.01	5.58	6.29	6.55	5.68	4.22	2.86	1.8	0.99	0.42	0.05	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
123.5	0.07	0.09	0.12	0.17	0.25	0.35	0.47	0.62	0.8	1	1.2	1.38	1.54	1.65	1.73	1.77	1.8	1.82	1.82	1.83	1.87	1.96	2.13	2.41	2.81	3.34	3.97	4.64	5.34	6.18	7.21	7.93	7.61	6.48	5.3	4.29	3.15	1.92	0.73	0.21	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ST4 (Grain-size Distribution)

Strat. Depth (m)	grain size class (µm) ==>																																																						
	0.15	0.17	0.21	0.24	0.29	0.35	0.41	0.49	0.58	0.69	0.82	0.98	1.2	1.4	1.6	2	2.3	2.8	3.3	3.9	4.7	5.5	6.6	7.8	9.3	11	13	16	19	22	26	31	37	44	53	63	74	88	105	125	149	177	210	250	297	354	420	500	595	707	841	1000	1189	1414	1682	2000
126	0.18	0.21	0.27	0.36	0.5	0.68	0.9	1.16	1.44	1.74	2.04	2.31	2.54	2.72	2.85	2.93	2.95	2.87	2.7	2.45	2.17	1.9	1.68	1.53	1.44	1.4	1.38	1.38	1.47	1.78	2.33	2.96	3.31	3.48	3.78	4.3	5	5.59	5.81	5.2	3.93	2.4	1.21	0.51	0.19	0.06	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0
129	0.14	0.16	0.21	0.29	0.4	0.56	0.75	0.99	1.27	1.58	1.92	2.25	2.54	2.78	2.95	3.03	3.04	2.96	2.81	2.6	2.39	2.22	2.14	2.16	2.27	2.46	2.69	2.9	3.14	3.47	3.96	4.5	4.68	4.39	3.88	3.5	3.26	3.03	2.79	2.47	1.96	1.32	0.72	0.32	0.11	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0
130.7	0.06	0.07	0.09	0.13	0.18	0.25	0.35	0.47	0.63	0.84	1.09	1.39	1.73	2.11	2.49	2.83	3.07	3.17	3.11	2.93	2.73	2.57	2.54	2.66	2.94	3.33	3.78	4.24	4.74	5.44	6.39	7.04	6.68	5.6	4.5	3.53	2.48	1.38	0.38	0.07	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
132.1	0.2	0.25	0.34	0.5	0.74	1.05	1.46	1.95	2.52	3.19	3.91	4.63	5.3	5.88	6.3	6.49	6.41	6.03	5.39	4.6	3.82	3.18	2.77	2.58	2.57	2.66	2.76	2.76	2.63	2.41	2.1	1.52	0.76	0.27	0.07	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
132.7	0.13	0.16	0.2	0.28	0.39	0.55	0.75	0.99	1.27	1.58	1.91	2.22	2.5	2.74	2.95	3.1	3.18	3.15	3	2.76	2.51	2.33	2.29	2.44	2.76	3.15	3.51	3.8	4.05	4.47	5.07	5.5	5.43	4.81	3.92	3.16	2.51	1.88	1.26	0.75	0.38	0.15	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
133.8	0.16	0.19	0.25	0.34	0.48	0.66	0.9	1.19	1.54	1.95	2.43	2.92	3.4	3.84	4.21	4.48	4.64	4.68	4.61	4.45	4.26	4.1	3.99	3.95	3.98	4.05	4.07	3.98	3.8	3.6	3.38	3.05	2.44	1.7	1.07	0.64	0.36	0.18	0.06	0.02	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
136.5	0.2	0.25	0.34	0.5	0.72	1.04	1.44	1.94	2.54	3.27	4.08	4.91	5.73	6.48	7.08	7.48	7.64	7.52	7.11	6.44	5.62	4.75	3.9	3.11	2.37	1.66	1.03	0.53	0.22	0.07	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
137.2	0.13	0.16	0.22	0.31	0.45	0.63	0.87	1.16	1.5	1.91	2.34	2.78	3.2	3.58	3.9	4.11	4.21	4.18	4.01	3.76	3.51	3.35	3.36	3.59	3.99	4.47	4.88	5.04	4.9	4.65	4.4	3.88	2.83	1.78	1.02	0.55	0.26	0.1	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
138.8	0.08	0.1	0.13	0.19	0.27	0.39	0.55	0.75	1	1.29	1.6	1.91	2.2	2.43	2.6	2.67	2.64	2.5	2.3	2.09	1.96	1.94	2.1	2.45	2.92	3.47	4.07	4.68	5.39	6.35	7.55	8.07	6.99	5.33	3.85	2.67	1.63	0.78	0.12	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
140	0.11	0.14	0.18	0.26	0.37	0.51	0.69	0.89	1.13	1.4	1.68	1.94	2.16	2.32	2.41	2.43	2.38	2.25	2.08	1.89	1.72	1.65	1.7	1.91	2.26	2.73	3.28	3.84	4.44	5.27	6.48	7.58	7.59	6.67	5.57	4.51	3.21	1.78	0.47	0.08	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
141.8	0.14	0.17	0.23	0.33	0.48	0.67	0.92	1.21	1.55	1.96	2.39	2.83	3.23	3.56	3.81	3.93	3.91	3.77	3.52	3.22	2.96	2.8	2.79	2.94	3.2	3.49	3.76	3.97	4.21	4.62	5.22	5.4	4.56	3.31	2.24	1.45	0.84	0.38	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
142.8	0.07	0.08	0.12	0.17	0.25	0.37	0.52	0.72	0.96	1.24	1.55	1.87	2.17	2.45	2.68	2.84	2.93	2.93	2.84	2.67	2.47	2.28	2.16	2.16	2.28	2.52	2.84	3.22	3.66	4.3	5.23	6.13	6.32	5.72	4.97	4.35	3.55	2.6	1.65	1.09	0.65	0.3	0.09	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
143.7	0.1	0.12	0.16	0.23	0.32	0.45	0.61	0.8	1.02	1.27	1.52	1.75	1.92	2.04	2.12	2.14	2.13	2.09	2.04	1.99	1.97	2.05	2.27	2.66	3.22	3.93	4.75	5.61	6.53	7.6	8.78	9.18	7.65	4.96	2.56	1.05	0.32	0.07	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
144.8	0.12	0.15	0.2	0.29	0.41	0.58	0.79	1.05	1.36	1.72	2.1	2.48	2.83	3.13	3.38	3.54	3.62	3.6	3.48	3.28	3.05	2.86	2.77	2.82	3.01	3.28	3.57	3.8	3.98	4.23	4.65	4.91	4.52	3.77	3.11	2.64	2.11	1.48	0.82	0.37	0.11	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
147	0.16	0.19	0.26	0.36	0.51	0.69	0.91	1.16	1.44	1.74	2.04	2.31	2.51	2.63	2.66	2.59	2.45	2.23	1.98	1.72	1.51	1.41	1.44	1.62	1.94	2.36	2.81	3.22	3.64	4.22	5.18	6.23	6.52	6.04	5.46	5.01	4.25	3.17	1.97	0.98	0.37	0.11	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
148	0.12	0.14	0.19	0.27	0.38	0.54	0.73	0.97	1.25	1.58	1.93	2.26	2.56	2.83	3.06	3.25	3.43	3.57	3.67	3.68	3.62	3.55	3.55	3.67	3.9	4.18	4.4	4.49	4.5	4.57	4.76	4.83	4.46	3.49	2.48	1.68	0.97	0.42	0.04	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
149.6	0.15	0.19	0.26	0.38	0.55	0.79	1.1	1.46	1.88	2.36	2.88	3.42	3.98	4.56	5.14	5.67	6.09	6.3	6.17	5.7	5.04	4.41	3.94	3.69	3.67	3.77	3.77	3.48	2.84	2.16	1.63	1.19	0.74	0.38	0.17	0.06	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
152	0.28	0.32	0.41	0.55	0.74	0.98	1.27	1.61	1.97	2.39	2.83	3.25	3.62	3.89	4.05	4.07	3.97	3.77	3.51	3.21	2.93	2.7	2.56	2.48	2.51	2.65	2.86	3.11	3.38	3.67	4.03	4.38	4.27	3.61	2.79	2.07	1.48	0.96	0.5	0.24	0.1	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
154.6	0.19	0.22	0.3	0.43	0.62	0.88	1.19	1.57	2	2.5	3.05	3.63	4.2	4.73	5.14	5.38	5.38	5.12	4.63	4.01	3.4	2.92	2.66	2.63	2.77	3	3.19	3.26	3.21	3.23	3.43	3.44	2.82	2	1.33	0.85	0.48	0.2	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
156.7	0.17	0.2	0.28	0.4	0.56	0.78	1.05	1.37	1.73	2.14	2.56	2.96	3.3	3.55	3.7	3.74	3.65	3.44	3.12	2.75	2.39	2.12	1.99	2.03	2.23	2.57	2.97	3.32	3.61	4	4.67	5.24	5.05	4.38	3.74	3.19	2.48	1.59	0.69	0.22	0.05	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
158.3	0.25	0.3	0.39	0.54	0.76	1.07	1.47	1.96	2.54	3.21	3.92	4.62	5.22	5.67	5.89	5.86	5.57	5.07	4.4	3.63	2.87	2.19	1.64	1.23	0.96	0.83	0.82	0.95	1.26	1.84	2.72	3.72	4.22	3.9	3.11	2.3	1.58	0.94	0.4	0.14	0.04	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
160.2	0.08	0.09	0.13	0.19	0.27	0.4	0.56	0.76	1	1.29	1.59	1.89	2.16	2.4	2.59	2.73	2.82	2.87	2.87	2.84	2.81	2.83	2.97	3.26	3.71	4.26	4.82	5.29	5.62	5.94	6.3	6.3	5.47	4.11	2.89	1.98	1.21	0.58	0.09	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
161.4	0.19	0.24	0.32	0.47	0.67	0.93	1.24	1.6	1.99	2.43	2.85	3.2	3.43	3.5	3.38	3.08	2.63	2.1	1.57	1.1	0.76	0.56	0.5	0.59	0.86	1.34	2.01	2.75	3.37	3.98	5.01	6.14	6.16	5.63	5.14	4.81	4.3	3.5	2.57	1.66	0.9	0.38	0.13	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
163	0.1	0.12	0.17	0.25	0.37	0.54	0.75	1.03	1.36	1.75	2.17	2.58	2.95	3.27	3.51	3.66	3.73	3.74	3.68	3.61	3.57	3.64	3.88	4.29	4.81	5.32	5.69	5.81	5.66	5.35	4.84	3.82	2.35	1.09	0.4	0.12	0.03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
164.4	0.29	0.34	0.44	0.59	0.81	1.09	1.43	1.81	2.22	2.65	3.07	3.41	3.61	3.64	3.49	3.18	2.76	2.29	1.82	1.41	1.09	0.88	0.78	0.79	0.91	1.16	1.54	2.01	2.57	3.18	3.85	4.56	4.81	4.4	3.77	3.2	2.77	2.35	1.97	1.82	1.81	1.87	1.87	1.76	1.5	1.12	0.67	0.34	0.15	0.07	0.04	0.02	0.01	0.01	0	0
165.4	0.08	0.1	0.14	0.2	0.29	0.41	0.57	0.77	1.01	1.29	1.59	1.89	2.18	2.45	2.69	2.89	3.06	3.18	3.26	3.31	3.35	3.44	3.63	3.96	4.42	4.96	5.47	5.83	6.03	6.15	6.18	5.66	4.32	2.68	1.45	0.71	0.3	0.1	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
167.2	0.17	0.21	0.28	0.41	0.58	0.81	1.1	1.43	1.81	2.25	2.71	3.14	3.51	3.78	3.93	3.93	3.77	3.47	3.05	2.58	2.15	1.84	1.69	1.74	1.99	2.41	2.93	3.4	3.81	4.32	5.15	5.81	5.45	4.48	3.53	2.74	1.95	1.14	0.39	0.11	0.03	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
168.7	0.2	0.24	0.32	0.46	0.65	0.93	1.28	1.69	2.15	2.65	3.19	3.69	4.12	4.44	4.61	4.63	4.49	4.21	3.85	3.46	3.11	2.88	2.83	2.98	3.33	3.8	4.26	4.55	4.57	4.31	3.82	3.04	2.01	1.18	0.7	0.46	0.35	0.26	0.16	0.09	0.05	0.03	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
170.4	0.12	0.15	0.21	0.31	0.46	0.66	0.93	1.26	1.66	2.12	2.62	3.12	3.6	4.01	4.34	4.56	4.64	4.58	4.39	4.1	3.81	3.6	3.54	3.68	4	4.39	4.73	4.86	4.72	4.41	3.96	3.14	1.93	0.91	0.34	0.1	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

ST5 (Clay minerals quantification)

Strat. Depth (m)	Treatment	%Kaolinite	%Smectite	%Illite-smectite (84:16)	%Chlorite	%Illite
Shuiwan Section						
168.7	EG	2.3	6.7	23.6	8	59.3
	AD	1.7	7.2	22.9	9	59.2
158.3	EG	3.4	7.3	29.7	10.4	49.1
	AD	4.8	5.8	29.5	9.5	50.3
152	EG	6	13	27	10	44
	AD	4	11	29	10	46
108.1	EG	3.3	8.3	26.7	9.7	52
	AD	2.3	8.3	27.8	9	52.6
86.4	EG	3.4	6.8	25.1	11.1	53.3
	EG	2.2	4.7	27.4	11.2	54.5
64.7	EG	1.7	C	5.4	6.9	57
	AD	1.2	23	7.4	8.2	60.3
57.1	EG	0.6	18.8	34.4	6	40.2
55.4	EG	0.4	42.6	19.7	4.4	32.9
52.3	EG	2	14.6	28.5	8.1	46.8
48.6	EG	2.3	37.7	21.1	5.4	33.4
34.5	EG	2	20	8	8	62
	AD	1	17	9	7	66
10.2	AD	1	1.5	40.5	8	49
	AD	1	1	36	8	54

EG = ethylene glycolated

AD = air dried

ST6 (Whole rock XRD)

Strat. Depth (m)	Quartz (%)	K-feldspar (%)	Plagioclase (%)	Calcite (%)	Ankerite (%)	Halite (%)	Gypsum (%)	Fe (oxy-)hydroxide (%)	Zeolite (%)	2:1 Al Clay (%)	Fe-Chlorite (%)
Shuiwan Section											
57.1	28	3	10	0	3	0	6	0.8	2	41	6
55.4	29	3	10	0	9	0	0.8	0.5	1	40	7
52.3	24	3	10	0	5	0.7	23	0.1	1	28	6
48.6	32	3	11	3	3	0	0	0.6	2	40	6

ST7 (SEM Counts)

Strat. Depth (m)	# of grains	precipitated upturned plates	silica plastering	smooth precipitation surface	capping layer	quartz crystal growth	silica coating reproducing underlying structure	irregular solution/precipitation surface	dulled solution surface	deep surface solution	disintegration by solution	large-scale chemical decomposition	chemically etched V-forms	conchoidal fractures	mechanical V-forms	straight grooves	dish-shaped concavities	mechanically formed upturned plates	flat cleavage face	cleavage planes	rounded grains	adhering particles
Shuiwan Section																						
147	6	0	0	4	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	2	4	1	0	1	2
143.7	21	0	0	4	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	4	0	2
104.9	8	0	0	0	0	0	0	5	0	2	0	0	0	0	1	0	0	3	0	1	0	3
86.4	14	0	0	5	0	0	0	5	0	1	0	0	0	0	3	0	2	6	3	0	1	10
36.8	19	0	0	2	0	0	0	6	0	3	0	0	0	0	1	0	2	8	0	0	0	3
30.3	20	0	0	8	0	0	0	7	0	2	0	0	0	0	1	0	2	0	0	14	0	7
Xieja Section																						
40.1	14	0	0	1	0	0	0	6	0	0	0	0	0	1	1	1	3	5	0	0	3	14
7	8	0	0	2	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	1	0	0	4	1	0	1	8
1	17	0	0	12	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0	8	0	8	7	5	0	2	15
2	15	0	0	12	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1	2	0	1	7	6	1	1	14
total	142	0	0	50	0	0	0	40	0	10	0	0	0	2	19	2	20	45	16	20	9	78

Liste des figures

1 Cartes politique, physique, satellitaire et structurale du golfe du Bengale 15
2 Cartes structurales de la Birmanie 17
3 Coupe de la chaîne Indo-Birmane et du bassin de Birmanie centrale 18
4 Coupe de la chaîne Himalayenne 20
5 Log des sous-bassins de Minbu et de Chindwin et synthèse de l'histoire géologique cénozoique de la zone 24
6 Evolution structurale cénozoique de la Birmanie en quatre étapes 26
7 Polarité magnétique, cycles eustatiques, profondeur de compensation en carbonates (CCD), $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques d'eau profonde et événements climatiques majeurs de l'Eocène 30
8 Carte du monde à l'Eocène moyen 33
9 Carte de l'Asie du Sud-Est à l'Eocène moyen 42
10 Log de l'Eocène moyen à final du sous-bassin de Minbu et carte géologique de la chaîne de Pondaung 46
11 Photographies des sites de la formation de Pondaung 48
12 Eléments de datation de la formation de Pondaung 53
13 Carte géologique et section de la région de Kalewa 55
14 Photographies de sites miniers de la vallée de Wa Ya Chaung 55
15 Cartes physique et structurale de la syntaxe est-himalayenne et logs parallèles des sous-bassins de Minbu et Chindwin 62
16 Cartes paléogéographique et structurale de la Birmanie éocène 63
17 Paléocourants des formations de Pondaung et de Yaw et log d'une mine de charbon de la vallée de Wa Ya Chaung 65
18 Diagrammes Q-F-L and Lv-Ls-Lm de grès des formations de Pondaung et de Yaw 66
19 Résultats isotopiques Sr et Nd de 13 échantillons de Pondaung et Yaw avec leur répartition spatiale et stratigraphique 68
20 Schéma synthèse de la provenance du sédiment éocène dans le Golfe du Bengale 69
21 Drainages supposés de la Baie du Bengale durant le Cénozoique 75

22 Evolution cénozoique de la lithologie, des isotopes du néodyme, des ratios Zr/TiO2 et La/V et du taux de sédimentation en Birmanie centrale 77
23 Evolution cénozoique de la pétrographie des grès de Birmanie centrale (diagrammes Q-F-L et Lv-Ls-Lm) 80
24 Photographies du paléosol oligo-miocène du monastère de Gangaw 84
25 Evolution de la morphologie côtière le long du corridor birmano-malais entre aujourd'hui et l'Eocène 90

26 Cartes géologiques de la zone d'étude et log du sous-bassin de Minbu 95
27 Logs des sites fossilifères de Yarshe, PK3, Thaminchauk et Ganle 96
28 Panoramas de sites de Yarshe, PK3, Thaminchauk et Ganle 97
29 Paléosols des alluvions fins : types et variations latérales 100
30 Paléosols des alluvions fins : photographies des horizons 101
31 Log géochimique, granulométrique et minéralogique d'un paléosol de type 4 103
32 Paléosols des ceintures hétérolithiques : photographies des horizons 104
33 Log géochimique, granulométrique et minéralogique d'un paléosol de ceinture d'avulsion . 106
34 Schéma récapitulatif des différents environnements de dépôt de la formation de Pondaung montrant l'extension latérale des nappes 108
35 Schéma de la variation de l'hydromorphie dans les paléosols de Pondaung 110
36 Carte géologique des sites à bois fossile 116
37 Coupes d'*Acrocarpoxylon siwalicus* et d'*Acrocarpoxylon ungeri* 117
38 Coupes de *Bauhinium paleomalabaricum* et de *Cynometroxylon holdenii* 119
39 Coupes de *Ficoxylon mogaungense* sp. nov. 120
40 Coupes de *Terminalioxylon coriaceum* 122
41 Coupes de *Sapindoxylon burmense* sp. nov. 123
42 Coupes de *Bombacoxylon pondaungense* sp. nov. 124
43 Coupes de *Shoreoxylon panganense* sp. nov. 125
44 Coupes de *Shoreoxylon burmense* et de *Shoreoxylon deomaliense* 127
45 Coupes de *Schimoxylon benderi* sp. nov. 128
46 Coupes de *Glutoxylon burmense* 134
47 Coupes de *Heritieroxylon arunachalensis* 135
48 Coupes de *Menispermoxylon* nov. spec. 137
49 Chromatogramme de la fraction aliphatique de la matière organique extraite d'un échantillon de sédiment de la formation de Pondaung 142
50 Vue imagée de la plaine alluviale de Pondaung à l'Eocène 143
51 Carte de la répartition moderne du sal et de l'écosystème du Teraï 146

52 Résultats de l'approche par coexistence 153

53 Principe de la distillation de Rayleigh appliqué à la vapeur atmosphérique 158
54 $\delta^{13}C$ de l'émail des 10 mammifères fossiles de Pondaung comparé au $\delta^{13}C$ de la flore de différents sites modernes 165
55 $\delta^{18}O_p$ vs $\delta^{18}O_c$ pour les dix spécimens de mammifères de Pondaung, comparés aux valeurs d'un grand spectre d'espèces modernes 166
56 $\delta^{18}O_c$ de l'émail des dix spécimens étudiés, en fonction de la distance à l'apex de la dent . 167
57 $\delta^{18}O_c$ et $\delta^{18}O_p$ de mammifères de la formation de Pondaung comparés aux $\delta^{18}O$ d'espèces modernes et fossiles de Birmanie et l'avant-pays himalayen 168
58 $\delta^{18}O_p$ de l'émail des dix spécimens de mammifères et $\delta^{18}O$ équivalent de l'eau ingérée . . 169
59 Photographies des gastéropodes en lumière naturelle et cathodoluminescence 171
60 $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ des coquilles des 14 spécimens étudiés en fonction de la distance à l'apex . . 174
61 $\delta^{18}O$ des gastéropodes de Pondaung et Yaw et $\delta^{18}O$ des précipitations associées, comparés aux valeurs $\delta^{18}O$ de gastéropodes et de bivalves de l'avant-pays himalayen 175
62 Sources océaniques à l'origine des précipitations éocènes en Birmanie 176
63 Cartes asiatiques modernes et éocènes utilisées dans les modélisations climatiques 183
64 Signature isotopique du matériel biotique de l'Eocène birman 185
65 Caractéristiques éoliennes des argiles rouges du bassin de Xining 187
66 Simulations climatiques à 40 Ma, illustrant la sensibilité de la mousson éocène aux paramètres orbitaux 189
67 Simulations climatiques à 34 Ma, illustrant la sensibilité de la mousson éocènes à l'extension de la calotte Antarctique et à la baisse de la pCO2 191
68 Cartes topographiques à 40 et 34 Ma utilisées dans les modélisations 195
69 Log lithologique et granulométrique de la formation de Mahalagou, bassin de Xining . . . 196
70 Variation des paramètres orbitaux au cours de l'Eocène tardif comparée aux scénarios orbitaux modélisés 197
71 Tests diagénétiques du matériel fossile birman 197
72 Précipitations annuelles, d'été et d'hiver (avec vents à 1000 hpa associés) et index de saisonnalité autour de la Téthys à 40 Ma 201

73 Sites d'échantillonnage du chapitre 5 (annexe B) 236
74 Coupes de galets de la formation de Pondaung et comptage de grains sur un échantillon quartzarénitique (annexe C) 241
75 Spectre des terres rares et des éléments incompatibles de sédiment du sous-bassin de Minbu (annexe C) 242
76 Teneur en Chrome et ratio $^{86}Sr/^{87}Sr$ de sédiment du sous-bassin de Minbu (annexe C) . . 243
77 Photographies de lithofaciès de la formation de Shwezetaw (annexe C) 245

Liste des tables

1 Chronologie asiatique simplifiée des événements géologiques d'intérêt paléoclimatique à travers le Doubthouse . . . 43
2 Liste faunique des mammifères fossiles de la formation de Pondaung . . . 51
3 Liste faunique des vertébrés fossiles (non mammifères) la formation de Pondaung . . . 52

4 Identification et comptage de minéraux lourds de grès de Pondaung et Yaw . . . 67
5 Propriétés pétrographiques et isotopiques des zones potentielles de provenance du sédiment éocène . . . 68
6 Propriétés pétrographiques et isotopiques des zones potentielles de provenance du sédiment cénozoique . . . 80

7 Lithofaciès alluviaux de la formation de Pondaung . . . 99
8 Horizons et caractéristiques pédologiques des paléosols des alluvions fins . . . 102
9 Teneur en oxides majeurs des deux grandes familles de de paléosols . . . 103
10 Répartition des spécimens de bois fossiles au sein des différentes localités fossilifères . . . 129
11 Distribution des représentants actuels (NLR) des bois fossiles de Pondaung dans les forêts modernes de la région indo-birmane . . . 130
12 Biomarqueurs identifiés par GCMS sur cinq échantillons de la formation de Pondaung . . . 140

13 Précipitations annuelles de la formation de Pondaung obtenues par divers indicateurs pédologiques quantitatifs . . . 151
14 Equations, caractères et résultats de l'approche anatomique du bois fossile . . . 154
15 Caractéristiques du climat de Pondaung issues d'une sélection des approches quantitatives les plus robustes . . . 155
16 Echantillons de mammifères terrestres fossiles de la formation de Pondaung utilisés pour l'analyse isotopique de leur émail dentaire . . . 163
17 $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ de l'émail dentaire de 10 mammifères fossiles de la formation de Pondaung . 164
18 $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ moyens et extrêmes des 14 gastéropodes sélectionnés . . . 173
19 Valeurs isotopiques du matériel éocène birman comparées aux valeurs de matériel moderne de l'avant-pays himalayen . . . 198

20 Précipitations modernes et éocènes dans les zones d'étude 198
21 Paramètres climatiques des sites à anthropoïdes éocènes issus des modélisations à 40 Ma . 200

22 Synthèse des échantillons analysés dans le chapitre 4 (annexe A) 231
23 Mesures des paléocourants de Pondaung et Yaw (annexe A) 232
24 Comptage de grains de grès de Pondaung et Yaw (annexe A) 232
25 Résultats isotopiques (Nd,Sr) de sédiment de Pondaung et Yaw (annexe A) 233
26 Teneur en éléments traces et rapports isotopiques du sédiment cénozoique analysé dans le chapitre 5 (annexe B) 237
27 Comptage de grains de grès cénozoiques de Birmanie centrale (annexe B) 238
28 Caractéristiques pétrographiques de 12 galets de la formation de Pondaung (annexe C) . . 240
29 Résultats isotopiques des analyses sur dents fossiles de Pondaung (annexe D) 249
30 Résultats isotopiques des analyses sur gastéropodes de Pondaung (annexe D) 250
31 Résultats isotopiques des analyses sur gastéropodes de Yaw (annexe D) 251
32 Granulométrie de la section de Shuiwan, bassin de Xining (annexe D) 252
33 Teneur en argiles d'échantillons de la section de Shuiwan (annexe D) 255
34 Minéralogie d'échantillons de la section de Shuiwan (annexe D) 256
35 Microtextures de grains de quartz de la section de Shuiwan (annexe D) 257

Liste des encarts

1 **La collision indo-asiatique et l'Himalaya (1)** 20
2 **La collision indo-asiatique et l'Himalaya (2)** 21
3 **L'apparition des primates anthropoïdes à l'Eocène moyen** 34
4 **La mousson asiatique** 39
5 **Le climat sur les sites d'étude** 57
6 **Le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques : mécanismes** 158
7 **Le $\delta^{18}O$ des eaux météoriques : variabilité spatiale et temporelle** 159
8 **Interpréter le $\delta^{18}O$ des eaux d'un réseau hydrographique** 160