



**HAL**  
open science

# Variabilité de la mousson indienne d'été pendant les périodes interglaciaires des derniers 800 000 ans : étude des changements de végétation à partir des sédiments du Golfe du Bengale

Charlotte Clement

## ► To cite this version:

Charlotte Clement. Variabilité de la mousson indienne d'été pendant les périodes interglaciaires des derniers 800 000 ans : étude des changements de végétation à partir des sédiments du Golfe du Bengale. Climatologie. Université de Bordeaux, 2023. Français. NNT : 2023BORD0152 . tel-04204736

**HAL Id: tel-04204736**

**<https://theses.hal.science/tel-04204736>**

Submitted on 12 Sep 2023

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE  
POUR OBTENIR LE GRADE DE  
DOCTEUR DE  
**L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX**

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENT

SPÉCIALITÉ GEOLOGIE SEDIMENTAIRE, PALEOCEANOGRAPHIE ET CLIMATOLOGIE

Par Charlotte CLEMENT

**Variabilité de la mousson d'été indienne pendant les périodes  
interglaciaires des derniers 800 000 ans - Etude des changements de  
végétation à partir des sédiments du Golfe du Bengale**

Sous la direction de : Philippe MARTINEZ et Stéphanie DESPRAT

Soutenue le 20 juin 2023

Membres du jury :

M. BEAUFORT, Luc, Directeur de recherche, CEREGE,	Président
Mme. COMBOURIEU-NEBOUT, Nathalie, Directrice de recherche, HNHP,	Rapporteuse
Mme. BRACONNOT, Pascale, Directrice de recherche, LSCE,	Rapporteuse
Mme. DANIAU, Anne-Laure, Chargée de recherche, EPOC,	Examinatrice
M. MONTADE, Vincent, Chargé de recherche, ISEM,	Examineur
M. GALY, Valier, Associate scientist, Woods Hole Oceanographic Institution,	Examineur
Mme. DESPRAT, Stéphanie, Maître de conférence, EPOC,	Directrice de thèse
M. MARTINEZ, Philippe, Professeur des universités, EPOC,	Directeur de thèse





# Variabilité de la mousson d'été indienne pendant les périodes interglaciaires des derniers 800 000 ans - Etude des changements de végétation à partir des sédiments du Golfe du Bengale

Bien qu'elle affecte la vie quotidienne d'un sixième de la population mondiale ainsi que les écosystèmes continentaux, la compréhension du phénomène de la mousson d'été indienne (ISM pour Indian Summer Monsoon) n'est pas aboutie. Puisque les expériences de modélisation actuelles ne s'accordent pas sur l'évolution future de l'ISM en relation avec le réchauffement climatique, l'étude des interglaciaires passés fournit un moyen stratégique d'examiner la réponse et le forçage de la mousson pendant les grandes périodes chaudes du passé. L'objectif principal de cette thèse est de contribuer au débat qui existe depuis plus d'une décennie sur les forçages et les processus qui contrôlent en particulier le timing et l'intensité de l'ISM lors des périodes interglaciaires. Dans ce travail, l'étude des grains de pollen contenus dans la carotte sédimentaire du Site IODP U1446 localisé au large du fleuve Mahanadi dans le nord-est de la péninsule indienne a permis la reconstitution des changements de la végétation au cours des trois périodes interglaciaires : les MIS 1, MIS 5e, et MIS 19c. Le choix de ces intervalles a été réalisé en mettant à profit leur diversité de forçage afin d'examiner comment était l'intensité de la mousson dans un monde plus chaud (le MIS 5e) que notre interglaciaire actuel (MIS 1), et dans un monde plus frais (MIS 19c). Des changements de végétation de très grande amplitude ont été observés pour chacun des intervalles étudiés, marqués par le passage d'une steppe semi-aride lors de la fin de périodes glaciaires au développement d'une forêt tropicale *-plus ou moins dense-* lors des périodes interglaciaires. Si l'évolution à long terme de la forêt totale est en accord avec les autres traceurs du Site U1446 et les enregistrements régionaux de l'ISM, le développement d'un marqueur d'humidité basé sur la composition de cette forêt tropicale a permis la discrimination de différentes phases d'évolution de l'ISM au cours du temps que ni la forêt tropicale totale, ni les autres traceurs du Site U1446 ne discriminaient. Associés à une révision du modèle d'âge par rapport à ceux précédemment publiés, les données polliniques ont permis de définir les périodes humides indiennes pour chacun de ces trois intervalles, contraints de 11,8 à 5,1 ka cal BP pour le MIS 1, de 127 à 120 ka BP pour le MIS 5e et de 787,5 à 782,5 ka BP pour le MIS 19c. En comparaison relative, nous montrons que l'intensité des pluies de mousson étaient la plus forte lors des périodes humides du MIS 5e et MIS 19c par rapport à celle du MIS 1, elle-même plus humide que les conditions actuelles. La confrontation des données polliniques avec les résultats d'expériences de simulations transitoires et instantanées (LOVECLIM1.3 et HadCM3) a conduit à la conclusion que le forçage orbital, en particulier la précession, constituait le principal forçage de contrôle sur le timing de l'ISM lors des trois périodes étudiées. Bien que largement minoritaire par rapport au forçage orbital, une influence non négligeable du volume de glace sur le renforcement de la mousson a été identifié en particulier lors des terminaisons, pouvant induire un retardement du début des périodes humides de 2 à 3 ka par rapport à l'insolation. L'effet des gaz à effet de serre sur les changements à long terme de l'ISM en période interglaciaire est négligeable comparé au forçage orbital et au volume de glace. Le forçage orbital a également été identifié comme le principal forçage à l'origine des différences d'intensité de l'ISM lors des périodes humides des MIS 1 et MIS 5e. En revanche, si le forçage orbital ne peut expliquer l'intensité étonnamment forte de l'ISM au MIS 19c, nous proposons que la localisation plus proximale des calottes en Eurasie ait généré des conditions inattendues sur l'ISM en amplifiant le contraste thermique continent-océan.

**Mots clés: Mousson d'été indienne, Périodes interglaciaires, Pollen, Végétation, Simulations**

# **Variability of the Indian Summer Monsoon during interglacial periods of the last 800,000 years - Study of vegetation changes from Bay of Bengal sediments**

Although it affects the daily lives of one-sixth of the world's population as well as continental ecosystems, the understanding of the Indian Summer Monsoon (ISM) phenomenon is not complete. Since current modelling experiments do not agree on the future evolution of the ISM in relation to global warming, the study of past interglacials provides a strategic means of examining the response and forcing of the monsoon during major warm periods in the past. The main objective of this PhD is to contribute to the debate that has existed for more than a decade on the forcings and processes that control in particular the timing and intensity of the ISM during interglacial periods. Here, the study of pollen grains contained in the sediment core of IODP Site U1446 located off the Mahanadi River in the northeastern Peninsular India has allowed the reconstruction of vegetation changes during three interglacial periods: MIS 1, MIS 5e, and MIS 19c. The choice of these intervals was made by taking advantage of their diversity of forcing to examine what the monsoon intensity was like in a warmer world (MIS 5e) than our current interglacial (MIS 1), and in a cooler world (MIS 19c). Large-scale vegetation changes were observed for each of the intervals studied, marked by the transition from semi-arid steppe at the end of glacial periods to the development of tropical forest -more or less dense- during interglacial periods. While the long-term evolution of the total forest is in agreement with the other Site U1446 proxies and the regional ISM records, the development of a moisture marker based on the composition of this tropical forest has allowed the discrimination of different phases of the ISM evolution over time that neither the total tropical forest nor the other Site U1446 proxies discriminated. Combined with a revision of the age model from those previously published, the pollen data allowed us to define Indian humid periods for each of these three intervals, constrained from 11.8 to 5.1 ka cal BP for MIS 1, from 127 to 120 ka BP for MIS 5e and from 787.5 to 782.5 ka BP for MIS 19c. In relative comparison, we show that monsoon rainfall intensity was highest during the humid periods of MIS 5e and MIS 19c compared to MIS 1, which is itself wetter than present conditions. Comparison of the pollen data with the results of transient and instantaneous simulation experiments (LOVECLIM1.3 and HadCM3) led to the conclusion that orbital forcing, in particular precession, was the main controlling forcing on the timing of the ISM during the three periods studied. Although largely in the minority compared to the orbital forcing, a non-negligible influence of ice volume on the monsoon strengthening was identified, particularly at the terminations, which could induce a delay in the onset of humid periods by 2 to 3 ka with respect to insolation. The effect of greenhouse gases on long-term changes in the ISM during interglacial periods is negligible compared to orbital forcing and ice volume. Orbital forcing has also been identified as the main forcing behind the differences in ISM intensity during the MIS 1 and MIS 5e wet periods. In contrast, if orbital forcing cannot explain the surprisingly strong ISM intensity at MIS 19c, we propose that the more proximal location of the Eurasian ice caps generated unexpected conditions on the ISM by amplifying the continent-ocean thermal contrast.

**Key words: Indian summer monsoon, Interglacial periods, Pollen, Vegetation, Simulations**

## Remerciements

Bon et bien ça y est, nous y sommes. J'imagine que le moment où l'on écrit cette partie de notre manuscrit met en quelque sorte en point final à cette aventure. Une aventure parfois agréable, parfois difficile, parfois même douloureuse, mais sans aucun doute enrichissante. Je ne ressens aucune culpabilité à expliciter oh combien ce doctorat a été difficile pour moi mais aujourd'hui, après les nombreux doutes que j'ai pu avoir sur la poursuite de la thèse, le sentiment de plénitude que je ressens à l'idée d'avoir réussi à aller au bout est inexplicable. Il est maintenant temps de remercier toutes les personnes qui m'ont accompagnées au cours de ces 3 (ou plutôt 4) dernières années.

Je remercie tout d'abord mes deux directeurs de thèse Stéphanie et Philippe, sans qui ce doctorat n'aurait pas pu avoir lieu. Stéphanie, tu te rappelles-tu du jour où, lorsque je n'étais encore qu'en stage de M1 (en 2018!), je suis venue te voir te demandant si tu avais un sujet de M2 à me proposer ? Moi je m'en rappelle très bien. Tu m'as répondu "*si tu veux, j'en ai effectivement un, mais j'espère que tu aimes les challenges!*". Et bien voilà, 5 ans plus tard quelques milliers de grains de pollen comptés et un manuscrit écrit, l'aventure se termine de mon côté. Je tenais à te remercier de m'avoir fait confiance. Plus important encore, je vous remercie, à tous les deux, d'avoir toujours avoir été là pour moi, dans les moments d'excitation, de joie, mais aussi de crainte, de doute, et de pression.

Je tiens à remercier Bruno M. pour s'être battu corps et âme depuis mon master 1 pour me permettre d'avoir la chance de vivre l'expérience d'une mission océanographique à bord du N/O Marion Dufresne II. Comme quoi, la troisième fois était la bonne! Cette expérience est sans aucun doute la plus dingue de toute ma vie, et je te suis tellement, mais alors tellement reconnaissante pour cette opportunité. Que ce soit sur le plan scientifique, humain, expérimental, j'y ai tellement appris. Je garderai tout particulièrement précieusement dans ma mémoire les indescriptibles levers et couchers de soleil dont nous avons profité avec les membres de mon quart (4-8) : Jérôme, Marion, Stéphane, Cédric, et Sidonie. J'en profite également pour remercier les chefs de mission Sébastien Z. et Carole B. pour avoir su écrire et proposer la mission SCRATCH à la commission en un temps records, sans vous, tout ceci n'aurait pas été possible. Aussi, je remercie l'école doctorale Sciences et Environnement de Bordeaux ainsi que Jacques G. pour avoir financé mes billets d'avions nécessaires à la réalisation de cette mission.



Bien évidemment, je remercie chaleureusement mes amis et collègues du laboratoire EPOC. Avant tout bien sur mes collègues de bureau (anciens et actuels!). Marjolaine, tu étais là à mes débuts et m'a aidé à m'installer, m'organiser. Même si tu n'étais plus au labo, tu as continué d'être là lorsque j'en avais besoin, et à cela je te remercie chaleureusement. Marion, le moins qu'on puisse dire c'est qu'on s'en est échangé des figures et des scripts R ! J'adorais venir te voir lorsque tu habitais le bureau 116. Que ce soit autour d'un café ou d'un gâteau au chocolat que tu faisais exprès pour embêter Etienne (oups), parler avec toi me permettait systématiquement de prendre du recul sur mes données ; d'organiser mes idées et au final, me remotivait. Tu m'as sacrément manqué cette dernière année. Manon, Héloïse, Jian, merci d'avoir supporté les montagnes russes émotionnelles qui surgissait dans ma tête, en particulier cette dernière année. Maëva, ma chère Maé. Quand je me souviens que nous nous sommes rencontrées pour la première fois en L1, fin 2014 : ça ne nous rajeunit pas! Je peux t'assurer qu'en dehors de mes proches, tu représentes incontestablement le premier soutien émotionnel de ces dernières années ; et je crois (j'espère) que cette relation perdurera très longtemps. Coralie, tu as été un peu comme ma "grande sœur scientifique", toujours bienveillante et disponible pour discuter végétation et mousson avec moi. Je garderai en particulier un très bon souvenir de nos sessions comptages ensemble ou encore de notre périple à la Nouvelle Orléans, pour lequel je remercie d'ailleurs l'équipe paléo, l'AFEQ et l'APLF d'avoir contribué au financement de ma participation à ce colloque international.

Je tiens à remercier chaleureusement les membres de mon jury pour avoir accepté d'évaluer cette thèse de doctorat : Luc Beaufort, Nathalie Combourieu-Nebout, Vincent Montade, Anne-Laure Daniau et Valier Galy. Je remercie également Ludovic Devaux pour le traitement de la préparation de mes échantillons. Je remercie Qiuzhen Yin d'avoir accepté de me recevoir à Louvain-La-Neuve et de travailler avec moi sur les résultats des simulations, et remercie en particulier ses étudiantes en thèse (enfin maintenant diplômées!) Qianqian Su et Anqi Lyu pour le temps qu'elles ont passé à extraire les données dont j'avais besoin.

Enfin, je ne peux oublier de mentionner toutes les personnes en dehors du contexte du laboratoire mais qui m'ont tout autant aidé à traverser ces années de labeur. Pierre-Henry en particulier, mon pilier, mon soutien de tous les jours, à toute épreuve, en toutes circonstances. Sans toi à mes côtés je ne suis pas certaine que j'aurai trouvé le courage d'aller au bout de toute cette épreuve. Je remercie mes amis (François, Clara, Gabrielle, Aurélia, Tatiana, Céline, Sophie...) et ma famille pour leur soutien. Une petite dédicace toute particulière à ma grande sœur Manon, qui a accepté de séjourner à la maison lors de mes derniers jours *d'enfe*.. de rédaction, en me remontant le moral à coup de doubles doses de crêpes et cookies fait maison.

# Table des matières

Résumé	II
Abstract	III
Remerciements	IV
Table des matières	VI
Table des illustrations	X
<b>CHAPITRE 1 Introduction à l'étude du cycle hydrologique tropical pendant les périodes interglaciaires et questionnements scientifiques</b>	<b>3</b>
<b>CHAPITRE 2 Cadre contextuel et environnemental du Site IODP U1446</b>	<b>15</b>
1. La péninsule indienne et le climat de mousson	16
1.1. Généralités et définition	16
1.2. Circulation atmosphérique du système de mousson indienne	18
1.3. Hydrologie et circulation océanique de surface	20
2. La végétation indienne : une biosphère mousson-dépendante	24
2.1. La végétation indienne et les paramètres qui la conditionnent	24
2.2. Les grands ensembles végétaux de la péninsule indienne	25
2.2.1. Les forêts sempervirentes humides	27
2.2.2. Les forêts semi-sempervirentes (aussi appelées semi-décidues)	28
2.2.3. Les forêts décidues humides	31
2.2.4. Les forêts décidues sèches	32
2.2.5. Les forêts d'épineux	33
2.2.6. Les forêts d'altitude et les étages de la végétation	34
2.2.6.1. Généralités	34
2.2.6.2. Cas des forêts himalayennes	34
2.2.6.3. Cas des forêts des Ghâts occidentaux	36
2.2.7. Les formations édaphiques : mangroves, sols salins et végétation d'eau douce	38
2.2.7.1. Les mangroves et formations côtières	38
2.2.7.2. Les formations d'eau douce	39
2.3. Zoom sur le bassin versant du fleuve Mahanadi et alentours	40
<b>CHAPITRE 3 Matériels et outils utilisés pour les reconstructions paléoclimatiques de la mousson d'été indienne</b>	<b>45</b>
1. Description du Site IODP U1446	46
1.1. Localisation du Site IODP U1446	46
1.2. Caractéristiques du Site IODP U1446	48
1.3. Chronologie du Site IODP U1446	50
2. Les traceurs paléoclimatiques du Site IODP U1446	53
2.1. Les grains de pollen (cette étude)	53

2.1.1.	Cycle végétal et production pollinique _____	54
2.1.2.	Dispersion et transport _____	54
2.1.3.	Distorsion des enregistrements polliniques tropicaux marins _____	55
2.1.4.	Traitement des échantillons et méthode d'analyse _____	58
2.1.5.	Représentation des résultats _____	61
2.1.5.1.	Le calcul des fréquences et des concentrations polliniques _____	61
2.1.5.2.	Le diagramme pollinique _____	62
2.1.5.3.	Les groupes écologiques définis pour ce travail _____	62
2.1.6.	Analyses statistiques sur les données polliniques _____	65
2.1.6.1.	Le lissage des données par la méthode Lowess _____	65
2.1.6.2.	Les analyses spectrales des séries temporelles _____	65
2.1.6.3.	La comparaison d'assemblages polliniques des séries temporelles par MDS et PERMANOVA _____	66
2.2.	Les isotopes du carbone et de l'hydrogène des cires de plantes ( $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta\text{D}$ des n-alcanes) _____	67
2.3.	Les paléosalinités ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ ) _____	68
2.4.	Le ruissellement continental (Rb/Ca) _____	68
3.	Simulations _____	68
3.1.	Simulations transitoires avec LOVECLIM1.3 _____	68
3.2.	Simulations instantanées avec HadCM3 _____	69
<b>CHAPITRE 4 La dernière déglaciation et notre interglaciaire actuel, l'Holocène _____</b>		<b>73</b>
1.	Introduction de chapitre _____	74
2.	Résultats _____	80
2.1.	Description des changements de végétation des derniers 24 ka _____	82
2.2.	Caractérisation des changements rapides de forêt tropicale et de leur cyclicité _____	84
2.3.	Des marqueurs de l'activité anthropique ? _____	88
3.	Interprétation et discussion _____	90
3.1.	La végétation des derniers 1300 ans et sa représentativité dans les sédiments récents du Site U1446 _____	90
3.2.	Variabilité orbitale de la végétation et des précipitations apportées par l'ISM _____	92
3.3.	Variabilité millénaire de la végétation et des précipitations apportées par l'ISM _____	102
3.4.	Les forçages de la variabilité de l'ISM le long des derniers 25 ka _____	107
3.5.	Le cas particulier de la mangrove _____	110
4.	Conclusions de chapitre _____	112
<b>CHAPITRE 5 <i>Greening of India and revival of the South-Asian summer monsoon in a warmer world</i> _____</b>		<b>115</b>
	Résumé en français : _____	115
1.	Vegetation and South Asian summer monsoon during MIS 1 and MIS 5e _____	118
2.	A humid period of greater magnitude over the last interglacial period in India _____	122

3.	Mechanisms contributing to interglacial humid periods in India _____	123
4.	Extended data _____	125
5.	Method _____	129
5.1.	Sediment material _____	129
5.2.	Pollen analysis _____	129
5.3.	Statistics on pollen data _____	130
5.4.	Chronological framework _____	131
5.5.	Simulations with LOVECLIM and HadCM3 _____	132
5.6.	$\delta^{18}\text{O}$ seawater estimates _____	132
6.	Supplementary Note _____	133
6.1.	Source of pollen recruited at Site U1446 _____	133
6.2.	Chronological framework _____	135
<b>CHAPITRE 6 Le Stade Isotopique Marin 19 _____</b>		<b>137</b>
1.	Introduction de chapitre _____	138
2.	Résultats : description des changements de végétation entre 798 et 750 ka BP _____	140
3.	Interprétation et discussion _____	143
3.1.	Végétation et climat dans le nord-est de la péninsule indienne d'après l'enregistrement pollinique du Site U1446 _____	143
3.2.	Comparaison de l'enregistrement pollinique avec les autres traceurs du Site U1446 _____	147
3.3.	Comparaison de l'enregistrement polliniques du Site U1446 avec les enregistrements régionaux de mousson est-asiatique _____	149
3.4.	La variabilité rapide de l'ISM au MIS 19 _____	149
3.5.	Les forçages qui déterminent la variabilité de la végétation et de l'ISM au MIS 19 _____	154
3.5.1.	Relation temporelle entre les traceurs de l'ISM et les forçages externes et internes _____	154
3.5.2.	Les facteurs potentiels responsables des températures fraîches au début du MIS 19c en Inde _____	157
3.5.3.	Les facteurs de contrôle de l'intensité des précipitations de mousson au MIS 19 _____	158
4.	Conclusions de chapitre _____	160
<b>CHAPITRE 7 Synthèse des données polliniques &amp; comparaison modèles-données _____</b>		<b>163</b>
1.	Comparaison des données polliniques des trois périodes interglaciaires _____	164
2.	Comparaison modèles-données _____	170
2.1.	Comparaison des données polliniques et de la végétation simulée avec le module VECODE (LOVECLIM1.3 uniquement) _____	170
2.2.	Comparaison des données polliniques et des simulations transitoires des précipitations et températures (LOVECLIM1.3 et HadCM3) _____	173
2.3.	Comparaison modèles-données : focus sur les périodes humides indiennes _____	175
3.	Les forçages contrôlant la variabilité de la végétation et de l'ISM lors des interglaciaires _____	179
3.1.	Les résultats du modèle LOVECLIM1.3 _____	179



3.2.	Les résultats du modèle HadCM3	182
4.	Discussion sur les rôles des forçages externes et internes sur le timing et l'intensité de la mousson d'été indienne en période interglaciaire	182
<b>CHAPITRE 8</b>	<b>Conclusions et perspectives</b>	<b>187</b>
1.	Conclusions générales	188
2.	Perspectives	190
<b>Bibliographie</b>		<b>193</b>
<b>Diagrammes polliniques annexes</b>		<b>237</b>
1.	Diagrammes polliniques complets (en pourcentages, en fonction de l'âge du sédiment)	238
1.1.	Diagramme des derniers 24 ka	238
1.2.	Diagramme de la période entre 135 et 105 ka BP	242
1.3.	Diagramme de la période entre 798 et 750 ka BP	245
2.	Diagrammes polliniques complets (en concentrations, en fonction de l'âge du sédiment)	248
2.1.	Diagramme pollinique des derniers 24 ka	248
2.2.	Diagramme pollinique de la période entre 135 et 105 ka BP	251
2.3.	Diagramme pollinique de la période entre 798 et 750 ka BP	253

## Table des illustrations

Figure 1-1 : Changement des précipitations moyennes annuelles (%) par rapport à 1850-1900.....	4
Figure 1-2 : Représentation schématique de l'influence des paramètres orbitaux en tant que « pacemaker » des cycles glaciaire-interglaciaire (Hodell et al., 2016). .....	6
Figure 1-3 : Représentation de l'évolution des cycles glaciaires-interglaciaires au cours du Quaternaire (Ruddiman, 2001). .....	7
Figure 1-4 : Représentation des séries temporelles des forçages climatiques externes (insolation déterminée par les paramètres d'excentricité, de précession et d'obliquité de la Terre (Berger et Loutre, 1999) et internes (gaz à effet de serre (Bereiter et al., 2015 et Louergue et al., 2008) et volume de glace (Lisiecki et Raymo, 2005) le long des derniers 800 ka. Les bandes grises et nomenclatures associées identifient les périodes interglaciaires. ....	8
Figure 1-5 : Représentation schématique du questionnement relatif au débat de timing de l'ISM à l'échelle orbitale. En noir sont représentées les séries paléoclimatiques brutes (Clemens et al., 2021, McGrath et al., 2021, Bolton et al., 2015, Caley et al., 2011 et Clemens et Prell 2003). En suivant la méthodologie utilisées dans ces études, nous avons extrait les bandes passantes du forçage précessionnel de 23 ka (en gris clair) et les comparons avec les changements de précession (en rouge). Les roues de phase à droite représentent le déphasage entre la bande passante à 23 ka et le signal de précession calculé sur l'ensemble des séries temporelles (déphasages proposés dans les études originales). Si ces analyses originales fournissent une estimation moyenne sur l'ensemble de la série, les zooms effectués ici sur les MIS 1 et MIS 5e indiquent des déphasages différents. Par ailleurs, les bandes passantes (en gris) ne suivent parfois pas fidèlement les tendances des données brutes (en noir), ce qui peut occasionner des biais dans les analyses de phase et y générer des retards virtuels..	11
Figure 2-1 : Régions affectées par la mousson à l'échelle globale (régions colorées). Les couleurs indiquent les précipitations moyennes annuelles associées à la mousson. Les données utilisées pour réaliser cette carte proviennent des données de précipitations mensuelles mondiales maillées à haute résolution (0,5°) de 1901 à 2010 de l'Université de Delaware (Mohtadi et al., 2016). .....	16
Figure 2-2 : Variations saisonnières actuelles des champs de pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer, normalisés par la pression moyenne annuelle terrestre (en hPa) et circulation de la basse troposphère (à 850 hPa) en hiver à gauche (a) et en été à droite (b) (Tardif, 2020). .....	17
Figure 2-3 : Taux moyen de précipitations (mm/jour) et vecteurs de vents associés (m/s) en été (panneau A) et en hiver (panneau B) (Wang et al., 2003). Les rectangles noirs indiquent les sous-systèmes de la mousson asiatique : la mousson est-asiatique au nord-est, la mousson ouest-pacifique nord au sud-est et enfin la mousson indienne au sud-ouest. Les cercles bleus indiquent la position et l'intensité de l'anticyclone des Mascareignes (A) et des dépressions du plateau tibétain (D) (ajoutés d'après Turner et Annamalai, 2012). .....	18

Figure 2-4 : Proportion des pluies estivales par rapport aux pluies annuelles totales (x100%) (Tardif 2020). Le rectangle blanc représente la Core Monsoon Zone (CMZ), zone dans laquelle la mousson d'été contribue le plus aux précipitations annuelles totales (Tardif, 2020).....	20
Figure 2-5 : Représentation schématique des principaux courants de surface de l'océan Indien durant la mousson d'hiver (a) et la mousson d'été (b). Les chiffres indiqués en rouge correspondent à la vitesse de transport des courants (en Sverdrup). Les abréviations correspondent aux différents courants de surface : le South Equatorial Current (SEC), East African Coast Current (EACC), Somali Current (SC), West Indian Coast Current (WICC), Southwest Monsoon Current (SMC), East Indian Coast Current (EICC). D'après Schott and McCreary (2001). .....	21
Figure 2-6 : Concentration en chlorophylle des eaux de surface (mg.m-3) générée par la production biogénique dans les zones d'upwelling au nord de l'océan indien pour l'été (a) et l'hiver (b). Les données proviennent du satellite ESA (Vallivattahillam et al., 2017).....	22
Figure 2-7 : Profils profondeur-latitude de la salinité moyenne (psu) pour chaque saison entre 85°E et 90°E sur la région du golfe du Bengale dans le modèle Indian National Center for Ocean Information Services Global Ocean Data Assimilation System (INC-GODAS). Les saisons correspondent aux mois suivants : printemps (mars, avril, mai) ; été (juin, juillet, août, septembre) ; automne (octobre, novembre) ; hiver (octobre, novembre). (Chowdary et al., 2016 – modifié).....	23
Figure 2-8 : Distribution moderne de la salinité de surface de la mer (SSS) (en psu) dans le Golfe du Bengale et la mer d'Andaman pendant (a) la fin de l'hiver (février) et (b) la fin de l'été (août) .....	23
Figure 2-9 : Vue d'ensemble des principaux fleuves (a) et leurs caractéristiques (b et c) qui contribuent aux apports sédimentaires dans le Golfe du Bengale (Mohanty et al., 2008 – modifié).....	24
Figure 2-10 : Illustration de la corrélation entre la distribution potentielle des grands types de végétation en Inde (gauche) (Champion and Seth, 1968) et la quantité de précipitations apportées par la mousson d'été (droite) (exemple du mois de juin, valeurs moyennes à long terme entre 1981 et 2010 – Willmott, C. J. and K. Matsuura (2001). En zone de basse altitude, les régions qui recueillent un maximum de précipitation sont occupées par les types de végétation les plus humides, et inversement. ....	26
Figure 2-11 : Représentation du lien entre la distribution des types de végétation potentielle et de leurs conditions environnementales de développement par la représentation de diagrammes ombrothermiques (moyennes entre 1991 et 2021, source : <a href="https://fr.climate-data.org/">https://fr.climate-data.org/</a> ). Le cartouche exemple en bas à droite illustre les légendes et les valeurs des axes, qui sont identiques sur chaque diagramme. ....	29
Figure 2-12 : Repères géographiques du territoire indien représentant en haut la classification des districts indiens et en bas le relief, les principaux fleuves et éléments géomorphologiques.....	30

Figure 2-13 : Distribution géographique et altitudinale des étages de végétation dans l'Himalaya. Des profils topographiques ont été établis pour l'Himalaya occidental (ouest) et l'Himalaya oriental (est), sur lesquels les données de stations météorologiques représentatives de l'étage de végétation considéré ont été ajoutés (données disponibles sur <https://fr.climate-data.org/>). .....37

Figure 2-14 : Distribution des séries de végétation établies présentées dans les notices d'Orissa et de Wainganga (Gausson et al., 1992a, 1992b) à gauche et du relief et des fleuves à droite dans les bassins versants considérés dans ce travail (du nord au sud : Subernarekha, Brahmani, Mahanadi et Nagvati / Vamsadhara), tous situés au cœur de la Core Monsoon Zone. ....40

Figure 3-1 : localisation du site IODP U1446 le long de la marge nord-est indienne. Panneau A : Le bassin versant du fleuve Mahanadi, principale source sédimentaire du site, ainsi que ceux des rivières Subarnarekha, Baitarani et Brahmani au nord et Nagavali, Vamsadhara et Rushikulya au sud sont encadrées de noir. Dans le Golfe du Bengale, les traits blancs représentent les principaux talwegs des chenaux du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre et l'enveloppe en bleu foncé représente l'extension géographique des dépôts sédimentaires associés à ce système (d'après Fauquembergue et al., 2019). Panneau B : Détail de la bathymétrie autour du site d'après Mazumbar et al., 2014 (modifié). L'espacement entre chaque isobathe est de 50m. Les traits noirs représentent la position des deux profils sismiques illustrés dans le panneau C. ....46

Figure 3-2 : Représentation schématique du procédé mis en œuvre lors de l'expédition IODP 353 pour la recomposition des puits de forage en une carotte continue et uniforme (Clemens et al., 2016). ...48

Figure 3-3 : Résumé lithostratigraphique du site U1446 représentant les trois trous de forage, la photo de la carotte sédimentaire et son log de description lithologique et contenu en nannofossiles (Clemens et al., 2015). L'uniformité du contenu sédimentaire de cette carotte ne permet pas la distinction de plusieurs unités. Les rectangles rouges représentent les sections comportant les séquences sédimentaires étudiées dans ce travail.....49

Figure 3-4 : Présentation des points contrôles utilisés pour établir la chronologie de la section 24 à 33 m CCSF-A du Site U1446. La corrélation des événements de faible ISM dans l'enregistrement XRF de Rb/Ca (Clemens et al., 2021) avec les épisodes froids identifiés en Atlantique Nord dans l'enregistrement de *N. pachyderma* (%) au site ODP983 (Barker et al., 2019) est représentée par les lignes jaunes. Les enregistrements d'Ice Rafted Debris (IRD) et de changements de températures au Groenland (GLT\_Syn\_Hi) du site ODP 983 est également indiqué à titre indicatif. L'ensemble des données du Site ODP983 sont représentées sur la chronologie AICC2012 (Barker et al., 2019). Les étoiles jaunes correspondent (en bas) aux profondeurs des échantillons du Site U1446 utilisés pour la corrélation (en m CCSF-A) et (en haut) aux âges des échantillon cibles du site ODP 983 pour la corrélation. Les bandes grises correspondent aux événements de perturbation de l'AMOC HS 11, C25, C24 et C23. ....**Erreur ! Signet non défini.**

Figure 3-5 : Identique à la Figure 4 mais pour la section 123 à 128 m CCSF-A du Site U1446..... **Erreur ! Signet non défini.**

Figure 3-6 : Comparaison des deux stratégies de datations pour les MIS 5e et MIS 19 sur les données de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$  et de Rb/Ca du Site U1446 : (i) celle utilisée par Clemens et al., 2021 qui aligne le  $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$  sur le stack LR04 (Lisiecki et Raymo 2005) (en bleu), et (ii) celle utilisée dans ce travail, qui consiste à aligner les événements d'intensification de ruissellement continental avec les réchauffements observés en Atlantique Nord (en rouge). .....53

Figure 3-7 : Cycles de reproduction des gymnospermes (à gauche) et de angiospermes (à droite) ....54

Figure 3-8 : Classification des types de pollen en fonction du nombre, du type et de la position des ouvertures (Moore et al., 1991). .....59

Figure 3-9 : Schéma représentant la structure de la paroi d'un grain de pollen moderne (composée d'exine et d'intine) ainsi que la diversité des ornements existantes, utilisées comme critère d'identification (Heusser, 2005). L'intine et le protoplasme disparaissent lors de la fossilisation des grains de pollen. ....60

Figure 3-10 : Représentation schématique des catégories élaborées dans ce travail pour caractériser la forêt tropicale dans les assemblages polliniques. Les taxons indiqués correspondent à ceux inclus dans les catégories. Les rectangles rouges regroupent les catégories appartenant au pôle « humide » (en haut à gauche) et au pôle « sec » (en bas à droite). .....64

Figure 3-11 : Cartographie représentant la couverture spatiale prise en compte pour les simulations (rectangle blanc). .....69

Figure 4-1 : Contexte climatique général des derniers 24 ka incluant la fin du dernier maximum glaciaire (LGM pour Last Glacial Maximum), la dernière déglaciation et l'Holocène et ses subdivisions (Walker et al., 2018). Les données sont représentées sur la chronologie AICC2012. ....74

Figure 4-2 : Localisation des différents sites d'études de l'Holocène présentés dans les figures 2 et 4. Les ronds noirs correspondent aux enregistrements polliniques continentaux (Figure 4-3) (1. Rawat et al., 2015, 2. Demske et al., 2009, 3. Leipe et al., 2014, 4. Bali et al., 2017, 5. Cheung et al., 2014, 6. Zhu et al., 2015, 7. Trivedi et al., 2013, 8. Ghosh et al., 2015, 9. Basumatary et al., 2015, 10. Chauhan et al., 2015, 11. Tripathi et al., 2017, 12. Chauhan et al., 2004, 13. Saxena et al., 2015, 14. Sharma et al., 2006, 15. Jiang et al., 2019, 16. Zhang et al., 2020, 17. Chauhan et al., 2002, 18. Chauhan et al., 2020, 19. Quamar et Bera 2014, 20. Quamar et Bera 2015, 21. Quamar et Bera 2020, 22. Quamar et Bera 2017, 23. Quamar et Chauhan 2012, 24. Quamar et Nautiyal 2016, 25. Chauhan et al., 2013, 26. Chauhan et al., 2015, 27. Chauhan et Quamar 2012, 28. Prasad et al., 2014a, 29. Tripathi et al., 2014, 30. Chauhan et al., 1994, 31. Quamar et Kar 2020, 32. Prasad et al., 2014b, 33. Zorzi et al., 2015) tandis que les ronds bleus correspondent aux autres enregistrements marins et spéléothèmes continentaux (Figure 4-4) (A. Kathayat et al., 2017, B. Kathayat et al., 2016, C. Dykoski et al., 2005, D. Berkelhammer et al., 2012, E. Caley et al., 2011, F. Deplazes et al., 2013, G. Kudrass et al., 2001, H. Contreras-Rosales et al., 2014, I.

Wang et al., 2022, J. McGrath et al., 2021, K. Clemens et al., 2021, L. Gupta et al., 2005, M. Fleitmann et al., 2003, N. Ponton et al., 2012, O. Tierney et al., 2016, P. Gebregiorgis et al., 2016). Chacune de ces deux catégories est ordonnée en fonction de la latitude. Le bassin versant du fleuve Mahanadi et des fleuves adjacents ont été mis en surbrillance. La zone hachurée correspond à la CMZ. ....75

Figure 4-3 : Comparaison de différents enregistrements d'ISM sur les derniers 20 ka. Les traits épais en pointillé rouge indiquent les maximums d'ISM. Les flèches bleues soulignent la diminution de l'ISM sur la fin de l'Holocène. Les flèches jaunes montrent les enregistrements qui documentent une réactivation de l'ISM lors des derniers millénaires. ....78

Figure 4-4 : Synthèse simplifiée des principaux enregistrements polliniques de l'ISM entre 24 ka BP et aujourd'hui en fonction de la latitude. Chaque enregistrement présenté ici étant caractérisé par un type de végétation spécifique du fait de leur très large dispersion géographique (figure 3), le code couleur utilisé ici ne représente ici que les changements relatifs de l'intensité des précipitations d'ISM tels que décrit dans les publications d'origine. Par exemple, pour les enregistrements localisés en région de haute altitude (numéros 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 15 et 16), les changements de végétation oscillent entre de la steppe alpine et le développement d'une forêt d'altitude (décidue ou de conifère selon la région). Pour les enregistrements de basse altitude de la péninsule indienne (autres numéros), la couleur verte indique le développement d'une forêt tropicale dont l'intensité du vert traduit le degré de densité de la forêt associé à des variations d'humidité. L'enregistrement numéro 33 constitue le seul enregistrement pollinique marin de cette synthèse, et son gradient d'humidité est basé sur le développement de la forêt côtière du delta de Godavari. Les enregistrements encadrés en rouge (numéros 26, 29 et 31) sont localisés sur le bassin versant du fleuve Mahanadi et constituent les enregistrements les plus proximaux du Site U1446. ....79

Figure 4-5 : Diagramme pollinique détaillé de la séquence stratigraphique des derniers 24 ka BP. Les données sont représentées en fonction de l'âge du sédiment. Les taxons très peu présents (moins de 5 % sur tous les échantillons) ne sont pas indiqués. A droite sont représentés l'analyse en cluster hiérarchiquement contrainte ainsi que les zones polliniques. La bande grise indique l'intervalle de plus forte ISM identifié entre 11,7 et 5 ka cal BP (zone pollinique C).....81

Figure 4-6 : Diagramme pollinique synthétique de la séquence stratigraphique des derniers 24 ka BP. Les données sont représentées en fonction de l'âge du sédiment. La catégorie des grains de pollen arboréens (AP) inclut la somme des taxons de forêt sempervirente, tropicale, décidue, épineux et autres AP. Celle des grains de pollen non arboréens ubiquistes (NAP ubiquistes) inclut la somme des Cyperaceae, Poaceae et autres herbacées ubiquistes. Comme pour la figure 5, à droite sont représentés l'analyse en cluster hiérarchiquement contrainte ainsi que les zones polliniques. La bande grise indique l'intervalle de plus forte ISM identifié entre 11,7 et 5 ka cal BP (zone pollinique C). Les flèches noires soulignent les principaux changements de végétation ayant permis la distinction des zones polliniques. ....82

Figure 4-7 : Représentation des données polliniques du Site U1446 et mise en avant des intervalles de variabilité rapide (identifiés par les bandes grises la zone pollinique correspondante). Les données brutes sont lissées par la méthode LOWESS avec un (i) un fort degré de lissage (0,2) afin de mettre en avant la tendance à long terme (courbe épaisse en pointillé) puis (ii) avec un degré de lissage plus faible (0,05) afin de mettre en avant les changements rapides de végétation (courbe fine noire pleine). Les boîtes à moustache (associés aux axes en gris clair) représentent la distribution des pourcentages des échantillons au sein de chacun de ces intervalles, de sorte à comparer leurs compositions moyennes. Les valeurs indiquées correspondent aux médianes des boîtes à moustache.....86

Figure 4-8 : Analyses en ondelettes et périodogrammes réalisés sur les résidus des signaux de forêt tropicale totale (en haut), de forêt sempervirente (au milieu) et de forêt décidue (en bas) du Site U1446 sur les derniers 15 ka. Les pics majeurs dont la significativité dépasse 90 % sont indiqués ainsi que leurs périodicités correspondantes. Puisqu'un pas d'échantillonnage constant était requis pour les analyses en ondelette, les séries ont été interpolées linéairement avec un pas d'échantillonnage de 150 ans (voir chapitre 3). La zone hachurée correspond au cône d'influence, tandis que la ligne noire souligne les bandes qui sont significatives à 90 %.....87

Figure 4-9 : Représentation des marqueurs anthropiques primaires, secondaires, de perturbation du milieu au cours des derniers 24 ka ainsi que de *Dodonea* le long des derniers 2 ka. Les forêts tropicales totale, sempervirente et décidue ainsi que les super zones polliniques sont indiquées comme repères stratigraphiques.....89

Figure 4-10 : Diagramme pollinique synthétique identique à la figure 6 mais représentant les derniers 1300 ans uniquement. ....90

Figure 4-11 : Comparaison des données polliniques et des marqueurs d'activité anthropique du Site U1446 avec quelques enregistrements majeurs de végétation à l'Holocène. La bande grise complète (de 11,8 à 5,1 ka cal BP) correspond à la période humide indienne définie à partir des données polliniques du Site U1446, tandis que la bande grise plus sombre (de 11,8 à 8,2 ka cal BP) correspond à l'intervalle au cours duquel l'intensité de la mousson était la plus intense. ....94

Figure 4-12 : Comparaison des différents traceurs d'ISM analysés au site U1446. Le Panneau A inclut les traceurs des rapports isotopiques du carbone et de l'hydrogène des cires de plantes ( $\delta^{13}C_n$ -alcane et  $\delta D_n$ -alcane) (McGrath et al., 2019), rapport isotopique de l'oxygène de l'eau de mer ( $\delta^{18}O_{sw}$ ) (données de Clemens et al., 2021 recalculées pour ce travail (chapitre 3) et rapport Rb/Ca des analyses XRF (Clemens et al., 2021) ; tandis que le panneau B inclut les données polliniques présentées dans ce travail (les herbacées ubiquistes réunissant Poaceae, Cyperaceae et autres ubiquistes, ainsi que les signaux de forêt décidue, sempervirente et forêt tropicale totale. La bande grise correspond à la période humide indienne définie à partir des données polliniques du Site U1446 (entre 11,8 et 5,1 ka cal BP, zone pollinique B). Les données polliniques sont représentées avec leur enveloppes de confiance 90%.....97

Figure 4-13 : Evolution temporelle de l'insolation moyenne estivale (JJA) (en gris) et des précipitations moyennes estivale (JJA) sur le continent (en rouge, Inde) et sur l'océan (en bleu, BoB : Baie du Bengale) pour le sous-continent indien. La région considérée pour la mousson d'été indienne est représentée sur la carte en rouge (10°-29° N et 70°-95° E ; grilles terrestres uniquement), et en bleu pour le golfe du Bengale, (9°-20° N et 85°-95° E ; grilles océaniques uniquement) (Jalihal et al., 2020). .....99

Figure 4-14 : Comparaison régionale des enregistrements indirectes de la mousson indienne d'été. Les enregistrements sont ordonnés par leurs natures (continentaux ou marins) et par localisation (Golfe du Bengale ou Mer d'Arabie). La bande grise correspond à la période humide indienne définie à partir des données polliniques du Site U1446 (de 11,8 à 5,1 ka cal BP, zone pollinique B).....101

Figure 4-15 : Comparaison de différentes séries temporelles de l'ISM depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) jusqu'au début de l'Holocène. De bas en haut sont représentées les données polliniques du site U1446, quelques enregistrements de spéléothèmes asiatiques, les enregistrements de salinité de surface (SSS) en Mer d'Arabie et dans le Golfe du Bengale et enfin l'évolution de l'intensité de l'AMOC. ....104

Figure 4-16 : Représentation de la variabilité rapide de la forêt tropicale du Site U1446 et confrontation aux changements de températures en Atlantique Nord (Bond, 2001) et au forçage volcanique (Kobashi et al., 2017)(panneau A). Les données présentées ici correspondent aux résidus extraits grâce à la méthode LOWESS. Les signaux superposés en traits épais correspondent aux bandes passantes 1000-4000 ans. Les bandes grises correspondent aux périodes de faible ISM, identifiées sur la base des résidus de forêt tropicale. Au-dessus (panneau B), les données polliniques et biomarqueurs de la CMZ mettent en exergue l'occurrence de l'épisode très aride survenu entre 4 et 5 ka cal BP (bande jaune). .....106

Figure 4-17 : Synthèse des données polliniques du Site U1446 et comparaison avec les spéléothèmes asiatiques et les facteurs forçant internes (volume de glace et GES) et externes (insolation et paramètres orbitaux). La bande grise correspond à la période humide indienne définie à partir des données polliniques du Site U1446 (de 11,8 à 5,1 ka cal BP, zone pollinique B) tandis que les bandes bleues correspondent aux événements rapides de faible ISM définis dans les spéléothèmes asiatiques des grottes de Dongge et Bittoo (Dykoski et al., 2005 et Kathayat et al., 2016).....109

Figure 4-18 : Evolution des mangroves aux Site IODP U1446 (bassin versant de Mahanadi) et NGHP-01-16A (bassin versant de Godavari)(Zorzi et al., 2015) et lien avec l'évolution du niveau marin (Lambeck et al., 2014). Les flèches noires indiquent les deux phases d'expansion de la mangrove discutées ci-dessous.....111

Figure 5-1 : Distribution of potential vegetation and June precipitation in the Indian Peninsula. Left panel: vegetation data are from Champion and Seth (1968) with an inset showing the watersheds of the Mahanadi, Subarnarekha, Brahmani and Navigati rivers; study Site U1446 is indicated by a black dot. Right panel: map of average June precipitation between 1950 and 1999 (Willmott and Matsuura,



2001) and ombrothermal diagram from Bhubaneswar weather station (white dot) showing current annual variations in temperature (°C), humidity (%), and precipitation (mm/month) (Data source: Climate-data.org). In both panels, Mahanadi catchment area (main source of sedimentary material) and the surrounding secondary catchment areas (Subarnarekha, Brahmani and Navgati) are highlighted and respectively indicated by the initials M, s, b and n. The CMZ is hatched.....118

Figure 5-2 : Downcore pollen data from Site U1446 during the time intervals 0-25 ka and 107-135 ka. Pollen abundances of the main vegetation groups; colored shaded areas represent the 0.90 confidence interval on pollen percentage. The gray bands represent the wettest intervals (IHP) of both interglacials identified from pollen assemblages. The colored box-and-whisker plots show the distribution of pollen percentages of total tropical forest, wet evergreen tropical forest, deciduous tropical forest, graminoid grasslands and xerophytes during both IHP (11.8-5.1 ka and 127-120 ka).....119

Figure 5-3 : Comparison between downcore pollen data and other monsoon proxies from Site U1446 and core SO-188-17286-1 during the time intervals 0-25 ka and 107-135 ka. IODP 1446:  $\delta D_{precip}$  and  $\delta^{13}C_{wax}$  results<sup>11,26</sup> and  $\delta^{18}O_{seawater}$  estimates<sup>11,42,63</sup> (Methods). SO-188-17286-1:  $\delta D_{precip}$  and  $\delta^{13}C_{wax}$  <sup>7</sup>. Colored shaded area for  $\delta^{18}O_{seawater}$  estimates represents the confidence interval (1 $\sigma$  error). The gray bands represent the wettest intervals (IHP) of both interglacials identified from pollen assemblages. The colored box-and-whisker plots show the distribution of each proxy data during both IHP (11.8-5.1 ka and 127-120 ka). .....121

Figure 5-4 : From bottom to the top : Total tropical forest and evergreen tropical forest from pollen data (this study) ; Simulated summer precipitation using LOVECLIM1.3 and HadCM3 (black curves: orbital forcing only = Orb; red curves: orbital and GHG forcing = OrbGHG; blue curves: orbital, GHG and ice volume forcing = OrbGHGIce) and tree fraction simulated using the OrbGHGIce experiment with LOVECLIM1.3. ; Sea-level reconstructions (Rohling et al., 2019 in black; Grant et al., 2012 in grey; Waelbroeck et al., 2002 in dashed black) ; atmospheric CO<sub>2</sub> concentration from Antarctic ice-core EPICA Dome C (Bereiter et al., 2015) ; total radiative forcing calculated from greenhouse gases (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O) and CO<sub>2</sub> radiative forcing only calculated from atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations (Köhler et al., 2017); since the contribution of CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O to total greenhouse gas radiative forcing is small compared to that of CO<sub>2</sub> at orbital scales, the radiative forcing of GHG on the monsoon is mainly exerted by CO<sub>2</sub> ; orbital forcing (June-July-August insolation at 20°N, precession and obliquity)(Berger & Loutre, 1991).....124

Figure 5-5 : Pollen diagram of section 7.47 - 0 m CCSF-A of IODP site U1446 covering the last 24 kyr. Each morphotype is expressed in %. Taxa with very low occurrence (less than 5% of all samples) are not shown but are available in the raw data table. Right: dendrogram established with a constrained hierarchical cluster analysis; dotted lines delimit the different clusters. ....126

Figure 5-6 : Pollen diagram of section 32.96 - 26.37 m CCSF-A from the IODP Site U1446 covering the time interval 135-106 kyr. Each morphotype is expressed in %. Taxa with very low occurrence (less than 5% of all samples) are not shown but are available in the raw data table. Right: dendrogram

established with a constrained hierarchical cluster analysis; dotted lines delimit the different clusters.  
.....127

Figure 5-7 : Scatterplot comparing vegetation changes (total tropical forest; tropical evergreen forest; tropical deciduous forest; grassland; arid and semi-arid plants) as a function of atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations (Bereiter et al., 2015) - over the entire record. The different climatic periods are distinguished by different symbols.....128

Figure 5-8 : Results of multi-dimensional scaling with a permutational analysis of variance (MDS, PERMANOVA) performed on pollen data from the wet periods of MIS 1 (11.8-5.1 ka) and MIS 5e (127-120 ka). Each point corresponds to a pollen sample. Statistical analyses show that MIS 5e pollen assemblages are significantly different from MIS 1. See text for details.....128

Figure 5-9 : Maps extracted from the OrbGHGIce experiment using HadCM3, depicting anomalies in the seasonal distribution of insolation (top), JJA and DJF precipitation (left), atmospheric pressure (color) and surface wind speed (black arrows) (center), and surface temperature (right) between 127 and 12 ka, representing a precessional minimum situation at MIS 5e and MIS 1 respectively.....129

Figure 6-1 : Diagramme pollinique détaillé de la séquence stratigraphique entre 798 et 750 ka BP. Les données sont représentées en fonction de l'âge du sédiment. Les taxons très peu présents (moins de 5 % sur tous les échantillons) ne sont pas indiqués. Sur la droite sont représentées l'analyse en cluster hiérarchiquement contrainte ainsi que les zones polliniques. La bande grise indique l'intervalle de plus forte ISM identifié entre 787,5 et 782,5 ka BP (zone pollinique B). .....140

Figure 6-2 : Diagramme pollinique synthétique de la séquence stratigraphique entre 798 et 750 ka BP. Les données sont représentées en fonction de l'âge du sédiment. La catégorie des grains de pollen arboréens (AP) inclut la somme des taxons de forêt sempervirente, tropicale, décidue, épineux et autres AP. Celle des grains de pollen non arboréens ubiquistes (NAP ubiquistes) inclut la somme des Cyperaceae, Poaceae et autres herbacées ubiquistes. Comme pour la figure 1, à droite sont représentées l'analyse en cluster hiérarchiquement contrainte ainsi que les zones polliniques. La bande grise indique l'intervalle de plus forte ISM identifié entre 787,5 et 782,5 ka BP (zone pollinique B). Les flèches soulignent les principaux changements de végétation ayant permis la distinction des zones polliniques. ....141

Figure 6-3 : Comparaison de la variabilité à long terme entre 800 et 750 ka. De bas en haut sont représentés les anomalies de température en Antarctique (Jouzel et al., 2007), les données polliniques du Site IODP U1446 présentées dans ce travail, d'autres traceurs de l'ISM du Site IODP U1446 (Clemens et al., 2021), ainsi que des enregistrements régionaux de la mousson asiatique (Altabet et al., 1999 ; Hao et al., 2012 et Suganuma et al., 2008). La bande grise représente les limites de la période humide déduite de notre enregistrement pollinique, entre 787,5 et 782,5 ka BP. Les boîtes à moustache à gauche correspondent à la distribution des échantillons pour chaque traceur lors de la période humide du MIS 1 (11,8-5 ka BP) identifiée dans le chapitre 4. Ils fournissent des indications comparatives entre

les différentes périodes humides. La nomenclature des stades isotopiques correspond à celle utilisée par Head. (2021). .....144

Figure 6-4 : : Modèle conceptuel représentant les domaines d'existence des différents types de végétation de l'Inde du Sud définis par les trois paramètres climatiques suivants : précipitations moyennes annuelles (PANN en mm/an), de température moyenne du mois le plus froid (MTCO en °C) et d'humidité (E/PE en %) (Barboni, 2000). .....146

Figure 6-5 : Comparaison des changements rapides de la végétation et de climat du Site U1446 (données polliniques présentées dans ce travail et données de Clemens et al., 2021 et McGrath et al., 2021) avec des enregistrements globaux de la variabilité climatique du MIS 19 en Antarctique (Jouzel et al., 2007), En Asie de l'Est (Suganuma et al., 2018 et Prokopenko et al., 2006), en Méditerranée (Nomade et al., 2019 et Toti et al., 2020) ainsi qu'en Atlantique Nord (Barker et al., 2019). Les données polliniques de forêt (totale et sempervirente) et d'herbacés (ubiquistes et xérophtes) sont représentées en pourcentages cumulés respectivement. Les bandes grises soulignent les épisodes secs identifiés dans ce travail, et correspondent aux zones polliniques A2, C2, C4 et C6. ....152

Figure 6-6 : Comparaison de la variabilité de l'ISM enregistrée au site IODP U1446 (données polliniques présentées dans ce travail et autres traceurs publiés dans Clemens et al. (2021) et McGrath et al. (2021)) avec les forçages externes, internes, ainsi que la dynamique des inlandsis de l'hémisphère Nord déterminée par les enregistrements d'IRD (nb/g) et d'abondance de *N. pachyderma* s. (%) au site ODP 983 (Barker et al., 2019). La bande grise correspond à la période humide du MIS 19c (787,5 et 782,5 ka BP, zone pollinique B) et les bandes bleues aux épisodes secs correspondant aux zones polliniques A2, C2, C4 et C6. ....156

Figure 6-7 : Représentation graphique des résultats de simulations transitoires de la distribution saisonnière des températures de surface, en fonction de la latitude (CO<sub>2</sub> fixé à 280 ppmv)(Yin et Berger, 2015). Le panneau supérieur représente les paramètres d'obliquité (°) et de précession sur la période de simulation transitoire pour le MIS 19 (793-773 ka BP). Le panneau central et le panneau inférieur représentent respectivement les températures de surface simulées estivales (JJA) et hivernales (DJF). .....158

Figure 7-1 : Synthèse des données polliniques du Site U1446 entre 0 et 25 ka BP, entre 105 et 135 ka BP et entre 750 et 800 ka BP. Les limites stratigraphiques des stades isotopiques marins sont celles définies par Lisiecki et Raymo, 2005. Les flèches noires soulignent les successions végétales observées lors de chaque terminaison glaciaire. Les bandes grises indiquent les périodes de plus forte mousson détaillées précédemment, et correspondant aux périodes 5,1-11,8 ka BP, 120-127 ka BP et 787-782,5 ka BP.....165

Figure 7-2 : Résultats de l'analyse en coordonnées principales (PCoA) avec une analyse de variance par permutation (PERMANOVA) effectuée sur les données polliniques des périodes humides d'ISM des MIS

1 (entre 5,1 et 11,8 ka cal BP), MIS 5e (entre 120 et 127 ka BP) et MIS 19c (entre 782,5 et 787 ka BP).  
.....166

Figure 7-3 : Synthèse des données polliniques lors de la période récente (dernier 130 ans) et des périodes humides définies dans ce travail. Les boîtes à moustache représentent la distribution statistique de chaque groupe écologique au cours des périodes considérées. Les cartographies associées représentent des modèles schématiques de la distribution de la végétation sur le bassin versant du fleuve Mahanadi. Le panneau du haut représente la topographie et la distribution potentielle actuelle de la végétation telle que décrite dans le chapitre 2.....167

Figure 7-4 : modèle conceptuel représentant les domaines d'existence des différents types de végétation de l'Inde du sud définis par les trois paramètres climatiques suivants : précipitations moyennes annuelles (PANN en mm/an), de température du mois le plus froid (MTCO en °C) et d'humidité (E/PE en %) (Barboni 2000). Les périodes humides des MIS 1, MIS 5e et MIS 19c ainsi que la période des derniers 1300 ans ont été replacés d'après leur assemblage pollinique.....170

Figure 7-5 : Comparaison des données polliniques de forêt tropicale du Site U1446 (en bas) avec les résultats de simulations produites avec LOVECLIM1.3 et HadCM3. Les bandes gris sombre correspondent aux périodes humides de chaque interglaciaire au cours desquelles l'intensité de l'ISM était maximale d'après les données polliniques, soit 1187-5,1 ka cal BP pour le MIS 1, 127-120 pour le MIS 5e et 787-782,5 ka BP pour le MIS 19c. ....171

Figure 7-6 : diagrammes ombrothermiques des simulations instantanées par les modèles LOVECLIM1.3 et HadCM3. Les données de précipitations moyennes mensuelles (mm/mois) et de températures moyennes mensuelles (°C) sont représentées pour les pics interglaciaires simulées à 12 ka BP pour le MIS 1, 127 ka BP pour le MIS 5e et 788 ka BP pour le MIS 19c.....177





---

## **CHAPITRE 1**

Introduction à l'étude du cycle hydrologique tropical  
pendant les périodes interglaciaires et  
questionnements scientifiques

---

L'eau est une ressource essentielle à la vie sur Terre. Les changements climatiques, qu'ils soient naturels ou induits par la pression anthropique ont un impact significatif sur le cycle de l'eau, affectant les écosystèmes et les populations humaines (He et al., 2021; Liu et al., 2022). Le phénomène de mousson constitue un élément crucial du cycle hydrologique global, car il est responsable de la majorité des précipitations dans les régions intertropicales du monde. Résultant du renversement des vents sous l'effet du déplacement latitudinal saisonnier de la zone de convergence intertropicale (ITCZ pour *Inter Tropical Convergence Zone*) (Webster et al., 1998), la mousson se manifeste par l'alternance d'une saison estivale humide et d'une saison hivernale sèche sur les continents des basses latitudes. D'après les données instrumentales, l'évolution des précipitations de la mousson globale a d'abord diminué entre 1950 et 1980 sous l'effet des émissions d'aérosols d'origine humaine dans l'hémisphère nord, puis aurait augmenté depuis sous l'effet de l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre (GES) (V. P. Masson-Delmotte et al., 2021). Le rapport du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) publié en 2021 indique que d'après les résultats des modèles climatiques participant à la phase 6 du Projet d'Intercomparaison de modèles couplés (CMIP6), les précipitations tropicales vont probablement augmenter au cours du XXIème siècle, en raison du changement climatique. Le rapport indique que les précipitations moyennes devraient augmenter de 1 à 2 % par degré Celsius de réchauffement planétaire, et que les événements climatiques extrêmes tels que les fortes pluies et les inondations pourraient devenir plus fréquents et plus intenses (V. P. Masson-Delmotte et al., 2021). Des projections du climat futur pour la fin du siècle ont en particulier suggéré une augmentation des précipitations de la mousson globale en raison de l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère sous l'effet du réchauffement global (Endo and Kitoh, 2014; Held and Soden, 2006; Ueda et al., 2006), qui s'accompagnerait de l'élargissement du domaine affecté par la mousson globale. Cependant comme le montre la Figure 1-1 les résultats de ces simulations sous l'effet du réchauffement climatique présentent également de larges différences dans la distribution régionale des précipitations, qui suggèrent une intensification des précipitations en Asie du sud (Inde) et en Afrique du nord en opposition avec l'Amérique centrale ou l'Indonésie pour lesquels une réduction des précipitations est attendue (Lee and Wang, 2014; Moon and Ha, 2017; Sperber et al., 2013).

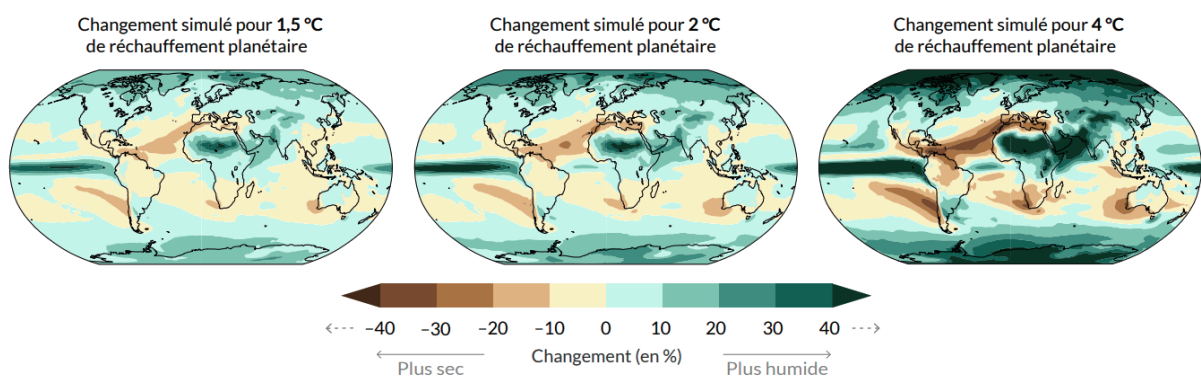


Figure 1-1 : Changement des précipitations moyennes annuelles (%) par rapport à 1850-1900 (Masson-Delmotte et al., 2021).



Mais bien que la dernière génération de modèles climatique montre de très bonnes améliorations globales par rapport à leurs prédécesseurs (V. P. Masson-Delmotte et al., 2021; Sperber et al., 2013), ils sous-estiment souvent l'étendue et l'intensité des moussons du fait d'erreurs systématiques persistantes dans l'évaluation du cycle saisonnier et de la variabilité intra-saisonnière à interannuelle (e. g. Wang et al., 2015). Ces incertitudes sont principalement dues à la complexité des systèmes de mousson qui interagissent en particulier avec le phénomène *El Nino-Southern oscillation* (ENSO) (B. Wang et al., 2013) en raison des connexions entre les circulations de Hadley et de Walker (Trenberth et al., 2000).

La mousson d'été indienne (ci-après ISM pour *Indian Summer Monsoon*), qui constitue une des branches du système de la mousson asiatique, conditionne la production agricole indienne, affectant ainsi la santé et la vie quotidienne d'un sixième de la population mondiale (Goswami and Chakravorty, 2017). En effet si les inondations peuvent être catastrophiques pour les populations comme cela a été le cas au Pakistan et au Bangladesh en 2020 ou en Inde en 2021, les sécheresses telles que celle survenue en 2019 le sont encore plus étant donné que l'agriculture en Inde est de type pluviale et donc entièrement dépendante des précipitations estivales apportées par l'ISM. Les écosystèmes continentaux sont eux aussi entièrement dépendants des précipitations de mousson. La préservation des forêts tropicales en particulier constitue un enjeu majeur pour promouvoir le stockage de carbone et atténuer les émissions anthropiques, puisqu'elles représentent le principal réservoir de carbone des écosystèmes continentaux (Carvalho et al., 2014; Saatchi et al., 2011). Même à l'échelle du sous-continent indien, les modèles ne s'accordent pas à donner une même projection future de l'ISM (Turner and Annamalai, 2012). Si Moon and Ha (2020) ou encore Liu et al. (2020) montrent une augmentation des précipitations pour chaque degré supplémentaire de réchauffement, Aadhar and Mishra (2020) nuancent ces propos et suggèrent de très fortes disparités régionales et tendent plutôt pour une augmentation de la fréquence des sécheresses. Ces désaccords montrent clairement que la simulation de la réponse du cycle hydrologique au réchauffement climatique est très complexe et n'est pas encore aboutie, rendant nécessaire l'amélioration de la compréhension des mécanismes à long et moyen terme régissant ce phénomène par l'étude des données passées.

Au cours du Quaternaire, c'est-à-dire lors des derniers 2,58 millions d'années, la Terre a subi d'importants changements environnementaux qui se sont traduits par des cycles entre les périodes glaciaires froides et interglaciaires chaudes, en raison des changements du forçage radiatif induit par l'insolation (Berger, 1978; Berger and Loutre, 1991; Milankovitch, 1920; Ruddiman, 2001). Les fluctuations de l'insolation, à la fois en termes de quantité de rayonnement solaire et de distribution saisonnière et latitudinale, sont régies par la configuration astronomique de la Terre par rapport au Soleil qui est modulée par trois paramètres orbitaux : l'excentricité, la précession et l'obliquité de la Terre (Milankovitch, 1920) (Figure 1-2).

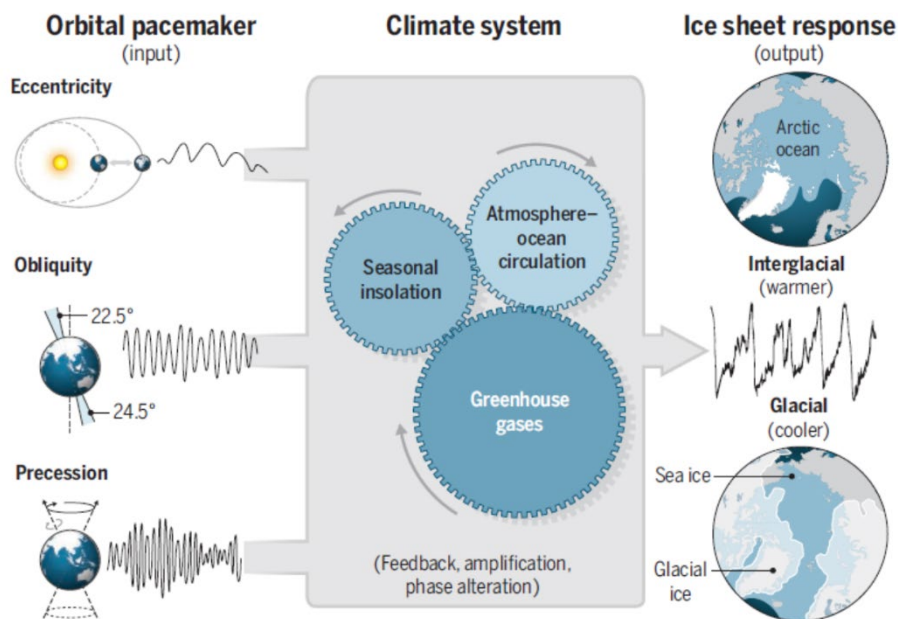


Figure 1-2 : Représentation schématique de l'influence des paramètres orbitaux en tant que « pacemaker » des cycles glaciaire-interglaciaire (Hodell et al., 2016).

L'excentricité est le paramètre orbital qui reflète la forme que fait l'orbite terrestre autour du Soleil, allant d'une forme quasi-circulaire à une forme légèrement elliptique. Ce paramètre orbital est le seul qui modifie la quantité d'insolation moyenne reçue globalement à la surface de la Terre, et évolue selon deux périodicités d'environ 100 et 400 milliers d'années (Berger, 1978; Berger et al., 1993; Berger and Loutre, 1994; Milankovitch, 1920; Ruddiman, 2001). Le paramètre d'obliquité correspond à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à la perpendiculaire au plan de l'écliptique, qui oscille entre 22 et 24,5° (avec une valeur actuelle se trouvant à 23,5°) avec une périodicité de 41 000 ans. En modifiant l'inclinaison de la Terre par rapport au Soleil, les changements d'obliquité affectent la répartition saisonnière de l'insolation entre les deux hémisphères. Plus l'inclinaison est forte, plus le contraste saisonnier est renforcé, induisant des étés plus chauds et des hivers plus froids, en particulier dans les hautes latitudes. Enfin la précession des équinoxes correspond au changement d'orientation de l'axe de rotation de la Terre par rapport au Soleil. Elle se décompose en 2 cycles : une précession axiale causée par les forces gravitationnelles exercées sur la Terre par tous les autres corps planétaires de notre système solaire et une précession elliptique, dans laquelle l'orbite elliptique de la Terre tourne elle-même autour d'un foyer (Berger and Loutre, 1994; Ruddiman, 2001). Les variations de la précession axiale entraînent des modifications du moment dans l'année auxquels la Terre se situe au plus proche ou au plus loin du Soleil (respectivement périhélie et aphélie), ce qui a pour conséquence d'accentuer le contraste saisonnier dans un hémisphère et de le réduire dans l'autre. Plus précisément, l'hémisphère situé au périhélie subit une intensification du rayonnement solaire en été mais connaît des hivers plus rigoureux, tandis que l'hémisphère opposé subit un hiver plus doux et un été moins chaud. Les conditions actuelles de précession sont telles que la Terre est au périhélie pendant l'hiver de l'hémisphère nord (Ruddiman, 2001).

Les variations du forçage orbital (forçage externe) ont eu pour conséquence la croissance et la désintégration des calottes polaires, qui, combinées à des processus de rétroaction internes tels que les gaz à effet de serre ou à l'effet de l'albédo, ont généré des cycles de glaciation et de déglaciation définissant les périodes glaciaires et les périodes interglaciaires (Figure 1-2). Entre  $\approx 3$  et  $\approx 1$  millions d'années avant aujourd'hui (BP pour Before Present), les cycles glaciaires-interglaciaires étaient dominés par une périodicité à 41 000 ans, suivant les changements d'obliquité de la Terre (Figure 1-3) (Imbrie et al., 1984). Puis entre 700-1200 ka BP s'est produite une grande transition climatique, appelée MPT pour *Mid-Pleistocene Transition*, au cours de laquelle une série de bouleversements du système climatique global a conduit à l'établissement de cycles glaciaires-interglaciaires plus longs d'une périodicité de 100 000 ans associées aux cycles de l'excentricité de la Terre (Figure 1-3) (Berends et al., 2021). L'amplitude qui caractérise les oscillations glaciaires-interglaciaires s'est ensuite progressivement renforcée à 430 ka BP à partir de l'événement du Mid-Brunhes (MBE pour *Mid-Brunhes Event*), générant ainsi des périodes interglaciaires plus chaudes et des périodes glaciaires plus froides qu'auparavant. En particulier, les interglaciaires dit « pré-MBE » étaient caractérisés par des niveaux de CO<sub>2</sub> atmosphérique généralement inférieurs associés à un volume de glace global plus élevé, ayant ensemble induit des températures généralement plus fraîches (Elderfield et al., 2012; Head, 2021; Jouzel et al., 2007; Tzedakis et al., 2009).

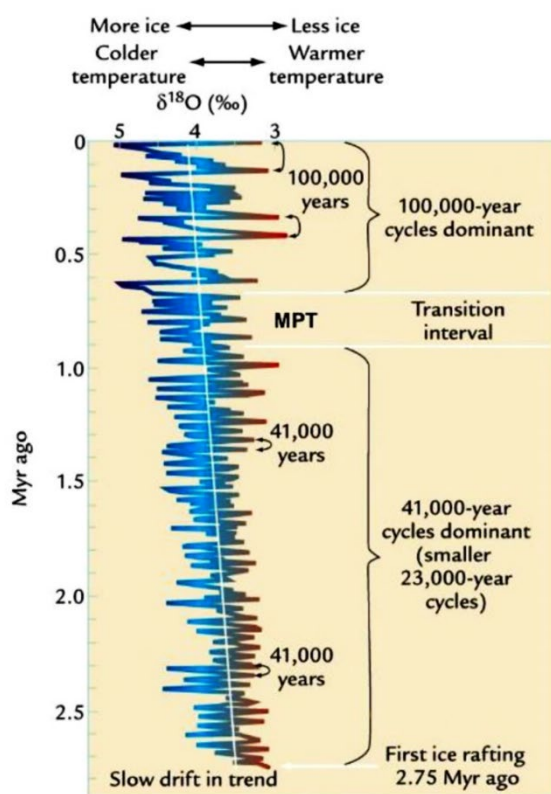


Figure 1-3 : Représentation de l'évolution des cycles glaciaires-interglaciaires au cours du Quaternaire (Ruddiman, 2001).

Les oscillations glaciaires-interglaciaires des derniers 800 ka ont été clairement identifiées dans de nombreuses archives à l'échelle globale, qu'il s'agisse d'archives sédimentaires marines (Barker et al., 2011; Hodell et al., 2013; Lisiecki and Raymo, 2005; Shackleton and Opdyke, 1973), de carottes de glace (EPICA Community Members, 2006; Lambert et al., 2008; Masson-Delmotte et al., 2010; North Greenland Ice Core Project members, 2004), lacustres (e. g. Fagel et al., 2003) ou encore des enregistrements continentaux (Beck et al., 2018; Cheng et al., 2016, 2012; Liu et al., 2020; Zhao et al., 2020). Sur la base de la compilation (« stack ») LR04 définie comme la référence mondiale des enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  de foraminifères benthiques (Lisiecki and Raymo, 2005), ces cycles ont été

divisés en stades isotopiques marins (MIS pour *Marine Isotope Stage*) numérotés de sorte à ce que les périodes interglaciaires correspondent aux chiffres impairs et les périodes glaciaires aux chiffres pairs (Shackleton and Opdyke, 1973). En outre, la variabilité orbitale au sein des MIS peut encore être divisée en stades et interstades qui représentent des avancées ou des reculs secondaires des glaciers, qui sont désignés par le numéro du MIS suivi de la lettre du sous-stade correspondant (Railsback et al., 2015) (Figure 1-4). Si le schéma asymétrique en « dents de scie » des changements climatiques glaciaires-interglaciaires suggère une réponse non linéaire du système climatique au forçage orbital (e. g. Ganopolski and Calov, 2011; Imbrie et al., 1984), ce même questionnement existe également sur le cycle hydrologique tropical dont le système de la mousson asiatique.

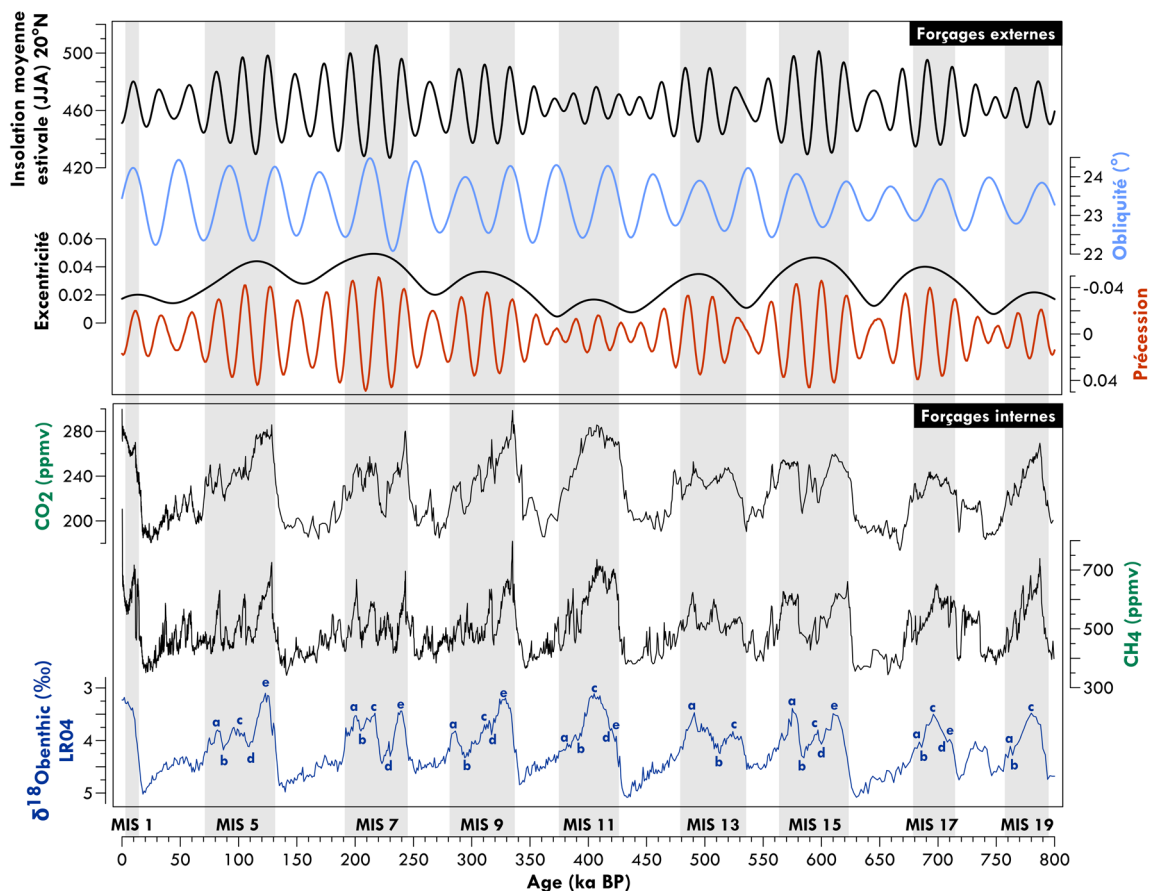


Figure 1-4 : Représentation des séries temporelles des forçages climatiques externes (insolation déterminée par les paramètres d'excentricité, de précession et d'obliquité de la Terre (Berger et Loutre, 1999) et internes (gaz à effet de serre (Bereiter et al., 2015 et Louergue et al., 2008) et volume de glace (Lisiecki et Raymo, 2005) le long des derniers 800 ka. Les bandes grises et nomenclatures associées identifient les périodes interglaciaires.

Les enregistrements paléoclimatiques et résultats de simulations montrent que l'ISM a fortement varié à l'échelle orbitale en réponse au forçage astronomique (Clemens et al., 1991; Mohtadi et al., 2016; Prell and Kutzbach, 1987; Ruddiman, 2006). Cependant de nombreuses questions non résolues subsistent dans la compréhension du système de la mousson indienne et son évolution

passée, notamment en ce qui concerne les incertitudes sur le moment de la mousson. Le défi qui découle de cette problématique est de savoir dans quelle mesure le timing et l'intensité de l'ISM répondent aux facteurs climatiques externes (orbitaux) et internes (gaz à effet de serre et volume de glace), et de leurs interactions dans un climat en réchauffement, en particulier dans la mesure où les conditions de minimum de volume de glace ne sont pas systématiquement synchrones avec les maxima d'insolation (Figure 1-4). Lorsque l'on considère les échelles de temps orbitales, les changements d'insolation estivale de l'hémisphère Nord sont largement considérés comme le forçage dominant de la mousson d'été asiatique. En effet les résultats de nombreuses simulations ont convergé vers un renforcement de la mousson lorsque l'insolation estivale de l'hémisphère nord augmente et au contraire un affaiblissement avec l'augmentation des conditions limites glaciaires (Battisti et al., 2014; Braconnot et al., 2008; Huang et al., 2018; Jalihal et al., 2019a; Kutzbach, 1981; Kutzbach et al., 2008; Merlis et al., 2013; Prell and Kutzbach, 1987; Shi et al., 2011; Tabor et al., 2018; Weber and Tuenter, 2011). Si la relation entre la mousson et l'insolation était linéaire, on devrait constater un maximum de l'intensité de la mousson asiatique synchrone avec le maximum d'insolation estivale dans l'hémisphère Nord, c'est-à-dire pendant les phases de l'obliquité maximale et de précession minimale. Cependant les données paléoclimatiques fournissent des résultats bien plus hétérogènes. Les enregistrements continentaux de spéléothèmes asiatiques s'accordent généralement avec les modèles et montrent que le timing de la mousson est relié soit directement, soit retardée de seulement 2 ou 3 ka par rapport aux forçages externes (paramètres orbitaux), indiquant pas ou peu d'influence des forçages internes (gaz à effet de serre et volume de glace). Cependant d'après des analyses spectrales évaluant la cohérence et le phasage des données paléoclimatiques avec les différents forçages, de nombreux enregistrements sédimentaires marins provenant de la Mer d'Arabie, du Golfe du Bengale ou encore en Mer de Chine ont identifié un retard de plusieurs millénaires du renforcement de l'ISM par rapport aux forçages, en particulier un retard allant jusqu'à 9 ka dans la bande spectrale de la précession (23 ka). Ces retards de phase ont été interprétés comme le reflet d'une sensibilité de la mousson aux forçages internes du système climatique tels que le volume de glace, le transfert d'énergie transéquatorial depuis le sud de l'océan indien jusqu'au continent asiatique au nord dont l'influence sur le développement de la mousson aurait été suffisant pour moduler les seuls effets de l'insolation (Bolton et al., 2013; Caley et al., 2011, 2011; Clemens et al., 1991, 2008, 2018, 2021; Clemens and Prell, 2003, 2007; Gebregiorgis et al., 2016; McGrath et al., 2021; Reichert et al., 1998; Martin Ziegler et al., 2010). Certains auteurs suggèrent que le manque de consensus quant à la reconstitution de l'ISM pourrait être liée à plusieurs facteurs tels que le choix des traceurs utilisés (Herzschuh, 2006; Martin Ziegler et al., 2010) ou les différentes sources d'humidité qui impactent les enregistrements (Cheng et al., 2021; Clemens et al., 2010; Hu et al., 2008). En outre, le domaine de la mousson indienne et de la mousson asiatique en général est très vaste, ce qui implique que les archives utilisées pour les reconstructions paléoclimatiques, qu'elles soient marines ou continentales, sont situées dans des régions soumises à diverses influences. Il est

évident que les divergences d'interprétation révèlent un manque de compréhension à propos de la réponse de l'ISM aux divers types de forçages.

S'il est communément admis que l'intensité de la mousson est plus forte pendant les périodes interglaciaires par rapport aux périodes glaciaires, la caractérisation de l'intensité des précipitations estivales entre différentes périodes chaudes, c'est-à-dire lorsque les conditions climatiques limites sont proches, est souvent négligé. Par exemple, les études précédemment citées et réalisées à partir de séquences sédimentaires marines s'attachent à caractériser la variabilité moyenne de la mousson au cours de longues séries temporelles sans distinction des différentes périodes. Or comme le montre la Figure 1-5 qui représente les séries de données paléoclimatiques originales, leurs bandes spectrales de 23 ka (spectre de la précession) définies pour les analyses de phase ainsi que le signal de précession, il apparaît évident que la détermination du timing de la mousson lors des périodes interglaciaires n'est pas constante ; et requiert une évaluation au cas par cas. En tant que périodes chaudes, et bien souvent davantage qu'à l'actuel (Yin and Berger, 2015), les périodes interglaciaires constituent une opportunité pour évaluer les caractéristiques de la mousson d'été indienne dans un climat en réchauffement (Yin and Berger, 2015). En outre, les périodes interglaciaires des 800 derniers ka sont connues pour leur grande diversité en termes d'intensité et de durée en raison des conditions de forçages variées (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016; Tzedakis et al., 2009) (Figure 1-4).

**Ce travail de thèse a pour objectif d'étudier la réponse de la mousson d'été indienne lors de plusieurs périodes interglaciaires spécifiques, en mettant à profit cette diversité de forçage pour évaluer les paramètres qui déterminent son timing et son intensité expressément lors des périodes chaudes. Nous choisissons de nous focaliser sur trois périodes spécifiques : le MIS 1 qui comprend notre interglaciaire actuel l'Holocène, le MIS 5e et le MIS 19c.**

Débuté il y a 11700 ans et continuant encore aujourd'hui, l'Holocène est l'interglaciaire le plus récent dans les archives paléoclimatiques, donc nécessairement le plus étudié. Il constitue ainsi une base de référence pour la comparaison des climats passés antérieurs. Le début de l'Holocène en particulier se caractérise par un maximum d'insolation estivale dans l'hémisphère nord induit par la combinaison presque simultanée d'un minimum de précession et d'un maximum d'obliquité (Berger et al., 1993), associés à un minimum de volume de glace atteint tardivement après la déglaciation à seulement 8,2 ka cal BP (Lambeck et al., 2014), c'est-à-dire après le pic d'insolation. L'Holocène constitue également une période capitale puisqu'elle a été marquée par des évolutions culturelles et l'émergence de plusieurs civilisations (Giosan et al., 2012; Mishra et al., 2020). L'étude de cette période permet ainsi de distinguer la variabilité naturelle et celle induite par l'activité anthropique, notamment en ce qui concerne les changements à l'échelle millénaire. Bien que de très nombreux enregistrements paléoclimatiques soient disponibles pour caractériser la variabilité de la mousson à l'Holocène, les larges différences que présentent ces signaux en raison de leur distribution géographique étendue, de la diversité des traceurs utilisés et des processus divers qui influencent le domaine de l'ISM rendent la compréhension de cette période complexe.



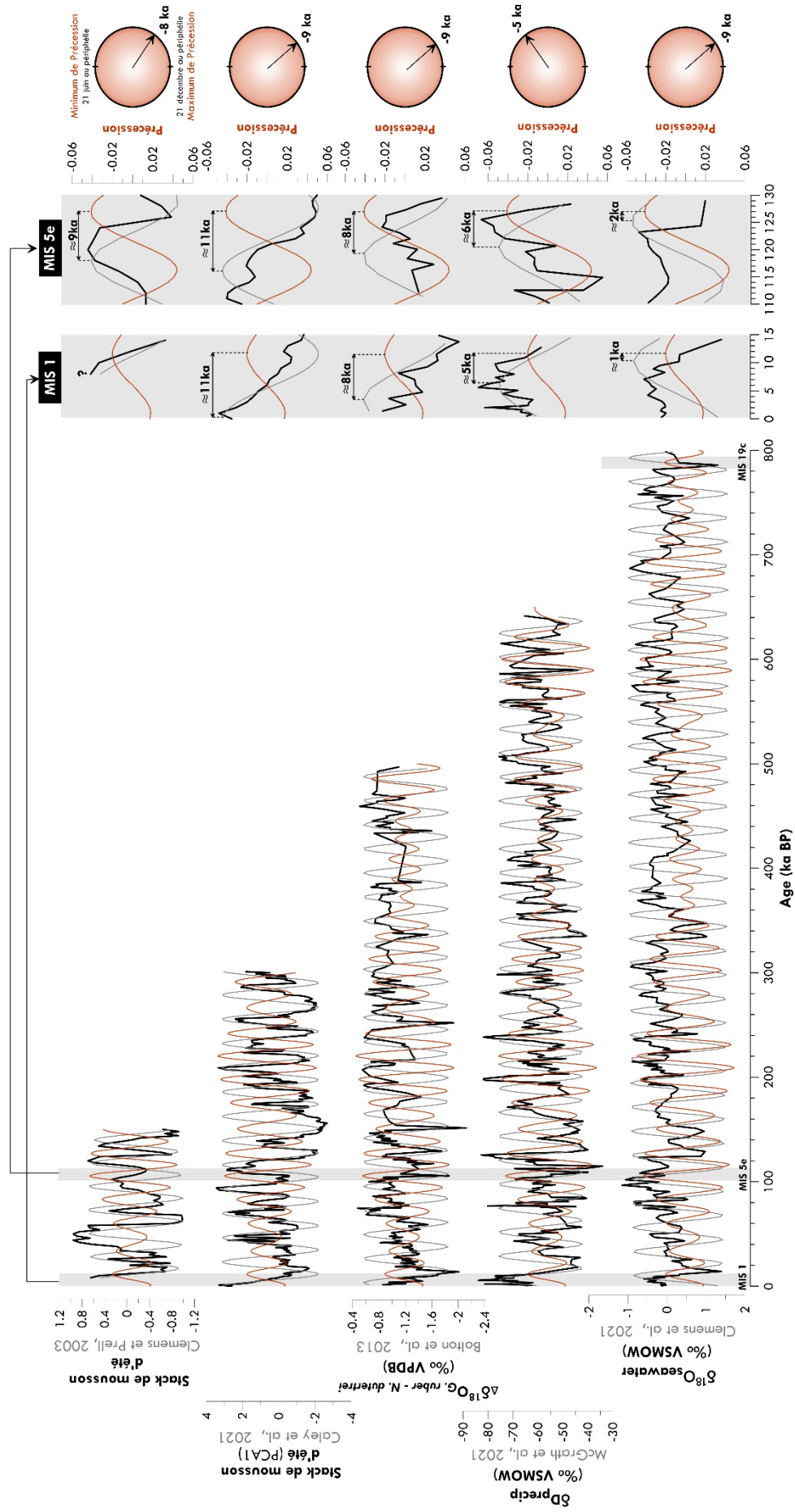


Figure 1-5 : Représentation schématique du questionnement relatif au débat de timing de l'ISM à l'échelle orbitale. En noir sont représentées les séries paléoclimatiques brutes (Clemens et al., 2021, McGrath et al., 2021, Bolton et al., 2015, Caley et al., 2011 et Clemens et Prell 2003). En suivant la méthodologie utilisées dans ces études, nous avons extrait les bandes passantes du forçage précessionnel de 23 ka (en gris clair) et les comparons avec les changements de précession (en rouge). Les roues de phase à droite représentent le déphasage entre la bande passante de 23 ka et le signal de précession moyenne sur l'ensemble des séries temporelles (déphasages proposés dans les études originales). Si ces analyses originales fournissent une estimation calculé sur l'ensemble de la série, les zooms effectués ici sur les MIS 1 et MIS 5e indiquent des déphasages différents. Par ailleurs, les bandes passantes (en noir) ne suivent parfois pas fidèlement les tendances des données brutes (en noir), ce qui peut occasionner des biais dans les analyses de phase et y générer des retards virtuels.

Bien que le MIS 5 constitue le stade isotopique marin de la dernière période interglaciaire, l'interglaciaire *sensu stricto* correspond en particulier à la phase la plus chaude du stade, à savoir celle qui est contemporaine du minimum de glace, qui correspond le plus souvent au sous-stade se produisant juste après la déglaciation (aussi appelée terminaison glaciaire), ici le MIS 5e, qui s'est produit il y a environ 125 ka (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016; Railsback et al., 2015). Cet interglaciaire se caractérise par des températures plus chaudes et une réduction plus prononcée des calottes polaires par rapport à la période préindustrielle, induisant une élévation du niveau de la mer estimée de 6 à 9 m au-dessus du niveau actuel (Capron et al., 2014; Dutton et al., 2015). Bien que le synchronisme entre les paramètres orbitaux d'obliquité et de précession soit relativement similaire entre le MIS 5e et le début de l'Holocène, les conditions de plus forte excentricité au cours du MIS 5e ont renforcé les effets de la précession et ainsi généré des conditions de plus forte insolation estivale dans l'hémisphère Nord (Berger and Loutre, 1994; Ruddiman, 2001). Compte tenu de l'influence de la précession sur le gradient thermique continent-océan à l'origine de la mousson d'été, on doit s'attendre à ce que l'ISM soit renforcée lors de cette période. Cependant, de récentes études suggèrent que la mousson d'Asie du Sud aurait été le seul système de mousson de l'hémisphère nord à être atténué au cours du MIS 5e par rapport à l'Holocène (Nilsson-Kerr et al., 2021; Wang et al., 2022), remettant en question le rôle de l'insolation et en particulier de la précession comme forçage déterminant l'amplitude de l'ISM à l'échelle orbitale.

Enfin, le MIS 19 et plus particulièrement son interglaciaire *sensu stricto* le MIS 19c est un interglaciaire pré-MBE qui s'est produit il y a environ 780 ka, donc caractérisé par des températures généralement plus fraîches induites par des concentrations plus faibles en GES et une plus grande étendue des calottes de glace résiduelles (Tzedakis et al., 2009). Il est considéré comme l'un des meilleurs analogues orbitaux au MIS 1 du fait de conditions similaires d'obliquité et de précession impliquant une distribution similaire de l'insolation, tant du point de vue latitudinal que saisonnier (Berger and Loutre, 1999). Il fournit donc une référence pour l'évolution naturelle de notre climat futur en dehors de tout impact anthropique (Yin and Berger, 2015, 2012). Du fait de son caractère plus ancien que les autres, il n'existe actuellement que très peu d'enregistrements paléoclimatiques retraçant la variabilité du cycle hydrologique tropical à cette période, en particulier en Asie du Sud. L'étude de cette période permettra d'évaluer l'implication des forçages internes en particulier sur le développement de l'amplitude de la mousson d'été indienne, pour lequel on s'attend à une intensité amoindrie de la mousson compte-tenu des températures globales plus fraîches.

Pour ce travail de thèse, la documentation des changements de l'intensité de la mousson d'été indienne au cours de ces trois interglaciaires spécifiques a été réalisée en utilisant les grains de pollen identifiés dans une carotte sédimentaire marine du Golfe du Bengale, le Site IODP U1446 (Clemens et al., 2015). Ce site recrute les particules sédimentaires provenant essentiellement du nord-est de la péninsule indienne, une région appelée *Core Monsoon Zone* dans laquelle l'ISM est particulièrement exprimée et dont les variations de précipitations sont le plus fortement corrélées aux variations de précipitations de mousson d'été, avec la plus faible contribution de mousson d'hiver (Gadgil, 2003).



Nous utilisons les grains de pollen afin de reconstituer les changements des écosystèmes continentaux régionaux, et nous nous en servons comme traceur du climat de mousson. En effet la distinction des différents types de végétation en Inde dépend en premier lieu du climat (Legris, 1963). En région tropicale comme en péninsule indienne, la température constitue rarement un facteur limitant pour la végétation en dehors des zones d'altitude (Champion and Seth, 1968; Gaussen, 1992; Legris, 1963), rendant les paramètres de pluviométrie et de saisonnalité déterminés par la mousson largement discriminants pour la végétation.

**Les reconstitutions paléoclimatiques de ce travail ont trois objectifs principaux :**

- (i) La caractérisation des changements de végétation survenus dans le nord-est de la péninsule indienne au cours des interglaciaires du MIS1, MIS 5e et du MIS 19c ;**
- (ii) La détermination du « timing » et surtout de l'intensité de la mousson d'été indienne lors de ces trois mêmes périodes ;**
- (iii) L'évaluation de la contribution des forçages sur la circulation de mousson lors des périodes chaudes interglaciaires spécifiquement.**

La structure de ce manuscrit se décline en huit chapitres. Après la présente introduction (CHAPITRE 1), le cadre général de la zone et le contexte de l'étude seront présentés dans le CHAPITRE 2 , avec un accent particulier sur le mécanisme de la mousson d'été indienne et la présentation des différents ensembles végétaux du sous-continent indien.

Le CHAPITRE 3 détaille le matériel et les méthodes employés pour la réalisation de ce travail, notamment la présentation du Site IODP U1446, de sa chronologie et les traceurs utilisés pour reconstituer la variabilité de l'ISM. Le CHAPITRE 4 présente les résultats polliniques des derniers 25 ka, période qui inclut la fin de la dernière période glaciaire, la dernière déglaciation (terminaison I) et de l'Holocène, dans lequel la variabilité de la végétation et de l'ISM est abordée, à la fois aux échelles de temps orbitales et millénaires. Le CHAPITRE 5 fournit une comparaison du signal pollinique du MIS 1 avec celui du MIS 5e, intervalle pour lequel une révision de la chronologie du Site U1446 a été appliquée. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article qui sera prochainement soumis: « *Greening of India and revival of the South Asian summer monsoon in a warmer world* ». Les résultats des données polliniques au cours du MIS 19 seront présentés et discutés dans le CHAPITRE 6.

Le CHAPITRE 7 présente la synthèse et la confrontation de l'ensemble des données étudiées dans ce travail. Nous y proposons une reconstitution du paysage du bassin versant du fleuve Mahanadi, principal contributeur du Site U1446 pour chacune des périodes étudiées. Enfin, une comparaison modèle-données réalisée grâce à des simulations transitoires (LOVECLIM1.3) et instantanées (HadCM3) est présentée, cette dernière permettant la détermination des forçages de la végétation et de l'ISM lors des périodes interglaciaires étudiées.

Enfin, le CHAPITRE 8 rappelle les principales conclusions des études menées pendant ce doctorat et présente les perspectives envisageables pour compléter et poursuivre ce travail.



---

## **CHAPITRE 2**

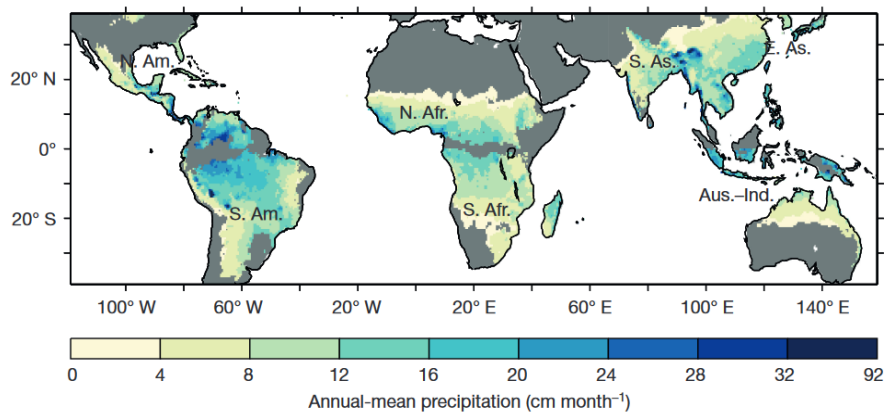
Cadre contextuel et environnemental  
du Site IODP U1446

---

# 1. La péninsule indienne et le climat de mousson

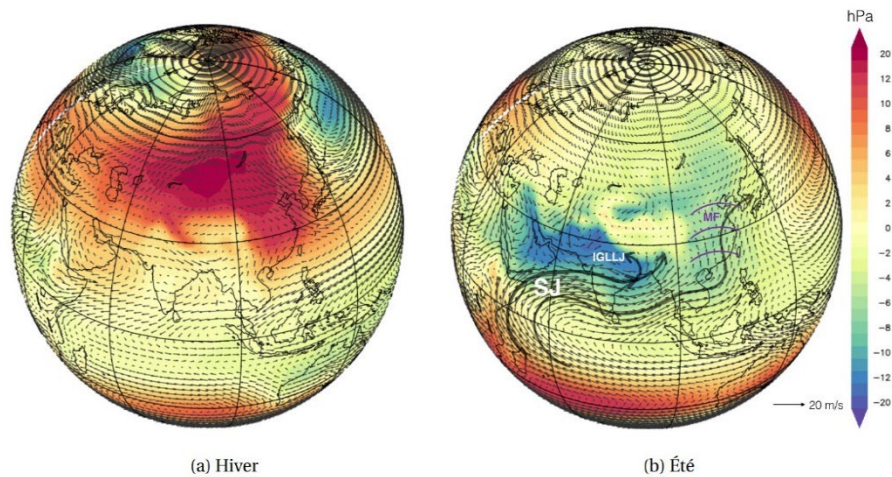
## 1.1. Généralités et définition

L'Inde est un vaste pays de l'Asie du Sud-Est et constitue la presque totalité de la plaque tectonique indienne, entrée en collision puis suturée à la plaque eurasiatique à partir de l'Eocène (il y a 50 Ma d'années environ) suite à la disparition de la Téthys et à la naissance de l'océan indien. Avec une extension latitudinale de 3500 km entre 8 et 37 degrés nord, le territoire indien est situé en domaine intertropical, encadré au nord par les hauts sommets de la chaîne himalayenne, et par l'océan indien au sud, la Mer d'Arabie à l'ouest et le Golfe du Bengale à l'est. Le climat indien est de type tropical sur la majorité de la péninsule, avec une température moyenne annuelle supérieure à 20°C et évolue vers un climat subtropical à tempéré en allant vers le Nord dans la chaîne himalayenne, avec des températures moyennes annuelles comprises entre 0 et 10°C (Legris, 1963). Comme l'Amérique centrale, l'Afrique centrale ou encore l'Indonésie, l'Inde est impactée par un phénomène climatique majeur en zone tropicale, la mousson (Figure 2-1).



La mousson est l'une des expressions les plus spectaculaires des interactions entre l'océan, le continent et l'atmosphère, qui affecte les terres émergées tropicales des deux hémisphères. Elle se caractérise par l'alternance saisonnière de périodes humides et sèches d'intensité et de durée variables au cours du temps. Cette variabilité saisonnière du régime des précipitations tropicales est communément décrite comme la conséquence de la migration latitudinale de la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais) en réponse à la latitude à laquelle l'insolation maximale s'exprime dans l'année (Gadgil, 2003; Goswami and Chakravorty, 2017; Zhang and Wang, 2008). De manière simplifiée, l'énergie solaire entrant dans l'atmosphère dans l'hémisphère en été induit un fort réchauffement régional, dont l'accumulation (on parle de chaleur sensible) diffère entre le continent et l'océan. Alors que les terres, de faible capacité thermique, se réchauffent rapidement, à l'inverse, les océans absorbent cette chaleur, et sont donc plus lents à se réchauffer. Il se crée alors un fort

contraste thermique entre les continents et les océans, générant de puissants gradients de pression atmosphérique permettant la mise en place de forts vents chargés d'humidité vers le continent : c'est la saison humide (Figure 2-2b). En hiver, les gradients de pression et les vents s'inversent et se déplacent depuis le continent vers l'océan : c'est la saison sèche (Ruddiman, 2001; Webster, 1987, 1994) (Figure 2-2a).



*Figure 2-2 : Variations saisonnières actuelles des champs de pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer, normalisés par la pression moyenne annuelle terrestre (en hPa) et circulation de la basse troposphère (à 850 hPa) en hiver à gauche (a) et en été à droite (b) (Tardif, 2020).*

Bien que ce mécanisme général soit commun autour des tropiques et largement lié aux mouvements de l'ITCZ, des systèmes de mousson régionaux se distinguent et présentent des caractéristiques différentes et souvent spécifiques, qui dépendent de la configuration géographique du système, de la présence ou non de chaînes de montagne, et aussi de toutes les interactions possibles entre le système de mousson et les autres oscillations climatiques régionales pouvant entraîner des rétroactions (e. g. Caley et al., 2011). Le système de mousson indo-asiatique figure parmi les plus importants au monde en termes d'intensité et de couverture spatiale, en partie à cause du rôle amplificateur de l'Himalaya (Prell and Kutzbach, 1992). Là-encore, ce système peut être subdivisé entre la mousson est-asiatique (EASM en anglais pour *East Asian Summer Monsoon*) qui concerne principalement la Chine et le Japon, la mousson ouest-pacifique nord (WNPM en anglais pour *Western North Pacific Monsoon*) et la mousson sud-asiatique ou mousson indienne (ISM en anglais pour *Indian Summer Monsoon*), qui concerne principalement l'Inde, mais aussi le Bangladesh, le Népal, ou le Sri Lanka (Wang et al., 2003) (Figure 2-3). L'ISM est le seul système au monde à se développer selon une configuration « nord-sud », avec le continent asiatique au nord, et l'océan sur ses trois autres bordures : la mer d'Arabie à l'ouest, l'océan indien au sud, et le Golfe du Bengale à l'est.

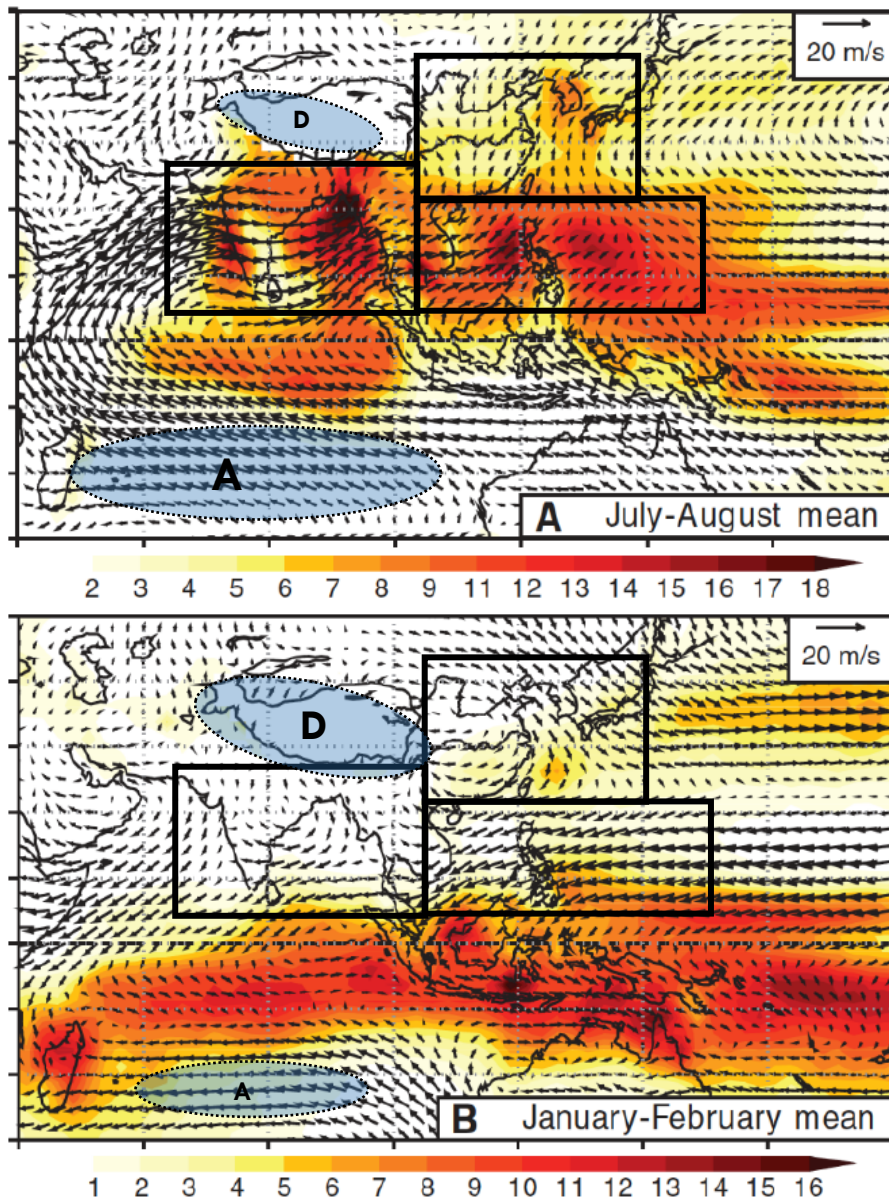


Figure 2-3 : Taux moyen de précipitations (mm/jour) et vecteurs de vents associés (m/s) en été (panneau A) et en hiver (panneau B) (Wang et al., 2003). Les rectangles noirs indiquent les sous-systèmes de la mousson asiatique : la mousson est-asiatique au nord-est, la mousson ouest-pacifique nord au sud-est et enfin la mousson indienne au sud-ouest. Les cercles bleus indiquent la position et l'intensité de l'anticyclone des Mascareignes (A) et des dépressions du plateau tibétain (D) (ajoutés d'après Turner et Annamalaj, 2012).

## 1.2. Circulation atmosphérique du système de mousson indienne

Le système de la mousson indienne se décompose en mousson d'été (avec des vents provenant du sud-ouest) et mousson d'hiver (provenant alors du nord-est). Cette inversion saisonnière des vents, soumise au gradient de pression atmosphérique comme expliqué précédemment, est influencée par plusieurs facteurs détaillés ci-dessous.

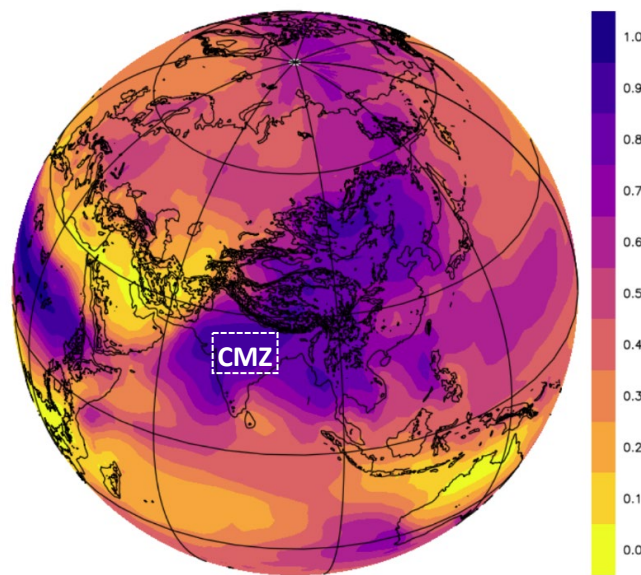
En hiver, la masse continentale asiatique comprenant l'Himalaya et les hauts plateaux du Tibet est soumise à de faibles températures, souvent négatives pendant plusieurs mois, qui maintiennent des conditions de hautes pressions en Sibérie, avec la formation d'une zone anticyclonique. Ces températures continentales froides au nord sont contrastées avec celles de l'océan indien au sud, dont la position plus équatoriale combinée à une haute capacité calorifique lui permettent de conserver des températures de surface relativement plus chaudes, associées à des conditions de plus basses pressions atmosphériques. Ainsi, le gradient de pression atmosphérique piloté par la cellule de haute pression sibérienne oriente les vents depuis le continent vers l'océan (Figure 2-3b) : la mousson indienne d'hiver se caractérise par des vents de nord-est, frais et secs.

Dès le début du printemps, les terres émergées commencent à se réchauffer sous l'influence croissante de l'insolation estivale de l'hémisphère nord, induisant la formation d'une large ceinture dépressionnaire autour de la péninsule Arabique et de l'Inde. Le développement de l'anticyclone des Mascareignes dans l'océan indien subtropical face à la dépression du Tibet induit le renversement du gradient de pression atmosphérique et les vents du sud-ouest qui en résultent entraînent le déplacement à grande échelle de l'ITCZ vers le continent jusqu'à venir se heurter aux hauts sommets de l'Himalaya. Un puissant courant atmosphérique de surface (appelé *Jet de Somalie*) se met en place depuis l'hémisphère sud vers l'hémisphère nord (Figure 2-3a), traverse l'océan Indien le long des côtes somaliennes en se chargeant d'humidité, pour finalement se déverser sous forme de précipitations abondantes sur le continent asiatique de juin à août (Webster, 1987, 1994; Webster et al., 1998). Plus précisément, ces vents du sud-ouest se divisent à l'approche de la péninsule Indienne en deux branches principales : (i) une première orientée principalement vers la mer d'Arabie, et dont l'extension sur le continent est limitée au Sud par la présence des reliefs de Ghâts occidentaux sur la côte est ; puis une seconde qui contourne la péninsule par le sud et pénètre le Golfe du Bengale, qui concentre alors les plus fortes précipitations au nord-est de la péninsule Indienne et en Assam (Figure 2-3a).

L'Inde a la particularité de recevoir la majeure partie de ses précipitations annuelles (environ 80%) entre juin et septembre, lors de la mousson d'été (Figure 2-4). A l'inverse de la région est-asiatique, la contribution de la mousson d'hiver aux précipitations annuelles en Inde est généralement négligeable sinon mineure dans le cas du sud de la péninsule lorsque les vents du nord-est se chargent d'humidité au-dessus du Golfe du Bengale. Si l'ISM impacte toute la péninsule, il existe une zone en particulier appelée « *Core Monsoon Zone* » (CMZ) au nord-est de la péninsule pour laquelle l'ISM est particulièrement bien exprimée, et dont les variations de précipitations sont le plus fortement corrélées aux variations de précipitations de mousson d'été, avec la plus faible contribution de mousson d'hiver (Gadgil, 2003) (Figure 2-4). Par ailleurs, la distribution spatiale des pluies est particulièrement influencée par les reliefs, dont les sommets génèrent des précipitations orographiques (comme dans les Ghâts occidentaux évoquées plus haut), et créent à l'inverse des zones plus sèches d'arrière-pays dans lesquelles la mousson est atténuée (comme à l'est des Ghâts



occidentaux) (Figure 2-3). Finalement, la distribution des précipitations sur le territoire indien n'est pas homogène, et une forte variabilité régionale est présente malgré l'influence commune de la mousson.

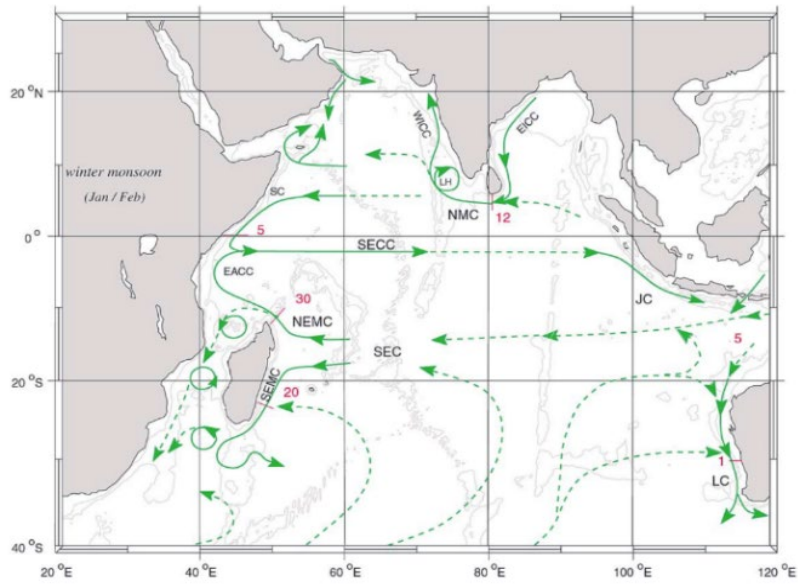


*Figure 2-4 : Proportion des pluies estivales par rapport aux pluies annuelles totales (x100%) (Tardif 2020). Le rectangle blanc représente la Core Monsoon Zone (CMZ), zone dans laquelle la mousson d'été contribue le plus aux précipitations annuelles totales (Tardif, 2020).*

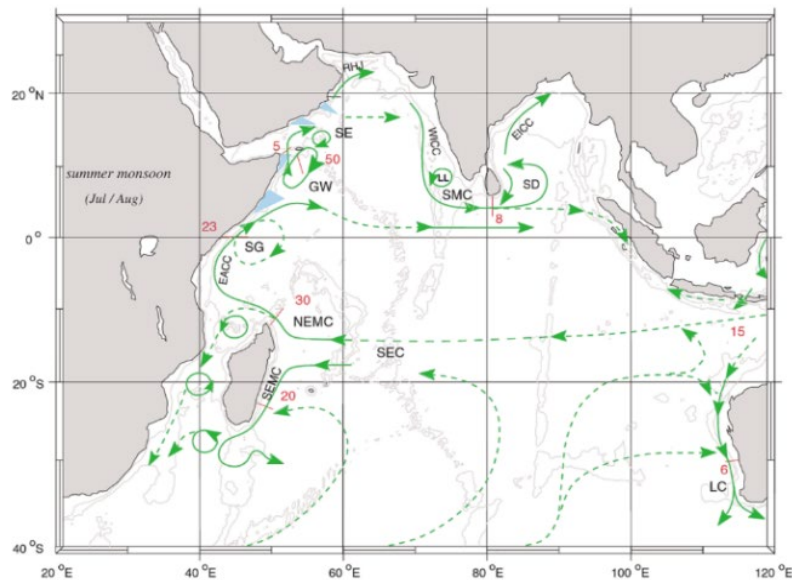
### 1.3. Hydrologie et circulation océanique de surface

La dynamique des vents au-dessus de l'océan Indien et les apports massifs d'eau de ruissellement générés par la mousson ont des conséquences directes sur la circulation océanique et la sédimentation marine (Martin Ziegler et al., 2010). L'océan Indien est le moins étendu des océans. Il se distingue des autres du fait de sa configuration particulière en « demi-océan », dont l'extension vers le nord est limitée par la masse continentale asiatique. La circulation océanique de surface de l'océan Indien s'organise en deux grandes gyres subtropicales (de rotation horaire dans l'hémisphère nord, et antihoraire dans l'hémisphère sud), qui convergent aux alentours de 20°S pour former le courant sud équatorial (*SEC* pour *South Equatorial Current*) (Schott and McCreary, 2001) (Figure 2-5). Alors que la circulation de la gyre sud reste assez stable sur l'année, la partie nord de l'océan subit chaque année une réorganisation saisonnière associée à la mousson. En hiver, les vents du nord-est entraînent la formation des courants vers le sud-ouest le long de la côte somalienne (*SC* pour *Somali Current*) et de la côte est indienne (*EICC* pour *East Indian Coast Current*). En été, l'inversion des vents associée au renforcement du jet de Somalie entraîne la formation d'un puissant courant vers le nord localisé le long des côtes est-africaines et de la péninsule Arabique (*EACC* pour *East African Coast Current*). Ce courant se propage le long du continent asiatique, contourne la péninsule Indienne (*WICC* pour *Western Indian Coast Current*) et remonte jusqu'au nord du Golfe du Bengale (*SMC* pour *Southwest Monsoon Current et EICC*) (Figure 2-5).





(a) Hiver



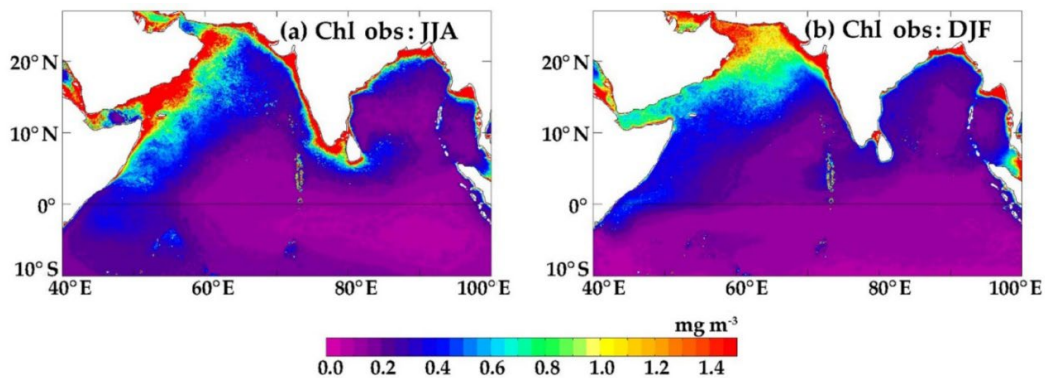
(b) Été

Figure 2-5 : Représentation schématique des principaux courants de surface de l'océan Indien durant la mousson d'hiver (a) et la mousson d'été (b). Les chiffres indiqués en rouge correspondent à la vitesse de transport des courants (en Sverdrup). Les abréviations correspondent aux différents courants de surface : le South Equatorial Current (SEC), East African Coast Current (EACC), Somali Current (SC), West Indian Coast Current (WICC), Southwest Monsoon Current (SMC), East Indian Coast Current (EICC).

D'après Schott and McCreary (2001).

Les changements saisonniers de direction des courants océaniques de surface induits par l'inversion des vents en période estivale engendrent la formation d'upwellings côtiers en mer d'Arabie et dans le Golfe du Bengale (Schneider et al., 2014; Martin Ziegler et al., 2010). Ces remontées d'eaux froides et riches en nutriments déterminent la localisation, l'extension géographique et l'intensité de

la production biologique océanique de surface (Figure 2-6). La quantification de cette production primaire planctonique, dépendante de la dynamique des upwellings, elle-même dépendante des vents de mousson a souvent été utilisée comme traceur de la mousson d'été lors des derniers cycles climatiques, en particulier en mer d'Arabie (Altabet et al., 2002, 1999; Caley et al., 2013; Clemens and Prell, 2003; Pichevin et al., 2007; Reichart et al., 1998; Schulz, et al., 1998).



*Figure 2-6 : Concentration en chlorophylle des eaux de surface ( $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) générée par la production biogénique dans les zones d'upwelling au nord de l'océan indien pour l'été (a) et l'hiver (b). Les données proviennent du satellite ESA (Vallivattahillam et al., 2017).*

Cependant la force et la direction des vents ne sont pas les seuls facteurs qui conditionnent la production primaire de surface. Les vigoureuses précipitations estivales apportées par la mousson affectent fortement la salinité des 100 premiers mètres d'eau du nord du Golfe du Bengale, en particulier en automne, lorsque la mousson d'été est passée mais que le ruissellement continental continue d'affluer (Figure 2-7). Cette zone est caractérisée par une masse d'eau présentant une faible salinité constamment inférieure à 33 psu : il s'agit de la Bengal Bay Water (BBW). En périodes estivale et automnale (post-mousson), la salinité de cette masse d'eau est minimale et son extension est maximale (Figure 2-8) (Chatterjee et al., 2012; Chowdary et al., 2016; Mohanty, 2008).

D'autre part, ces apports massifs d'eau douce continentale s'accompagnent d'une très forte érosion continentale, dont les sédiments à la fois détritiques et organiques se retrouvent exportés en domaine marin. Si le flux sédimentaire global est d'environ 18 milliards de tonnes/an (Milliman and Syvitski, 1992), c'est entre 15 à 20% de ce flux global qui traverse la péninsule Indienne (Bastia and Equeenuddin, 2016). En effet, additionné à l'important système fluvial du Gange-Brahmapoutre-Meghna prenant source dans l'Himalaya, le territoire indien est incisé d'une succession de fleuves qui se jettent dans le Golfe du Bengale (Figure 2-9). L'ensemble de ces fleuves fournit environ 2 millions de tonnes de sédiment par an au Golfe du Bengale (Mohanty, 2008). Ensemble, les changements de salinité et de matériel en suspension affectent la densité des masses d'eau, modifiant ainsi la structure verticale de la colonne d'eau, son degré de stratification, sa concentration en nutriments, et également la profondeur de la zone photique.

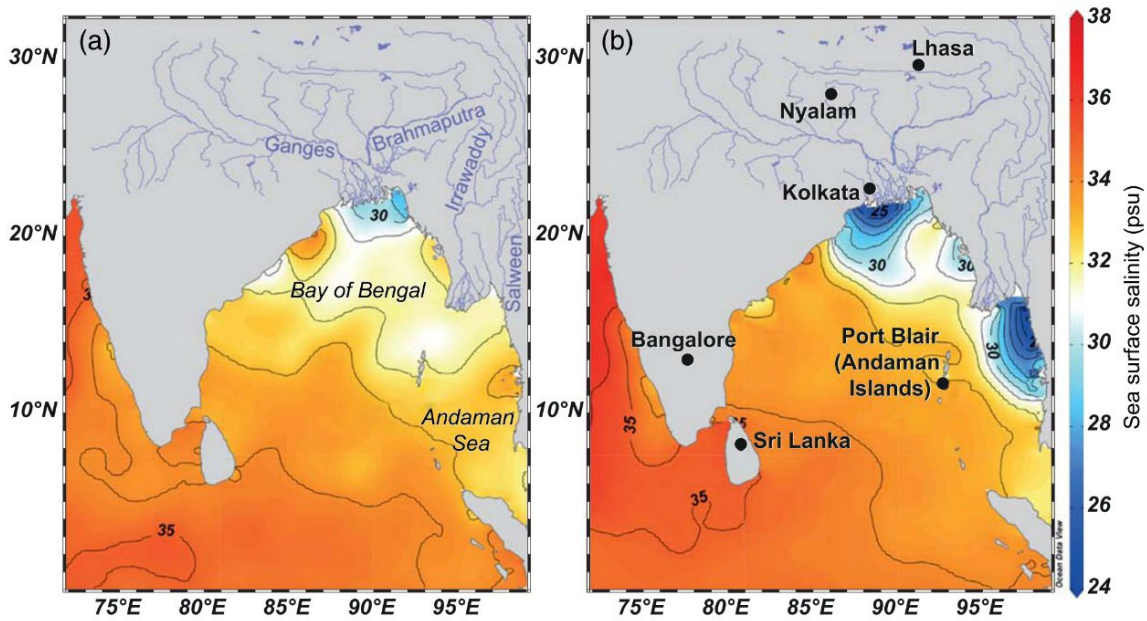


Figure 2-8 : Distribution moderne de la salinité de surface de la mer (SSS) (en psu) dans le Golfe du Bengale et la mer d'Andaman pendant (a) la fin de l'hiver (février) et (b) la fin de l'été (août) (Jöhnck et al., 2020 - modifié).

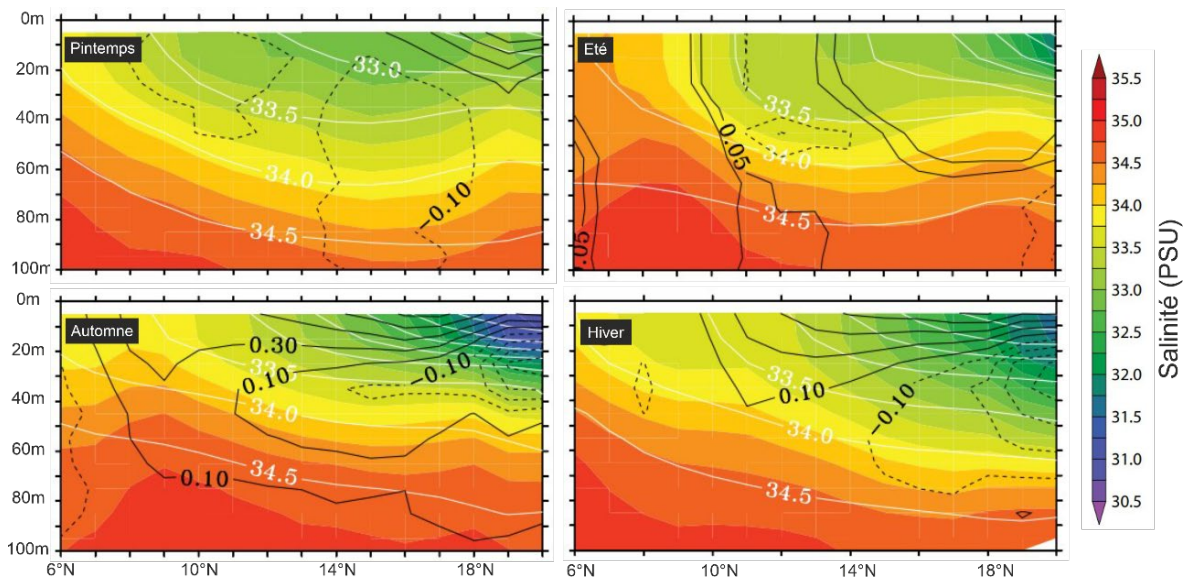


Figure 2-7 : Profils profondeur-latitude de la salinité moyenne (psu) pour chaque saison entre 85°E et 90°E sur la région du golfe du Bengale dans le modèle Indian National Center for Ocean Information Services Global Ocean Data Assimilation System (INC-GODAS). Les saisons correspondent aux mois suivants : printemps (mars, avril, mai) ; été (juin, juillet, août, septembre) ; automne (octobre, novembre) ; hiver (octobre, novembre). (Chowdary et al., 2016 – modifié).

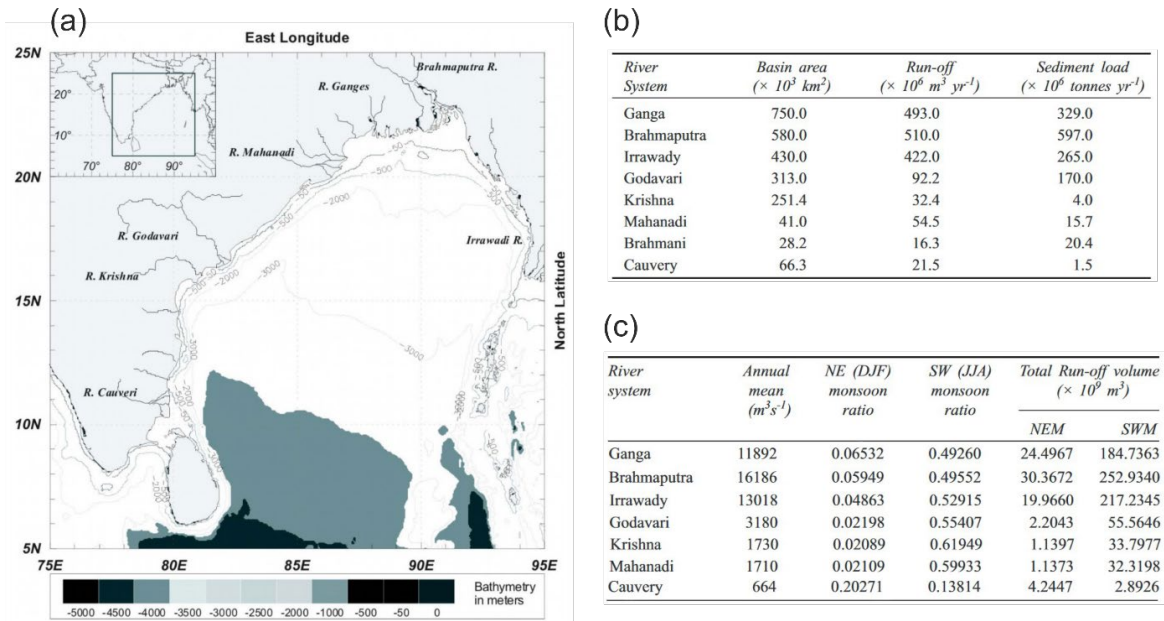


Figure 2-9 : Vue d'ensemble des principaux fleuves (a) et leurs caractéristiques (b et c) qui contribuent aux apports sédimentaires dans le Golfe du Bengale (Mohanty et al., 2008 – modifié).

## 2. La végétation indienne : une biosphère mousson-dépendante

### 2.1. La végétation indienne et les paramètres qui la conditionnent

Lorsque l'on étudie la répartition spatiale d'espèces végétales au sein d'un territoire, de nombreux paramètres tant climatiques, que biotiques ou encore géologiques sont à prendre en compte. Cependant à l'échelle d'une aussi vaste surface que l'Inde, les types de végétation dépendent en premier lieu du climat (Legris, 1963). Comme nous l'avons vu précédemment, le climat indien est régi par le phénomène de mousson, qui affecte donc l'humidité et la saisonnalité sur le territoire. Plus précisément, Gunnell (1997) indique que la distribution des espèces en Inde est fonction de trois forçages principaux :

- La pluviométrie moyenne annuelle qui dépend de l'influence conjointe des moussons d'été et d'hiver et qui est primordiale puisque toutes les plantes n'ont pas les mêmes besoins écologiques ;
- La durée et les températures maximales de la saison sèche dont la longueur, l'intensité et la position dans l'année joue un rôle fondamental sur le développement des plantes et leur phénologie <sup>1</sup> (Zuidema et al., 2022);
- La température moyenne du mois le plus froid (ci-après MTCO pour *Mean Temperature of the Coldest Month*) car les basses températures peuvent réduire voire interrompre complètement

<sup>1</sup> **Phénologie** : étude des variations (durée, époque, etc) que les divers climats font subir à la floraison et à la feuillaison des végétaux (Larousse, 2022). Dans ce travail, nous aborderons particulièrement le caractère persistant ou caduques du feuillage des arbres, dépendant de l'humidité et de la saisonnalité.



la période végétative nécessaire au développement de la flore et même éliminer des espèces peu résistantes au gel (Legris, 1963).

Les reliefs influencent également la distribution de la végétation, et ceci à plusieurs niveaux (Acosta and Huber, 2020; Barboni and Bonnefille, 2001; Champion and Seth, 1968; Legris, 1963; Pascal, 1991). Comme évoqué précédemment, il exerce le rôle de barrière orographique qui limite le déplacement des masses d'air et concentre les précipitations sur les faces au vent des montagnes, ce qui contraste avec les zones plus chaudes et arides sur les faces sous le vent. Ce simple effet de distribution des précipitations influence bien évidemment la distribution de la végétation. D'autre part, le type de végétation qui se développe à proximité des reliefs est soumis localement à des gradients altitudinaux de températures, de précipitations et d'hygrométrie.

Enfin, le type de sol a une importance secondaire dans la répartition des grands types de végétation. En fait, il module la distribution des espèces à l'intérieur des types climatiques (Legris, 1963), il n'intervient que pour définir des faciès, autrement dit des variantes du type principal local, du fait de sa structure plus ou moins favorable, de sa composition chimique, ou de sa pauvreté en éléments nutritifs. Par exemple, un sol pauvre, rocailleux et drainant permettra le développement d'espèces de type plutôt sèches, même dans une zone à trop forte pluviométrie. Inversement un sol particulièrement riche, humifère et de forte rétention en eau peut permettre le développement d'espèces de type humide dans une zone qui serait normalement trop sèche pour elles.

Cependant, dans certains cas, le sol, et notamment son degré de salinité et de porosité, peut devenir déterminant. C'est le cas des mangroves, des forêts côtières salines ou encore des zones humides d'eau douce (Blasco, 1975; Champion and Seth, 1968; Legris, 1963). Dans ces cas, le développement et l'extension de ces types de végétation devient alors bien plus dépendant du sol que du climat. Notons cependant que ces catégories très spécifiques sont restreintes et leur distribution est confinée dans des endroits précis, tels que les zones deltaïques pour les mangroves par exemple.

## **2.2. Les grands ensembles végétaux de la péninsule indienne**

Le territoire indien présente des types de végétation particulièrement variés et contrastés, qui se répartissent en fonction des conditions climatiques précédemment citées. La description de ces grandes formations végétales et leurs principales caractéristiques ont été synthétisées principalement à partir de l'ouvrage *La végétation et l'Inde : écologie et flore* de Legris (1963), du livre *A revised survey of the forest types of India* de Champion and Seth (1968) et des notices associées aux cartes de végétation et de conditions environnementales de Gaussen (1973 à 1992).

A l'échelle du territoire indien, les précipitations annuelles sont le premier contrôle de la distribution des grands ensembles végétaux, et cette relation est particulièrement facile à représenter via une approche cartographique (Figure 2-10).

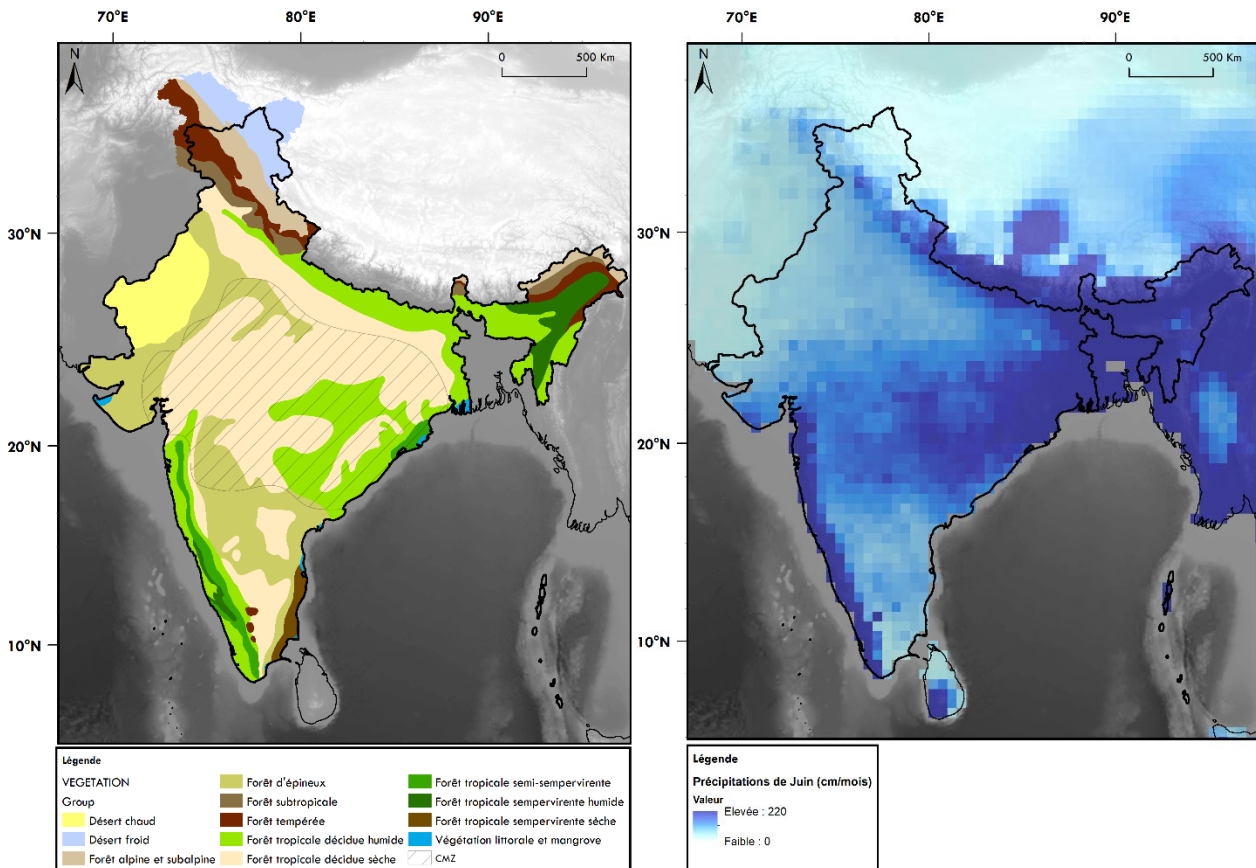


Figure 2-10 : Illustration de la corrélation entre la distribution potentielle des grands types de végétation en Inde (gauche) (Champion and Seth, 1968) et la quantité de précipitations apportées par la mousson d'été (droite) (exemple du mois de juin, valeurs moyennes à long terme entre 1981 et 2010 – Willmott, C. J. and K. Matsuura (2001). En zone de basse altitude, les régions qui recueillent un maximum de précipitation sont occupées par les types de végétation les plus humides, et inversement.

Hormis dans le nord-ouest de la péninsule et l'Himalaya à haute altitude, la grande majorité des écosystèmes indiens se déclinent en différents types de forêts tropicales, qui sont fonction des conditions climatiques précédemment citées. Les botanistes se sont attachés à classer et hiérarchiser ces forêts, bien souvent en allant du type le plus humide au plus sec. Pour cela, ils se basent sur plusieurs éléments :

- La composition floristique de ces forêts, et en particulier sur les éléments dits caractéristiques. D'après Legris (1963) : « une espèce est considérée comme caractéristique lorsque son aire de répartition correspond à la série étudiée et qu'elle y trouve son optimum d'abondance et de dominance ».

- La structure de ces forêts, autrement dit leur hiérarchisation sous forme de strates, allant du sommet de la canopée jusqu'au tapis graminéen en passant par les strates intermédiaires, les sous-bois et les épiphytes<sup>2</sup>.
- La hauteur et la densité de la canopée.
- Le degré de déciduité des différentes strates, autrement dit la phénologie des arbres, arbrisseaux et arbustes qui composent le canopée.

Pour la description générale de ces grands types de forêts tropicales, nous nous appuyerons sur la Figure 2-11 qui représente leur distribution ainsi que des diagrammes ombrothermiques actuels représentatifs des conditions locales, indiquant globalement pour chaque type les conditions moyennes (de pluviosité, d'hygrométrie et de températures) sous lesquelles ils se développent. De manière générale, l'effet des températures est mineur car comme le montre l'ensemble des diagrammes, les températures sont assez stables sur l'année sur l'ensemble du territoire à basse altitude, comprises entre 20 et 35°C. L'effet des températures sera plus largement discuté ci-après, dans la partie 2.2.6 sur les forêt d'altitude et les étages de végétation.

### **2.2.1. Les forêts sempervirentes humides**

Il s'agit des types de forêts les plus humides que l'on retrouve en Inde. Elles se développent lorsque les précipitations annuelles dépassent les 2000 mm/an avec une saison sèche restreinte de seulement 2 à 4 mois, et peuvent occasionnellement se trouver dans des zones de plus faible pluviosité annuelle à condition que les précipitations soient mieux réparties sur l'année.

Actuellement, elles se retrouvent au Karnataka et Kerala, le long des ghâts occidentaux dans le sud-ouest de la péninsule (diagramme ombrothermique de Madikeri, Figure 2-11), au nord en Assam dans la vallée du Brahmapoutre jusqu'à environ 1000 m d'altitude (diagramme ombrothermiques de Golaghat, Figure 2-11) et dans les îles Andaman et Nicobar.

Il s'agit de forêts très hautes d'une hauteur de 45 m ou plus, très denses. La densité de ces forêts est d'ailleurs si élevée que la différenciation des différentes strates est difficile. Les cimes des arbres sont jointives et leurs feuilles sont principalement persistantes. Certaines espèces de l'étage supérieur de la canopée peuvent être brièvement décidues lors de la saison sèche, sans affecter la nature persistante de la forêt dans son ensemble. Ces forêts concentrent un très grand nombre d'espèces différentes, conduisant à une forte diversité spécifique.

---

<sup>2</sup> **Epiphyte** : se dit d'un organisme vivant sur des plantes qui ne sont pour lui qu'un support indifférent. Les plantes épiphytes (algues, lichens, fougères, orchidées, broméliacées, etc.) se développent sans aucun contact avec le sol (Larousse, 2022).

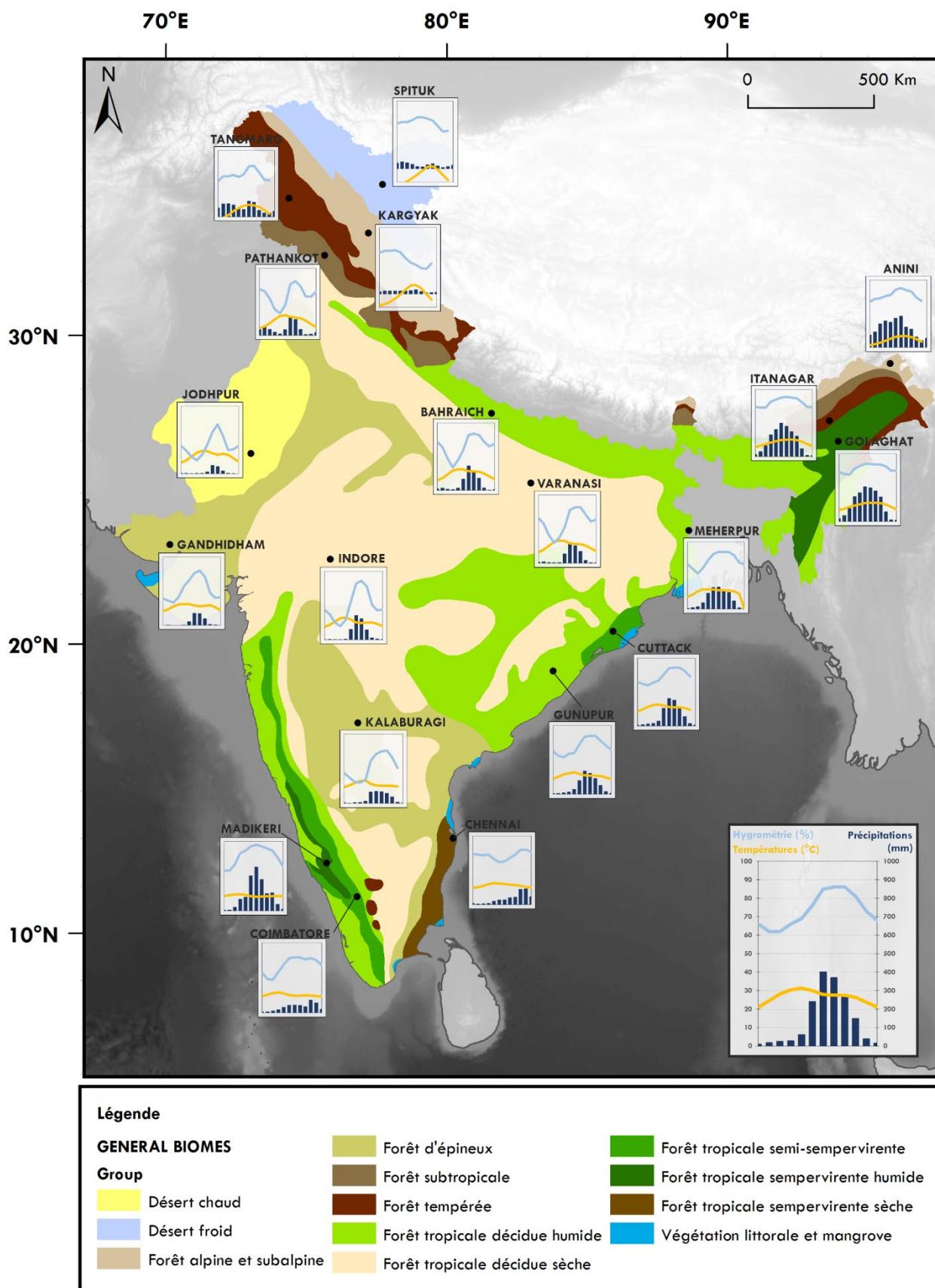
Dans ces formations, la famille des Dipterocarpaceae est particulièrement caractéristique et forme systématiquement la plus haute strate de la canopée. Les genres les plus largement distribués sont *Dipterocarpus* et *Hopea* (*Balanocarpus* et *Vateria* en suivant). Ils s'accompagnent de nombreuses autres essences : Guttiferae (*Calophyllum*, *Poeciloneuron*, *Mesua*), Anacardiaceae, Sapotaceae, Meliaceae, *Artocarpus* (Moraceae), *Elaeocarpus*, *Quercus* et *Castanopsis*. Dans la strate intermédiaire entièrement persistante, les Myrtaceae (*Syzygium*) et Lauraceae (*Litsea*, *Phoebe*, *Machilus*, *Actinodaphne*) dominent. Les bambous (Poaceae), palmiers (Arecaceae), fougères, et épiphytes sont nombreux et divers. Le sous-bois généralement arbustif (à feuilles persistantes aussi) se compose principalement d'Acanthaceae (*Strobilanthes*) et de Rubiaceae (*Canthium*, *Wendlandia*). Les plantes grimpantes peuvent devenir abondants dans les zones légèrement plus ouvertes (comme en lisière de forêt par exemple), lorsque la lumière pénètre la canopée.

### **2.2.2. Les forêts semi-sempervirentes (aussi appelées semi-décidues)**

Comme son nom l'indique, il s'agit d'un groupe intermédiaire entre les forêts sempervirentes humides et les forêts décidues humides, avec des caractéristiques provenant de chaque groupe. De ce fait, ce type est délicat à définir. Ce type de forêt se définit sous des régimes de précipitations autour de 2000 mm/an, mais pouvant osciller entre 1500 et 3000 mm/an en fonction de la topographie et du type de sol. La saison sèche est courte ou moyenne (3-4 mois).

Du fait de sa nature intermédiaire, ce type de forêt se retrouve bien souvent en bordure des formations sempervirentes humides, comme c'est le cas au Karnataka et au Kerala dans les Ghâts occidentaux Figure 2-12, (diagramme ombrothermique de Coimbatore, Figure 2-11). On le retrouve aussi à proximité de la côte, à l'est de la péninsule en Odisha, sur les flancs des Ghâts occidentaux Figure 2-12. Dans cette région, la longueur de la saison sèche est modulée et en partie compensée par l'humidité atmosphérique apportée par la proximité de l'océan (diagramme ombrothermique de Cuttack, Figure 2-11). Enfin, ce type se retrouve aussi dans les régions de basse altitude de l'Assam et sur les collines du Bangladesh.





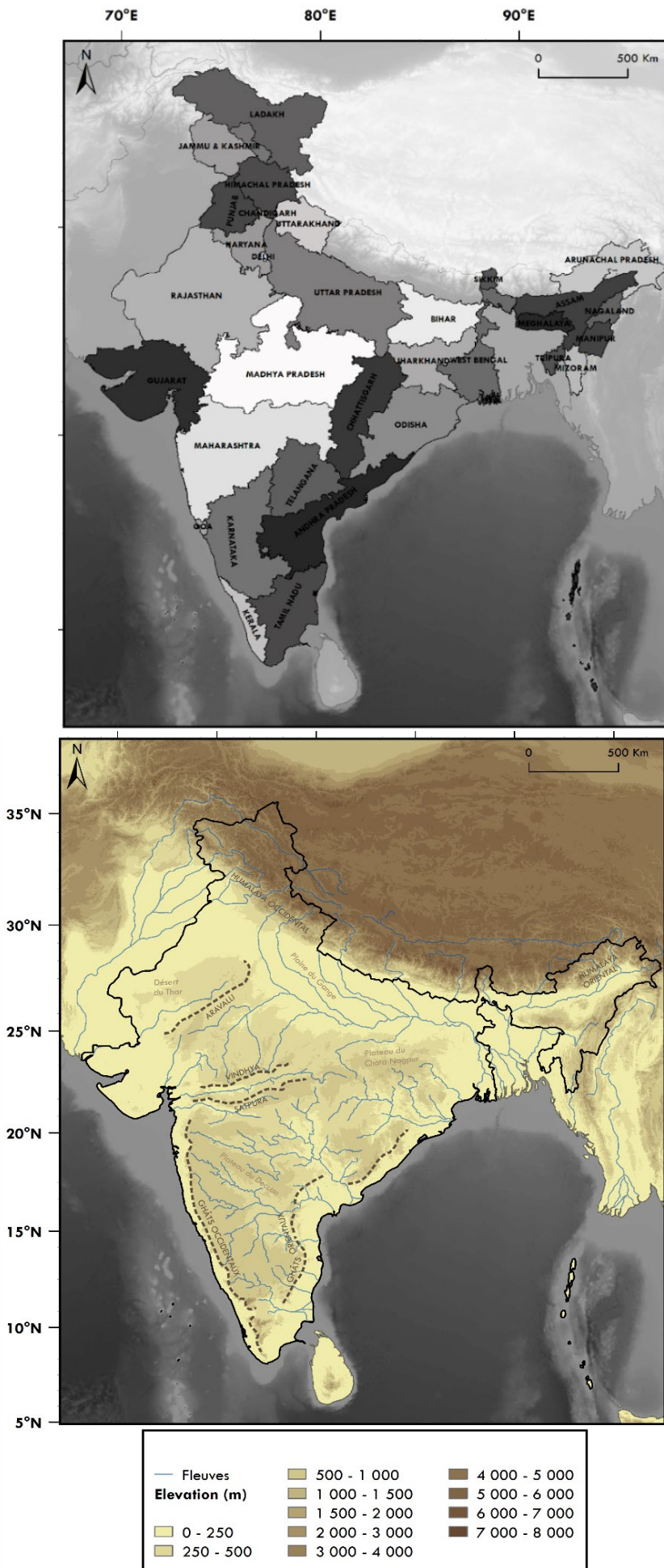


Figure 2-12 : Repères géographiques du territoire indien représentant en haut la classification des districts indiens et en bas le relief, les principaux fleuves et éléments géomorphologiques.

La principale caractéristique de cette forêt est qu'elle contient à la fois des individus persistants et des individus caducifoliés. Elle est également moins haute que le type précédent, entre 24 et 36 m en moyenne. Le degré de déciduité des espèces de ces forêts dépend de la strate de la canopée considérée. En général, le port du feuillage persistant est surtout développé dans les strates inférieures, tandis que les plus grands arbres peuvent devenir périodiquement caduques pendant la saison sèche. La canopée dans son ensemble est moins dense, avec également une diversité inférieure.

L'étage supérieur de la canopée peut encore contenir quelques Dipterocarpaceae, mais de bien moindre abondance que dans le type précédent. A la différence du type entièrement sempervirent, les associés les plus courants sont des éléments caractéristiques des formations décidues, tels que *Xylia* ou *Terminalia*. La strate intermédiaire contient à la fois des éléments caractéristiques de la forêt sempervirente humide, tels que les Myrtaceae (*Syzygium*), Magnoliaceae, Moraceae (*Ficus*, *Artocarpus*) ou Lauraceae (*Litsea*, *Phoebe*, *Machilus*, *Actinodaphne*), et aussi des éléments plus caractéristiques de forêts caduques tels que les genres *Terminalia*, *Tetrameles*, *Stereospermum*. Les Rubiaceae persistantes et Acanthaceae sont encore abondantes. Les herbes sont toujours quasiment absentes. Les plantes grimpantes et épiphytes sont maintenant abondantes, du fait d'une plus forte pénétration de la lumière. Les bambous sont présents mais moins abondants, et sont souvent localisés sous forme de patchs.

### **2.2.3. Les forêts décidues humides**

Ce type de forêt est répandu sur le territoire indien, partout où les précipitations annuelles sont comprises entre 1300 et 2000 mm avec une saison sèche de 4 à 5 mois. Ce type peut également supporter une saison sèche plus longue si la pluviométrie annuelle est supérieure.

On trouve des forêts décidues humides autour de la chaîne des Ghâts occidentaux au Kerala et au Maharashtra ainsi que dans la zone des piémonts himalayens le long de la frontière du Népal Figure 2-12 (diagramme ombrothermique de Bagraich, Figure 2-11), ainsi que dans la partie centrale-nord-est de la péninsule, notamment le long de la côte est, là où l'influence océanique permet de limiter les trop fortes variations d'hygrométrie de l'air (diagramme ombrothermique de Gunupur, Figure 2-11).

Il s'agit de forêts moyennement hautes (30-36m), fermées mais moins denses que les types précédemment décrits. La principale caractéristique de ces forêts est que la canopée est quasiment entièrement dépourvue de feuilles pendant la saison sèche. Ainsi, les arbres qui constituent les strates supérieures de la canopée sont décidus et seuls les sous-bois arbustifs des strates inférieures sont plus ou moins sempervirents. Ici, un nombre relativement faible d'espèces différentes forment la canopée, ce qui conduit à une diversité plus faible.

Ce type se caractérise souvent par la très grande abondance d'espèces comme le Teck ou le Sâl qui peuvent constituer plus de 50 % de la strate supérieure. On distingue alors plusieurs séries dans

ce type, comme par exemple : la série décidue-humide à Teck (*Tectona grandis*), celle à Sâl (*Shorea robusta*), ou encore la série mixte, qui comporte les deux dernières essences mais qui n'y sont pas dominantes. La composition floristique de ce type de forêt dépend des séries et donc des régions, mais il y a néanmoins des espèces caractéristiques et communes qui permettent de les distinguer. Le genre *Terminalia* (famille des Combretaceae) est particulièrement caractéristique de ces séries car on le retrouve très abondamment dans la canopée. De plus, son aire de distribution est limitée à ce type, on ne le retrouve pas dans les forêts décidues sèches et rarement dans les forêts sempervirentes humides. Parmi les associés les plus courants se trouvent les genres *Lagerstroemia*, *Pterocarpus*, *Dillenia*, *Bombax*, *Lannea*, *Haldina*. En second étage de la canopée, *Schleichera* et *Careya* sont communs. Les bambous sont peu nombreux. Les sous-bois sont constitués d'arbustes, les herbes sont présentes et peuvent devenir abondantes lorsque la canopée est ouverte.

#### **2.2.4. Les forêts décidues sèches**

Ces forêts se développent sous des conditions de précipitations de 1000 à 1300 mm/an environ, mais également sous des conditions plus humides lorsque le sol est très bien drainé et pauvre. Elles supportent une saison sèche longue de 6 mois et plus avec quasiment aucune précipitation entre décembre et juin. De manière générale, plus les conditions sont sèches, et plus le couvert forestier est léger et le peuplement clairsemé.

On trouve les forêts décidues sèches généralement dans les vallons de basse et moyenne altitude (maximum 450-600 m). Ce type de forêt est largement réparti et se retrouve fréquemment sur la péninsule Indienne, en particulier dans les plaines du centre de la péninsule (diagrammes ombrothermiques d'Indore et de Varanasi, Figure 2-11), et sur les flancs est des ghâts occidentaux, là où les précipitations sont limitées par les reliefs du fait de leur position « sous le vent » (zone comprise entre Madikeri et Chennai, Figure 2-11).

Il s'agit d'une forêt de bien plus faible densité que les types humides : on parle alors de savane arborée, plus ou moins ouverte (Ratnam et al., 2019, 2016). La majorité des arbres sont caducifoliés. Conjointement à sa plus faible densité, elle est également moins haute, entre 13 et 20m. A la différence des forêts humides qui comportent plusieurs étages, les forêts décidues sèches sont généralement réduites à une seule strate intermédiaire. Les bas étages de la canopée sont maintenant presque entièrement décidus, et les rares éléments persistants se cantonnent dans les zones les plus humides comme dans les vallées ou proche des cours d'eau. La diversité est encore plus faible que dans les types précédents.

A l'instar du type décidu humide, le Teck et le Sâl sont encore largement abondants et constituent parfois plus de 50% de la strate supérieure. Bien que le *Terminalia* soit encore largement présent, son optimum de développement se trouve plutôt dans les séries décidues humides dans lesquelles il est caractéristique. Parmi les associés typiquement caractéristiques des forêts décidues

sèches se trouvent les genres *Anogeissus* (Combretaceae), *Diospyros*, *Whrightia*, *Dalbergia*, *Lagerstroemia*, *Hardwickia*, *Boswellia*, *Sterculia*, *Acacia*. Les arbustes sont moins abondants, au profit des herbacées et forment des buissons épineux tels que les genres *Randia*, *Zizyphus*, *Flacourtia*. Il n'y a pas de palmiers. Les grimpants, épiphytes et fougères sont rares et éparses. Les bambous sont présents mais localisés en touffes, car ils ont une croissance particulièrement rapide et empêchent la régénération de la forêt là où ils sont implantés. Il pénètre suffisamment de lumière au sol pour permettre le développement de graminées forestières.

### 2.2.5. Les forêts d'épineux

Ce type de forêt se développe dans les régions les plus sèches de l'Inde, là où les précipitations annuelles totales sont inférieures à 1000 mm/an avec une saison sèche dépassant souvent une durée de 6 mois.

On trouve ces formations dans toutes les régions très sèches de l'Inde, sur les collines de basse altitude et au pied des pentes jusqu'à 600m d'altitude, comme dans la région centrale-sud de la péninsule (à l'est du Karnataka, au Telangana et en Andhra Pradesh, Figure 2-12) sous le vent des Ghâts occidentaux (diagramme ombrothermique de Kalaburagi, Figure 2-11) ou encore au nord-ouest de la péninsule, à la frontière des zones arides et semi-arides désertiques au Rajasthan et au Gujarat (Figure 2-12) (Diagramme ombrothermique de Gandhidham, Figure 2-11).

Ce type de forêt, que l'on peut qualifier de savane arbustive du fait de son caractère particulièrement ouvert et peu dense, se compose de petits arbres, arbustes et buissons xérophiles<sup>3</sup> à bois dur d'une faible hauteur (6-9m), dont les cimes ne sont plus jointives. Le sol est recouvert d'une mince couverture herbacée qui peut devenir temporairement plus dense lors de la saison humide. Les espèces se développent sur des sols pauvres, et sont peu diversifiées.

La composition floristique de ces savanes diffère complètement des précédentes formations. La strate arbustive est dominée par des arbres de petite taille tels qu'*Acacia*, *Albizia*, *Prosopis* ou *Tamarindus*. Parmi les associés buissonneux courants se retrouvent *Zizyphus*, *Atalantia*, *Dodonaea*, *Cassia*, *Ixora*, *Diospyros*, *Lannea*, *Holoptelea* ou *Capparis*. En associés courants arbustifs qui exercent leur maximum d'abondance dans ce type de formation se trouvent *Securinega*, *Randia*, *Canthium*, *Flacourtia*, *Grewia*, *Nyctanthes*. Les herbacées du genre *Aristida* sont caractéristiques. Il y a peu de plantes grimpances.

---

<sup>3</sup> **Xérophile** : qualifie les végétaux qui tolèrent des environnements extrêmement secs

## 2.2.6. Les forêts d'altitude et les étages de la végétation

### 2.2.6.1. Généralités

L'altitude induit la présence d'un gradient de températures, dont les valeurs minimales peuvent rapidement devenir limitantes pour la végétation. De plus, la rencontre entre l'air chaud et humide et un obstacle orographique induit la formation de précipitations orographiques. Au cours de son ascension sous l'effet des reliefs, l'air humide se refroidit et finit par atteindre le point de saturation de la vapeur d'eau : la vapeur d'eau finit par se condenser et les précipitations orographiques ainsi formées déchargent les masses d'air de leur humidité. Une fois le relief franchi, l'air déchargé de son humidité induit des conditions plus sèches sur le versant opposé à la montagne. Les différences climatiques entre deux versants d'une même montagne peuvent être considérables. En outre, les fortes pentes des régions montagneuses accentuent considérablement les conditions climatiques de par leur incidence sur l'exposition au vent, aux rayons lumineux, et à l'humidité atmosphérique. L'altitude induit également l'apparition du gel hivernal, pour lequel certaines espèces sont plus résistantes que d'autres.

Cependant, les reliefs indiens ne sont pas associés aux mêmes des conditions climatiques notamment à cause de la latitude et des altitudes atteintes mais aussi à cause de l'influence plus ou moins marquée de l'ISM ou de masses d'air humide hivernale.

### 2.2.6.2. Cas des forêts himalayennes

L'Himalaya est un ensemble de chaînes de montagnes d'orientation nord-ouest (NW) - sud-est (SE) d'environ 2400 km de long qui sépare la péninsule indienne des hauts plateaux d'altitude du Tibet par des sommets pouvant atteindre 8 000 mètres d'altitude. Comme cela a déjà été souligné plus haut, l'Himalaya constitue une barrière climatique majeure dans la dynamique de la mousson indienne. En fonction des paramètres climatiques précédemment cités (température, humidité, saisonnalité, exposition, vent, gel), différents étages de végétation se dessinent dans l'Himalaya, se caractérisant comme suit (Champion and Seth, 1968; Rawat, 2017) :

- tropical : étage tropical de basse altitude (jusqu'à 600-800 m)
- subtropical : étage transitoire dans lequel les espèces tropicales et tempérées sont mélangées en proportions variables (jusqu'à 1800 m)
- tempéré : étage constitué d'espèces de type tempéré, d'un mélange d'espèces de feuillues et de conifères (jusqu'à 3000 m)
- subalpin & alpin : formations ouvertes, à dominance de conifères avec seulement quelques feuillues adaptés au vent et au froid (jusqu'à 4000 à 5000 m)
- nival : étage dans lequel les arbres ne peuvent pas survivre, donc composés d'arbustes et surtout d'herbacées.

Du fait de sa large extension géographique, le climat de la chaîne himalayenne est soumis à différents gradients environnementaux. D'une part, l'Himalaya oriental connaît de plus fortes précipitations estivales et une saison sèche plus courte que l'Himalaya occidental, cette région étant affectée de façon marginale par la mousson d'été. D'autre part, l'Himalaya occidental est soumis à des perturbations hivernales (connues sous le nom de *Western Disturbances*) qui sont originaires de la région méditerranéenne. Elles apportent des précipitations en hiver, notamment sous forme de neige dans les hautes altitudes. L'influence de ces perturbations décroît d'ouest en est jusqu'au Népal. Le climat de toute la partie occidentale et centrale de l'Himalaya est dit bixérique, avec deux périodes humides (été par l'ISM – hiver par les perturbations d'ouest) et deux périodes sèches (automne et printemps).

La présence de ces gradients et d'une forte différence de régime climatique entre l'Himalaya occidental et oriental induit la présence de formations végétales distinctes au sein des différents étages de végétation (Figure 2-13). Une des plus notables manifestations de ce gradient est la plus forte abondance et diversité des espèces de conifères dans l'Himalaya occidental qu'oriental, associée à l'influence croissance du gel et des précipitations hivernales. A l'inverse, la plus forte pluviosité dans l'Himalaya oriental induit une plus grande proportion d'espèces sempervirentes humides.

L'Himalaya occidental (à l'ouest), aride à régime bixérique sous influence méditerranéenne, se compose de forêts subtropicales sempervirentes sèches à *Olea europaea* et *Acacia modesta* et de forêts de pins à *Pinus roxburghii* dans les vallées jusqu'à 1000 et 2000 m d'altitude respectivement (diagramme ombrothermique de Pathankot, Figure 2-13). Au-dessus dans l'étage tempéré se trouvent successivement les formations tempérées sèches à *Cedrus*, *Pinus* et *Juniperus* puis tempérées humides à *Quercus*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Acer*, *Corylus*, *Ulmus* (diagrammes ombrothermiques de Tangmarg, Figure 2-13 et Triloknath, Figure 2-13). Les étages subalpins à *Abies*, *Betula* et *Rhododendron* et alpins à *Rhododendron*, *Eurotia*, *Artemisia*, *Juniperus*, *Potentilla* et *Hippophae* se trouvent jusqu'à 5500 m d'altitude (diagramme ombrothermique de Kargyak, Figure 2-11) puis sont remplacés par les formations à *Eurotia*, *Artemisia*, *Juniperus* et *Hippophae* dans l'étage nival (diagramme ombrothermique de Spituk, Figure 2-13).

L'Himalaya oriental (à l'est) bien plus humide mais dominé par l'ISM, comporte une forêt tropicale sempervirente humide avec des feuillus tels que *Schima*, *Quercus* et *Castanopsis* et quelques patches de forêt de pins à *Pinus insularis* (diagramme ombrothermique de Golaghat, Figure 2-13). Au-dessus, dans l'étage tempéré se trouve la forêt tempérée humide à Lauraceae, *Quercus* et *Castanopsis* (diagramme ombrothermique d'Itanagar, Figure 2-13). Ensuite, les complexités induites par les fortes variations d'altitude permettent le développement de formations subtropicales localisées, y compris dans les régions de plus haute altitude que dans l'Himalaya occidental (diagramme ombrothermique de Ziro, Figure 2-13). A partir des étages alpins et subalpins (au-dessus de 3500 m d'altitude), la végétation devient très similaire à l'Himalaya occidental, comprenant des savanes arborées ouvertes

à *Abies*, *Betula*, *Rhododendron* (diagramme ombrothermique d'Anini, Figure 2-13) qui deviennent de plus en plus ouvertes avec *Artemisia*, *Eurotia*, *Juniperus*, *Potentilla* et *Hippophae*.

### **2.2.6.3. Cas des forêts des Ghâts occidentaux**

Les Ghâts occidentaux sont une chaîne de montagnes de 1600 km de long d'orientation N-S le long de la côte ouest de la péninsule indienne (Figure 2-12). D'une altitude moyenne de 1200 m d'altitude (maximum 2695 m à Anamudi dans le Kerala, au sud des ghâts), ils bordent les plateaux du Deccan à l'est et la mer d'Arabie à l'ouest. Là encore, ces montagnes constituent une barrière orographique lors de la mousson d'été qui concentre les précipitations sur le flanc ouest et crée une région semi-aride sur le flanc est. Ce gradient de précipitations accompagné par une augmentation de la durée de la saison sèche se traduit par un développement de forêts tropicales humides sur le flanc ouest des Ghats et de forêts tropicales décidues humides à l'arrière qui au fur et à mesure du pénétrement dans les terres, deviendront des forêts décidues sèches (Barboni and Bonnefille, 2001; Bonnefille et al., 1999; Pascal, 1991).



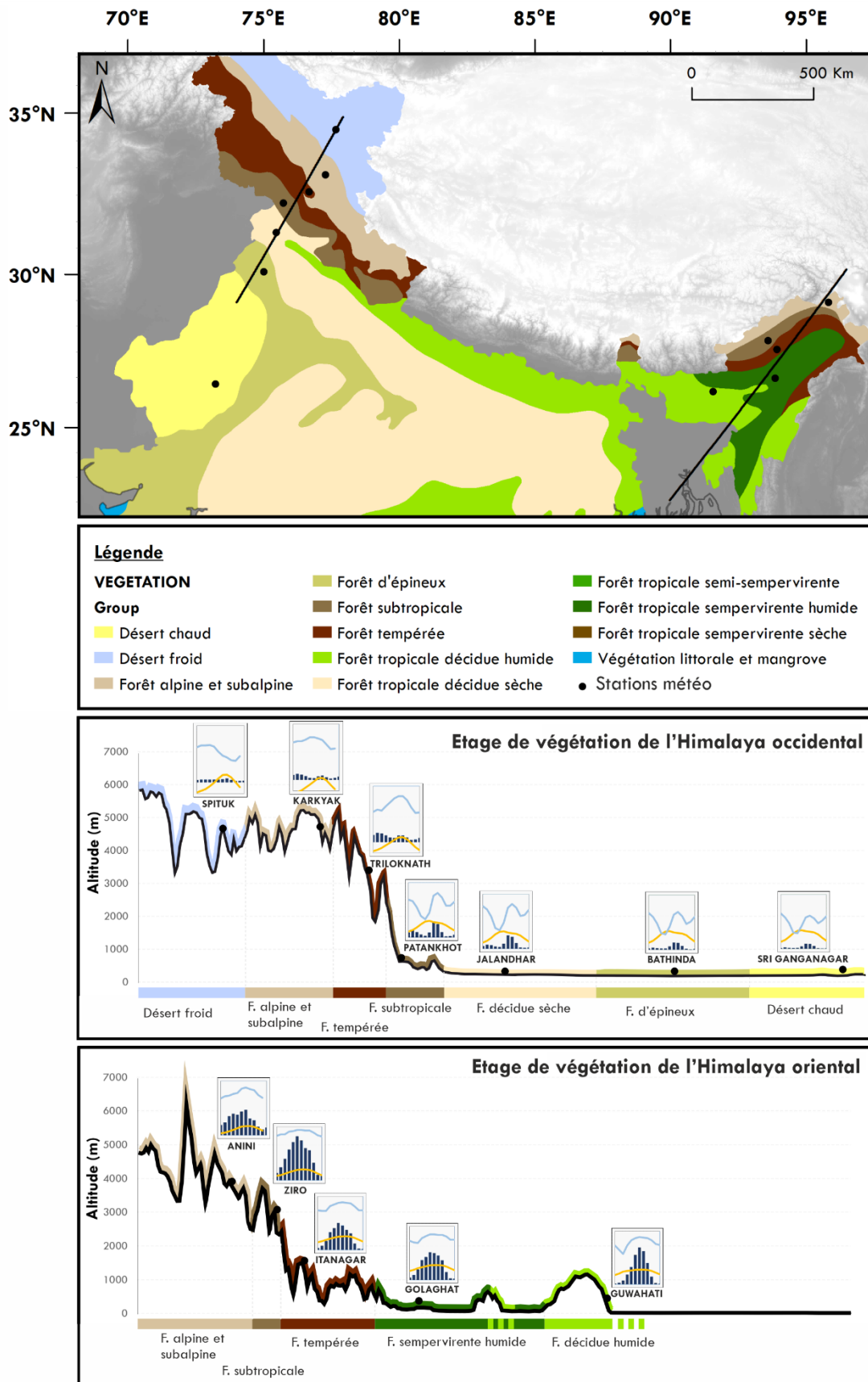


Figure 2-13 : Distribution géographique et altitudinale des étages de végétation dans l'Himalaya. Des profils topographiques ont été établis pour l'Himalaya occidental (ouest) et l'Himalaya oriental (est), sur lesquels les données de stations météorologiques représentatives de l'étage de végétation considéré ont été ajoutées (données disponibles sur <https://fr.climate-data.org/>).

Les Ghâts occidentaux étant plus méridionaux et l'altitude bien moins élevée que dans la chaîne himalayenne, le gradient de température est nettement moins marqué et n'engendre pas d'étagement de végétation tel que décrit pour la région himalayenne. Néanmoins, des différences floristiques et de physionomie de la forêt tropicale humide apparaissent en fonction de la température du mois le plus froid (MTCO) (Bonafille et al., 1999). Une limite à 900m d'altitude qui correspond à l'isotherme de MTCO de 20°C sépare les forêts sempervirentes humides de basse altitude des forêts sempervirentes humides de moyenne altitude, se différenciant seulement par la composition floristique. A 1500 m d'altitude, l'isotherme 15°C est atteint dans les MTCO et une mosaïque de forêts de montagne, appelée sholas, et de prairies commence à se développer. Les parcelles de forêts tropicales humides se situent principalement dans les vallées alors que des prairies occupent les crêtes. Il est à noter que les arbres de ces forêts de haute altitude sont souvent rabougris. Elles sont aussi caractérisées par la disparition de nombreuses espèces décidus tropicales présentes à plus basses altitudes dans les forêts tropicales sempervirentes, ne pouvant supporter physiologiquement les températures hivernales froides et en particulier le gel (Barboni, 2000; Champion and Seth, 1968; Legris, 1963).

### **2.2.7. Les formations édaphiques : mangroves, sols salins et végétation d'eau douce**

Il existe d'autres types de formations végétales dont la distribution et l'extension géographique n'est pas principalement contrôlée par le climat, mais plutôt par le sol et plus spécifiquement par les conditions édaphiques du sol, à savoir la nature du sol, son acidité, sa granulométrie, sa texture, sa structure, sa porosité, sa salinité et son humidité. Généralement, les conditions de ces milieux sont sensiblement constantes quel que soit le climat de la région où ils se trouvent.

#### **2.2.7.1. Les mangroves et formations côtières**

Les mangroves sont des formations forestières littorales tropicales, qui colonisent les dépôts vaseux des zones côtières telles que les deltas, les estuaires et les lagunes. La caractéristique principale des mangroves est leur capacité à supporter de très importantes variations de salinité. Ainsi, elles se développent dans des milieux à eau saumâtre, comme par exemple dans le delta du Gange-Brahmapoutre ou du Mahanadi dans le Golfe du Bengale ou encore dans le delta de l'Indus qui se jette en mer d'Oman (Figure 2-11).

Les mangroves peuvent former de véritables forêts côtières de 25 à 30 m de haut bien qu'aujourd'hui en Inde, elles se retrouvent principalement sous forme dégradée et clairsemée. D'un point de vue de la composition floristique, la répartition des espèces s'ordonne selon l'hydrodynamisme et le gradient de salinité. Les palétuviers du genre *Avicennia* s'installent et dominent les rivages baignés par la mer et soumis à l'action des vagues. En effet leur développement

nécessite de grandes quantités en chlorures donc ils ne remontent jamais très haut dans les rivières. Dans les eaux plus calmes des bordures de chenaux des deltas, la famille des Rhizophoracées (*Rhizophora*, *Bruguiera*, *Ceriops*) est souvent largement dominante. En associés courants se retrouvent aussi les genres *Sonneratia* et *Lumnitzera*. D'autres genres de plantes halophiles<sup>4</sup> tels que *Salicornia* et *Suaeda* (tous deux des *Amaranthaceae*) ou encore *Excoecaria* et *Clerodendrum*, se développent plus en arrière, sur les zones bordières exondées atteintes par l'eau de mer lors des grandes marées.

En arrière des zones boueuses de mangrove, dans les endroits moins salés se trouvent les formations de sables côtiers. Là encore, ces formations sont conditionnées par le sol, notamment par la présence des plages sableuses et alluvions côtiers à proximité des embouchures de rivières. La végétation qui occupe ces endroits est dite psammophile<sup>5</sup> et se développe dans les endroits totalement exondés. On y trouve à la fois les espèces halophiles précédemment citées (*Excoecaria*, *Clerodendrum*, *Salicornia*, *Suaeda*) ainsi que des espèces plutôt xérophiles qui tolèrent aussi des variations de salinité mais plus faibles ainsi que l'action des embruns. La morphologie des plages et notamment la présence des dunes sableuses impacte la distribution de ces espèces, car les dunes limitent le vent et la pénétration des embruns. De plus, le sol à l'arrière des dunes est moins salé et comporte d'avantage de matière organique. A l'avant des dunes le long de la plage se trouvent principalement des herbacées et lianes rampantes telles que *Ipomoea* (*Convolvulaceae*), *Spinifex* (*Poaceae*), *Cyperus* et *Pycreus* (*Cyperaceae*), *Launea* (*Asteraceae*), *Euphorbia* (*Euphorbiaceae*), *Borreria* (*Rubiaceae*) avec quelques petits arbres, arbustes et palmiers comme *Trachys* (*Arecaceae*), *Canavalia* (*Fabaceae*) et *Antidesma* (*Phyllanthaceae*). Sur le revers des plages plus abrités, les palmiers *Pandanus* et les cocotiers *Cocos* sont nettement caractéristiques et sont accompagnés d'autres espèces arbustives comme les genres *Morinda* (*Rubiaceae*), *Garuga* (*Burseraceae*), *Hibiscus* (*Malvaceae*), *Ixora* (*Rubiaceae*), *Vitex* et *Clerodendrum* (*Verbenaceae*) ou *Barringtonia* (*Lecythidaceae*).

#### 2.2.7.2. Les formations d'eau douce

Ces formations se cantonnent dans les zones constamment humides ou presque, c'est-à-dire proche du lit des cours d'eau ou des nappes d'écoulement proche de la surface. Ces formations sont distribuées de façon discontinue le long des berges, dans les dépressions et vallées des cours d'eau temporaires. *Typha angustifolia*, les genres *Arundo* et *Phragmites* (*Poaceae*), et les palmiers *Pandanus* et *Phoenix* sont caractéristiques. Se distinguent enfin les espèces aquatiques flottantes (appelées

---

<sup>4</sup> Halophile : désigne les espèces qui se développent au contact de concentrations anormalement fortes de sels

<sup>5</sup> Psammophile : désigne les espèces qui effectuent la majorité de leur cycle de vie dans un substrat sableux

hydrophytes), dont la totalité du cycle de vie se réalise dans l'eau ou à sa surface, et qui ne supportent pas l'exondation comme les genre *Lemna*, *Nymphoides* ou encore *Potamogeton*.

### 2.3. Zoom sur le bassin versant du fleuve Mahanadi et alentours

La végétation potentielle du nord-est de la péninsule indienne (Champion and Seth, 1968) est caractérisée principalement par des forêts décidues humides et sèches. Les forêts décidues de type humide se localisent principalement dans les collines qui prolongent les Ghâts orientaux et sur les reliefs qui bordent les bassins versants, tandis que les forêts décidues sèches occupent les plaines en arrière-pays. Proche de la côte, l'effet combiné des reliefs et de l'influence océanique induit la présence de formations semi-sempervirentes localisées. Sur la côte dans la zone deltaïque se trouvent les formations de mangrove et de forêts côtières (Figure 2-14).

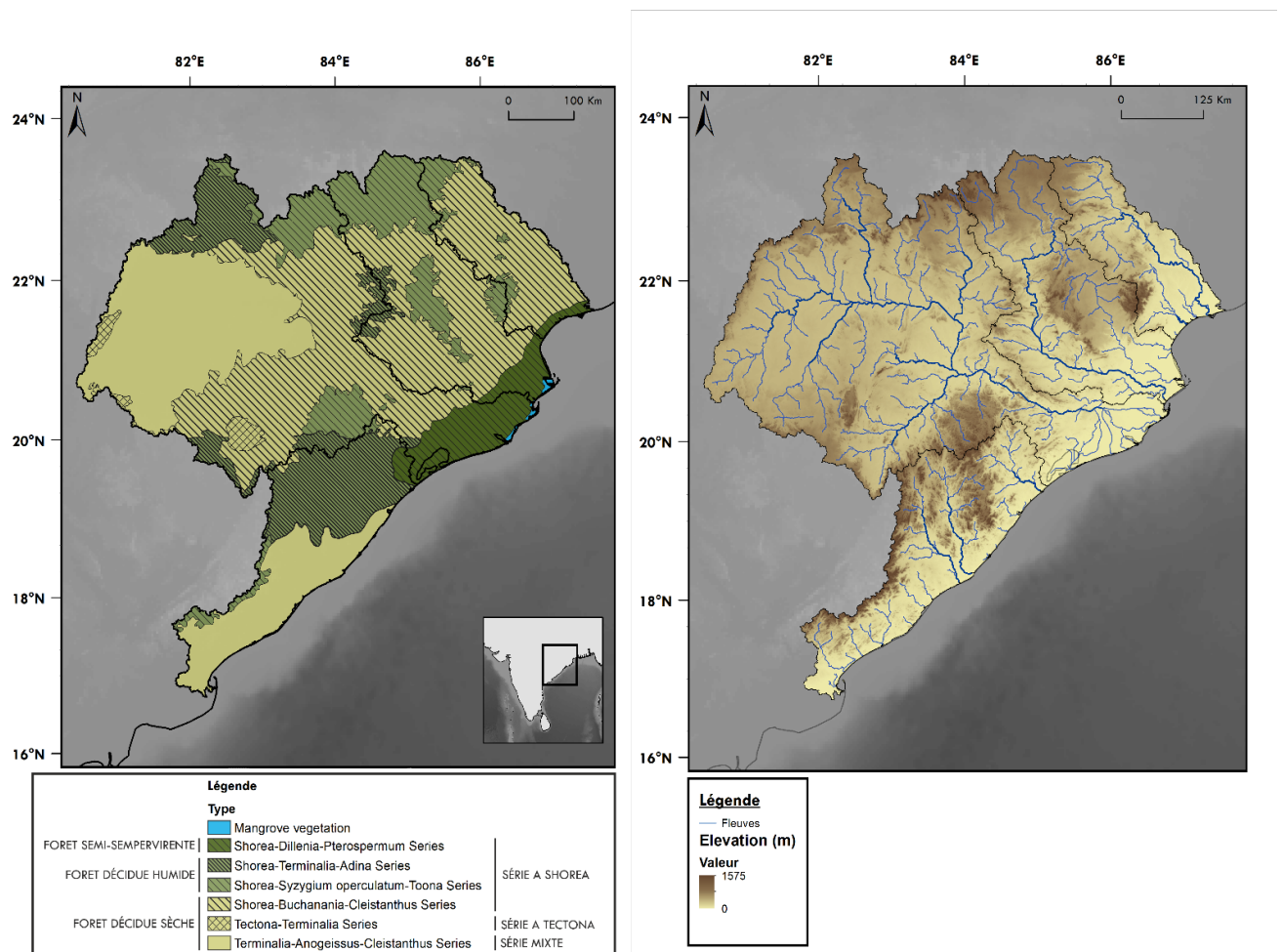


Figure 2-14 : Distribution des séries de végétation établies présentées dans les notices d'Orissa et de Wainganga (Gausson et al., 1992a, 1992b) à gauche et du relief et des fleuves à droite dans les bassins versants considérés dans ce travail (du nord au sud : Subernarekha, Brahmani, Mahanadi et Nagvati / Vamsadhara), tous situés au cœur de la Core Monsoon Zone.

Les cartes de végétation et de conditions environnementales, (d'Orissa et de Wainganga) et les notices associées (Gausson, 1992; Gausson et al., 1992) nous donnent accès à des informations plus détaillées sur la végétation de notre zone d'étude. Les types de forêt sont déclinés ici en différentes séries de végétation dont les noms se basent sur les taxons caractéristiques et non sur les taxons dominants. Une correspondance avec les formations de végétation potentielle décrites par Champion and Seth (1968), représentées dans la carte générale de végétation en Inde (Figure 2-10), est aussi donnée dans la Tableau 2-1 et dans la Figure 2-14. Les conditions climatiques de développement pour chaque série sont résumées en Tableau 2-1.

Les séries à Sâl (*Shorea*) constituent les séries de végétation les plus humides, incluant les types de forêt semi-sempervirente et décidue humide. Généralement dans les séries à Sâl, la hauteur de la canopée avoisine les 20-25 m et *Shorea robusta* occupe jusqu'à 80 % - 90 % de la canopée.

La série qui correspond au type de forêt semi-sempervirente est celle à *Shorea-Dillenia-Pterospermum*. Elle se développe sous les conditions les plus humides du bassin versant (1400 à 2000 mm/an avec seulement 5 à 6 mois de saison sèche) et se distingue par la présence d'espèces typiquement décidues humides comme *Pterospermum heynaenum*, *Dillenia spp.* ou encore *Cycas circinalis* et occupe les plaines proches de la côte jusqu'à 200 m d'altitude.

La forêt décidue humide se distingue en deux séries. La série à *Shorea-Syzygium-Toona* se distingue par la présence de *Syzygium operculatum* et de *Toona ciliata* et occupe les collines au-dessus de 400 m d'altitude. La série à *Shorea-Terminalia-Haldina* constitue une série de transition entre les séries à *Shorea* de type humide et la série plus sèche qui se distingue aussi bien par l'absence des espèces typiquement décidues sèches (*Cleistanthus collinus*, *Croton oblongifolius*) que par l'absence des espèces typiquement décidues humides (*Syzygium operculatum*, *Toona ciliata*, *Dillenia spp.*, *Pterospermum heynaenum*). Elle s'étend au-dessus des types humides, sur le haut des collines entre 300 et 750 m d'altitude.

Enfin, la forêt décidue sèche se décline en 3 séries, la série à *Shorea-Buchanania-Cleistanthus*, celle à *Tectona-Terminalia* et celle à *Terminalia-Anogeissus-Cleistanthus*. Bien que Gausson (1973) ait classé la première série (*Shorea-Buchanania-Cleistanthus*) dans le type décidue sèche, elle constitue plutôt une série de transition. En effet les conditions minimales de précipitations annuelles sous lesquelles elle se développe sont proches de celles du type décidu humide (1300 mm/an), mais en même temps les limites maximales de précipitations annuelles correspondent plutôt au type décidu sec. De plus, la majorité de ses constituants (arbres, arbustes et herbes) sont de type décidus secs, cependant on y retrouve aussi des éléments caractéristiques des formations décidues humides. Cette série colonise les plaines des parties centrales des bassins versants et caractérise une végétation plus sèche, marquée par la présence des espèces décidues sèches *Cleistanthus collinus* et *Buchanania lanzan*. La série *Tectona-Terminalia* se caractérise par l'abondance du Teck (*Tectona grandis*) qui, comme le *Shorea* dans les séries précédentes, peut couvrir 20 à 80% de la canopée à lui tout seul. Grâce à un comptage des espèces majeures dans cette série, Gausson (1992) ont déterminé que les

principales espèces associées se distribuent ainsi : *Terminalia tomentosa* (20 à 30 % de la canopée), *Lagerstroemia parviflora* (10 à 20 %), *Boswellia serrata* (5 à 25 %) et *Anogeissus latifolia* (5 à 20 %). L'absence de *Cleistanthus* dans cette série est également caractéristique. Enfin, la série mixte à *Terminalia-Anogeissus-Cleistanthus* est très semblable à celle à *Tectona-Terminalia* mais sans *Tectona* dans laquelle *Terminalia tomentosa* et *Anogeissus latifolia* sont les espèces les plus répandues, couramment associées à *Haldina cordifolia* et *Lagerstroemia parviflora*. Notons que les conditions climatiques sous lesquelles ces deux dernières séries se développent sont très similaires, il semble que la différence à l'origine de cette distinction soit localement induite par la différence de substrat.

Type de forêt	Série de végétation	Précipitations annuelles (mm)	Longueur de la saison sèche (en mois)	Température moyenne du mois le plus froid (°C)
Semi-sempervirente	Shorea-Dillenia-Pterospermum	1400-2000* (*forte hygrométrie)	5-6	15-20 et +
Décidue humide	Shorea-Syzygium-Toona	1400-1800	6	10-15
	Shorea-Terminalia-Haldina	1300-1700	7	15-20
Décidue sèche	Shorea-Buchanania-Cleistanthus	1300-1500	6-7	15-20
	Tectona-Terminalia	1100-1800	7-8	15-20
	Terminalia-Anogeissus-Cleistanthus	1200-1600	7-8	15-20

*Tableau 2-1 : Conditions environnementales de développement des séries de végétation décrites par Gaussen (1992). La correspondance avec les types de forêt décrits par Champions et Seth (1968) est donnée dans la première colonne.*







---

## **CHAPITRE 3**

Matériels et outils utilisés pour les reconstructions  
paléoclimatiques de la mousson d'été indienne

---

# 1. Description du Site IODP U1446

## 1.1. Localisation du Site IODP U1446

Le Site IODP U1446 constitue l'un des six sites forés lors de l'expédition IODP 353 nommée « *Indian Monsoon Rainfall* » en décembre 2014 - janvier 2015 sur le navire océanographique *Joides Resolution*. Localisé dans le Golfe du Bengale à environ 70 km de la côte nord-est de la péninsule (19°5'N, 85°4'E)(Clemens et al., 2015), le Site U1446 est situé au cœur de la CMZ, au plus près de l'embouchure du delta du fleuve Mahanadi (Figure 3-1). Le fleuve Mahanadi, long de 851 km environ, constitue le second plus grand fleuve de la péninsule Indienne avec un flux sédimentaire d'environ 17 millions de tonnes par an dont 95% ont lieu pendant la mousson d'été du sud-ouest (Bastia and Equeenuddin, 2016). En comparaison, la Garonne de 530 km est caractérisée par un flux sédimentaire de 1,7 millions de tonnes par an (État des connaissances sur l'estuaire de la Gironde, 1994), soit dix fois moins abondant que le fleuve Mahanadi.

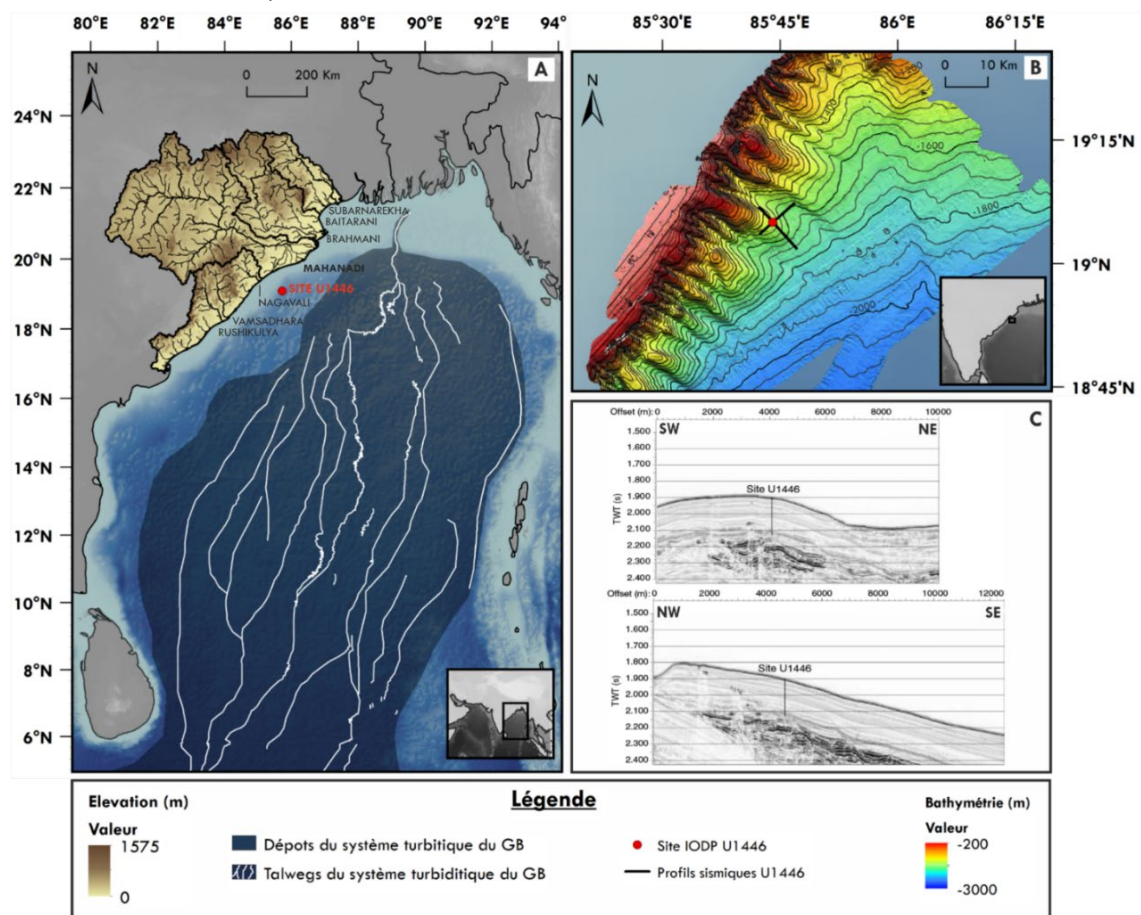


Figure 3-1 : localisation du site IODP U1446 le long de la marge nord-est indienne. Panneau A : Le bassin versant du fleuve Mahanadi, principale source sédimentaire du site, ainsi que ceux des rivières Subarnarekha, Baitarani et Brahmani au nord et Nagavali, Vamsadhara et Rushikulya au sud sont encadrées de noir. Dans le Golfe du Bengale, les traits blancs représentent les principaux talwegs des chenaux du système turbiditique du Gange-Brahmapoutre et l'enveloppe en bleu foncé représente l'extension géographique des dépôts sédimentaires associés à ce système (d'après Fauquembergue et al., 2019). Panneau B : Détail de la bathymétrie autour du site d'après Mazumbar et al., 2014 (modifié). L'espacement entre chaque isobathe est de 50m. Les traits noirs représentent la position des deux profils sismiques illustrés dans le panneau C.

Le fleuve Mahanadi, dont la construction du delta date du Néogène, constitue la source principale de matériel sédimentaire de la marge nord-est indienne. En effet, les dépôts sédimentaires sont très importants sur le plateau du Mahanadi et deviennent bien moins abondants au sud de Puri (Raman and Reddy, 2001), ce qui montre que l'influence des rivières secondaires Nagavali, Vamsadhara et Rushikulya au sud est vraisemblablement négligeable en termes d'apports sédimentaires, comparé au Mahanadi. De même, les apports sédimentaires provenant des rivières localisées au nord (Brahmani, Baitarani et Subernarehka) (Figure 3-1) sont également considérés comme négligeables d'autant plus que lors de la mousson d'été le courant côtier EICC est dirigé vers le nord, de sorte que le Site U1446 se retrouve en dehors de leur champ d'influence.

Une fois le sédiment exporté au-delà du delta, le transport des particules vers le large est particulièrement efficace. En effet, du fait de l'étroitesse du plateau continental (entre 35 et 70 km de large), le stockage des sédiments se retrouve limité. Finalement, la morphologie du plateau favorise plutôt l'exportation des sédiments vers le talus continental grâce au transport principalement transversal lors des moussons et des tempêtes (Raman and Reddy, 2001).

Le Site U1446 a stratégiquement été choisi au sommet d'une crête sous-marine orientée NW-SE (Figure 3-1, panneaux B et C), supposée limiter l'influence des dépôts gravitaires de type turbiditique dans l'enregistrement sédimentaire. Après ouverture, il s'est en effet avéré que les séquences turbiditiques étaient très rares au Site U1446 avec seulement quelques minces intervalles riches en quartz ou en carbonate d'eau profonde suggérant des dépôts gravitaires (Clemens et al., 2015). La question de l'influence de l'imposant système turbiditique du Gange-Brahmapoutre (GB) a évidemment été abordée au cours de ce travail. Fauquembergue et al. (2019) ont synthétisé la morphologie du système turbiditique du GB en mettant en avant les talwegs des différents chenaux ainsi que l'extension géographique des dépôts sédimentaires apportés par ce système. Bien qu'une grande partie du fond du Golfe du Bengale soit soumise à ces dépôts, le Site U1446 ne se situe pas dans cette zone d'influence et semble plutôt préservé des écoulements profonds issus du GB (Figure 3-1). Enfin, bien que Curray et al. (2003) aient montré que les chenaux du système turbiditique du GB ne sont plus en activité aujourd'hui, dans le passé, l'activité de ces chenaux a varié au cours des cycles interglaciaires, car les variations du niveau marin influencent directement la connexion entre le delta fluviatile et le plateau continental. En période interglaciaire, le haut niveau marin favorise le stockage des sédiments dans le delta et sur la plateforme continentale tandis qu'en période glaciaire, le bas niveau marin induit un export quasi-direct en bas du plateau continental et en haut du talus. Fauquembergue et al. (2019) ont montré qu'au cours des derniers 258 ka, l'activité turbiditique a été la plus forte pendant les périodes glaciaires (MIS 2-3-4 et MIS 6 en particulier), tandis qu'elle était minimum pendant les périodes interglaciaires (MIS 1 et MIS 5 en particulier). Pris ensemble, tous ces éléments démontrent l'influence mineure des processus gravitaires (turbiditiques en l'occurrence) sur le Site U1446, en particulier lors des périodes interglaciaires.

## 1.2. Caractéristiques du Site IODP U1446

Le Site IODP U1446 se compose de trois puits forages (nommés U1446A, U1446B et U1446C) prélevés à 1430 mètres de profondeur, au sommet d'une crête, au pied du talus continental (Clemens et al., 2021) (Figure 3-2, **panneaux B et C**). Le prélèvement de carottes sédimentaires provenant de plusieurs puits sur un même site est un procédé courant lors des missions IODP (Figure 3-2) (Clemens et al., 2016). En effet puisqu'il est impossible de construire des sections stratigraphiques complètes à partir d'un seul puits foré du fait des pertes sédimentaires lors de la récupération des carottes successives ; la construction d'une section stratigraphique complète nécessite la combinaison d'intervalles stratigraphiques préalablement sélectionnés provenant de plusieurs puits décalés. Pour cela, la construction d'une échelle de profondeur composite (CCSF-A pour *Core Composite depths below Sea Floor*) est réalisée grâce à l'identification d'éléments communs permettant de sélectionner des points de liaison qui mettent en corrélation les éléments d'un puits avec ceux d'un autre. Enfin, le *splice* (en profondeur CCSF-D) est finalement construit en identifiant et supprimant les lacunes, chevauchements et sections perturbées des différents puits afin d'obtenir une carotte sédimentaire continue. Les 204 mètres d'archives sédimentaires récupérés sont des argiles hémipélagiques grises foncées à grises particulièrement homogènes, dominés par du matériel terrigène riche en nannofossiles et foraminifères (Figure 3-2) (Clemens et al., 2015). Avec une vitesse de sédimentation moyenne d'environ  $14 \text{ cm.ka}^{-1}$ , le Site U1446 permet de retracer les variations de la mousson indienne d'été sur les derniers 1,46 Ma (Clemens et al., 2021).

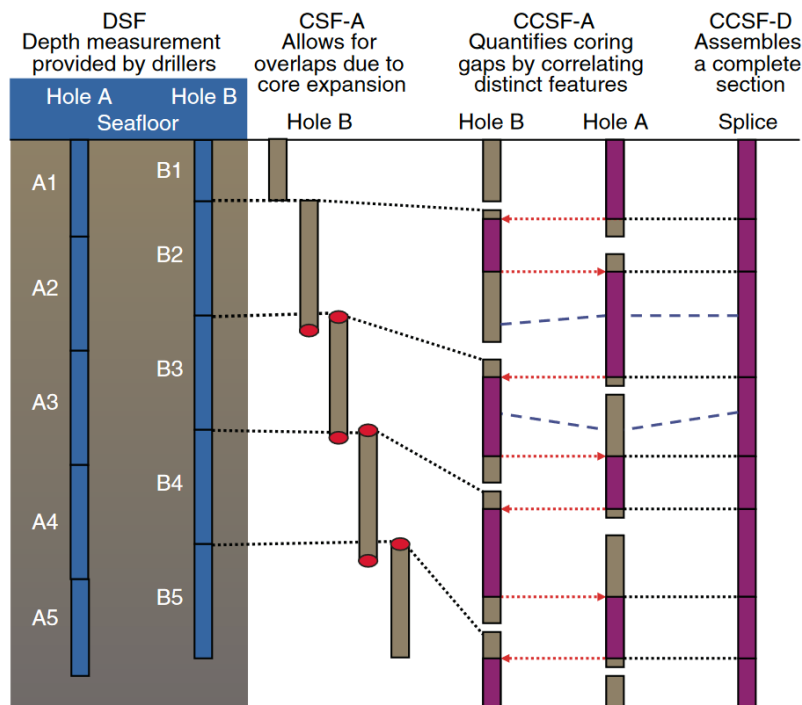


Figure 3-2 : Représentation schématique du procédé mis en œuvre lors de l'expédition IODP 353 pour la recomposition des puits de forage en une carotte continue et uniforme (Clemens et al., 2016).

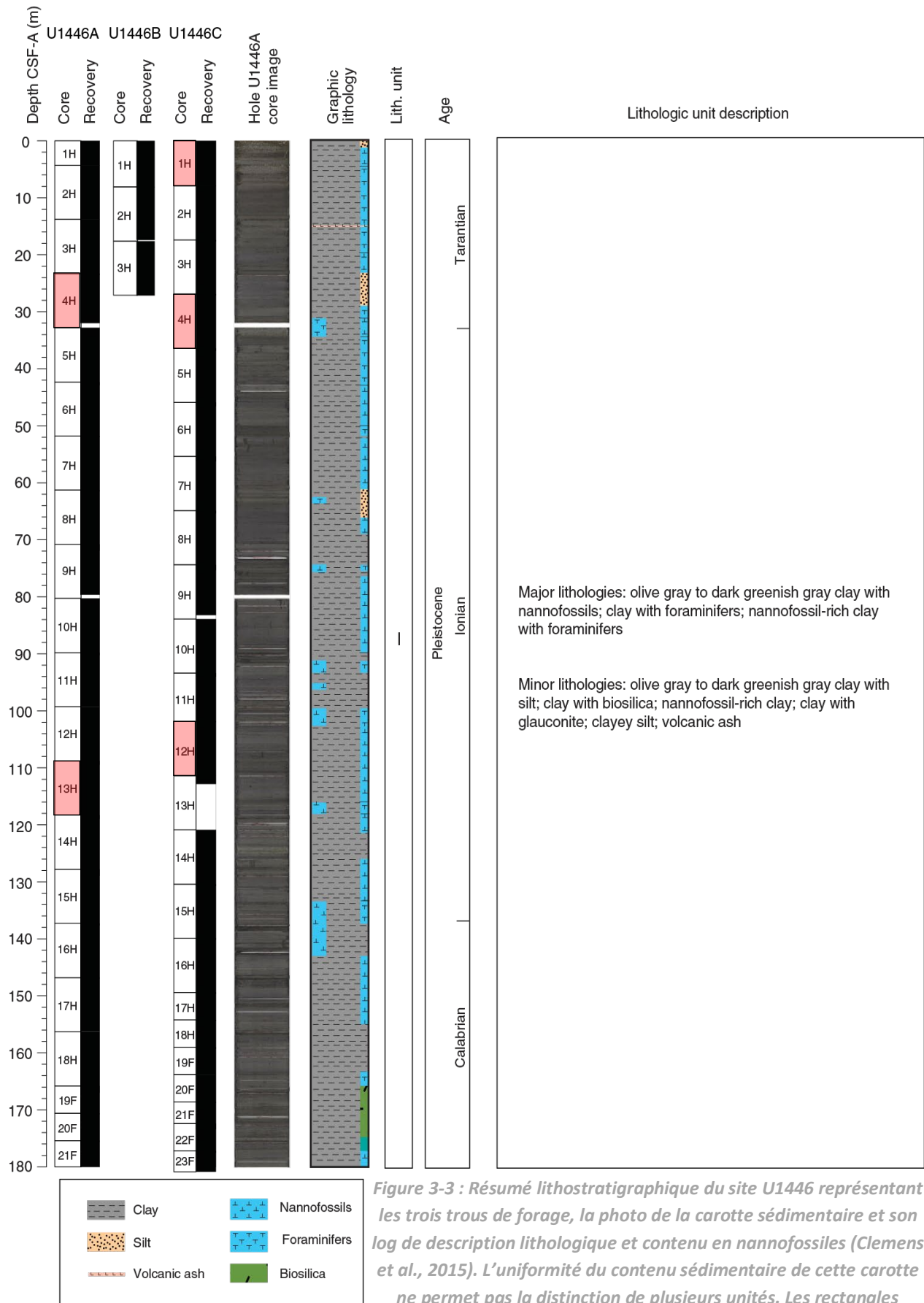


Figure 3-3 : Résumé lithostratigraphique du site U1446 représentant les trois trous de forage, la photo de la carotte sédimentaire et son log de description lithologique et contenu en nannofossiles (Clemens et al., 2015). L'uniformité du contenu sédimentaire de cette carotte ne permet pas la distinction de plusieurs unités. Les rectangles rouges représentent les sections comportant les séquences sédimentaires étudiées dans ce travail.

### 1.3. Chronologie du Site IODP U1446

La chronologie de la section 0 à 7,46 m CCSF-A a été établie à l'aide de quatorze mesures  $^{14}\text{C}$  par AMS effectuées sur des foraminifères planctoniques (comprenant principalement *Globigerinoides ruber*, *Trilobatus sacculifer*, *Globigerinoides conglobatus*, et *Globigerinella siphonifera*) au *National Ocean Sciences Accelerator Mass Spectrometry* (NOSAMS) et à l'Université de Californie, Irvine (Zorzi et al., 2022). La construction bayésienne du modèle âge-profondeur a été réalisée sur Rstudio (package Bacon) (Blaauw and Christen, 2011; R Core Team, 2019) avec un taux d'accumulation moyen fixé à 50 ans/cm. Les dates  $^{14}\text{C}$  ont été calibrées sur la courbe de calibration Marine20 (Heaton et al., 2020) et sont présentées dans le Tableau 3-1. Le modèle d'âge utilisé est celui publié dans Zorzi et al. (2022).

Identification de l'échantillon	Profondeur (cm CCSF-A)	Age $^{14}\text{C}$ (ka)	Erreur	Référence
C1H1 1 cm	0	-0,060	100	1
C1H1 95 cm	95	1,670	15	2
C1H2 21 cm	171	2,720	20	1
C1H2 124 cm	274	3,700	20	2
C1H3 67 cm	367	5,600	30	1
C1H3 101 cm	401	5,775	25	2
C1H4 30 cm	480	7,330	25	2
C1H4 118 cm	568	9,250	50	1
C1H5 11 cm	611	10,800	65	2
C1H5 47 cm	647	12,800	40	2
C1H5 81 cm	681	14,950	50	2
A2H3 29 cm	723,5	19,410	80	1
A2H3 33 cm	727,5	19,450	190	1
A2H3 99 cm	793,5	24,280	200	2

Tableau 3-1 : Points contrôle utilisés pour construire le modèle d'âge-profondeur des derniers 25 ka, comprenant l'identification de l'échantillon utilisé pour la datation, la profondeur CCSF-A de l'échantillon, l'âge  $^{14}\text{C}$ , l'erreur de la mesure et la référence de la datation en question (1 : Clemens et al., 2021 et 2 : Zorzi et al., 2022).

Au-delà de cette section supérieure, la chronologie du Site U1446 initialement proposée par Clemens et al. (2021) est basée sur le calage classique entre le  $\delta^{18}\text{O}$  benthique du site et le « stack » benthique LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005). Néanmoins, il a été montré que le LR04 néglige les variations régionales du signal isotopique benthique. En particulier, les changements de  $\delta^{18}\text{O}$  benthique durant les déglaciations peuvent avoir lieu avec plusieurs milliers d'années de décalage entre les différents bassins océaniques (Lisiecki et Stern, 2016). L'utilisation du LR04 pour établir la chronologie des carottes sédimentaires marines entraîne donc une augmentation des incertitudes chronologiques, en particulier pour les intervalles correspondant aux transitions glaciaires-interglaciaires. Dans le cadre d'un travail se focalisant sur le MIS 5e, la chronologie de la section de 16,07 à 33,57 m CCSF-A a été retravaillée (Nilsson-Kerr et al., (2019), Nilsson-Kerr et al., (2021)). Pour cela, le  $\delta^{18}\text{O}$  benthique du Site U1446 (données publiées dans Clemens et al., 2021) a été corrélé graphiquement avec le  $\delta^{18}\text{O}$  benthique de la carotte PS75/059/2 localisée au sud du Pacifique afin d'établir une chronologie pour le site U1446 dérivée de AICC2012. En effet, le modèle d'âge de la carotte pacifique a été établi en alignant le signal de la teneur en fer ayant une forte résolution temporelle avec le signal de poussière

d'EPICA Dome C qui est sur la chronologie AICC2012 (Lamy et al., 2014). Cette méthode suppose l'homogénéité des signatures isotopiques des masses d'eau profondes entre le nord de l'océan indien et le sud de l'océan Pacifique. Or, la signature isotopique de l'oxygène des tests de foraminifères benthiques varie spatialement en fonction de la température de l'eau de mer et de la distribution du  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau de mer (e. g. Lynch-Stieglitz, 2003).

Dans le cadre de ce travail, nous avons retravaillé le modèle d'âge du Site U1446 pour les deux intervalles antérieurs à la limite de datation au radiocarbone étudiés (de 26,37 à 32,96 m CCSF-A et 122,98 à 128,95 m CCSF-A). Nous avons utilisé une méthodologie basée sur les évidences d'un couplage entre les hautes latitudes de l'hémisphère nord et les tropiques à l'échelle millénaire (Corrick et al., 2020) afin d'établir une chronologie dérivée de AICC2012. En effet, il a été démontré à partir d'enregistrements de spéléothèmes ayant une chronologie absolue basée sur le  $^{14}\text{C}$  et l'U/Th que les réchauffements millénaires de la dernière période glaciaire et de la terminaison I, sont détectés de manière synchrone dans l'ensemble des enregistrements de l'hémisphère nord, témoignant d'un couplage des changements climatiques millénaires entre le Groenland et les basses latitude (Corrick et al., 2020). Zorzi et al. (2022), qui ont présenté l'analyse pollinique de la dernière période glaciaire du site U1446, ont observé une réponse particulièrement marquée de la végétation indienne et de la mousson d'été aux changements climatiques millénaires les plus drastiques, c'est-à-dire les événements de Heinrich. La construction de ce nouveau modèle d'âge se base sur l'hypothèse que le synchronisme entre un réchauffement au Groenland et une intensification de la mousson asiatique a persisté au cours du temps. Nous avons utilisé comme références pour le calage, la courbe des températures reconstruites au Groenland GLT-syn\_hi et l'enregistrement des conditions des eaux de surface de la carotte ODP 983 située au nord-est de l'océan Atlantique qui ont des âges dérivés de la chronologie AICC2012 (Barker et al., 2019). Le signal du Site U1446 utilisé pour réaliser l'alignement est l'enregistrement XRF haute résolution de Rb/Ca du Site U1446 (Clemens et al., 2021). Ce dernier reflète les fluctuations de la productivité marine qui sont directement contrôlés par la stratification de la colonne d'eau induite par le ruissellement continental au Site U1446, ruissellement en lien avec les précipitations de mousson estivale (Clemens et al., 2021). Les événements millénaires majeurs d'augmentation du ruissellement sont caractérisés par une diminution de la teneur en carbonate (donc une augmentation du ratio Rb/Ca) en raison de la réduction de la stratification de la colonne d'eau. Nous avons ensuite corrélé les augmentations de Rb/Ca suivant un épisode millénaire avec les réchauffements identifiés dans le GLT\_syn\_Hi et par l'enregistrement d'abondance du foraminifère planctonique *Neogloboquadrina pachyderma* senestre du site ODP 983 (Barker et al., 2019). Plus spécifiquement, nous avons sélectionné les réchauffements qui ont pour caractéristique de succéder à un événement froid majeur en Atlantique Nord associé à un épisode d'intenses débâcles d'icebergs. Ces épisodes sont indiqués par un pic d'abondance d'IRD dans les sédiments du site ODP 983 (Barker et al., 2019). Cette méthode permet le calage de la séquence sédimentaire indépendamment des forçages du volume de glace ou de l'insolation.

Les points contrôles âge-profondeur définis sont identifiés et présentés dans les Figure 3-4 et Figure 3-5. La construction du modèle âge-profondeur a été réalisée selon une méthode d'interpolation linéaire entre chaque point contrôle.

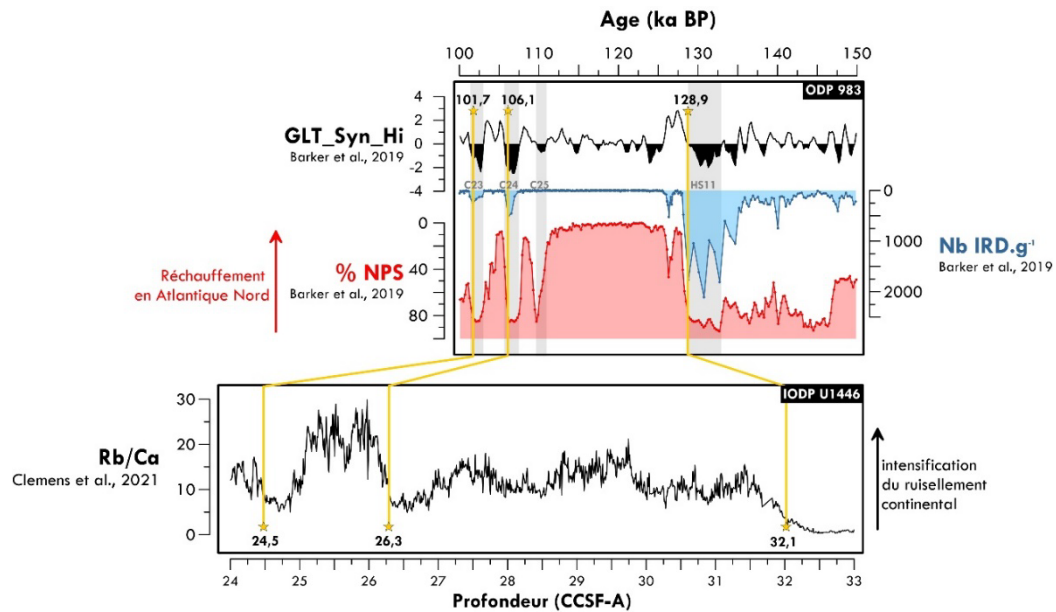


Figure 3-4 : Présentation des points contrôles utilisés pour établir la chronologie de la section 24 à 33 m CCSF-A du Site U1446. La corrélation des événements de faible ISM dans l'enregistrement XRF de Rb/Ca (Clemens et al., 2021) avec les épisodes froids identifiés en Atlantique Nord dans l'enregistrement de *N. pachyderma* (%) au site ODP983 (Barker et al., 2019) est représentée par les lignes jaunes. Les enregistrements d'Ice Rafted Debris (IRD) et de changements de températures au Groenland (GLT\_Syn\_Hi) du site ODP 983 est également indiqué à titre indicatif. L'ensemble des données du Site ODP983 sont représentées sur la chronologie AICC2012 (Barker et al., 2019). Les étoiles jaunes correspondent (en bas) aux profondeurs des échantillons du Site U1446 utilisés pour la corrélation (en m CCSF-A) et (en haut) aux âges des échantillon cibles du site ODP 983 pour la corrélation. Les bandes grises correspondent aux événements de perturbation de l'AMOC HS 11, C25, C24 et C23.

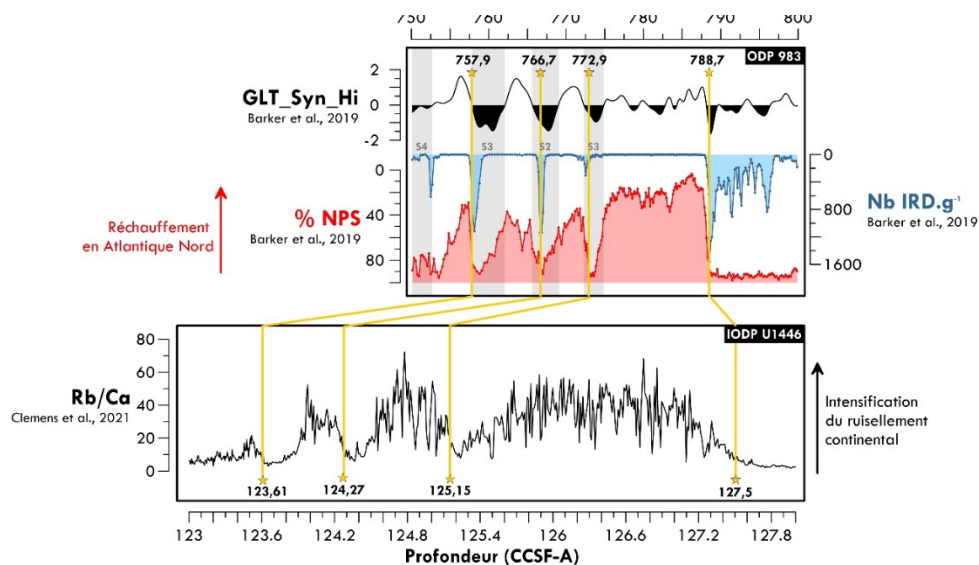


Figure 3-5 : Identique à la Figure 4 mais pour la section 123 à 128 m CCSF-A du Site U1446.



Comme le montre la Figure 3-6, l'utilisation de cette stratégie pour dater nos séquences stratigraphiques engendre des décalages de parfois plusieurs millénaires par rapport à la stratigraphie basée sur la corrélation avec le LR04.

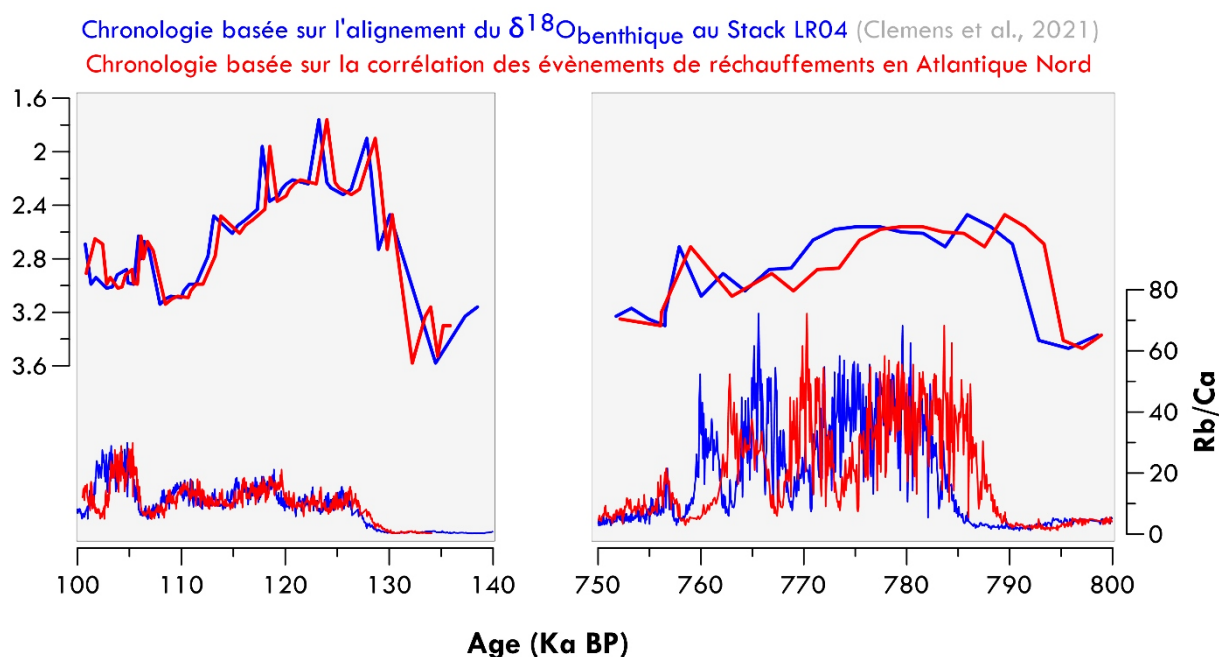


Figure 3-4 : Comparaison des deux stratégies de datations pour les MIS 5e et MIS 19 sur les données de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$  et de Rb/Ca du Site U1446 : (i) celle utilisée par Clemens et al., 2021 qui aligne le  $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$  sur le stack LR04 (Lisiecki et Raymo 2005) (en bleu), et (ii) celle utilisée dans ce travail, qui consiste à aligner les événements d'intensification de ruissellement continental avec les réchauffements observés en Atlantique Nord (en rouge).

## 2. Les traceurs paléoclimatiques du Site IODP U1446

### 2.1. Les grains de pollen (cette étude)

Les grains de pollen accumulés dans les archives sédimentaires constituent un traceur largement utilisé pour reconstituer les changements de végétation et du climat passé. Comparés aux enregistrements continentaux, les enregistrements polliniques marins ont l'avantage de permettre une comparaison directe entre les traceurs climatiques continentaux et marins dans la même séquence stratigraphique, sans décalage chronologique. De plus, les enregistrements polliniques marins fournissent une image intégrée des écosystèmes terrestres régionaux plutôt qu'un signal local, plus approprié pour reconstituer les changements climatiques régionaux (e. g. Sánchez Goñi et al., 2018).

L'utilisation des grains de pollen pour reconstituer la végétation est rendue possible par certaines spécificités qui leur sont propres. Premièrement, la diversité de la morphologie des grains de pollen est telle que l'étude de leurs caractéristiques fournit comme une « carte d'identité » permettant l'identification de la famille, parfois du genre, pouvant même aller dans certains cas jusqu'à l'espèce de la plante qui a produit le grain. De plus, une même espèce de plante produit toujours le même type

de pollen. Enfin, la paroi des grains de pollen est constituée d'un mélange de cellulose et d'un polymère formant un complexe appelé sporopollénine qui est résistant à la plupart des formes de dégradation physiques et chimiques, à l'exclusion de l'oxydation (Faegri et al., 1989). Ainsi, le pollen est bien conservé dans les environnements anaérobiques et est également très résistant aux traitements chimiques réalisés en laboratoire pour l'étude des échantillons. Ensemble, la diversité, les spécificités et la résistance des grains de pollen permettent au contenu pollinique des sédiments de donner une image de la végétation environnante.

### 2.1.1. Cycle végétal et production pollinique

Les grains de pollen et les spores constituent les éléments féconds mâles dans le cycle de reproduction des végétaux supérieurs, qui incluent les ptéridophytes (fougères), les gymnospermes (conifères) et les angiospermes (plantes à fleurs). Il s'agit de grains pour la plupart unicellulaires, de taille microscopique (5 à 150  $\mu\text{m}$  environ). Contenus initialement dans l'anthere des fleurs à l'extrémité des étamines pour les angiospermes (Figure 3-7, à droite) où dans le microsporangium du cône mâle chez les gymnospermes (Figure 3-7, à gauche), le grain de pollen est un gamétophyte, c'est-à-dire un producteur de gamète qui correspond à la phase haploïde du développement du végétal. Lors de la fécondation, les noyaux cellulaires haploïdes (mâles dans le grain de pollen et femelles dans l'ovule) fusionnent pour former un zygote, c'est-à-dire un œuf fécondé qui, associé à l'albumen, donnera naissance à une graine. Les spores constituent de la même manière le vecteur mâle du matériel génétique pour la reproduction des fougères (appelées ptéridophytes).

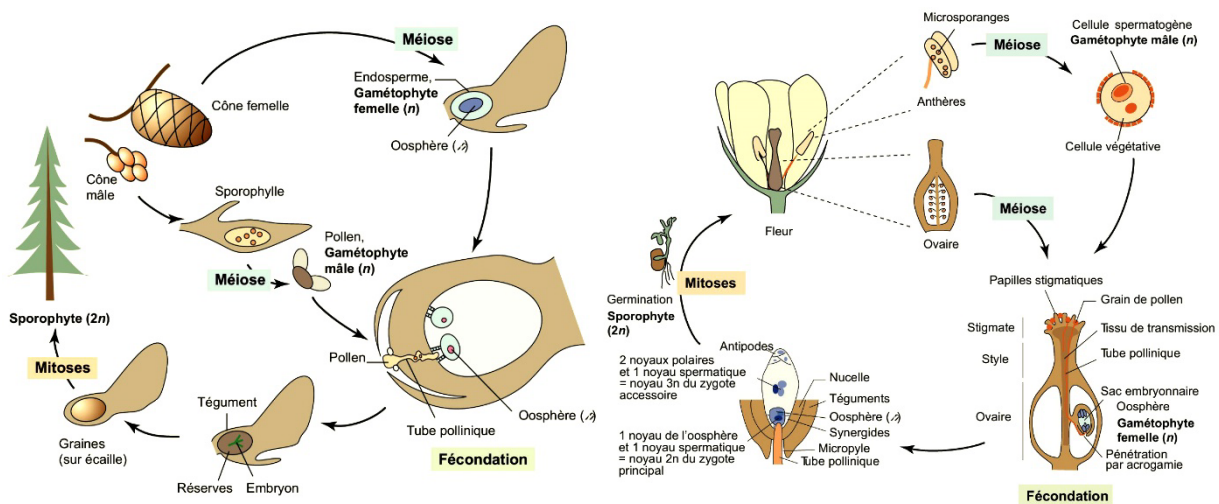


Figure 3-5 : Cycles de reproduction des gymnospermes (à gauche) et de angiospermes (à droite) (Richard et al., 2022).

### 2.1.2. Dispersion et transport

Une fois les grains de pollen émis par les plantes, ceux-ci sont ensuite disséminés le plus fréquemment par le vent (pollinisation anémophile) et les insectes (pollinisation entomophile), et moins fréquemment par les oiseaux (pollinisation ornithophile) et autres petits animaux (pollinisation

zoophile) (Faegri and Van der Pijl, 1979). Les grains de pollen et les spores finissent par se mêler aux particules sédimentaires fines et sont soumises au transport par les vents et les rivières, permettant le transport des grains ultimement jusqu'au domaine océanique. Contrairement aux zones désertiques dans lesquelles le transport par le vent prédomine (Dupont et al., 2000; Hooghiemstra et al., 2006), le transport fluvial de pollen et de spores est dominant dans les zones tropicales humides, notamment lorsque les bassins hydrographiques sont bien développés (Dupont and Wyputta, 2003). De nombreuses études portant sur le contenu pollinique des sédiments marins de surface ont montré que les valeurs de concentrations polliniques dans les sédiments marins est largement liée à la proximité d'une sortie de rivière, avec des valeurs maximales à proximité de l'embouchure qui diminuent rapidement avec la distance à la côte (Bottema and Van Straaten, 1966; Dupont et al., 2000; Groot and Groot, 1966; Heusser and Balsam, 1977; Heusser, 1988, 1983; Koreneva, 1966; Mudie, 1982; Muller, 1959; Turon, 1984; van der Kaars and De Deckker, 2003). Ainsi, les pourcentages de types de pollen dominants représentent la végétation du bassin hydrographique le plus proche (Naughton et al., 2007).

Une fois arrivé en milieu marin, le pollen et les spores se comportent comme des particules fines sédimentaires (Chmura and Eisma, 1995) et chutent rapidement à travers la colonne d'eau, notamment grâce à des processus d'incorporation à la neige marine tels que la floculation, l'agrégation et l'incorporation dans les pelotes fécales (Mudie and McCarthy, 2006). Dans le cas du Site IODP U1446, le transport de pollen et de matériel terrigène vers le talus continental est probablement favorisé par l'étroitesse du plateau continental (Clemens et al., 2015) et par la présence du canyon de Puri au large du fleuve Mahanadi canalisant l'export de la décharge sédimentaire vers le large. En général, l'influence des courants océaniques sur la distribution du pollen dans les sédiments marins est faible (Heusser and Balsam, 1985) car la vitesse de chute des grains de pollen dans la colonne d'eau est suffisamment élevée.

### **2.1.3. Distorsion des enregistrements polliniques tropicaux marins**

La relation entre la végétation continentale et l'assemblage pollinique n'est pas linéaire. De nombreux facteurs peuvent influencer les données palynologiques. La compréhension de ces différents biais est nécessaire afin d'établir une interprétation fiable et réaliste du signal pollinique (Bunting et al., 2004; Dupont et al., 2000; Traverse, 2007).

Premièrement, la dispersion des grains de pollen vers la structure reproductrice femelle lors de la pollinisation peut se produire de différentes manières selon les espèces végétales. Alors que certaines plantes favorisent la dispersion par le vent (anémophiles), d'autres au contraire nécessitent l'intervention des insectes (entomophiles). De ce fait, les plantes ont adapté leur stratégie de production pollinique afin d'optimiser leur efficacité de reproduction. Les plantes anémophiles produisent une grande quantité de grains de pollen tandis que les entomophiles en produisent très peu (Faegri et al., 1989). Comme cela a été démontré dans un enregistrement pollinique marin du nord

de l’Australie (Moss et al., 2005), ces différences de mode de production se répercutent sur la pluie pollinique et induisent souvent une sur-représentation des taxons anémophiles (cas des espèces herbacées) et au contraire une sous-représentation des taxons entomophiles (ce qui est le cas de la plupart des espèces arborées et arbustives des forêts tropicales, puisque la pollinisation par le vent est très rare dans les forêts tropicales humides (Champion and Seth, 1968). Ainsi, les enregistrements polliniques, qu’ils soient continentaux ou marins, ne révèlent pas directement l’abondance des plantes (Prentice, 1988) et présentent en général une large sous-représentation des taxons arborés par rapport aux non-arborés (Basumatary et al., 2014; Bonnefille et al., 1999).

Pour illustrer ce propos, prenons le cas des éléments dominants des forêts décidues sèches et humides : le teck et le sal, respectivement *Tectona grandis* et *Shorea robusta*. Quamar et Kar (2019) ont synthétisé un grand nombre de travaux sur la comparaison entre végétation indienne actuelle et pluie pollinique, et mettent en avant le caractère très largement sous-représenté de ces deux taxons dans les assemblages polliniques. Bien que le teck puisse constituer 70 à 90% de la canopée, dans les enregistrements polliniques, le pollen de teck n’est que sporadiquement rencontré avec des valeurs moyennes comprises entre 1 et 2 %. Il en est de même pour les forêts de sal, pour lesquelles le pollen de *Shorea robusta* est aussi systématiquement retrouvé à très basse fréquence dans les enregistrements polliniques (entre 0,5 et 2 %) malgré le fait qu’il constitue 80 à 90 % de la canopée. Les auteurs précisent que les échantillons prélevés à l’intérieur de ces forêts peuvent contenir 6,5 à 14% de pollen de *Shorea*, mais que cette proportion est considérablement décroissante lorsque l’on atteint la bordure de ces forêts (4%). Ces faibles représentations du teck et du sal dans les assemblages polliniques sont favorisées par une stratégie de dissémination par les insectes souvent associée à une faible production pollinique, (Tableau 3-2) mais aussi par une faible résistance à la corrosion, et une faible efficacité de dispersion en dehors de ces forêts (e.g. Chauhan and Quamar, 2012; Quamar and Chauhan, 2012). Pour ces mêmes raisons, les éléments arborés tropicaux (hors sal et teck) sont également sporadiquement retrouvés, en faible fréquence voir totalement absents (e.g. Anupama et al., 2000; Barboni and Bonnefille, 2001; M.S. Chauhan and Quamar, 2012).

Nom de la plante	Période de floraison	Production moyenne de grains de pollen par fleur	Stratégie de pollinisation employée
<i>Shorea robusta</i>	Février à mai	60 000	Anémophile
<i>Tectona grandis</i>	Juillet à septembre	7 500	Entomophile
<i>Terminalia arjuna</i>	Avril à juin	57 658	Entomophile
<i>Cassia fistula</i>	Mars à juillet	148 345	Entomophile
<i>Bombax ceiba</i>	Janvier à mars	8 863 000	Entomophile

Tableau 3-2 : Présentation des paramètres de production et du mode de dispersion pollinique de certaines essences d’arbres en Inde (valeurs provenant de Atluri et al., 2001 et Bhattacharya et al., 1999).

Ensuite, toutes les plantes n’ont pas le même cycle de reproduction : certaines espèces fleurissent en toutes saisons (surtout dans les strates inférieures), d’autres peuvent fleurir deux fois par an, et d’autres encore ne fleurissent que très rarement (Barboni, 2000), comme c’est le cas des bambous (une fois tous les 50 ans environ d’après Watson and Dallwitz, (1992)). Enfin la période de

floraison varie d'une espèce à l'une autre : il y a des espèces qui fleurissent lors de la saison sèche comme les genres *Lannea* et *Bombax* caractéristiques des forêts décidues sèches, et au contraire des espèces qui fleurissent au début et pendant toute la saison des pluies comme les genres *Shorea*, *Tectona*, ou *Dalbergia* caractéristiques des forêts décidues humides et sèches (Champion and Seth, 1968). Dans un environnement soumis à une alternance de saison sèche et de saison humide comme c'est le cas ici, il est possible que la saison d'émission du pollen, ait une importance non négligeable sur la préservation des grains en affectant le temps de résidence des grains sur le continent. En effet, les grains de pollen subissent des dommages après leur émission, qui se distinguent en deux catégories : l'oxydation et les dommages mécaniques (incluant la collision avec les éléments extérieurs, la compaction, les cycles répétés de mouillage/séchage)(Brush and Brush, 1972; Campbell, 1991; Havinga, 1967, 1964; Holloway, 1989; Holmes, 1994; Keil et al., 1994). Bien que nous n'ayons pas trouvé de preuve pour le confirmer, il est probable qu'un grain de pollen émis au début de la saison sèche, oxydé et soumis aux intempéries pendant plusieurs mois soit moins résistant au ruissellement et au transport fluvial jusqu'au milieu océanique qu'un grain fraîchement émis lors de cette même saison humide.

En plus des différences de production interspécifiques, les variations des conditions environnementales affectent aussi la production, la dispersion et le dépôt de grains (Hicks, 2001; Spijkema et al., 2003). En effet de la même manière que les variations de saisonnalité influencent la phénologie des arbres, des stress importants peuvent également affecter la floraison, et donc la production de pollen. Waser and Price (2016) ont montré par exemple que des sécheresses importantes ont pour effet de réduire la production pollinique. Bien que ce biais dans la pluie pollinique soit difficilement quantifiable pour interpréter des enregistrements polliniques longs de plusieurs milliers d'années, on ne peut exclure la possibilité que l'occurrence d'importants stress environnementaux ait pu influencer la production et/ou l'exportation des grains de pollen vers le milieu marin.

Un autre facteur ayant son importance se trouve être le lieu de vie des plantes, qui peut favoriser ou non l'export de son pollen. Comme dit précédemment, les espèces arborées et arbustives qui sont entomophiles et qui produisent peu de pollen se développent dans une canopée plus ou moins fermée, dont la clôture buissonnante empêche la sortie et l'export du pollen en dehors de la forêt. Quamar and Kar (2019) montrent que les taxons de forêts humides du sud de l'Inde tels que *Elaeocarpus*, *Trema*, *Myrtaceae*, *Michelia*, *Glochidion* et *Eurya* sont correctement représentés dans la pluie pollinique des sols au milieu de la forêt, mais que leur proportion chute rapidement à la périphérie de ces forêts. Cependant, la localisation préférentielle de certaines espèces le long des cours d'eau, dans les vallées, en lisière de forêt et sur les berges des rivières peut probablement favoriser le transport et l'export des grains de pollen vers l'océan. D'après leur distribution actuelle dans les formations sempervirentes et semi-sempervirentes, ceci est le cas des genres *Mallotus*, *Trewia*, *Alchornea*, ou de l'espèce *Olea paniculata* (Bonafille et al., 1999; Champion and Seth, 1968; Kulju et al., 2008; Negi, 2000; Troup, 1921), qui sont en effet bien représentés dans les enregistrements

polliniques marins tropicaux ouest-africains (Dupont and Agwu, 1991; Dupont and Wyputta, 2003) et nord-est australiens (Moss et al., 2017). De la même manière, le pollen de mangrove est habituellement sur-représenté dans les enregistrements polliniques marins tropicaux (par exemple dans le golfe de Guinée (Boyé et al., 1975), en côte d'Ivoire (Fredoux, 1980) et en Inde du Sud (Caratini et al., 1973) d'une part car les espèces de mangrove sont anémophiles et produisent énormément de pollen (Somboon, 1990; Tomlinson et al., 1979) et d'autre part car l'emplacement des mangroves en bordure de bassin océanique facilite la dispersion du pollen vers le talus continental (Van Campo, 1986; Van Campo and Bengo, 2004). Les espèces aquatiques d'eau douce en revanche sont un cas particulier. Moss and Kershaw (2007) ont observé d'importantes différences de pourcentage de pollen de plantes aquatiques entre les périodes froides (périodes glaciaires ou stadiaires) et les périodes chaudes (périodes interglaciaires ou interstadiaires) dans un enregistrement marin au nord-est de l'Australie. Ils observent une meilleure représentation de ces types de pollen lors des périodes froides qu'ils expliquent en partie par les variations du niveau marin. En période froide, les conditions de plus bas niveau marin permettent une plus grande occurrence des zones marécageuses due à l'émersion de la plateforme continentale, et inversement en période chaude.

Enfin interviennent les facteurs corrosifs des grains de pollen en milieu marin directement. Malgré leur sédimentation rapide à proximité des sorties des fleuves, le pollen peut être endommagé par la digestion du plancton (Mudie and McCarthy, 2006). Une fois piégé dans le sédiment, les grains de pollen subissent les transformations diagénétiques. Il a notamment été montré que des valeurs élevées du pH du sédiment ainsi qu'une forte activité microbienne constituent des facteurs nuisibles à la préservation du pollen dans le sédiment (Havinga, 1967; Sangster and Dale, 1964).

A noter que tous ces facteurs de corrosion (mécaniques, chimiques et biologiques) n'affectent pas les différents grains de pollen de la même manière, car ils n'ont pas la même résistance du fait de leurs différentes formes, ouvertures et épaisseur et structure de paroi (Brush and Brush, 1972; Campbell, 1991; Havinga, 1967, 1964; Holloway, 1989; Keil et al., 1994).

#### **2.1.4. Traitement des échantillons et méthode d'analyse**

Pour ce travail, 188 échantillons ont été prélevés, traités et analysés. Ils sont répartis de 7,46 m à 0 m pour le premier intervalle (106 échantillons), de 32,96 m à 26,37 m pour le second (39 échantillons) et de 128,95 m à 122,98 m de profondeur pour le dernier (43 échantillons).

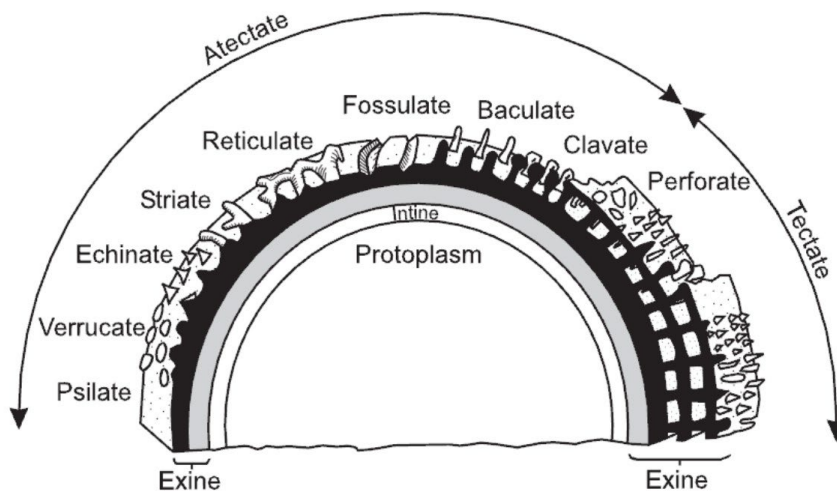
Les échantillons ont été préparés au laboratoire EPOC en suivant le protocole d'extraction disponible en ligne ([http://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=eq\\_paleo\\_pollens](http://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=eq_paleo_pollens)). L'objectif de ce protocole est d'isoler et de concentrer les grains de pollen afin d'optimiser leur observation et leur comptage, en éliminant les éléments carbonatés et siliceux ainsi que les plus grosses particules de matière organique qui gênent l'observation et les éléments les plus fins. Le sédiment est d'abord lavé et filtré avec un tamis de 125 µm. Dans la fraction fine de sédiment

récupérée sont ajoutés des pastilles d'un nombre connu de marqueurs exotiques (ici des spores de *Lycopodium*) destinés à faciliter les calculs des concentrations (voir la partie 1.2.1.5.). La fraction fine est ensuite soumise à différentes phases d'attaque acide : (i) acide chlorhydrique à froid pour éliminer les particules carbonatées (d'abord 10%, puis 25%, puis 50% jusqu'à arrêt total de l'effervescence), (ii) acide fluorhydrique à froid (d'abord 48% puis 70%) pour éliminer les particules siliceuses puis (iii) acide chlorhydrique à froid (25%) de nouveau pour éliminer les fluorosilicates. Le résidu est ensuite tamisé à 5 µm à l'aide d'une machine à ultrasons pendant 40 secondes afin de casser les agglomérats de matière organique. La couche externe de la paroi pollinique (éxine) présente une extraordinaire résistance à la corrosion chimique, ce qui lui permet de résister aux acides utilisés lors de la préparation des échantillons (Reille, 1990). Le résidu de sédiment supérieur à 5 µm est ensuite monté entre lame et lamelle dans une préparation de glycérine bidistillée phénolée afin de réaliser un montage sur lames mobiles. Ce type de lame permet à l'observateur de faire pivoter les grains de pollen pour une observation en trois dimensions, sous tous les angles de vue nécessaires à son identification.

L'identification d'un grain de pollen passe par la détermination de plusieurs critères morphologiques : la forme générale du grain (grain seul, ou groupe de grains) ; la taille du grain ; la présence ou l'absence d'expansion ; le type et la morphologie des ouvertures (pore, sillon, combinaison des deux) (Figure 3-8) et l'ornementation de l'éxine (réticulée, granulée, baculée, lisse, striée, perforée...) (Figure 3-9). L'identification se fait sous la détermination d'un morphotype dont la résolution taxonomique de cette identification taxonomique atteint le plus souvent la famille de plantes, parfois le genre et dans de rares cas l'espèce.

	Di-		Tri-		Tetra-		Penta-		Hexa-		Poly-							
	polar	eq.	polar	eq.	polar	eq.	polar	eq.	polar	eq.	polar	eq.						
Zonoporate													Monocolpate	polar	eq.	Dyads		e.g. <i>Scheuchzeria</i>
Zonocolpate													Monoporate			Tetrads		
Zonocolporate													Trilete (3-slit)					(i) Ericaceae
Pantoporate													Syncolpate	(i)			(ii) Typha	
Pantocolpate													(ii)			Polyads		
Pantocolporate													(iii)					(i) Mimosa
													Saccate					(ii) Orchidaceae
													Inaperturate					

Figure 3-6 : Classification des types de pollen en fonction du nombre, du type et de la position des ouvertures (Moore et al., 1991).



*Figure 3-7 : Schéma représentant la structure de la paroi d'un grain de pollen moderne (composée d'exine et d'intine) ainsi que la diversité des ornementsations existantes, utilisées comme critère d'identification (Heusser, 2005). L'intine et le protoplasme disparaissent lors de la fossilisation des grains de pollen.*

L'identification des morphotypes a été rendue possible premièrement grâce à un apprentissage sur des lames de pollen moderne des collections de référence du laboratoire EPOC (Université de bordeaux) et de l'ISEM (Université de Montpellier, OSU OREME). Deuxièmement, l'utilisation d'un atlas constitué à partir de photos de lames des collections polliniques de référence de l'Institut Français de Pondichéry (IFP, Pondichéry, Inde) et de l'ISEM ainsi que de divers atlas publiés sur la flore tropicale (Demske et al., 2013; Gosling et al., 2013; Guinet, 1962; Schüler and Hemp, 2016; Tang et al., 2020; Thanikaimoni, 1987; Yang et al., 2015) a permis de compléter cet apprentissage.

L'identification des grains de pollen et les comptages ont été effectués sur un microscope LEICA DFC295, au grossissement x400 pour la lecture de lame, puis ponctuellement au x1000 (objectif à immersion) pour les identifications. Le processus de comptage consiste à parcourir une lame le long de transects horizontaux tout en identifiant et en comptant l'ensemble des grains de pollen (ceux identifiés mais aussi les indéterminables), ainsi que les spores, et les marqueurs exotiques trouvés lors de la lecture. Les 188 échantillons comptés dans cette étude contiennent entre 150 et 212 grains de pollen identifiés, ce qui a nécessité parfois le comptage de plusieurs lames pour le même échantillon. Le choix de la valeur minimale de 150 grains de pollen identifiés par échantillon a été déterminé par une analyse de ré-échantillonnage aléatoire, pour laquelle le nombre 150 a été identifié comme valeur à partir laquelle l'assemblage pollinique compté devenait représentatif de l'assemblage de l'intégralité de l'échantillon. Ce test été effectué sur plusieurs échantillons choisis à différentes profondeurs de la séquence stratigraphique du Site U1446. Les informations relatives aux comptages et aux nombres de morphotypes identifiés dans chaque enregistrement sont synthétisées dans le Tableau 3-3.



Série temporelle	25 – 0 ka	135 – 105 ka	800 – 750 ka
Nombre d'échantillons comptés dans la série	106 <i>dont 7 ont été comptés par Stéphanie Desprat et Duke Oliveira</i>	39	43
Nombre de grains de pollen identifiés par lame	Entre 150 et 212 <i>Sauf un échantillon qui n'en contient que 141</i>	Entre 150 et 171	Entre 150 et 166 <i>Sauf un échantillon arrêté en cours à 3 grains de pollen pour 8 exotiques en 2 lignes, car l'échantillon a été considéré comme stérile (A13H5-20-20, profondeur 126.33m, daté à 777.7 ka</i>
Nombre de morphotypes identifiés sur l'ensemble de la série temporelle	139	103	94

Tableau 3-3 : Synthèse des informations de comptages et de morphotypes identifiés pour les trois séquences stratigraphiques étudiées dans ce travail.

## 2.1.5. Représentation des résultats

### 2.1.5.1. Le calcul des fréquences et des concentrations polliniques

Une fois les comptages terminés, les résultats sont communément présentés sous la forme de fréquences polliniques relatives, c'est-à-dire en pourcentage par rapport à la somme totale. La fréquence est alors calculée pour chaque morphotype, dans chaque échantillon selon la formule suivante :

$$\% \text{ morphotype (X)} = \frac{\text{Nombre de grains du morphotype (X) dans l'échantillon} \times 100}{\text{somme des grains de pollen identifiés dans l'échantillon}}$$

Le calcul des pourcentages des morphotypes polliniques identifiés a été fait sur la base de la somme principale, qui correspond à la somme totale des grains de pollen et spores comptés à l'exception :

- Des taxons de plantes aquatiques d'eau douce (Potamogeton, Lemna, Typha, Typha/Sparganium, Myriophyllum, Nymphoïdes) ;
- Des taxons tempérés d'altitude, supposés provenir de la chaîne himalayenne (*Pistacia, Alnus, Betula, Carpinus, Corylus, Ostrya, Viburnum, Hippophae, Rhododendron, Pterocarya, Myrica, Abies, Cedrus, Picea et Pinus*) ;
- Des spores de ptéridophytes (trilètes et monolètes) ;
- Des grains de pollen indéterminés (grains cassés, corrodés, cachés, pliés, et inconnus).

Pour ces taxons, le calcul des pourcentages a été réalisé sur la base de la somme totale, comprenant alors l'ensemble des grains de pollen et spores comptés.

Ensuite, grâce aux comptages simultanés des spores de *Lycopodium* ajoutées avant traitement, des calculs de concentration de chaque morphotype par échantillon ont été réalisés, représentant le nombre de grain déposé par unité de masse de sédiment sec (Nb de grains/g de sédiment sec). La formule utilisée est la suivante :

$$\text{Concentration du morphotype (X)} = \frac{\text{Nombre de grains du morphotype (X)}}{\text{Nombre de grains de Lycopodium}} \times \frac{\text{Nombre de Lycopodium total dans le résidu}}{\text{volume ou masse du résidu de sédiment sec}}$$

Les concentrations polliniques fournissent une information différente de celle des fréquences, dans la mesure où les variations de chaque taxon sont absolues et donc indépendantes les unes des autres. La confrontation des deux méthodes permet de s'assurer de la réalité des variations absolues, sans biais qui pourrait être induit par l'évolution d'un taxon dominant par exemple.

### 2.1.5.2. Le diagramme pollinique

Les résultats sont ensuite représentés graphiquement par une séquence verticale d'échantillons sous la forme d'un diagramme pollinique, qui représente l'évolution des proportions des différents morphotypes polliniques en fonction de la profondeur ou de l'âge de la carotte. La lecture d'un diagramme pollinique, de bas en haut, permet une visualisation de l'évolution de la végétation au cours du temps. Les diagrammes polliniques présentés dans ce travail ont été réalisés en utilisant le logiciel Psimpoll.

L'interprétation d'un diagramme pollinique consiste à diviser la séquence étudiée en différentes zones polliniques. Une zone pollinique correspond ainsi à une partie de la séquence sédimentaire caractérisée par un assemblage homogène. La délimitation des zones polliniques se base sur la variation simultanée des fréquences polliniques d'au minimum deux morphotypes différents (Reille, 1990). Cependant, la définition de ce qui constitue une zone est un concept subjectif qui dépend de l'observateur. Ainsi, les zones polliniques sont premièrement identifiées visuellement, puis confortées en utilisant une classification hiérarchique contrainte (« *constrained hierarchical cluster analysis* »). L'analyse de classification des données a été réalisée sur la somme pollinique principale en utilisant la fonction « chclust » du package *Rioja* (Juggins, 2017), sur la base du calcul d'un coefficient de dissimilarité entre les assemblages polliniques de niveaux contigus d'un intervalle. Alors que la distance euclidienne couramment utilisée est plutôt recommandée pour des matrices contenant des variables environnementales, ici le coefficient de dissimilarité a été calculé selon la distance de Bray-Curtis, recommandée pour les matrices d'abondance d'espèces (ici, abondance de morphotypes polliniques). Il s'agit d'une méthode plus adaptée aux matrices d'abondance, car elle n'est pas affectée par les doubles-absences et donne au contraire d'avantage de poids aux taxons abondants qu'aux taxons rares (Legendre and Legendre, 2012).

### 2.1.5.3. Les groupes écologiques définis pour ce travail

La lecture d'un diagramme pollinique étant rendue complexe par le nombre de morphotypes identifiés, il est utile de regrouper certains taxons par affinités écologiques. Par exemple, les taxons de mangrove (*Avicennia*, *Excoercaria*, *Barringtonia*, *Brownlowia*, Rhizophoraceae et *Sonneratia*) et de

forêt côtière associée (*Areca*, *Borassus*, *Calameae*, *Cocos*, *Nypa*, et *Phoenix*) peuvent être regroupés car ensemble, ils caractérisent la végétation littorale et côtière. De la même manière, les groupes de plantes aquatiques d'eau douce (*Eriocaulon*, *Myriophyllum*, *Lemna*, *Nymphoides*, *Potamogeton*, et *Typha/Sparganium*) et de milieu aride (*Blepharis*, *Amaranthaceae*, *Artemisia* et les *Ephedraceae*, *Ephedra major* type et *Ephedra distachya* type) sont utilisés.

Les Cyperaceae et les Poaceae sont des familles d'herbacées et sont donc marqueurs d'un environnement ouvert (Bonnefille et al., 1999). Ces taxons sont ubiquistes et se retrouvent dans des environnements variés. Les Cyperaceae sont souvent décrites comme des plantes de zone humide et estuarienne ; cependant certaines espèces de Cyperaceae se développent également dans des environnements secs, et sont caractéristiques d'environnements de savane et semi-déserts (El-Moslimany, 1990; Singh et al., 1973). Les Poaceae sont les plus développées dans les savanes, et caractérisent donc des environnements plutôt secs (Barboni, 2000; Barboni and Bonnefille, 2001). Les autres herbacées sont regroupées au sein d'une catégorie unique.

La forêt tropicale, définie par l'ensemble des taxons arboréens traduit le degré de fermeture du milieu. Comme expliqué dans le chapitre 2, il existe plusieurs types de forêts tropicales différentes contenant chacune leurs propres structures et espèces caractéristiques. Cependant, Barboni (2000) a démontré la nécessité d'utiliser des taxons polliniques marqueurs de chacune de ces forêts tropicales, car les marqueurs botaniques sont sous-représentés voir silencieux dans la pluie pollinique. Le teck et le sal (*Tectona grandis* et *Shorea Robusta*) sont typiquement concernés, puisqu'ils constituent des marqueurs botaniques des forêts tropicales décidues du nord-est de l'Inde (voir chapitre 2), mais ne sont pas considérés comme des marqueurs polliniques de ces forêts du fait de leur très (trop) faible représentation dans les assemblages polliniques (voir la partie 2.1.3 sur les distorsions des enregistrements polliniques). La réalité pollinique étant ainsi différente de la réalité botanique, il nous a fallu élaborer une stratégie permettant la caractérisation de la forêt tropicale au cours du temps.

Pour ce travail, une classification a été réalisée de sorte à attribuer à chaque taxon les caractéristiques de distribution géographique et environnementales actuelles des principales espèces qu'il comporte (Anupama et al., 2000; Barboni, 2000; Bonnefille et al., 1999; Champion and Seth, 1968; Gamble, 1881; Legris, 1963; Quamar and Bera, 2014a; Troup, 1921; Van Campo and Bengo, 2004). En effet puisqu'un morphotype pollinique correspond souvent à plusieurs espèces voir à toute une famille de plantes, il est impossible d'associer un morphotype à des conditions environnementales précises, mais plutôt à une fourchette de conditions environnementales correspondant à l'ensemble de la variabilité prise en compte par le morphotype. Nous avons donc choisi d'établir des catégories, correspondant à des gammes de types de forêts tropicales, et d'y associer les taxons qui y sont le plus représentatifs tel que mentionné dans la littérature précitée (Figure 3-10). Finalement, on se retrouve avec des catégories regroupant des types de forêts tropicales, qui se chevauchent plus au moins, mais dont l'utilisation finale réside dans l'apparition d'un gradient d'humidité induit principalement par les différences de précipitation moyenne annuelle.

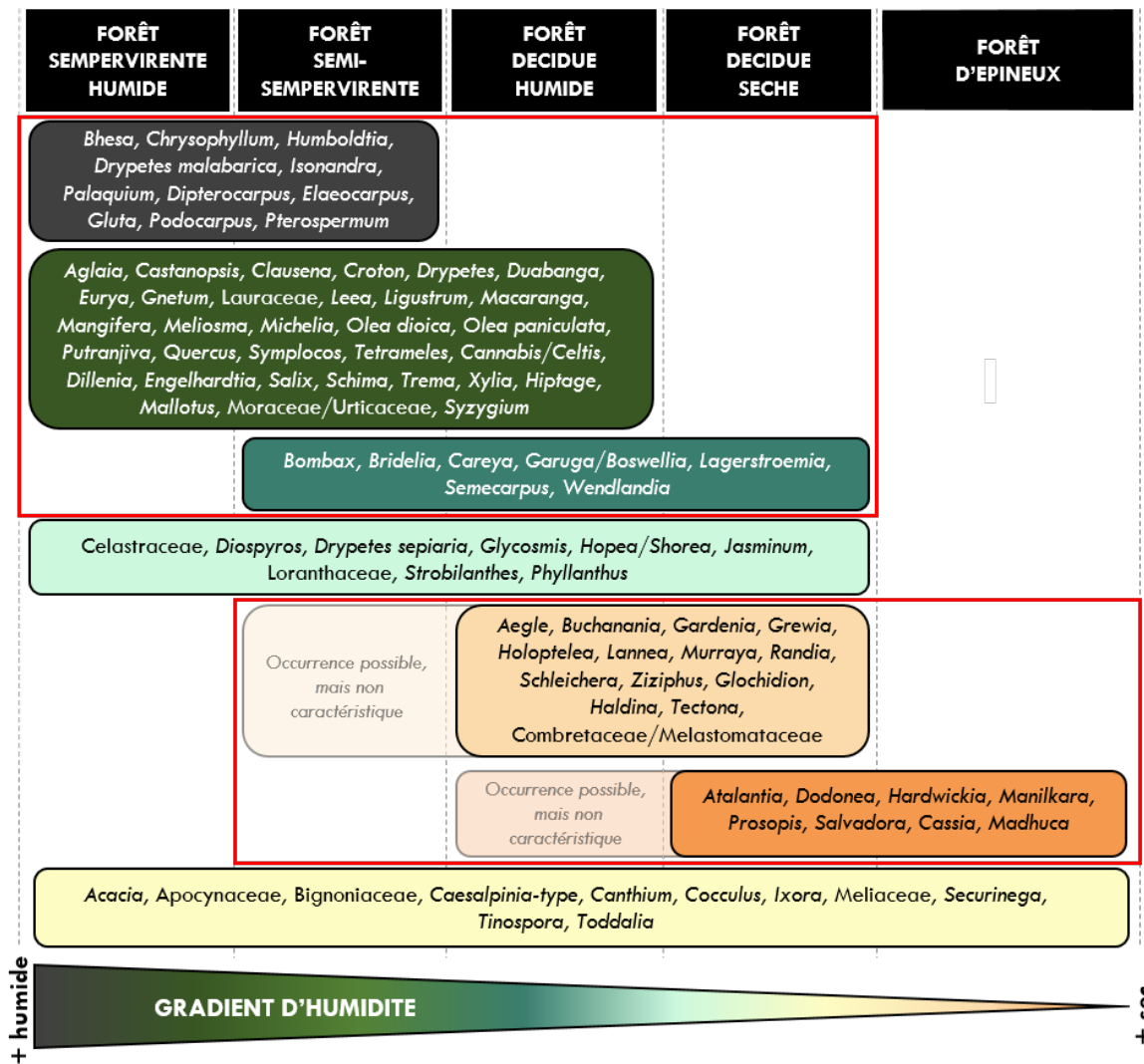


Figure 3-8 : Représentation schématique des catégories élaborées dans ce travail pour caractériser la forêt tropicale dans les assemblages polliniques. Les taxons indiqués correspondent à ceux inclus dans les catégories. Les rectangles rouges regroupent les catégories appartenant au pôle « humide » (en haut à gauche) et au pôle « sec » (en bas à droite).

L'élaboration de ces catégories a ensuite été confrontée aux études de pluies polliniques actuelles réalisées notamment dans les Ghâts occidentaux et orientaux au sud de la péninsule Indienne (Anupama et al., 2000; Barboni, 2000; Barboni and Bonnefille, 2001). Bien que ces études intègrent la présence d'un fort gradient altitudinal qui n'est pas présent dans notre zone d'étude, les marqueurs polliniques de basse altitude qui y sont déterminés sont très probablement applicables dans le bassin versant du Mahanadi. Grâce à des traitements statistiques tels que des AFC (*Analyses Factorielle des Correspondances*), ces travaux ont permis de déterminer des marqueurs polliniques caractérisant des types de forêt tropicales (sempervirentes humides et décidues) ainsi que les gradients climatiques responsables de la distribution de ces végétations au sud de l'Inde. Par exemple, Barboni and Bonnefille (2001) ont montré que les taxons *Mallothus*, *Elaeocarpus*, *Syzygium*, *Olea dioica*, *Gnetum* et *Hopea* sont marqueurs des forêts sempervirentes humides avec des précipitations moyennes annuelles supérieures à 2500 mm/an tandis que les Combretaceae/Melastomataceae, *Maytenus*

(Celastraceae), *Lagerstroemia* et *Grewia* sont plutôt marqueurs des forêts décidues avec des précipitations moyennes annuelles inférieures à 2500 mm/an. Les marqueurs identifiés dans ces études concordent avec les catégories élaborées dans ce travail en illustrant le même gradient d'humidité, ce qui conforte l'utilisation de cette méthode. La discrimination des sept catégories de forêt tropicale établie dans ce travail conduit finalement à la distinction entre un pôle regroupant principalement les taxons de forêt humide (sempervirente humide, semi-sempervirente, décidue humide et sèche) et un autre pôle regroupant principalement les taxons plus secs (forêt décidue humide et sèche ainsi que les épineux) (Figure 3-10). Ainsi, à partir de maintenant et pour le reste de ce travail, ces catégories seront identifiées en tant que forêt sempervirente et forêt décidue.

### **2.1.6. Analyses statistiques sur les données polliniques**

En plus de la classification hiérarchique contrainte réalisée pour conforter la division et l'interprétation du diagramme pollinique (voir partie 2.1.5.2 sur le diagramme pollinique), d'autres analyses statistiques ont été réalisées au cours de ce travail, afin d'améliorer nos méthodes de représentation, de comparaison, et d'interprétation des données.

#### **2.1.6.1. Le lissage des données par la méthode Lowess**

Le signal pollinique, comme de nombreux signaux en paléoclimatologie, comporte une forte variabilité dont il est parfois nécessaire de faire ressortir l'information. L'usage de données lissées permet une image plus claire de l'allure générale des données, ce qui est particulièrement adapté en paléoclimatologie pour estimer la variabilité à long terme des séries temporelles. Ensuite, l'estimation de la variabilité rapide qui se surimpose à la tendance générale est rendue possible par l'extraction des résidus de ce traitement. La méthode de lissage Lowess est une méthode non paramétrique, c'est-à-dire qu'elle n'est pas associée à une équation (comme les régressions linéaires ou polynomiales par exemple), mais utilise un modèle de régression pondéré localement. Autrement dit, puisque toutes les valeurs sont pondérées, les valeurs aberrantes ont un poids inférieur aux valeurs qui se trouvent plus proche du modèle. (Cleveland, 1981; Cleveland et al., 1992). Pour ce travail, la méthode de lissage Lowess a été appliquée sur les groupes écologiques précédemment cités avec la fonction « Lowess » du package *Stats* (Cleveland et al., 1992) de l'environnement Rstudio (R Core Team, 2019).

#### **2.1.6.2. Les analyses spectrales des séries temporelles**

Les analyses spectrales ont pour objectif la mise en évidence des composantes périodiques présentes dans un signal. Il s'agit d'analyses couramment utilisées en paléoclimatologie afin d'extraire et d'isoler les modes de variabilités d'un signal et d'en tester la significativité. Pour ce travail, nous avons premièrement appliqué la méthode redfit, qui permet d'identifier les principales périodicités

directement sur les séries temporelles malgré un pas d'échantillonnage inconstant (Schulz and Mudelsee, 2002). Ces analyses ont été réalisées sur Rstudio (R Core Team, 2019) sur les données brutes, en utilisant la fonction « redfit » du package *dplR* (Bunn, 2008). En complément, l'utilisation d'une analyse du spectre des ondelettes a été réalisée afin de déterminer la façon dont ces périodicités varient dans le temps (Torrence and Compo, 1998). A la différence de la méthode redfit, l'analyse du spectre des ondelettes nécessite un pas d'échantillonnage constant. Pour cela, les données ont été interpolées (interpolation linéaire) avec la fonction « approx » du package *stats* (R Core Team, 2019). Ensuite, l'analyse en ondelettes a été réalisée grâce à la fonction « morlet » du package *dplR* (Bunn, 2008).

### **2.1.6.3. La comparaison d'assemblages polliniques des séries temporelles par MDS et PERMANOVA**

L'un des objectifs de ce travail consiste à comparer les données polliniques de différentes périodes temporelles. Bien évidemment, cette comparaison s'effectue au premier ordre par la composition des assemblages polliniques et la connaissance de l'écologie des taxons retrouvés. Cependant, l'utilisation de tests statistiques complémentaires constitue une méthode plus robuste et rigoureuse pour attester de la fiabilité de nos observations. Pour cela, nous avons réalisé des analyses multivariées non paramétriques appelées *Multi-Dimensional Scaling* (MDS) (Analyses en Coordonnées Principales en français).

Les analyses MDS sont une méthode permettant d'explorer les similarités/dissimilarités dans un jeu de données, basées sur un calcul de distances (Cox and Cox, 2008). Dans le cadre de cette étude, les objets sont les différentes séries temporelles constituées des échantillons sédimentaires analysés, et les variables sont les morphotypes polliniques. Ce type d'analyse est ainsi proche d'une Analyse en Composante Principale (ACP), puisqu'il permet la visualisation des données dans un espace dimensionnel réduit. Mais alors que l'ACP caractérise la variance de chaque objet selon les axes, la MDS cartographie les objets selon leurs distances. De plus, ce type d'analyse fournit la possibilité de choisir l'indice de dissimilarité le plus adapté au jeu de données. Ici comme précédemment pour les analyses en cluster, l'indice de dissimilarité de Bray-Curtis a été utilisé, étant le plus adapté à l'analyse de matrices d'abondances (Legendre and Legendre, 2012). Les MDS utilisées dans ce travail ont été réalisées dans l'environnement R (R Core Team, 2019), d'abord en construisant une matrice de dissimilarités avec la fonction « vegdist » puis en réalisant la MDS avec la fonction « cmdscale » du package *vegan* (Oksanen et al., 2018).

La représentation des résultats d'une MDS est similaire à celle de n'importe quelle analyse multivariée. Les objets qui sont le plus similaires (qui ont la plus faible distance mathématique) seront plus proches sur le graphique que les objets qui sont moins similaires (qui ont la plus forte distance mathématique). En complément de la dispersion visuelle des objets par la MDS, il est possible de réaliser une analyse de la variance par permutation (PERMANOVA). La PERMANOVA permet de tester

la dissimilarité des objets sur la base d'un indice de distance (là-encore, l'indice de Bray-Curtis), contrairement à sa cousine l'ANOVA qui est plus couramment utilisée mais qui teste la similarité des moyennes (Anderson, 2017). L'objectif est de tester si la dispersion des objets est significativement différente ou non. Dans le cadre de ce travail, cela revient à se demander si les compositions des assemblages polliniques entre deux séries temporelles sont significativement différentes ou non. La réalisation de cette analyse est soumise à la condition d'avoir une bonne homogénéité des variances entre les objets, ce qui a premièrement été réalisé avec la fonction « betadisper », un test de dispersion du package vegan (Oksanen et al., 2018). Si le test est positif et affirme l'homogénéité des objets à comparer, alors la PERMANOVA est réalisée avec la fonction « adonis » du package vegan (Oksanen et al., 2018).

## 2.2. Les isotopes du carbone et de l'hydrogène des cires de plantes ( $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta\text{D}$ des n-alcane)

Les plantes continentales produisent à la surface de leurs feuilles un revêtement cireux composé d'acides n-alcanoïques lipidiques à longue chaîne. Ces composés sont transportés par le vent et l'eau dans l'océan et sont préservés dans les sédiments (Eglinton and Eglinton, 2008; Sachse et al., 2012). L'étude de la composition isotopique stable en carbone et en hydrogène de ces composés est couramment utilisée pour l'étude des paléoclimats. L'étude de ces composés et de leur variabilité au Site U1446 le long des derniers 640 ka est présenté dans McGrath et al. (2021).

Le rapport isotopique entre les isotopes stables du carbone (carbone 12 et carbone 13) enregistré dans ces composés, appelé  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alcane}}$ , est principalement fonction de la voie photosynthétique utilisée par les plantes continentales et de la composition isotopique du  $\text{CO}_2$  atmosphérique (Farquhar et al., 1989). Il a été montré au Site IODP U1445, localisé quelques dizaines de kilomètres au sud du Site U1446, que la contribution du  $\text{CO}_2$  atmosphérique sur le signal de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alcane}}$  reconstruit était négligeable permettant d'interpréter directement le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alcane}}$  comme traceur des changements relatifs de végétations dans la CMZ (Dunlea et al., 2020). En effet en raison de différences dans les voies d'assimilation du carbone lors du processus de photosynthèse entre les herbacées (plantes dites en C4) comparé aux arbres et arbustes (plantes dites en C3) (Cerling et al., 1998; Eglinton and Eglinton, 2008), l'utilisation de ce traceur permet de déterminer la contribution relative des plantes en C3 par rapport à celles en C4 au cours du temps (Castaneda et al., 2009)

Le rapport isotopique entre les isotopes de l'hydrogène (hydrogène et deutérium) des cires de feuilles, appelé  $\delta\text{D}_{\text{n-alcane}}$  reflète les changements de la paléohydrologie, regroupant les processus qui affectent la composition isotopique des précipitations, tels que la source d'humidité ou la quantité de pluie continentale (McGrath et al., 2021). Puisque provenant également de la cire des plantes continentales, le  $\delta\text{D}_{\text{n-alcane}}$  est également affecté par le fractionnement isotopique variable de la végétation (Y. V. Wang et al., 2013). Pour cette raison, le  $\delta\text{D}_{\text{n-alcane}}$  a été corrigé de sorte à éliminer la contribution des changements de végétation sur le fractionnement isotopique de l'hydrogène selon la

méthode de Konecky et al. (2016). De la même manière, des corrections ont été appliquées de sorte à éliminer l'effet des changements du volume de glace sur le réservoir isotopique de l'océan. Le signal ainsi corrigé, appelé  $\delta D_{precip}$ , constitue un traceur des changements paléohydrologiques de l'ISM, c'est-à-dire des changements de la zone source d'humidité, de la quantité de précipitation locale et de la convection le long de la trajectoire de transport (Clemens et al., 2021).

### 2.3. Les paléosalinités ( $\delta^{18}O_{sw}$ )

Le rapport isotopique de l'eau de mer, appelé  $\delta^{18}O_{sw}$  est un traceur des paléosalinités des eaux de surface et permet la reconstitution des épisodes de dessalure induits par les précipitations continentales, le ruissellement ainsi que les précipitations directes océaniques (Clemens et al., 2021). Le  $\delta^{18}O_{sw}$  est calculé à partir du  $\delta^{18}O$  du foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber*, pour lequel l'effet du niveau global de la mer ainsi que les composantes locales de températures (SST pour *Sea Surface Temperature*) ont été supprimées. Pour cela, l'estimation des SST a été réalisée à partir des données de Mg/Ca en utilisant l'équation de Tierney et al. (2016) et le code *Paleo Seawater Uncertainty Solver* (PSU Solver) de Thirumalai et al. (2016), qui tient compte des changements de température et de salinité (Clemens et al., 2021).

### 2.4. Le ruissellement continental (Rb/Ca)

L'enregistrement XRF (Spectrométrie par fluorescence des rayons X) du Rb/Ca permet de tracer le ruissellement continental induit par les précipitations estivales de la mousson d'été, en examinant le rapport entre le rubidium, un élément chimique typiquement continental issu du lessivage des sols et le calcium, un élément retrouvé abondamment en milieu marin et mobilisé par les organismes lors de la production biogénique. Le rapport Rb/Ca constitue ainsi un traceur des apports lithogéniques continentaux par rapport à la productivité marine (Clemens et al., 2021).

## 3. Simulations

### 3.1. Simulations transitoires avec LOVECLIM1.3

LOVECLIM1.3 est un modèle du système climatique terrestre de complexité intermédiaire, dans lequel les composantes atmosphère (ECbilt), océan et glace de mer (CLIO) et biosphère terrestre (VECODE) sont couplées de manière interactives. ECbilt est un modèle quasi-géostrophique à 3 niveaux et à une résolution horizontale T21 ; la résolution horizontale de CLIO est de  $3^\circ \times 3^\circ$ , avec 20 niveaux dans l'océan ; la résolution de VECODE est la même que celle d'ECbilt (Yin et al., 2021). VECODE est en particulier est un modèle de forme réduite de la dynamique de la végétation, qui comprend également la modélisation du cycle du carbone terrestre. Comparée à la version précédente LOVECLIM1.2 (décrite dans Goosse et al., 2010), l'ajout et la révision de certains modules ont permis d'affiner la physique du



modèle, et notamment d'améliorer la représentation de la dynamique atmosphérique dans les tropiques (Yin et al., 2021). Pour ce travail, trois simulations transitoires ont été effectuées pour chaque séquence stratigraphique (0-17 ka, 75-133 ka et 766-794 ka BP), avec une couverture spatiale comprenant l'ensemble du nord de la péninsule indienne (latitude allant de 16,875 à 28,125°N et longitude allant de 67,5 à 90°E) (Figure 3-11). Dans la première simulation, le modèle est déterminé uniquement par les changements d'insolation (basés sur les calculs de Berger and Loutre, 1991), tandis que les concentrations en gaz à effet de serre et le volume de glace ont été fixés aux valeurs préindustrielles ( $\text{CO}_2=280$  ppmv,  $\text{CH}_4=760$  ppbv,  $\text{N}_2\text{O}=270$  ppbv). Dans la seconde simulation, le modèle est déterminé par les changements de l'insolation et les concentrations de gaz à effet de serre, d'après les données mesurées dans les carottes de glace de l'Antarctique (Louergue et al., 2008; Lüthi et al., 2008 et Schilt et al., 2010). Ces deux simulations ont été utilisées et sont détaillées dans Yin et al. (2021). Dans la troisième simulation, le modèle est déterminé à la fois par les changements d'insolation, les concentrations de gaz à effet de serre ainsi que les changements des calottes glaciaires de l'hémisphère nord selon la simulation de Ganopolski and Calov (2011). Cette dernière simulation ne prend néanmoins pas en compte le changement du niveau de la mer qui y est associé. Pour chaque simulation, quatre paramètres ont été exportés. Premièrement, deux paramètres environnementaux : les précipitations moyennes annuelles (en mm/an pour les moyennes annuelles et en mm/mois pour les moyennes mensuelles) et les températures de surface continentales (en degrés) (également en moyennes annuelles et mensuelles). Ensuite, le module VECODE calcule l'évolution de la couverture végétale et fournit des estimations des proportions de forêts, de prairies et de désert (exprimées en pourcentages de la couverture continentale).

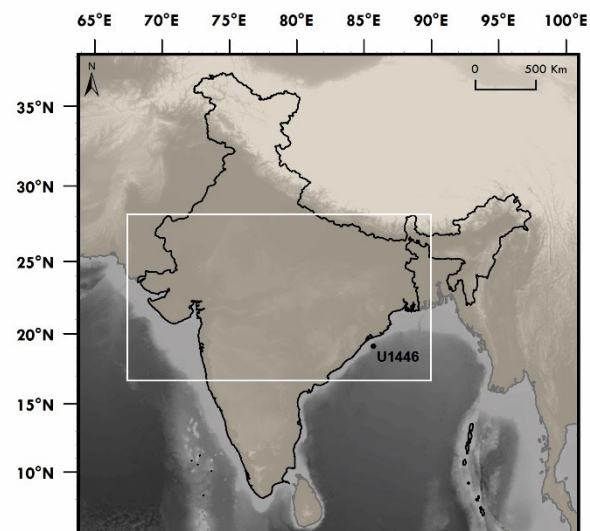


Figure 3-9 : Cartographie représentant la couverture spatiale prise en compte pour les simulations (rectangle blanc).

### 3.2. Simulations instantanées avec HadCM3

Le modèle HadCM3 (acronyme de *Hadley Centre Coupled Model, version 3*) est un modèle de circulation générale atmosphère-océan entièrement couplé. À l'inverse de LOVECLIM1.3, il n'est composé que de deux composantes : atmosphérique et océanique. La composante atmosphérique d'HadCM3 comporte 19 niveaux dans le sens vertical, avec une résolution horizontale de  $2,5^\circ \times 3,75^\circ$  et des cellules de grille de  $96 \times 73$  (Pope et al., 2000). La résolution spatiale de la composante océanique

est de 1,25° x 1,25° (288 x 73 cellules de grille) avec 20 couches verticales (Gordon et al., 2000). A la différence des précédentes simulations réalisées avec LOVECLIM1.3, HADCM3 n'inclue pas de modèle de végétation entièrement dynamique. Pour ce travail, des simulations instantanées (*snapshots*) ont été réalisées tous les 2 ka le long de chaque séquence stratigraphique (0-16 ka, 71-133 ka et 760-794 ka) grâce à deux simulations. Dans la première simulation, le modèle est déterminé par les changements de l'insolation et de concentrations de gaz à effet de serre (d'après les données mesurées dans les carottes de glace de l'Antarctique de Louergue et al., 2008; Lüthi et al., 2008 et Schilt et al., 2010), tandis que le volume de glace est fixé aux valeurs préindustrielles. Dans la seconde simulation, les changements d'insolation, de concentrations de gaz à effet de serre ainsi que les changements de calottes glaciaires de l'hémisphère nord selon la simulation de Ganopolski and Calov (2011) sont également pris en compte, mais comme dans LOVECLIM1.3, cela n'inclut pas les variations de niveau marin associé. La description détaillée du modèle HadCM3 et de la configuration des expériences de deux simulations est fournie dans Lyu and Yin (2022). Pour chaque simulation, 3 paramètres environnementaux ont été exportés : les précipitations mensuelles (en mm/mois), les températures de surface mensuelles (en degré Celsius) ainsi que la quantité d'eau évaporée sur le continent (en mm/mois).





---

## **CHAPITRE 4**

La dernière déglaciation et  
notre interglaciaire actuel, l'Holocène

---

## 1. Introduction de chapitre

L'Holocène est le nom donné à l'époque géologique actuelle dans laquelle nous vivons. Il s'agit de la plus récente période interglaciaire du Quaternaire, débutée il y a 11,7 ka BP à la fin de la dernière déglaciation et qui continue encore aujourd'hui. Elle se décompose en trois subdivisions : le Greenlandien (de 11,7 à 8,2 ka BP), le Northgrippien (de 8,2 à 4,2 ka BP) et le Meghalayen (de 4,2 BP à aujourd'hui)(Walker et al., 2018) (Figure 4-1). Le Greenlandien constitue la dernière période plus chaude qu'aujourd'hui et est caractérisée par une faible étendue du volume de glaces continentales, un niveau de la mer élevée et de fortes teneurs de gaz à effet de serre entraînés par les plus fortes valeurs d'insolation estivale dans l'hémisphère nord (Figure 4-1). En raison de son caractère récent, l'Holocène constitue une période d'étude plus facile d'accès pour les études paléo-environnementales que les interglaciaires précédents, ce qui fait d'elle l'une des périodes les mieux documentées, mais dont la variabilité est aussi la plus débattue.

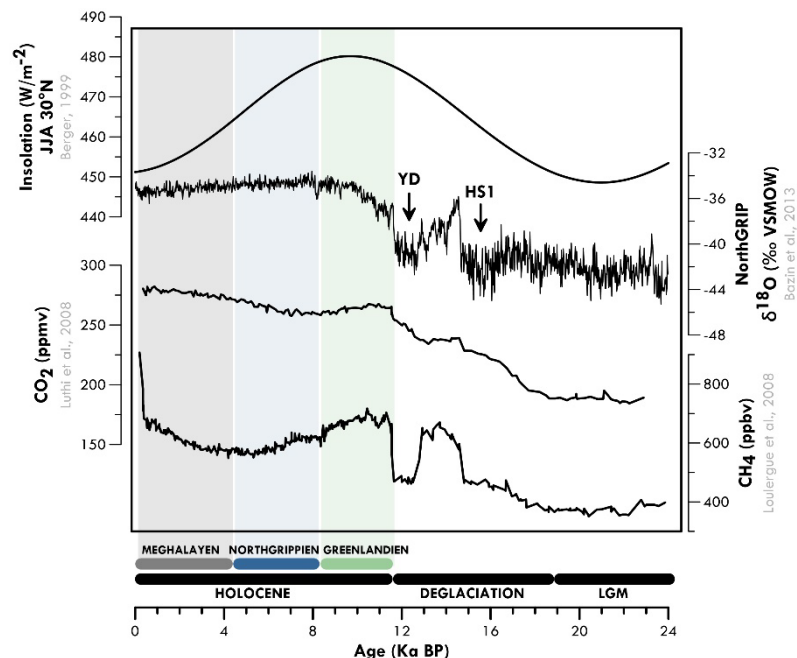


Figure 4-1 : Contexte climatique général des derniers 24 ka incluant la fin du dernier maximum glaciaire (LGM pour Last Glacial Maximum), la dernière déglaciation et l'Holocène et ses subdivisions (Walker et al., 2018). Les données sont représentées sur la chronologie AICC2012.

Il existe de nombreux enregistrements visant à caractériser les variations de l'ISM à l'Holocène (Figure 4-2). Ils montrent généralement une période d'optimum *-plus ou moins longue-* au cours de laquelle les précipitations de mousson ont été les plus intenses, suivie d'un déclin *-plus ou moins progressif-* des précipitations jusqu'à aujourd'hui (Berkelhammer et al., 2013; Breitenbach, 2010; Contreras-Rosales et al., 2014; Dykoski et al., 2005; Fleitmann, 2003; Fleitmann et al., 2007; Gupta et al., 2003; Kudrass et al., 2001; Ponton, 2012) (Figure 4-3). Ces tendances sont généralement interprétées comme la conséquence des variations latitudinales de la position moyenne de l'ITCZ ou de la modification du gradient thermique océan-continent en réponse aux changements d'insolation estivale de l'hémisphère nord.

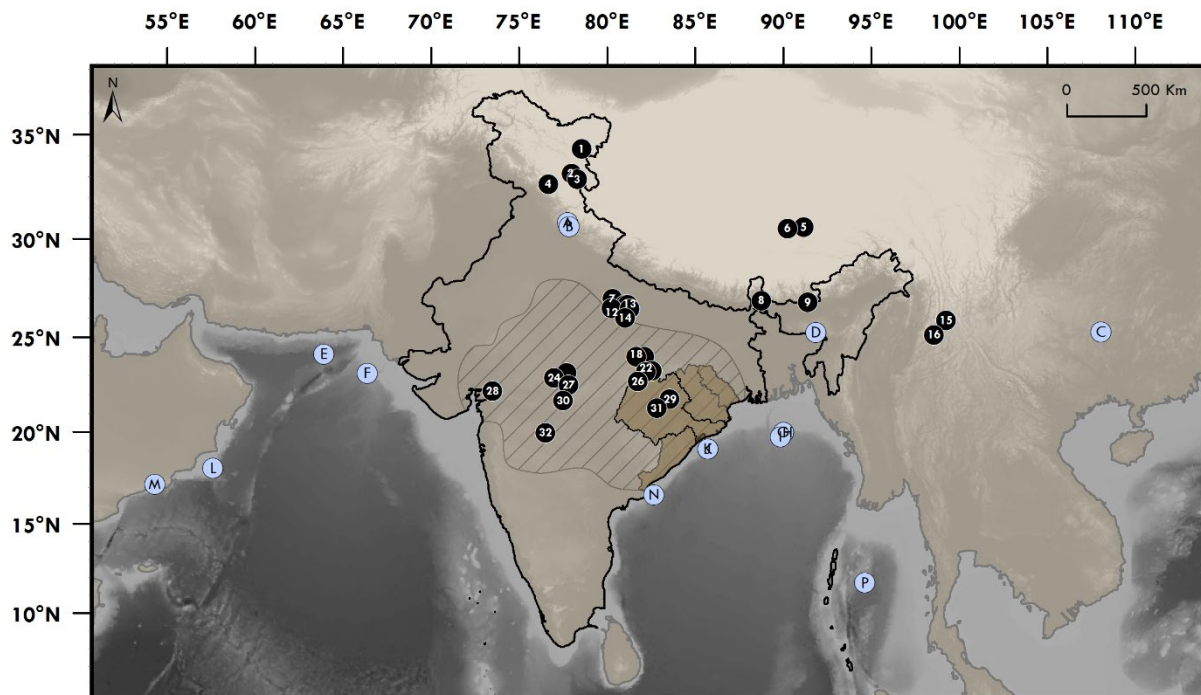


Figure 4-2 : Localisation des différents sites d'études de l'Holocène présentés dans les figures 2 et 4. Les ronds noirs correspondent aux enregistrements polliniques continentaux (Figure 4-3) (1. Rawat et al., 2015, 2. Demske et al., 2009, 3. Leipe et al., 2014, 4. Bali et al., 2017, 5. Cheung et al., 2014, 6. Zhu et al., 2015, 7. Trivedi et al., 2013, 8. Ghosh et al., 2015, 9. Basumatary et al., 2015, 10. Chauhan et al., 2015, 11. Tripathi et al., 2017, 12. Chauhan et al., 2004, 13. Saxena et al., 2015, 14. Sharma et al., 2006, 15. Jiang et al., 2019, 16. Zhang et al., 2020, 17. Chauhan et al., 2002, 18. Chauhan et al., 2020, 19. Quamar et Bera 2014, 20. Quamar et Bera 2015, 21. Quamar et Bera 2020, 22. Quamar et Bera 2017, 23. Quamar et Chauhan 2012, 24. Quamar et Nautiyal 2016, 25. Chauhan et al., 2013, 26. Chauhan et al., 2015, 27. Chauhan et Quamar 2012, 28. Prasad et al., 2014a, 29. Tripathi et al., 2014, 30. Chauhan et al., 1994, 31. Quamar et Kar 2020, 32. Prasad et al., 2014b, 33. Zorzi et al., 2015) tandis que les ronds bleus correspondent aux autres enregistrements marins et spéléothèmes continentaux (Figure 4-4) (A. Kathayat et al., 2017, B. Kathayat et al., 2016, C. Dykoski et al., 2005, D. Berkelhammer et al., 2012, E. Caley et al., 2011, F. Deplazes et al., 2013, G. Kudrass et al., 2001, H. Contreras-Rosales et al., 2014, I. Wang et al., 2022, J. McGrath et al., 2021, K. Clemens et al., 2021, L. Gupta et al., 2005, M. Fleitmann et al., 2003, N. Ponton et al., 2012, O. Tierney et al., 2016, P. Gebregiorgis et al., 2016). Chacune de ces deux catégories est ordonnée en fonction de la latitude. Le bassin versant du fleuve Mahanadi et des fleuves adjacents ont été mis en surbrillance. La zone hachurée correspond à la CMZ.

Pourtant, la comparaison de ces différents signaux met en évidence de larges différences (Figure 4-3), notamment en ce qui concerne le moment auquel se produit ces optimums, leurs amplitudes et leurs durées. Bien sûr, ces dissemblances peuvent être attribuées en partie à la diversité des traceurs utilisés ainsi qu'à la très large dispersion géographique des enregistrements (Herzschuh, 2006) (Figure 4-2). Bien que le domaine couvert par la mousson asiatique soit très large et supporte un climat largement dominé par la mousson estivale, des particularités régionales telles que l'influence de la mousson d'hiver du NE au sud de la péninsule ou encore les précipitations hivernales liées aux tempêtes cycloniques du jet d'ouest subtropical des moyennes latitudes (Dimri et al., 2015) complexifient les signaux en modulant l'amplitude des processus saisonniers. Par ailleurs, nous avons vu dans le chapitre 1 qu'il existe un décalage entre les observations réalisées sur chaque pic

interglaciaire spécifiquement de celles réalisées sur plusieurs cycles climatiques, soulignant l'intérêt d'étudier chaque interglaciaire au cas par cas.

En plus des différences relatives aux optimas d'ISM, les changements de l'intensité de l'ISM qui se sont opérés depuis la seconde moitié de l'Holocène jusqu'à aujourd'hui (période que l'on qualifie de « tardi-Holocène ») est également sujet de controverse, dont les enregistrements polliniques constituent un bon exemple. La Figure 4-4 représente de manière très synthétique les variations climatiques relatives déduites des enregistrements polliniques indiens, provenant principalement de lacs et de tourbières. Là-encore, les enregistrements ne s'accordent pas et présentent même des signaux complètement contradictoires : certains caractérisant une aridification du climat (diminution de l'ISM) exprimée par l'ouverture du paysage jusqu'à aujourd'hui (Basumatary et al., 2015; Chauhan et al., 2004; Cheung et al., 2014; Demske et al., 2009; Jiang et al., 2019; Leipe et al., 2014; S. Prasad et al., 2014; V. Prasad et al., 2014; Saxena et al., 2015; Tripathi et al., 2017, 2014; Trivedi et al., 2013; Zhu et al., 2015; Zorzi et al., 2015a) tandis que d'autres penchent plutôt pour une réactivation des précipitations de mousson (Bali et al., 2017; Chauhan, 2015, 2002, 2000, 1994; Chauhan et al., 2013; Quamar and Bera, 2020, 2017, 2015, 2014b; M.F. Quamar and Chauhan, 2012; Quamar and Kar, 2020; Quamar and Nautiyal, 2017). L'utilisation d'enregistrements polliniques continentaux comme traceurs des changements climatiques requiert une certaine prudence, puisque certains signaux et en particulier ceux provenant de petits lacs peuvent caractériser des changements davantage locaux que régionaux (Sanchez Goñi, 2022). Les enregistrements palynologiques marins, bien qu'actuellement très peu nombreux sur la marge indienne, intègrent un signal provenant des grands bassins versants fluviaux et retracent la variabilité climatique régionale (Morley and Morley, 2022).

Si la majeure partie des enregistrements régionaux (continentaux et marins) montrent une tendance à l'aridification, c'est-à-dire à une réduction importante de l'ISM jusqu'à aujourd'hui, les modalités de cette aridification sont débattues. Certaines données marines et continentales indiquent une transition douce et progressive, largement induite par l'insolation (Basumatary et al., 2015; Breitenbach, 2010; Contreras-Rosales et al., 2014; Fleitmann, 2003; Fleitmann et al., 2007), tandis que d'autres signalent plutôt une aridification irrégulière et plutôt ponctuée par des épisodes pluricentennaires et millénaires d'aridité continentale (Gupta et al., 2003; Ponton, 2012; Prasad et al., 2014; Sarkar et al., 2015). Le caractère variable de l'ISM au cours de l'Holocène intègre une question importante, plus généralement relative à la stabilité (ou à l'instabilité) du climat interglaciaire. L'instabilité millénaire de l'ISM a été mise en évidence par de nombreux enregistrements, plus particulièrement ceux s'intéressant à la variabilité climatique glaciaire (par exemple Deplazes et al., 2013; Lauterbach et al., 2020; Shakun et al., 2007; Zorzi et al., 2022). Lors de la dernière période glaciaire et de la terminaison I par exemple, la déstabilisation des calottes de l'hémisphère nord lors d'événements tels que le Younger Dryas et les événements d'Heinrich, aurait fortement impacté la mousson (par exemple Ali et al., 2018; Banakar et al., 2017; Contreras-Rosales et al., 2014; Dutt et al., 2015; Dykoski et al., 2005; Kudrass et al., 2001; Lechleitner et al., 2017; Sharma et al., 2006; Wang et



al., 2022). Bien que des changements abrupts de température aient également été enregistrés en Atlantique Nord au cours de l'Holocène, leur plus faible amplitude comparée aux événements des périodes glaciaires questionne sur la persistance des téléconnexions entre l'Atlantique Nord et la mousson indienne d'été lors des périodes interglaciaires. Des preuves d'épisodes de faible mousson, parfois récurrents, ont été enregistrés dans des archives continentales (Banerji and Padmalal, 2022; Menzel et al., 2014; S. Prasad et al., 2014; Sarkar et al., 2000) et marines (Burdanowitz et al., 2019; Gupta et al., 2005, 2003; Hong et al., 2003) et sont souvent associés aux refroidissements de l'Atlantique nord communément connus sous le nom d'événements de Bond (Bond, 2001). Ces événements auraient influencer le système de l'ISM par l'intermédiaire de réorganisations abruptes des circulations atmosphériques et océaniques, dont les modifications des gradients de température et de pression auraient finalement affaibli la cellule de Hadley lors de la mousson d'été, induisant de plus faibles précipitations sur le continent (Bhushan et al., 2018; Burdanowitz et al., 2020, 2019; Gupta et al., 2003; Menzel et al., 2014; Wang, 2005).

Les épisodes de faible mousson au cours de l'Holocène semblent avoir été bien plus dramatiques et persistants que ceux des enregistrements instrumentaux du siècle dernier, qui ne représentent pas toute la gamme de variabilité rapide naturelle de l'ISM (Gasse, 2000). Parmi eux, le pic d'aridité survenue lors de la transition entre le Northgrippien et le Meghalayen entre 4 et 5 ka cal BP environ constitue probablement l'épisode de sécheresse le plus intense survenu au cours de l'Holocène (Berkelhammer et al., 2013; Breitenbach, 2010; Dykoski et al., 2005; Kathayat et al., 2018; Leipe et al., 2014; Morrill et al., 2003; Prasad et al., 2014; Sarkar et al., 2000, 2015). En particulier, les enregistrements polliniques s'accordent à indiquer une expansion généralisée des savanes tropicales, dont l'origine (naturelle ou anthropique) est encore largement débattue (Quamar and Kar, 2022 et ceux qu'ils citent; Riedel et al., 2021). Les changements environnementaux rapides, de paysage et de climat, ont en effet provoqué des changements culturels, des famines et des déplacements des populations ayant pu conduire soit à l'essor soit au déclin d'anciennes civilisations (deMenocal, 2001; Giosan et al., 2012; Gupta et al., 2006; Misra, 2001; Quamar and Kar, 2022; Weiss and Bradley, 2001). Des preuves de pratiques agricoles naissantes ont été proposées dans le nord-est de l'Inde entre 12,5 et 10,8 ka avant notre ère, mais ces résultats semblent exagérés et des études supplémentaires sont nécessaires afin de mieux contraindre ces observations (Quamar and Kar, 2022). Il est essentiel de comprendre les variations naturelles de l'intensité de la mousson et de leurs conséquences sur les écosystèmes pour prévoir les changements environnementaux futurs et les distinguer des changements induits par l'homme.

Afin de comprendre comment la végétation du bassin versant du Mahanadi et des fleuves alentours est représentée dans l'assemblage pollinique du Site U1446, il est proposé dans un premier temps de nous focaliser sur la comparaison entre l'assemblage pollinique du dernier millénaire et la distribution réelle de la végétation actuelle. Ensuite, la traduction du signal pollinique en signal de mousson permettra de déterminer les forçages ayant conduit à la variabilité de l'ISM aux échelles orbitale et millénaire.

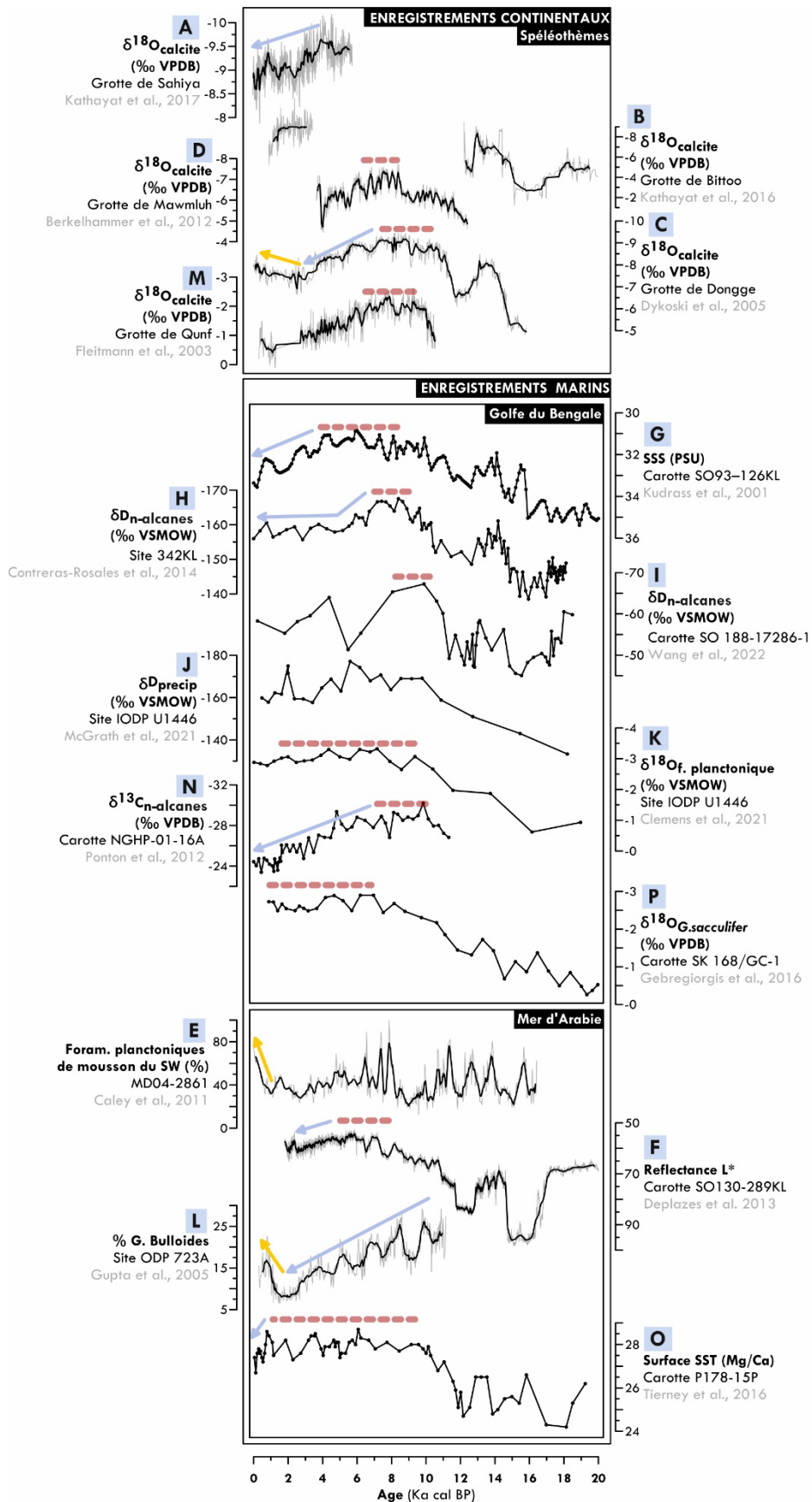


Figure 4-3 : Comparaison de différents enregistrements d'ISM sur les derniers 20 ka. Les traits épais en pointillé rouge indiquent les maximums d'ISM. Les flèches bleues soulignent la diminution de l'ISM sur la fin de l'Holocène. Les flèches jaunes montrent les enregistrements qui documentent une réactivation de l'ISM lors des derniers millénaires.

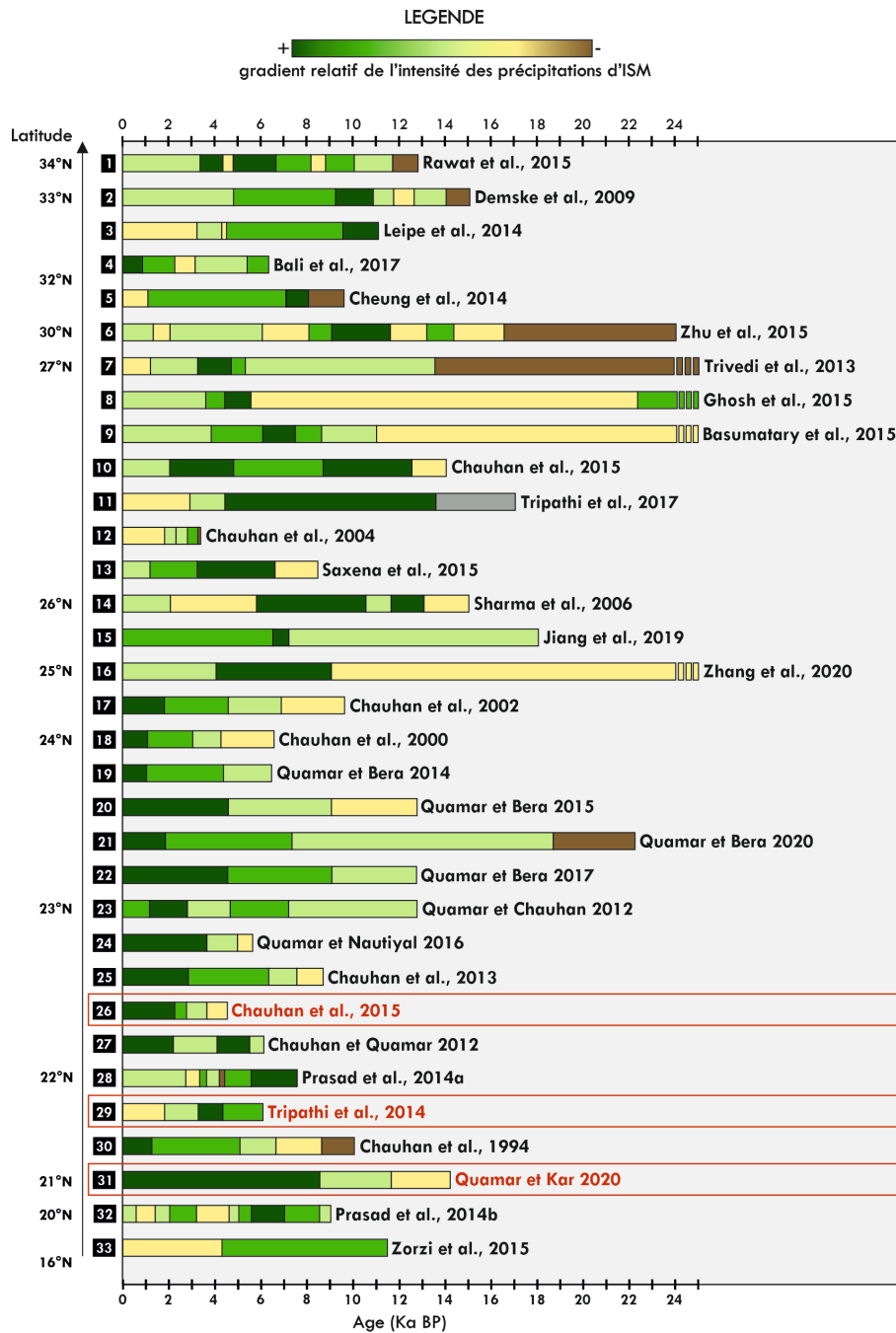


Figure 4-4 : Synthèse simplifiée des principaux enregistrements polliniques de l'ISM entre 24 ka BP et aujourd'hui en fonction de la latitude. Chaque enregistrement présenté ici étant caractérisé par un type de végétation spécifique du fait de leur très large dispersion géographique (figure 3), le code couleur utilisé ici ne représente ici que les changements relatifs de l'intensité des précipitations d'ISM tels que décrit dans les publications d'origine. Par exemple, pour les enregistrements localisés en région de haute altitude (numéros 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 15 et 16), les changements de végétation oscillent entre de la steppe alpine et le développement d'une forêt d'altitude (décidue ou de conifère selon la région). Pour les enregistrements de basse altitude de la péninsule indienne (autres numéros), a couleur verte indique le développement d'une forêt tropicale dont l'intensité du vert traduit le degré de densité de la forêt associé à des variations d'humidité. L'enregistrement numéro 33 constitue le seul enregistrement pollinique marin de cette synthèse, et son gradient d'humidité est basé sur le développement de la forêt côtière du delta de Godavari. Les enregistrements encadrés en rouge (numéros 26, 29 et 31) sont localisés sur le bassin versant du fleuve Mahanadi et constituent les enregistrements les plus proximaux du Site U1446.

## 2. Résultats

La Figure 4-5 présente le diagramme pollinique filtré en fonction de l'âge du sédiment, pour lequel les taxons très peu présents (moins de 5 % sur tous les échantillons) ne sont pas indiqués. Une version synthétique de ce diagramme est présentée dans la Figure 4-6, représentant les données polliniques sous forme de groupes écologiques qui seront systématiquement utilisés dans la suite de ce travail. En premier se trouvent les groupes constitués de tous les taxons dont les pourcentages ont été calculés sur la base de la somme principale :

- (i) **la mangrove** et les taxons associés marqueurs de la forêt côtière ;
- (ii) **la somme des grains de pollen arboréens** (AP pour *Arboreal Pollen*), contenant l'ensemble des taxons de forêt au sein de laquelle on peut distinguer différentes sous-catégories :
  - (iia) **la forêt sempervirente** qui regroupe les taxons arboréens marqueurs des forêts sempervirentes humides, semi-sempervirentes et qui peuvent aussi se trouver actuellement dans les forêts décidues humides ;
  - (iib) **les taxons ubiquistes de forêt tropicale**, incluant à la fois des taxons marqueurs de forêt sempervirente et de forêt décidue et dont la discrimination dans une catégorie spécifique est impossible de fait de leur large distribution ;
  - (iic) **la forêt décidue**, qui regroupe les taxons arboréens marqueurs des forêts décidues humides et sèches associés aux **épineux (iid)** puisqu'ils constituent ensemble le pôle le plus sec de la forêt tropicale ;
  - (iie) **les taxons arboréens non classés** ;
- (iii) **la somme des grains de pollen non arboréens ubiquistes** (NAP pour *Non Arboreal Pollen*) dont on peut distinguer :
  - (iiia) les **Cyperaceae** ;
  - (iiib) les **Poaceae** ;
  - (iiic) les **autres herbacées ubiquistes** (comme *Justicia*, *Asterioideae*, ou encore les *Lamiaceae*).
- (iv) les **xérophytes** (herbacées adaptées à l'aridité).

Enfin sont représentés les catégories des grains de pollen dont les pourcentages sont calculés sur la base de la somme totale :

- (v) les **taxons de forêt tempérée d'altitude** probablement originaires de la chaîne himalayenne ;
- (vi) les taxons de **plantes aquatiques** ;
- (vii) les **spores de ptéridophytes** ;
- et enfin (viii) les **grains indéterminables** (cassés, corrodés, pliés, cachés) et **indéterminés** (inconnus).

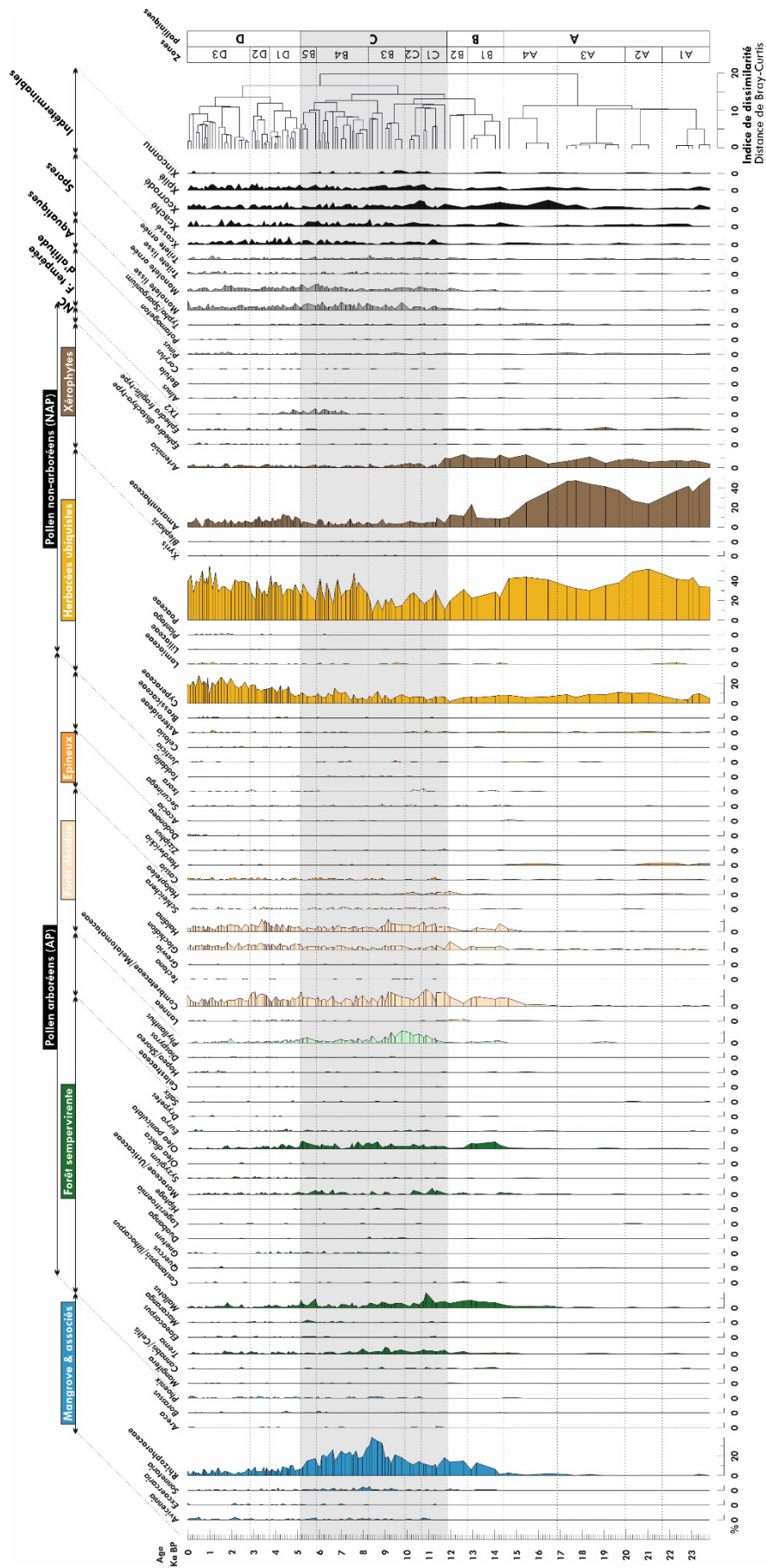


Figure 4-5 : Diagramme pollinique détaillé de la séquence stratigraphique des derniers 24 ka BP. Les données sont représentées en fonction de l'âge du sédiment. Les taxons très peu présents (moins de 5 % sur tous les échantillons) ne sont pas indiqués. A droite sont représentés l'analyse en cluster hiérarchiquement contrainte ainsi que les zones polliniques. La bande grise indique l'intervalle de plus forte ISM identifié entre 11,7 et 5 ka cal BP (zone pollinique C).



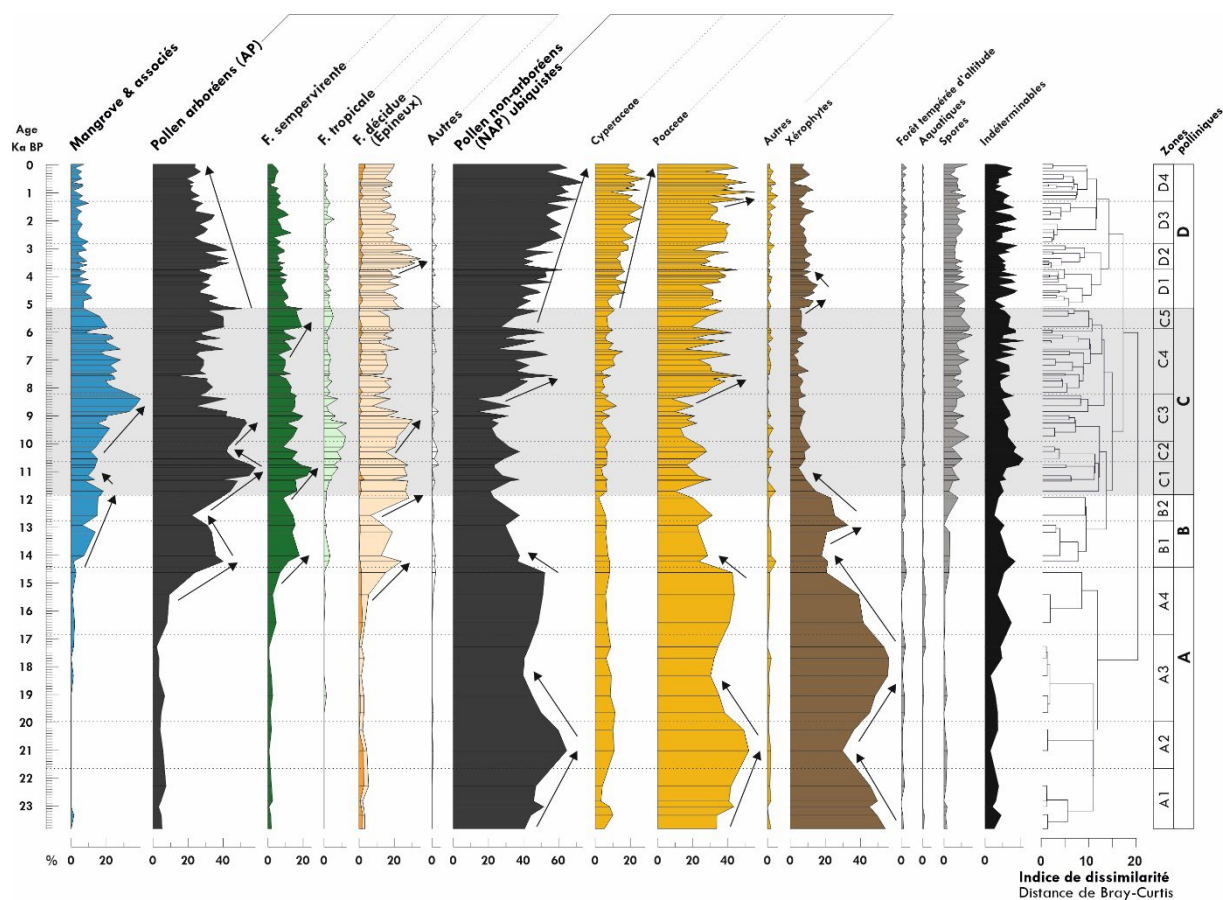


Figure 4-6 : Diagramme pollinique synthétique de la séquence stratigraphique des derniers 24 ka BP. Les données sont représentées en fonction de l'âge du sédiment. La catégorie des grains de pollen arboréens (AP) inclut la somme des taxons de forêt sempervirente, tropicale, décidue, épineux et autres AP. Celle des grains de pollen non arboréens ubiquistes (NAP ubiquistes) inclut la somme des Cyperaceae, Poaceae et autres herbacées ubiquistes. Comme pour la figure 5, à droite sont représentés l'analyse en cluster hiérarchiquement contrainte ainsi que les zones polliniques. La bande grise indique l'intervalle de plus forte ISM identifié entre 11,7 et 5 ka cal BP (zone pollinique C). Les flèches noires soulignent les principaux changements de végétation ayant permis la distinction des zones polliniques.

## 2.1. Description des changements de végétation des derniers 24 ka

L'enregistrement pollinique des derniers 24 ka cal BP du Site U1446 présente une très grande variabilité, avec des changements de végétation de très grande amplitude.

Entre 24 et 16,8 ka cal BP (zones polliniques A1 à A3 sur les Figure 4-5 et Figure 4-6), le paysage était généralement dominé par les xérophytes ( $\approx 45\%$  d'Amaranthaceae et  $\approx 8\%$  d'*Artemisia*), les Poaceae ( $\approx 40\%$ ) et les Cyperaceae ( $\approx 10\%$ ). La forêt tropicale n'était généralement que très peu développée, et la mangrove était absente. Cet assemblage caractérise un environnement très ouvert de steppe semi-aride. Outre le caractère généralement steppique de cet intervalle identifié par la prédominance des taxons adaptés à l'aridité, des variations de plus faible amplitude de la composition de la végétation se démarquent et ont permis l'identification de sous-zones polliniques, nommées de

A1 jusqu'à A4. De 24 à 16,8 ka cal BP, les zones polliniques A1, A2 et A3 sont marquées par des oscillations entre les pourcentages de Poaceae et de xérophytes, qui fluctuent entre  $\approx 60\%$  et  $40\%$  et entre  $\approx 50\%$  et  $30\%$  respectivement. La zone pollinique A4 (entre 16,8 et 14,4 ka cal BP) se distingue des précédentes puisque la diminution des herbacées xérophytes en particulier commence à laisser place au progressif développement de la forêt tropicale, tandis que les herbacées ubiquistes Poaceae et Cyperaceae sont encore largement dominantes.

Entre 14,4 et 11,8 (zone pollinique B sur les Figure 4-5 et Figure 4-6) se produit une phase de transition au cours de laquelle l'ensemble des herbacées ont diminué en faveur d'un développement plus important de la forêt tropicale, ce qui montre une fermeture progressive du paysage. Cependant cette transition n'est pas linéaire, et se décompose en deux phases. Entre 14,4 et 12,8 ka cal BP (zone pollinique B1), un épisode d'expansion de forêt tropicale est observé aussi bien pour les taxons décidus que sempervirents, tandis que les Poaceae et les xérophytes ont diminué de  $\approx 25\%$  et  $\approx 20\%$  respectivement. Bien que l'environnement semble s'être fermé progressivement avec le développement des taxons arboréens, les valeurs encore fortes d'herbacées montrent que le degré d'ouverture du paysage est resté élevé. Entre 12,8 et 11,8 ka cal BP, la zone pollinique B2 se caractérise par une réduction de la forêt tropicale au profit des taxons de Poaceae ( $\approx 25\%$ ) et surtout des Amaranthaceae (plus de  $20\%$ ) ce qui témoigne à nouveau d'un épisode de réouverture du paysage lors de cette transition. Les valeurs de mangrove ont augmenté en même temps que celles des taxons de la forêt tropicale, et atteint un premier pic ( $18\%$ ) à la fin de la zone pollinique B.

La période entre 11,8 et 5,1 ka cal BP (zone pollinique C sur les Figure 4-5 et Figure 4-6) se caractérise dans l'ensemble par des valeurs minimales de toute la fraction herbacée, aussi bien des xérophytes (Amaranthaceae et aussi *Artemisia*) que des herbacées ubiquistes (Poaceae et Cyperaceae), alors que les taxons arboréens de la forêt tropicale et de mangrove atteignent les valeurs maximales. Cet intervalle se distingue ainsi par la fermeture du paysage la plus prononcée de cette séquence pollinique. Comme précédemment, des changements de plus faible amplitude ont permis la distinction de sous-zones polliniques allant de C1 à C5. L'intervalle entre 11,8 et 8,2 ka cal BP (zones polliniques C1, C2 et C3) correspond dans l'ensemble à l'intervalle caractérisé par les plus forts pourcentages de forêt tropicale totale ( $58\%$  au point culminant), combinant les maxima des taxons de forêt décidue (Combretaceae/Melastomataceae, *Haldina* et *Glochidion* essentiellement), de forêt sempervirente (*Mallotus*, *Olea paniculata*, Moraceae/Urticaceae et *Trema* essentiellement) ainsi que les arbres et arbustes tropicaux ubiquistes (principalement représentés par *Phyllanthus*). En particulier, la zone pollinique C1 (entre 11,8 et 10,6 ka cal BP) marque un premier pic de forêt totale ( $58\%$ ), qui se trouve interrompu et chute brutalement à  $42\%$  entre 10,6 et 9,9 ka cal BP (zone pollinique C2). Par la suite, un second pic de forêt totale ( $53\%$ ) est détecté entre 9,9 et 8,2 ka cal BP (zone pollinique C3). A la fin de la zone C3, la mangrove, principalement représentée par le genre Rhizophoraceae atteint son expansion maximale. A partir de 8,2 ka cal BP (début de la zone pollinique C4), l'augmentation brutale des Poaceae de  $\approx 20\%$  à  $\approx 35\%$  indique une soudaine ouverture du paysage, et s'associe avec l'initiation d'un déclin progressif de la mangrove. A noter que cette ouverture n'est

identifiée que par l'augmentation de ces herbacées ubiquistes. Enfin, un épisode de rapide redéveloppement de la forêt tropicale, et en particulier de sa composante sempervirente (qui passe de 10 à presque 20 %) est enregistrée entre 5,9 et 5,1 ka cal BP (zone pollinique C5).

Enfin, la fin de la séquence stratigraphique, de 5,1 ka cal BP à aujourd'hui (zone pollinique D sur les Figure 4-5 et Figure 4-6) se caractérise par une augmentation graduelle des herbacées ubiquistes Poaceae et Cyperaceae qui passent en moyenne de 30 à 40 % et de 10 à plus de 20 % respectivement, par la légère ré-augmentation des xérophytes ainsi qu'à un décrochage entre les composantes de la forêt. En effet non seulement le taux de forêt sempervirente chute brutalement à 5,1 ka cal BP, mais un déclin progressif jusqu'à aujourd'hui est également observé (passant de  $\approx$  10 à 5 %) tandis que les taxons de forêt décidue persistent jusqu'à aujourd'hui avec des taux compris entre 15 et 20%. Quatre sous-zones polliniques ont été discriminées, D1 à D4. L'intervalle entre 5,1 et 3,7 ka cal BP (zone pollinique D1) est identifié en particulier par un développement plus important des herbacées xérophytes (qui passent de  $\approx$  6 à 14 %), associé à la chute des éléments sempervirents de la forêt tropicale (qui passent de  $\approx$  20 à 10 %). L'intervalle entre 3,7 et 2,8 ka cal BP (zone pollinique D2) est identifié par un développement soudain de forêt tropicale qui s'est exprimé exclusivement par les taxons décidus (Combretaceae/Melastomataceae et *Haldina* en particulier) qui sont passés de  $\approx$  20 à 30 %, alors que les taxons sempervirents ont continué leur décroissance. Pour finir, les derniers 2,8 ka se caractérisent par le renforcement du développement des herbacées ubiquistes Poaceae et Cyperaceae au détriment de la forêt tropicale. La mangrove reste faiblement représentée ( $\approx$  5 %), et les herbacées xérophytes oscillent entre 5 et 13 %. A partir de 1,3 ka cal BP (zone pollinique D4), l'ouverture du paysage s'est intensifiée par une brutale augmentation des Poaceae.

## 2.2. Caractérisation des changements rapides de forêt tropicale et de leur cyclicité

La description des changements de composition de l'assemblage pollinique précédemment exposée révèle des changements rapides et parfois récurrents de la végétation à l'échelle pluri-centenaire et millénaire qui se superposent aux changements à long terme (Figure 4-5 et Figure 4-6), et ont été spécifiquement mis en évidence par les flèches noires sur la Figure 4-6.

Nous avons vu qu'entre 24 et 14,4 ka cal BP (zones polliniques A1, A2, et A3) les changements rapides de la végétation s'exprimaient spécifiquement par des oscillations relatives entre les Poaceae et les xérophytes (Amaranthaceae en particulier) entre  $\approx$  30 et 50 % chacun (Figure 4-7). Ces oscillations indiquent la prédominance d'un paysage steppique tout au long de cette période, mais dont les proportions des constituants ont changé au cours du temps.

Cependant à partir de 14,4 ka cal BP jusqu'à aujourd'hui, les changements rapides de la végétation se sont exprimés par une alternance entre le développement des composants arboréens de la forêt tropicale et des herbacées (ubiquistes et xérophytes). Nous choisissons de nous intéresser spécifiquement aux phases de développement de forêt tropicale, et identifions cinq intervalles



différents, correspondant aux zones polliniques B1, C1, C3, C5 et D2 (Figure 4-5 et Figure 4-6). Comme le montrent la Figure 4-7 et le Tableau 4-1, chacun de ces épisodes est caractérisé par des proportions différentes de taxons décidus et sempervirents.

<b>Dates et durée de l'intervalle</b>	<b>Zone pollinique correspondantes</b>	<b>Caractéristiques polliniques</b>
De 14,4 à 12,8 ka cal BP Soit une durée de 1,6 ka	B1	Les $\approx 35\%$ de forêt tropicale totale se répartissent en $\approx 17\%$ de taxons décidus et $\approx 15\%$ de taxons sempervirents. Cet épisode se distingue aussi par le taux encore important des xérophytes ( $\approx 20\%$ ).
De 11,8 à 10,6 ka cal BP Soit une durée de 1,2 ka	C1	Ceux des épisodes sont caractérisés par des niveaux équivalents de forêt tropicale totale ( $\approx 50\%$ ) avec des proportions équivalentes des taxons décidus ( $\approx 25\%$ ) et sempervirents ( $\approx 16\%$ ). Tous deux sont également associés à une réduction maximale de la fraction herbacée et en particulier un minimum des xérophytes.
De 9,9 à 8,2 ka cal BP Soit une durée de 1,7 ka	C3	
De 5,9 à 5,1 ka cal BP Soit une durée de 0,8 ka	C5	Ici, les $\approx 40\%$ de forêt tropicale totale, avec quasiment la moitié de taxons sempervirents ce qui n'a jamais été le cas auparavant ( $18\%$ de taxons sempervirents et $17\%$ de décidus)
De 3,7 à 2,8 ka cal BP Soit une durée de 0,9 ka	D2	Ici les $\approx 36\%$ de forêt tropicale sont exprimés quasi-uniquement par les taxons décidus ( $\approx 29\%$ ) tandis que les taxons sempervirents sont largement minoritaires ( $\approx 7\%$ )

*Tableau 4-1 : Caractéristiques et description pollinique des intervalles d'expansion de la forêt tropicale totale (zones polliniques B1, C1, C3, C5 et D2) survenus au cours des derniers 14,4 ka.*

Une analyse spectrale des données polliniques a été réalisée afin de déterminer la présence d'éventuelles cyclicités. Pour cela, les données de forêt totale, sempervirente et décidue ont été lissées par la méthode LOWESS. L'extraction des résidus nous a permis de séparer la variabilité haute fréquence de l'enregistrement. Ensuite, des périodogrammes et des analyses en ondelettes ont été réalisés sur les résidus afin mettre en évidence les cyclicités ainsi que déterminer leur expression et leur distribution le long de l'enregistrement. Ces analyses ont été effectuées sur les derniers 15 ka, pendant la période d'expansion de la forêt tropicale.

Les résultats montrent que quel que soit le type de forêt considéré, un pic majeur correspondant à une cyclicité d'une période de  $\approx 2,6 - 2,7$  ka apparaît dans chaque signal, avec une significativité systématiquement supérieure à  $90\%$  (Figure 4-8). De plus, il apparaît que cette cyclicité est particulièrement bien identifiée dans les résidus de forêt sempervirente, où le pic atteint même  $99\%$  de significativité. Associées aux périodogrammes, les analyses en ondelette révèlent que la cyclicité de  $\approx 2,7$  ka est persistante sur l'ensemble de l'enregistrement excepté sur les derniers 3 ka. La

disparition de cette cyclicité à partir de 3 ka cal BP est néanmoins à prendre avec précaution puisqu'elle se situe au niveau du cône d'influence.

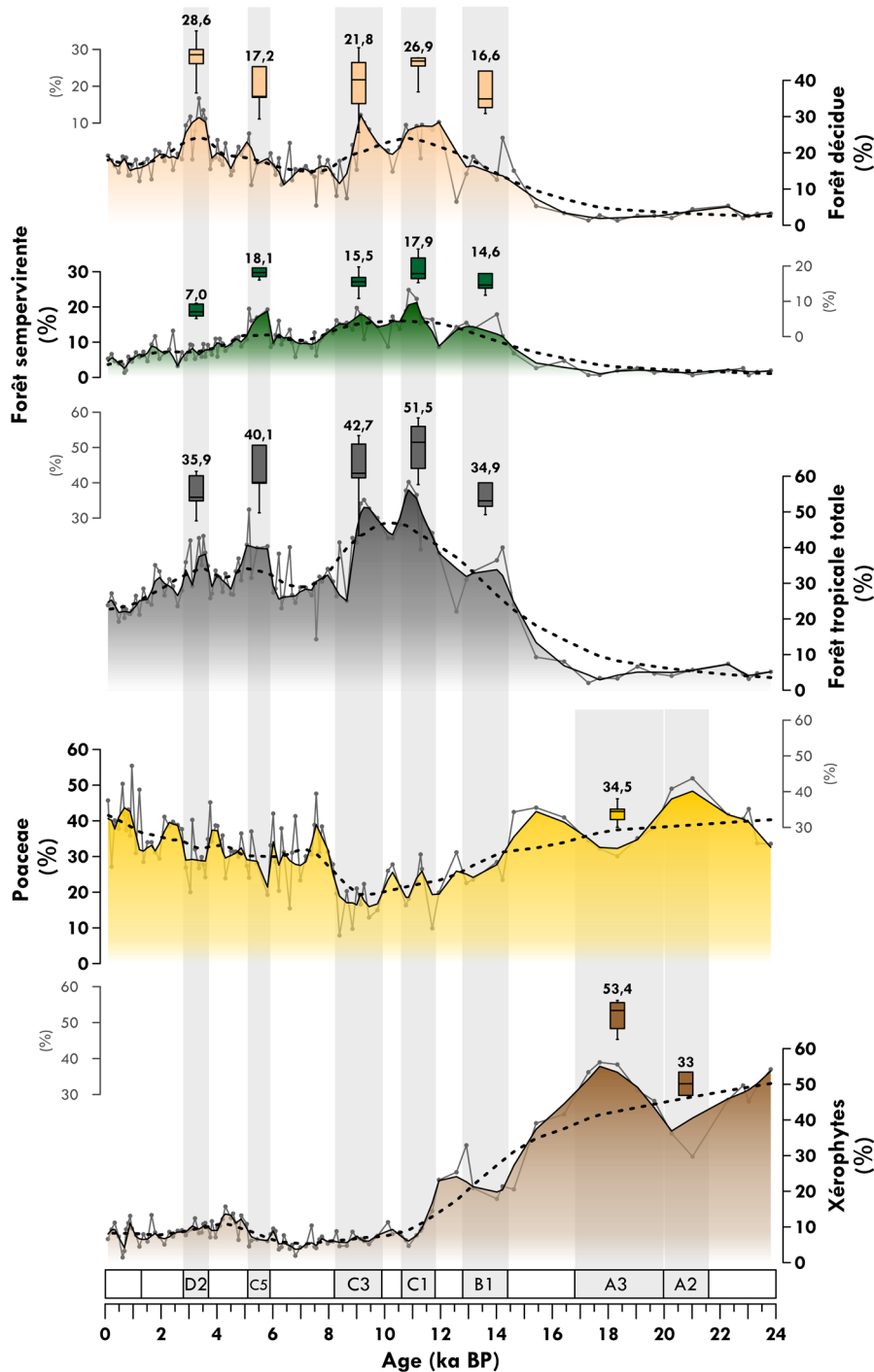


Figure 4-7 : Représentation des données polliniques du Site U1446 et mise en avant des intervalles de variabilité rapide (identifiés par les bandes grises la zone pollinique correspondante). Les données brutes sont lissées par la méthode LOWESS avec un (i) un fort degré de lissage (0,2) afin de mettre en avant la tendance à long terme (courbe épaisse en pointillé) puis (ii) avec un degré de lissage plus faible (0,05) afin de mettre en avant les changements rapides de végétation (courbe fine noire pleine). Les boîtes à moustache (associés aux axes en gris clair) représentent la distribution des pourcentages des échantillons au sein de chacun de ces intervalles, de sorte à comparer leurs compositions moyennes. Les valeurs indiquées correspondent aux médianes des boîtes à moustache.

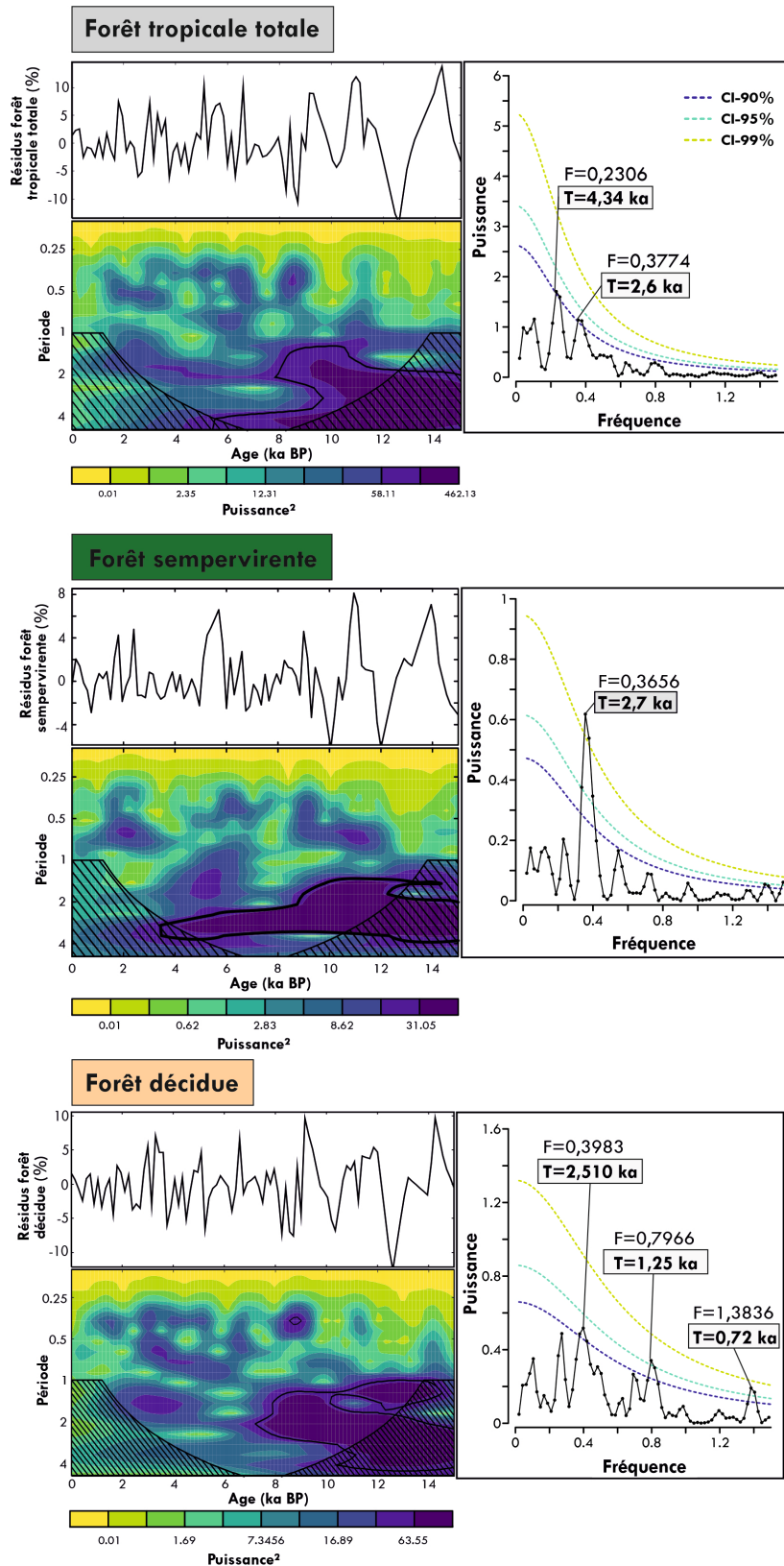


Figure 4-8 : Analyses en ondelettes et périodogrammes réalisés sur les résidus des signaux de forêt tropicale totale (en haut), de forêt sempervirente (au milieu) et de forêt décidue (en bas) du Site U1446 sur les derniers 15 ka. Les pics majeurs dont la significativité dépasse 90 % sont indiqués ainsi que leurs périodicités correspondantes. Puisqu'un pas d'échantillonnage constant était requis pour les analyses en ondelette, les séries ont été interpolées linéairement avec un pas d'échantillonnage de 150 ans (voir chapitre 3). La zone hachurée correspond au cône d'influence, tandis que la ligne noire souligne les bandes qui sont significatives à 90 %.

### 2.3. Des marqueurs de l'activité anthropique ?

Puisque l'Holocène coïncide avec l'émergence des civilisations humaines dont les activités ont pu profondément modifier l'environnement (Giosan et al., 2012; Misra, 2001; Quamar and Kar, 2022), nous nous sommes questionnés sur les causes de l'ouverture de la végétation que nous observons à partir de 8,2 ka cal BP (début de la zone pollinique C4), qui s'est particulièrement renforcé à partir de 1,3 ka cal BP (début de la zone pollinique D4) avec l'augmentation brutale des Poaceae. La reconstitution de l'impact anthropique sur l'environnement à l'aide de la palynologie doit être étayée par la présence ou l'absence de « marqueurs anthropiques ». Ces marqueurs peuvent être distingués en plusieurs catégories : il y a les marqueurs dits primaires ou adventices, qui désignent les espèces introduites artificiellement par l'Homme, intentionnellement ou non, dont on est certain qu'elles n'étaient pas présentes naturellement dans le milieu. Ces marqueurs constituent donc des indicateurs évidents et fiables d'activités humaines, puisque leur interprétation ne comporte aucune ambiguïté. Ensuite il y a les marqueurs dits secondaires ou apophytes, qui correspondent aux espèces indigènes, c'est-à-dire naturellement présentes dans le milieu, mais dont le développement est favorisé par les activités humaines. Ces marqueurs sont moins fiables car discutables, mais fournissent également des informations concernant l'impact anthropique sur les paysages (Quamar and Kar, 2022). Enfin, d'autres taxons se développant préférentiellement en lisière de forêt peuvent être considérés comme marqueurs de l'ouverture de la végétation potentiellement par défrichement. Ils pointent donc les environnements perturbés, sans donner d'indication sur l'origine de la perturbation (activité anthropique, érosion des sols, incendies) (Anupama et al., 2000). Les morphotypes utilisés comme marqueurs de ces catégories sont résumés dans le Tableau 4-2.

<p>Marqueurs primaires Représentent les espèces introduites par l'Homme</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <i>Cerealia</i></li> <li>- <i>Tecoma</i></li> <li>- <i>Casuarina</i></li> <li>- <i>Euphorbia</i></li> <li>- <i>Ricinus</i></li> <li>- <i>Leucaena</i></li> <li>- <i>Tamarindus</i></li> <li>- <i>Plantago lanceolata</i></li> </ul>
<p>Marqueurs secondaires Représentent les espèces indigènes favorisées par l'activité humaine</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <u>Amaranthaceae</u></li> <li>- <u>Caryophyllaceae</u></li> <li>- <u>Brassicaceae</u></li> <li>- <u>Polygonaceae</u></li> <li>- <u>Artemisia</u></li> <li>- <u>Cannabis</u></li> <li>- <u>Alternanthera</u></li> <li>- <u>Moraceae/Urticaceae</u></li> <li>- <i>Rumex</i></li> <li>- <u>Borreria</u></li> </ul>
<p>Marqueurs de perturbation Indiquent une perturbation du milieu (ouverture, défrichage)</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <u>Asterioideae</u></li> <li>- <i>Acacia</i></li> <li>- <u>Ziziphus</u></li> <li>- <u>Randia</u></li> <li>- <u>Dodonea</u></li> </ul>

	<ul style="list-style-type: none"> <li>- <u>Canthium</u></li> <li>- <u>Lepidagathis</u></li> <li>- <u>Tribulus</u></li> <li>- <u>Phoenix</u></li> <li>- <u>Securinega</u></li> <li>- <u>Lamiaceae</u></li> <li>- <u>Blepharis</u></li> <li>- <u>Justicia</u></li> </ul>
--	---

Tableau 4-2 : Classification des marqueurs polliniques couramment utilisés en Inde pour caractériser des perturbations d'origine anthropiques (Anupama et al., 2000, Quamar et Kar, 2022). Les morphotypes soulignés correspondent aux marqueurs ayant été identifiés dans au moins un échantillon du Site U1446 au cours des derniers 15000 ans .

Seuls quelques grains de marqueurs anthropiques primaires (*Ricinus* uniquement) ont été observés mais de manière très sporadique, et surtout sans tendance à l'augmentation jusqu'à aujourd'hui (Figure 4-9). Les marqueurs secondaires, qui sont principalement représentés par les Amaranthaceae, sont en revanche très fréquents tout au long de l'enregistrement avec des valeurs systématiquement supérieures à 5 % et de façon continue sur l'ensemble du signal. Enfin, les grains de pollen marqueurs de perturbation du milieu sont faiblement retrouvés, mais de façon continue tout au long de l'enregistrement. Bien qu'il ne soit pas couramment utilisé comme marqueur de perturbation, nous observons cependant l'apparition du taxon *Dodonea* le long des derniers 800 ans. Correspondant à l'espèce *Dodonea viscosa*, il s'agit d'un arbuste de la famille des Sapindaceae qui, d'après Champion and Seth (1968) se retrouve à la fois dans les régions au sol très pauvre, dénudé et durci ainsi que dans les stades ultimes de dégradation des forêts décidues. La détection certes faible ( $\approx 1\%$ ), mais systématique de ce taxon jamais retrouvé auparavant constitue la preuve la plus fiable que nous ayons d'une perturbation du milieu survenue dans cet enregistrement. Ce marqueur reste pourtant largement mineur, et l'absence totale de marqueurs anthropiques primaires suggère une très faible perturbation du milieu par l'Homme.

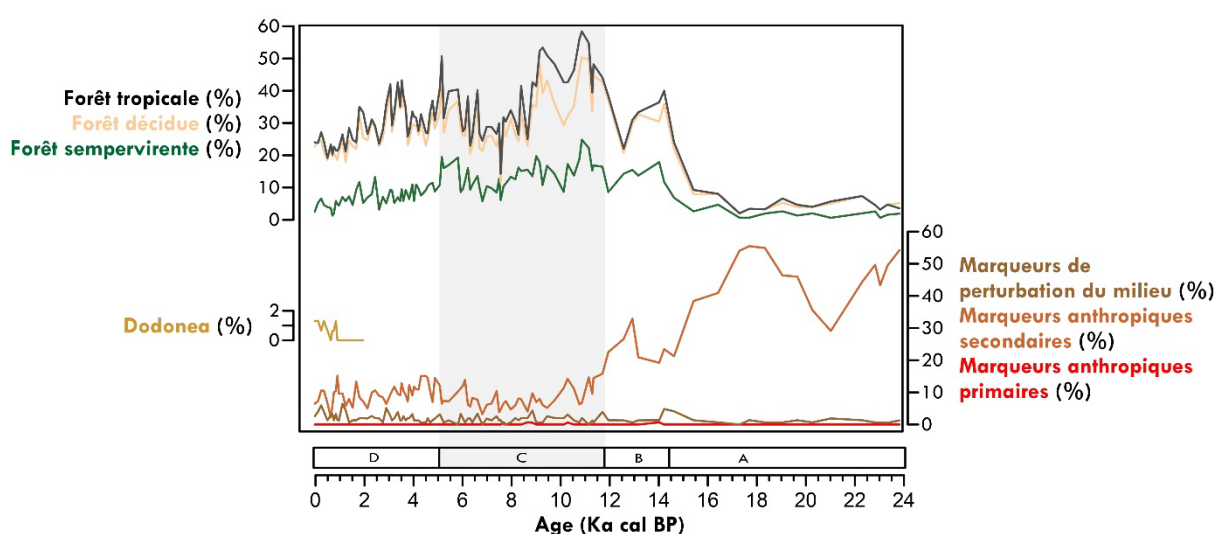


Figure 4-9 : Représentation des marqueurs anthropiques primaires, secondaires, de perturbation du milieu au cours des derniers 24 ka ainsi que de *Dodonea* le long des derniers 2 ka. Les forêts tropicales totale, sempervirente et décidue ainsi que les super zones polliniques sont indiquées comme repères stratigraphiques.

### 3. Interprétation et discussion

Avant de nous intéresser aux forçages ayant déterminé les changements de la végétation et de l'ISM aux échelles de temps orbitales et millénaires, il est nécessaire de comprendre comment la végétation actuelle et récente est représentée dans les échantillons les plus récents du Site U1446. Pour cela, nous nous concentrerons dans un premier temps sur la végétation de la zone pollinique la plus récente (D4, qui contient les derniers 1300 ans) et la comparerons avec les cartes de distribution potentielles de la végétation présentées en CHAPITRE 2.

#### 3.1. La végétation des derniers 1300 ans et sa représentativité dans les sédiments récents du Site U1446

Les derniers 1300 ans représentent la dernière zone pollinique du diagramme identifiée par classification hiérarchique contrainte. On n'y observe pas de tendance sur la durée de la période sinon des fluctuations des pourcentages de certains taxons autour d'une valeur moyenne, comme les Poaceae par exemple qui varient entre environ 27% pour la valeur la plus faible d'un échantillon et environ 55% pour la valeur la plus élevée. Cette dernière zone pollinique caractérisant la végétation des derniers 1300 ans intègre donc vraisemblablement la variabilité moyenne de chacun des taxons représentatifs de la végétation récente apportée et enfouie sur la marge. C'est à partir de cela que la composition moyenne de l'assemblage pollinique pour cet intervalle a été défini (Figure 4-10).

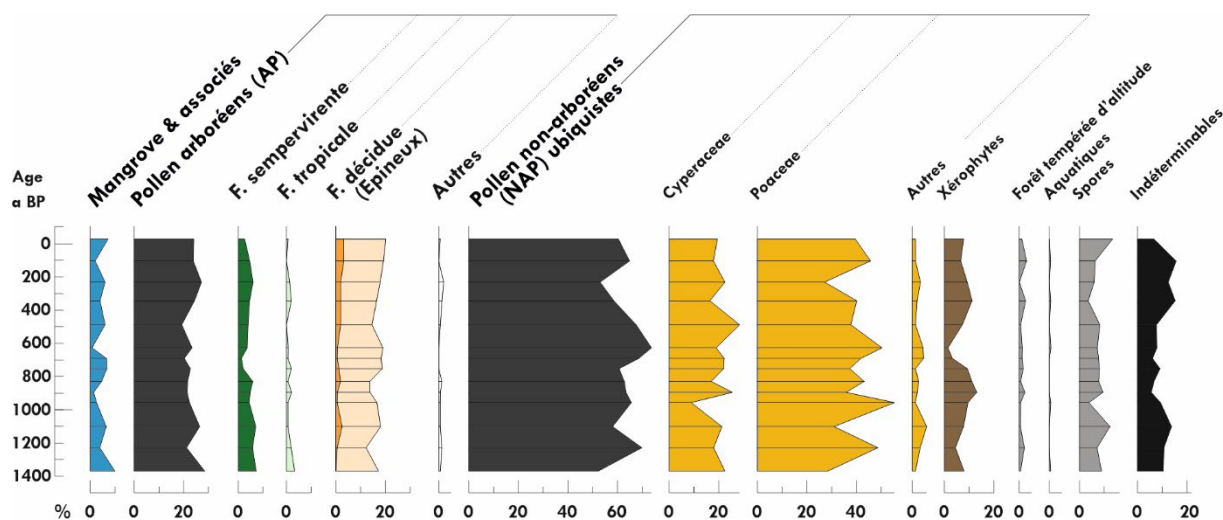


Figure 4-10 : Diagramme pollinique synthétique identique à la figure 6 mais représentant les derniers 1300 ans uniquement.

L'assemblage pollinique au cours des derniers 1300 ans (Figure 4-10) est très largement dominé par la strate herbacée qui représente en moyenne  $\approx 63\%$  de l'assemblage total (avec  $\approx 40\%$  de Poaceae,  $\approx 20\%$  de Cyperaceae et  $\approx 3\%$  d'autres ubiquistes). La forêt tropicale constitue  $\approx 23\%$  de l'assemblage total, comprenant  $\approx 17\%$  de taxons décidus,  $\approx 5\%$  de taxons sempervirents,  $\approx 1\%$  de

taxons largement répandus et < 1% d'autres non classés. La mangrove n'est que peu représentée, 5% en moyenne. La forêt tropicale est la composante du spectre pollinique qui comprend le plus de diversité, et pour laquelle la détermination des marqueurs pollinique est cruciale pour faire le lien entre assemblage pollinique et végétation réelle (voir chapitre 3). Le Tableau 4-3 présente l'abondance moyenne des taxons inclus dans les groupes de forêt présentés ci-dessus. La forêt décidue, qui est la plus développée durant cet intervalle, est principalement représentée par les Combretaceae/Melastomataceae ( $\approx 6\%$ ), *Haldina* ( $\approx 4,2\%$ ) et *Glochidion* ( $\approx 4\%$ ). Les taxons *Cassia*, *Dodonea*, *Schleichera*, *Lannea*, *Tectona*, *Holoptelea*, *Grewia*, *Hardwickia* et *Madhuca* sont présents mais en très faibles proportions (< 1%), ce qui représente seulement un ou deux grains de pollen identifiés sur l'ensemble de la période. Bien que la forêt sempervirente soit largement moins développée dans l'assemblage comparée à la forêt décidue, sa présence s'exprime par une plus grande diversité de taxons retrouvés avec 21 taxons différents pour la forêt sempervirente contre seulement 12 pour la forêt décidue (Tableau 4-3). Les principaux marqueurs de la forêt sempervirente sont retrouvés en de très faibles pourcentages : *Mallotus* ( $\approx 0,8\%$ ), les Moraceae/Urticaceae ( $\approx 0,5\%$ ), *Olea paniculata* et *Trema* (tous deux à 0,4%). Enfin, les autres taxons arboréens largement répandus tels que *Hopea/Shorea*, *Securinega*, *Phyllanthus* ou *Diospyros*, se retrouvent là encore en faibles proportions (< 1%).

Taxons de forêt sempervirente		Taxons de forêt décidue		Autres taxons arboréens	
<1 %	<i>Mallotus</i>	6 %	Combretaceae/Melastomataceae	<1 %	<i>Hopea/Shorea</i>
<1 %	Moraceae/Urticaceae	4,2 %	<i>Haldina</i>	<1 %	<i>Securinega</i>
<1 %	<i>Olea paniculata</i>	4 %	<i>Glochidion</i>	<1 %	<i>Phyllanthus</i>
	<i>Trema</i>	<1 %	<i>Cassia</i>	<1 %	<i>Diospyros</i>
<1 %	<i>Eurya</i>	<1 %	<i>Dodonea</i>	<0,1 %	Celastraceae
	<i>Gnetum</i>	<1 %	<i>Schleichera</i>		Acacia
	<i>Syzygium</i>	<1 %	<i>Lannea</i>		<i>Canthium</i>
<1 %	<i>Ligustrum</i>	<1 %	<i>Tectona</i>		<i>Ixora</i>
<0,1 %	<i>Areca</i>	<0,1 %	<i>Holoptelea</i>		Sapotaceae
	<i>Elaeocarpus</i>		<i>Grewia</i>		
	<i>Semecarpus</i>		<i>Hardwickia</i>		
	<i>Cannabis/Celtis</i>		<i>Madhuca</i>		
	<i>Macaranga</i>				
	<i>Quercus</i>				
	<i>Bridelia/Cleistanthus</i>				
	<i>Drypetes</i>				
	<i>Mangifera</i>				
	<i>Castanopsis/Lithocarpus</i>				
	<i>Salix</i>				
	<i>Bombax</i>				
<i>Aglaia</i>					

Tableau 4-3 : Tableau indiquant les abondances moyennes des taxons inclus dans les groupes de forêt tropicale (sempervirente, décidue et les autres taxons largement répandus et non classifiés). Les taxons sont indiqués par ordre d'abondance.

L'assemblage pollinique récent du site U1446 présente une végétation ouverte de type savane arborée, largement dominée par les herbacées (notamment les Poaceae et les Cyperaceae, tandis que

les autres herbacées sont peu représentés). La strate arborée de l'assemblage est principalement représentée par les taxons décidus Combretaceae/Melastomataceae, *Haldina* et *Glochidion*. Les taxons *Tectona* et *Hopea-Shorea* sont identifiés, bien qu'en de très faibles proportions. Les taxons de forêt sempervirente humide et semi-sempervirente sont présents mais en faibles proportions. Bien qu'ils soient faiblement représentés, les taxons qui marquent la présence de ce type de forêt dans notre enregistrement sont principalement *Mallotus*, Moraceae/Urticaceae, *Olea paniculata* et *Trema*. Comme le montrent les cartographies de végétation potentielle de (Champion and Seth, 1968) et de (Gausson, 1992) (cf. chapitre 2), ces résultats sont tout à fait cohérents avec la distribution actuelle de la végétation sur le bassin versant car ils représentent les constituants dominants des formations potentielles actuelles décidues humides et sèches, pour lesquelles les pluies polliniques ne peuvent être différenciées (Barboni et al., 2003; Bonnefille et al., 1999). Les marqueurs polliniques des forêts de sal (*Hopea/Shorea*) et de teck (*Tectona*) sont identifiés mais en de très faibles proportions (< 1%), ce qui est cohérent avec les études continentales ayant démontré la large sous-représentation de ces taxons dans les pluies polliniques, même lorsqu'ils constituent des éléments dominants de la canopée (Quamar and Kar, 2019). En outre, les marqueurs de forêt sempervirente et semi-sempervirente correspondent à ceux précédemment identifiés dans la littérature comme marqueurs polliniques de la pluie pollinique moderne des forêts sempervirentes des Ghâts occidentaux (Anupama et al., 2000; Barboni et al., 2003; Bonnefille et al., 1999). Leur identification, bien qu'en de faibles proportions, est également cohérente avec la distribution de la végétation potentielle actuelle de la végétation, pour laquelle seule une petite partie du bassin versant, proche de la côte, est occupée par ce type de végétation (voir les cartographies du CHAPITRE 2). Finalement, l'assemblage pollinique des échantillons les plus récents du site U1446 semblent représenter fidèlement la composition de la végétation continentale du bassin versant du Mahanadi.

En outre, la bonne correspondance entre les marqueurs polliniques retrouvés et la végétation potentielle du bassin versant du Mahanadi certifie la provenance des grains de pollen. En effet si des grains avaient été transportés depuis le sud de la péninsule (bassins versants de Godavari notamment), nous aurions alors retrouvé des morphotypes correspondants aux formations épineuses, tels qu'identifiés dans la carotte NGHP-01-16A (Zorzi et al., 2015a), ce qui n'est pas le cas. De la même manière, les grains de pollen caractéristiques des formations tempérées, subtropicales et tropicales sempervirentes humides provenant de l'Himalaya et de l'Assam ne sont retrouvés qu'en de très faibles proportions, et de manière constante tout au long de l'enregistrement ; ce qui ne soutient pas une contribution importante de ces régions dans les apports polliniques du Site U1446.

### **3.2. Variabilité orbitale de la végétation et des précipitations apportées par l'ISM**

De 24 à 14,4 ka cal BP (zones polliniques de A1 à A4), la végétation est de type steppe semi-aride dominée par les Amaranthaceae, Poaceae et *Artemisia*. La forêt tropicale est très peu développée. Les quelques rares taxons de forêt retrouvés à cette période correspondent



principalement aux marqueurs de la forêt décidue (ex : Combretaceae/Melastomataceae, *Cassia*, *Glochidion*, *Holoptelea*), et d'autres comme *Hardwickia*, un arbre aujourd'hui caractéristique des forêts de Teck très sèches (Champion and Seth, 1968) (Figure 4-5). Les taxons marqueurs de la forêt sempervirente humide (*Trema*, *Mallotus*, Moraceae/Urticaceae, *Olea paniculata*) sont sporadiquement présents durant cette période, ce qui suggère la présence de quelques lambeaux de forêt sempervirente, probablement restreints en altitude sur les bordures du bassin versant, là où l'humidité nécessaire à leur subsistance était supérieure. Cet assemblage traduit des conditions d'intense aridité continentale témoignant de faibles précipitations et d'une circulation d'ISM particulièrement faible. De nombreux travaux ont démontré que cette période, qui correspond à la fin de la dernière période glaciaire incluant le dernier maximum glaciaire (DMG) étaient caractérisées par des conditions particulièrement arides dans de nombreuses régions tropicales soumises au phénomène de mousson, comme par exemple en Inde (Basumatary et al., 2015; Ghosh et al., 2015; Huguet et al., 2018; Kathayat et al., 2016; Kumaran et al., 2013; Quamar and Bera, 2020; Shakun et al., 2007; Trivedi et al., 2013; Zhang et al., 2020; Zorzi et al., 2022), du côté asiatique oriental (Chabangborn et al., 2014; Jiang et al., 2019; Yuan, 2004) ou encore en Afrique orientale (Fersi et al., 2016; Tierney and deMenocal, 2013). L'aridité qui caractérise le DMG est généralement attribuée à une réduction du transport transéquatorial de la chaleur et de l'humidité atmosphérique associée à un déplacement vers le sud de l'ITCZ (Clemens et al., 1991; Sirocko et al., 1993), qui en Inde, aurait été renforcée par des rétroactions internes telles que la diminution des SST en mer d'Arabie et le bas niveau marin (DiNezio et al., 2018; Zorzi et al., 2022).

La séquence pollinique de l'Holocène peut être découpée en trois phases. Une première phase entre 11,8 et 8,2 ka cal BP (zones polliniques C1 à C3) caractérisée par le développement maximal de forêt tropicale totale comprenant les maximas des taxons sempervirents et décidus, associé à un minimum des herbacées xérophytes. Cet intervalle est donc la période la plus humide de l'Holocène. Ensuite l'ouverture du paysage à 8,2 ka cal BP identifiée par l'augmentation des Poaceae indique le passage vers une savane arborée, donc un paysage plus ouvert. Bien que l'ouverture de la forêt tropicale suggère une réduction des précipitations de mousson par rapport à l'intervalle précédent, la représentation encore importante de forêt sempervirente et le minimum des xérophytes indiquent clairement que l'intensité des précipitations d'ISM étaient largement plus forte qu'aujourd'hui. Enfin, la diminution des éléments de la forêt sempervirente associés à l'augmentation progressive du couvert herbacées au cours des derniers 5,1 ka suggère une diminution progressive de l'intensité de l'ISM jusqu'à aujourd'hui. Les changements de végétation et d'intensité de l'ISM coïncident avec les limites stratigraphiques qui définissent les trois étages de la période Holocène, à savoir le Greenlandien, le Northgrippien et le Meghalayen (Figure 4-1). Nos résultats supportent ainsi la distinction de ces trois époques et indiquent que l'évolution de l'ISM a suivi les changements globaux ayant induit ces subdivisions (Walker et al., 2018).

L'ouverture de la végétation que nous observons à partir de 8,2 ka cal BP, qui survient après le développement maximal d'une forêt tropicale dense et humide constitue un signal fortement

représentatif de l'évolution des écosystèmes continentaux en Inde à l'Holocène. Bien que la comparaison avec des enregistrements continentaux suscite une certaine prudence vis-à-vis des processus locaux influençant les signaux continentaux, nous trouvons de nombreuses preuves d'une ouverture généralisée du paysage indien jusqu'à aujourd'hui (Figure 4-11) (Basumatary et al., 2015; Cheung et al., 2014; Demske et al., 2009; Leipe et al., 2014; S. Prasad et al., 2014, 2014; Tripathi et al., 2017, 2017; Trivedi et al., 2013; Zhu et al., 2015; Zorzi et al., 2015a). Par exemple, à partir de l'étude d'un enregistrement marin retraçant la végétation du bassin versant de Godavari dans la partie méridionale de la CMZ, Zorzi et al. (2015b) documentent la diminution de la forêt côtière au profit des herbacées et des éléments épineux jusqu'à aujourd'hui (Figure 4-11). Toujours dans la CMZ mais d'avantage dans les terres (Lac Lonar), Prasad et al. (2014) observent un remplacement de la forêt décidue humide d'abord par de la forêt décidue sèche puis également par des épineux à partir de 5 ka cal BP (Figure 4-11). Au nord-est de l'Inde, en Assam, les éléments marqueurs des forêts sempervirentes humides dont les Dipterocarpaceae sont remplacés à 6 ka cal BP par des marqueurs de forêts décidues (Basumatary et al., 2015). Dans l'Himalaya, région actuellement occupée de la steppe semi-aride, l'utilisation du rapport *Artemisia*/Chenopodiaceae, utilisé comme un traceur d'humidité dans la région étudiée, montre une nette diminution de l'humidité jusqu'à aujourd'hui (Demske et al., 2009; Leipe et al., 2014) (Figure 4-11).

*Figure 4-11 : Comparaison des données polliniques et des marqueurs d'activité anthropique du Site U1446 avec quelques enregistrements majeurs de végétation à l'Holocène. La bande grise complète (de 11,8 à 5,1 ka cal BP) correspond à la période humide indienne définie à partir des données polliniques du Site U1446, tandis que la bande grise plus sombre (de 11,8 à 8,2 ka cal BP) correspond à l'intervalle au cours duquel l'intensité de la mousson était la plus intense.*

L'attribution de tels changements environnementaux aux variations naturelles de l'ISM est sujet à débat dans la mesure où l'Holocène coïncide avec l'émergence des civilisations humaines (Misra, 2001; Quamar and Kar, 2022), dont les activités ont pu profondément modifier l'environnement, en particulier lorsque la sédentarisation a induit le début des pratiques agropastorales. Comme dans de nombreuses régions du monde, l'un des principaux marqueurs primaires utilisés en Inde est *Cerealia*, un morphotype supposé correspondre spécifiquement aux céréales cultivées se distinguant classiquement des graminées sauvages par des critères de taille du grain et du pore. Andersen (1979) a proposé que la distinction entre Poaceae et *Cerealia* pourrait être réalisée en utilisant les critères de taille du grain de pollen puisque les espèces sauvages auraient des grains de pollen systématiquement plus petits comparés aux espèces cultivées. A la différence des enregistrements polliniques continentaux qui comportent systématiquement des Poaceae identifiées comme *Cerealia* (grande taille et pore suffisamment gros) au cours de l'Holocène (Basumatary et al., 2015; Menzel et al., 2014; Quamar and Bera, 2014c; Quamar and Chauhan, 2014; Tripathi et al., 2017, 2014; Trivedi et al., 2013), nous n'en avons identifié aucune au site U1446 dans la Baie du Bengale. Il est connu que la dispersion des grains de pollen de céréales de grande taille est faible (Vuorela, 1973), ce qui engendre une représentation difficile des Poaceae cultivées dans les archives marines (Desprat et al., 2013) contrairement aux continentales. Par ailleurs, l'usage du critère de taille n'est pas unanime et semble discutable en particulier en Inde. En effet, d'après Bonnefille (1969) et Guinet (1966), le seul critère de taille des grains Poaceae pour identifier les graminées cultivées n'est pas discriminant en Inde, des espèces de riz sauvage produisant des grains de pollen de taille importante dans cette région du monde. De plus, les grains de pollen d'une autre graminée cultivée et sauvage comme la canne à sucre (*Saccharum*) présentent aussi une très grande variabilité de taille de grain. Chaturvedi and Datta (2001) ont montré que sur 4 espèces comprenant 2 cultivées et 2 sauvages, les plus gros diamètres de grains de pollen appartenaient à la fois à l'espèce cultivée *Saccharum officinarum*, ainsi qu'à l'espèce sauvage *Saccharum robustum*. Ceci remet en question la fiabilité du critère de taille et donc des inférences de milieux cultivés à partir des grains identifiés comme *Cerealia* dans les archives continentales indiennes.

Si l'on se concentre sur les autres marqueurs d'activité anthropique, nous avons vu que seuls quelques grains du marqueur primaire *Ricinus* ont été retrouvés au site U1446, mais de manière trop sporadique et non-continue pour être considéré comme des preuves suffisantes à la présence d'agriculture néolithique, voire de la fin du paléolithique. Néanmoins, nous avons observé la présence continue et largement développée des Amaranthaceae tout au long de notre séquence, qui constituent un marqueur secondaire d'activité anthropique. Ceci s'explique très probablement par le caractère indigène des Amaranthaceae. En effet, ces dernières dominaient naturellement le paysage lors de la dernière période glaciaire (Zorzi et al., 2022) et il est impossible d'assurer que leur présence à l'Holocène est d'avantage l'effet de l'activité anthropique que le reflet de l'évolution naturelle de la végétation en réponse aux changements de la mousson. Enfin, nous avons identifié la présence de l'arbuste *Dodonea viscosa* au cours des derniers 1000 ans, ce qui constitue la meilleure preuve d'une

perturbation du milieu que nous ayons. Ces résultats sont très similaires à ceux observés dans l'enregistrement sédimentaire localisé plus au sud, au large du delta du fleuve Godavari (Zorzi et al., 2015b). Dans le centre de l'Inde, une augmentation de biomarqueurs cyanobactériens enregistré dans le lac Lonar à 1,3 ka cal BP suggère la survenue d'un important événement d'eutrophisation du lac, probablement en raison de l'impact humain et du début de l'élevage bovin dans le bassin versant (Sarkar et al., 2015). Enfin, les sites archéologiques et archéo-botaniques retrouvés aux alentours du bassin versant du Mahanadi et plus particulièrement dans les plaines côtières de la lagune Chilika témoignent d'une activité anthropique dans la zone d'étude datée du néolithique tardif et chalcolithique, c'est-à-dire à 3,5 – 3 ka cal BP (Harvey et al., 2006; Misra, 2001). Prises ensemble, ces observations réalisées dans la CMZ montrent une influence très tardive de l'Homme sur l'environnement largement postérieure à celle proposée par Quamar and Kar (2022) qui proposaient des preuves naissantes de pratiques agricoles dans le nord-est de l'Inde dès 12,5 ka cal BP environ. Si l'occupation des plaines aux alentours du lac Chilika s'est probablement initiée vers 3 ka cal BP, nos données polliniques s'accordent aux enregistrements de Prasad et al. (2014) et Sarkar et al. (2015) pour montrer une perturbation du paysage d'origine anthropique seulement au cours des derniers 1-1,5 ka. Ensemble, ces observations ainsi supportent l'étude de Riedel et al., (2021) qui montre que l'expansion des savanes modernes de l'Inde péninsulaire sont induites par le climat. Ces auteurs proposent notamment que cette ouverture de la végétation à l'échelle régionale a non seulement précédé mais également favorisé l'introduction de l'agriculture et le développement de la sédentarité des civilisations, et non l'inverse.

Puisque nous avons démontré que les changements de végétation observés reflètent fidèlement les changements d'intensité des précipitations apportées par l'ISM au cours du temps, sans effet des perturbations anthropiques avant 1,5 ka cal BP, nous pouvons à présent comparer les résultats obtenus avec les autres traceurs du Site U1446 précédemment publiés. Les enregistrements isotopiques du carbone et de l'hydrogène des cires des feuilles ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alcane}}$  et  $\delta\text{D}_{\text{precip}}$ ) indiquent une expansion des plantes en  $\text{C}_3$  (arbres et arbustes) ainsi qu'une intensification significative des précipitations pendant la déglaciation, avec un maximum au cours des premiers millénaires de l'Holocène suivi d'une diminution, exprimant le déclin de l'ISM sur la seconde moitié de l'Holocène (Clemens et al., 2021; McGrath et al., 2021) (Figure 4-12). L'enregistrement de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alcane}}$  suggère cependant une petite différence avec notre enregistrement pollinique : la diminution de l'ISM du signal de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alcane}}$  sur la fin de l'Holocène est bien plus douce que celle présentée dans les données polliniques (Figure 4-12). Ceci pourrait s'expliquer par la combinaison de deux facteurs : (i) d'abord par le développement de plantes herbacées (Poaceae et notamment Cyperaceae), qui, si elles correspondent au type de saison froide, auraient utilisé la voie synthétique en  $\text{C}_3$  et (ii) par les teneurs croissantes en  $\text{CO}_2$  atmosphériques sur la fin de l'Holocène, puisque d'après Schneider et al. (2015), l'abondance de la végétation en  $\text{C}_4$  sous des conditions de concentrations élevées de  $\text{CO}_2$  diminue de façon exponentielle au profit des plantes en  $\text{C}_3$ . Le signal de  $\delta\text{D}_{\text{n-alcane}}$  est plus variable que celui du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alcane}}$ , mais présente de fortes similitudes avec les données polliniques : un maximum au début de

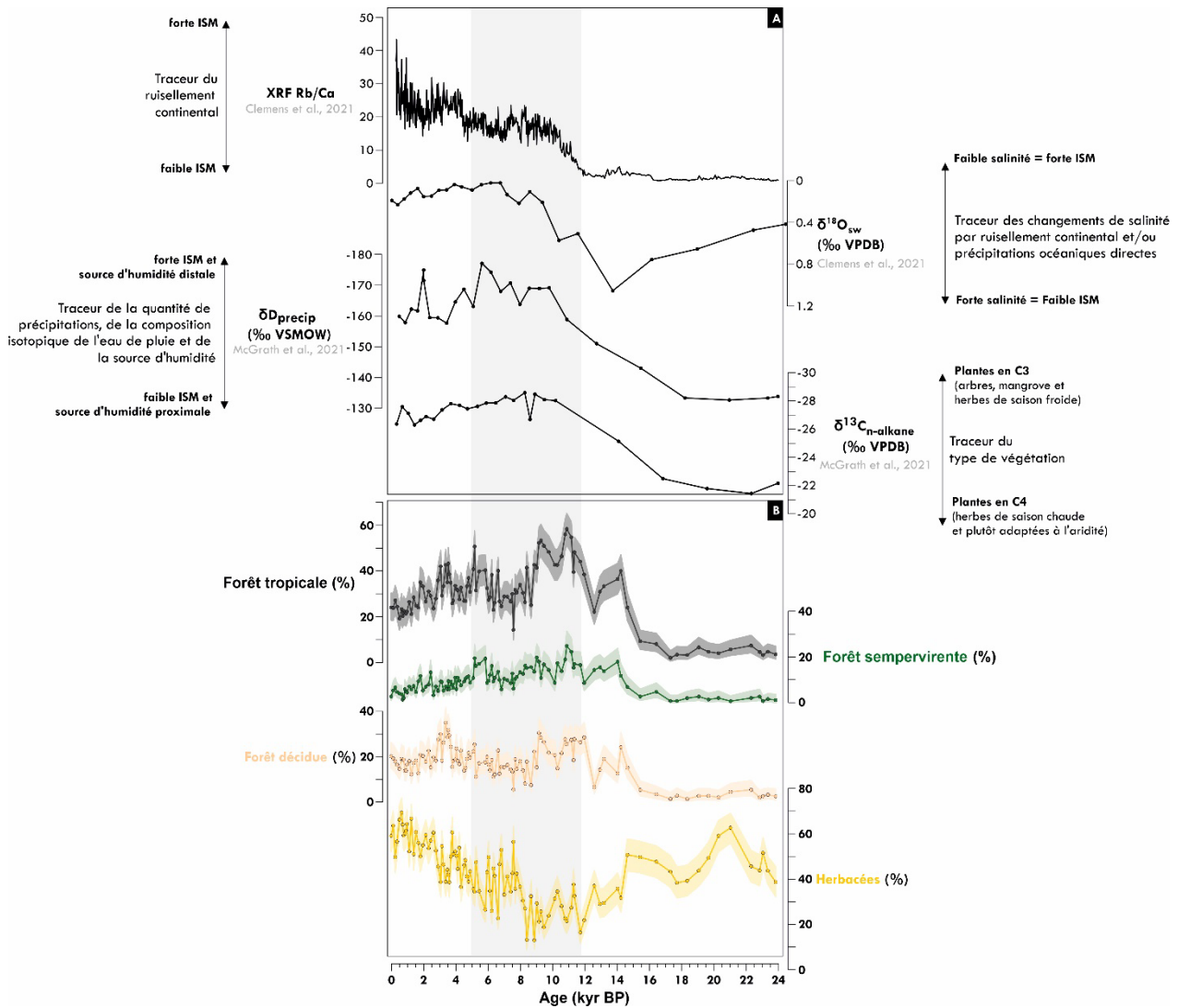


Figure 4-12 : Comparaison des différents traceurs d'ISM analysés au site U1446. Le Panneau A inclut les traceurs des rapports isotopiques du carbone et de l'hydrogène des cires de plantes ( $\delta^{13}C_{n-alkane}$  et  $\delta D_{n-alkane}$ ) (McGrath et al., 2019), rapport isotopique de l'oxygène de l'eau de mer ( $\delta^{18}O_{sw}$ ) (données de Clemens et al., 2021 recalculées pour ce travail (chapitre 3) et rapport Rb/Ca des analyses XRF (Clemens et al., 2021) ; tandis que le panneau B inclut les données polliniques présentées dans ce travail (les herbacées ubiquistes réunissant Poaceae, Cyperaceae et autres ubiquistes, ainsi que les signaux de forêt décidue, sempervirente et forêt tropicale totale. La bande grise correspond à la période humide indienne définie à partir des données polliniques du Site U1446 (entre 11,8 et 5,1 ka cal BP, zone pollinique B). Les données polliniques sont représentées avec leur enveloppes de confiance 90%.

l'Holocène qui perdure jusqu'à 5,1 ka cal BP, ce qui coïncide avec la période de développement de la forêt sempervirente humide, suivi d'une nette diminution jusqu'à aujourd'hui (Figure 4-12). En revanche, le  $\delta D_{precip}$ , qui reflète les changements de précipitations, de source d'humidité et de circulation du système de l'ISM indique des valeurs plus négatives entre 8 et 5,1 ka cal BP, qui sont interprétées comme la période de renforcement maximal de la circulation de mousson (McGrath et al., 2021). Ces observations sont contraires aux données polliniques, qui montrent des conditions d'humidité maximales de 11,8 à 8,2 ka cal BP (Figure 4-12). La différence entre les résultats isotopiques

et les données polliniques peut être liée aux sources d'humidité potentielles ainsi qu'aux processus de transport associés qui influencent le signal (McGrath et al., 2021). En effet les plus fortes valeurs de forêt tropicale totale entre 11,8 et 8,2 ka cal BP suggèrent la présence d'un dense couvert forestier, ce qui a probablement conduit à une intensification des précipitations recyclées formées par évapotranspiration. Aujourd'hui les précipitations recyclées représentent jusqu'à 25 % des précipitations d'août à septembre au nord-est de la péninsule indienne ce qui amplifie les précipitations d'ISM et allonge le saison humide en fin d'été (Paul et al., 2016). Or l'humidité formée spécifiquement par la transpiration des plantes conduit à des valeurs enrichies en deutérium dans les précipitations recyclées, ce qui induit des valeurs de  $\delta D_{n\text{-alcane}}$  moins négatives (Levin et al., 2009; Sachse et al., 2012). Il est possible que ce mécanisme ait altéré le signal lors de la période la plus humide en montrant à tort des conditions plus sèches. Clemens et al. (2021) ont également reconstruit les variations isotopiques de l'eau de mer ( $\delta^{18}O_{sw}$ ), qui trace principalement les changements de la salinité de surface (SSS) sous l'effet des précipitations et du ruissellement continental. Cet enregistrement présente une différence surprenante avec les signaux polliniques et isotopiques du carbone et de l'hydrogène, car il suggère qu'une fois le maximum de dessalure atteint au début de l'Holocène, la salinité des eaux de surface est restée constante pendant toute la durée de l'Holocène. Une des hypothèses pouvant expliquer cette déconnexion peut résider dans le fait que ce traceur combine les effets des précipitations continentales et océaniques. D'après les résultats de simulation, Jalihal et al. (2020) ont montré que les précipitations continentale (Inde) et océaniques (Golfe du Bengale) sont simultanées pendant la période glaciaire et la déglaciation (22 à 12 ka cal BP), mais sont au contraire en opposition pendant l'Holocène (12 ka cal BP à aujourd'hui) (Figure 4-13). Autrement dit pendant l'Holocène, la diminution des précipitations continentales pourrait avoir été largement compensée par l'augmentation massive des précipitations océaniques, et donc expliquer la faible variation de la salinité. Enfin, l'enregistrement XRF de Rb/Ca permet de tracer les changement d'intensité ruissellement continental à très haute résolution (Clemens et al., 2021). Cet enregistrement montre un ruissellement croissant tout au long de l'Holocène jusqu'à aujourd'hui, ce qui est compatible avec nos résultats. En effet l'érosion, le lessivage des sols et l'exportation des particules vers le milieu marin est fonction à la fois des précipitations apportées par l'ISM (Phillips et al., 2014) mais également du couvert végétal et de son degré d'ouverture. Au début de l'Holocène, la mousson était maximale mais le caractère plus dense de la forêt tropicale a vraisemblablement contribué à limiter le lessivage. Bien que les précipitations aient progressivement diminué jusqu'à aujourd'hui, l'ouverture de la forêt telle que nous l'enregistrons dans les données polliniques a probablement facilité l'érosion et l'exportation des particules silicoclastiques vers le milieu marin. Finalement, les données polliniques présentées dans ce travail sont très cohérentes avec les traceurs géochimiques de végétation, de précipitations et de ruissellement précédemment analysés au site 1446, et s'accordent à identifier des précipitations continentales induites par la mousson maximale au début de l'Holocène qui ont progressivement diminué jusqu'à aujourd'hui.

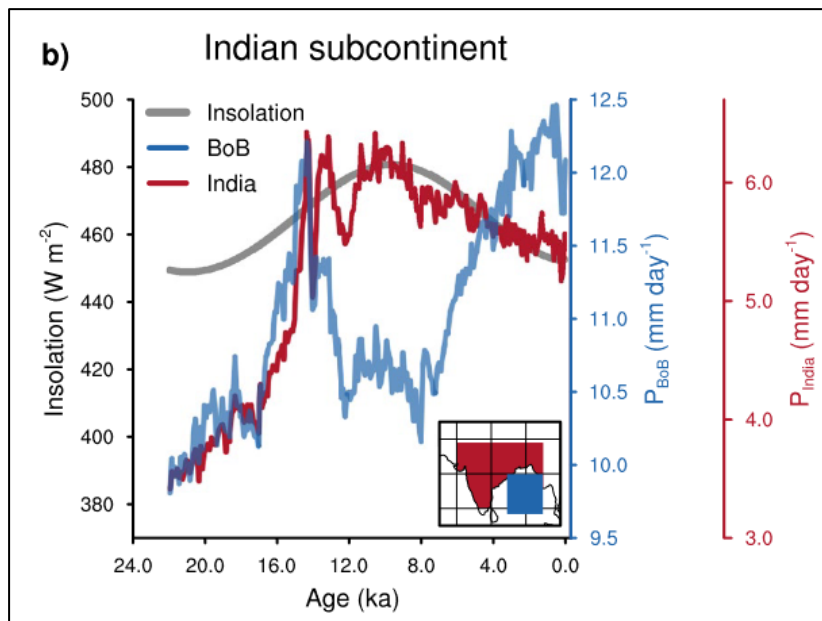


Figure 4-13 : Evolution temporelle de l'insolation moyenne estivale (JJA) (en gris) et des précipitations moyennes estivale (JJA) sur le continent (en rouge, Inde) et sur l'océan (en bleu, BoB : Baie du Bengale) pour le sous-continent indien. La région considérée pour la mousson d'été indienne est représentée sur la carte en rouge (10°-29° N et 70°-95° E ; grilles terrestres uniquement), et en bleu pour le golfe du Bengale, (9°-20° N et 85°-95° E ; grilles océaniques uniquement) (Jalihal et al., 2020).

Examinons maintenant comment notre enregistrement s'inscrit dans le contexte régional. La Figure 4-14 présente les principaux enregistrements retraçant la variabilité de l'intensité de l'ISM au cours des derniers 25 ka, et sont ordonnés par catégorie (océaniques ou continentaux) et zone d'étude (Golfe du Bengale, ou Mer d'Arabie), dont les localisations sont indiquées dans la Figure 4-2. En très bon accord avec nos données, l'enregistrement pollinique marin de la carotte NGHP-01-16A a mis en évidence l'occurrence de plus fortes précipitations d'ISM entre 11,3 et 4,2 ka cal BP sur le bassin versant de Godavari, juste au sud de celui du fleuve Mahanadi (Zorzi et al., 2015a). De plus, la chute du taux de forêt côtière à 4,2 ka cal BP converge avec nos résultats vers un renforcement de l'aridité continentale à partir du début du Meghalayen dans la CMZ (Figure 4-14). Dans cette même carotte sédimentaire, la diminution progressive des données isotopiques du carbone des cires de plantes ( $\delta^{13}C_{n-alkanes}$ ) depuis 11 ka cal BP jusqu'à aujourd'hui indique une transition progressive vers un milieu dominé par des plantes en C4 adaptées à l'aridité (Ponton et al., 2012), ce qui est cohérent avec l'ouverture du paysage observée au Site U1446. Les autres enregistrements provenant du Golfe du Bengale ont identifié comme notre enregistrement des précipitations maximales entre  $\approx 11$  et  $\approx 5$  ka cal BP à l'Holocène (Contreras-Rosales et al., 2014; Wang et al., 2022) qui sont associées à une période de plus forte dessalure des eaux de surface (Kudrass et al., 2001). La comparaison de nos résultats avec ces enregistrements montre une très bonne cohérence autour du Golfe du Bengale. Ensuite, les enregistrements isotopiques de l'oxygène de la calcite des spéléothèmes provenant des grottes de Mawmluh, Qunf et Donggee fournissent également des preuves cohérentes des changements à long terme de l'intensité de l'ISM avec nos données (Berkelhammer et al., 2013; Dykoski et al., 2005;

Fleitmann, 2003). Pour ce qui est des enregistrements marins localisés en Mer d'Arabie, nous observons un signal régional bien plus hétérogène. L'enregistrement de l'abondance du foraminifère planctonique *G. bulloides* provenant du Site 723A présente une tendance parfaitement en adéquation avec les résultats de nos données polliniques, ceux du Golfe du Bengale ainsi que les spéléothèmes. Clemens and Prell (2003) ont produit un enregistrement composite moyen de la variabilité de l'ISM en combinant cinq enregistrements de natures différentes afin d'éliminer les biais d'interprétation. Malgré une très faible résolution d'échantillonnage pour la période Holocène, ce composite fournit des résultats assez cohérents avec nos données, et suggère un maximum d'intensité de l'ISM autour de 8 ka cal BP (Figure 4-14). L'enregistrement de réflectance du sédiment de la carotte SO130-289KL reflète les contributions relatives entre apports terrigènes (apportés par les vents du nord-est) et biogènes (induits par la productivité primaire de surface) (Deplazes et al., 2013). Comme le montre la diminution de la réflectance, indicateur des teneurs plus importantes en matière organique marine des sédiments, cet enregistrement suggère plutôt une augmentation progressive de l'ISM jusqu'à un maximum atteint à 5 ka cal BP. A l'exception des changements millénaires, l'enregistrement de l'abondance des foraminifères planctoniques caractéristiques de la mousson d'été dans la carotte MD04-2861 ne montre pas de tendance majeure ni à l'intensification, ni à la réduction de la mousson d'été (Caley et al., 2011) (Figure 4-14). La variabilité observée au sein des enregistrements de la mer d'Arabie a longtemps été considérée comme directement reliée à celle de l'activité de l'upwelling, pour laquelle la productivité primaire associée était dépendante des vents du sud-ouest associés à la mousson d'été. Cependant très récemment, Jalihal et al. (2022) ont démontré grâce à des simulations que l'extension et la position latitudinale de l'upwelling est reliée à la position méridionale du jet de basse altitude, dont la variabilité à long terme est principalement contrôlée par la précession. Si cette nouvelle étude remet clairement en question l'interprétation de la variabilité à long terme des signaux de la Mer d'Arabie, nos observations montrent malgré tout une réponse cohérente des différents traceurs de l'intensité de la mousson d'été indienne.



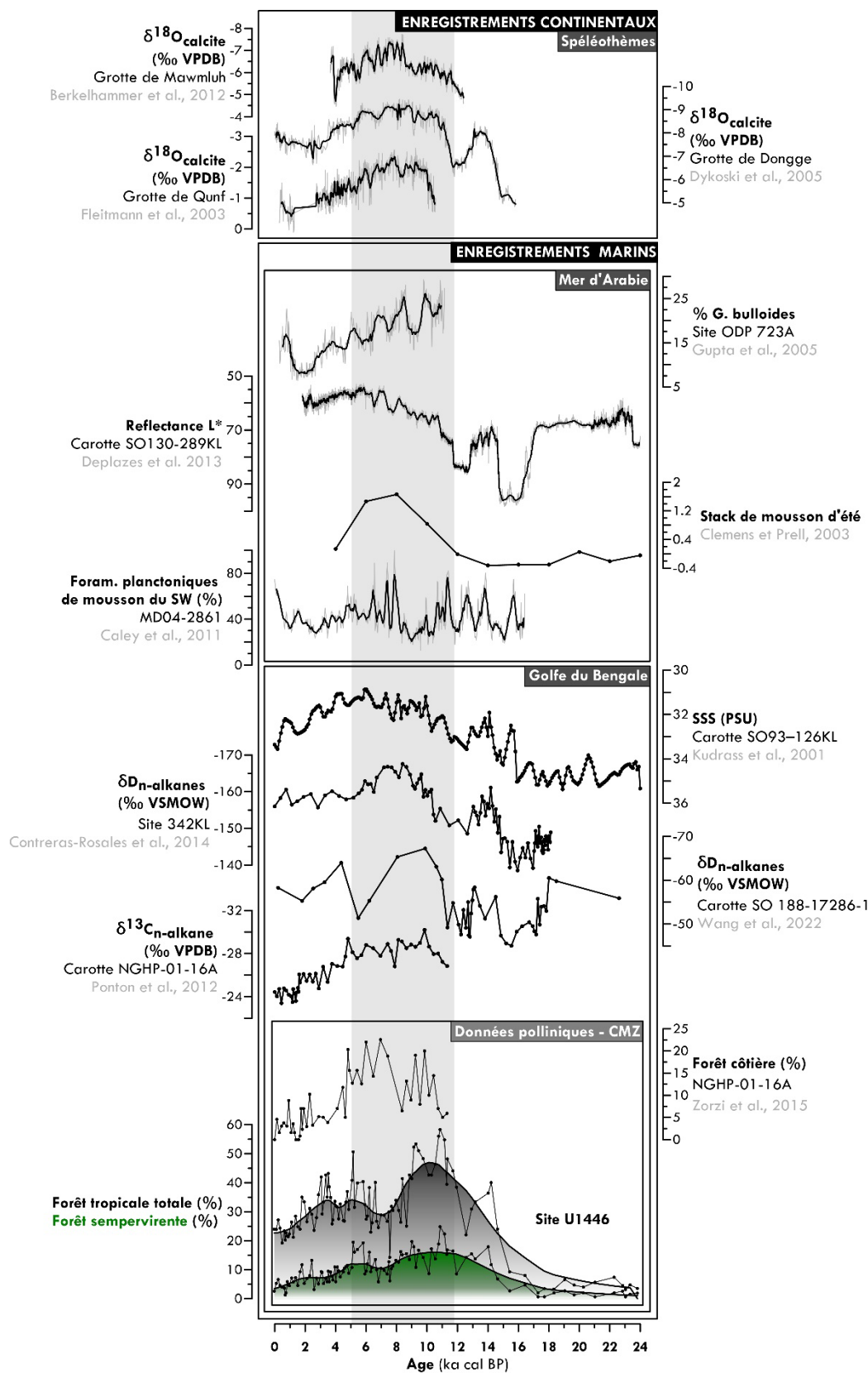


Figure 4-14 : Comparaison régionale des enregistrements indirectes de la mousson indienne d'été. Les enregistrements sont ordonnés par leurs natures (continentaux ou marins) et par localisation (Golfe du Bengale ou Mer d'Arabie). La bande grise correspond à la période humide indienne définie à partir des données polliniques du Site U1446 (de 11,8 à 5,1 ka cal BP, zone pollinique B).

### 3.3. Variabilité millénaire de la végétation et des précipitations apportées par l'ISM

Superposés aux variations à long terme, nos données témoignent de changements de végétation rapides et répétés, de natures et d'intensités différentes tout au long des derniers 25 ka cal BP (Figure 4-6).

Les variations de la composition de la steppe semi-aride observées au cours de l'intervalle 24-14,4 ka cal BP (Figure 4-15) suggèrent que des changements d'intensité de l'ISM ont vraisemblablement eu lieu au cours de cet intervalle globalement très sec. Le cas le plus frappant ici concerne l'intervalle entre 20 et 16,8 ka cal BP (zone pollinique A3) au cours duquel les Amaranthaceae ont atteint leur développement maximal (Figure 4-5) et témoignent de conditions particulièrement arides sur le continent, les plus arides de notre enregistrement. Nous identifions cet épisode singulièrement aride comme la réponse de l'ISM au plus récent des événements de Heinrich connu sous le nom de *Heinrich Stadial 1 (HS 1)*, contraint stratigraphiquement entre 18 et 14,7 ka cal BP (Hodell et al., 2017; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Le HS 1 est un événement largement identifié comme un intervalle plus sec dans les enregistrements bordant le bassin océanique indien (Deplazes et al., 2013; Lauterbach et al., 2020; Mohtadi et al., 2014; Schulte and Müller, 2001; Schulz, et al., 1998) ainsi que dans les spéléothèmes asiatiques (Sinha et al., 2005; Wang et al., 2008; Yuan, 2004) (Figure 4-15). Ces résultats corroborent ceux d'une simulation des précipitations associées à la mousson indienne pour la dernière période glaciaire qui montre que les précipitations lors du HS 1 étaient de 220 à 330 mm/an inférieures à celles du LGM (Mohtadi et al., 2014). Sur la base d'enregistrement isotopiques du carbone et de l'hydrogène des cires de plantes, Contreras-Rosales et al. (2014) ont également estimé que les conditions les plus arides des derniers 18 ka cal BP se sont produites lors du HS 1, avec des précipitations environ 20% inférieures aux conditions préindustrielles dans la région du bassin inférieur du Gange-Brahmapoutre. De plus, une expansion importante de la végétation semi-désertique dans le bassin du fleuve Mahanadi a été identifiée lors des événements de Heinrich antérieurs survenus au cours de la dernière période glaciaire (Zorzi et al., 2022). Les événements de Heinrich sont des épisodes froids survenus en Atlantique Nord associés à des débâcles d'icebergs provenant de la fragmentation des calottes de glace de l'hémisphère nord. Ces épisodes de débâcle auraient provoqué une considérable réduction, voire une interruption, de la circulation méridienne de retournement (AMOC pour *Atlantic Meridional Overturning Circulation*) et donc un transport de chaleur des basses vers les hautes latitudes réduit (Barker, 2010; Henry et al., 2016; McManus et al., 2004) (Figure 4-15). L'anomalie importante des températures aux hautes latitudes ainsi générée aurait provoqué des vagues de froid atmosphériques se propageant vers le système asiatique, induisant un déplacement à grande échelle de l'ITCZ vers le sud (Chiang and Bitz, 2005; Corrick et al., 2020; Deplazes et al., 2013; Dutt et al., 2015; Pausata et al., 2011), réduisant alors les précipitations continentales en Inde. De plus, cette migration des ceintures atmosphériques vers le sud s'accompagne d'un renforcement des vents d'ouest (Zhu et al., 2015) induisant le refroidissement des SST en mer d'Arabie. Une telle anomalie des SST a probablement contribué à la réduction des précipitations en diminuant d'une part le gradient de pression continent-océan et donc le transfert

d'humidité vers le continent, et d'autre part l'évaporation océanique et donc la quantité d'humidité transférée (Borah et al., 2020; Tierney et al., 2016). D'après Deplazes et al. (2013), la migration de l'ITCZ vers le sud au moment d'épisodes froids en Atlantique nord se manifeste partout dans les tropiques, et affecte non seulement la mousson d'été indienne mais aussi les moussons sud-américaine (Arz et al., 1999; Haug, 2001; Novello et al., 2017) et africaine (Otto-Bliesner et al., 2014; Revel et al., 2010; Tjallingii et al., 2008; Weldeab et al., 2007). Nous pouvons noter que le site U1446 enregistre un développement plus important de la végétation semi-désertique durant le HS 1 comparé au LGM (Figure 4-15), ce qui suggère que les conditions d'aridité étaient différentes entre les deux périodes, avec des précipitations d'ISM encore plus faibles au HS1 qu'au LGM.

Au cours de la déglaciation, les données polliniques montrent des variations rapides de la forêt tropicale qui chronologiquement peuvent être attribuées aux événements rapides, à savoir, le Bölling Allerod (BA), qui est un épisode de réchauffement observé au Groenland et en Atlantique Nord entre 14,7 et 12,9 ka cal BP, aussi nommé GI-1<sup>6</sup> ainsi qu'au Younger Dryas (YD), un épisode froid observé en Atlantique Nord entre 12,9 et 11,7 ka BP, aussi nommé GS-1) (North Greenland Ice Core Project members, 2004; Rasmussen et al., 2014) (Figure 4-15). Les empreintes de ces événements dans les enregistrements de mousson asiatique ont été largement documentés dans les archives continentales (Demske et al., 2009; Dixit and Bera, 2013, 2012; Dutt et al., 2015; Dykoski et al., 2005; Juyal et al., 2004; Kathayat et al., 2016; Lechleitner et al., 2017; Rawat et al., 2015; Sati et al., 2014; Shakun et al., 2007; Sharma et al., 2006; Sinha et al., 2005; Tripathi et al., 2020) et marines (Banakar et al., 2017; Clemens et al., 2021; Contreras-Rosales et al., 2014; Gupta et al., 2013; Kessarkar et al., 2013; Kudrass et al., 2001; Lauterbach et al., 2020; McGrath et al., 2021; Rashid et al., 2011; Sati et al., 2014; Wang et al., 2022). Bien que les valeurs de forêt tropicale totale entre le YD et les échantillons les plus récents du site U1446 soient similaires (environ 30 %) (Figure 4-6), les deux périodes se distinguent très clairement par des pourcentages d'herbacées xérophytes. En effet les valeurs atteintes d'Amaranthaceae au cours du YD sont plus de deux fois supérieures à celles des échantillons récents, ce qui indique des conditions d'aridité continentale supérieure. Cette observation est supportée par une analyse des dépôts glaciaires dans la province de Sikkim dans l'Himalaya, où la réduction des précipitations continentales lors du YD a été estimée à -40%, soit un déficit pluviométrique de 650 mm par rapport à aujourd'hui (Ali et al., 2018). Le mécanisme ayant transmis cet événement au système de l'ISM serait similaire à celui attribué aux événements de Heinrich : l'introduction d'eau douce en Atlantique Nord aurait réduit l'AMOC (McManus et al., 2004) et aboutit à un déplacement de l'ITCZ vers le sud associé à un renforcement des vents d'ouest (Porter and Zhisheng, 1995; Sinha et al., 2005; Wang, 2001) (Figure 4-15).

---

<sup>6</sup> GI-1 pour Greenland Interstadial 1

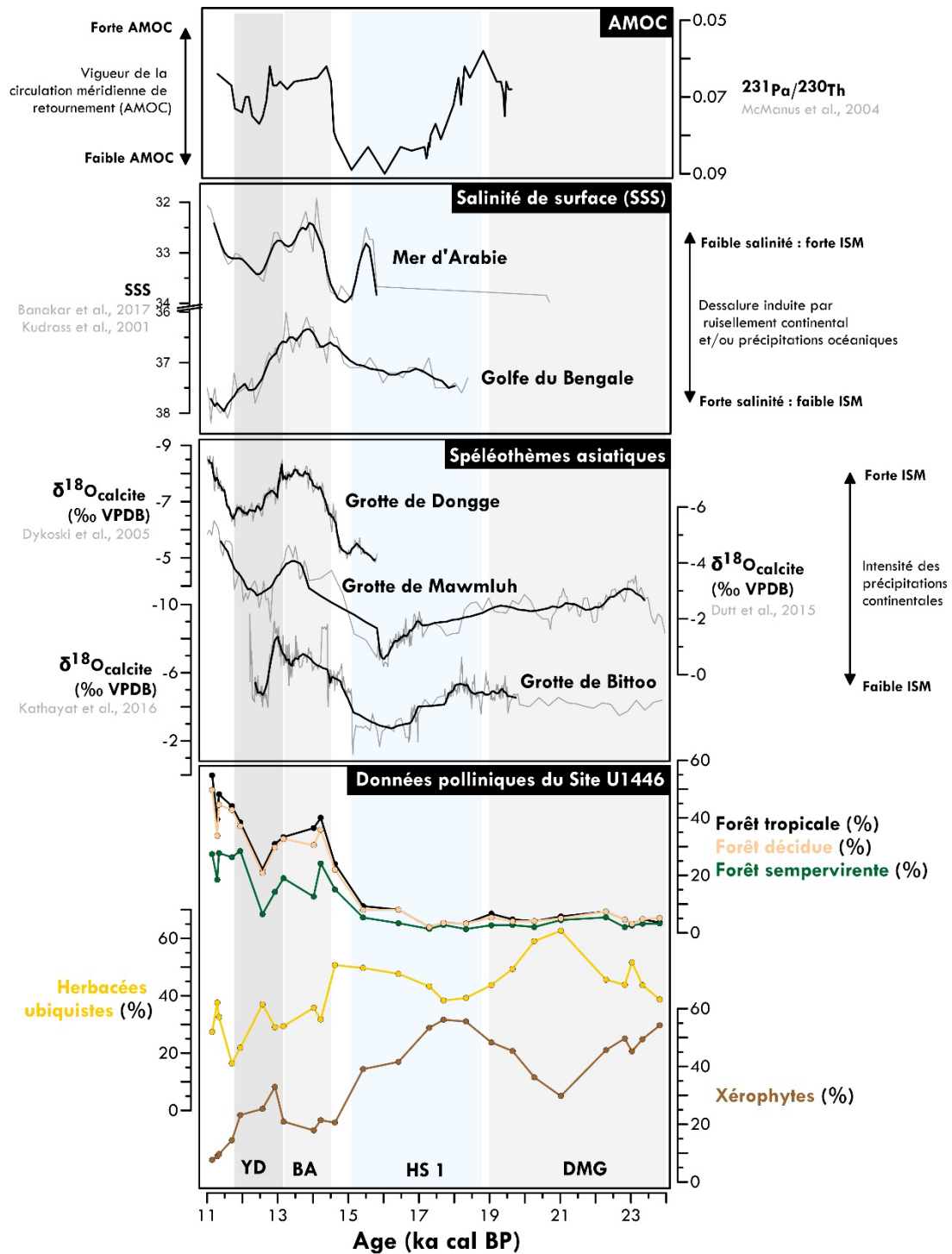


Figure 4-15 : Comparaison de différentes séries temporelles de l'ISM depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) jusqu'au début de l'Holocène. De bas en haut sont représentées les données polliniques du site U1446, quelques enregistrements de spéléothèmes asiatiques, les enregistrements de salinité de surface (SSS) en Mer d'Arabie et dans le Golfe du Bengale et enfin l'évolution de l'intensité de l'AMOC.

La période Holocène est également marquée par une variabilité rapide qui est exprimée par des oscillations de la forêt tropicale et donc des précipitations de mousson, avec une récurrence d'environ 2,7 ka (Figure 4-8 et Figure 4-16). Des travaux précédents montrent que les épisodes de refroidissement millénaire à centennaux ont influencé le climat à l'Holocène jusque dans les ceintures

tropicales (Kodera and Shibata, 2006; Lee et al., 2009; Marchitto et al., 2010), y compris en Asie (Banerji and Padmalal, 2022; Bhushan et al., 2018; Burdanowitz et al., 2019, 2019; Dykoski et al., 2005; Fleitmann, 2003; Gupta et al., 2005; Hong et al., 2003; Leipe et al., 2014). Plus particulièrement, des oscillations caractérisées par une périodicité proche de celle détectée dans notre enregistrement ont été identifiées dans une séquence sédimentaire localisée en Mer d'Arabie enregistrant les variations de précipitations dans le nord-ouest de l'Inde. Ces oscillations d'une cyclicité de 2,360 ka ont été reliées aux cycles de Bond (Burdanowitz et al., 2020). D'après ces auteurs, un événement de refroidissement en Atlantique Nord à l'Holocène engendrerait l'augmentation de la surface de couverture neigeuse du Plateau Tibétain en renforçant la cellule de haute pression anticyclonique hivernale. Du fait de leur plus large extension et plus grosse épaisseur, la fonte de ces glaciers aurait entraîné un retard de l'affaiblissement de cet anticyclone au printemps suivant, ce qui aurait retardé l'initiation de l'ISM et réduit son intensité en affaiblissant la circulation convective de la cellule de Hadley (Marzin and Braconnot, 2009; Surendran et al., 2019). Dans le nord-ouest de l'Inde, région influencée à la fois par les précipitations estivales de l'ISM et par les précipitations hivernales des perturbations occidentales (WD pour *Western Disturbances*<sup>7</sup>), l'enregistrement du lac Tso-moriri a signalé une augmentation des précipitations hivernales lors des événements de refroidissement en Atlantique nord (Leipe et al., 2014). Ceci corrobore une hypothèse de Burdanowitz et al. (2020) qui associe un renforcement de la cellule hivernale aux événements rapides de la mousson.

La cause des changements rapides de température dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord à l'Holocène a été reliée aux variations d'activité solaire et à l'activité volcanique. D'après Bond (2001) qui a trouvé une corrélation entre ces événements de refroidissement en Atlantique nord et les signaux de <sup>14</sup>C et <sup>10</sup>Be, la cause de ces événements serait la réduction d'irradiance solaire induite par l'activité solaire. Soon et al. (2014) ont également corrélé ces épisodes à un autre traceur d'activité solaire basé sur la concentration en nitrates de la carotte de glace Talos en Antarctique. Chaque événement de Bond correspond à une période de faible activité solaire (identifiée par d'avantage de production de <sup>14</sup>C cosmogénique) associée à un refroidissement des hautes latitudes. La périodicité de 1,5 ka qui caractérise les événements de Bond représenterait la combinaison de plusieurs cycles solaires (Obrochta et al., 2012), par exemple celle du cycle de Hallstatt (2,3 ka) et celui de Eddy (1 ka) (Banerji et al., 2020; Soon et al., 2014). Cependant, grâce à une reconstitution des températures du Groenland réalisée grâce à l'argon et aux isotopes de l'air emprisonnés dans la carotte du Groenland GISP2, Kobashi et al. (2017) ont montré qu'une série de grandes éruptions volcaniques ont dû contribuer à la variabilité rapide des températures au Groenland à l'Holocène. En effet, les simulations

---

<sup>7</sup> Les *Western Disturbances* (appelées perturbations hivernales en français) sont des tempêtes cycloniques liées au jet d'ouest subtropical provenant des moyennes latitudes (Mer Noire, Méditerranée et océan atlantique (Dixit et Tandon, 2016)) qui entraînent des précipitations extrêmes sur le nord de l'Inde (Dimri et al., 2015).

indiquent que d'importantes réductions des précipitations de mousson à l'échelle globale se produisent quelques années après de grandes éruptions volcaniques explosives (Liu et al., 2016; Paik et al., 2020; Paik and Min, 2018). Dans le cas de l'ISM spécifiquement, la dispersion d'une épaisse couche d'aérosols dans la tropopause asiatique provoque le réfléchissement du rayonnement solaire conduisant à une plus faible circulation de Hadley, donc une réduction des précipitations sur le continent (Fadnavis et al., 2021, 2019). La comparaison de nos données polliniques avec les comptages de grains colorés d'hématite (HSG) de Bond, (2001) et l'Indice d'Impact Volcanique (VII) de Kobashi et al., (2017) indique effectivement un lien apparent entre les épisodes de faible ISM que nous observons et les changements de températures de l'Atlantique Nord et l'activité volcanique (Figure 4-16). Il semble que les épisodes de plus faible mousson résultent en premier ordre du mécanisme associé aux cycles de Bond, mais qui aurait été amplifiés par le volcanisme au début de l'Holocène (Figure 4-16).

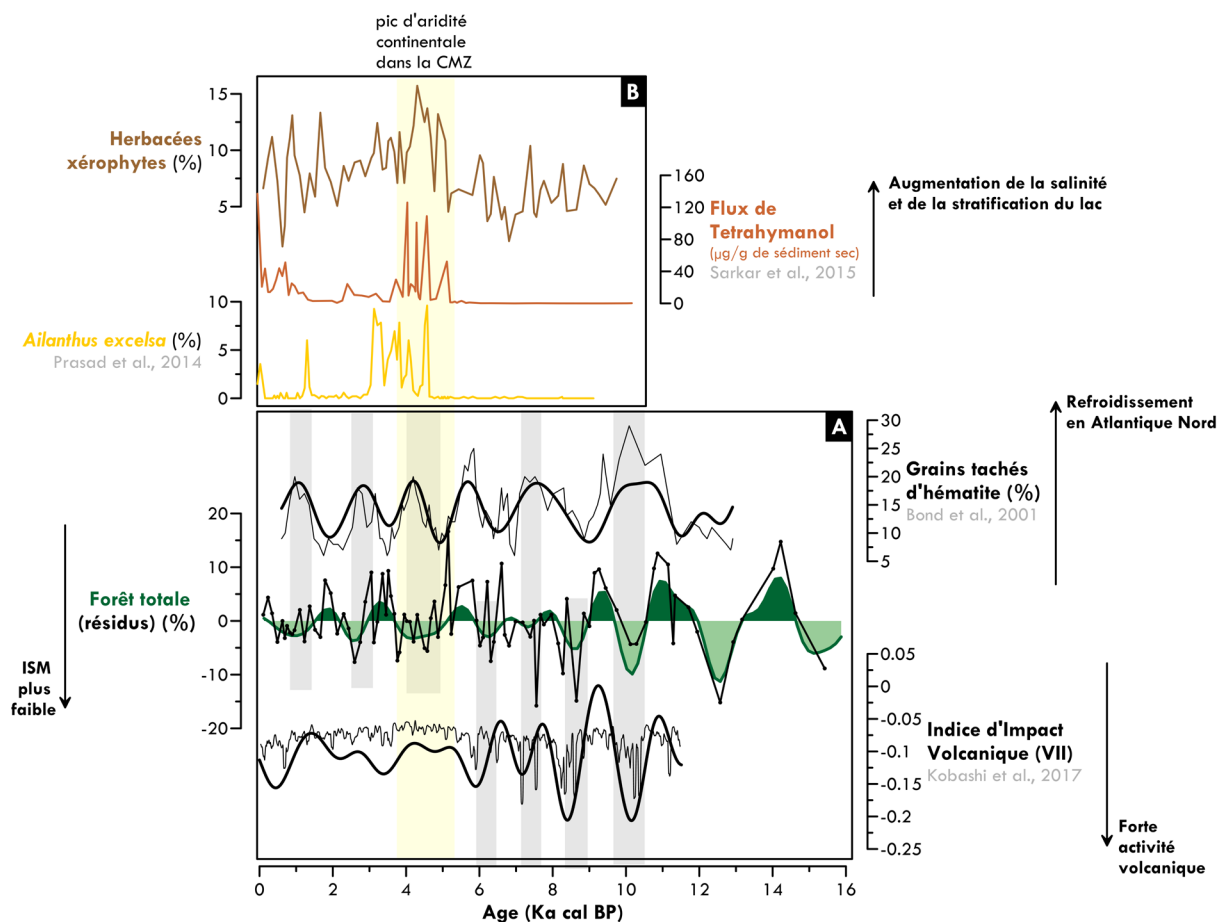


Figure 4-16 : Représentation de la variabilité rapide de la forêt tropicale du Site U1446 et confrontation aux changements de températures en Atlantique Nord (Bond, 2001) et au forçage volcanique (Kobashi et al., 2017)(panneau A). Les données présentées ici correspondent aux résidus extraits grâce à la méthode LOWESS. Les signaux superposés en traits épais correspondent aux bandes passantes 1000-4000 ans. Les bandes grises correspondent aux périodes de faible ISM, identifiées sur la base des résidus de forêt tropicale. Au-dessus (panneau B), les données polliniques et biomarqueurs de la CMZ mettent en exergue l'occurrence de l'épisode très aride survenu entre 4 et 5 ka cal BP (bande jaune).

Enfin, nos données polliniques ne présentent pas de changements significatifs de l'ISM lors des trois événements climatiques secs majeurs communément identifiés : le 8.2, le 4.2 et le petit âge glaciaire, qui se manifestent par une diminution des précipitations très abrupte et de très courte durée (quelques centaines d'années) dans les archives continentales du nord du sous-continent indien (Bhushan et al., 2018; Demske et al., 2009; Yama Dixit et al., 2014; Y. Dixit et al., 2014; Leipe et al., 2014), en particulier dans les spéléothèmes (Berkelhammer et al., 2013; Breitenbach, 2010; Cai et al., 2012; Dykoski et al., 2005; Kathayat et al., 2016). L'événement du 8.2 ka est associé à l'afflux soudain d'eau douce dans l'océan Atlantique Nord, réduisant l'AMOC et induisant le déplacement de l'ITCZ vers le sud. Dans la CMZ, nous observons une brusque ouverture de la forêt tropicale totale à partir de 8,2 ka cal BP, cependant, les conditions de sécheresse ainsi produites ont persisté pendant environ 2 ka. Bien qu'on ne puisse écarter que l'initiation de cet intervalle de faible ISM ait pu être en partie causée par l'événement du 8.2, nos données suggèrent la présence d'un intervalle aride de plus longue durée. Kobashi et al. (2017) ont proposé que le refroidissement « pré-8.2 » était d'origine volcanique, dont l'affaiblissement de la cellule de Hadley aurait entraîné la réduction des précipitations continentales apportées par la mousson estivale. De la même manière, l'événement abrupt du 4.2 ka, attribué à un refroidissement généralisé des températures en Atlantique Nord et à la diminution de l'activité solaire s'exprime d'une façon singulière dans notre enregistrement. Nous observons là encore un intervalle de longue durée (environ 1,5 ka) au cours duquel non seulement la forêt tropicale s'est ouverte, mais qui se caractérise aussi et surtout par le redéveloppement des taxons herbacées steppiques *Amaranthaceae*, caractéristiques de la dernière période glaciaire (Figure 4-16). L'aridité qui s'exprime sur le continent au cours de cet intervalle souligne l'occurrence des conditions les plus sèches de tout l'Holocène qui sont particulièrement bien exprimée dans les autres enregistrements de la CMZ. Par exemple au lac Lonar, Menzel et al. (2014), Prasad et al. (2014) et Sarkar et al. (2015) ont documenté un épisode très marqué d'assèchement du lac. Identifié entre 4,6 et 3,9 ka cal BP, cet intervalle est associé à un niveau de précipitation de cristaux de gaylussite ainsi qu'à des concentrations plus importantes de tétrahymanol lipidique triterpénique (Tnol), indicateur de la salinité et de la stratification de la colonne d'eau (Menzel et al., 2014; Sarkar et al., 2015). Le développement d'une végétation épineuse et en particulier d'*Ailanthus excelsa* (espèce indicatrice de perturbations du milieu) exprime aussi l'assèchement survenu autour du lac (Prasad et al., 2014).

### 3.4. Les forçages de la variabilité de l'ISM le long des derniers 25 ka

Nous avons vu que les changements de végétation observés au Site U1446 présentent des caractéristiques similaires avec les enregistrements régionaux de l'ISM, ce qui implique une image régionale cohérente des changements de l'ISM aux échelles orbitales et millénaires. Le moment au cours duquel les précipitations apportées par l'ISM étaient les plus intenses correspond au moment où l'insolation estivale (20°N) était maximale (Figure 4-17). En plus de la simultanéité des maxima, le schéma d'évolution de l'ISM suit l'évolution de l'insolation estivale (20°N) (Figure 4-17). L'insolation

détermine en effet la quantité d'énergie que la Terre reçoit en une année, et la répartition de cette insolation au sein des différentes latitudes est déterminée par les paramètres orbitaux. Pour rappel, l'obliquité fait fluctuer le contraste entre les saisons tandis que la précession des équinoxes modifie la distribution saisonnière de l'insolation sur l'année sans modifier la moyenne annuelle. A l'Holocène, le maximum d'insolation estivale (JJA) à 20°N se produit entre 9 et 10 ka cal BP, en même temps que le maximum d'obliquité et également très proche du minima de précession (qui se produit entre 11 et 12 ka cal BP). Le caractère quasi-synchrone de ces deux paramètres orbitaux à l'Holocène rend impossible la détermination de la dominance d'un paramètre par rapport à l'autre. Nous identifions une intensification de l'ISM simultanée à la fois avec le maximum d'obliquité et le minimum de précession, c'est-à-dire lorsque le solstice d'été (21 juin) se produit au plus proche du soleil (périhélie) induisant une plus forte insolation estivale dans l'hémisphère nord. Le développement temporel de l'ISM déduit des enregistrements du Site U1446 à l'Holocène semble synchrone avec le développement de l'insolation estivale de l'hémisphère nord, mais se produit également au plus proche du minimum de précession comme l'ont indiqué plusieurs autres enregistrements de l'ISM (Contreras-Rosales et al., 2014; Leipe et al., 2014; Ponton et al., 2012; Wang et al., 2022) dont les spéléothèmes asiatiques (Cheng et al., 2012; Dykoski et al., 2005; Kathayat et al., 2016; Zhang et al., 2019). Ces résultats sont en accord avec des simulations ayant identifié que la précession constituait le forçage principal déterminant à la fois le *timing* du système de mousson, sa magnitude mais aussi le déplacement des centroïdes de précipitations de l'océan vers le continent lors des minima de précession (Battisti et al., 2014; Braconnot et al., 2008; Jalihal et al., 2019a, 2020; Tabor et al., 2018).

D'autres travaux dont les résultats sont basés sur une analyse spectrale de longues séries climatiques issus de signaux de mousson provenant de la Mer d'Arabie (Caley et al., 2011; Clemens and Prell, 2003, 2007; Martin Ziegler et al., 2010) et du Golfe du Bengale (Bolton et al., 2013; Gebregiorgis et al., 2018) y compris du site U1446 (Clemens et al., 2021; McGrath et al., 2021) ont suggéré au contraire un retard de l'ISM d'environ 8-9 ka entre les maxima de mousson et les maxima d'insolation estivale de l'hémisphère nord dans la bande de précession. Mais comme expliqué dans le chapitre 1, cette approche fournit des résultats robustes car moyennés sur plusieurs centaines de milliers d'années, mais faisant abstraction de la singularité de chaque maxima de mousson lors des différents interglaciaires. Ces résultats sont par ailleurs très dépendants de la chronologie des enregistrements, dont la contrainte principalement utilisée consiste à aligner les signaux isotopiques des foraminifères benthiques ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthique}}$ ) avec le stack de référence mondial LR04, dont l'incertitude chronologique est de l'ordre de 5 ka (Lisiecki and Raymo, 2005). Nous avons en effet constaté un décalage de plusieurs milliers d'années entre la chronologie basée sur la courbe de référence LR04 de celle basée sur la synchronicité des événements climatiques rapides (voir chapitre 3). Les résultats de ce travail ne mettent pas en évidence un tel délai entre le forçage et la réponse du cycle hydrologique dans la péninsule indienne à l'Holocène.



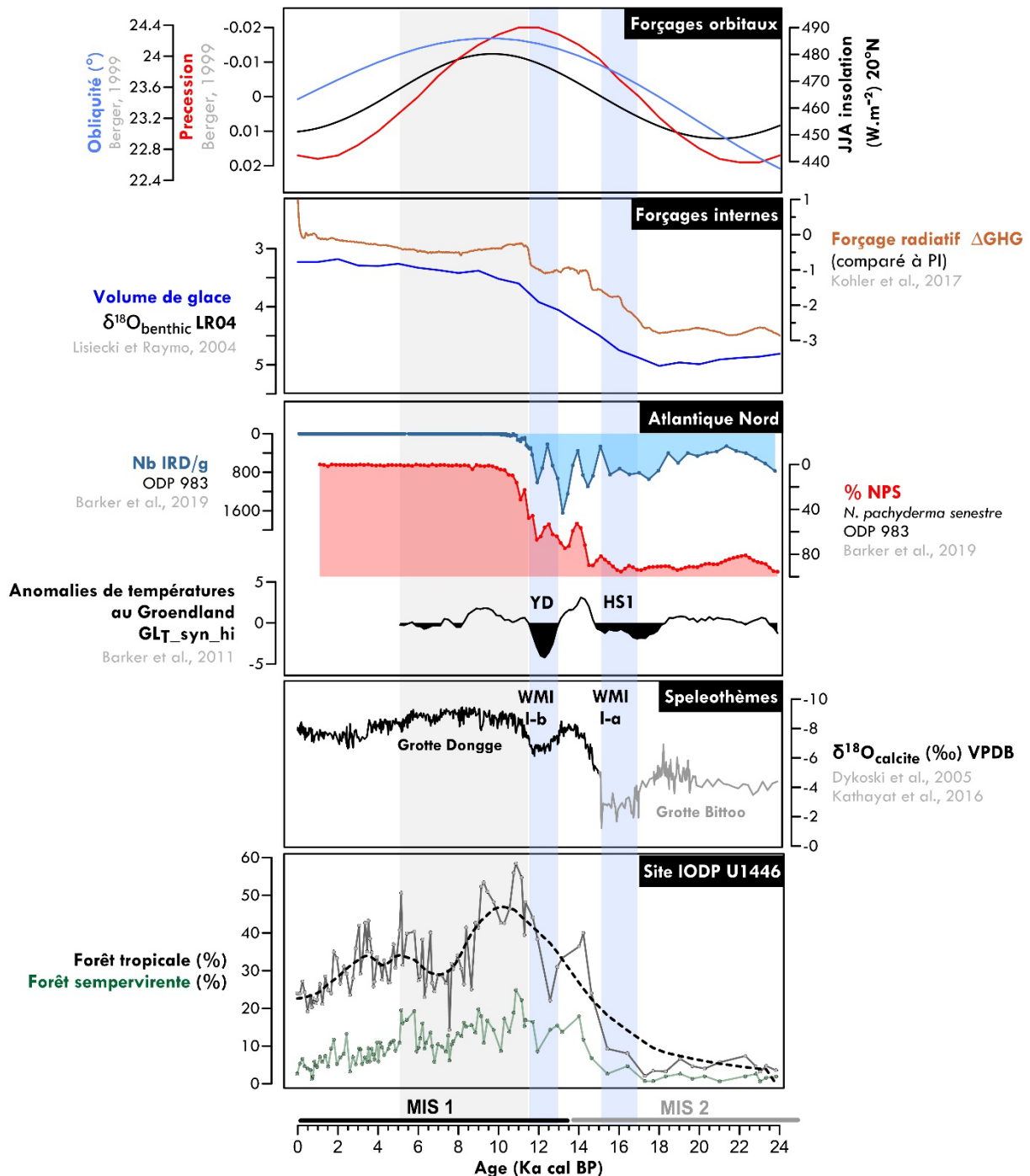


Figure 4-17 : Synthèse des données polliniques du Site U1446 et comparaison avec les spéléothèmes asiatiques et les facteurs forçant internes (volume de glace et GES) et externes (insolation et paramètres orbitaux). La bande grise correspond à la période humide indienne définie à partir des données polliniques du Site U1446 (de 11,8 à 5,1 ka cal BP, zone pollinique B) tandis que les bandes bleues correspondent aux événements rapides de faible ISM définis dans les spéléothèmes asiatiques des grottes de Dongge et Bittoo (Dykoski et al., 2005 et Kathayat et al., 2016).

Mais si l'insolation détermine le « timing » de l'ISM, alors pourquoi l'augmentation des précipitations n'a-t-elle pas commencé dès 20 ka cal BP en même temps que le début de l'augmentation de l'insolation estivale ? (Figure 4-17) Cette problématique a déjà été questionnée par

Cheng et al., (2009) qui attribue le retardement de l'intensification de la mousson aux événements survenus en Atlantique Nord lors de la déglaciation. Ces événements, qu'il nomme les intervalles de faible mousson (WMI pour *Weak Monsoon Intervals*) empêcheraient l'ISM de se développer alors que l'insolation augmente. La fin de ces événements rapides, associés à une reprise de l'AMOC engendrerait ensuite le déclenchement abrupt de l'ISM (Figure 4-17). Ce processus a été identifié lors de chacune des 7 dernières terminaisons glaciaires (Cheng et al., 2016). Dans le cas de la dernière déglaciation, les WMI responsables du déclenchement abrupt de l'ISM au début de l'Holocène sont le HS 1 et le YD, qu'il renomme alors les WMI I-a et WMI I-b respectivement (Figure 4-17). Par ailleurs, bien que l'insolation semble déterminer le moment auquel le maximum d'ISM se produit, l'intensité de la mousson ne semble que partiellement déterminée par le forçage radiatif. Alors que l'insolation forme un signal en forme de « cloche » symétrique, avec des valeurs similaires de forçage radiatif à  $452 \text{ W.m}^{-2}$  aussi bien lors de la dernière période glaciaire à 20 ka cal BP qu'à la période préindustrielle à 1 ka cal BP, la végétation entre ces deux périodes et les signaux de mousson qui en découlent était bien différents : une steppe semi-aride d'un côté et une savane arborée décidue sèche de l'autre. Cette différence de part et d'autre du maximum indique qu'un autre paramètre, autre que le forçage radiatif, a modulé la magnitude de l'ISM. Bien que l'obliquité ne semble pas avoir été un facteur majeur contrôlant le timing du maximum d'ISM, l'amplitude des précipitations de mousson a probablement été accentuée à l'Holocène comparée au DMG car le renforcement du contraste saisonnier induit par la plus grande inclinaison de la Terre aurait favorisé l'installation et la persistance des cellules de basses pressions estivales en Asie. De plus, les forçages internes tels que l'épaisseur des calottes de glace ou encore la concentration en gaz à effet de serre (e.g.,  $\text{CO}_2$  atmosphérique) (Figure 4-17) ont très probablement participé à cette différence d'intensité. En effet les calottes de glace polaires jouent un rôle important en influençant la position latitudinale de l'ITCZ et de la cellule de Hadley (Lyu et al., 2021). Le plateau tibétain et son degré de couverture neigeuse influence également cette circulation en affectant les capacités de transport de chaleur de la cellule de Hadley (Kudrass et al., 2001; Marzin and Braconnot, 2009; Zhu et al., 2015). L'effet radiatif du  $\text{CO}_2$  atmosphérique contribue à l'augmentation du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, alimentant le système de mousson et générant l'extension des domaines de mousson (Change, 2013; Mohtadi et al., 2016).

Finalement, nos résultats montrent que le forçage radiatif et plus particulièrement la précession semble contrôler le « timing » ainsi que l'intensité des précipitations d'ISM des derniers 25 ka. L'obliquité et les forçages internes (volume de glace et gaz à effet de serre) semblent ne contribuer qu'à moduler l'amplitude des changements induits par le forçage radiatif, en particulier lorsque ce dernier diminue.

### 3.5. Le cas particulier de la mangrove

L'évolution de la mangrove, représentée principalement par les Rhizophoraceae, semble fortement corrélée avec l'augmentation du niveau marin (Figure 4-18). Elle était moins développée

pendant la dernière période glaciaire, probablement car le retrait du niveau marin de 120 m au LGM (Lambeck et al., 2014) combiné aux faibles apports fluviaux de l'ISM ont pu diminuer l'activité du cône deltaïque, réduisant l'espace disponible à la prolifération des mangroves. Lors de la déglaciation,

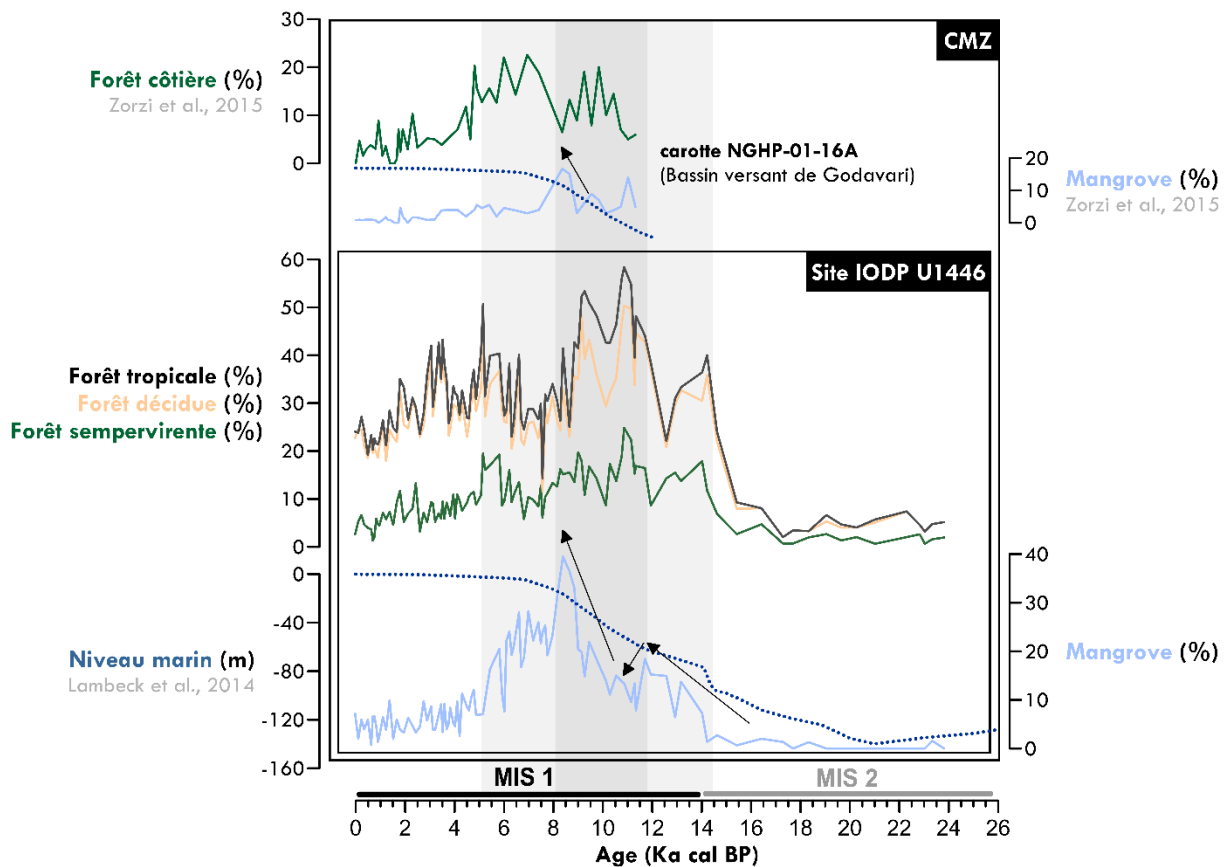


Figure 4-18 : Evolution des mangroves aux Site IODP U1446 (bassin versant de Mahanadi) et NGHP-01-16A (bassin versant de Godavari)(Zorzi et al., 2015) et lien avec l'évolution du niveau marin (Lambeck et al., 2014). Les flèches noires indiquent les deux phases d'expansion de la mangrove discutées ci-dessous.

la remontée globale du niveau marin et l'intensification de l'ISM ont favorisé le développement progressif de la mangrove jusqu'à atteindre un pic à 8,4 ka cal BP. Après ce pic, la mangrove a progressivement diminué jusqu'à aujourd'hui : elle est actuellement peu développée, mais d'avantage que lors de la dernière période glaciaire (Figure 4-18). Le développement des mangroves dans les autres deltas indiens du Golfe du Bengale (des fleuves Godavari, Krishna, Cauvery et du Gange-Brahmapoutre) apparaît concomitant avec celui dans l'embouchure du fleuve Mahanadi (Bhattacharyya et al., 2013; Hait and Behling, 2009; Srivastava and Farooqui, 2017; Zorzi et al., 2015b) (Figure 4-18). D'après la synthèse de 122 enregistrements de mangrove répartis dans 78 régions tropicales et subtropicales, Saintilan et al. (2020) ont montré que le développement des mangroves à l'échelle globale était synchrone et centré autour de 8 ka cal BP. L'expansion maximale de la mangrove dans les fleuves de l'est de la Péninsule indienne apparaît donc synchrone avec le développement des mangroves à l'échelle globale lors de la dernière déglaciation. Saintilan et al. (2020) ont aussi mis en évidence que le rythme de développement des mangroves serait principalement déterminé par le taux

d'élévation du niveau marin. Nos données sont en accord avec cette hypothèse, puisque nous observons un développement maximal de la mangrove lors de la remontée du niveau marin plutôt qu'une fois le niveau maximal atteint (Figure 4-18). De plus, bien que la réduction de la mangrove sur la seconde moitié de l'Holocène après 8,4 ka cal BP soit principalement attribuée à la stabilisation du niveau marin global, il est aussi possible que l'aridité qui s'exprime sur le continent au cours de cette période ait impacté le développement des écosystèmes côtiers. En effet dans notre enregistrement, le déclin de la mangrove survenu juste après 8,4 ka cal BP est synchronique avec l'expansion des savanes engendrée par la réduction de l'ISM. Il est probable, comme cela a été montré par les travaux menés sur les mangroves de la marge d'Oman (Lezine, 1996) que la diminution des apports d'eau douce et des éléments nutritifs combinés à une plus forte intrusion saline aient pu contribuer au déclin de la mangrove. Par ailleurs, l'expansion des mangroves depuis le début de la déglaciation jusqu'à leur optimum à 8,4 ka cal BP s'est déclinée en deux phases distinctes (Figure 4-18). Après une première phase survenue dès le début de la déglaciation, l'expansion de la mangrove semble avoir été interrompue à 11,5 ka cal BP avec une diminution suivie d'un plateau, période au cours de laquelle la mangrove était quasi-stable jusqu'à 10 ka cal BP. La seconde phase d'expansion de la mangrove, plus importante que la première, a finalement abouti à leur développement maximal à 8,4 ka cal BP, comme expliqué précédemment. L'une des causes possibles de l'interruption du développement de la mangrove pourrait être une vitesse d'élévation du niveau marin trop importante, facteur ayant déjà été documenté comme responsable du dépérissement des mangroves (Ellison, 2008; Hait and Behling, 2009; Saintilan et al., 2020). Cependant ici, cette variabilité plus rapide de la mangrove ne semble pas être attribuable aux variations eustatiques, car d'après le taux de changement d'élévation du niveau marin déterminé par (Lambeck et al., 2014), cet intervalle ne se caractérise pas par un taux d'élévation particulièrement élevé comparé à la déglaciation. A l'Holocène, le taux d'élévation du niveau marin n'explique en moyenne que 51% de la variance des signaux de mangrove (Saintilan et al., 2020) car d'autres paramètres tels que les précipitations, les températures (atmosphériques et océaniques), ou encore le taux de sédimentation jouent aussi un rôle important (Lezine, 1996). D'après Blasco et al. (1996), les écosystèmes côtiers tels que les forêts de mangrove sont si spécialisés que toute variation mineure de leur régime hydrologique ou tidal entraîne une mortalité notable. D'après les signaux de forêt tropicale totale et de forêt sempervirente de notre enregistrement, la période 11,5 – 9 ka cal BP correspond à la période où l'intensité de l'ISM était maximale, induisant des apports massifs d'eau douce et de très importantes décharges sédimentaires dans le cône deltaïque. Il est possible que ces apports aient limité le développement de la mangrove, par submersion des individus ou étouffement de leurs systèmes racinaires.

#### 4. Conclusions de chapitre

- Le contenu palynologique du Site U1446 semble représenter avec fidélité la composition de la végétation du bassin versant du fleuve Mahanadi et de ses alentours.

- Les principaux marqueurs polliniques des forêts décidues et sempervirentes retrouvés au Site U1446 correspondent aux marqueurs identifiés dans la littérature dans les échantillons de surface continentaux, et permettent de discriminer les changements de composition de la forêt tropicale totale au cours du temps.
- Des changements de végétation de grande amplitude se sont produits au cours des derniers 24 ka, marqués par le passage d'une steppe semi-aride à la fin de la dernière période glaciaire à une dense forêt tropicale au début de l'Holocène, qui s'est progressivement ouverte jusqu'à aujourd'hui, sans impact apparent des activités humaines.
- L'évolution de l'intensité des précipitations apportées par la mousson d'été indienne a été déduite sur la base des changements du taux de forêt tropicale totale et en particulier de sa composante sempervirente associée à la réduction maximale des herbacées xérophytes adaptés à l'aridité. Les résultats indiquent que l'ISM était plus intense au début de l'Holocène (entre 11,8 et 8,2 ka cal BP). Malgré la légère ouverture de la végétation à 8,2 ka cal BP, la forte représentation de la forêt sempervirente montre que cette humidité a persisté jusqu'à 5,1 ka cal BP, date à partir de laquelle l'aridité continentale s'est renforcée.
- Ces résultats sont cohérents avec les autres traceurs étudiés au Site U1446 ainsi que les enregistrements retraçant la végétation et les précipitations continentales de la CMZ.
- A l'échelle orbitale, le « timing » de l'ISM ainsi que sa magnitude semblent être contrôlés principalement par le forçage radiatif lié à l'insolation. Les événements millénaires de faible mousson (WMI) survenus lors de la déglaciation ont probablement contribué au déclenchement abrupt de l'ISM lors de l'augmentation de l'insolation estivale de l'hémisphère nord. Les forçages internes, i.e. concentrations en gaz à effet de serre et volume de glace, ont probablement modulé l'amplitude de la circulation de mousson.
- A l'échelle millénaire, nos données montrent une variabilité persistante tout au long des derniers 25 ka, dont l'expression diffère en fonction du type de végétation au moment de l'événement. En période glaciaire, les changements rapides de la mousson s'expriment par des oscillations entre les composants de la steppe semi-aride tandis qu'en période interglaciaire, les changements rapides de la mousson s'expriment par l'alternance entre des phases d'ouverture et de fermeture de la végétation. Que ce soit en période glaciaire, pendant la déglaciation ou pendant l'Holocène, l'instabilité de l'intensité de l'ISM semble être largement liée aux changements de températures identifiés dans les hautes latitudes (événements de Heinrich, Younger Dryas, cycles de Bond).



---

## CHAPITRE 5

### *Greening of India and revival of the South-Asian summer monsoon in a warmer world*

---

Charlotte Clément<sup>1</sup>, Philippe Martinez<sup>1</sup>, Qiuzhen Yin<sup>2</sup>, Steven Clemens<sup>3</sup>, Kaustubh Thirumalai<sup>4</sup>, Srinivasan Prasad<sup>5</sup>, Krishnamurthy Anupama<sup>5</sup>, Qianqian Su<sup>2</sup>, Anqi Lyu<sup>2</sup>, Antoine Grémare<sup>1</sup>, Stéphanie Desprat<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC UMR 5805), Univ. Bordeaux, CNRS, Bordeaux INP, EPHE-Univ. PSL, Pessac, France*

<sup>2</sup>*Georges Lemaître Center for Earth and Climate Research, Earth and Life Institute, Université catholique de Louvain, Louvain-la-Neuve, Belgique*

<sup>3</sup>*Earth, Planetary, and Environmental Sciences, Brown University, Providence, RI, USA*

<sup>4</sup>*Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, USA.*

<sup>5</sup>*French Institute of Pondicherry, Laboratory of Palynology & Paleoecology, Pondicherry, India*

#### **Résumé en français :**

Alors qu'il existe un consensus sur le fait que le cycle hydrologique tropical s'intensifie au cours des périodes interglaciaires passées en réponse aux changements de l'insolation, des niveaux de gaz à effet de serre et du volume de glace, la réponse de la mousson sud-asiatique au réchauffement passé et futur fait l'objet de débats. Nous présentons ici un enregistrement pollinique marin du golfe du Bengale (Site IODP U1446) pour reconstruire les variations de la forêt tropicale étroitement liées aux changements de précipitations dans la zone centrale de la mousson pendant deux périodes de fort forçage radiatif, l'interglaciaire actuel, le stade isotopique marin (MIS) 1, et l'interglaciaire précédent, plus chaud, le MIS 5e. Nos résultats polliniques montrent une expansion de la forêt tropicale pendant deux intervalles du MIS 1 et du MIS 5e, définissant deux périodes humides indiennes (IHP) entre 127-120 ka et 11,8-5,1 ka. La plus grande expansion de la forêt sempervirente humide pendant l'IHP du MIS 5e indique une plus forte activité de la mousson pendant cet interglaciaire, en accord avec les reconstructions de la salinité basées sur le site U1446  $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ . En utilisant les enregistrements polliniques et les résultats des modèles, nous démontrons que l'intensité des périodes pluviales pendant les deux interglaciaires est étroitement liée à l'insolation de l'été boréal. Les différences observées et simulées dans la végétation et les précipitations de mousson entre les IHP et pendant les périodes interglaciaires complètes ne peuvent pas être attribuées au forçage du  $\text{CO}_2$ , que ce soit par son effet radiatif sur le climat ou par son effet physiologique sur les plantes.

While there is a consensus that the tropical hydrological cycle intensifies during past interglacial periods in response to changes in insolation, greenhouse gas levels and ice volume, the South Asian monsoon response to past and future warming is debated. Here we present a marine pollen record from the Bay of Bengal (IODP site U1446) to reconstruct tropical forest variations closely related to precipitation changes in the central monsoon zone during two periods of strong radiative forcing, the current interglacial, Marine Isotope Stage (MIS) 1, and the previous warmer interglacial, MIS 5e. Our pollen results show an expansion of tropical forest during two intervals of MIS 1 and MIS 5e, defining two Indian Humid periods (IHP) between 127-120 ka and 11.7-5 ka. The greater expansion of moist evergreen forest during MIS 5e IHP indicates stronger monsoon activity during this interglacial, in agreement with U1446  $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$ -based salinity reconstructions. Using pollen record and model results, we demonstrate that the intensity of pluvial periods during the two interglacials is closely related to boreal summer insolation. Differences in observed and simulated vegetation and monsoon rainfall between the IHPs and during the full interglacial periods cannot be attributed to  $\text{CO}_2$  forcing, either through its radiative effect on climate or through its physiological effect on plants.

The response of the South Asian monsoon to global warming in the coming decades and centuries is a critical economic and societal issue for billions of people. Recent CMIP6 simulations point out that the global water cycle will intensify as global temperatures rise, causing monsoon systems to expand and associated rainfall to intensify (Katzenberger et al., 2021; Moon and Ha, 2020), although there are large regional disparities in precipitation especially in India (Aadhar and Mishra, 2020). Interglacials are relatively short periods of glacial cycles observed during the Quaternary characterized by low continental ice extent, high sea level, and high greenhouse gas contents, primarily driven by variations in orbital forcing. These periods thus provide a panel of experiments to study the response of the tropical hydrological cycle under warm climates. Inconsistencies still exist in both proxy reconstructions and model simulations regarding the strength of the South Asian monsoon and its major controlling factors during the past interglacials. For example, during the last interglacial period (MIS 5e) which was characterized by higher temperatures and reduced ice caps relative to the preindustrial period (Capron et al., 2014; Dutton et al., 2015), some geological records suggest that the South Asian monsoon was the only boreal monsoon system attenuated relative to the Holocene (Nilsson-Kerr et al., 2021; Wang et al., 2022) despite a larger insolation forcing, an observation in contrast to climate simulations (Braconnot et al., 2008; Otto-Bliesner et al., 2021; Scussolini et al., 2019). Some records have shown that atmospheric  $\text{CO}_2$  and polar ice volume drive the oscillations of the South Asian monsoon, questioning the primary and dominant role of summer insolation forcing (Clemens et al., 2021).



Marine pollen records integrate the signal of vegetation of large fluvial watersheds, trace past vegetation changes and climate variability, as successfully done in temperate and monsoon-sensitive domains (Cheng et al., 2018; Dupont, 2011; Sánchez Goñi et al., 2018). Here we present a sequence of marine pollen from the Bay of Bengal (IODP Site U1446) off the Mahanadi River in the northeastern Indian Peninsula (Clemens et al., 2015) (Methods). This river watershed is located in the Core Monsoon Zone (CMZ) which best represents summer monsoon rainfall variations for all of India (Gadgil, 2003). This study aims to determine the response of the tropical vegetation and intensity of monsoon rainfall in the face of MIS 1 and 5e climate warming in the CMZ. We also use LOVECLIM1.3 and HadCM3 simulations to explore the relationships between the dominant forcing factors (seasonal insolation, atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations and ice-volume) and tropical woody cover and monsoon in India during the past two interglacial periods.

Modern distribution of vegetation in India is closely related to the amount of annual rainfall, which is mainly controlled by summer monsoon rainfall, and rainfall seasonality (Champion and Seth, 1968; Legris, 1963). Within the study area, there are four main types of potential vegetation at present-day (Figure 5-1). Dry and moist deciduous forests dominate most of the Mahanadi region, with rainfall ranging from 900 to 2000 mm.yr<sup>-1</sup> (75 to 167 mm.month<sup>-1</sup>) and 4 to 8 dry months. Due to the influence of the ocean, vegetation is dominated by semi-evergreen forest in the moist valleys of the lower Mahanadi watershed. Mangroves occupy most of the deltaic area. Evergreen forest is currently absent from the Mahanadi watershed, but thrives in the Western Ghats and Northeast India where rainfall exceeds 2300 mm.yr<sup>-1</sup> and the dry season is limited to 2-4 months or less. At Site U1446, the pollen grains in the sediment are primarily from vegetation in the Mahanadi River watershed (Supplementary Note). Based on the ecological requirements of the main species of the different taxons and studies on surface samples, we formed different pollen groups representing the main plant formations, i.e. deciduous forest, evergreen forest, xerophytes and grasslands, allowing us to discriminate the different rainfall conditions (Methods) (Anupama et al., 2000; Barboni et al., 2003; Bonnefille et al., 1999).

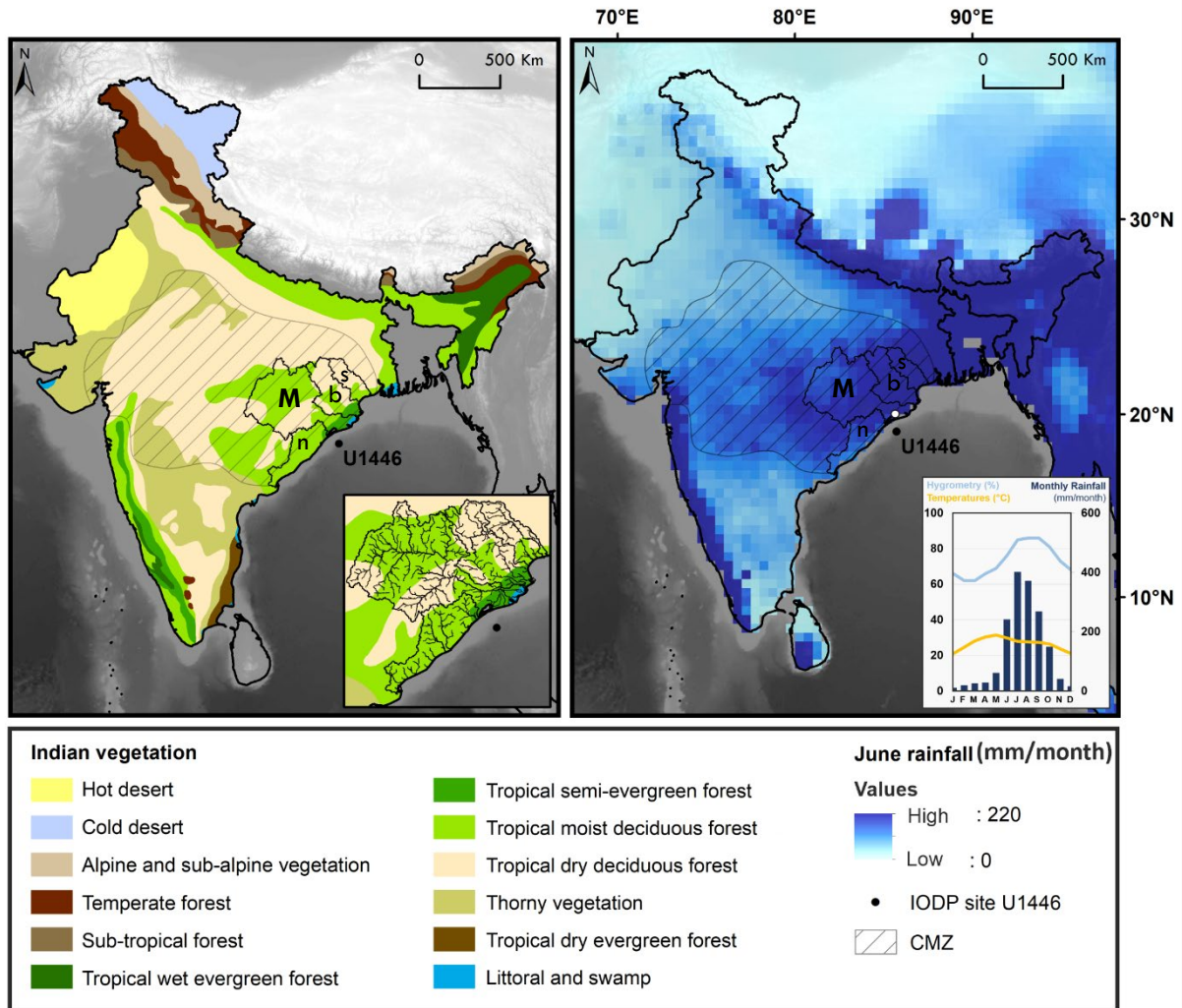


Figure 5-1 : Distribution of potential vegetation and June precipitation in the Indian Peninsula. Left panel: vegetation data are from Champion and Seth (1968) with an inset showing the watersheds of the Mahanadi, Subarnarekha, Brahmani and Navgati rivers; study Site U1446 is indicated by a black dot. Right panel: map of average June precipitation between 1950 and 1999 (Willmott and Matsuura, 2001) and ombrothermal diagram from Bhubaneswar weather station (white dot) showing current annual variations in temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), humidity (%), and precipitation (mm/month) (Data source: Climate-data.org). In both panels, Mahanadi catchment area (main source of sedimentary material) and the surrounding secondary catchment areas (Subarnarekha, Brahmani and Navgati) are highlighted and respectively indicated by the initials M, s, b and n. The CMZ is hatched.

## 1. Vegetation and South Asian summer monsoon during MIS 1 and MIS 5e

During MIS 1 and MIS 5e interglacial stages and preceding glacial periods, the vegetation dynamics show the same general trends (Figure 5-2 ; Figure 5-3 ; Figure 5-4). Herbaceous taxa typical of a semi-arid steppe (Amaranthaceae, Poaceae and *Artemisia*) dominate during the glacial periods of MIS 2 and 6. Although tropical forest taxa increased markedly in the early Bolling-Alleröd (~14.6 ka), they become dominant in the early Holocene (11.8 ka) until 5 ka, when a minimum of semi-arid steppe

(graminoid grasslands and xerophytes) is observed. For MIS 5e, tropical forest taxa show a maximum over a similar time interval between 127 and 120 ka. Once these maxima are over, an opening of the tropical forest is observed, giving way to a savannah type vegetation including more xerophytic and halophytic elements (Amaranthaceae) and graminoid grassland (Cyperaceae, Poaceae) during the last millennia of the two interglacials. Given the strong dependency of modern vegetation on rainfall amount and seasonality in India (Figure 5-1), the periods of maximal expansion of total tropical forest (11.8-5 and 127-120 ka) must presumably correspond to the wettest intervals of the current and last interglacials due to intensified summer monsoon precipitation, called hereafter Indian Humid Periods (IHP).

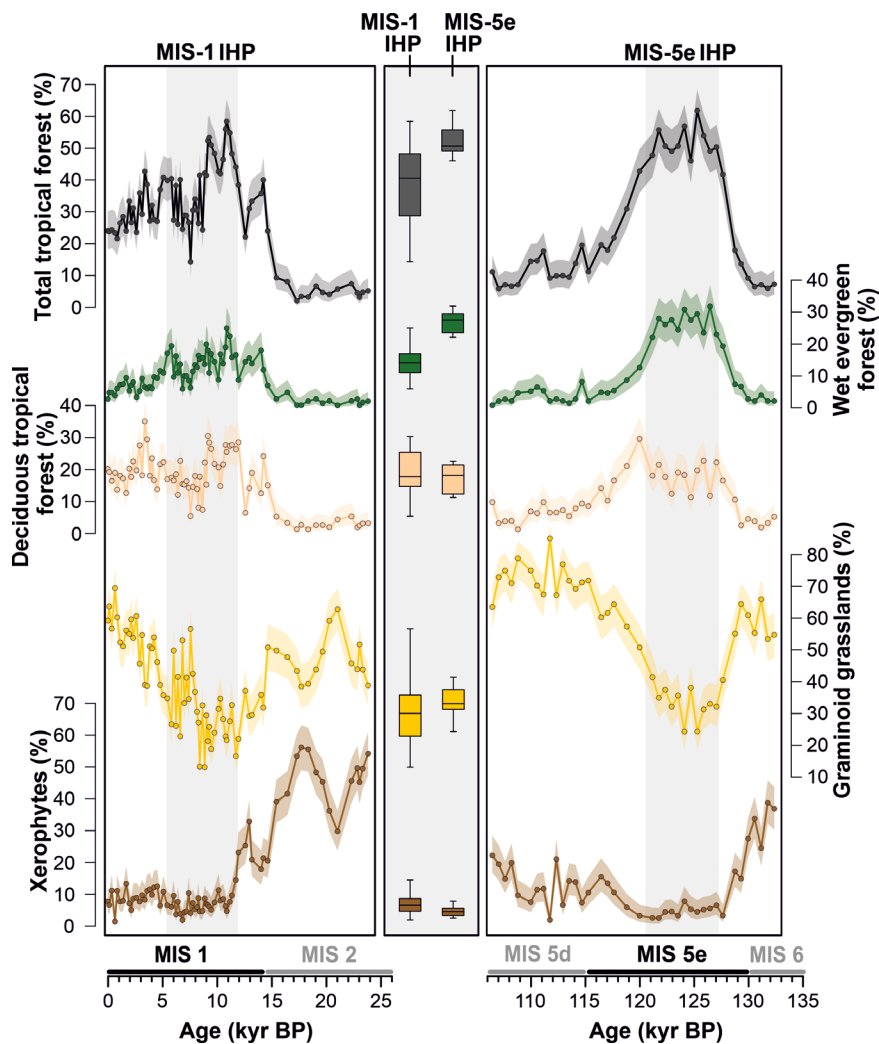


Figure 5-2 : Downcore pollen data from Site U1446 during the time intervals 0-25 ka and 107-135 ka. Pollen abundances of the main vegetation groups; colored shaded areas represent the 0.90 confidence interval on pollen percentage. The gray bands represent the wettest intervals (IHP) of both interglacials identified from pollen assemblages. The colored box-and-whisker plots show the distribution of pollen percentages of total tropical forest, wet evergreen tropical forest, deciduous tropical forest, graminoid grasslands and xerophytes during both IHP (11.8-5.1 ka and 127-120 ka).

Although rainforest taxons reach similar maximum values during both IHPs, forest expansion is on average over the wet interval (IHP) greater during MIS 5e (cf. box-plots in Figure 5-2). In addition, forest composition is significantly different between these two intervals (Figure 5-2), as demonstrated by multi-dimensional scaling with a permutational analysis of variance (Extended Data Figure 5-7). The wet evergreen forest, mainly composed of *Mallotus*, *Olea paniculata*, *Trema* and Moraceae/Urticaceae, is on average ~40% higher during the last interglacial IHP than during the Holocene IHP, clearly suggesting greater magnitude of summer monsoon precipitation during MIS 5e humid interval (Figure 5-2). This is clearly supported by the ratio of evergreen forest to xerophyte and graminoid grassland taxons (Figure 5-3). In addition, *Alchornea*, a taxons often identified in marine sediments off equatorial Africa and sporadically found in the wettest regions of northern India (Divya et al., 2018; Hooghiemstra et al., 1986; Van Campo and Bengo, 2004), is exclusively detected during MIS 5e IHP. Finally, a lower expansion of the drier (deciduous) forest type, primarily represented by Combretaceae/Melastomataceae, *Haldina*, and *Glochidion*, during the MIS 5e IHP relative to that of the Holocene is consistent with higher precipitation and a shorter dry season during the last interglacial. Although anthropogenic activity may have contributed to the decline of the tropical forest over the past few millennia, it is unlikely to have affected the pollen signal during the early and mid Holocene (Riedel et al., 2021).

In agreement with pollen results, leaf wax C isotopic ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ ) results from Site U1446 (Clemens et al., 2021; McGrath et al., 2021) indicate a maximum expansion of C3 plants (trees, shrubs) during the two IHP compared to the glacial periods at the expense of C4 plants (xerophytes and grasslands) (Figure 5-3). Orbital-scale variations in  $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$  from Site U1446 have been related to atmospheric  $\text{CO}_2$  variations (Yamamoto et al., 2022), accordingly to the paradigm whereby C4 plants are more competitive in terms of photosynthetic rates than C3 plants at low  $\text{CO}_2$  concentrations thus limiting forest extent during glacials (Bender, 1971; Cerling et al., 1998; Harrison and Prentice, 2003). However, this carbon-centric paradigm is challenged by paleo-ecological studies which demonstrate that variations in tropical woody cover during glacial-interglacial cycles are more likely to be controlled by moisture availability than by  $\text{CO}_2$  (Gosling et al., 2022). In addition, several pollen and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$  records reveal that rainforest persisted and remained a major vegetation formation in the African and Indonesian equatorial domains during past ice ages (Dubois et al., 2014; Dupont, 2011; Ruan et al., 2019), again questioning the control of tropical vegetation by atmospheric  $\text{CO}_2$ . On shorter time scales, over the past 30 to 150 years, stimulation of plant growth by  $\text{CO}_2$  is also challenged (Van Der Sleen et al., 2015; Wang et al., 2020), temperature, water availability and nutrients being identified as drivers of the carbon demand (Körner, 2015). The  $\text{CO}_2$  effect on vegetation at modern and paleoclimatic scales involves definitively complex mechanisms and interactions that remain debated. Anyway, at Site

U1446 in the Bay of Bengal, while xerophytes and grasslands (C4 plants) replaced rainforest (C3 plants) when CO<sub>2</sub> increases during terminations (Figure 5-3), no relationship is observed between changes in tropical forest composition and CO<sub>2</sub> when full interglacial conditions are reached. Very different percentages of tropical forest (10-70%) are indeed observed over a narrow range of CO<sub>2</sub> values during both MIS 5e and 1 (Figure 5-3), suggesting that interglacial vegetation changes are not driven by CO<sub>2</sub> but by the amount of moisture. While during the last 5 kyr, the increase in CO<sub>2</sub> and concomitant growth of Indian savannas can be linked to anthropogenic activity (Riedel et al., 2021; Ruddiman, 2007), similar savanna expansion independent of anthropogenic impact is observed during MIS 5e while CO<sub>2</sub> remains very high. Therefore, the differences in vegetation traced by pollen and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$  between the two IHP likely reflect contrasting monsoon rainfall intensity (Figure 5-3).

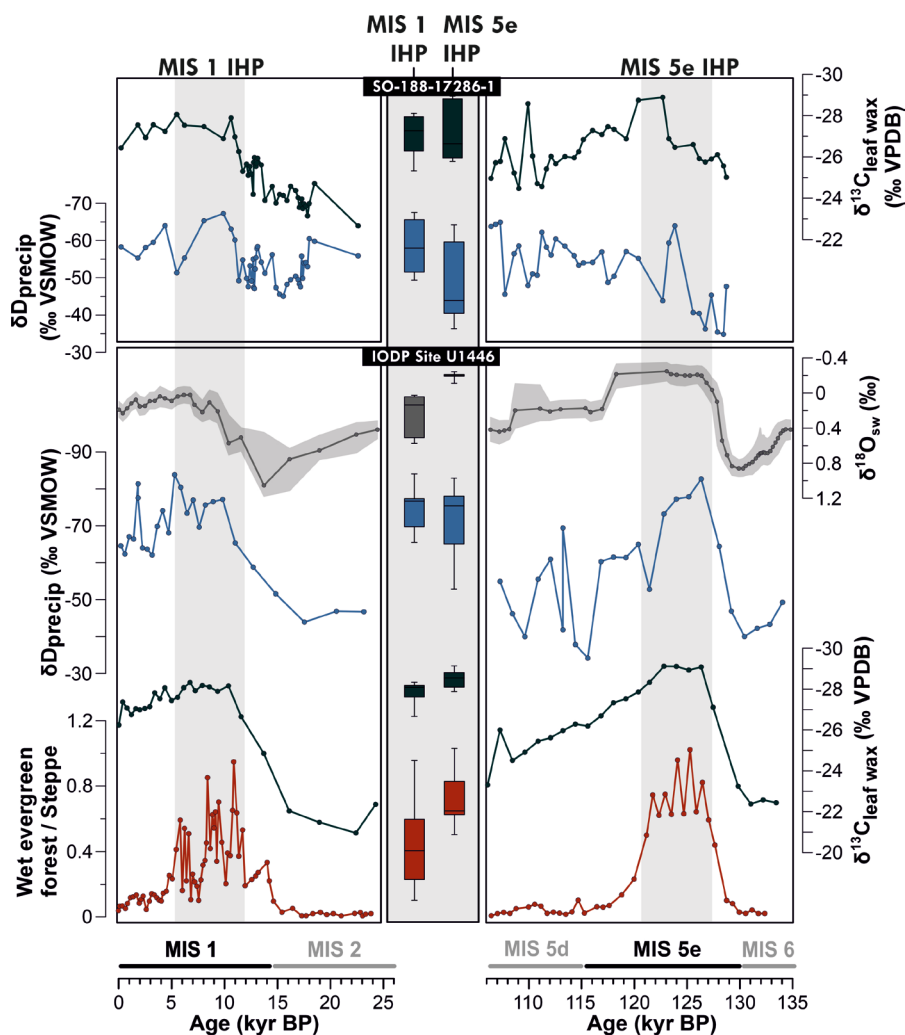


Figure 5-3 : Comparison between downcore pollen data and other monsoon proxies from Site U1446 and core SO-188-17286-1 during the time intervals 0-25 ka and 107-135 ka. IODP 1446:  $\delta\text{D}_{\text{precip}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$  results<sup>11,26</sup> and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$  estimates<sup>11,42,63</sup> (Methods). SO-188-17286-1:  $\delta\text{D}_{\text{precip}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{wax}}$ <sup>7</sup>. Colored shaded area for  $\delta^{18}\text{O}_{\text{seawater}}$  estimates represents the confidence interval (1 $\sigma$  error). The gray bands represent the wettest intervals (IHP) of both interglacials identified from pollen assemblages. The colored box-and-whisker plots show the distribution of each proxy data during both IHP (11.8-5.1 ka and 127-120 ka).

## 2. A humid period of greater magnitude over the last interglacial period in India

A recent compilation of distributed records over tropical monsoon systems coupled with a modeling experiment has suggested an intensification of summer precipitation during the MIS 5e relative to the Holocene (Nilsson-Kerr et al., 2021) in all monsoon systems, except the Indian monsoon. This is mainly inferred from model simulations, whereas the data compilation (Nilsson-Kerr et al., 2021) shows strong spatial heterogeneity in Asia. For instance, speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  records from Mawmluh and Tianmen show wetter conditions during MIS 5e whereas Bittoo Cave speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  indicates drier conditions (Cai et al., 2012, 2010; Kathayat et al., 2016). Such heterogeneity could arise due to distinct isotopic controls modulated by large-scale circulation features over Asia, as opposed to precipitation amount alone (Nilsson-Kerr et al., 2021). Of the indicators used,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  is related to salinity and serves as an indicator of precipitation and runoff over the adjacent continent in the Bay of Bengal (Clemens et al., 2021). At site U1446, the only available site to track Indian summer monsoon variations in the CMZ prior to the last ice age, Holocene (Clemens et al., 2021) and MIS 5e (Nilsson-Kerr et al., 2022, 2021)  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  values calculated using the same method (Methods) for both intervals indicates lower salinity during the last interglacial IHP compared to the Holocene IHP (Figure 5-3). Therefore, the set of monsoon proxies analyzed, i.e. pollen, leaf waxes  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ , constitutes a body of evidence for a more intense monsoon rainfall in the CMZ during the IHP of MIS 5e and demonstrates that the reconstruction of monsoon rainfall intensity is independent of the proxy used.

Leaf wax  $\delta\text{D}$  is another widely used indicator for reconstructing the hydrologic cycle., e.g. African or Indian (Castaneda et al., 2009; Contreras-Rosales et al., 2014; Tierney and deMenocal, 2013; Wang et al., 2022). Based on this proxy measured on core SO-17286-1 from the northern Bay of Bengal, which is under the influence of Ganges-Brahmaputra-Meghna river discharge, it is argued that conditions were drier during the MIS 5e compared to the Holocene (Wang et al., 2022). At Site U1446, similar values of  $\delta\text{D}_{\text{precip}}$  are reached during the two interglacial periods within error uncertainty (McGrath et al., 2021). In the CMZ, the difference between  $\delta\text{D}_{\text{precip}}$  signals and both vegetation and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  data could be related to the multiple processes that affect  $\delta\text{D}$  of plant leaf waxes such as different potential moisture sources and the associated transport pathway (McGrath et al., 2021; Pathak et al., 2017). A hydroclimatic parameter, namely recycled rainfall, which is not often considered in paleoclimatic studies (Ampuero et al., 2020) could potentially reconcile the hydrogen isotopic data with our pollen data in the CMZ. During MIS 5e, the development of wet evergreen forest generated by a large input of oceanic moisture probably led to an amplification of the magnitude of this recycled precipitation compared to MIS 1. Thus, vegetation must have played a positive feedback role by feeding the monsoon rains through the evapotranspiration mechanism (up to 25% of current

precipitation) and in particular by lengthening the duration of the wet season (Pathak et al., 2017; Paul et al., 2016). Such a prolonged rainy season during MIS 5e is supported by geochemical and isotopic data from the Mawmluh cave speleothem (Magiera et al., 2019). Moisture formed from plant transpiration leads to relatively enriched values of  $\delta D$  precipitation in subsequent rainfall (Levin et al., 2009; Sachse et al., 2012). Therefore, this mechanism may have altered the hydrogen isotopic signal of lipids by generating isotopic enrichment erroneously showing drier conditions at MIS 5e than at MIS 1 (Braconnot et al., 2008) or similar between the two interglacial (McGrath et al., 2021).

### 3. Mechanisms contributing to interglacial humid periods in India

LOVECLIM1.3 and HadCM3 model experiments and site U1446 pollen record indicate that the forest extent and monsoon rainfall maxima occur at the onset of interglacial periods when high values of boreal summer insolation related to precession minima, high concentrations of atmospheric  $CO_2$ , and minimum ice volume are combined (Figure 5-4 and Figure 5-7). These moisture maxima at the beginning of interglacials is reproduced whatever the simulation, i.e. whether we consider only the astronomical forcing (ORB), or the additional effect of the internal forcings related to the variations of the atmospheric  $CO_2$  (OrbGHG) and ice volume of the Northern Hemisphere (OrbGHGIce); this shows that the CMZ summer (and annual) precipitation variations during MIS 1 and MIS 5e are primarily controlled by precession. The lower  $CO_2$  and larger ice sheets at the start and end of the interglacials slightly reduce the precipitation. The greater expansion of the rainforest and thus the higher humidity characterizing the MIS 5e IHP are thus controlled neither by  $CO_2$  nor by continental ice volume but by orbital forcing (Figure 5-4), in agreement with previous modeling experiments (Braconnot et al., 2008; Otto-Bliesner et al., 2020). This is also in line with modelling experiments on other interglacials which show that the role of  $CO_2$  on vegetation over most of the continents is much smaller as compared to orbital forcing (Su et al., 2023), especially in the low latitudes (Contreras-Rosales et al., 2014). Using a simple rationale, the reason why the  $CO_2$  effect alone is likely insufficient to explain the higher intensity of the Indian monsoon at MIS 5e lies in the fact that the radiative forcing induced by  $CO_2$  differences (41 ppmv, or  $\sim 0.42 \text{ W.m}^{-2}$  (Köhler et al., 2017)) is  $\sim 60$  times smaller than that induced by summer insolation differences between the two IHP ( $\sim 20$  to  $30 \text{ W.m}^{-2}$  (Berger and Loutre, 1991)).

Cross spectral analysis between precipitation proxies and both external (insolation) and internal forcing factors highlights that the pacing of monsoon rains in India followed ice sheet melting and  $CO_2$  increase during the glacial-interglacial oscillations of the last million years (Clemens et al., 2021). As suggested by simulation results (Jalihal et al., 2019b), it is likely that the contribution of

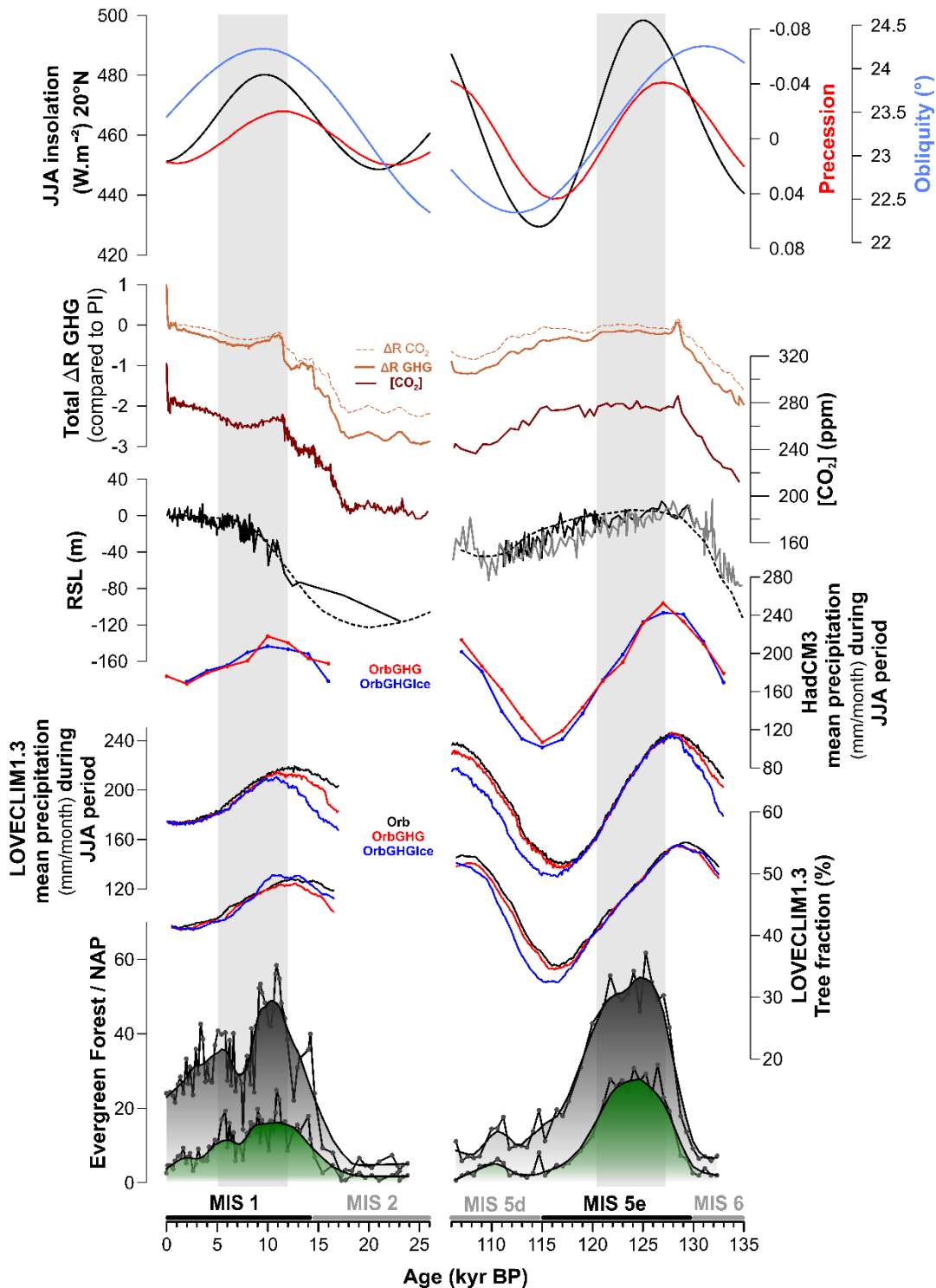


Figure 5-4 : From bottom to the top : Total tropical forest and evergreen tropical forest from pollen data (this study) ; Simulated summer precipitation using LOVECLIM1.3 and HadCM3 (black curves: orbital forcing only = Orb; red curves: orbital and GHG forcing = OrbGHG; blue curves: orbital, GHG and ice volume forcing = OrbGHGIce) and tree fraction simulated using the OrbGHGIce experiment with LOVECLIM1.3. ; Sea-level reconstructions (Rohling et al., 2019 in black; Grant et al., 2012 in grey; Waelbroeck et al., 2002 in dashed black) ; atmospheric CO<sub>2</sub> concentration from Antarctic ice-core EPICA Dome C (Bereiter et al., 2015) ; total radiative forcing calculated from greenhouse gases (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O) and CO<sub>2</sub> radiative forcing only calculated from atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations (Köhler et al., 2017); since the contribution of CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O to total greenhouse gas radiative forcing is small compared to that of CO<sub>2</sub> at orbital scales, the radiative forcing of GHG on the monsoon is mainly exerted by CO<sub>2</sub>; orbital forcing (June-July-August insolation at 20°N, precession and obliquity)(Berger & Loutre, 1991).



external and internal forcing factors varies with boundary climate conditions. During established interglacial conditions with small polar ice sheets and high CO<sub>2</sub>, the intensity of solar radiation is the main driver controlling the migration to a greater or lesser extent depending on the insolation values of the intertropical convergence zone (ITCZ) and the amount of water vapor in the atmosphere transported over the continent by winds (Braconnot et al., 2008; Kutzbach, 1981; Mohtadi et al., 2016; Otto-Bliesner et al., 2021; Scussolini et al., 2019). The HadCM3 snapshot simulations clearly show an increase in moisture over northern India carried by stronger surface winds during the MIS 5e precession minimum compared to that of MIS 1 (Figure 5-9). In contrast, during glacial periods and glacial terminations, the changes of the glacial boundary conditions such as atmospheric CO<sub>2</sub>, polar ice volume and sea level would contribute more significantly to monsoon variability, which could likely explain the dominance of these forcings most notably when long time series are considered. Indeed, model simulations show that the latitudinal migration of the ITCZ caused by large northern hemisphere ice sheets is much larger than the one caused by insolation change (Lyu et al., 2021).

Knowing that by the end of the century, solar forcing will remain similar to the current or pre-industrial period and thus unfavorable to the greening of savannah or even semi-desert regions, the question arises as to whether the ongoing increase in radiative forcing related to anthropogenic CO<sub>2</sub> emissions (e.g. most pessimistic SSP5-8.5, ~1100 ppmv of CO<sub>2</sub>, additional 7.35 W.m<sup>-2</sup> relatively to pre-industrial radiative forcing (Köhler et al., 2017; V. Masson-Delmotte et al., 2021)) is able to counteract the orbital forcing that provides the main control of monsoon intensity during warm periods. This important question remains a challenge, given that tropical forests represent the main carbon reservoir in continental ecosystems that can in turn help mitigate anthropogenic carbon emissions (Carvalhais et al., 2014; Saatchi et al., 2011).

#### **4. Extended data**



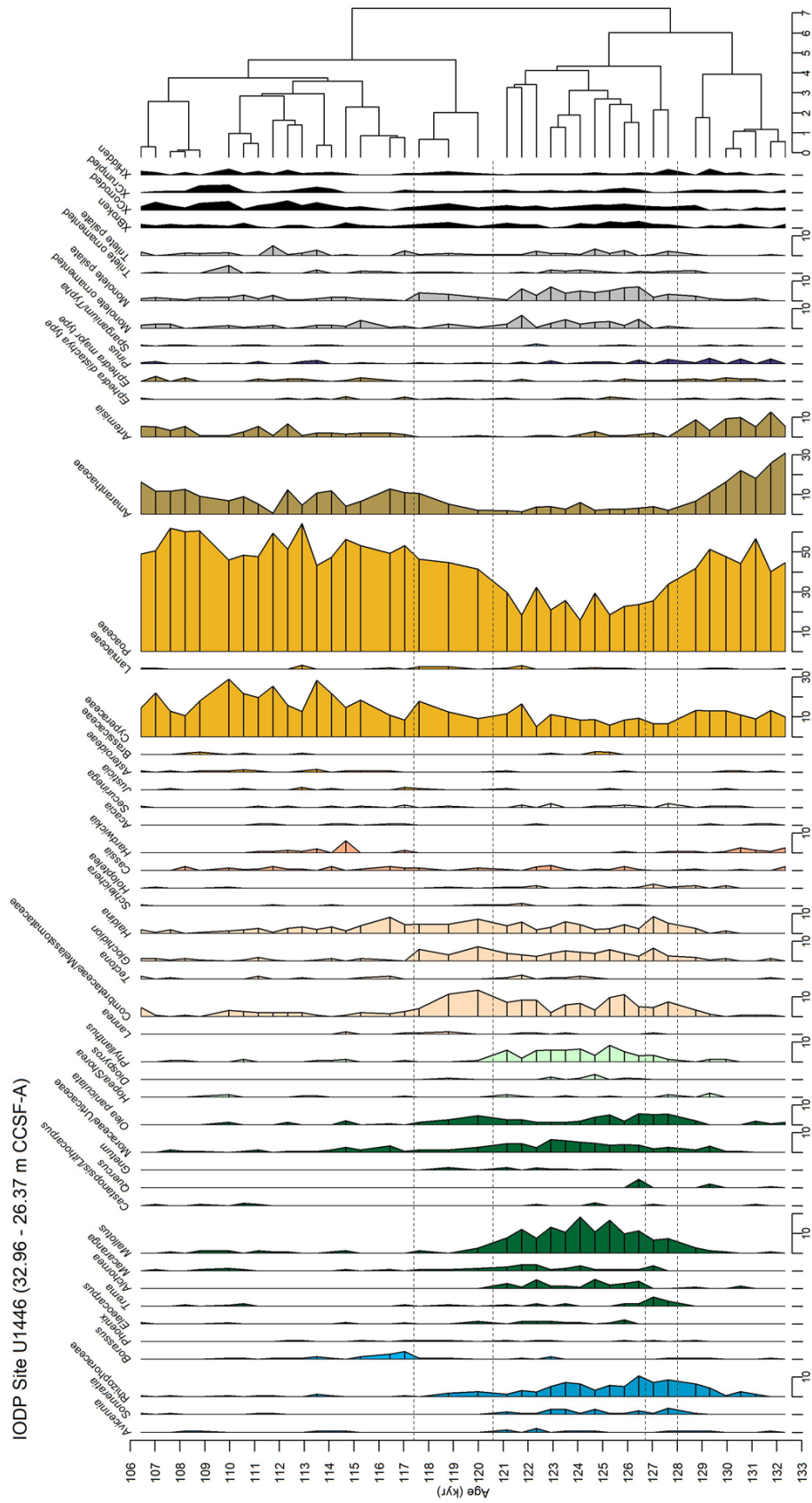


Figure 5-6 : Pollen diagram of section 32.96 - 26.37 m CCSF-A from the IODP Site U1446 covering the time interval 135-106 kyr. Each morphotype is expressed in %. Taxa with very low occurrence (less than 5% of all samples) are not shown but are available in the raw data table. Right: dendrogram established with a constrained hierarchical cluster analysis; dotted lines delimit the different clusters.

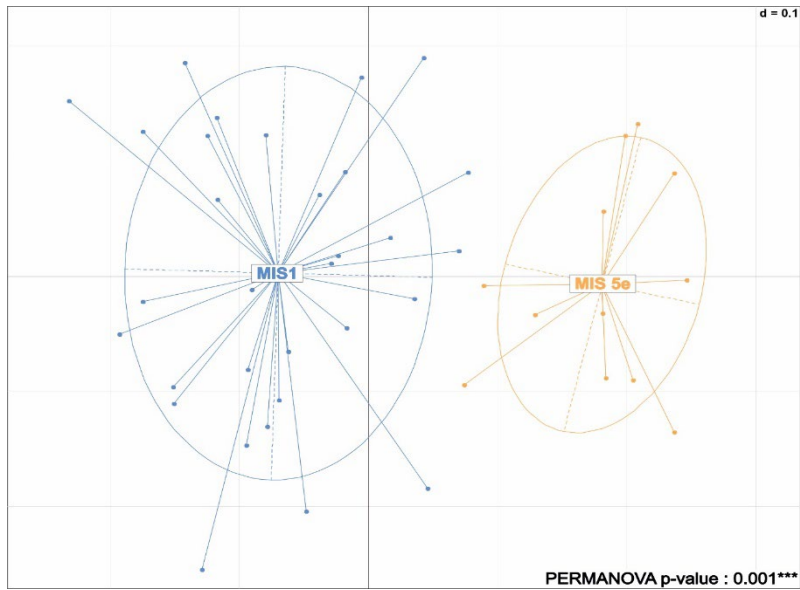


Figure 5-8 : Results of multi-dimensional scaling with a permutational analysis of variance (MDS, PERMANOVA) performed on pollen data from the wet periods of MIS 1 (11.8-5.1 ka) and MIS 5e (127-120 ka). Each point corresponds to a pollen sample. Statistical analyses show that MIS 5e pollen assemblages are significantly different from MIS 1. See text for details.

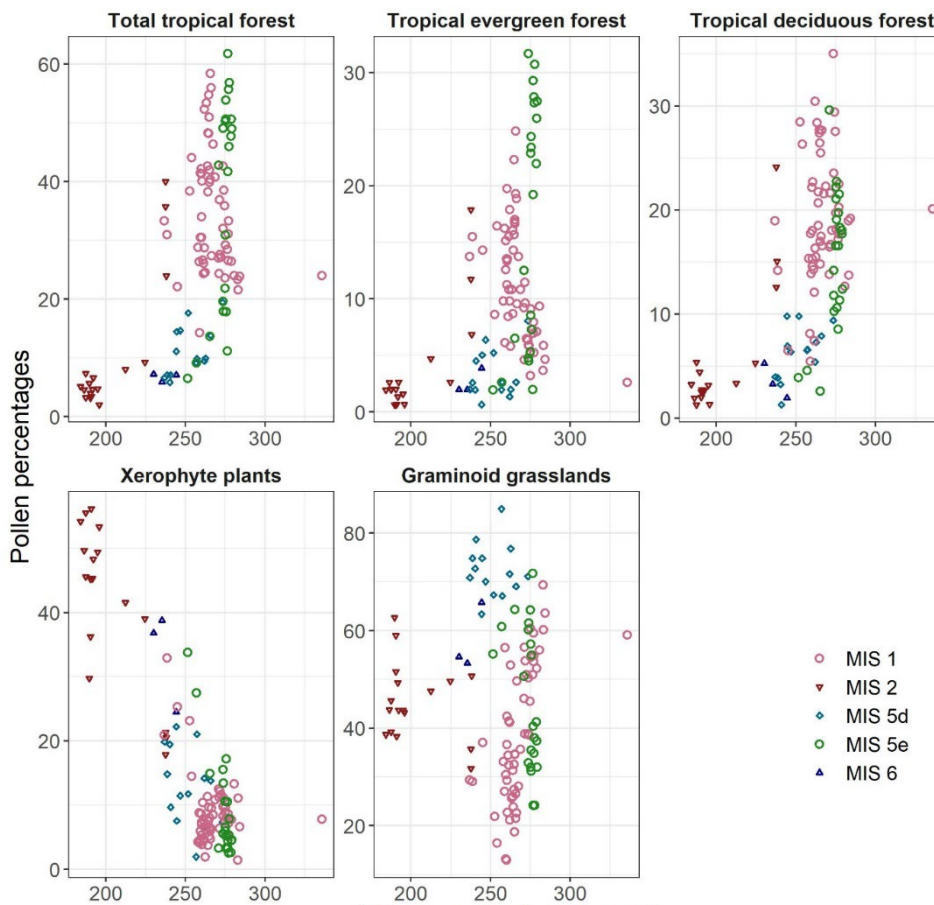


Figure 5-7 : Scatterplot comparing vegetation changes (total tropical forest; tropical evergreen forest; tropical deciduous forest; grassland; arid and semi-arid plants) as a function of atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations (Bereiter et al., 2015) - over the entire record. The different climatic periods are distinguished by different symbols.

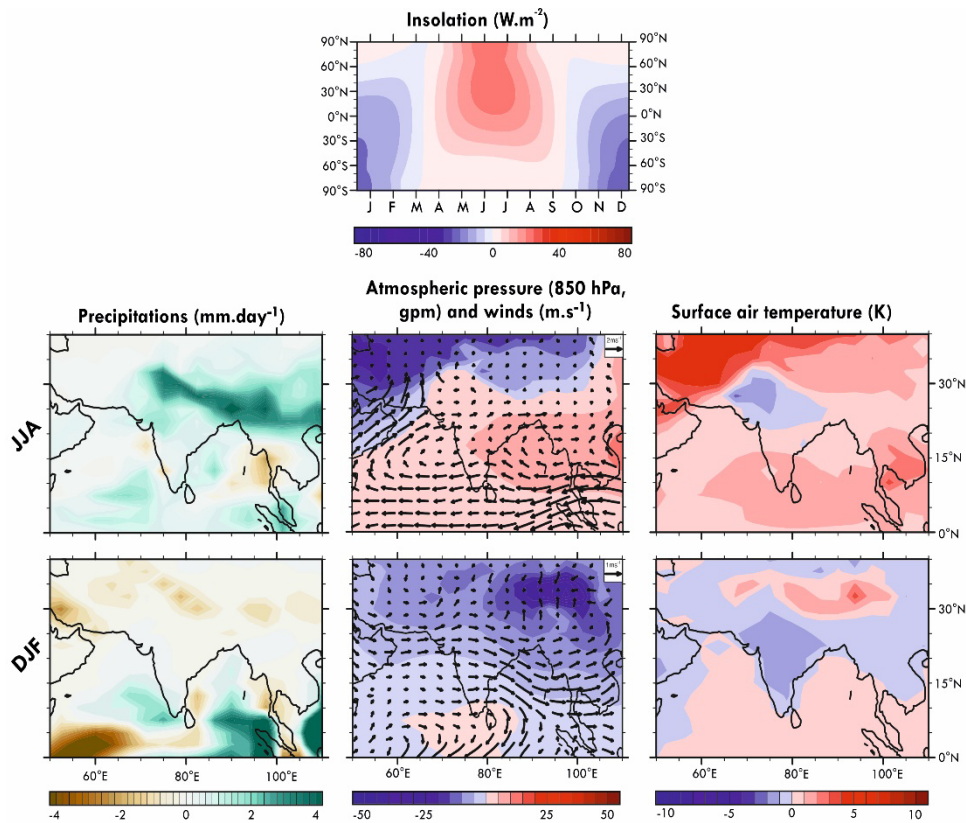


Figure 5-8 : Maps extracted from the OrbGHGIce experiment using HadCM3, depicting anomalies in the seasonal distribution of insolation (top), JJA and DJF precipitation (left), atmospheric pressure (color) and surface wind speed (black arrows) (center), and surface temperature (right) between 127 and 12 ka, representing a precessional minimum situation at MIS 5e and MIS 1 respectively.

## 5. Method

### 5.1. Sediment material

The IODP Site U1446 was collected during the IODP expedition 353 “Indian Monsoon Rainfall” on the western margin of the Bay of Bengal. This site is located off the southern part of the delta of the Mahanadi River which is one of the major rivers of the eastern Indian Peninsula ( $19^{\circ}5'0.528''N$ ,  $85^{\circ}44'5.028''E$ ) (Figure 5-1). In this area, the continental shelf is particularly narrow from 60 km to 25 km, helping a rapid transfer of terrestrial particles to the deep-sea. This site has been drilled at 1440 m below sea-level on a lower slope promontory, enabling to avoid turbiditic disturbances. Sediments of the IODP Site U1446 mainly consists of grey clays with nannofossils, foraminifera and biogenic silica (Clemens et al., 2015). Detailed drilling and site information is provided by Clemens et al. (2015).

### 5.2. Pollen analysis

Hole C of the IODP site U1446 was subsampled for pollen analysis every 1 to 11 cm over the upper 7.47 m CCSF-A. A total of 74 samples was analysed in this interval. 39 samples between 26.37 m and 32.96

m CCSF-A were taken from Hole A and C every 14 to 30 cm. Samples of 1 to 5 grams of dry sediment were processed using standard palynological techniques (detailed extraction protocol available at [https://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=en&page=eq\\_paleo\\_pollens](https://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=en&page=eq_paleo_pollens)). A tablet of marker grains including a known number of *Lycopodium* was added to each sample to estimate pollen concentrations. Extraction of pollen and spores consists of successive chemical treatments on the sediment fraction lower than 150 µm with cold HCl and cold HF and sieving through a 5 µm nylon mesh screen. The residue was mounted unstained in a mobile media (glycerol) to allow polar and equatorial observations of pollen grains.

Counting was performed using a light microscope at 400 and 1000 (oil immersion) magnifications. On average 185 pollen grains and spores were counted in each sample. Pollen percentages for each identified morphotypes are based on the total pollen and spore sum excluding undeterminable, aquatic plants and pteridophyte spores. Values for these groups were obtained from the total sum. A total of 145 pollen morphotypes have been identified. Identification is based on the reference collections of the French Institute of Pondicherry (India) and the OSU OREME (France) as well as diverse atlases of tropical flora (Gosling et al., 2013; Thanikaimoni, 1987; Tissot et al., 1994; Vasanthi, 1976).

At site U1446, based on the ecological requirements of the major species of the different arboreal taxons, pollen taxons can be separated in two different groups of forest type. Some taxons, such as Combretaceae/Melastomataceae, *Haldina* and *Glochidion*, are important constituents of two dominant plant formations in the present-day Mahanadi watershed, namely the dry and moist deciduous forests (Champion and Seth, 1968; Gaussen, 1992; Gaussen et al., 1992). The pollen rain of these two forest types cannot be differentiated (Barboni et al., 2003; Bonnefille et al., 1999), and the corresponding taxons are grouped here under the term tropical deciduous forest. Other taxons, such as *Mallotus*, *Olea paniculata*, *Trema* and Moraceae/Urticaceae, currently thrive preferentially in wetter forest formations of Northern India (Champion and Seth, 1968; Legris, 1963; Troup, 1921). Although these taxons can be found in moist deciduous to evergreen forests, they have been identified as pollen markers of the modern pollen rain of the western Ghats evergreen forest (Anupama et al., 2000; Barboni et al., 2003; Bonnefille et al., 1999). Thus, when taxons from this group are well represented in the sediments of Site U1446, it therefore undeniably indicates that evergreen forest is developing in the Mahanadi Basin and thus that monsoon rainfalls reach the highest intensity. These two forest groups, namely evergreen forest and tropical deciduous forest, also aggregate minor taxons such as *Elaeocarpus*, *Celtis/Cannabis*, *Macaranga*, *Eurya*, *Gnetum* for the former and *Shleichera*, *Cassia*, *Holoptelea*, *Hardwickia*, *Tectona* for the latter. We also formed a group of graminoid grassland consisting of Poaceae and Cyperaceae and a group of xerophyte plants (semi-arid and arid plants) constituted of Amaranthaceae, *Ephedra distachya* type, *Ephedra major* type and *Artemisia*.

### 5.3. Statistics on pollen data



Statistical analyses were conducted on the pollen abundance data in the R environment (R Core Team, 2019) using the *rioja* and *vegan* packages (Juggins, 2017; Oksanen et al., 2018). Constrained hierarchical cluster analysis was performed to define the pollen zones. We used multidimensional scaling (MDS) ordination with a permutational analysis of variance (PERMANOVA) to compare pollen assemblages from the studied intervals and evaluate the closeness of the pollen assemblages of the most humid periods. We performed these analyses on pollen data from the periods 11.8-5 ka and 127-120 ka. Clustering and ordination were applied to a dissimilarity matrix based on the Bray-Curtis distance. To highlight trends in the data we modelled the tropical forest evolution thought time for both intervals using a local regression smoother (LOWESS) performed in the R environment. The smoother span was chosen to remove millennial-scale variability. Confidence interval on pollen relative abundances were estimated with the R package *binom* using the 'exact' Clopper-Pearson method (Dorai-Raj, 2022).

#### 5.4. Chronological framework

Chronology of the upper section (from 0 to 7.47 m CCSF-A) is derived from published Bayesian age-depth modelling based on 14 radiocarbon datings (Zorzi et al., 2022) (Supplementary Note). As in (Nilsson-Kerr et al., 2021), the age-depth model of the interval 32.96 -26.37 m CCSF-A is derived from the AICC2012 chronology. However, we used a different methodology based on evidence of northern hemisphere high latitude to tropical coupling at the millennial timescale (Corrick et al., 2020). In Zorzi et al. (2022), which presented the analysis of the last glacial section from site U1446, we observed a marked response of the Indian vegetation and summer monsoon to the most drastic millennial-scale climatic changes in the North Atlantic, i.e. Heinrich events. Here, we assume that the coupling observed between Greenland warming and Asian monsoon intensification (Corrick et al., 2020), in particular for the warming episode after an ice drifting event, persisted over the last climatic cycles. The ODP Site 983 and associated  $G_{LT\_syn\_hi}$  signal which reflect the northern millennial-scale climatic variability on the AICC2012 chronology (Barker et al., 2019) were used as tuning target. We tuned increases in Rb/Ca ratio from Site U1446 interpreted as enhancement of runoff on adjacent continent and induced marine stratification (Clemens et al., 2021) to abrupt increases in synthetic Greenland temperature linked to reductions in *Neogloboquadrina pachyderma* s. and IRD contents from Site 983 marking abrupt warming after major millennial-scale events associated to ice-sheet calving (Supplementary Note). The tie-point at 32.1 m CCSF-A links the start of the increase in U1446 Rb/Ca and the decrease in *N. pachyderma* s. and IRD content in ODP 983 at 128.9 ka. Concomitant increase in arboreal pollen taxons in IODP Site U1446 confirms Indian monsoon rainfall intensification. This follows the sequence of climatic events established for Termination II showing an increase in Asian monsoon dated at ~129 ka in Chinese speleothems which occurs subsequently to the North Atlantic event HS 11 (Deaney et al., 2017; Govin et al., 2015). Two other control points link the increases in the ratio Rb/Ca at 24.5 and 26.3 m CCSF-A to the northern high latitude warming associated to the end of

the events C24 and C23. Ages in our chronology are 1.77+/-0.6 ky younger than in Nilsson-Kerr et al. (2021).

### 5.5. Simulations with LOVECLIM and HadCM3

LOVECLIM1.3 is an atmosphere-ocean-sea ice-vegetation coupled model. Three transient simulations are performed for each of MIS 1 and MIS 5e with LOVECLIM1.3. In the first simulation, the model is driven only by changes in insolation (the Orb experiment) with CO<sub>2</sub> being fixed to 280 ppmv. In the second simulation, the model is driven by changes in insolation and greenhouse gas concentrations (the OrbGHG experiment). These two simulations have been used and presented in Yin et al. (2021) and detailed model and experiment design can be found there. In the third simulation, ice sheets changes in the Northern Hemisphere, which are simulated by Ganopolski and Calov (2011), are additionally considered (the OrbGHGice experiment) but the associated sea level change is not.

HadCM3 is an atmosphere-ocean coupled general circulation model. Two sets of snapshot simulations are performed with HadCM3 with a time interval of 2 ka for each of MIS 1 and MIS 5. In the first set of simulations, the model is driven by changes in insolation and greenhouse gas concentrations (the OrbGHG experiment). In the second set of simulations, such as in LOVECLIM 1.3, the changes of the Northern Hemisphere ice sheets are additionally considered (the OrbGHGice experiment) but not the sea level. The detailed description of the HadCM3 model and the experiment setup of the two set of simulations are provided in Lyu and Yin (2022).

### 5.6. $\delta^{18}\text{O}$ seawater estimates

We used the Mg/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  analyses on *G. ruber* published previously in Clemens et al. (2021) for section 0 to 7.47 m CCSF-A and in Nilsson-Kerr et al. (2022, 2021) for section 32.96 to 26.37 m CCSF-A. Since the  $\delta^{18}\text{O}$  sea-water reconstructions presented in these works were obtained using different Mg/Ca corrections and calibrations, we re-generated estimates of  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  following a single method, as described in Clemens et al. (2021) using the Matlab toolkit PSU Solver (Thirumalai et al., 2016). The procedure uses: 1) the calibration of Tierney et al. (2016) applied to Mg/Ca data corrected by 6 ‰ to account for the effect of reductive cleaning to estimate SST (Sea Surface Temperature), 2) the equation of Bemis et al. (1998) describing the relationship between seawater  $\delta^{18}\text{O}$  and temperature (low light), 3) Sea-level data extracted from U1446 smooth benthic  $\delta^{18}\text{O}$  (lowess smoothing with a span f of 0.15) using the conversion factor (-0.01068‰/m). A 2 ky time uncertainty and a 2m mean sea-level uncertainty were used. For all sections, we used levels with paired Mg/Ca and  $\delta^{18}\text{O}$  data only, meaning that we retrieved all  $\delta^{18}\text{O}$  on *G. ruber* data without corresponding Mg/Ca measurement in the same level. Note that it produces a lower time resolution record over the end of MIS 5e in comparison with that published in Nilsson-Kerr et al. (2021).



## 6. Supplementary Note

### 6.1. Source of pollen recruited at Site U1446

The source of pollen grains in marine sediment appears fundamental to determine before interpreting the pollen signal of a marine sequence. Unfortunately, the pollen content of modern sediment deposited on the eastern Indian margin has not been studied so far. A number of studies on the pollen relationship between modern vegetation and pollen distribution in marine sediments from various margins demonstrated that marine pollen signals are representative of the main vegetation belts of the close continent (Dupont et al., 2007; Heusser and Balsam, 1977; Hooghiemstra et al., 2006, 1986; Montade et al., 2011). In particular, these works inform us that in margin off dry environments, such as the NW African margin, winds deliver pollen to the ocean during the flowering season where they rapidly sink through the water column. In contrast, in regions with well-developed hydrological basins, such as the Mahanadi watershed, pollen is largely delivered to the ocean by fluvial transport (Dupont and Wyputta, 2003; Heusser and Balsam, 1977). In the ocean, pollen grains have a hydrodynamic behavior similar to the particles of the silty-clayed fraction and are poorly transported by ocean currents (Hooghiemstra et al., 2006). Some studies characterized the input, deposition and transport of sediments on the continental shelf of the eastern Indian margin and their subsequent export to the deep ocean and therefore can be used as basis to suggest the pollen sources and transport to the studied site. Sediment supply from the Mahanadi River, as from all the rivers of peninsular India, to the continental shelf occurs mainly during the southwest monsoon season (Mohanty, 2008). Indeed, it has been shown more than 90% of the annual discharge and more than 95% of the annual sediment discharge of the Mahanadi River occurs during the summer monsoon period (Bastia and Equeenuddin, 2016; Chakrapani and Subramanian, 1990). Between the Mahanadi Delta Branch outlet and Chilika/Puri, fine suspended particles are largely exported to the deep ocean during the monsoon period or during storm events (Raman and Reddy, 2001). In this area, cross-shelf transport predominates, probably favored by a narrow continental shelf (25-60 km) and the presence of a submarine canyon off Puri that channels the exported sediments offshore (Raman and Reddy, 2001). All these observations suggest that the source of the pollen grains likely originates in the Mahanadi basin and secondarily in those of the adjacent Rushikulya, Brahmani, and Baitarani rivers that have less annual flow (Panda et al., 2011).

This origin could be objected to in view of the huge river plume of the Ganges and Brahmaputra rivers entering the site area. Nevertheless, river plumes are associated with very low transport of sediment discharge from a river, mainly because of the process of flocculation occurring at the outlet, which causes particles to sink to the bottom and be transported by the bottom boundary layers (Geyer et al., 2004; Hill et al., 2007). Flocculation is known to be one of the processes that allow pollen grains to pass through the water column, explaining that despite their size and buoyancy capacity, they are not transported by surface currents over long distances (Mudie and McCarthy, 2006). Another argument supporting the low pollen contribution from the Ganges-Brahmaputra source is related to

seasonal surface circulation. During the period of maximum river discharge, ocean surface currents are driven by southwesterly winds (Schott et al., 2009), favoring northward shelf transport. Southward particulate transport can occur during the winter monsoon season when surface currents are directed by northeast winds. Nevertheless, as discussed above, lateral transport across the continental shelf is not the most important process (Rao, 1964).

Finally, a study of the aluminosilicate fraction of the sediments from IODP Site U1445, whose location is very close to our study site, shows that, the elemental composition of the sediments in aluminum, titanium, scandium, niobium in particular stayed consistent with the lithological characteristics of the Mahanadi Basin (Precambrian granite and gneiss of the Indian craton and associated sedimentary deposits) over the last 6 Ma (Dunlea et al., 2020). The difference in lithological composition between the basins of the rivers located further south such as the Godavari and Krishna and the Ganges-Brahmaputra Basin argue for the origin of terrigenous particles located in the Mahanadi Basin, rejecting the hypothesis of a significant contribution from those remote sources (Dunlea et al., 2020). It appears therefore that while the contribution of the Ganges-Brahmaputra river system to the pollen input at Site U1446 cannot be completely excluded, it is likely to be largely minor. It should also be mentioned that pollen results from the most recent samples support our argument regarding the source of pollen grains. In fact, only a very small proportion of pollen grains (<5%) corresponding to the current vegetation types of the Godavari watershed to the south (thorny vegetation) and the Ganges-Brahmaputra watershed to the north (wet evergreen tropical forest) were found, which in no way supports a major contribution of these watersheds to the assemblage of Site U1446. Pollen analysis of sediments from this site will provide a unique time series of vegetation and monsoonal rainfall variations in the Core Monsoon Zone.

## 6.2. Chronological framework

IODP sample label	Depth (cm CCSF-A)	<sup>14</sup> C ages (ka BP)	Reference for <sup>14</sup> C datings
C1H1 1 cm	0	-0.06 ± 0.1	Clemens et al., 2021
C1H1 95 cm	95	1.67 ± 0.015	Zorzi et al., 2022
C1H2 21 cm	171	2.72 ± 0.02	Clemens et al., 2021
C1H2 124 cm	274	3.7 ± 0.02	Zorzi et al., 2022
C1H3 67 cm	367	5.6 ± 0.03	Clemens et al., 2021
C1H3 101 cm	401	5.775 ± 0.025	Zorzi et al., 2022
C1H4 30 cm	480	7.33 ± 0.025	Zorzi et al., 2022
C1H4 118 cm	568	9.25 ± 0.05	Clemens et al., 2021
C1H5 11 cm	611	10.8 ± 0.065	Zorzi et al., 2022
C1H5 47 cm	647	12.8 ± 0.04	Zorzi et al., 2022
C1H5 81 cm	681	14.95 ± 0.05	Zorzi et al., 2022
A2H3 29 cm	723.5	19.41 ± 0.08	Clemens et al., 2021
A2H3 33 cm	727.5	19.45 ± 0.19	Clemens et al., 2021
A2H3 99 cm	793.5	24.28 ± 0.2	Zorzi et al., 2022
Event	Depth (cm CCSF-A)	AICC2012 ages (ka) based on Barker et al., 2019	Reference
End HS11	3210	128.9	this work
End C24	2630	106.1	this work
End C23	2450	101.7	this work

*Tableau 5-1 : Control points used to derive the chronology of the upper section using Bayesian age-depth modelling of 14 radiocarbon datings (Zorzi et al., 2022) and that of the lower section based on climatostratigraphy (this work).*



---

## **CHAPITRE 6**

### Le Stade Isotopique Marin 19

---

## 1. Introduction de chapitre

Le MIS 19 s'étend entre ~790 et 761 ka à la fin de la transition climatique majeure du Quaternaire, la transition du Pléistocène Moyen (MPT pour Mid-Pleistocene Transition). La MPT dont les limites précises varient selon les auteurs entre 1 500 et 600 ka et dont les causes sont toujours discutées correspond à une série de changements du système climatique global ayant conduit à l'établissement de cycles glaciaires-interglaciaires plus longs (passant de 40 ka à ~100 ka) et de plus forte amplitude (Berends et al., 2021). Le MIS 19 se distingue des stades isotopiques précédemment étudiés dans cette thèse puisqu'il s'est produit avant l'événement du Mid-Brunhes (MBE pour *Mid-Brunhes Event* ; 430 ka BP environ) (Tzedakis et al., 2009). Cet événement correspond au moment à partir duquel l'amplitude des cycles glaciaires-interglaciaires a augmenté, générant notamment des périodes interglaciaires plus chaudes qu'auparavant (Yin and Berger, 2012). Comparés aux interglaciaires post-MBE, le MIS 19 ainsi que les autres interglaciaires pré-MBE des derniers 800 ka sont caractérisés par des niveaux de CO<sub>2</sub> généralement inférieurs associés à un volume de glace global plus élevé, ayant ensemble induit des températures atmosphériques globalement plus fraîches (Elderfield et al., 2012; Head, 2021; Jouzel et al., 2007; Tzedakis et al., 2009).

Le MIS 19 est particulièrement étudié car le sous-stade MIS 19c est un interglaciaire considéré comme étant l'un des meilleurs analogues orbitaux du MIS 1 ce qui fournit une référence pour évaluer l'évolution naturelle de notre climat futur (Tzedakis et al., 2009; Vavrus et al., 2018; Yin and Berger, 2012). En effet, le MIS 19c est caractérisé comme lors de la période Holocène par une faible excentricité de l'orbite terrestre induisant un faible forçage de la précession des équinoxes. De plus, bien que le maximum d'obliquité au MIS 19c soit légèrement plus faible qu'au début du MIS 1, l'alignement entre le minimum de précession et le maximum d'obliquité fournit sans conteste une analogie à notre interglaciaire actuel, consistant en une distribution similaire de l'insolation, tant d'un point de vue latitudinal que saisonnier (Berger and Loutre, 1999; Tzedakis et al., 2009; Yin and Berger, 2015, 2012).

Les études qui ont caractérisé la variabilité climatique du MIS 19, et en particulier celle du MIS 19c, sont peu nombreuses, en particulier dans les basses latitudes. Les séquences étudiées sont principalement localisées en Europe, en mer Méditerranée, et en Atlantique Nord ainsi qu'en Asie, au Japon et en Chine (Head, 2021). Les séquences de sédiments marins au Japon constituant la coupe composite de Chiba du MIS 19 ont d'ailleurs récemment fait l'objet d'un intérêt tout particulier. En effet, le 17 décembre 2020, le comité exécutif de l'Union International des sciences géologiques a ratifié la coupe et le point stratotypique mondial (GSSP pour Global Boundary Stratotype Section) définissant la base de l'étage Chibanien ainsi que celle de la sub-époque Pléistocène moyen dans la section de Chiba, avec un âge astronomiquement calibré de  $774,1 \pm 5,0$  ka, au sommet du MIS 19c (Head, 2021; Suganuma et al., 2021). Cette limite est située avant le renversement paléomagnétique de Matuyama-Brunhes, dont l'âge astronomique est estimé à  $772,9 \pm 5,4$  ka et dont la durée a pu atteindre environ 2 ka (Head, 2021; Suganuma et al., 2021). D'après une récente synthèse de

l'ensemble des enregistrements traitant du MIS 19, les conditions interglaciaires du MIS 19c ont débuté globalement vers 791-787.5 ka BP et se sont poursuivies jusqu'à l'expansion des calottes de glace commençant vers 774-777 ka BP, indiquant ainsi une durée des conditions climatiques optimales comprise entre 10 et 12,5 ka (Head, 2021). Les enregistrements caractérisant la variabilité du cycle hydrologique dans les tropiques au MIS 19c sont très rares, et consistent le plus généralement en de longues séries temporelles étudiant les cycles glaciaires-interglaciaires (par exemple Clemens et al., 2021; Gebregiorgis et al., 2018; Regattieri et al., 2019), sans réel focus sur cet interglaciaire, pourtant si particulier.

Nous avons produit ici le premier enregistrement pollinique de la région indienne couvrant l'intervalle entre 798 et 750 ka BP, c'est-à-dire depuis la fin de la période glaciaire du MIS 20 jusqu'au début du MIS 18. Il permettra de retracer les variations de la végétation et de l'ISM aux échelles de temps orbitale et millénaire pendant le MIS 19.

En tant qu'interglaciaire plus frais, nous nous attendons à observer une intensité de mousson de magnitude inférieure aux deux stades précédents, puisqu'une diminution du forçage radiatif lié au GHG s'accompagne généralement d'une plus faible capacité de rétention en vapeur d'eau dans l'atmosphère (Change, 2013; Ueda et al., 2006), provoquant une réduction globale des systèmes de mousson. Cependant puisque d'après une correction des valeurs de CO<sub>2</sub> atmosphérique de la carotte de glace EPICA Dome C, les concentrations de CO<sub>2</sub> atmosphérique du MIS 19c ne sont pas si différentes de celles du début de l'Holocène, l'étude du MIS 19c permettra de tester la réponse de l'ISM sous des conditions de forçages orbital et de concentrations de GES similaires à notre interglaciaire actuel mais associées à des conditions de volume de glace différentes, associées à des températures généralement plus fraîches (Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016). Il a aussi été montré qu'un volume de glace important, tel que rencontré en période glaciaire, joue un rôle majeur sur la mousson asiatique entre les latitudes en particulier entre 15 et 25°N au travers de son influence sur la position de l'ITCZ (Lyu et al., 2021). Ainsi cette étude va nous permettre de tester l'hypothèse selon laquelle les calottes de glace restantes du MIS 19c ont diminué la mousson. Pour cela, de la même manière que pour le CHAPITRE 5, les données polliniques du MIS 1 (CHAPITRE 4) seront utilisées à titre de comparaison.

## 2. Résultats : description des changements de végétation entre 798 et 750 ka BP

La Figure 6-1 présente le diagramme pollinique filtré en fonction de l'âge du sédiment, pour lequel les taxons très peu présents (moins de 5 % sur tous les échantillons) ne sont pas indiqués. Une version synthétique de ce diagramme est présentée en Figure 6-2, représentant les groupes écologiques des données polliniques utilisés jusqu'à présent. Notons que les âges diffèrent de ceux précédemment publiés (Clemens et al., 2021) et que les informations sur le nouveau modèle d'âge réalisé dans le cadre de ce travail sont données dans le CHAPITRE 3 (Matériel et Méthode). Les diagrammes polliniques complets en fonction de l'âge et de la profondeur du sédiment sont disponibles en Annexe.

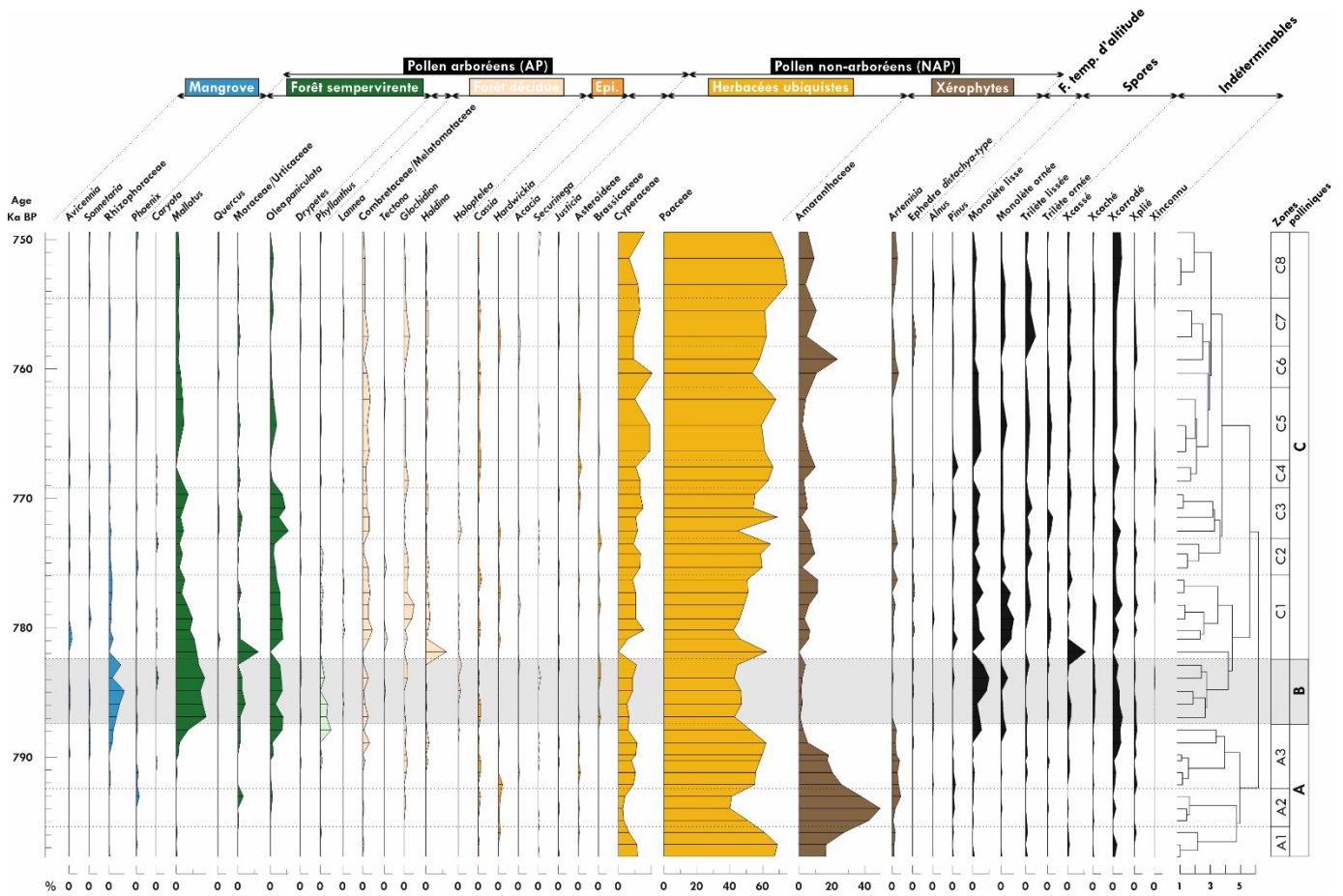


Figure 6-1 : Diagramme pollinique détaillé de la séquence stratigraphique entre 798 et 750 ka BP. Les données sont représentées en fonction de l'âge du sédiment. Les taxons très peu présents (moins de 5 % sur tous les échantillons) ne sont pas indiqués. Sur la droite sont représentées l'analyse en cluster hiérarchiquement contrainte ainsi que les zones polliniques. La bande grise indique l'intervalle de plus forte ISM identifié entre 787,5 et 782,5 ka BP (zone pollinique B).



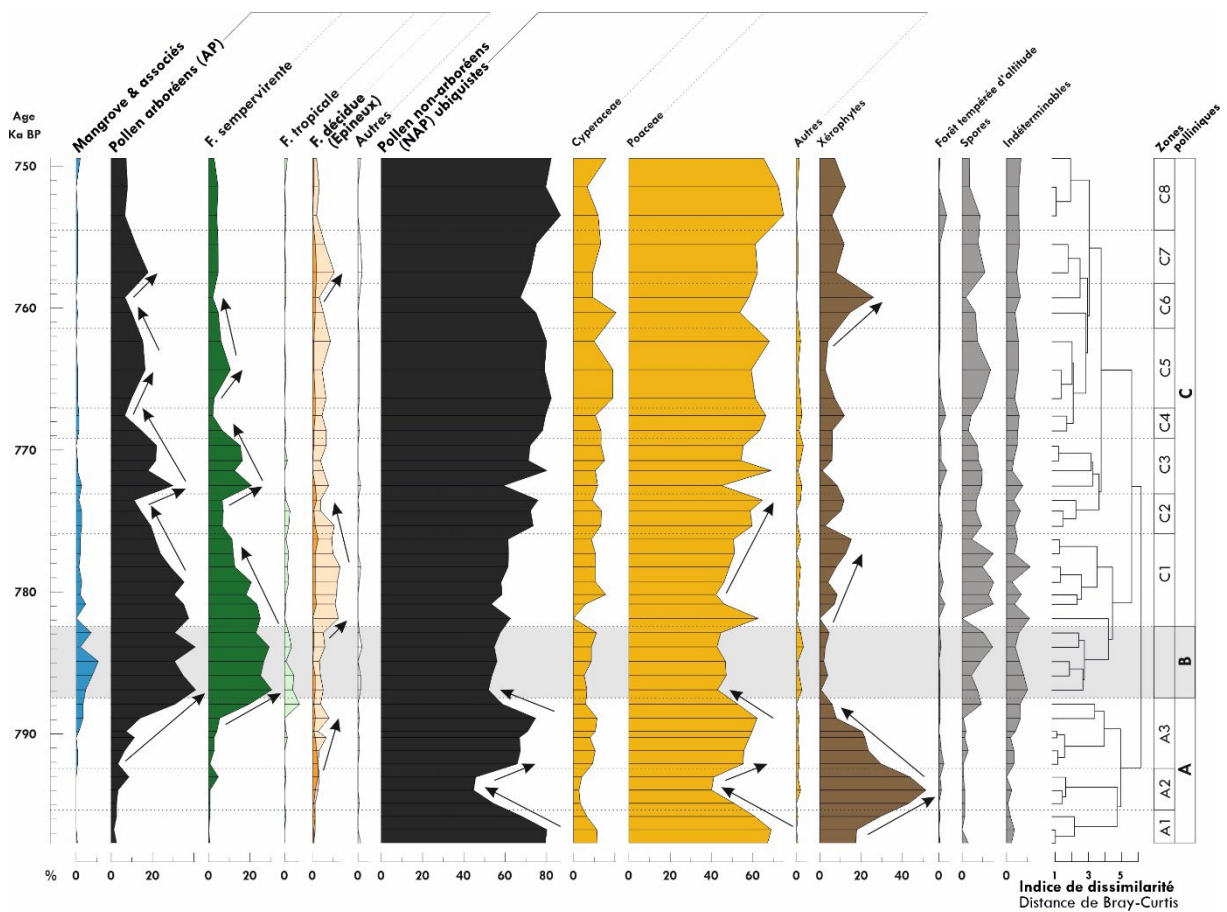


Figure 6-2 : Diagramme pollinique synthétique de la séquence stratigraphique entre 798 et 750 ka BP. Les données sont représentées en fonction de l'âge du sédiment. La catégorie des grains de pollen arboréens (AP) inclut la somme des taxons de forêt sempervirente, tropicale, décidue, épineux et autres AP. Celle des grains de pollen non arboréens ubiquistes (NAP ubiquistes) inclut la somme des Cyperaceae, Poaceae et autres herbacées ubiquistes. Comme pour la figure 1, à droite sont représentées l'analyse en cluster hiérarchiquement contrainte ainsi que les zones polliniques. La bande grise indique l'intervalle de plus forte ISM identifié entre 787,5 et 782,5 ka BP (zone pollinique B). Les flèches soulignent les principaux changements de végétation ayant permis la distinction des zones polliniques.

Entre 798 et 787,5 ka BP (zone pollinique A sur Figure 6-1 et Figure 6-2), le diagramme pollinique du Site U1446 montre un assemblage largement dominé par les Poaceae et les Amaranthaceae (en moyenne  $\approx 50\%$  et  $30\%$  respectivement), associés à  $\approx 10\%$  de Cyperaceae. Ceci indique que des steppes semi-arides dominaient le paysage du nord-est de l'Inde péninsulaire et que la végétation halophytique était bien développée le long des côtes. Des constituants de la forêt sempervirente (*Olea paniculata*, Moraceae/Urticaceae, *Mallotus*), de la forêt décidue (Combretaceae/Melastomataceae, *Glochidion*, *Haldina*, *Cassia* et *Hardwickia*) sont tout de même présents sporadiquement, suggérant que quelques rares zones étaient occupées par des savanes. Au milieu de cet intervalle, la zone pollinique A2 (795,5 à 792,5 ka BP) se distingue par une augmentation importante des Amaranthaceae atteignant des valeurs dépassant les  $50\%$ , les plus fortes de toute la séquence. En parallèle, les Poaceae passent alors de  $60\%$  à  $40\%$ . Ceci suggère une expansion de la steppe

semi-aride. La zone pollinique A3 (792,5 à 787,5 ka BP) est marquée par une phase de transition au cours de laquelle les Amaranthaceae et les Poaceae diminuent tandis que les valeurs des taxons de la forêt tropicale présentent une augmentation notable (Figure 6-1 et Figure 6-2). La mangrove débute son extension simultanément à la forêt tropicale à partir de 789 ka BP.

L'expansion maximale de forêt tropicale totale ( $\approx 41\%$ ) associée au minimum des herbacées xérophytes est atteinte à 787,5 ka BP et perdure jusqu'à 782,5 ka (zone pollinique B, Figure 6-1 et Figure 6-2). Il est important de mentionner ici que la quasi-totalité de la forêt tropicale qui caractérise cet intervalle est constituée de taxons sempervirents, principalement *Mallotus*, *Olea paniculata* et les Moraceae/Urticaceae, puisque les autres taxons (décidus et tropicaux largement répandus) sont faiblement développés. Les valeurs les plus élevées de mangrove et associés ( $\approx 12\%$ ) sont également enregistrées au cours de cet intervalle.

La zone pollinique C (de 782,5 ka BP et jusqu'à la fin de la séquence à 750 ka BP), est caractérisée par une diminution des proportions des taxons de la forêt tropicale et la large prédominance des taxons herbacés. Ces derniers sont principalement représentés par les Poaceae qui en moyenne présentent des valeurs supérieures à 60 %, les Cyperaceae, même si leur expansion est moins marquée ( $\approx 15\%$ ) et les éléments secs Amaranthaceae, *Artemisia* et Ephedraceae dont les valeurs oscillent autour de 10 %. Il est aussi notable que les assemblages polliniques de la zone C présentent une tendance à long terme marquée notamment par le déclin des éléments de la forêt tropicale sempervirente, qui est légèrement compensée par le développement de taxons de forêt décidue (Combretaceae/Melastomataceae, *Glochidion* et *Haldina*) entre 782,5 et 776 ka BP (zone pollinique C1). Ils indiquent donc que le paysage devient de plus en plus ouvert avec des savanes et steppes semi-arides qui atteignent leur développement maximal à la fin de la zone. La mangrove a rapidement décliné à des valeurs inférieures à 5 %.

Des intervalles marqués par une réduction notable des pourcentages de taxons arboréens en faveur des taxons herbacés ponctuent la zone C. Il s'agit des sous-zones polliniques C2, C4, C6 et C8 qui comportent un minimum des valeurs de forêt totale vers 773,5, 767,5, 759 et 754 ka BP, minima qui apparaissent de plus en plus marqués. Les valeurs de forêt totale atteignent 12 % durant le premier épisode de réduction forestière (sous-zone pollinique C2) alors qu'elles ne dépassent pas 7 % lors du dernier (zone pollinique C8). A ceci s'ajoute une contribution plus importante des éléments xérophytes et halophytes Amaranthaceae lors de la zone C6, traduisant un épisode marqué par une plus forte expansion des steppes semi-arides et des milieux côtiers salins. Ces épisodes alternent avec trois épisodes d'expansion des taxons arboréens (sous-zones polliniques C3, C5, C7) dont l'amplitude diminue progressivement donnant la tendance à long-terme de la zone C précédemment décrite. De plus, la composition de la forêt change, le dernier épisode (C7) étant marqué quasi-exclusivement par une augmentation des taxons de forêt décidu (Figure 6-1 et Figure 6-2).

### 3. Interprétation et discussion

Dans cette section, les changements de la végétation et de l'ISM (aux échelles de temps orbitales et suborbitales) sont discutés, avec un accent particulier sur les conditions environnementales ayant pu générer l'originalité de l'assemblage pollinique du MIS 19c puis les forçages ayant conduit à cette variabilité.

#### 3.1. Végétation et climat dans le nord-est de la péninsule indienne d'après l'enregistrement pollinique du Site U1446

Les résultats de l'analyse pollinique du site U1446 montrent que la végétation dans l'est de l'Inde péninsulaire a fortement changé au cours de la période de 798 à 750 ka BP. La végétation de l'intervalle entre 798 et 787,5 ka BP, qui correspond à la fin de la période glaciaire du MIS 20, est caractérisée par une steppe semi-aride associée à quelques zones de savane. Ce type d'assemblage pollinique, très similaire de ceux des périodes glaciaires précédemment identifiés au Site U1446 (fin du MIS 2-3-4 dans le CHAPITRE 4 et Zorzi et al. (2022), et fin du MIS 6 dans le chapitre 5), caractérise les environnements arides et semi-arides qui se développent sous des conditions de faibles précipitations de mousson (Figure 6-2).

La chute des Amaranthaceae et des autres herbacées associée au développement de la forêt tropicale débute à 787,5 ka BP, suggérant une intensification de l'ISM au début du MIS 19c lors de la déglaciation (Figure 6-3). Par ailleurs, l'expansion de forêt tropicale totale du MIS 19c est restée de faible amplitude (seulement 35 % en moyenne), la végétation comportant tout au long de l'interglaciaire une large proportion d'herbacées, principalement des Poaceae (environ 50 %) (Figure 6-3). Cette observation soulève une différence notable de végétation entre le MIS 19c et les interglaciaires précédemment étudiés, les MIS 1 et MIS 5e. Lors de ces stades, le schéma d'une transition glaciaire-interglaciaire conduisait à une diminution de toutes les composantes herbacées (Poaceae, Cyperaceae, Amaranthaceae, *Artemisia*...) au profit des taxons de forêt tropicale *–plus ou moins humides*. Pendant la transition glaciaire-interglaciaire du MIS 19c, seuls les éléments xérophiles (Amaranthaceae, *Artemisia* et Ephedraceae) diminuent fortement, alors que les graminées présentent une réduction modérée et restent très abondantes (40 - 50 %) tout au long de l'interglaciaire.

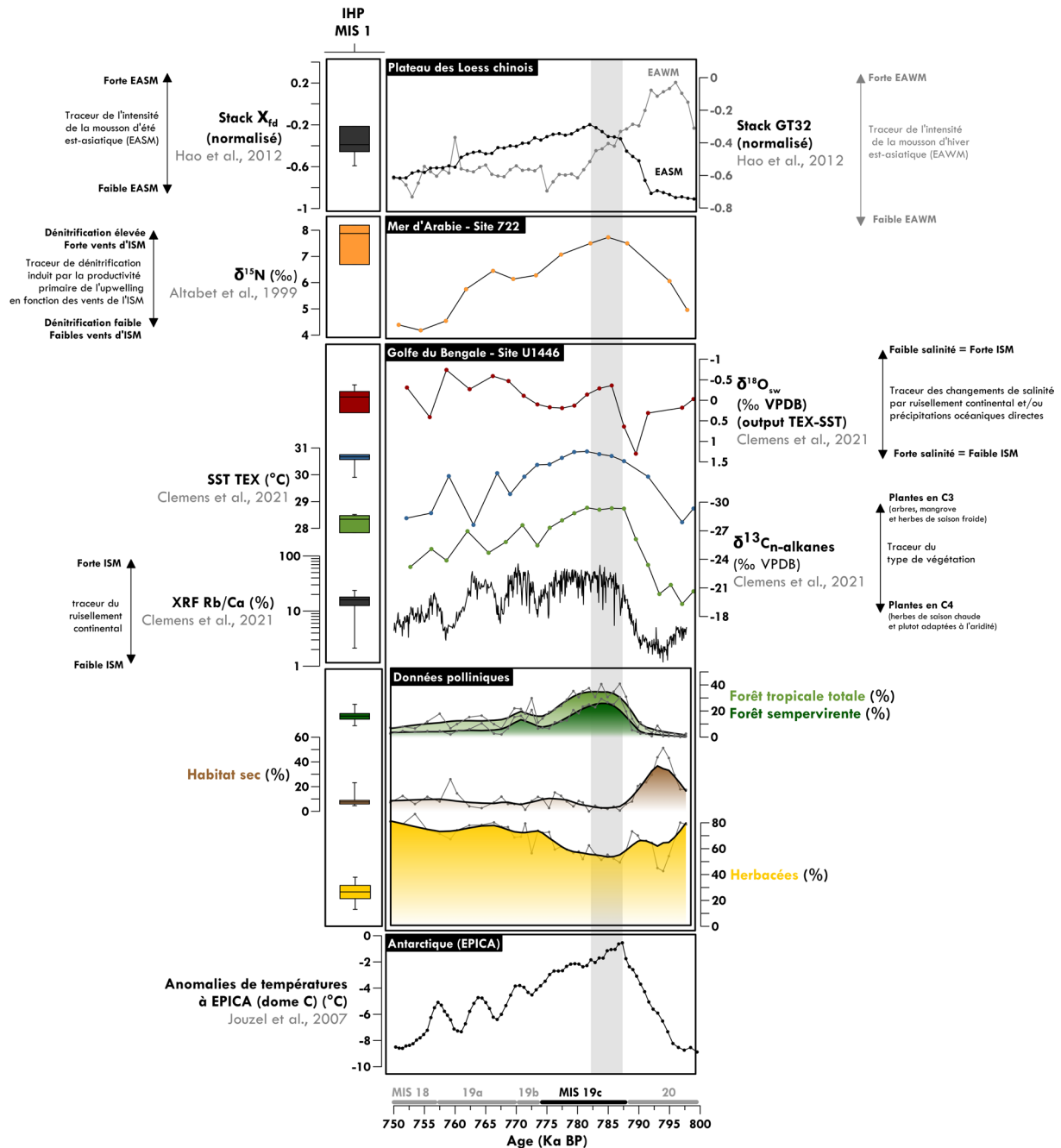


Figure 6-3 : Comparaison de la variabilité à long terme entre 800 et 750 ka. De bas en haut sont représentés les anomalies de température en Antarctique (Jouzel et al., 2007), les données polliniques du Site IODP U1446 présentées dans ce travail, d'autres traceurs de l'ISM du Site IODP U1446 (Clemens et al., 2021), ainsi que des enregistrements régionaux de la mousson asiatique (Altabet et al., 1999 ; Hao et al., 2012 et Suganuma et al., 2008). La bande grise représente les limites de la période humide déduite de notre enregistrement pollinique, entre 787,5 et 782,5 ka BP. Les boîtes à moustache à gauche correspondent à la distribution des échantillons pour chaque traceur lors de la période humide du MIS 1 (11,8-5 ka BP) identifiée dans le chapitre 4. Ils fournissent des indications comparatives entre les différentes périodes humides. La nomenclature des stades isotopiques correspond à celle utilisée par Head. (2021).

Nous pouvons nous demander si une végétation de ce type existe en Inde de nos jours et quelles sont alors les conditions environnementales ayant pu favoriser la formation d'un tel paysage, en particulier au début du MIS 19c. Les éléments dominants de la forêt sempervirente lors de l'intervalle 787,5-782,5 ka BP, *Mallotus* et *Olea paniculata* correspondent à des espèces d'arbres ou arbustes qui sont caractéristiques et abondants dans les forêts sempervirentes de moyenne altitude dans les Ghâts occidentaux (Barboni, 2000). *Olea paniculata* est typiquement une espèce indigène de la région externe de l'Himalaya (de l'Indus au Népal) entre 700 et 1800 m d'altitude et se trouve également dans des collines de Nilgiri et d'Anamalai dans les Ghâts occidentaux entre 600 et 1500 m d'altitude (Gamble, 1881; Troup, 1921). En Australie, il constitue l'un des marqueurs polliniques des forêts sempervirentes australiennes se développant sous des conditions fraîches (Moss and Kershaw, 2000). Le morphotype *Mallotus* quant à lui regroupe principalement deux espèces (*Mallotus philippensis* et *Mallotus nudiflora*), qui correspondent à des arbres et arbustes décidus ou sempervirents assez largement distribués. Néanmoins, les études de sédiments de surface dans les Ghâts occidentaux ont montré que le morphotype *Mallotus* constitue un marqueur pollinique majeur des formations sempervirentes humides non seulement de basse altitude mais aussi de moyenne altitude (Barboni, 2000; Bonnefille et al., 1999).

L'abondance relativement importante des graminées accompagnant l'expansion maximale de la forêt sempervirente au cours de cet intervalle rappelle un paysage de type prairies-sholas. Les sholas sont des parcelles de forêt tropicale sempervirente disséminées dans les prairies de régions montagneuses du sud de l'Inde, notamment dans les massifs de Nilgiri, Anamalai et Palni dans les Ghâts occidentaux (voir CHAPITRE 2, partie 2.2.6.3) (Barboni, 2000; Bonnefille et al., 1999; Thomas and Palmer, 2007). Les formations de prairies-sholas constituent un écosystème très particulier de haute altitude (supérieure à 1800 m) dont la structure et la composition sont principalement contraintes par les basses températures hivernales parfois associées à du gel (Bunyan et al., 2012; Pascal, 1986; Thomas and Palmer, 2007). Bien que l'assemblage que nous retrouvons ne comporte pas l'ensemble des marqueurs polliniques des sholas identifiés dans les Ghâts occidentaux, tels que *Ilex* (Aquifoliaceae), *Rapanea* (Primulaceae), ou *Rhododendron* (Ericaceae), la structure du paysage d'une part et la dominance des éléments arboréens de moyenne altitude d'autre part suggère une végétation du MIS 19c proche des actuelles prairies-sholas. Si l'on ne peut nier l'effet de l'activité anthropiques dans les Ghâts occidentaux actuellement, nos résultats indiquent que ce type d'écosystème se serait développé naturellement lors du MIS 19c sans contribution de l'action anthropique, et soutient qu'il s'agit d'un type de végétation principalement déterminé par des facteurs environnementaux (Chandran, 1997; Meher Homji, 1984). Par ailleurs, la singularité de cet assemblage réside dans la quasi-absence des taxons décidus pendant l'intervalle 787-782.5 ka. Sur la base d'une étude du signal pollinique actuel effectuée dans les Ghâts occidentaux au sud-ouest de la péninsule, Barboni (2000) a observé que les marqueurs polliniques de forêt décidues (humides et sèches) se développaient principalement à basse altitude, lorsque les températures moyennes du mois le plus froid (ci-après MTCO pour *Mean Temperature of the Coldest Month*) étaient supérieures à 15°C. En effet ce seuil est

considéré comme un seuil critique de température car en dessous, il y a un risque de gel auquel de nombreuses espèces tropicales ne résistent pas, en particulier les espèces feuillues (Barboni, 2000; Champion and Seth, 1968; Legris, 1963). Barboni (2000) a en particulier proposé un modèle conceptuel représentant la distribution des domaines d'existence des types de végétation de l'Inde du Sud le long de trois gradients environnementaux : les précipitations moyennes annuelles (PANN), la température du mois le plus froid (MTCO), et le ratio d'évaporation réelle par rapport à l'évapotranspiration potentielle (E/PE) exprimé en pourcentage, un coefficient d'humidité fournissant des indications sur le stress hydrique subit par les plantes, facteur étant principalement contrôlé par la longueur et l'intensité de la saison sèche (Prentice et al., 1992). Si on voit clairement que les précipitations (axe vertical sur la Figure 6-4) à elles seules font varier le type de forêt tropicale entre le pôle décidu et le pôle sempervirent, ce modèle prend également en compte le paramètre thermique (axe transversal sur la Figure 6-4) pour lequel la limite MTCO à 15°C les taxons décidus ne peuvent pas se développer. De plus, Prentice et al. (1992) qui ont synthétisé les critères physiologiques influençant la distribution des formations végétales, expliquent que si la plupart des plantes ligneuses (arbres et arbustes) tropicales ne survivent pas en dessous de 0°C, les taxons décidus secs spécifiquement sont particulièrement sensibles aux températures minimales inférieures à 10°C. Prises ensemble, la structure et la composition de la végétation suggèrent que les températures minimales hivernales pendant le MIS 19c étaient probablement comprises entre 0 et 15°C, c'est-à-dire suffisamment froides pour limiter le développement de la forêt décidue, mais pas assez froide pour limiter celui des taxons sempervirents.

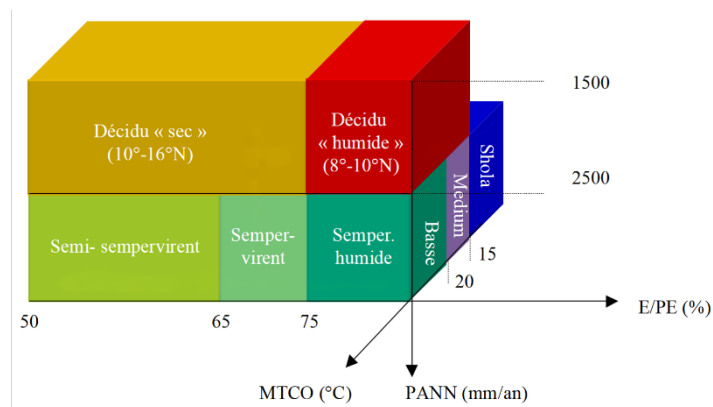


Figure 6-4 : Modèle conceptuel représentant les domaines d'existence des différents types de végétation de l'Inde du Sud définis par les trois paramètres climatiques suivants : précipitations moyennes annuelles (PANN en mm/an), de température moyenne du mois le plus froid (MTCO en °C) et d'humidité (E/PE en %) (Barboni, 2000).

Si les conditions de températures hivernales semblent avoir contraint la végétation indienne au MIS 19c, que peut-on dire concernant l'intensité de la mousson? Tout d'abord, malgré l'effet des basses températures hivernales, les éléments xérophytes (Amaranthaceae, *Artemisia* et Ephedraceae) étaient à leurs minimums au début du MIS 19c (Figure 6-2), ce qui prouve sans conteste que l'ISM était plus intense qu'en période glaciaire. De plus, actuellement dans les environnements de haute altitude des Ghâts occidentaux, les mosaïques de prairies-Sholas se développent sous de larges gammes de précipitations moyennes annuelles (allant de 900 à 6000 mm/an) (Chandran, 1997) et de longueur de

la saison sèche (entre 0 et 7 mois) (Pascal, 1986; Vasanthi, 1988) car les conditions les plus sèches sont souvent compensées par la présence d'un nuage d'altitude persistant fournissant une forte humidité atmosphérique (Bunyan et al., 2012). Finalement que ce soit par la quantité de précipitations, ou par l'humidité atmosphérique, la présence de forêt sempervirente dans les sholas n'en reste pas moins conditionnée par une forte humidité. Cependant sur le bassin versant du fleuve Mahanadi, l'altitude ne dépassant pas 1575 m (comparé à 2695 m dans les Ghâts occidentaux), elle ne peut certainement pas expliquer à elle seule le développement de la végétation observée au MIS 19c. La seule variable d'ajustement rendant possible le développement de taxons sempervirents est l'humidité apportée par les précipitations lors de la mousson d'été. En outre, comme le montre le modèle conceptuel de Barboni (2000) (Figure 6-4), le domaine d'existence des sholas se trouve sous des conditions d'humidité et de précipitations similaires aux forêt sempervirentes, ce qui montre que l'effet des températures hivernales n'entache pas notre interprétation en terme d'humidité. Enfin, bien que le développement de la forêt tropicale témoigne d'un renforcement de la mousson entre 787,5 et 776 ka BP, les plus fortes valeurs de forêt sempervirente associées au minimum de xérophytes marquent sans conteste l'intervalle au cours duquel les précipitations de mousson étaient les plus intenses, et permettent de définir la période humide du MIS 19c entre 787,5 et 782,5 ka BP. En effet la diminution de la forêt sempervirente associée à l'augmentation de la forêt décidue lors de la deuxième partie du pic de forêt entre 782,5 et 776 ka BP indique la réduction progressive de l'intensité de l'ISM après la période humide.

Ensuite, la période de 776 à 750 ka BP qui correspond aux MIS 19b,19a (contractés sous la forme MIS 19a-b) ainsi qu'au début du MIS 18 est caractérisée par le déclin progressif de la forêt tropicale associée à la ré-augmentation combinée des Poaceae, Cyperaceae et en particulier des éléments xérophiles Amaranthaceae, Ephedraceae et *Artemisia* suggérant l'expansion des savanes et steppes semi-arides dans l'est de l'Inde (Figure 6-2). Ces changements de végétation indiquent une diminution de l'intensité de l'ISM au cours du MIS 19b-a, lorsque la croissance des calottes de glace dans les hautes latitudes a finalement conduit à la glaciation du MIS 18 (Head, 2021).

### 3.2. Comparaison de l'enregistrement pollinique avec les autres traceurs du Site U1446

En accord avec les données polliniques, l'enregistrement isotopique du carbone ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alkane}}$ ) indique une expansion des plantes en C3 (arbres et arbustes) lors de la déglaciation qui perdurent tout au long du MIS 19c suivi d'un retour progressif vers une végétation dominée par les plantes en C4 au cours des MIS 19b et MIS 19a (Figure 6-3) (Clemens et al., 2021). De plus, l'amplitude des données de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alkane}}$  est parfaitement cohérente avec celle des données polliniques, puisqu'en comparaison relative avec le début du MIS 1, les valeurs isotopiques de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alkane}}$  indiquent une végétation plus ouverte lors du MIS 19c qu'au début du MIS 1 (-27,9 ‰ au MIS 19c contre -28,6 ‰ au début du MIS 1). Prises toutes seules, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alkane}}$  indiquent une végétation plus ouverte, qui indiqueraient à première vue des précipitations de mousson moins intenses. Or grâce aux données

polliniques, qui identifient un signal plus complexe, on comprend que cette ouverture est principalement le reflet des températures hivernales, alors que la mousson de la période humide du MIS 19c était au moins aussi forte voire supérieure qu'au MIS 1, comme l'indique le plus fort taux de forêt sempervirente. Les variations de Rb/Ca, marqueur du ruissellement continental et donc indirectement des pluies de mousson (Clemens et al., 2021), suivent globalement celles de la végétation avec un ruissellement plus important lors des périodes où la forêt tropicale est la plus développée. Néanmoins, il convient de noter quelques différences notables. En comparant les valeurs de Rb/Ca tout au long du MIS 19 (a, b et c), on constate que les valeurs de Rb/Ca restent les mêmes tandis que la forêt tropicale et en particulier la forêt sempervirente se trouve plus limitée lors des sous-stades MIS 19a-b que pendant le MIS 19c. Si l'augmentation de Rb/Ca est principalement causée par l'érosion du ruissellement continental, lui-même influencé par la quantité de précipitations continentales, il convient de rappeler que le développement de la végétation peut limiter le ruissellement, donc l'érosion. Dans ces circonstances nous devrions observer une diminution du Rb/Ca lors du MIS 19c par rapport au MIS 19a-b, à moins que les précipitations aient été suffisamment importantes pour compenser l'effet du développement du couvert forestier sur l'érosion. Les plus fortes précipitations au MIS 19c qu'aux deux autres sous-stades du MIS 19a-b sont d'ailleurs bien supportées par les données de végétation. L'enregistrement isotopique de l'eau de mer ( $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ ) présente une différence notable avec les données polliniques, puisqu'il indique des conditions de forte dessalure dans les eaux de surface du Golfe du Bengale au début du MIS 19c mais qui aurait persisté jusqu'à la fin du MIS 19a (Figure 6-3). Cette observation est très similaire de celle réalisée au MIS 1, pour lequel la diminution des précipitations continentales était contrastée par l'augmentation de la dessalure des eaux de surface (CHAPITRE 4). Compte tenu du fait que le  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  combine les effets des précipitations continentales et des précipitations océaniques directes, il est possible que la différence entre les données polliniques et le  $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$  soit liée à la distribution géographique des précipitations comme lors du MIS 1, pour lequel un découplage des précipitations continentales et océaniques a été observé après la terminaison (Jalihal et al., 2019b). Les précipitations continentales auraient alors diminué après la période humide tandis que les précipitations directes océaniques auraient maintenu les conditions de dessalure dans les eaux de surface du Golfe du Bengale. Il convient de noter également que les données de SST déduites du biomarqueur TEX86 (Clemens et al., 2021) ne montrent pas de différences significatives entre le MIS 19c et la période humide du MIS1, et suggère plutôt des conditions de températures océaniques similaires entre les deux périodes (Figure 6-3).

En résumé, bien que le climat du MIS 19c semble particulièrement singulier, les traceurs exprimant la variabilité de la végétation et de la mousson au Site U1446 sont globalement cohérents et indiquent des précipitations de mousson intenses pendant le MIS 19c, d'une amplitude probablement au moins aussi importante que celle observée au début du MIS 1 sinon davantage. Cependant, il est pertinent de mentionner qu'à la différence des données polliniques, ces traceurs ne distinguent pas l'intervalle de plus forte intensité de la mousson au début du MIS 19c.



### 3.3. Comparaison de l'enregistrement polliniques du Site U1446 avec les enregistrements régionaux de mousson est-asiatique

Comparer les résultats de végétation ainsi que ceux obtenus via d'autres indicateurs sur le site U1446 avec d'autres enregistrements de mousson n'est pas chose aisée car peu d'enregistrements couvrant cette période du stade isotopique 19 sont disponibles. Un enregistrement isotopique de l'azote ( $\delta^{15}\text{N}$ ) de la matière organique en Mer d'Arabie (Site ODP 722B) retrace les changements de dénitrification de la colonne d'eau et donc de la zone à oxygène minimum sous l'effet de la productivité primaire induite par l'upwelling (CHAPITRE 2) (Altabet et al., 1999). La dénitrification constitue un traceur indirect de la mousson d'été indienne, puisqu'elle favorise le transport de nutriments vers l'océan, qui nourrissent le phytoplancton et créent à leur tour des conditions propices à la formation de zones d'hypoxie où la dénitrification peut se produire. Cet enregistrement montre une dénitrification accrue lors des périodes interglaciaires, en particulier lors du MIS19c suivi d'un déclin progressif jusqu'à la période glaciaire du MIS 18 (Figure 6-3). En outre, il convient de noter que l'amplitude du signal de  $\delta^{15}\text{N}$  ne montre pas de différence significative entre les pics de dénitrification du MIS 19c et celui du début du MIS 1 (Figure 6-3). En Mer d'Arabie, les upwellings qui se développent le long des marges d'Oman et de Socotra sont contrôlés par la mousson d'été. Par conséquent, l'intensification de la zone à oxygène minimum et donc de l'upwelling le long des marges Est de la Mer d'Arabie sont le témoignage d'une intensification de la mousson d'été, tout comme on l'observe dans le Golfe du Bengale. De l'autre côté du Golfe du Bengale, en Chine cette fois-ci, des « stacks » retraçant les moussons d'été et d'hiver est-asiatiques (EASM pour *East Asian Summer Monsoon* et EAWM pour *Est Asian Winter Monsoon*) ont été réalisés sur la base d'enregistrements de susceptibilité magnétique et de taille des grains provenant des séries de loess-paléosols (Hao et al., 2012). Ces enregistrements montrent de manière générale que l'EASM est renforcée pendant les périodes interglaciaires tandis que l'EAWM est renforcée pendant les périodes glaciaires mais les variations des vents de mousson d'été et d'hiver ne seraient pas systématiquement couplées. Plus spécifiquement, pendant le MIS 20, l'intensité des vents de l'EAWM apparaît maximale, tandis que les vents de l'EASM seraient plus faibles. Mais l'EASM s'est rapidement intensifiée lors de la Termination IX alors que l'EAWM a progressivement diminué tout au long du MIS 19c. Ces données montrent ainsi qu'au début du MIS 19c, les deux systèmes de mousson (d'été et d'hiver) étaient actifs, tandis que la fin du MIS 19c se caractérise uniquement par une intense EASM. En outre, le stack d'EASM montre de larges différences d'amplitude et soutient que l'intensité de la mousson d'été asiatique du MIS 19c était supérieure à celle de la période humide du MIS 1 (Figure 6-3).

### 3.4. La variabilité rapide de l'ISM au MIS 19

Nous observons des changements rapides de la végétation qui se surimposent aux changements à long terme tout au long de la séquence pollinique. La nature, la durée et l'amplitude

de ces changements étant différentes selon les conditions moyennes à long terme, nous traiterons ces derniers de façon chronologique.

Premièrement, la fin du MIS 20 est marquée par des oscillations entre les Poaceae et les taxons xérophytes/halophytes Amaranthaceae, ce qui implique que des variations d'intensité de l'ISM se sont produites entre la fin du MIS 20 et le début de la Terminaison IX (TIX) alors même que la circulation de mousson était faible (Figure 6-1 et Figure 6-2). En particulier, l'intervalle entre 795,5 et 792,5 ka BP est marqué par un très fort déclin des Poaceae et des Cyperaceae au profit exclusif des Amaranthaceae qui constituent alors 50 % de l'assemblage pollinique total. Cet intervalle d'une durée d'environ 3 ka constitue l'épisode le plus aride que nous enregistrons entre 795 et 750 ka BP, épisode au cours duquel les précipitations de mousson étaient les plus faibles. La fin de cet épisode a laissé place à une succession de végétation, conduisant au développement successif des Poaceae puis de la forêt tropicale lors de la transition.

Il existe de nombreuses preuves d'instabilités climatiques et océanographiques à la fin du MIS 20 et le long de la T9. Au Japon par exemple, dans la section de Chiba, un enregistrement qui retrace les changements de gradient de température de la colonne d'eau ( $\Delta T$ ) à partir des différents profils de  $\delta^{18}\text{O}$  (planctoniques et benthiques) a mis en évidence cinq épisodes stadiers (c'est-à-dire des épisodes froids) dont deux d'entre eux se sont produits lors de la T9 (Haneda et al., 2020). Un événement de refroidissement similaire a également été observé dans l'enregistrement du lac Baïkal en Russie (Prokopenko et al., 2006). L'empreinte de ce type d'épisode semble être une caractéristique commune du climat de l'hémisphère nord, comme lors de la T1. En Italie par exemple, dans la séquence de Montalbano Jonico, un épisode de diminution des SST (basé sur les alcénones) associé au développement des espèces subpolaires *Neogloboquadrina pachyderma* senestre et *Coccolithus pelagicus* ssp. *pelagicus* entre 794 et 788,5 ka BP a signalé l'introduction de masses d'eau particulièrement froides dans la Méditerranée (Marino et al., 2020). Sur le continent, les assemblages de pollen indiquent une expansion synchrone des plantes steppiques, ce qui est interprété comme un épisode froid et sec (Bertini et al., 2015a). La présence d'eau particulièrement froide exprimée par des pourcentages élevés de *C. pelagicus pelagicus* a également été signalée au centre de l'Atlantique Nord (site IODP U1313) (Emanuele et al., 2015). De plus au même site, la proportion accrue d'alcénones C37 tétra-insaturée par rapport aux alcénones C37 totales signale une plus forte proportion d'eaux polaires peu salées (Ferretti et al., 2015). Ensemble, ces indices constituent des arguments favorables au scénario d'une vague de froid en provenance de l'Atlantique Nord. Cet épisode, exprimé par un climat généralement froid et sec à l'échelle de tout l'hémisphère nord jusqu'en domaine asiatique est associé à une introduction d'eau douce en Atlantique nord détecté par des dépôts d'IRD (*Ice Rafted Debris*) observés dans diverses carottes sédimentaires de l'Atlantique Nord (Figure 6-5) (Alonso-Garcia et al., 2011; Hernández-Almeida et al., 2012; Tzedakis et al., 2012). De plus, cet épisode est marqué par de faibles valeurs de rapport isotopique du carbone des foraminifères benthiques ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthic}}$ ) aux sites ODP 980 (Wright and Flower, 2002), ODP 983 (Barker et al., 2019; Kleiven et al., 2011) et IODP U1385 au large du Portugal (Sánchez Goñi et al., 2016) qui suggèrent une plus forte stratification de la colonne

d'eau associée à un arrêt ou ralentissement de la circulation méridienne de retournement atlantique (AMOC) (Marino et al., 2020). Que ce soit du fait du moment de ces épisodes (lors de la terminaison), de leur expression (globalement froid et sec) ou encore leur vraisemblable mécanisme (introduction d'eau douce dans l'Atlantique Nord ayant généré un fort ralentissement de l'AMOC), la présence de tels épisodes fait écho à l'événement de Heinrich (HS-1 en particulier) survenu lors de la TI (CHAPITRE 4 ci-dessus). Bien que les événements d'Heinrich ayant pour origine une décharge d'icebergs provenant du Déroit de l'Hudson ne soient détectée qu'à partir du MIS 16 (Hodell et al., 2008; Naafs et al., 2011), il a été montré que toutes les Terminaisons des derniers 800 ka sont caractérisés par un épisode d'intense débâcle d'icebergs (Barker et al., 2019). Certains enregistrements ont distingué l'existence de deux épisodes différents, interrompus par un interstadaire (épisode plus chaud) lors de la T9 (Haneda et al., 2020; Maiorano et al., 2016; Marino et al., 2020; Regattieri et al., 2019), dont la similitude avec la Terminaison I a conduit Marino et al. (2020) à nommer ces événements MED-H<sub>TIX</sub>, MED-BA<sub>TIX</sub> et MED-YD<sub>TIX</sub>. Cependant bien que la réduction de l'ISM enregistrée dans les données polliniques du Site U1446 soit probablement associée à une débâcle d'icebergs similaire aux événements de Heinrich, la résolution de notre enregistrement le long de la T9 ne permet pas de définir l'impact de l'événement de type YD de la T9 sur l'ISM.

Ensuite, nous observons des différences de variabilité entre l'optimum interglaciaire MIS 19c et le reste du stade regroupant les MIS 19a et 19b. En effet les données polliniques indiquent des conditions relativement stables pendant toute la durée de l'optimum entre 787 et 777 ka BP qui contrastent avec des oscillations de forte amplitude entre 777 et 750 ka BP (Figure 6-5). En effet bien que quelques oscillations de forêt tropicale totale soient présentes au cours du MIS 19c, nous ne disposons pas d'une résolution suffisante pour les discuter. Ces oscillations sont de faible amplitude (< 10 %), ce qui ne suggère pas de changements majeurs lors de cette période. Les autres données disponibles du site U1446 soutiennent cette observation, car les signaux de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alkane}}$  (malgré sa faible résolution) et de Rb/Ca, dont la résolution est bien supérieure, forment plutôt un plateau qui a perduré tout au long du MIS 19c (Clemens et al., 2021) (Figure 6-5). L'enregistrement de Silice biogène du lac Baïkal (Sibérie) ne montre pas non plus d'oscillations majeurs pendant le MIS 19c (Prokopenko et al., 2006). Au Japon dans la section composite de Chiba, le rapport entre les arbres feuillus et les taxons arboréens est relativement stable, avec toutefois la présence d'un épisode de réduction de forêt dont l'amplitude ne dépasse pas 15% (Figure 6-5) (Suganuma et al., 2018). En Europe, les traceurs océaniques tels que les  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères planctoniques (*G. bulloides*) et benthiques (*C. wuellerstorfi* ou *C. carinata*) et les enregistrements de SST s'accordent pour indiquer des conditions stables lors de l'optimum du MIS 19c dans de nombreux sites comme en Méditerranée (site ODP 976 en Mer d'Alboran : Toti et al., 2020, à Montalbano Jonico au large de l'Italie : Bertini et al., 2015b; Marino et al., 2020 et Nomade et al., 2019, au large du Portugal (Site IODP U1385 : Sánchez Goñi et al., 2016) ainsi qu'en Atlantique Nord (Site ODP 983 : Channell and Kleiven, 2000), Site IODP U1313 : Emanuele et al., 2015 et Ferretti et al., 2015). Cependant, cette apparente stabilité des conditions

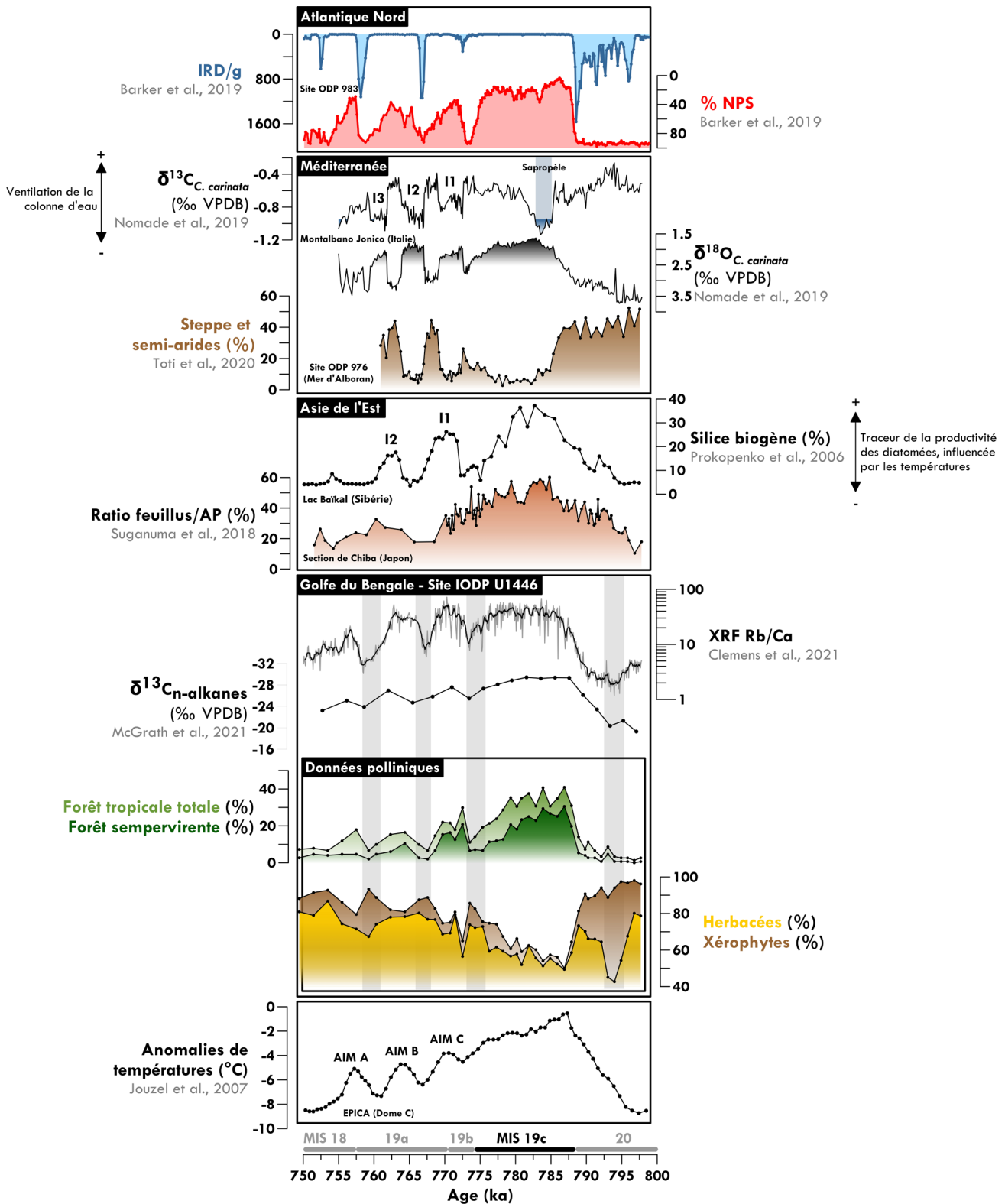


Figure 6-5 : Comparaison des changements rapides de la végétation et de climat du Site U1446 (données polliniques présentées dans ce travail et données de Clemens et al., 2021 et McGrath et al., 2021) avec des enregistrements globaux de la variabilité climatique du MIS 19 en Antarctique (Jouzel et al., 2007), En Asie de l'Est (Suganuma et al., 2018 et Prokopenko et al., 2006), en Méditerranée (Nomade et al., 2019 et Toti et al., 2020) ainsi qu'en Atlantique Nord (Barker et al., 2019). Les données polliniques de forêt (totale et sempervirente) et d'herbacés (ubiquistes et xérophytes) sont représentées en pourcentages cumulés respectivement. Les bandes grises soulignent les épisodes secs identifiés dans ce travail, et correspondent aux zones polliniques A2, C2, C4 et C6.

océaniques de surface contraste avec la variabilité des écosystèmes continentaux enregistrée dans le sud de l'Europe (Sánchez Goñi et al., 2016 ; Toti et al., 2020). En effet, les sites IODP U1385 et ODP 976 détectent différentes phases de contraction de forêt méditerranéenne dans le sud de la péninsule Ibérique) et de forêt mésothermique en Italie) pendant le MIS 19c qui résultent d'instabilités climatiques millénaire, notamment des épisodes de refroidissement et d'assèchement de l'atmosphère. L'enregistrement du bassin de Sulmona , en particulier le  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcite lacustre biogénique qui est utilisé comme traceur de la quantité de précipitations continentales sur le bassin versant, atteste également que le MIS 19c est ponctué d'instabilités climatiques récurrentes qui apparaissent cohérentes avec les changements détectés dans les enregistrements polliniques marins (Regattieri et al., 2019). Bien qu'un forçage d'origine tropical soit invoqué pour expliquer cette variabilité en Europe et Atlantique Nord, les données du site U1446, quelle que soit la nature du traceur utilisé (continental comme les grains de pollen et le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{n-alkane}}$ , océanique avec les SST ou une combinaison des deux comme le Rb/Ca), ne montrent pas une telle variabilité millénaire (Figure 6-5). Même si les analyses XRF comporte déjà une résolution temporelle très forte, il faudrait néanmoins confirmer cette observation avec une analyse pollinique à plus haute résolution.

Enfin, le MIS 19a-b, qui représente approximativement la seconde moitié du MIS 19, est caractérisé par une diminution progressive, mais surtout variable, de l'intensité de l'ISM depuis la fin du MIS 19c jusqu'au MIS 18. En effet les données polliniques indiquent la présence de trois épisodes de réduction des précipitations de mousson ayant chacun conduit à une réduction de forêt tropicale au profit des taxons herbacés. Ces changements rapides sont d'une forte amplitude, car les pourcentages de forêts oscillent entre 6 et 25 % (Figure 6-5). De plus, nous observons une gradation dans l'amplitude de ces oscillations, à la fois lors des maxima d'ISM que lors des minima. Bien que les trois épisodes successifs de chute de forêt tropicale soient associés au développement des taxons herbacés, les données indiquent également que l'intensité de ces épisodes d'aridité était croissante au cours du temps. Par exemple, le premier épisode de réduction d'ISM se caractérise par un minima moins important du taux de forêt tropicale totale ( $\approx 11\%$ ) comparé aux deux suivants ( $\approx 6\%$ ) ainsi qu'une réduction moins importante des taxons sempervirents ( $\approx 7\%$ ) comparé aux deux épisodes suivants ( $\approx 2\%$ ) (Figure 6-6). En opposition à ces phases arides, des intervalles de plus forte ISM s'intercalent entre les épisodes arides ; ils suivent la tendance générale à l'aridification, l'intensité de l'ISM tracée par la composition de la forêt tropicale étant de plus en plus faible lors de chacun des épisodes successifs (Figure 6-5).

Comme mis en évidence dans le papier de synthèse de Head (2019), la variabilité climatique millénaire est une caractéristique majeure du MIS 19a-b, détectée dans de nombreux enregistrements, que ce soit dans les archives marines (Ferretti et al., 2015; Itaki et al., 2022; Izumi et al., 2021; Kleiven et al., 2011; Marino et al., 2020; Nomade et al., 2019; Sánchez Goñi et al., 2016; Toti et al., 2020), lacustres (Giaccio et al., 2015; Prokopenko et al., 2006; Regattieri et al., 2019) ou encore

dans les carottes de glace Antarctique comme à EPICA Dome C (Jouzel et al., 2007) (Figure 6-5). En Asie, l'enregistrement lacustre de silice biogène du lac Baïkal (Prokopenko et al., 2006) indique la présence d'épisodes caractérisés par une production élevée de diatomées en période estivale qui apparaissent contemporaines avec les oscillations observées au Site U1446 (Figure 6-5). Bien que les signaux soient moins clairs, les enregistrements de la section composite de Chiba au Japon ont également rapporté des oscillations climatiques millénaires à multimillénaires, impliquant des déplacements latitudinaux du front subarctique (Suganuma et al., 2018) (Figure 6-5). La méditerranée semble avoir été particulièrement affectée par ces changements climatiques rapides. Les phases interstadias chaudes (nommées i1, i2 et i3), qui correspondent aux périodes pendant lesquelles l'ISM était renforcée, sont marquées par la propagation de taxons forestiers tempérés prédominants, ainsi qu'à une plus forte stratification de la colonne d'eau méditerranéenne ( $\delta^{13}\text{C}$  du foraminifère benthique *C. carinata*). Les phases froides, qui correspondent aux intervalles de faible ISM, sont marquées sur le continent par l'expansion de formations ouvertes steppiques et semi-désertiques (Bertini et al., 2015b; Toti et al., 2020), tandis que l'incursion de taxons planctoniques d'eau polaire tels que *C. pelagicus pelagicus* ou *N. pachyderma s.* en Méditerranée occidentale (Toti et al., 2020) et en Atlantique Nord (Barker et al., 2019; Emanuele et al., 2015; Ferretti et al., 2015; Sánchez Goñi et al., 2016) indique une forte diminution des SST.

Puisque l'usage de ces épisodes millénaires froids et secs ont été utilisés pour établir la chronologie de la séquence entre 750 et 798 ka BP (CHAPITRE 3), nous ne pouvons pas discuter des mécanismes responsables de la synchronicité de ces événements. Cependant, il convient de noter que les épisodes de sécheresse identifiés dans l'enregistrement de Rb/Ca et utilisés pour la chronologie se retrouvent bien identifiés dans les données polliniques, et indiquent en particulier une gradation de la sévérité des conditions d'aridité depuis le MIS 19c jusqu'au MIS 18 en lien avec une réduction de l'intensité de la mousson.

### **3.5. Les forçages qui déterminent la variabilité de la végétation et de l'ISM au MIS 19**

Comme dans les chapitres précédents, cette dernière section sera consacrée aux forçages contrôlant les variations de l'ISM lors de l'interglaciaire MIS 19c ainsi que les causes possibles des changements suborbitaux observés lors de la TIX et du MIS 19 a-b.

#### **3.5.1. Relation temporelle entre les traceurs de l'ISM et les forçages externes et internes**

Les résultats obtenus à partir du site U1446 ont montré que la mousson indienne d'été s'est intensifiée rapidement lors de la T9 (en 3 ka d'après le taux de forêt tropicale totale), atteignant un maximum entre 787,5 et 782,5 ka, puis a diminué de façon graduelle jusqu'à 776 ka (Figure 6-6). Le début de l'optimum du MIS 19c à 787,5 ka coïncide, en considérant les incertitudes chronologiques, avec le maximum d'insolation estivale (JJA) à 20°N (786 ka) sans retard significatif (Figure 6-6). En particulier, l'ensemble des traceurs de mousson du site U1446 indiquent que l'intensité maximale de

l'ISM au début du MIS 19c a été atteinte au plus proche du minimum de précession et du maximum d'obliquité, qui ont lieu tous deux à 788 ka BP (Figure 6-6). Par ailleurs, le pic de mousson du MIS 19c apparaît concomitant des fortes concentrations de CO<sub>2</sub> atmosphérique et du minimum de volume de glace du MIS19c. Ces observations semblent être représentatives du développement temporel de la mousson asiatique à l'échelle régionale, puisque les enregistrements de δ<sup>15</sup>N de la matière organique en Mer d'Arabie et de susceptibilité magnétique des séries de lœss-paléosols en Chine montrent tous deux un développement des mousson d'été indienne et est-asiatique au début du MIS 19c (Figure 6-6) (Altabet et al., 1999; Hao et al., 2012). Ceci suggère que le moment auquel se produit le maximum d'intensité de l'ISM est potentiellement déterminé par l'action combinée du forçage radiatif induit par l'insolation et les GHG ainsi que du volume de glace. L'analyse spectrale réalisée sur différents indicateurs de mousson au site U1446 au cours des derniers 1.4 millions d'années, ainsi que les relations de phase entre ces indicateurs et les facteurs forçants (Clemens et al., 2021) ont montré un retard de phase important des maxima d'ISM par rapport au minimum de précession (8 +/-0.4 ka) et par rapport au maxima d'obliquité (11 +/-2 ka) (Clemens et al., 2021), amenant les auteurs à conclure que le forçage orbital n'est pas le facteur principal contrôlant la mousson sud-asiatique mais que cette dernière présente une forte sensibilité au forçage des GHG et du volume de glace. Comme lors des MIS 1 et MIS 5e, l'intensification de la mousson au MIS 19c ne présente pas un tel retard par rapport au forçage orbital, suggérant que le forçage orbital ne peut absolument pas être exclu pour les périodes interglaciaires. Par ailleurs, il est à noter que l'ajustement du modèle d'âge du Site U1446 que nous avons effectué en utilisant l'hypothèse de couplage des hautes latitudes boréales et des tropiques à l'échelle millénaire (CHAPITRE 3) a fortement modifié la chronologie précédemment publiée, basée sur l'alignement du δ<sup>18</sup>O des foraminifères benthiques avec le stack benthique LR04. En effet la modification du modèle d'âge a induit un décalage de ≈ 4 ka ; cela pourrait remettre considérablement en question les conclusions de timing préalablement établies dans les travaux de Clemens et al. (2021).

En outre, de la même manière que pour le MIS 1, le renforcement abrupt de la mousson lors de la T9 comparé à sa diminution progressive lors de la rentrée en glaciation du MIS 18 conduit à un signal asymétrique qui ne peut être attribué aux seuls changements orbitaux (Figure 6-6). En analogie avec la T1 pour laquelle la chronologie des données pollinique n'est pas dépendante des événements climatiques millénaires (CHAPITRE 4), il est possible que l'événement froid induit par les débâcles d'iceberg pendant la T9 (Figure 6-6) ait également contribué à maintenir des conditions froides et sèches malgré l'augmentation de l'insolation estivale de l'hémisphère Nord, et ainsi retardé le renforcement de la mousson lors de la déglaciation. Si ces observations étaient confortées et chronologiquement contraintes dans d'autres enregistrements, alors elles pourraient permettre d'étendre les conclusions de Cheng et al. (2016) qui ont identifié des épisodes de faible mousson (WMIs) lors des sept dernières terminaisons dans les spéléothèmes asiatiques. En effet il est très probable que le mécanisme associé soit identique à celui observé lors de la T1, puisque pour cet événement aussi une vague de froid résultant de la perturbation de l'AMOC a été enregistrée dans des

enregistrements des hautes latitudes et de Méditerranée (Ferretti et al., 2015; Marino et al., 2020; Sánchez Goñi et al., 2016; Toti et al., 2020).

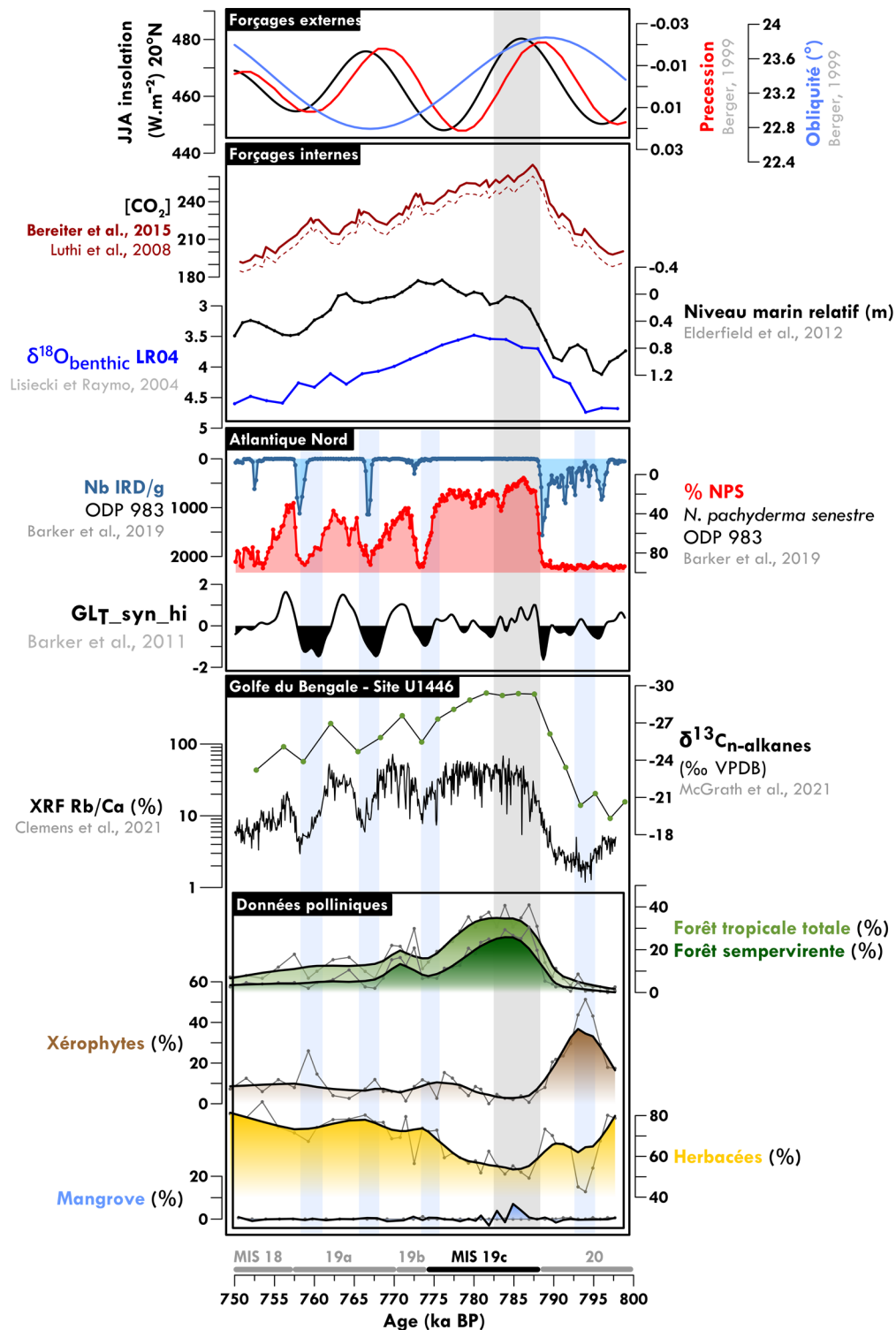


Figure 6-6 : Comparaison de la variabilité de l'ISM enregistrée au site IODP U1446 (données polliniques présentées dans ce travail et autres traceurs publiés dans Clemens et al. (2021) et McGrath et al. (2021)) avec les forçages externes, internes, ainsi que la dynamique des inlandsis de l'hémisphère Nord déterminée par les enregistrements enregistrement d'IRD (nb/g) et d'abondance de *N. pachyderma s.* (%) au site ODP 983 (Barker et al., 2019). La bande grise correspond à la période humide du MIS 19c (787,5 et 782,5 ka BP, zone pollinique B) et les bandes bleues aux épisodes secs correspondant aux zones pollinique A2, C2, C4 et C6.



### 3.5.2. Les facteurs potentiels responsables des températures fraîches au début du MIS 19c en Inde

Pour rappel, le caractère atypique de la végétation du MIS 19c, semblable aux actuelles prairies-sholas, nous a conduit à l'hypothèse que les conditions hivernales étaient suffisamment froides pour avoir limité le développement de la forêt décidue et que ces conditions étaient plus fraîches qu'au MIS 1. Puisque les configurations orbitales entre les périodes humides des MIS 1 et MIS 19c sont très similaires, induisant une distribution latitudinale et saisonnière de l'insolation très proche (Yin and Berger, 2012), le forçage orbital ne peut expliquer une telle différence de température. Le MIS 19c fait partie des interglaciaires pré-MBE qui sont connus pour être des interglaciaires dits « lukewarm » ou « frais » et caractérisés par des concentrations de CO<sub>2</sub> atmosphérique plus faibles que les interglaciaires plus récents (Lüthi et al., 2008; Masson-Delmotte et al., 2010). Mais lorsque l'on considère les valeurs de CO<sub>2</sub> de la carotte EPICA Dome-C corrigées par Bereiter et al. (2015), les concentrations de CO<sub>2</sub> atmosphérique de la période humide holocène et de celle du MIS 19c restent dans la même gamme de valeurs comprise entre 255 et 270 ppmv (Bereiter et al., 2015). Les taux de CO<sub>2</sub> atmosphérique ne peuvent être tenus responsables de conditions différentes entre les périodes humides des deux interglaciaires.

Selon le stack global LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) et le  $\delta^{18}\text{O}$ benthic du site U1446 (Clemens et al., 2021), le volume de glace du MIS 19c était relativement plus élevé que pendant le début de l'Holocène. Bien que les changements de  $\delta^{18}\text{O}$ benthic ne soient pas uniquement déterminés par le volume de glace (Skinner and Shackleton, 2005), des résultats similaires ont été montrés par le niveau marin global modélisé (Bintanja et van de Wal 2008). En outre, la répartition géographique des calottes dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord n'était vraisemblablement pas identique entre les deux stades, puisque généralement avant la MPT, les calottes eurasiennes avaient une contribution plus importante au volume de glace total de l'hémisphère nord que les que les périodes post-MPT, pour lesquelles les calottes sont plutôt localisées en Amérique du Nord (Bintanja and van de Wal, 2008; Hodell et al., 2008; Naafs et al., 2011). Pour preuve, l'étude de la composition géochimique des grains d'IRD retrouvés en Atlantique nord ont montré que les grains détritiques de la fin du MIS 20 et du MIS 19 ne provenaient pas du détroit d'Hudson comme les plus récents événements de Heinrich, mais plutôt d'Europe du Nord, du Groenland et d'Islande, ce qui indique une plus grande contribution des calottes glaciaires eurasiennes par rapport aux interglaciaires post-MPT (Hodell et al., 2008; Naafs et al., 2011). La plus grande quantité de calottes polaires résiduelle lors du MIS 19c, additionnée à leur localisation probablement plus proximale de la région asiatique pourraient expliquer des températures hivernales plus froides en Inde au MIS 19c qu'au MIS1.

Un détail important de notre enregistrement consiste en l'évolution de la végétation au sein même du MIS 19c. Si cette période est globalement caractérisée par une végétation très ouverte constituée principalement de prairies et de forêt sempervirente, la seconde moitié du MIS 19c (de 782,5 à 776 ka BP) voit l'apparition progressive des taxons de forêt décidue. Nous interprétons cette

évolution comme le probable effet combiné de la diminution des précipitations continentales et une augmentation des températures hivernales, ayant rendu possible le développement de taxons décidus. L'évolution de la distribution saisonnière de l'insolation au cours du MIS 19c pourrait être une autre hypothèse pouvant expliquer le développement de taxons décidus. En effet, les simulations réalisées par Yin et Berger (2015) sur le climat de certains interglaciaires des derniers 800 ka montrent que dans les basses latitudes, la fin du MIS 19c se caractérise non seulement par une diminution des températures estivales mais aussi par une augmentation des températures moyennes hivernales en réponse à la diminution de l'insolation estivale et à l'augmentation de l'insolation hivernale (Figure 6-7).

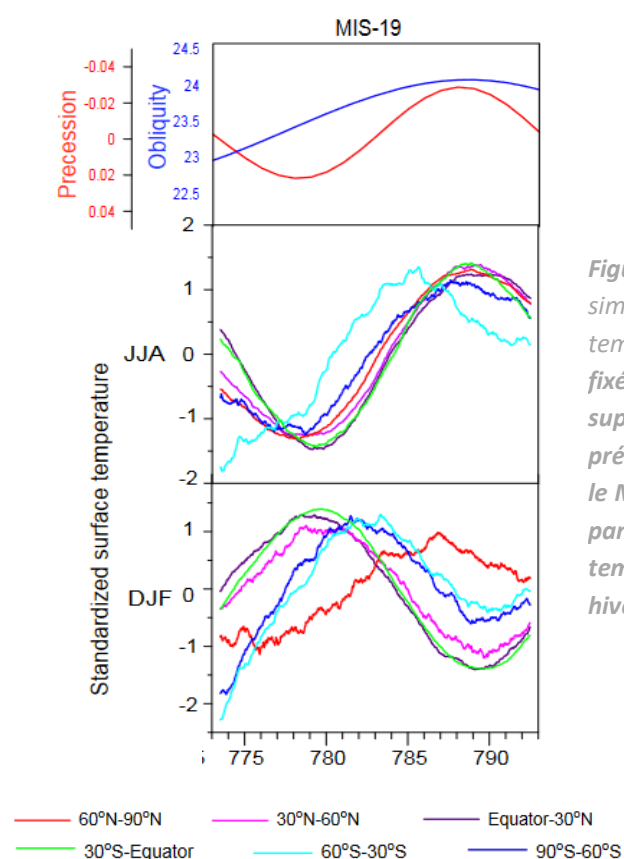


Figure 6-7 : Représentation graphique des résultats de simulations transitoires de la distribution saisonnière des températures de surface, en fonction de la latitude ( $CO_2$  fixé à 280 ppmv)(Yin et Berger, 2015). Le panneau supérieur représente les paramètres d'obliquité (°) et de précession sur la période de simulation transitoire pour le MIS 19 (793-773 ka BP). Le panneau central et le panneau inférieur représentent respectivement les températures de surface simulées estivales (JJA) et hivernales (DJF).

### 3.5.3. Les facteurs de contrôle de l'intensité des précipitations de mousson au MIS 19

Compte-tenu du caractère plutôt « frais » de cet interglaciaire à l'échelle globale (Head, 2021; Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016; Tzedakis et al., 2012), nous nous attendions à observer des précipitations de mousson de faible amplitude comparée au MIS 1, associé à des conditions « intermédiaires » probablement quelque part entre période glaciaire et interglaciaire, qui serait associée à une position de l'ITCZ relativement plus au sud, apportant moins de précipitations sur le continent. Cependant nous observons une forte expansion des taxons de forêt sempervirente suggérant des conditions de forte humidité lors de l'optimum du MIS 19c. Si ni le forçage orbital, ni le  $CO_2$  atmosphérique ne peuvent expliquer la différence d'intensité des précipitations entre les périodes

humides des MIS 1 et MIS 19c, cela signifie nécessairement qu'un paramètre tiers est venu amplifier la mousson au MIS 19c.

De récentes simulations réalisées avec le modèle HadCM3 ont montré qu'une extension importante des calottes polaires de l'hémisphère Nord jouent un rôle clé sur la position latitudinale de l'ITCZ et de la cellule de Hadley, et par conséquent sur les précipitations de mousson asiatique dans la bande latitudinale 15°N-25°N, dans laquelle se trouve notre zone d'étude (Lyu et al., 2021). Mais ici, l'influence de calottes polaires plus importantes est incompatible avec les précipitations de mousson plus intenses que nous observons, puisque celles-ci auraient dû limiter le développement de l'ISM, et non pas l'amplifier. Cependant, la distribution de la glace aux hautes latitudes et en particulier l'extension des calottes eurasiennes (Bintanja and van de Wal, 2008; Hodell et al., 2008) a peut-être eu un effet inattendu sur la circulation de mousson asiatique. Alors que les données polliniques suggèrent un fort refroidissement des températures continentales, en particulier des températures hivernales, les données de SST n'ont montré aucune différence significative de températures entre les périodes humides du MIS 1 et du MIS 19c (Clemens et al., 2021). Nous proposons que la différence de refroidissement entre les masses d'air continentales et océaniques a renforcé le contraste thermique océan-continent. En effet, ce gradient thermique a probablement dû se renforcer en raison d'un refroidissement plus important des masses d'air continentales qu'océaniques, avec comme conséquence le renforcement des vents. En émettant la supposition que la dénitrification de la colonne d'eau en mer d'Arabie soit principalement déterminée par les vents de mousson, alors l'enregistrement de  $\delta^{15}\text{N}$  de la matière organique pourrait soutenir notre hypothèse car les données indiquent une dénitrification de la colonne d'eau aussi importante lors du MIS 19c qu'au début de l'Holocène, ce qui suggère des vents d'une intensité au moins équivalente (Altabet et al., 1999). La combinaison de températures océaniques de surface aussi chaude qu'au début du MIS 1 associé au renforcement de contraste thermique continent-océan ont pu ensemble générer une intensification inattendue de l'ISM lors du MIS 19c.

De plus, nous observons un découplage de l'intensité de l'ISM et de l'insolation lors de la seconde moitié du MIS 19. En effet à l'échelle orbitale, nous n'observons pas de renforcement de l'ISM aussi important que lors du MIS 19c, alors que les deux minimas de précession sont d'une amplitude très proche. Au contraire, les données polliniques indiquent un affaiblissement de la mousson marqué par les épisodes successivement plus secs jusqu'au début du MIS 18 (Figure 6-5). Cette déconnexion est concomitante avec la croissance des calottes glaciaires des hautes latitudes ainsi qu'avec la diminution des gaz à effet de serre (Figure 6-6), pour lesquels il a été démontré une influence sur la position latitudinale de l'ITCZ (Lyu et al., 2021). Ces observations suggèrent qu'au-delà d'un certain seuil, l'influence du volume de glace et des GES sur la cellule de Hadley et la position de l'ITCZ devient un facteur dominant sur la variabilité de la mousson asiatique, au-delà du simple forçage orbital. Autrement dit, nous suggérons que la contribution du forçage externe (paramètres orbitaux) est déterminante lors de l'intervalle chaud du MIS 19c (avec un faible volume de glace et forts taux de CO<sub>2</sub> atmosphérique) mais s'amenuise lors de l'approche des conditions froides glaciaires, ce qui est

cohérent avec l'observation de Jaliha et al. (2019) sur les derniers 22 ka, qui montrait que la contribution des forçages externes et internes varie en fonction des conditions limites climatiques.

#### 4. Conclusions de chapitre

- Le MIS 19c se caractérise par un développement de la forêt tropicale entre 787,5 et 776 ka BP mais comporte un maxima des éléments de la forêt sempervirente entre 787,5 et 782,5 ka.
- Il présente un assemblage atypique, semblable aux environnements actuels de haute altitude : une mosaïque de prairies-sholas entre 787,5 et 782,5 ka. Le très faible développement des taxons de forêt décidue suggère des conditions de basses températures hivernales, plus basses qu'aujourd'hui.
- L'environnement de prairies-sholas qui s'est développé au MIS 19c confirme que ces environnements ne constituent pas nécessairement un état dégradé des formations sempervirentes. Si l'influence de l'Homme sur la formation de ces écosystèmes ne peut être niée à l'actuel, nos résultats suggèrent que ces environnements ne sont pas exclusivement le résultat d'activité humaine mais se développent également naturellement lorsque les conditions y sont favorables.
- Ces résultats dévoilent que la forêt totale n'est pas un indicateur fiable des précipitations de mousson, car les différentes composantes de la forêt (décidues et sempervirentes) n'ont pas la même sensibilité aux facteurs environnementaux de température et précipitations. Si la forêt décidue est sensible aux conditions de températures hivernales qui peuvent être limitantes pour son développement, la forêt sempervirente est moins sensible aux températures et constitue ainsi un meilleur indicateur des conditions d'humidité apportées par la mousson.
- Le développement de la forêt sempervirente associé au minimum des éléments herbacés xérophytes adaptés à l'aridité a permis de définir la période humide du MIS 19c entre 787,5 et 782,5 ka.
- Le timing de cette période humide est probablement déterminé par l'action combinée du forçage radiatif induit par l'insolation, des GHG et le volume de glace. L'ajustement du modèle d'âge du Site U1446 a fortement modifié la chronologie précédemment publiée. A présent, l'intensification de la mousson ne présente plus un si grand retard par rapport aux paramètres orbitaux qu'identifié précédemment, ce qui suggère que l'influence du forçage orbital ne peut absolument pas être exclue pour les périodes interglaciaires.

- L'intensité des précipitations de mousson au MIS 19 est délicate à définir. Nous trouvons cependant des indices qui convergent vers l'idée de précipitations de mousson au moins aussi intense lors du MIS 19c que lors du début du MIS1, sinon davantage.
- Puisque ni l'insolation, ni les taux de CO<sub>2</sub> atmosphérique ne peuvent être tenus responsables des différences de températures MIS 1 et le MIS 19c, nous émettons l'hypothèse que la plus grande quantité de calottes polaires résiduelles lors du MIS 19c, additionnée à leur localisation plus proximale de la région asiatique pourrait expliquer les températures plus froides du MIS 19c.
- Compte tenu du fait que les températures de surface de la mer semblent avoir été similaires entre les périodes humides du MIS 1 et du MIS 19c, nous proposons que la plus forte intensité des précipitations du MIS 19c par rapport au MIS 1 ait été causée par la différence de refroidissement entre les masses d'air continentales et océaniques qui aurait davantage renforcé le contraste thermique océan-continent.



---

## **CHAPITRE 7**

Synthèse des données polliniques & comparaison  
modèles-données

---

Les trois chapitres précédents de cette thèse se concentraient sur la caractérisation de la végétation et de la mousson d'été indienne en termes de temporalité et d'intensité au cours de trois périodes différentes, qui incluaient les MIS 1, MIS 5e et MIS 19c. Le présent chapitre a pour objectif la mise en parallèle de ces trois périodes de sorte à en identifier les caractéristiques communes et les différences qui seront ensuite confrontées avec les résultats des simulations des modèles LOVECLIM1.3 et HadCM3 dans le but ultime de déterminer les forçages qui contrôlent les variations de végétation et de mousson en période interglaciaire.

## 1. Comparaison des données polliniques des trois périodes interglaciaires

Les périodes étudiées présentent un schéma commun d'évolution à long terme de la végétation, puisque chaque intervalle étudié se caractérise par le passage d'une steppe semi-aride lors des périodes glaciaires à une forêt tropicale plus ou moins dense lors des interglaciaires qui s'est ensuite progressivement ouverte (Figure 7-1). Les changements d'écosystème qui se sont opérés lors de chaque terminaison sont remarquablement similaires, puisque le même type de succession de végétation est observé : dominance des Amaranthaceae, puis des Poaceae, puis enfin de la forêt tropicale (flèches noires sur la Figure 7-1). En outre, la composition et le schéma d'évolution de la forêt tropicale est identique lors de chaque interglaciaire, pour lesquels la forêt sempervirente est systématiquement la plus développée lors des premiers millénaires, puis s'ouvre progressivement pour laisser place à la forêt décidue sur le reste de l'interglaciaire.

Ces changements de végétation suggèrent que les oscillations glaciaires-interglaciaires de l'ISM se caractérisent par une architecture asymétrique constituée d'une intensification abrupte de l'ISM lors des terminaisons, un optimum d'ISM qui se produit systématiquement lors des premiers millénaires du pic interglaciaire, puis une diminution de l'intensité de l'ISM lors de l'entrée en glaciation qui s'effectue plus progressivement que lors de la terminaison glaciaire (Figure 7-1).

Les périodes humides d'ISM, définies dans les chapitres précédents entre 5,1 et 11,8 ka pour le MIS 1, entre 120 et 127 ka pour le MIS 5e et entre 782,5 et 787 ka BP pour le MIS 19c correspondent aux intervalles de temps durant lesquels l'intensité des précipitations de mousson était maximale dans le nord-est de la péninsule indienne. Les limites de ces intervalles ont été définies en prenant en compte l'ensemble des données polliniques par une analyse de classification hiérarchique (CHAPITRE 3). Ces intervalles correspondent systématiquement aux périodes présentant les pourcentages les plus élevés de taxons de forêt tropicale sempervirente, car ces derniers représentent des conditions d'humidité optimale, principalement apportées par la mousson d'été (Figure 7-3). Ils sont également associés aux pourcentages les plus faibles d'herbacées, aussi bien pour les ubiquistes (Poaceae et Cyperaceae) que pour les xérophytes (*Artemisia*, Amaranthaceae, Ephedraceae) (Figure 7-3), ce qui soutient une réduction conséquente des conditions d'aridité sur le continent. Si la manifestation de ces périodes humides semble similaire pour chaque interglaciaire (d'avantage de forêt, moins d'herbacées), des différences de composition de la végétation ont été identifiées et sont supportées par une analyse en



coordonnées principales (PCoA) des données polliniques suivie d'une PERMANOVA. La PCoA a été effectuée sur la matrice de distance Bray-Curtis calculée à partir des spectres polliniques de ces trois intervalles uniquement. Les résultats montrent que la composition des assemblages polliniques de chacune des périodes humides est significativement différente (p-value de 0,001) (Figure 7-2).

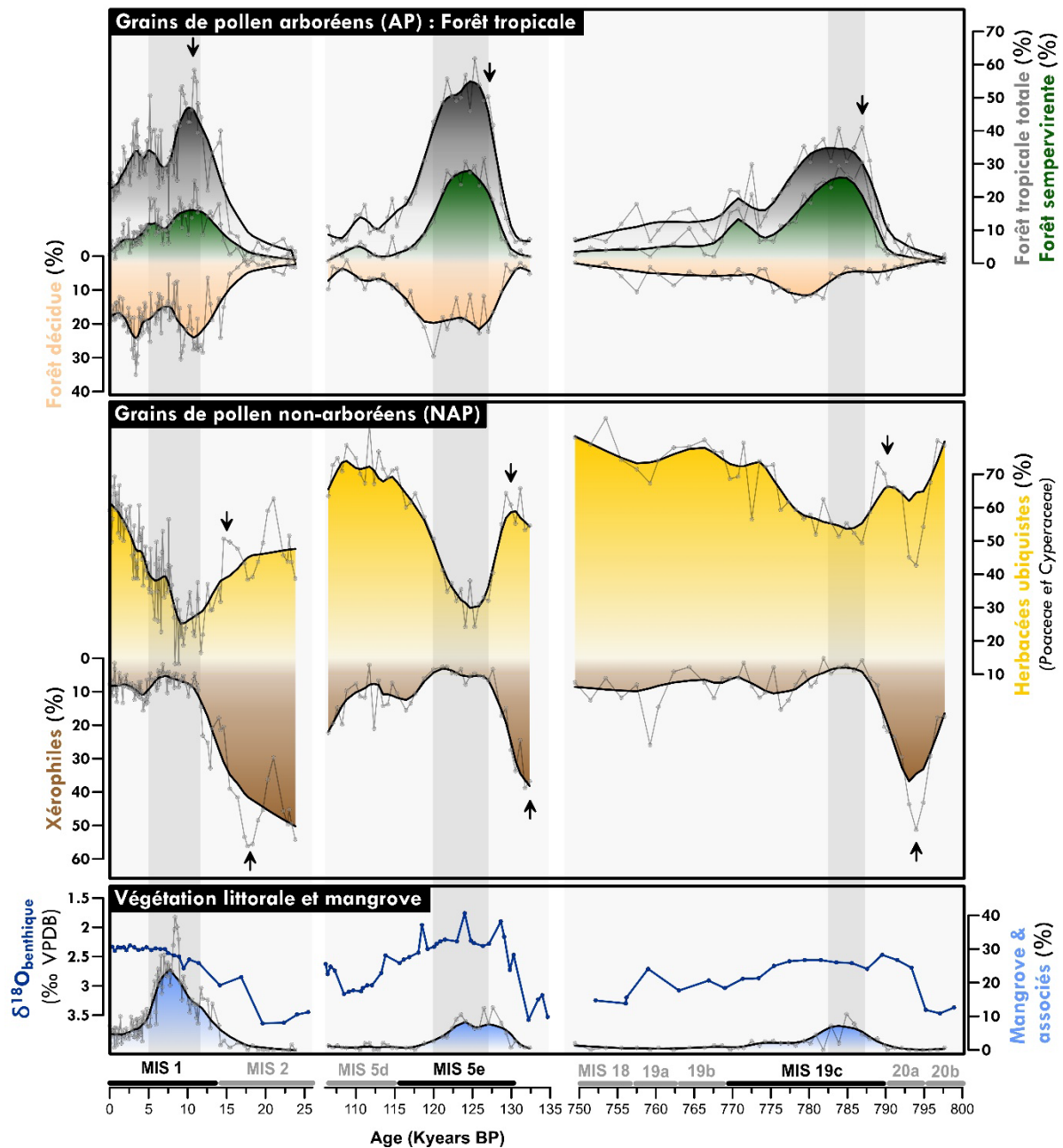


Figure 7-1 : Synthèse des données polliniques du Site U1446 entre 0 et 25 ka BP, entre 105 et 135 ka BP et entre 750 et 800 ka BP. Les limites stratigraphiques des stades isotopiques marins sont celles définies par Lisiecki et Raymo, 2005. Les flèches noires soulignent les successions végétales observées lors de chaque terminaison glaciaire. Les bandes grises indiquent les périodes de plus forte mousson détaillées précédemment, et correspondant aux périodes 5,1-11,8 ka BP, 120-127 ka BP et 787-782,5 ka BP.

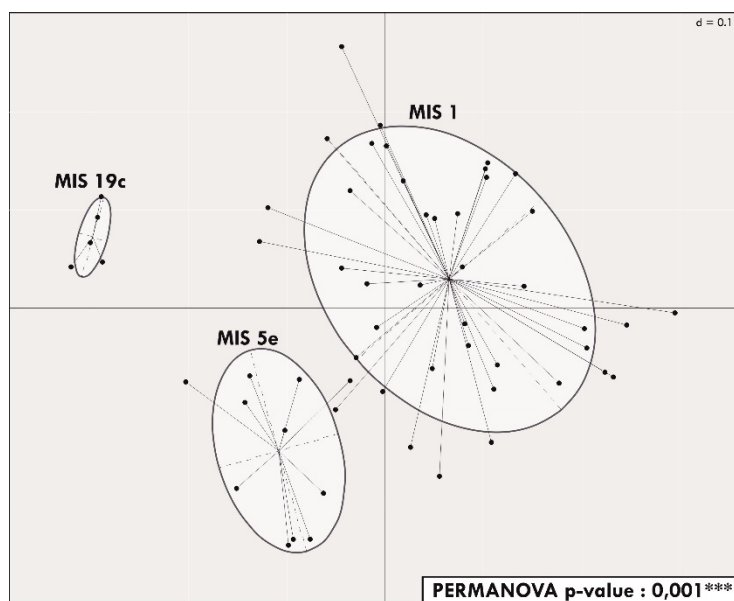


Figure 7-2 : Résultats de l'analyse en coordonnées principales (PCoA) avec une analyse de variance par permutation (PERMANOVA) effectuée sur les données polliniques des périodes humides d'ISM des MIS 1 (entre 5,1 et 11,8 ka cal BP), MIS 5e (entre 120 et 127 ka BP) et MIS 19c (entre 782,5 et 787 ka BP).

En synthétisant les informations de composition de la végétation pour chaque optimum d'ISM (boîtes à moustaches sur la Figure 7-3), des reconstitutions paléo-écologiques conceptuelles du paysage du bassin-versant du fleuve Mahanadi au cours de ces intervalles ont été élaborées; elles sont comparées avec les échantillons polliniques les plus récents du site U1446 (dernier 1300 ans) (CHAPITRE 4) ainsi qu'avec les cartes de distribution actuelle potentielle de la végétation (CHAPITRE 2) (Figure 7-3). Notons que ces reconstitutions sont purement schématiques et ne représentent pas fidèlement la réalité notamment quant aux frontières entre nos différents groupes écologiques. Si nous distinguons les taxons arborés (forêt) des taxons non arborés (herbacées) avec les données polliniques, il est nécessaire de garder à l'esprit que dans la réalité, les forêts décidues (et décidues sèches en particulier) constituent des savanes plus ou moins denses. En outre, rappelons qu'il n'y a pas de relation linéaire entre les pourcentages polliniques et pourcentages de couvert végétal réels (CHAPITRE 3). Ces schémas ont pour objectif de permettre une visualisation des zones potentiellement occupées en fonction des variations spatiales de l'humidité, en prenant en compte la topographie, les cours d'eau et l'influence océanique.

Les données polliniques du Site U1446 ont montré que lors des derniers 1300 ans, le paysage se composait principalement de forêt décidue, avec un tapis d'herbacées très étendu. Ce paysage semble tout à fait correspondre à la distribution potentielle actuelle de la végétation, dans laquelle le bassin versant est principalement occupé par une savane arborée à composants soit décidus secs (dans les plaines de basse altitude), soit décidus humides (localisées sur les bordures du bassin versant) (Figure 7-3) pour lesquels les marqueurs polliniques ne peuvent-être distingués. De la même manière, les données polliniques ont indiqué la présence, bien que faiblement développée, de taxons de forêt sempervirente, dont les quelques éléments étaient probablement localisés proche de la côte comme à l'actuel sous l'effet de l'humidité dû à la proximité de la mer (CHAPITRE 3).

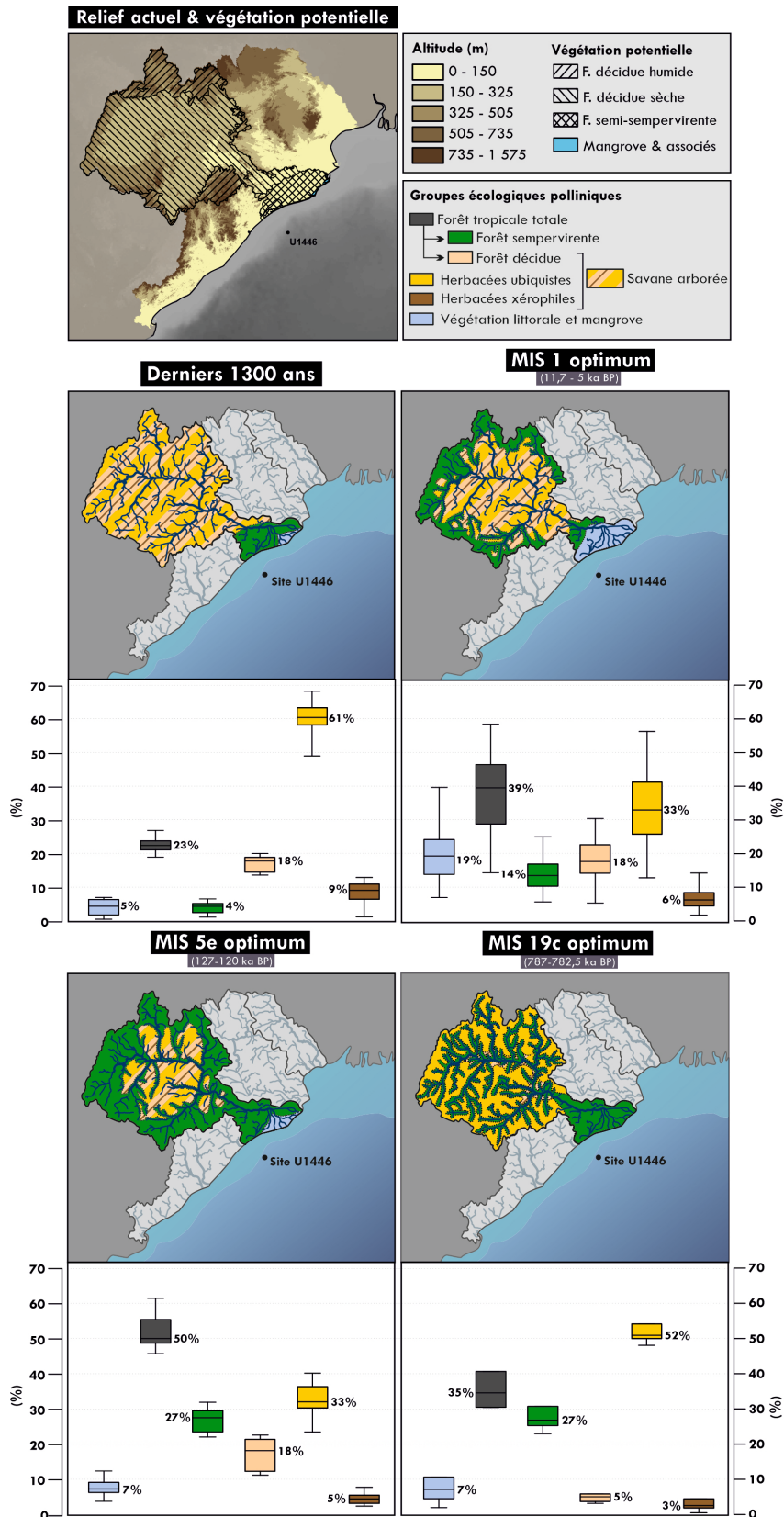


Figure 7-3 : Synthèse des données polliniques lors de la période récente (dernier 1300 ans) et des périodes humides définies dans ce travail. Les boîtes à moustache représentent la distribution statistique de chaque groupe écologique au cours des périodes considérées. Les cartographies associées représentent des modèles schématiques de la distribution de la végétation sur le bassin versant du fleuve Mahanadi. Le panneau du haut représente la topographie et la distribution potentielle actuelle de la végétation telle que décrite dans le chapitre 2.

Le paysage de la période humide du MIS 1 (de 5 à 11,7 ka BP) présente une couverture forestière plus importante, bien que hautement variable, avec notamment le développement de taxons sempervirents tels que *Mallotus*, *Olea paniculata* ou encore les Moracées/Urticacées. Du fait de leur plus fort besoin en humidité, les taxons sempervirents étaient probablement localisés en priorité sur les bordures du bassin versant en altitude ainsi que le long des cours d'eau, tandis que la savane arborée décidue, plus ouverte avec des étendues plus ou moins grandes d'herbacées, devait se trouver dans la partie centrale du bassin versant dans les zones les moins humides. La mangrove, qui était particulièrement développée, occupait probablement une grande partie du cône deltaïque du Mahanadi (Figure 7-3).

Durant la période humide du MIS 5e (de 120 à 127 ka BP), la forêt tropicale totale et surtout la forêt sempervirente (représentée par des pourcentages deux fois plus importants que lors de l'optimum du MIS 1) occupaient probablement une surface plus importante du bassin (Figure 7-3). Si les taxons sempervirents dominants restent *Mallotus*, *Olea paniculata* et les Moracées/Urticacées, l'optimum du MIS 5e voit aussi le développement d'un taxon jamais observé lors du MIS 1, *Alchornea*. Ce morphotype pollinique correspond à différentes espèces d'*Alchornea* qui sont généralement des arbustes sempervirents pionniers dont le pollen est souvent retrouvé dans les sédiments marins au large de l'Afrique équatoriale et également sporadiquement trouvé dans les régions les plus humides du nord de l'Inde (Divya et al., 2018; Hooghiemstra et al., 1986; Van Campo and Bengo, 2004, 2004). La mangrove était bien moins développée qu'à l'optimum du MIS 1 (Figure 7-3). L'assemblage pollinique de la période humide du MIS 5e suggère une distribution similaire de la végétation à celle de la période humide du MIS 1, mais avec une plus grande proportion de taxons sempervirents qui se seraient probablement plus largement répandus sur le bassin versant.

La période humide du MIS 19c (de 782,5 à 787 ka BP) se distingue des deux précédentes (Figure 7-3). Bien que les données polliniques indiquent une couverture de forêt tropicale totale semblable à la période humide du MIS 1, son caractère atypique repose dans la disparition quasi-totale des taxons décidus Combretaceae/Melastomataceae, *Haldina* ou encore *Glochidion* au profit d'un très fort taux d'herbacées ubiquistes et des taxons de forêt sempervirente *Mallotus* et *Olea paniculata* en particulier. La végétation de cette période MIS 19c constitue ainsi un assemblage « hybride », avec une ouverture du paysage semblable à celle de l'optimum du MIS 1 (même taux de forêt tropicale totale), mais avec un taux de forêt sempervirente aussi important qu'à l'optimum du MIS 5e (Figure 7-3), le tout avec très peu de mangrove mais énormément d'herbacées ubiquistes, en particulier des Poaceae. Ce type d'assemblage a été interprété comme proche des mosaïques de prairies-sholas, actuellement présentes dans les formations de haute altitude des Ghâts occidentaux, dont la morphologie serait conditionnée principalement par les basses températures hivernales associées à une exposition au vent, voire au gel (CHAPITRE 6). Pour cette raison, nous avons représenté la distribution de la végétation sur le bassin versant de manière « inversée » par rapport aux MIS 1 et MIS 5e, en suivant la morphologie de ces formations, c'est-à-dire avec des prairies en altitude, et les lambeaux de forêt sempervirente dans les vallées abritées, le long des cours d'eau. Un détail important à noter est qu'à

la différence des paysages précédemment décrits, les herbacées ne sont pas associées ici à une savane arborée mais uniquement à de larges étendues de prairies (Figure 7-3).

La somme des grains de pollen d'arbres (AP, pollen arboréen total, excluant les taxons tempérés) est représentative de l'extension et de la densité de la forêt tropicale (Bonnefille et Barboni, 1999). Nous pourrions utiliser les pourcentages polliniques de forêt tropicale totale comme indicateur principal de l'intensité des précipitations d'ISM. Néanmoins, les résultats de ce travail de thèse ont montré que la composition de la forêt tropicale, telle qu'indiquée par les proportions de taxons décidus et sempervirents, varie fortement d'une période interglaciaire à une autre. Dans le CHAPITRE 5, nous avons montré qu'une extension de la forêt sempervirente était nettement plus importante pendant la période humide du MIS 5e que pendant celle du MIS 1 malgré un développement de forêt totale très peu différent. Dans le CHAPITRE 6, l'étude du MIS 19c a suggéré que le type de formation forestière prédominante dans la zone d'étude est une forêt sempervirente mais probablement sous forme de lambeaux parmi des prairies telle que les sholas actuelles, la forêt décidue restant extrêmement réduite pendant ce stade. Ces différences de composition de forêt tropicale ont suggéré des conditions climatiques très différentes lors des interglaciaires étudiés.

De la même manière que nous l'avons fait dans le CHAPITRE 6, nous avons utilisé le modèle conceptuel proposé par Barboni (2000) (Figure 7-4) qui représente la distribution des domaines d'existence des types de végétation de l'Inde du Sud le long de gradients environnementaux définis selon les précipitations annuelles (PANN), la température du mois le plus froid (MTCO) et le rapport évaporation sur évaporation potentielle (E/PE). Les trois intervalles humides des périodes interglaciaires étudiées ainsi que la période représentant les derniers 1300 ans ont été replacés au sein de ce modèle conceptuel (Figure 7-4). D'après la composition pollinique, les derniers 1300 ans, les périodes humides du MIS 1 et du MIS 5e, se trouvent alignés le long du gradient des PANN, en accord avec une expansion de la forêt sempervirente favorisée par des précipitations annuelles plus élevées. La période humide du MIS 19c se situe, quant à elle en retrait dans le domaine des forêts d'altitude soumises à des températures du mois le plus froid inférieures à 15°C, mais associées à des conditions de précipitations supérieures à 2500 mm/an comme les forêts sempervirentes humides (Figure 7-4). Ce diagramme corrobore notre interprétation selon laquelle l'intensité des précipitations d'ISM lors du MIS 19c étaient au moins aussi importantes qu'au MIS 5e. Nous proposons que les pourcentages des taxons de la forêt sempervirente constituent un indicateur plus fiable des conditions d'humidité continentales que les valeurs de forêt tropicale totale qui inclut les éléments de la forêt décidue, comme qu'*Haldina*, *Glochidion* et *Combretaceae/Melastomataceae*, qui peuvent être limités par les températures hivernales.

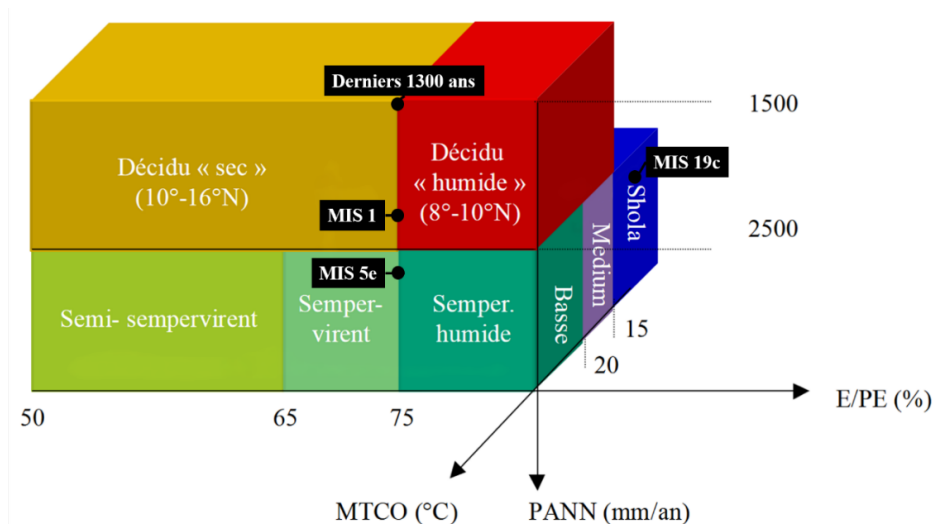


Figure 7-4 : modèle conceptuel représentant les domaines d'existence des différents types de végétation de l'Inde du sud définis par les trois paramètres climatiques suivants : précipitations moyennes annuelles (PANN en mm/an), de température du mois le plus froid (MTCO en °C) et d'humidité (E/PE en %) (Barboni 2000). Les périodes humides des MIS 1, MIS 5e et MIS 19c ainsi que la période des derniers 1300 ans ont été remplacés d'après leur assemblage pollinique.

## 2. Comparaison modèles-données

Pour rappel, les simulations étudiées dans cette thèse ont été réalisées avec les modèles LOVECLIM1.3 et HadCM3, avec lesquels plusieurs expériences ont été réalisées sous des conditions de forçage différentes (forçage orbital seulement, forçage orbital et gaz à effet de serre, et forçage orbital, gaz à effet de serre et calottes polaires) (CHAPITRE 3). Pour cette section, seules les simulations comprenant la combinaison des forçages orbitaux, gaz à effet de serre et volume de glace ont été prises en compte, puisqu'elles constituent les résultats les plus proches de la réalité (Figure 7-5).

### 2.1. Comparaison des données polliniques et de la végétation simulée avec le module VECODE (LOVECLIM1.3 uniquement)

D'un point de vue des tendances à long terme, les simulations transitoires de végétation produites avec LOVECLIM1.3 s'accordent avec les données polliniques et montrent un développement optimal du couvert forestier lors des pics interglaciaires alors que la fraction herbacée domine lors des périodes glaciaires (Figure 7-5). En outre, les fractions de couverts forestiers et herbacés simulés constituent chacun l'opposé de l'autre. Nous observons cependant de larges différences d'amplitude entre les données polliniques et les résultats des simulations, puisque les données polliniques indiquent des changements de forêt tropicale totale allant de 5 à presque 70%, tandis que les proportions de couverture forestière simulées ne varient que de 30 à 55% environ (Figure 7-5). Ce résultat n'est pas surprenant compte tenu du fait que la comparaison de ces deux jeux de données doit rester qualitative pour plusieurs raisons.

*Figure 7-5 : Comparaison des données polliniques de forêt tropicale du Site U1446 (en bas) avec les résultats de simulations produites avec LOVECLIM1.3 et HadCM3. Les bandes gris sombre correspondent aux périodes humides de chaque interglaciaire au cours desquelles l'intensité de l'ISM était maximale d'après les données polliniques, soit 1187-5,1 ka cal BP pour le MIS 1, 127-120 pour le MIS 5e et 787-782,5 ka BP pour le MIS 19c.*

D'une part, les simulations LOVECLIM1.3 intègrent la variabilité de toute la partie nord de la péninsule indienne (CHAPITRE 3), alors que les données polliniques du Site U1446 ne représentent la végétation que des bassins versants proche du site, c'est-à-dire seulement une partie du nord-est de la péninsule qui est incluse dans la CMZ. D'autre part, il n'y a pas de relation linéaire entre pourcentages polliniques et abondances relatives des arbres dans la végétation à cause de nombreux facteurs tels qu'une production ou un transport pollinique différentiel entre les taxons, la nature du site ou encore la préservation différentielle des grains selon les taxons (CHAPITRE 3). Néanmoins cela n'affecte pas nos interprétations pollen-végétation car des travaux antérieurs basés sur la comparaison entre des données polliniques et des données satellitaires ont montré que les variations du pourcentage de pollen sont très fortement corrélés avec les proportions de végétation réelles (e. g. Williams and Jackson, 2003; Zheng et al., 2010).

Mais au-delà des tendances à long terme, des divergences entre les simulations et les données polliniques sont observées. En effet, les simulations du couvert forestier grâce au modèle VECODE dans LOVECLIM1.3 présente des valeurs plus importantes lors de l'optimum du MIS 5e (56%) que lors des deux autres périodes interglaciaires MIS 1 et 19c. Ces deux derniers interglaciaires présentent par ailleurs des valeurs maximales de couvert forestier simulé similaires (52 %). Les maximums atteints lors de ces trois périodes interglaciaires sont supérieurs aux valeurs représentant la période récente (41%) (Figure 7-5).

Données et modèles s'accordent donc sur le fait que le couvert forestier est légèrement plus réduit au MIS 1 qu'au MIS 5e. Mais le modèle VECODE (Brovkin et al., 1997) utilisant une classification simplifiée de la végétation ne comportant que trois types de couvertures végétales (désert, arbres et herbacées), ne permet pas de reproduire la différence majeure entre le MIS 5e et le MIS 1 qui réside dans la composition de la forêt tropicale.

De plus, le modèle VECODE ne reproduit pas la singularité de la végétation que nous avons identifiée pour le MIS 19c, puisque qu'il simule des proportions de forêt et de prairies exactement similaires à celles du MIS 1 (Figure 7-5). Les environnements de prairies-sholas, qui ne sont finalement qu'une dénomination locale de l'écosystème particulier de prairies de montagnes présent dans diverses régions tropicales de haute altitude, par exemple en Afrique (Vincens et al., 2007) ou encore au Brésil (Silveira et al., 2019), constitue un environnement extrêmement particulier que le modèle VECODE ne représente pas. Ce modèle simplifié des écosystèmes terrestres simule le pourcentage de couvert forestier et d'herbacées uniquement en fonction des précipitations moyennes annuelles et du GDD0 (CHAPITRE 3), et ne considère pas non plus l'hétérogénéité du relief qui favorise pourtant ce genre de formation végétale. Tel qu'il est paramétré actuellement, le module VECODE ne semble pas approprié pour décrire la végétation tropicale car il ne tient pas compte de la saisonnalité des paramètres de températures et de précipitations, facteur qui est pourtant d'une importance capitale pour la végétation tropicale soumise à une saison humide et une saison sèche. De plus, le paramètre de température GDD0 que le module VECODE inclut n'est pas adapté comme facteur limitant de la



forêt tropicale puisque le seuil de température minimal fixé à 0°C n'est pas adapté pour les espèces tropicales décidues. Comme expliqué dans le chapitre 6 sur le MIS 19 et dans la section précédente, la très faible représentation des taxons décidus de la forêt tropicale pourrait s'expliquer par un seuil dans les MTCO de 15°C associé à un risque de gel (Prentice et al., 1992).

Enfin, nous observons également des décalages temporels entre les maxima des données polliniques et ceux des simulations. En effet les valeurs maximales de couvert forestier simulées sont systématiquement atteintes quelques millénaires avant le pic de forêt tropicale enregistré dans les données polliniques (Figure 7-5). Si un tel décalage pour les MIS 5e et MIS 19c pourrait être attribué à l'erreur moyenne du modèle d'âge, cet argument est moins valide pour le MIS 1 dont la chronologie est plus robuste puisque basée sur des datations radiométriques (carbone-14), avec une erreur moyenne inférieure à 100 ans (CHAPITRE 3). Il semble donc que cette différence de timing ne soit pas l'effet d'une erreur de chronologie, ce qui suppose que les simulations ne reproduisent pas fidèlement le timing des pics interglaciaires, à quelques millénaires près.

## **2.2. Comparaison des données polliniques et des simulations transitoires des précipitations et températures (LOVECLIM1.3 et HadCM3)**

Les résultats de simulation de LOVECLIM1.3 montrent des variations parallèles de couvert forestier et de précipitations moyennes estivales (JJA) (Figure 7-5). Bien que le modèle VECODE prenne en compte les précipitations annuelles totales pour simuler la végétation sans égard pour leur distribution saisonnière, les simulations indiquent aussi que les précipitations totales annuelles sont constituées en grande partie par les précipitations cumulées en été (JJA). Nous avons calculé la contribution des précipitations simulées des mois de juin, juillet et août (JJA) sur les précipitations totales annuelles le long des trois séries temporelles, et ceci pour chaque modèle (Tableau 7-1). Les résultats indiquent que les précipitations cumulées JJA rassemblent à elles-seules plus de 40 % des précipitations annuelles totales, et que cette proportion est généralement supérieure pour les simulations d'HadCM3 où elles peuvent représenter jusqu'à 70 % (Tableau 7-1). Une explication possible de la différence entre les deux modèles consiste en l'estimation de la saisonnalité simulée par chaque modèle. En effet, LOVECLIM1.3 montre une forte contribution des précipitations des mois de mai à septembre, alors que les précipitations estivales simulées avec HadCM3 sont concentrées autour de juin, juillet et août (Figure 7-6). Nous en déduisons que bien que la saisonnalité des précipitations ne soit pas prise en compte comme facteur déterminant le couvert forestier par LOVECLIM1.3, les changements simulés de fraction arbustive constituent un bon indicateur des changements de précipitations estivales apportées par la mousson d'été. Ces observations confirment que même si la saisonnalité des précipitations n'est pas prise en compte comme facteur influençant le couvert forestier par LOVECLIM1.3, ce dernier constitue néanmoins un bon indicateur des changements de précipitations estivales apportées par la mousson d'été.

	<b>LOVECLIM1.3</b>	<b>HadCM3</b>
<b>MIS 1</b> (de 16 à 0 ka BP)	Entre 45,1 et 49,4 %	Entre 66,8 et 70,8 %
<b>MIS 5e</b> (de 133 à 105 ka BP)	Entre 40,5 et 52,6 %	Entre 56,4 et 72,9 %
<b>MIS 19c</b> (de 794 à 766 ka BP)	Entre 43,7 et 49,5 %	Entre 66,8 et 72,7 %

*Tableau 7-1 : Calcul de la contribution des précipitations cumulées des mois de juin, juillet et août (JJA) sur les précipitations totales annuelles d'après les deux modèles LOVECLIM1.3 et HadCM3 pour les simulations OrbGHGIce.*

Les résultats des simulations avec LOVECLIM1.3 montrent que le couvert forestier et les précipitations moyennes estivales (JJA) changent de façon parallèle. Il est néanmoins remarquable que la faible différence de couvert forestier simulée entre les périodes humides des MIS 5e et 1, en accord avec les données polliniques, résulte d'une différence notable dans les précipitations moyennes estivales, les valeurs atteignant 240 mm/mois au MIS 5e pour seulement 207 mm/mois au pic du MIS 1 (Figure 7-5). Ces résultats supportent l'interprétation selon laquelle la différence de composition forestière entre les 2 intervalles reflète des précipitations de mousson plus intenses au MIS 5e qu'au MIS 1.

Les résultats des simulations du MIS 19c avec LOVECLIM et HadCM3 indiquent des conditions d'humidité similaires à celles du MIS 1 (Figure 7-5). Les deux modèles fournissent des estimations des précipitations moyennes estivales (JJA) cohérentes, aussi bien du point de vue des tendances à long terme que des ordres de grandeur des valeurs, ainsi que de l'amplitude des changements (Figure 7-5). Ces résultats ne sont pas en accord avec les interprétations faites à partir des données polliniques qui témoignent de conditions plus humides au début du MIS 19c que lors de notre interglaciaire.

Nous observons des différences entre les modèles et les données polliniques non seulement en termes de temporalité mais aussi de structure des signaux. En effet les pics de précipitations moyennes estivales (JJA) simulés par les deux modèles se produisent légèrement plus tôt que ceux des données polliniques. Comme discutés plus haut, ces décalages ne sont probablement pas attribuables aux erreurs de modèle d'âge des données polliniques, mais suggèrent plutôt que des forçages non pris en compte par les modèles ont affecté l'ISM lorsqu'elle s'est renforcée au début des interglaciaires. Enfin, la structure asymétrique que nous avons observé avec les données polliniques n'est pas reproduite dans les modèles. En effet LOVECLIM1.3 et HadCM3 montrent que les renforcements de l'ISM lors des terminaisons glaciaires se sont produits à la même vitesse que les diminutions de l'ISM lors des rentrées en glaciation, aboutissant à un signal parfaitement symétrique de part et d'autre du pic d'humidité maximal.

Les estimations de températures de surface continentales fournies par les deux modèles présentent des valeurs du même ordre de grandeur oscillants entre 28 et 32°C en moyenne en été (JJA) et entre 16 et 24°C en hiver (DJF) (Figure 7-5). Les deux modèles s'accordent pour montrer des changements de plus grande amplitude en hiver qu'en été. Cependant la distribution saisonnière des températures entre les deux modèles n'est pas identique. Les simulations LOVECLIM1.3 montrent une

variation opposée des températures entre l'été et l'hiver qui semble être directement l'effet des variations saisonnières de l'insolation. Les simulations HadCM3 en revanche présentent une augmentation synchrone des températures au cours du temps entre l'été et l'hiver. Cette différence est probablement liée au caractère non transitoire du modèle, dont les courbes présentées ici ne constituent qu'une succession de différents « snapshots ».

Les résultats des simulations LOVECLIM1.3 indiquent un développement synchrone des précipitations et des températures moyennes estivales (JJA) centré autour de 12 ka BP pour le MIS 1, 127 ka BP pour le MIS 5e et 787 ka pour le MIS 19c, tandis que les températures moyennes hivernales (DJF) atteignent leurs maxima respectifs plusieurs millénaires après le début de l'interglaciaire (Figure 7-5). Un point important à noter ici est que malgré d'importantes différences de températures saisonnières entre les trois intervalles, la moyenne annuelle des températures simulées par LOVECLIM1.3 fournit des valeurs identiques pour les trois interglaciaires. Ces résultats montrent combien la saisonnalité des paramètres environnementaux est importante, non seulement pour les précipitations mais également pour les températures continentales. Le MIS 5e apparaît d'après les modèles comme un interglaciaire plus chaud en été spécifiquement, bien que ses températures moyennes annuelles ne soient pas significativement supérieures aux MIS 1 et MIS 19c.

La comparaison des signaux de températures moyennes estivales et hivernales simulées avec les données polliniques de forêt tropicale est intéressante. En effet nous observons que les maximums de forêt sempervirente et de température estivale (JJA) se produisent au début des interglaciaires. Comme nous l'avons vu précédemment, le développement des taxons décidus perdure généralement plusieurs milliers d'années après le pic d'humidité, lors de la fin de chaque interglaciaire. La comparaison avec les simulations mensuelles de LOVECLIM1.3 suggère que la persistance de cette forêt décidue coïncide avec des températures hivernales maximales. Que ce soit pour le MIS 5e ou le MIS 19c, les moments au cours desquels le développement des taxons décidus était optimal correspondent aux moments où les précipitations simulées deviennent moins importantes mais aussi où les températures moyennes hivernales étaient maximales (à environ 119 ka BP pour le MIS 5e et 778 ka BP pour le MIS 19c) (Figure 7-5). Bien que cela soit moins évident pour le MIS 1, la persistance des taxons décidus jusqu'à aujourd'hui face à la quasi-disparition des taxons sempervirents suit également cette tendance (Figure 7-5).

### **2.3. Comparaison modèles-données : focus sur les périodes humides indiennes**

Dans la section précédente, nous avons vu que les deux modèles LOVECLIM1.3 et HadCM3 reproduisent les différences d'amplitude des MIS 1 et MIS 5e que nous avons observé avec les données polliniques, mais n'arrivent pas à reproduire celle du MIS 19c. Cette partie se focalise sur les périodes humides de chaque interglaciaire afin de caractériser les moyennes annuelles et la saisonnalité des paramètres climatiques lors de ces intervalles. Pour ce faire, trois simulations instantanées réalisées avec le modèle HadCM3 ont été choisies à 12, 127 et 788 ka BP, chacune correspondant au maximum

de précipitations simulées (et au minimum de précession) pour chaque période étudiée. Pour comparaison, les données de ces périodes cibles ont été extraites des simulations transitoires réalisées avec le modèle LOVECLIM 1.3.

Le Tableau 7- 7-2 présente les caractéristiques moyennes annuelles simulées par les deux modèles à 12, 127 et 788 ka BP. La comparaison de ces valeurs avec celles les plus récentes correspondant aux conditions préindustrielles (PI) a permis le calcul d’anomalies (en bleu et rouge sur le Tableau 7- 7-2).

		PI	MIS 1		MIS 5e		MIS 19c	
LOVECLIM1.3	PP moyenne annuelle (mm/mois)	95.5	105.8	10.3	113.6	18.1	106.4	10.9
	TS moyenne annuelle (°C)	27.6	26.4	-1.2	26.8	-0.8	26.7	-0.9
	Fraction arbustive (%)	41.6	48.6	7.0	52.5	10.9	50.2	8.6
HadCM3	PP moyenne annuelle (mm/mois)		72.3		85.7		74.9	
	TS moyenne annuelle (°C)		24.5		24.4		24.7	

*Tableau 7- 7-2 : Synthèse des caractéristiques moyennes annuelles lors des conditions optimales de chaque interglaciaire d’après les modèles (12 ka BP pour le MIS 1, 127 ka BP pour le MIS 5e et 788 ka BP pour le MIS 19c) et leur comparaison avec les conditions préindustrielles extraites de LOVECLIM1.3. Les valeurs indiquées colorées correspondent aux anomalies par rapport aux conditions préindustrielles, identifiées en **bleu** lorsqu’elles sont positives et en **rouge** lorsqu’elles sont négatives. Initiales : PP pour précipitations, TS pour températures de surface.*

Ces données mettent en évidence que les trois périodes humides interglaciaires se caractérisent par davantage de fraction arbustive et des précipitations moyennes annuelles plus élevées que lors de la période préindustrielle (Tableau 7- 7-2). En accord avec nos données polliniques, la période humide indienne du MIS 5e présente sans conteste les précipitations les plus intenses. Par contre, les simulations sous-estiment vraisemblablement les précipitations lors de l’optimum de l’interglaciaire du MIS 19c.

Pour ce qui est des températures, nous constatons que les simulations de LOVECLIM1.3 montrent que les températures moyennes annuelles de tous les pics interglaciaires étaient légèrement inférieures aux conditions préindustrielles. Les deux modèles s’accordent cependant sur de très faibles différences (moins de 1°C) entre les trois pics interglaciaires.

La Figure 7-6 présente les diagrammes ombrothermiques des simulations instantanées PI, 12, 127 et 788 ka BP. Le Tableau 7-3 présente les caractéristiques des moyennes saisonnières estivales (JJA) et hivernales (DJF) ainsi que leurs anomalies par rapport à PI pour les données de LOVECLIM1.3.

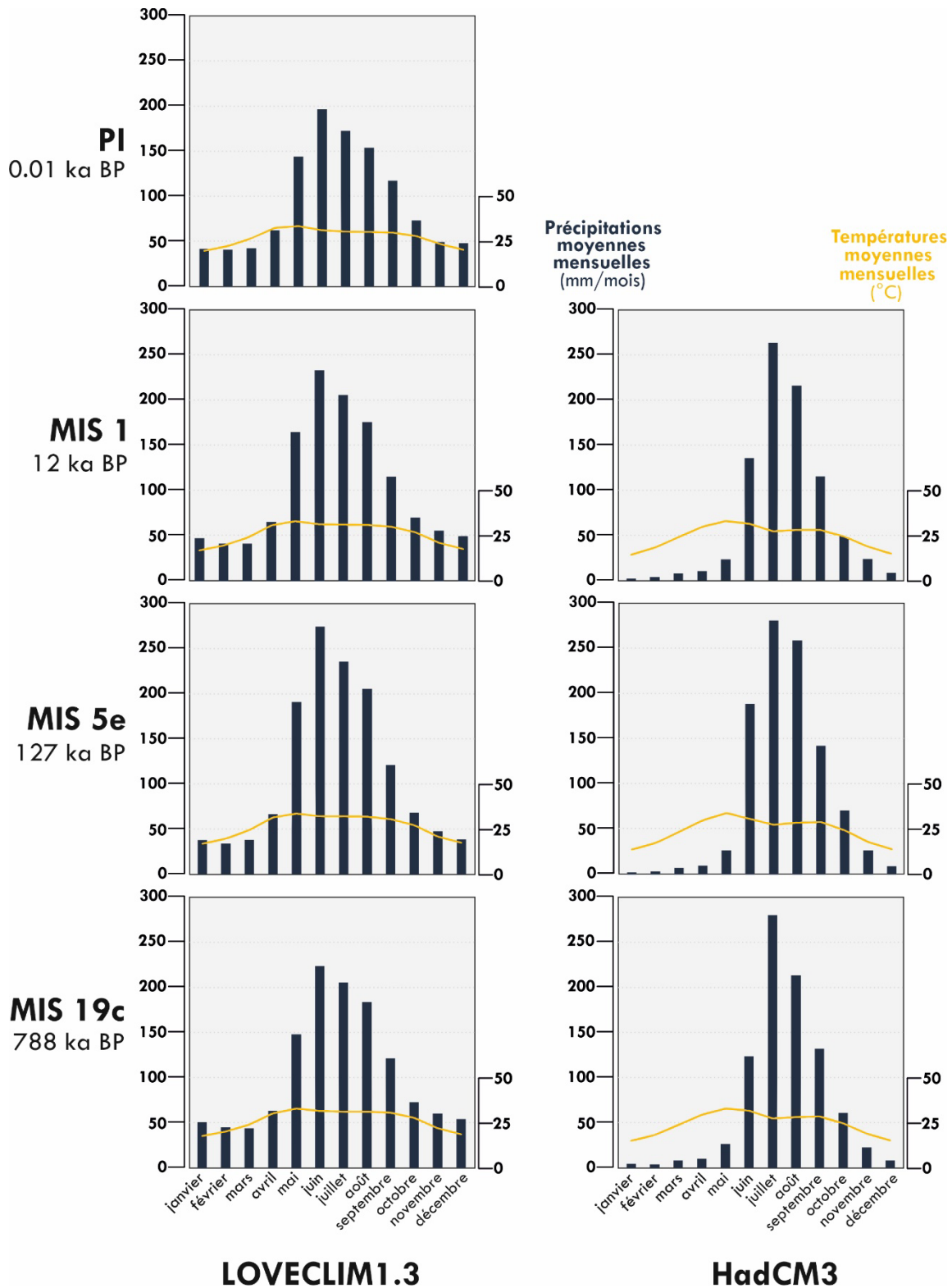


Figure 7-6 : diagrammes ombrothermiques des simulations instantanées par les modèles LOVECLIM1.3 et HadCM3. Les données de précipitations moyennes mensuelles (mm/mois) et de températures moyennes mensuelles (°C) sont représentées pour les pics interglaciaires simulées à 12 ka BP pour le MIS 1, 127 ka BP pour le MIS 5e et 788 ka BP pour le MIS 19c.

		Actuel	MIS 1		MIS 5e		MIS 19c	
LOVECLIM1.3	PP moyenne JJA (mm/mois)	174.4	205.2	30.8	238.3	63.9	204.6	30.2
	PP moyenne DJF (mm/mois)	43.9	46.6	2.7	37.3	-6.6	50.4	6.5
	TS moyenne JJA (°C)	30.9	31.4	0.5	32.2	1.3	31.5	0.6
	TS moyenne DJF (°C)	21.1	18.3	-2.8	18.3	-2.8	19.0	-2.1
HadCM3	PP moyenne JJA (mm/mois)		204.4		242.6		206.0	
	PP moyenne DJF (mm/mois)		5.4		5.3		6.0	
	TS moyenne JJA (°C)		29.1		29.1		29.3	
	TS moyenne DJF (°C)		16.0		15.2		16.4	

Tableau 7-3 : même chose que tableau 2, mais pour les caractéristiques moyennes saisonnières estivales (JJA) et hivernales (DJF).

La distribution saisonnière des précipitations est très similaire entre les différentes périodes. Nous remarquons également que les résultats d'HadCM3 indiquent une plus forte saisonnalité des précipitations que LOVECLIM1.3. De plus, bien que les précipitations estivales soient en effet maximales en juin, juillet et août (JJA), les simulations indiquent qu'une part non négligeable des précipitations de la saison de mousson sont également apportées en septembre, ainsi qu'au mois de mai (pour LOVECLIM1.3 en particulier). Les précipitations estivales sont de loin le principal contributeur de l'augmentation des précipitations moyennes annuelles observées précédemment (Tableau 3). En effet, bien que les précipitations moyennes hivernales (DJF) soient légèrement supérieures aux MIS 1 et 19c (+2,7 et +6,5 mm/mois), leur contribution est largement inférieure à celle de précipitations moyennes estivales (JJA) (+30,2 et +30,8 mm/mois). Le MIS 5e se démarque des deux autres interglaciaires par de plus faibles précipitations hivernales et de plus fortes précipitations estivales qui témoignent d'un renforcement du contraste saisonnier. L'anomalie de précipitations JJA 127 ka- PI est deux fois plus importantes que les anomalies 12 ka-PI et 788 ka-PI.

De la même manière, la distribution saisonnière des températures de surface est similaire pour chaque période, et atteint des valeurs maximales au mois de mai, juste avant le début de la saison humide (Figure 7-6). Pour les trois interglaciaires, les températures moyennes estivales (JJA) simulées sont supérieures aux conditions PI (+ 0,5 à + 1,3°C) tandis que les températures moyennes hivernales (DJF) sont plus froides que lors de PI (-2,1 à -2,8°C) (Tableau 7-3). Si tous trois se caractérisent par un renforcement de la saisonnalité des températures par rapport à PI, les simulations à 127 ka (HadCM3 et LOVECLIM1.3) exhibent la plus forte saisonnalité. Comme observé pour les précipitations précédemment, la saisonnalité des températures est plus marquée dans les simulations HadCM3 que LOVECLIM1.3. Les simulations à 12 ka et 788 ka présentent des valeurs de températures saisonnières très proches (Tableau 7-3 et Figure 7-6). Ces résultats semblent être directement liés à la distribution

saisonnaire de l'insolation (Figure 7-7) caractérisée par un contraste saisonnier plus important à 127 ka qu'à 12 et 788 ka.

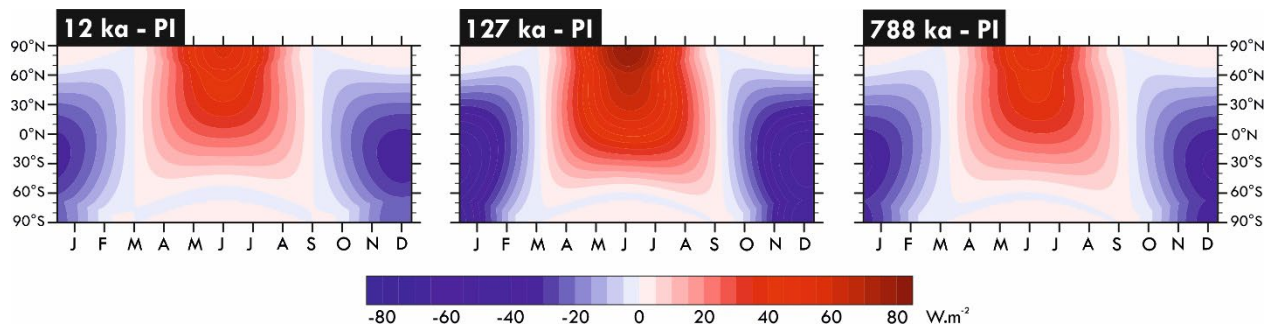


Figure 7-7 : Distribution des anomalies d'insolation en fonction de la latitude et de la saison pour chaque simulation instantanée HadCM3 (12, 127 et 788 ka BP) par rapport aux conditions préindustrielles.

### 3. Les forçages contrôlant la variabilité de la végétation et de l'ISM lors des interglaciaires

Dans cette section, l'ensemble des simulations (ORB, ORBGHG et ORBGHGICE) sont prises en compte afin de déterminer les changements induits par chaque simulation. En particulier, le calcul des anomalies (ORBGHGICE-ORBGHG et ORBGHG-ORB) permet en particulier d'isoler la contribution de chaque forçage (ORB, GHG et IV) de manière individuelle sur les paramètres de précipitations estivales (JJA) et de températures moyennes annuelles.

#### 3.1. Les résultats du modèle LOVECLIM1.3

Comme le montre la Figure 7-8, les trois simulations brutes présentent les mêmes tendances, telles que décrites précédemment. Les différences entre chaque expérience (ORB, ORBGHG et ORBGHGICE) sont généralement faibles, en particulier lors des pics interglaciaires alors qu'elles sont plus marquées lors des transitions (terminaisons glaciaires et entrée en glaciation).

Sur l'ensemble des trois périodes considérées, le volume de glace contribue à diminuer les précipitations estivales et les températures moyennes annuelles, en particulier lors des périodes de transitions, c'est-à-dire lors de la fonte des calottes polaires (terminaisons glaciaires) et de leur croissance (entrées en glaciation), induisant des changements allant jusqu'à -20 mm/mois (précipitations moyennes estivales) et -2°C (température annuelle) respectivement (Figure 7-8). D'une manière similaire, le volume de glace contribue à diminuer de quelques pourcents la fraction arbustive lorsque les calottes de glaces polaires sont les plus développées, probablement par l'intermédiaire de la réduction des températures, et en particulier des températures hivernales pour lesquelles nous avons précédemment identifiés la plus grande amplitude de changements. Ces observations indiquent

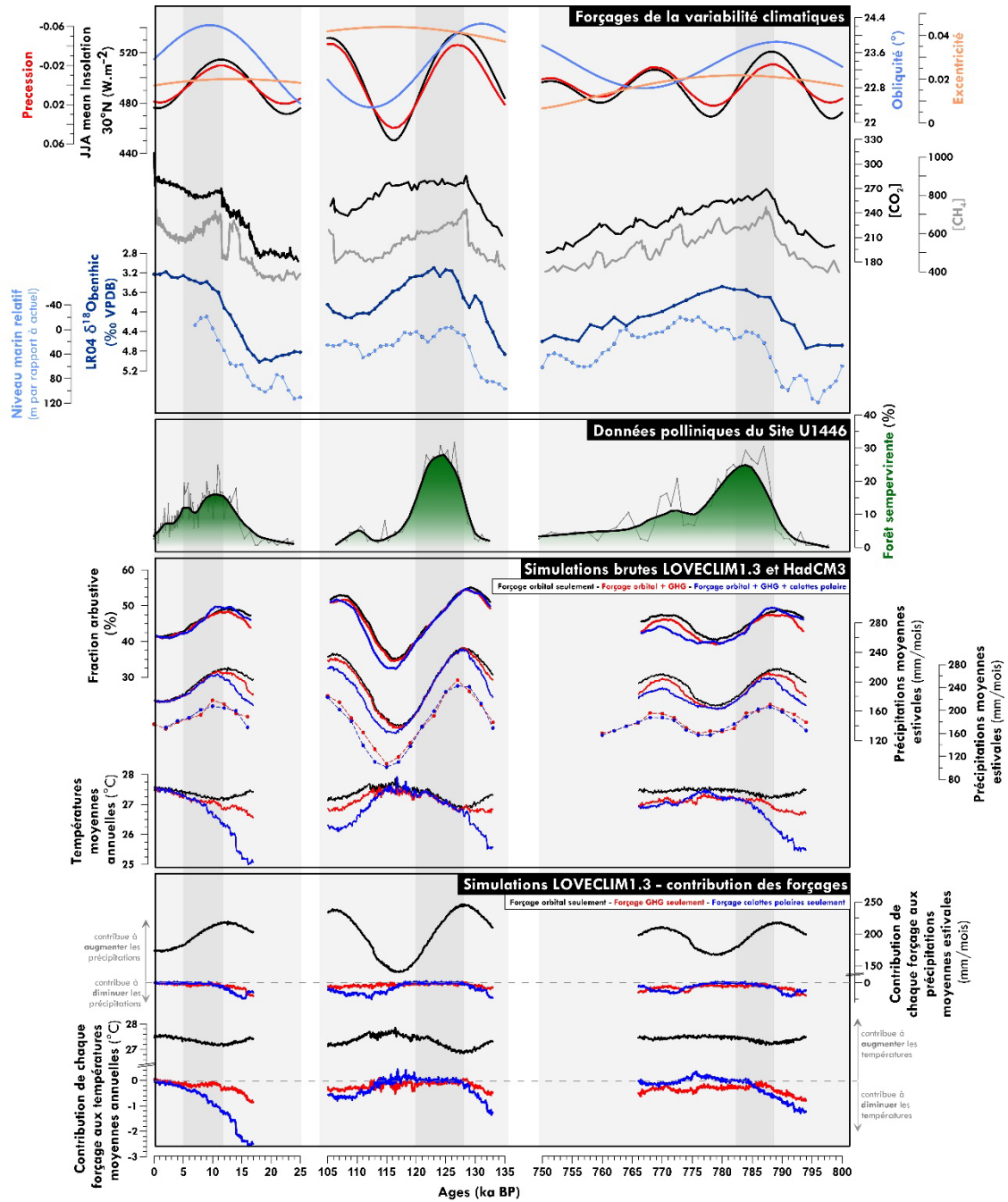


Figure 7-8 : Confrontation des données polliniques et simulées avec les forçages de la variabilité à long terme de la mousson d'été indienne : forçage orbital, gaz à effet de serre, et volume de glace. Les résultats des simulations (traits continus pour LOVECLIM1.3, pointillés pour HadCM3) sont distingués en deux panneaux afin de différencier les séries brutes de celles des anomalies permettant l'isolement de la contribution de chaque forçage de manière indépendante.

que le volume de glace exerce un rôle important de diminution des températures, en particulier lors des terminaisons glaciaires, tandis qu'il n'affecte que dans une moindre mesure les précipitations estivales, en induisant une légère diminution. Cet affaiblissement des précipitations estivales lors des terminaisons, bien que de faible amplitude (seulement 20 mm/mois), a pour conséquence de retarder



le moment auquel se produisent les précipitations maximales ainsi que de réduire leur amplitude. En particulier pour les MIS 1 et MIS 19c, les pics de précipitations estivales de la simulation ORBGHICE se produisent quelques millénaires après les pics des simulations ORB et OBGHG. Ce décalage n'est pas observé dans les simulations du MIS 5e. En effet la fonte maximale des calottes polaires associée à la remontée du niveau marin a été atteinte très tôt au début du MIS 5e, tandis que cela était bien plus tardif pour les MIS 1 et MIS 19c (Figure 7-8). Ainsi lors des pics d'insolation estivale des MIS 1 et 19c, la présence encore importante des calottes polaires a probablement modulé l'effet de l'insolation, ce qui n'a pas été le cas au MIS 5e pour lequel les calottes étaient déjà largement réduites lors du pic d'insolation.

Pour ce qui est de la contribution des gaz à effet de serre sur les températures et les précipitations, aucun effet n'est observé pendant les pics interglaciaires puisque la faible différence entre chaque interglaciaire et la valeur préindustrielle telle que fixée dans la simulation ORB (CHAPITRE 3) ne génère pas de différence. Comme pour le volume de glace, les gaz à effet de serre n'ont d'influence que lors des périodes de transitions et leur effet est encore moindre que celui du volume de glace. Notons également que le volume de glace et les gaz à effet de serre affectent davantage les températures moyennes annuelles que les précipitations estivales (Figure 7-8). Enfin, des différences de moins de 5 % de fraction arbustive sont observées entre les expériences ORBGHG et ORB (Figure 7-8), ce qui suggère que la couverture forestière n'est que très peu influencée par les changements de gaz à effet de serre. Bien que comme le volume de glace, les gaz à effet de serre influencent le timing et l'amplitude des maxima des précipitations estivales du fait de leur influence lors des terminaisons, ils ne peuvent être tenus responsables des différences d'amplitude lors des pics interglaciaires spécifiquement. Notons que les concentrations de gaz à effet de serre (CO<sub>2</sub>) prises en compte dans les simulations ORBGHG et ORBGHICE ne sont pas les données corrigées de Bereiter et al. (2015) mais celles de Luthi et al (2008) qui présentent des valeurs inférieures au MIS 19c.

D'après les résultats de ces expériences, le forçage orbital est donc le forçage majeur contrôlant les précipitations estivales et les températures moyennes annuelles ; il est donc déterminant également dans le contrôle des changements du couvert forestier. L'évolution à long terme des précipitations estivales et de la fraction arbustive simulée suit en particulier la précession, mais les maxima de précipitations estivales peuvent être décalés en fonction du volume de glace restant et dans une moindre mesure des teneurs en CO<sub>2</sub> atmosphérique au début des interglaciaires. De plus, les résultats des simulations montrent que la valeur du minimum de précession, déterminée par la valeur d'excentricité lorsque le solstice d'été est au périhélie, conditionne l'amplitude des précipitations estivales lors des pics interglaciaires, ce qui explique principalement les différences d'intensité des précipitations entre le MIS 1 et le MIS 5e.

### 3.2. Les résultats du modèle HadCM3

Puisque nous n'avons pas la simulation incluant uniquement le forçage orbital, il est impossible de discriminer les contributions du forçage orbital et du forçage des GES de façon indépendante. Seul le forçage du volume de glace peut être examiné. Nous identifions un effet réducteur des précipitations estivales, en particulier lors des transitions comme pour LOVECLIM1.3, qui affecte de la même manière le timing et l'amplitude des maximas (Figure 7-8). Notons cependant que l'amplitude des réductions induites par le volume de glace est inférieure dans les simulations d'HadCM3 que dans celles de LOVECLIM1.3.

## 4. Discussion sur les rôles des forçages externes et internes sur le timing et l'intensité de la mousson d'été indienne en période interglaciaire

L'étude de la variabilité à long terme de la mousson asiatique souffre depuis plus d'une décennie d'un débat vigoureux sur la détermination des forçages qui la contrôlent. Les études se sont largement concentrées sur la relation entre la circulation de mousson et le forçage radiatif. Bien que de nombreux résultats de simulations convergent vers l'idée que l'intensité de la mousson indienne est renforcée par l'augmentation de l'insolation estivale de l'hémisphère nord et au contraire affaiblie par l'augmentation des conditions limites glaciaires (Braconnot et al., 2008; Jalihal et al., 2019a; Otto-Bliesner et al., 2020; Prell and Kutzbach, 1987; Ruddiman, 2006; Wang et al., 2005) les données paléoclimatiques ne sont pas aussi cohérentes.

Une importante divergence existe entre les études des enregistrements de spéléothèmes asiatiques continentaux et les enregistrements sédimentaires marins. D'une part, les enregistrements de  $\delta^{18}\text{O}$  de la calcite des spéléothèmes de l'Asie du sud et de l'est ont identifié une réponse directe de la circulation de mousson aux changements d'insolation estivale principalement déterminé par la précession par le biais de son impact direct sur le contraste thermique continent-océan (Cheng et al., 2016; Kathayat et al., 2016; Kelly et al., 2006; Yuan, 2004). D'autre part les enregistrements sédimentaires de la mer d'Arabie (Clemens et al., 1991, 2010; Clemens and Prell, 2007, 2003; M Ziegler et al., 2010) et du golfe du Bengale (Bolton et al., 2013; Clemens et al., 2021; Gebregiorgis et al., 2018; McGrath et al., 2021) ont indiqué un développement de la mousson retardé de plusieurs millénaires (8-9 ka) dans la bande de précession par rapport à l'insolation estivale, interprété comme la preuve du rôle prédominant du gradient d'insolation inter hémisphérique influencé par les changements des calottes polaires et des gaz à effet de serre. Bien qu'il soit impossible de réaliser des analyses de phase pour estimer statistiquement le phasage et la cohérence des données polliniques du Site U1446 avec les paramètres orbitaux du fait de la nature discontinue des séquences étudiées ici, nous pouvons cependant attester que pour les trois périodes étudiées, un tel retard du renforcement de la mousson par rapport au minimum de précession n'est pas observé. Au contraire, les débuts des périodes humides des MIS 1, MIS 5e et MIS 19c indiqués par l'extension maximale de forêt sempervirente se

produisent systématiquement proche des minimums de précession, avec au maximum 2000 ans de décalage d'après les modèles d'âge établis dans ce travail.

De plus, lors des terminaisons I, II et IX, les données polliniques montrent une augmentation rapide de la forêt alors que celle de l'insolation est graduelle et débute antérieurement. Cela se traduit en particulier par une asymétrie dans la morphologie des courbes de forêt sempervirente par exemple qui se composent systématiquement d'une intensification rapide et abrupte de la mousson lors des terminaisons, qui s'opposent à une réduction des précipitations de mousson bien plus lente et progressive à la fin de chaque interglaciaire. Deux explications sont envisageables. La première implique la variabilité rapide du climat et donc de la mousson. Comme expliqué dans le CHAPITRE 4, le renforcement de la mousson d'été indienne lors de la dernière déglaciation (terminaison I) a été impacté par la variabilité climatique des hautes latitudes, puisque des événements de déstabilisation des calottes (HS-1 et YD) et des perturbations associées de l'AMOC ont généré des épisodes de faible mousson (WMIs). D'après Cheng et al. (2016, 2009), de tels épisodes se sont produits au moins lors de chacune des sept dernières terminaisons, et seraient la cause du renforcement tardif de la mousson asiatique malgré l'insolation estivale croissante. La fin de ces épisodes, associée à une reprise de l'AMOC aurait alors permis une intensification rapide des précipitations estivales. La seconde explication a été mise en évidence par les résultats de simulation présentés dans la section précédente de ce chapitre. Les différentes expériences réalisées avec LOVECLIM1.3 et HadCM3 ont montré le rôle non négligeable du volume de glace sur la mousson spécifiquement lors des terminaisons et en particulier pour celles des MIS 1 et 19c au cours desquelles les calottes étaient encore développées au moment du pic d'insolation estivale. Ces résultats sont en accord avec certains enregistrements de spéléothèmes du début de l'Holocène, qui indiquent que le volume de glace a retardé de 2 à 3 ka le maximum de mousson par rapport au maximum d'insolation au solstice d'été (Dutt et al., 2015; Dykoski et al., 2005; Fleitmann, 2003; Fleitmann et al., 2007). Enfin, bien que les périodes humides indiennes co-varient avec les changements de CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub> atmosphériques, les résultats des simulations de LOVECLIM1.3 indiquent que les contributions des gaz à effet de serre sur les changements d'intensité des précipitations estivales sont relativement faibles en comparaison de celles du forçage orbital et du forçage du volume de glace. Ces résultats sont d'ailleurs soutenus par les simulations HadCM3 de Lyu et al., (2021), qui ont montré que la précession et le volume des calottes de glace jouaient un rôle majeur sur les précipitations estivales d'Asie du Sud, dont les principaux effets sont de faire varier la position latitudinale de l'ITCZ.

Pris ensemble, nos résultats soutiennent plutôt la thèse du rôle déterminant du forçage orbital et en particulier de la précession sur le timing de la mousson d'été indienne lors des périodes interglaciaires, en tout cas pour les trois intervalles étudiés ici. Le volume de glace apparaît seulement comme un forçage secondaire, qui module l'intensité des précipitations continentales en particulier lors des terminaisons, avec comme conséquence un possible retardement par rapport au forçage orbital de quelques millénaires. L'effet des gaz à effet de serre sur les changements à long terme de la mousson d'été indienne apparaît comme négligeable d'après les simulations.

La comparaison des périodes humides indiennes des MIS 1, MIS 5e et MIS 19c a mis en évidence des différences de composition de la végétation qui ont été interprétées comme la conséquence de différences d'intensité des précipitations estivales apportées par la mousson. Les précipitations de mousson d'été du MIS 5e étaient supérieures à celles du MIS 1, qui étaient elles-mêmes supérieures aux précipitations actuelles. Les expériences de modélisation avec LOVECLIM1.3 et HadCM3 reproduisent les différences d'amplitude que nous observons avec les données polliniques pour les MIS 1 et MIS 5e. Nous avons identifié un rôle largement dominant du forçage orbital sur la différence d'amplitude du signal de mousson entre les deux intervalles. Ces résultats soutiennent les résultats de nombreuses expériences de simulation, indiquant qu'un minimum de précession plus important comme au MIS 5e, induit une intensification du cycle saisonnier de l'insolation dans l'hémisphère Nord, renforçant ainsi le contraste thermique continent-océan qui détermine la circulation de mousson (Braconnot and Marti, 2003; Marzin and Braconnot, 2009; Otto-Bliesner et al., 2020; Weber and Tuenter, 2011). Le volume de glace, bien que sa contribution soit mineure par rapport à celle du forçage orbital d'après nos simulations, semble avoir également contribué à la différence entre les MIS 1 et MIS 5e. En effet comme expliqué précédemment, les calottes glaciaires étaient encore largement étendues à 12 ka, ce qui a contribué à diminuer les précipitations estivales malgré l'insolation croissante, ce qui n'était pas le cas à 127 ka pour le MIS 5e. En revanche, le CO<sub>2</sub> atmosphérique ne peut être tenu responsable des différences d'intensité des précipitations entre les MIS 1 et MIS 5e, car les teneurs en CO<sub>2</sub> atmosphérique lors des périodes humides, insuffisamment différentes, génèrent un effet radiatif similaire.

Comparé aux données polliniques qui montrent que la période humide du MIS 19c en Inde était au moins aussi humide que celle du MIS 5e, les expériences de modélisation sous-estiment l'intensité des précipitations lors du MIS 19c. Puisque les simulations LOVECLIM1.3 et HadCM3 ne reproduisent pas les observations, elles ne peuvent être utilisées pour la détermination des forçages de cet intervalle. Les lacunes que présentent les modèles pour cette période trouvent peut-être leur origine dans l'estimation du volume de glace et la localisation précise des calottes. Il a été démontré que les calottes eurasiennes contribuaient de manière plus importante au volume de glace de l'hémisphère nord avant la MPT (Hodell et al., 2008; Naafs et al., 2011). Il est vraisemblable que ce changement de distribution des calottes ait affecté la mousson d'été indienne, puisqu'il a été démontré que l'impact des calottes glaciaires sur les précipitations estivales variait selon les sous-régions du domaine asiatique, et que ces mêmes précipitations étaient sensibles aux changements de configuration des calottes (Lyu and Yin, 2022).





---

## **CHAPITRE 8**

### Conclusions et perspectives

---

## 1. Conclusions générales

L'objectif principal de cette thèse de doctorat était de contribuer au débat qui existe sur les forçages et les processus qui contrôlent le timing et l'intensité de la mousson d'été indienne en particulier lors des périodes interglaciaires présentant des conditions de forçage différentes. La stratégie utilisée pour ce travail a consisté en l'étude de trois périodes interglaciaires, chacune choisie pour tester des hypothèses différentes.

- Le MIS 1 qui comporte notre interglaciaire actuel l'Holocène, a été choisi car il constitue l'interglaciaire le plus récent, donc le mieux contraint chronologiquement, le plus documenté, et constitue également un point de référence à l'étude des périodes antérieures.
- Le MIS 5e a été choisi en raison de son caractère globalement plus chaud que le MIS 1 sous l'effet d'une plus forte insolation estivale dans l'hémisphère nord. L'étude de cette période a en particulier permis de tester l'effet du renforcement du forçage de la précession sur l'intensité de la mousson, puisque ce dernier a été identifié dans de nombreuses simulations comme le principal paramètre orbital affectant les basses latitudes.
- Le MIS 19c a été choisi à l'opposé en raison de son caractère plus frais que le MIS 1. Ses conditions de forçage orbital et de CO<sub>2</sub> atmosphérique quasiment identiques à celles du MIS 1, il représentait en particulier l'opportunité de tester l'influence des calottes de glace résiduelles plus importantes, et en particulier leur position plus proximale du continent eurasiatique.

En utilisant les grains de pollen contenu dans la carotte sédimentaire du Site IODP U1446 localisé au large du fleuve Mahanadi dans le nord-est de la péninsule indienne, nous avons reconstitué les changements de végétation pour tracer les changements d'intensité de la mousson d'été indienne le long de trois périodes stratigraphiques : les derniers 25 000 ans incluant la fin de la dernière période glaciaire, la dernière déglaciation (terminaison I) et l'Holocène ; l'intervalle entre 135 et 105 ka BP incluant la fin de la période glaciaire du MIS 6, la terminaison II, le MIS 5e et la rentrée en glaciation du MIS 5d, et enfin l'intervalle entre 798 et 750 ka BP incluant la fin de la période glaciaire du MIS 20, la terminaison IX, et l'intégralité du MIS 19, depuis son interglaciaire sensu stricto le MIS 19c jusqu'à sa rentrée en glaciation du MIS 18. Il est pertinent de mentionner que par rapport aux données du Site U1446 précédemment publiées, une révision de la chronologie des deux derniers intervalles a été réalisée en utilisant l'hypothèse du synchronisme de la variabilité climatique rapide à l'échelle de l'hémisphère Nord, fournissant une méthode de datation indépendante du forçage orbital.

Nos résultats ont montré que ces trois intervalles ont tous été caractérisés par des changements de végétation de très grande amplitude, passant d'une steppe semi-aride lors des périodes glaciaires à une forêt tropicale plus ou moins dense lors des périodes interglaciaires. Bien que le développement de la forêt tropicale lors des interglaciaires, interprétée comme une intensification des pluies de mousson d'été, soit en accord avec les autres traceurs du Site U1446 et même avec les enregistrements régionaux, l'originalité de ce travail repose dans l'élaboration d'un traceur spécifique



de l'humidité développé grâce à la composition de la forêt tropicale. En utilisant les marqueurs polliniques identifiés dans la littérature et en compilant les caractéristiques de distributions géographiques, de phénologie et de morphologie des différents types de forêt tropicales actuellement développés en Inde, la discrimination des taxons de forêt décidue par rapport aux taxons de forêt sempervirente nous a permis d'affiner notre interprétation climatique. Cette méthode a conduit à l'identification des changements de composition de la forêt au cours du temps, fournissant alors des informations sur la mousson que ni la forêt tropicale dans son ensemble, ni les autres traceurs du Site U1446 ne discriminaient. L'étude du MIS 19c a permis d'identifier le rôle important des températures, et en particulier des températures hivernales (MTCO de 15°C), sur le développement des taxons de forêt décidues (CHAPITRE 6). Les taxons sempervirents étant moins sensibles au facteur de température, ils constituent un meilleur traceur des précipitations et sont donc plus représentatifs des changements de l'intensité de la mousson d'été. Ainsi, les données polliniques ont permis d'identifier les intervalles au cours desquels la mousson était la plus intense pour chaque interglaciaire, que nous avons qualifié de périodes humides indiennes, en analogie avec la période humide africaine (e. g. Adkins et al., 2006). Ces périodes ont été systématiquement identifiées à partir des résultats polliniques par la combinaison du développement de la forêt sempervirente humide spécifiquement et d'une importante réduction des éléments xérophytes. La période humide du MIS 1 a été identifiée entre 11,8 et 5,1 ka cal BP, celle du MIS 5e entre 127 et 120 ka P, et celle du MIS 19c entre 787,5 et 782,5 ka BP. D'après la comparaison des assemblages polliniques moyens au cours de ces périodes, nous avons montré que l'intensité de la mousson lors de la période humide du MIS 5e était supérieure à celle du MIS 1, elle-même supérieure aux conditions actuelles. Malgré le caractère atypique du paysage lors de la période humide du MIS 19c, nous avons proposé que la mousson y était étonnamment forte, probablement autant qu'au MIS 5e (CHAPITRE 7).

Les résultats polliniques et des autres traceurs du Site U1446 (avec le modèle d'âge établi ici) convergent avec les résultats des simulations transitoires et instantanées de LOVECLIM1.3 et HadCM3 pour lesquels nous avons identifié le rôle déterminant du forçage orbital sur le timing de la mousson, en particulier de la précession au moins pour les trois périodes étudiées. L'effet du volume de glace n'est pas négligeable mais largement minoritaire par rapport au forçage orbital lors des trois intervalles interglaciaires étudiés ; il affecte la mousson principalement lors des terminaisons. Les simulations suggèrent par ailleurs que l'effet des gaz à effet de serre sur les changements à long terme de la mousson d'été indienne en période interglaciaire est négligeable comparé au forçage orbital et au volume de glace.

Pour ce qui est de l'amplitude des précipitations de la mousson lors des périodes humides, données et simulations s'accordent sur le rôle prépondérant du forçage orbital lors des MIS 1 et MIS 5e, bien que là encore une contribution non négligeable du volume de glace soit identifiée, en particulier pour les interglaciaires comme le MIS 1 où l'étendue des calottes polaires résiduelle est encore importante lors du pic d'insolation (CHAPITRE 5 et CHAPITRE 7). L'intensité étonnamment forte de la mousson identifiée dans les données polliniques lors de la période humide du MIS 19c n'est pas

reproduite dans les modèles, probablement en raison de manque de contrainte à la fois dans l'estimation du volume de glace et de la localisation précise des calottes. Alors que l'on s'attendait à ce que la plus large étendue des calottes polaires résiduelles au MIS 19c atténue l'amplitude de la mousson, nous proposons que la localisation plus proximale des calottes en Eurasie ait généré des conditions inattendues sur la mousson d'été indienne, amplifiant le gradient thermique continent-océan (CHAPITRE 6 et CHAPITRE 7).

## 2. Perspectives

Si les changements polliniques observés dans ce travail ont permis de retracer la variabilité de la végétation et de la mousson au cours du temps, il convient de mentionner que ces reconstitutions ne sont que qualitatives. Une façon d'améliorer ce travail à l'avenir serait de développer, comme en région tempérée par exemple, des fonctions de transfert (Bryson and Kutzbach, 1974; Sachs et al., 1977) afin de transformer les informations polliniques en données environnementales chiffrées, permettant la comparaison entre différentes périodes plus objective, plus concrète. En outre, l'obtention de données numériques pourrait par exemple permettre l'assimilation des données dans des modèles et ainsi contribuer à leur amélioration. Bien évidemment, élaborer des fonctions de transfert n'est pas chose aisée, car cela requiert une multitude d'échantillons marins de surface, tout autant d'échantillons issus de pluies polliniques continentales modernes et cela bien évidemment à l'échelle de l'ensemble du territoire indien afin de contraindre un maximum de types de végétations différents sous toutes les conditions de précipitations, températures et de saisonnalité possibles. En outre, la diversité de la flore tropicale, bien supérieure à celles des régions tempérées, constitue une autre barrière à l'élaboration de fonctions de transfert, mais une récente étude effectuée en Amérique du Sud fournissent des résultats très prometteurs (Montade et al., 2019).

Bien évidemment comme pour toute étude paléoclimatique, il serait opportun d'étendre et poursuivre ce travail, réalisé sur trois périodes interglaciaires parmi les huit des derniers 800 ka, en étudiant d'autres intervalles de temps, d'autant plus que l'enregistrement sédimentaire du Site U1446 est continu sur l'ensemble des derniers 1,4 millions d'années. L'étude du MIS 11c est actuellement en cours (Oliveira et al., in prep) et permettra d'évaluer la réponse de la mousson lors d'un interglaciaire très chaud et très long en lien avec des conditions particulières de forçage astronomique comprenant notamment un passage entre un maximum d'obliquité et un maximum de précession (Berger and Loutre, 1999; Tzedakis et al., 2009). Compte tenu du réchauffement climatique actuel provoqué en très grande partie par les émissions de GES d'origine anthropique (Al-Ghussain, 2019), l'étude du MIS 9e par exemple pourrait permettre d'évaluer avec davantage de précision le rôle des GES sur la mousson, puisque cet interglaciaire se caractérise par les plus fortes concentrations en GES des derniers 800 ka (Lüthi et al., 2008). En outre, si l'étude pollinique de l'ensemble du site U1446 était réalisée, ne serait-ce qu'à basse résolution, cela pourrait par exemple permettre de réaliser les mêmes analyses de phases que celles réalisées avec les autres traceurs (Clemens et al., 2021; McGrath et al., 2021) et d'apporter un nouveau regard sur les données polliniques.





---

## **Bibliographie**

---

- Aadhar, S., Mishra, V., 2020. On the Projected Decline in Droughts Over South Asia in CMIP6 Multimodel Ensemble. *J. Geophys. Res. Atmos.* 125. <https://doi.org/10.1029/2020JD033587>
- Acosta, R.P., Huber, M., 2020. Competing Topographic Mechanisms for the Summer Indo-Asian Monsoon. *Geophysical Research Letters* 47, e2019GL085112. <https://doi.org/10.1029/2019GL085112>
- Adkins, J., deMenocal, P., Eshel, G., 2006. The “African humid period” and the record of marine upwelling from excess <sup>230</sup>Th in Ocean Drilling Program Hole 658C: Th NORMALIZED FLUXES OFF NORTH AFRICA. *Paleoceanography* 21. <https://doi.org/10.1029/2005PA001200>
- Al-Ghussain, L., 2019. Global warming: review on driving forces and mitigation: Global Warming: Review on Driving Forces and Mitigation. *Environ. Prog. Sustainable Energy* 38, 13–21. <https://doi.org/10.1002/ep.13041>
- Ali, S.N., Dubey, J., Ghosh, R., Quamar, M.F., Sharma, A., Morthekai, P., Dimri, A.P., Shekhar, M., Arif, M., Agrawal, S., 2018. High frequency abrupt shifts in the Indian summer monsoon since Younger Dryas in the Himalaya. *Scientific Reports* 8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-27597-6>
- Alonso-Garcia, M., Sierro, F.J., Kucera, M., Flores, J.A., Cacho, I., Andersen, N., 2011. Ocean circulation, ice sheet growth and interhemispheric coupling of millennial climate variability during the mid-Pleistocene (ca 800–400 ka). *Quaternary Science Reviews* 30, 3234–3247. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.08.005>
- Altabet, M.A., Higginson, M.J., Murray, D.W., 2002. The effect of millennial-scale changes in Arabian Sea denitrification on atmospheric CO<sub>2</sub> 415, 4.
- Altabet, M.A., Murray, D.W., Prell, W.L., 1999. Climatically linked oscillations in Arabian Sea denitrification over the past 1 m.y.: Implications for the marine N cycle. *Paleoceanography* 14, 732–743. <https://doi.org/10.1029/1999PA900035>
- Ampuero, A., Stríkis, N.M., Apaéstegui, J., Vuille, M., Novello, V.F., Espinoza, J.C., Cruz, F.W., Vonhof, H., Mayta, V.C., Martins, V.T. de S., 2020. The forest effects on the isotopic composition of rainfall in the northwestern Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 125, e2019JD031445.
- Andersen, S.T., 1979. Identification of wild grass and cereal pollen [fossil pollen, Annulus diameter, surface sculpturing]. *Aarbog. Danmarks Geologiske Undersoegelse (Denmark)*.
- Anderson, M.J., 2017. Permutational Multivariate Analysis of Variance ( PERMANOVA ), in: Balakrishnan, N., Colton, T., Everitt, B., Piegorisch, W., Ruggeri, F., Teugels, J.L. (Eds.), *Wiley StatsRef: Statistics Reference Online*. Wiley, pp. 1–15. <https://doi.org/10.1002/9781118445112.stat07841>

- Anupama, K., Ramesh, B.R., Bonnefille, R., 2000. Modern pollen rain from the Biligirirangan–Melagiri hills of southern Eastern Ghats, India. *Review of Palaeobotany and Palynology* 108, 175–196. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(99\)00039-1](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(99)00039-1)
- Arz, H., Pätzold, J., Wefer, G., 1999. Climatic changes during the last deglaciation recorded in sediment cores from the northeastern Brazilian Continental Margin. *Geo-Marine Letters* 19, 209–218. <https://doi.org/10.1007/s003670050111>
- Bali, R., Chauhan, M.S., Mishra, A.K., Nawaz Ali, S., Tomar, A., Khan, I., Singh, D.S., Srivastava, P., 2017. Vegetation and climate change in the temperate-subalpine belt of Himachal Pradesh since 6300 cal. yrs. BP, inferred from pollen evidence of Triloknath palaeolake. *Quaternary International* 444, 11–23. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.07.057>
- Banakar, V.K., Baidya, S., Piotrowski, A.M., Shankar, D., 2017. Indian summer monsoon forcing on the deglacial polar cold reversals. *Journal of Earth System Science* 126. <https://doi.org/10.1007/s12040-017-0864-5>
- Banerji, U.S., Arulbalaji, P., Padmalal, D., 2020. Holocene climate variability and Indian Summer Monsoon: An overview. *The Holocene* 30, 744–773. <https://doi.org/10.1177/0959683619895577>
- Banerji, U.S., Padmalal, D., 2022. 12- Bond events and monsoon variability during Holocene—Evidence from marine and continental archives, in: *Holocene Climate Change and Environment*. Elsevier, pp. 293–339. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-90085-0.00016-4>
- Barboni, D., 2000. Signal pollinique et climat de mousson en Inde du Sud. *Aix-Marseille* 3.
- Barboni, D., Bonnefille, R., 2001. Precipitation signal in pollen rain from tropical forests, South India. *Review of Palaeobotany and Palynology* 114, 239–258. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(01\)00057-4](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(01)00057-4)
- Barboni, D., Bonnefille, R., Prasad, S., Ramesh, B. r., 2003. Variation in modern pollen from tropical evergreen forests and the monsoon seasonality gradient in SW India. *Journal of Vegetation Science* 14, 551–562. <https://doi.org/10.1111/j.1654-1103.2003.tb02182.x>
- Barker, S., 2010. Extreme deepening of the Atlantic overturning circulation during deglaciation. *NATURE GEOSCIENCE* 3, 5.
- Barker, S., Knorr, G., Conn, S., Lordsmith, S., Newman, D., Thornalley, D., 2019. Early Interglacial Legacy of Deglacial Climate Instability. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 34, 1455–1475. <https://doi.org/10.1029/2019PA003661>
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R., Parrenin, F., Putnam, A., Skinner, L., Wolff, E., Ziegler, M., 2011. 800,000 Years of Abrupt Climate Variability. *Science (New York, N.Y.)* 334, 347–51. <https://doi.org/10.1126/science.1203580>

- Bastia, F., Equeenuddin, Sk.Md., 2016. Spatio-temporal variation of water flow and sediment discharge in the Mahanadi River, India. *Global and Planetary Change* 144, 51–66. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.07.004>
- Basumatary, S.K., Murthy, S., Bera, S.K., 2014. Modern pollen spectra from Chamrajnagar District of Karnataka, India. *Journal of Palaeosciences* 63, 87–91.
- Basumatary, S.K., Tripathi, S., Bera, S.K., Nautiyal, C.H., Devi, N., Sarma, G.C., 2015. Late Pleistocene palaeoclimate based on vegetation of the Eastern Himalayan foothills in the Indo-Burma Range, India. *Palynology* 39, 220–233. <https://doi.org/10.1080/01916122.2014.945665>
- Battisti, D.S., Ding, Q., Roe, G.H., 2014. Coherent pan-Asian climatic and isotopic response to orbital forcing of tropical insolation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119, 11,997–12,020. <https://doi.org/10.1002/2014JD021960>
- Beck, J.W., Zhou, W., Li, C., Wu, Z., White, L., Xian, F., Kong, X., An, Z., 2018. A 550,000-year record of East Asian monsoon rainfall from  $^{10}\text{Be}$  in loess. *Science* 360, 877–881. <https://doi.org/10.1126/science.aam5825>
- Bemis, B.E., Spero, H.J., Bijma, J., Lea, D.W., 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography* 13, 150–160.
- Bender, M.M., 1971. Variations in the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry* 10, 1239–1244.
- Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T.F., Fischer, H., Kipfstuhl, S., Chappellaz, J., 2015. Revision of the EPICA Dome C  $\text{CO}_2$  record from 800 to 600 kyr before present. *Geophysical Research Letters* 42, 542–549. <https://doi.org/10.1002/2014GL061957>
- Berends, C.J., Köhler, P., Lourens, L.J., van de Wal, R.S.W., 2021. On the Cause of the Mid-Pleistocene Transition. *Reviews of Geophysics* 59, e2020RG000727. <https://doi.org/10.1029/2020RG000727>
- Berger, A., 1978. Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences* 35, 2362–2367. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2)
- Berger, A., Loutre, M.F., 1999. Parameters of the Earth's orbit for the last 5 Million years in 1 kyr resolution. PANGAEA.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1994. Precession, eccentricity, obliquity, insolation and paleoclimates, in: *Long-Term Climatic Variations: Data and Modelling*. Springer, pp. 107–151.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q)



- Berger, A., Loutre, M.-F., Tricot, C., 1993. Insolation and Earth's orbital periods. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 98, 10341–10362.
- Berkelhammer, M., Sinha, A., Stott, L., Cheng, H., Pausata, F.S.R., Yoshimura, K., 2013. An Abrupt Shift in the Indian Monsoon 4000 Years Ago, in: Giosan, L., Fuller, D.Q., Nicoll, K., Flad, R.K., Clift, P.D. (Eds.), *Geophysical Monograph Series*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 75–88.
- Bertini, A., Toti, F., Marino, M., Ciaranfi, N., 2015a. Vegetation and climate across the Early–Middle Pleistocene transition at Montalbano Jonico, southern Italy. *Quaternary International* 267. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.01.003>
- Bertini, A., Toti, F., Marino, M., Ciaranfi, N., 2015b. Vegetation and climate across the Early–Middle Pleistocene transition at Montalbano Jonico, southern Italy. *Quaternary International* 383, 74–88. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.01.003>
- Bhattacharyya, A., Rao, K.N., Misra, S., Nagakumar, K.C.V., Demudu, G., Malini, B.H., 2013. Palynological indicators of mangrove habitat in the Kolleru Lake region during the Early to Middle Holocene. *CURRENT SCIENCE* 104, 5.
- Bhushan, R., Sati, S.P., Rana, N., Shukla, A.D., Mazumdar, A.S., Juyal, N., 2018. High-resolution millennial and centennial scale Holocene monsoon variability in the Higher Central Himalayas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 489, 95–104. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.09.032>
- Bintanja, R., van de Wal, R.S.W., 2008. North American ice-sheet dynamics and the onset of 100,000-year glacial cycles. *Nature* 454, 869–872. <https://doi.org/10.1038/nature07158>
- Blaauw, M., Christen, J.A., 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Anal.* 6, 457–474. <https://doi.org/10.1214/11-BA618>
- Blasco, F., 1975. *Les mangrove de l'Inde*. Institut français de Pondichéry, Travaux de la section Scientifique et Technique.
- Blasco, F., Saenger, P., Janodet, E., 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *CATENA* 27, 167–178. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(96\)00013-6](https://doi.org/10.1016/0341-8162(96)00013-6)
- Bolton, C.T., Chang, L., Clemens, S.C., Kodama, K., Ikehara, M., Medina-Elizalde, M., Paterson, G.A., Roberts, A.P., Rohling, E.J., Yamamoto, Y., Zhao, X., 2013. A 500,000 year record of Indian summer monsoon dynamics recorded by eastern equatorial Indian Ocean upper water-column structure. *Quaternary Science Reviews* 77, 167–180. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.07.031>
- Bond, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130–2136. <https://doi.org/10.1126/science.1065680>

- Bonnefille, R., 1969. Analyse pollinique d'un sediment recent: vases actuelles de la riviere Aouache (Ethiopie). na.
- Bonnefille, R., Anupama, K., Barboni, D., Pascal, J., Prasad, S., Sutra, J.P., 1999. Modern pollen spectra from tropical South India and Sri Lanka: altitudinal distribution. *J Biogeography* 26, 1255–1280. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2699.1999.00359.x>
- Borah, P.J., Venugopal, V., Sukhatme, J., Muddebihal, P., Goswami, B.N., 2020. Indian monsoon derailed by a North Atlantic wavetrain. *Science* 370, 1335–1338. <https://doi.org/10.1126/science.aay6043>
- Bottema, S., Van Straaten, L., 1966. Malacology and palynology of two cores from the Adriatic Sea floor. *Marine Geology* 4, 553–564.
- Boyé, M., Baltzer, F., Caratini, C., Hampartzoumian, A., Olivry, J.C., JC, P., Villiers, J.F., 1975. Mangrove of the Wouri estuary, Cameroon, in: *Proceedings of the International Symposium on Biology and Management of Mangroves*, Gainesville, FL. pp. 431–454.
- Braconnot, P., Marti, O., 2003. Impact of precession on monsoon characteristics from coupled ocean atmosphere experiments: changes in Indian monsoon and Indian ocean climatology. *Marine Geology* 201, 23–34. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00206-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00206-8)
- Braconnot, P., Marzin, C., Gregoire, L., Mosquet, E., Marti, O., 2008. Monsoon response to changes in Earth's orbital parameters: comparisons between simulations of the Eemian and of the Holocene. *Clim. Past* 14.
- Breitenbach, S., 2010. Changes in monsoonal precipitation and atmospheric circulation during the holocenereconstructed from stalagmites from Northeastern India.
- Brovkin, V., Ganopolski, A., Svirezhev, Y., 1997. A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies. *Ecological Modelling* 101, 251–261.
- Brush, G.S., Brush, L.M., 1972. Transport of pollen in a sediment-laden channel; a laboratory study. *American Journal of Science* 272, 359–381.
- Bryson, R.A., Kutzbach, J.E., 1974. On the analysis of pollen-climate canonical transfer functions. *Quaternary Research* 4, 162–174.
- Bunn, A., 2008. A dendrochronology program library in R (dplR).
- Bunting, M., Gaillard, M.-J., Sugita, S., Middleton, R., Broström, A., 2004. Vegetation structure and pollen source area. *The Holocene* 14, 651–660. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl744rp>
- Bunyan, M., Bardhan, S., Jose, S., 2012. The Shola (Tropical Montane Forest)-Grassland Ecosystem Mosaic of Peninsular India: A Review. *American Journal of Plant Sciences* 03, 1632. <https://doi.org/10.4236/ajps.2012.311198>

- Burdanowitz, N., Gaye, B., Hilbig, L., Lahajnar, N., Lückge, A., Rixen, T., Emeis, K.-C., 2019. Holocene monsoon and sea level-related changes of sedimentation in the northeastern Arabian Sea. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 166, 6–18. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2019.03.003>
- Burdanowitz, N., Rixen, T., Gaye, B., Emeis, K.-C., 2020. Holocene climatic changes in the Westerly-Indian Monsoon realm and its anthropogenic impact (preprint). *Atmospheric Dynamics/Marine Archives/Holocene*. <https://doi.org/10.5194/cp-2020-141>
- Cai, Y., Cheng, H., An, Z., Edwards, R.L., Wang, X., Tan, L., Wang, J., 2010. Large variations of oxygen isotopes in precipitation over south-central Tibet during Marine Isotope Stage 5. *Geology* 38, 243–246.
- Cai, Y., Zhang, H., Cheng, H., An, Z., Lawrence Edwards, R., Wang, X., Tan, L., Liang, F., Wang, J., Kelly, M., 2012. The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections. *Earth and Planetary Science Letters* 335–336, 135–144. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.035>
- Caley, T., Malaizé, B., Zaragosi, S., Rossignol, L., Bourget, J., Eynaud, F., Martinez, P., Giraudeau, J., Charlier, K., Ellouz-Zimmermann, N., 2011. New Arabian Sea records help decipher orbital timing of Indo-Asian monsoon. *Earth and Planetary Science Letters* 308, 433–444. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.019>
- Caley, T., Zaragosi, S., Bourget, J., Martinez, P., Malaizé, B., Eynaud, F., Rossignol, L., Garlan, T., Ellouz-Zimmermann, N., 2013. Southern Hemisphere imprint for Indo-Asian summer monsoons during the last glacial period as revealed by Arabian Sea productivity records 13.
- Campbell, I.D., 1991. Experimental mechanical destruction of pollen grains. *Palynology* 15, 29–33.
- Capron, E., Govin, A., Stone, E.J., Masson-Delmotte, V., Mulitza, S., Otto-Bliesner, B., Rasmussen, T.L., Sime, L.C., Waelbroeck, C., Wolff, E.W., 2014. Temporal and spatial structure of multi-millennial temperature changes at high latitudes during the Last Interglacial. *Quaternary Science Reviews* 103, 116–133. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.08.018>
- Caratini, C., Blasco, F., Thanikaimoni, G., 1973. Relation between the pollen spectra and the vegetation of a South Indian mangrove. *Pollen et spores*.
- Carvalhais, N., Forkel, M., Khomik, M., Bellarby, J., Jung, M., Migliavacca, M., Mu, M., Saatchi, S., Santoro, M., Thurner, M., Weber, U., Ahrens, B., Beer, C., Cescatti, A., Randerson, J.T., Reichstein, M., 2014. Global covariation of carbon turnover times with climate in terrestrial ecosystems. *Nature* 514, 213–217. <https://doi.org/10.1038/nature13731>
- Castaneda, I.S., Mulitza, S., Schefuss, E., Lopes dos Santos, R.A., Sinninghe Damste, J.S., Schouten, S., 2009. Wet phases in the Sahara/Sahel region and human migration patterns in North Africa.

- Proceedings of the National Academy of Sciences 106, 20159–20163.  
<https://doi.org/10.1073/pnas.0905771106>
- Cerling, T.E., Ehleringer, J.R., Harris, J.M., 1998. Carbon dioxide starvation, the development of C4 ecosystems, and mammalian evolution. *Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci* 353, 159–171.
- Chabangborn, A., Brandefelt, J., Wohlfarth, B., 2014. Asian monsoon climate during the Last Glacial Maximum: palaeo-data-model comparisons: LGM Asian monsoon climate. *Boreas* 43, 220–242. <https://doi.org/10.1111/bor.12032>
- Chakrapani, G.J., Subramanian, V., 1990. Factors controlling sediment discharge in the Mahanadi River Basin, India. *Journal of Hydrology* 117, 169–185. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90091-B](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90091-B)
- Champion, H.G., Seth, S.K., 1968. A revised survey of the forest types of India. Manager of publications.
- Chandran, M.S., 1997. On the ecological history of the Western Ghats. *Current science* 146–155.
- Change, I.C., 2013. The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change 1535, 2013.
- Channell, J.E.T., Kleiven, H.F., 2000. Geomagnetic palaeointensities and astrochronological ages for the Matuyama–Brunhes boundary and the boundaries of the Jaramillo Subchron: palaeomagnetic and oxygen isotope records from ODP Site 983. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 358, 1027–1047. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0572>
- Chatterjee, A., Shankar, D., Shenoi, S.S.C., Reddy, G.V., Michael, G.S., Ravichandran, M., Gopalkrishna, V.V., Rama Rao, E.P., Udaya Bhaskar, T.V.S., Sanjeevan, V.N., 2012. A new atlas of temperature and salinity for the North Indian Ocean. *J Earth Syst Sci* 121, 559–593. <https://doi.org/10.1007/s12040-012-0191-9>
- Chaturvedi, M., Datta, K., 2001. Pollen morphology in *saccharum* l. (poaceae) — wild and cultivated sugar cane species: With one figure and one table. *Feddes Repertorium* 112, 387–390. <https://doi.org/10.1002/fedr.4921120509>
- Chauhan, M.S., 2015. Vegetation and climatic variability in southeastern Madhya Pradesh, India since Mid-Holocene, based on pollen records. *CURRENT SCIENCE* 109, 11.
- Chauhan, M.S., 2002. Holocene vegetation and climatic changes in southeastern Madhya Pradesh, India. *Current Science* 83, 1444–1445.
- Chauhan, M.S., 2000. Pollen evidence of late-Quaternary vegetation and climate change in Northeastern Madhya Pradesh, India 10.
- Chauhan, M.S., 1994. Origin and history of tropical deciduous Sal (*Shorea robusta* Gaertn.) forests in Madhya Pradesh, India.

- Chauhan, M S, Quamar, M.F., 2012. Pollen rain deposition pattern in tropical deciduous Sal (*Shorea robusta* Gaertn.) forest in Shahdol District, Madhya Pradesh, India 7.
- Chauhan, M.S., Quamar, M.F., 2012. Pollen records of vegetation and inferred climate change in southwestern Madhya Pradesh during the last ca. 3800 years. *Journal of the Geological Society of India* 80, 470–480. <https://doi.org/10.1007/s12594-012-0166-0>
- Chauhan, M.S., Sharma, A., Phartiyal, B., Kumar, K., 2013. Holocene vegetation and climatic variations in Central India: A study based on multiproxy evidences. *Journal of Asian Earth Sciences* 77, 45–58. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.08.005>
- Chauhan, M.S., Sharma, C., Singh, I.B., Sharma, S., 2004. Proxy records of late holocene vegetation and climate changes from bash heel, central ganga plain. *Journal of the Paleontological Society of India* 49, 27–34.
- Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice Age Terminations. *Science* 326, 248–252. <https://doi.org/10.1126/science.1177840>
- Cheng, H., Edwards, R.L., Sinha, A., Spötl, C., Yi, L., Chen, S., Kelly, M., Kathayat, G., Wang, X., Li, X., Kong, X., Wang, Y., Ning, Y., Zhang, H., 2016. The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations. *Nature* 534, 640–646. <https://doi.org/10.1038/nature18591>
- Cheng, H., Zhang, H., Cai, Y., Shi, Z., Yi, L., Deng, C., Hao, Q., Peng, Y., Sinha, A., Li, H., Zhao, J., Tian, Y., Baker, J., Perez-Mejías, C., 2021. Orbital-scale Asian summer monsoon variations: Paradox and exploration. *Sci. China Earth Sci.* 64, 529–544. <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9720-y>
- Cheng, H., Zhang, P.Z., Spötl, C., Edwards, R.L., Cai, Y.J., Zhang, D.Z., Sang, W.C., Tan, M., An, Z.S., 2012. The climatic cyclicity in semiarid-arid central Asia over the past 500,000 years: CLIMATIC CYCLICITY IN ARID CENTRAL ASIA. *Geophys. Res. Lett.* 39, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL050202>
- Cheng, Z., Weng, C., Steinke, S., Mohtadi, M., 2018. Anthropogenic modification of vegetated landscapes in southern China from 6,000 years ago. *Nature Geosci* 11, 939–943. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0250-1>
- Cheung, M.C., Zong, Y., Zheng, Z., Huang, K., Aitchison, J.C., 2014. A stable mid-late Holocene monsoon climate of the central Tibetan Plateau indicated by a pollen record. *Quaternary International* 333, 40–48. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.010>
- Chiang, J.C.H., Bitz, C.M., 2005. Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. *Climate Dynamics* 25, 477–496. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0040-5>
- Chmura, G.L., Eisma, D., 1995. A palynological study of surface and suspended sediments on a tidal flat: implications for pollen transport and deposition in coastal waters. *Marine Geology* 128, 183–200.

- Chowdary, J., Srinivas, G., Fousiya, T.S., Parekh, A., Gnanaseelan, C., Seo, H., MacKinnon, J., 2016. Representation of Bay of Bengal Upper-Ocean Salinity in General Circulation Models. *Oceanog* 29, 38–49. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2016.37>
- Clemens, S., Prell, W., Murray, D., Shimmield, G., Weedon, G., 1991. Forcing mechanisms of the Indian Ocean monsoon. *Nature* 353, 720–725. <https://doi.org/10.1038/353720a0>
- Clemens, S.C., Holbourn, A., Kubota, Y., Lee, K.E., Liu, Z., Chen, G., Nelson, A., Fox-Kemper, B., 2018. Precession-band variance missing from East Asian monsoon runoff. *Nature Communications* 9. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05814-0>
- Clemens, S.C., Kuhnt, W., LeVay, L.J., 2015. International Ocean Discovery Program - Expedition 353 Preliminary Report, International Ocean Discovery Program Preliminary Report. International Ocean Discovery Program.
- Clemens, S.C., Kuhnt, W., LeVay, L.J., Anand, P., Ando, T., Bartol, M., Bolton, C.T., Ding, X., Gariboldi, K., Giosan, L., 2016. Expedition 353 methods. Clemens, SC, Kuhnt, W., LeVay, LJ, and the Expedition 353.
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2007. The timing of orbital-scale Indian monsoon changes. *Quaternary Science Reviews* 26, 275–278. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.11.010>
- Clemens, S.C., Prell, W.L., 2003. A 350,000 year summer-monsoon multi-proxy stack from the Owen Ridge, Northern Arabian Sea. *Marine Geology* 201, 35–51. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00207-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00207-X)
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., 2010. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-Asian summer monsoons: Reinterpreting cave speleothem  $\delta^{18}\text{O}$ : REINTERPRETING CAVE SPELEOTHEM  $\delta^{18}\text{O}$ . *Paleoceanography* 25, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010PA001926>
- Clemens, S.C., Prell, W.L., Sun, Y., Liu, Z., Chen, G., 2008. Southern Hemisphere forcing of Pliocene  $\delta^{18}\text{O}$  and the evolution of Indo-Asian monsoons: INDO-ASIAN MONSOON EVOLUTION. *Paleoceanography* 23, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008PA001638>
- Clemens, S.C., Yamamoto, M., Thirumalai, K., Giosan, L., Richey, J.N., Nilsson-Kerr, K., Rosenthal, Y., Anand, P., McGrath, S.M., 2021. Remote and local drivers of Pleistocene South Asian summer monsoon precipitation: A test for future predictions. *Sci. Adv.* 7, eabg3848. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abg3848>
- Cleveland, W.S., 1981. LOWESS: A program for smoothing scatterplots by robust locally weighted regression. *American Statistician* 35, 54.
- Cleveland, W.S., Grosse, E., Shyu, W.M., 1992. Local regression models. Chapter 8 in *Statistical models in S* (JM Chambers and TJ Hastie eds.), 608 p. Wadsworth & Brooks/Cole, Pacific Grove, CA.

- Contreras-Rosales, L.A., Jennerjahn, T., Tharammal, T., Meyer, V., Lückge, A., Paul, A., Schefuß, E., 2014. Evolution of the Indian Summer Monsoon and terrestrial vegetation in the Bengal region during the past 18 ka. *Quaternary Science Reviews* 102, 133–148. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.08.010>
- Corrick, E.C., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Capron, E., Rasmussen, S.O., Zhang, X., Fleitmann, D., Couchoud, I., Wolff, E., 2020. Synchronous timing of abrupt climate changes during the last glacial period. *Science* 369, 963–969.
- Cox, M.A., Cox, T.F., 2008. Multidimensional scaling, in: *Handbook of Data Visualization*. Springer, pp. 315–347.
- Curry, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., 2003. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Marine and Petroleum Geology* 19, 1191–1223. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00035-7](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00035-7)
- Deaney, E.L., Barker, S., van de Flierdt, T., 2017. Timing and nature of AMOC recovery across Termination 2 and magnitude of deglacial CO<sub>2</sub> change. *Nat Commun* 8, 14595. <https://doi.org/10.1038/ncomms14595>
- deMenocal, P.B., 2001. Cultural Responses to Climate Change During the Late Holocene. *Science* 292, 667–673. <https://doi.org/10.1126/science.1059827>
- Demske, D., Tarasov, P.E., Nakagawa, T., 2013. Atlas of pollen, spores and further non-pollen palynomorphs recorded in the glacial-interglacial late Quaternary sediments of Lake Suigetsu, central Japan. *Quaternary International* 290–291, 164–238. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.02.002>
- Demske, D., Tarasov, P.E., Wünnemann, B., Riedel, F., 2009. Late glacial and Holocene vegetation, Indian monsoon and westerly circulation in the Trans-Himalaya recorded in the lacustrine pollen sequence from Tso Kar, Ladakh, NW India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 279, 172–185. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.05.008>
- Deplazes, G., Lückge, A., Peterson, L.C., Timmermann, A., Hamann, Y., Hughen, K.A., Röhl, U., Laj, C., Cane, M.A., Sigman, D.M., Haug, G.H., 2013. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nature Geosci* 6, 213–217. <https://doi.org/10.1038/ngeo1712>
- Desprat, S., Combourieu-Nebout, N., Essallami, L., Sicre, M.A., Dormoy, I., Peyron, O., Siani, G., Bout Roumazeilles, V., Turon, J.L., 2013. Deglacial and Holocene vegetation and climatic changes in the southern Central Mediterranean from a direct land–sea correlation. *Climate of the Past* 9, 767–787. <https://doi.org/10.5194/cp-9-767-2013>

- Dimri, A.P., Niyogi, D., Barros, A.P., Ridley, J., Mohanty, U.C., Yasunari, T., Sikka, D.R., 2015. Western Disturbances: A review: WESTERN DISTURBANCE: A REVIEW. *Rev. Geophys.* 53, 225–246. <https://doi.org/10.1002/2014RG000460>
- DiNezio, P.N., Tierney, J.E., Otto-Bliesner, B.L., Timmermann, A., Bhattacharya, T., Rosenbloom, N., Brady, E., 2018. Glacial changes in tropical climate amplified by the Indian Ocean. *Sci. Adv.* 4, eaat9658. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat9658>
- Divya, K., Ashok, P., Padal, S.B., 2018. Taxonomical description of *Alchornea mollis* (Benth.) Müll. *Arg. IJCRT* 286–294.
- Dixit, S., Bera, S.K., 2013. Pollen-inferred vegetation vis-à-vis climate dynamics since Late Quaternary from western Assam, Northeast India: Signal of global climatic events. *Quaternary International* 286, 56–68. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.010>
- Dixit, S., Bera, S.K., 2012. Holocene climatic fluctuations from Lower Brahmaputra flood plain of Assam, northeast India. *J Earth Syst Sci* 121, 135–147. <https://doi.org/10.1007/s12040-012-0150-5>
- Dixit, Y., Hodell, D.A., Petrie, C.A., 2014. Abrupt weakening of the summer monsoon in northwest India 4100 yr ago. *Geology* 42, 339–342. <https://doi.org/10.1130/G35236.1>
- Dixit, Yama, Hodell, D.A., Sinha, R., Petrie, C.A., 2014. Abrupt weakening of the Indian summer monsoon at 8.2 kyr B.P. *Earth and Planetary Science Letters* 391, 16–23. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.026>
- Dorai-Raj, S., 2022. binom: Binomial confidence intervals for several parameterizations. R package version 1, 1–1.
- Dubois, N., Oppo, D.W., Galy, V.V., Mohtadi, M., Van Der Kaars, S., Tierney, J.E., Rosenthal, Y., Eglinton, T.I., Lückge, A., Linsley, B.K., 2014. Indonesian vegetation response to changes in rainfall seasonality over the past 25,000 years. *Nature Geoscience* 7, 513–517.
- Dunlea, A.G., Giosan, L., Huang, Y., 2020. Pliocene expansion of C4 vegetation in the Core Monsoon Zone on the Indian Peninsula, *Clim. Past*, 16, 2533–2546.
- Dupont, L., 2011. Orbital scale vegetation change in Africa. *Quaternary Science Reviews* 30, 3589–3602.
- Dupont, L.M., Agwu, C.O.C., 1991. Environmental control of pollen grain distribution patterns in the Gulf of Guinea and offshore NW-Africa. *Geol Rundsch* 80, 567–589. <https://doi.org/10.1007/BF01803687>
- Dupont, L.M., Behling, H., Jahns, S., Marret, F., Kim, J.-H., 2007. Variability in glacial and Holocene marine pollen records offshore from west southern Africa. *Vegetation History and Archaeobotany* 16, 87–100.



- Dupont, L.M., Jahns, S., Marret, F., Ning, S., 2000. Vegetation change in equatorial West Africa: time-slices for the last 150 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155, 95–122.
- Dupont, L.M., Wyputta, U., 2003. Reconstructing pathways of aeolian pollen transport to the marine sediments along the coastline of SW Africa. *Quaternary Science Reviews* 22, 157–174. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00032-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00032-X)
- Dutt, S., Gupta, A.K., Clemens, S.C., Cheng, H., Singh, R.K., Kathayat, G., Edwards, R.L., 2015. Abrupt changes in Indian summer monsoon strength during 33,800 to 5500 years B.P.: INDIAN SUMMER MONSOON. *Geophysical Research Letters* 42, 5526–5532. <https://doi.org/10.1002/2015GL064015>
- Dutton, A., Carlson, A.E., Long, A.J., Milne, G.A., Clark, P.U., DeConto, R., Horton, B.P., Rahmstorf, S., Raymo, M.E., 2015. Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. *Science* 349, aaa4019. <https://doi.org/10.1126/science.aaa4019>
- Dykoski, C., Edwards, R., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters* 233, 71–86. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.01.036>
- Eglinton, T.I., Eglinton, G., 2008. Molecular proxies for paleoclimatology. *Earth and Planetary Science Letters* 275, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.012>
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I.N., Hodell, D., Piotrowski, A.M., 2012. Evolution of Ocean Temperature and Ice Volume Through the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Science* 337, 704–709. <https://doi.org/10.1126/science.1221294>
- Ellison, J.C., 2008. Long-term retrospection on mangrove development using sediment cores and pollen analysis: A review. *Aquatic Botany, Mangrove Ecology – Applications in Forestry and Coastal Zone Management* 89, 93–104. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2008.02.007>
- El-Moslimany, A.P., 1990. Ecological significance of common nonarborescent pollen: examples from drylands of the Middle East. *Review of Palaeobotany and Palynology* 64, 343–350.
- Emanuele, D., Ferretti, P., Palumbo, E., Amore, F.O., 2015. Sea-surface dynamics and palaeoenvironmental changes in the North Atlantic Ocean (IODP Site U1313) during Marine Isotope Stage 19 inferred from coccolithophore assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 430, 104–117. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.04.014>
- Endo, H., Kitoh, A., 2014. Thermodynamic and dynamic effects on regional monsoon rainfall changes in a warmer climate. *Geophysical Research Letters* 41, 1704–1711. <https://doi.org/10.1002/2013GL059158>

- EPICA Community Members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature* 444, 195–198. <https://doi.org/10.1038/nature05301>
- État des connaissances sur l'estuaire de la Gironde (Report), 1994.
- Fadnavis, S., Müller, R., Chakraborty, T., Sabin, T.P., Laakso, A., Rap, A., Griessbach, S., Vernier, J.-P., Tilmes, S., 2021. The role of tropical volcanic eruptions in exacerbating Indian droughts. *Sci Rep* 11, 2714. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-81566-0>
- Fadnavis, S., Sabin, T.P., Roy, C., Rowlinson, M., Rap, A., Vernier, J.-P., Sioris, C.E., 2019. Elevated aerosol layer over South Asia worsens the Indian droughts. *Sci Rep* 9, 10268. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-46704-9>
- Fægri, K., Kaland, P.E., Krzywinski, K., 1989. Textbook of pollen analysis. John Wiley & Sons Ltd.
- Fægri, K., Van der Pijl, L., 1979. A short history of the study of pollination ecology. *The Principles of pollination ecology* 1–77.
- Fagel, N., Boski, T., Likhoshway, L., Oberhaensli, H., 2003. Late Quaternary clay mineral record in Central Lake Baikal (Academician Ridge, Siberia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 159–179. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(02\)00633-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00633-8)
- Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R., Hubick, K.T., 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Annual review of plant biology* 40, 503–537.
- Fauquembergue, K., Fournier, L., Zaragosi, S., Bassinot, F., Kissel, C., Malaizé, B., Caley, T., Moreno, E., Bachelery, P., 2019. Factors controlling frequency of turbidites in the Bengal fan during the last 248 kyr cal BP: Clues from a presently inactive channel. *Marine Geology* 415, 105965. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105965>
- Ferretti, P., Crowhurst, S.J., Naafs, B.D.A., Barbante, C., 2015. The Marine Isotope Stage 19 in the mid-latitude North Atlantic Ocean: astronomical signature and intra-interglacial variability. *Quaternary Science Reviews* 108, 95–110. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.024>
- Fersi, W., Lézine, A.-M., Bassinot, F., 2016. Hydro-climate changes over southwestern Arabia and the Horn of Africa during the last glacial–interglacial transition: A pollen record from the Gulf of Aden. *Review of Palaeobotany and Palynology* 233, 176–185. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2016.04.002>
- Fleitmann, D., 2003. Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman. *Science* 300, 1737–1739. <https://doi.org/10.1126/science.1083130>
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Neff, U., Al-Subbary, A.A., Buettner, A., Hippler, D., Matter, A., 2007. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews* 26, 170–188. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.012>

- Fredoux, A., 1980. Evolution of the mangrove near Abidjan, Ivory Coast, over the last forty thousand years. *Travaux et Documents de Geographie Tropicale, Centre d'Etudes de Geographie Tropicale, France* 49–88.
- Gadgil, S., 2003. The Indian Monsoon and its variability. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 31, 429–467. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.31.100901.141251>
- Gamble, J.S., 1881. *A manual of Indian timbers*. Рипол Классик.
- Ganopolski, A., Calov, R., 2011. The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles. *Clim. Past* 7, 1415–1425. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1415-2011>
- Gasse, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 19, 189–211. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00061-X](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00061-X)
- Gausson, H., 1992. Notes on the sheet Orissa. *Inst. Fr. Pondichery. Trav. Sect. Sci. Technical Hors Serie* 19.
- Gausson, H., Meher-Homji, V.M., Legris, P., Delacourt, A., Blasco, F., Troy, J.P., Fontanel, J., 1992. Notes on the sheet Wainganga. *Publications du Département d'écologie. Institut français de Pondichéry*.
- Gebregiorgis, D., Hathorne, E.C., Giosan, L., Clemens, S., Nürnberg, D., Frank, M., 2018. Southern Hemisphere forcing of South Asian monsoon precipitation over the past ~1 million years. *Nat Commun* 9, 4702. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07076-2>
- Gebregiorgis, D., Hathorne, E.C., Sijinkumar, A.V., Nath, B.N., Nürnberg, D., Frank, M., 2016. South Asian summer monsoon variability during the last ~54 kyrs inferred from surface water salinity and river runoff proxies. *Quaternary Science Reviews* 138, 6–15. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.012>
- Geyer, W.R., Hill, P.S., Kineke, G.C., 2004. The transport, transformation and dispersal of sediment by buoyant coastal flows. *Continental Shelf Research* 24, 927–949. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.02.006>
- Ghosh, R., Bera, S., Sarkar, A., Paruya, D.K., Yao, Y.-F., Li, C.-S., 2015. A ~50 ka record of monsoonal variability in the Darjeeling foothill region, eastern Himalayas. *Quaternary Science Reviews* 114, 100–115. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.02.002>
- Giaccio, B., Regattieri, E., Zanchetta, G., Nomade, S., Renne, P.R., Sprain, C.J., Drysdale, R.N., Tzedakis, P.C., Messina, P., Scardia, G., Sposato, A., Bassinot, F., 2015. Duration and dynamics of the best orbital analogue to the present interglacial. *Geology* 43, 603–606. <https://doi.org/10.1130/G36677.1>
- Giosan, L., Clift, P.D., Macklin, M.G., Fuller, D.Q., Constantinescu, S., Durcan, J.A., Stevens, T., Duller, G.A.T., Tabrez, A.R., Gangal, K., Adhikari, R., Alizai, A., Filip, F., VanLaningham, S., Syvitski,

- J.P.M., 2012. Fluvial landscapes of the Harappan civilization. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, E1688–E1694. <https://doi.org/10.1073/pnas.1112743109>
- Goosse, H., Brovkin, V., Fichet, T., Haarsma, R., Huybrechts, P., Jongma, J., Mouchet, A., Selten, F., Barriat, P.-Y., Campin, J.-M., Deleersnijder, E., Driesschaert, E., Goelzer, H., Janssens, I., Loutre, M.-F., Morales Maqueda, M., Opsteegh, T., Mathieu, P.-P., Munhoven, G., Pettersson, E., Renssen, H., Roche, D.M., Schaeffer, M., Tartinville, B., Timmermann, A., Weber, S.L., 2010. Description of the Earth system model of intermediate complexity LOVECLIM version 1.2. *Geoscientific Model Development* 3, 603–633. <https://doi.org/10.5194/gmd-3-603-2010>
- Gordon, C., Cooper, C., Senior, C.A., Banks, H., Gregory, J.M., Johns, T.C., Mitchell, J.F.B., Wood, R.A., 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* 16, 147–168. <https://doi.org/10.1007/s003820050010>
- Gosling, W.D., Miller, C.S., Livingstone, D.A., 2013. Atlas of the tropical West African pollen flora. *Review of Palaeobotany and Palynology* 199, 1–135. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2013.01.003>
- Gosling, W.D., Miller, C.S., Shanahan, T.M., Holden, P.B., Overpeck, J.T., van Langevelde, F., 2022. A stronger role for long-term moisture change than for CO<sub>2</sub> in determining tropical woody vegetation change 5.
- Goswami, B.N., Chakravorty, S., 2017. *Dynamics of the Indian Summer Monsoon Climate*. Oxford University Press.
- Govin, A., Capron, E., Tzedakis, P.C., Verheyden, S., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., St-Onge, G., Stoner, J.S., Bassinot, F., Bazin, L., Blunier, T., Combourieu-Nebout, N., El Ouahabi, A., Genty, D., Gersonde, R., Jimenez-Amat, P., Landais, A., Martrat, B., Masson-Delmotte, V., Parrenin, F., Seidenkrantz, M.-S., Veres, D., Waelbroeck, C., Zahn, R., 2015. Sequence of events from the onset to the demise of the Last Interglacial: Evaluating strengths and limitations of chronologies used in climatic archives. *Quaternary Science Reviews* 129, 1–36. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.018>
- Groot, J.J., Groot, C.R., 1966. Marine palynology: possibilities, limitations, problems. *Marine Geology* 4, 387–395.
- Guinet, P., 1966. What may afford palynology to archaeology and ancient history in India. *JMS Univ. Baroda* 15, 15–19.
- Guinet, P., 1962. *Pollens d'Asie tropicale*, Travaux de la Section scientifique et technique. Institut français de Pondichéry.

- Gunnell, Y., 1997. Relief and climate in South Asia: the influence of the western ghats on the current climate pattern of peninsular India. *International Journal of Climatology* 17, 1169–1182. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199709\)17:11<1169::AID-JOC189>3.0.CO;2-W](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199709)17:11<1169::AID-JOC189>3.0.CO;2-W)
- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Overpeck, J.T., 2003. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature* 421, 354–357. <https://doi.org/10.1038/nature01340>
- Gupta, A.K., Anderson, D.M., Pandey, D.N., Singhvi, A.K., 2006. Adaptation and human migration, and evidence of agriculture coincident with changes in the Indian summer monsoon during the Holocene. *CURRENT SCIENCE* 90, 9.
- Gupta, A.K., Das, M., Anderson, D.M., 2005. Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene: INDIAN SUMMER MONSOON-SOLAR LINK. *Geophysical Research Letters* 32. <https://doi.org/10.1029/2005GL022685>
- Gupta, A.K., Mohan, K., Das, M., Singh, R.K., 2013. Solar forcing of the Indian summer monsoon variability during the Ållerød period. *Scientific Reports* 3. <https://doi.org/10.1038/srep02753>
- Hait, A.K., Behling, H., 2009. Holocene mangrove and coastal environmental changes in the western Ganga–Brahmaputra Delta, India. *Veget Hist Archaeobot* 18, 159–169. <https://doi.org/10.1007/s00334-008-0203-5>
- Haneda, Y., Okada, M., Kubota, Y., Suganuma, Y., 2020. Millennial-scale hydrographic changes in the northwestern Pacific during marine isotope stage 19: Teleconnections with ice melt in the North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 531, 115936. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115936>
- Hao, Q., Wang, L., Oldfield, F., Peng, S., Qin, L., Song, Y., Xu, B., Qiao, Y., Bloemendal, J., Guo, Z., 2012. Delayed build-up of Arctic ice sheets during 400,000-year minima in insolation variability. *Nature* 490, 393–396. <https://doi.org/10.1038/nature11493>
- Harrison, S.P., Prentice, C.I., 2003. Climate and CO<sub>2</sub> controls on global vegetation distribution at the last glacial maximum: analysis based on palaeovegetation data, biome modelling and palaeoclimate simulations. *Global Change Biology* 9, 983–1004.
- Harvey, E.L., Fuller, D.Q., Mohanty, R.K., Mohanta, B., 2006. Early agriculture in Orissa: some archaeobotanical results and field observations on the Neolithic. *Man and Environment* 31, 21–32.
- Haug, G.H., 2001. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through the Holocene. *Science* 293, 1304–1308. <https://doi.org/10.1126/science.1059725>
- Havinga, A.J., 1967. Palynology and pollen preservation. *Review of Palaeobotany and Palynology* 2, 81–98. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(67\)90138-8](https://doi.org/10.1016/0034-6667(67)90138-8)

- Havinga, A.J., 1964. Investigation into the differential corrosion susceptibility of pollen and spores. *Pollen et spores* 4, 621–635.
- He, C., Liu, Z., Wu, J., Pan, X., Fang, Z., Li, J., Bryan, B.A., 2021. Future global urban water scarcity and potential solutions. *Nat Commun* 12, 4667. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-25026-3>
- Head, M.J., 2021. Review of the Early–Middle Pleistocene boundary and Marine Isotope Stage 19. *Prog Earth Planet Sci* 8, 50. <https://doi.org/10.1186/s40645-021-00439-2>
- Heaton, T.J., Köhler, P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R.W., Austin, W.E., Ramsey, C.B., Grootes, P.M., Hughen, K.A., Kromer, B., 2020. Marine20—the marine radiocarbon age calibration curve (0–55,000 cal BP). *Radiocarbon* 62, 779–820.
- Held, I.M., Soden, B.J., 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of climate* 19, 5686–5699.
- Henry, L.G., McManus, J.F., Curry, W.B., Roberts, N.L., Piotrowski, A.M., Keigwin, L.D., 2016. North Atlantic ocean circulation and abrupt climate change during the last glaciation. *Science* 353, 470–474. <https://doi.org/10.1126/science.aaf5529>
- Hernández-Almeida, I., Sierro, F.J., Cacho, I., Flores, J.A., 2012. Impact of suborbital climate changes in the North Atlantic on ice sheet dynamics at the Mid-Pleistocene Transition. *Paleoceanography* 27. <https://doi.org/10.1029/2011PA002209>
- Herzschuh, U., 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50,000 years. *Quaternary Science Reviews* 25, 163–178. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.006>
- Heusser, L., Balsam, W.L., 1977. Pollen distribution in the northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research* 7, 45–62.
- Heusser, L.E., 1988. Pollen distribution in marine sediments on the continental margin off northern California. *Marine Geology* 80, 131–147.
- Heusser, L.E., 1983. Pollen distribution in the bottom sediments of the western north Atlantic ocean 12.
- Heusser, L.E., Balsam, W.L., 1985. Pollen sedimentation in the northwest Atlantic: effects of the Western Boundary Undercurrent. *Marine Geology* 69, 149–153.
- Hicks, S., 2001. The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 117, 1–29. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(01\)00074-4](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(01)00074-4)
- Hill, P.S., Fox, J.M., Crockett, J.S., Curran, K.J., Friedrichs, C.T., Geyer, W.R., Milligan, T.G., Ogston, A.S., Puig, P., Scully, M.E., Traykovski, P.A., Wheatcroft, R.A., 2007. Sediment Delivery to the Seabed on Continental Margins, in: Nittrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M.,

- Wiberg, P.L. (Eds.), *Continental Margin Sedimentation*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 49–99. <https://doi.org/10.1002/9781444304398.ch2>
- Hodell, D.A., Channell, J.E.T., Curtis, J.H., Romero, O.E., Röhl, U., 2008. Onset of “Hudson Strait” Heinrich events in the eastern North Atlantic at the end of the middle Pleistocene transition (~640 ka)? *Paleoceanography* 23. <https://doi.org/10.1029/2008PA001591>
- Hodell, D.A., Lourens, L., Stow, D. a. V., Hernández-Molina, J., Alvarez Zarikian, C.A., the Shackleton Site Project Members, 2013. The “Shackleton Site” (IODP Site U1385) on the Iberian Margin. *Scientific Drilling* 16, 13–19. <https://doi.org/10.5194/sd-16-13-2013>
- Hodell, D.A., Nicholl, J.A., Bontognali, T.R.R., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J.A., Einsle, J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mleneck-Vautravers, M.J., Rodríguez-Tovar, F.J., Röhl, U., 2017. Anatomy of Heinrich Layer 1 and its role in the last deglaciation: HEINRICH EVENT 1. *Paleoceanography* 32, 284–303. <https://doi.org/10.1002/2016PA003028>
- Holloway, R.G., 1989. Experimental mechanical pollen degradation and its application to quaternary age deposits. *The Texas Journal of Science*.
- Holmes, P.L., 1994. The sorting of spores and pollen by water: experimental and field evidence. *Sedimentation of organic particles* 9–32.
- Hong, Y.T., Hong, B., Lin, Q.H., Zhu, Y.X., Shibata, Y., Hirota, M., Uchida, M., Leng, X.T., Jiang, H.B., Xu, H., Wang, H., Yi, L., 2003. Correlation between Indian Ocean summer monsoon and North Atlantic climate during the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 371–380. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00207-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00207-3)
- Hooghiemstra, H., Agwu, C.O., Beug, H.-J., 1986. Pollen and spore distribution in recent marine sediments: a record of NW-African seasonal wind patterns and vegetation belts. *Meteor Forschungsergebnisse: Reihe C, Geologie und Geophysik* 40, 87–135.
- Hooghiemstra, H., Lézine, A.-M., Leroy, S.A., Dupont, L., Marret, F., 2006. Late Quaternary palynology in marine sediments: a synthesis of the understanding of pollen distribution patterns in the NW African setting. *Quaternary International* 148, 29–44.
- Hu, C., Henderson, G.M., Huang, J., Xie, S., Sun, Y., Johnson, K.R., 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth and Planetary Science Letters* 266, 221–232. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.10.015>
- Huang, E., Chen, Y., Schefuß, E., Steinke, S., Liu, J., Tian, J., Martínez-Méndez, G., Mohtadi, M., 2018. Precession and glacial-cycle controls of monsoon precipitation isotope changes over East Asia during the Pleistocene. *Earth and Planetary Science Letters* 494, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.046>

- Huguet, C., Routh, J., Fietz, S., Lone, M.A., Kalpana, M.S., Ghosh, P., Mangini, A., Kumar, V., Rangarajan, R., 2018. Temperature and Monsoon Tango in a Tropical Stalagmite: Last Glacial-Interglacial Climate Dynamics. *Scientific Reports* 8. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-23606-w>
- Imbrie, J., Hays, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J., Pisias, N., Prell, W., Shackleton, N., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine delta 18O record.
- Itaki, T., Utsuki, S., Haneda, Y., Izumi, K., Kubota, Y., Suganuma, Y., Okada, M., 2022. Millennial-scale oscillations in the Kuroshio–Oyashio boundary during MIS 19 based on the radiolarian record from the Chiba composite section, central Japan. *Prog Earth Planet Sci* 9, 5. <https://doi.org/10.1186/s40645-021-00465-0>
- Izumi, K., Haneda, Y., Suganuma, Y., Okada, M., Kubota, Y., Nishida, N., Kawamata, M., Matsuzaki, T., 2021. Multiproxy sedimentological and geochemical analyses across the Lower–Middle Pleistocene boundary: chemostratigraphy and paleoenvironment of the Chiba composite section, central Japan. *Prog Earth Planet Sci* 8, 10. <https://doi.org/10.1186/s40645-020-00393-5>
- Jalihal, C., Bosmans, J.H.C., Srinivasan, J., Chakraborty, A., 2019a. The response of tropical precipitation to Earth’s precession: the role of energy fluxes and vertical stability. *Climate of the Past* 15, 449–462. <https://doi.org/10.5194/cp-15-449-2019>
- Jalihal, C., Srinivasan, J., Chakraborty, A., 2022. Response of the Low-Level Jet to Precession and Its Implications for Proxies of the Indian Monsoon. *Geophysical Research Letters* 49. <https://doi.org/10.1029/2021GL094760>
- Jalihal, C., Srinivasan, J., Chakraborty, A., 2020. Different precipitation response over land and ocean to orbital and greenhouse gas forcing 12.
- Jalihal, C., Srinivasan, J., Chakraborty, A., 2019b. Modulation of Indian monsoon by water vapor and cloud feedback over the past 22,000 years. *Nat Commun* 10, 5701. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13754-6>
- Jiang, W., Leroy, S.A.G., Yang, S., Zhang, E., Wang, L., Yang, X., Rioual, P., 2019. Synchronous Strengthening of the Indian and East Asian Monsoons in Response to Global Warming Since the Last Deglaciation. *Geophysical Research Letters* 46, 3944–3952. <https://doi.org/10.1029/2019GL082084>
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L.,



- Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science* 317, 793–796. <https://doi.org/10.1126/science.1141038>
- Juggins, S., 2017. rioja: Analysis of Quaternary Science Data.
- Juyal, N., Pant, R.K., Basavaiah, N., Yadava, M.G., Saini, N.K., Singhvi, A.K., 2004. Climate and seismicity in the higher Central Himalaya during 20–10 ka: evidence from the Garbayang basin, Uttaranchal, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 213, 315–330.
- Kathayat, G., Cheng, H., Sinha, A., Berkelhammer, M., Zhang, H., Duan, P., Li, H., Li, X., Ning, Y., Edwards, R.L., 2018. Evaluating the timing and structure of the 4.2&thinsp;ka event in the Indian summer monsoon domain from an annually resolved speleothem record from Northeast India. *Climate of the Past* 14, 1869–1879. <https://doi.org/10.5194/cp-14-1869-2018>
- Kathayat, G., Cheng, H., Sinha, A., Spötl, C., Edwards, R.L., Zhang, H., Li, X., Yi, L., Ning, Y., Cai, Y., Lui, W.L., Breitenbach, S.F.M., 2016. Indian monsoon variability on millennial-orbital timescales. *Scientific Reports* 6. <https://doi.org/10.1038/srep24374>
- Katzenberger, A., Schewe, J., Pongratz, J., Levermann, A., 2021. Robust increase of Indian monsoon rainfall and its variability under future warming in CMIP6 models. *Earth System Dynamics* 12, 367–386.
- Keil, R.G., Hu, F.S., Tsamakis, E.C., Hedges, J.I., 1994. Pollen in marine sediments as an indicator of oxidation of organic matter. *Nature* 369, 639–641.
- Kelly, M.J., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., An, Z., 2006. High resolution characterization of the Asian Monsoon between 146,000 and 99,000 years B.P. from Dongge Cave, China and global correlation of events surrounding Termination II. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 236, 20–38. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.11.042>
- Kessarkar, P.M., Purnachandra Rao, V., Naqvi, S.W.A., Karapurkar, S.G., 2013. Variation in the Indian summer monsoon intensity during the Bølling-Ållerød and Holocene: INDIAN SUMMER MONSOON VARIATIONS. *Paleoceanography* 28, 413–425. <https://doi.org/10.1002/palo.20040>
- Kleiven, H. (Kikki) F., Hall, I.R., McCave, I.N., Knorr, G., Jansen, E., 2011. Coupled deep-water flow and climate variability in the middle Pleistocene North Atlantic. *Geology* 39, 343–346.
- Kobashi, T., Menviel, L., Jeltsch-Thömmes, A., Vinther, B.M., Box, J.E., Muscheler, R., Nakaegawa, T., Pfister, P.L., Döring, M., Leuenberger, M., Wanner, H., Ohmura, A., 2017. Volcanic influence on centennial to millennial Holocene Greenland temperature change. *Sci Rep* 7, 1441. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01451-7>
- Kodera, K., Shibata, K., 2006. Solar influence on the tropical stratosphere and troposphere in the northern summer. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL026659>

- Köhler, P., Nehrbass-Ahles, C., Schmitt, J., Stocker, T.F., Fischer, H., 2017. A 156 kyr smoothed history of the atmospheric greenhouse gases CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O and their radiative forcing. *Earth System Science Data* 9, 363–387.
- Konecky, B., Russell, J., Bijaksana, S., 2016. Glacial aridity in central Indonesia coeval with intensified monsoon circulation. *Earth and Planetary Science Letters* 437, 15–24. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.037>
- Koreneva, E.V., 1966. Marine palynological researches in the USSR. *Marine Geology* 4, 565–574.
- Körner, C., 2015. Paradigm shift in plant growth control. *Current opinion in plant biology* 25, 107–114.
- Kudrass, H.R., Hofmann, A., Doose, H., Emeis, K., Erlenkeuser, H., 2001. Modulation and amplification of climatic changes in the Northern Hemisphere by the Indian summer monsoon during the past 80 k.y. *Geology* 29, 63. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0063:MAAOCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0063:MAAOCC>2.0.CO;2)
- Kulju, K.K., van der Ham, R.W., Breteler, F.J., 2008. Rediscovery and phylogenetic position of the incertae sedis genus *Afrotrewia* (Euphorbiaceae): morphological, pollen and molecular evidence. *Taxon* 57, 137–143.
- Kumaran, K.P.N., Limaye, R.B., Punekar, S.A., Rajaguru, S.N., Joshi, S.V., Karlekar, S.N., 2013. Vegetation response to South Asian Monsoon variations in Konkan, western India during the Late Quaternary: Evidence from fluvio-lacustrine archives. *Quaternary International* 286, 3–18. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.03.010>
- Kutzbach, J.E., 1981. Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago. *Science* 214, 59–61.
- Kutzbach, J.E., Liu, X., Liu, Z., Chen, G., 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. *Clim Dyn* 30, 567–579. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0308-z>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111, 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lambert, F., Delmonte, B., Petit, J.R., Bigler, M., Kaufmann, P.R., Hutterli, M.A., Stocker, T.F., Ruth, U., Steffensen, J.P., Maggi, V., 2008. Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA Dome C ice core. *Nature* 452, 616–619. <https://doi.org/10.1038/nature06763>
- Lamy, F., Gersonde, R., Winckler, G., Esper, O., Jaeschke, A., Kuhn, G., Ullermann, J., Martinez-Garcia, A., Lambert, F., Kilian, R., 2014. Increased Dust Deposition in the Pacific Southern Ocean During Glacial Periods. *Science* 343, 403–407. <https://doi.org/10.1126/science.1245424>

- Lauterbach, S., Andersen, N., Wang, Y.V., Blanz, T., Larsen, T., Schneider, R.R., 2020. An 130 kyr Record of Surface Water Temperature and  $\delta^{18}\text{O}$  From the Northern Bay of Bengal: Investigating the Linkage Between Heinrich Events and Weak Monsoon Intervals in Asia. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 35, e2019PA003646. <https://doi.org/10.1029/2019PA003646>
- Lechleitner, F.A., Breitenbach, S.F.M., Cheng, H., Plessen, B., Rehfeld, K., Goswami, B., Marwan, N., Eroglu, D., Adkins, J., Haug, G., 2017. Climatic and in-cave influences on  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in a stalagmite from northeastern India through the last deglaciation. *Quaternary Research* 88, 458–471. <https://doi.org/10.1017/qua.2017.72>
- Lee, J.N., Shindell, D.T., Hameed, S., 2009. The Influence of Solar Forcing on Tropical Circulation. *Journal of Climate* 22, 5870–5885. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2670.1>
- Lee, J.-Y., Wang, B., 2014. Future change of global monsoon in the CMIP5. *Clim Dyn* 42, 101–119. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1564-0>
- Legendre, P., Legendre, L., 2012. Ecological resemblance, in: *Developments in Environmental Modelling*. Elsevier, pp. 265–335. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53868-0.50007-1>
- Legris, P., 1963. La végétation de l'Inde, écologie et flore. *Travaux de la Section Scientifique et Technique 6 Institut français de Pondichery*, 622.
- Leipe, C., Demske, D., Tarasov, P.E., 2014. A Holocene pollen record from the northwestern Himalayan lake Tso Moriri: Implications for palaeoclimatic and archaeological research. *Quaternary International* 348, 93–112. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.05.005>
- Levin, N.E., Zipser, E.J., Cerling, T.E., 2009. Isotopic composition of waters from Ethiopia and Kenya: Insights into moisture sources for eastern Africa. *J. Geophys. Res.* 114, D23306. <https://doi.org/10.1029/2009JD012166>
- Lezine, A.M., 1996. La mangrove ouest africaine, signal des variations du niveau marin et des conditions régionales du climat au cours de la dernière déglaciation. *Société géologique de France* 743–752.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Liu, F., Chai, J., Wang, B., Liu, J., Zhang, X., Wang, Z., 2016. Global monsoon precipitation responses to large volcanic eruptions. *Sci Rep* 6, 24331. <https://doi.org/10.1038/srep24331>
- Liu, W., Wang, G., Yu, M., Chen, H., Jiang, Y., Yang, M., Shi, Y., 2020. Projecting the future vegetation–climate system over East Asia and its RCP-dependence. *Clim Dyn* 55, 2725–2742. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05411-2>

- Liu, X., Liu, W., Tang, Q., Liu, B., Wada, Y., Yang, H., 2022. Global Agricultural Water Scarcity Assessment Incorporating Blue and Green Water Availability Under Future Climate Change. *Earth's Future* 10, e2021EF002567. <https://doi.org/10.1029/2021EF002567>
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T.F., Chappellaz, J., 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH<sub>4</sub> over the past 800,000 years. *Nature* 453, 383–386. <https://doi.org/10.1038/nature06950>
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T.F., 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature* 453, 379–382. <https://doi.org/10.1038/nature06949>
- Lynch-Stieglitz, J., 2003. Tracers of Past Ocean Circulation, in: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 433–451. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/06117-X>
- Lyu, A., Yin, Q., 2022. The spatial-temporal patterns of East Asian climate in response to insolation, CO<sub>2</sub> and ice sheets during MIS-5. *Quaternary Science Reviews* 293, 107689. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107689>
- Lyu, A.Q., Yin, Q.Z., Crucifix, M., Sun, Y.B., 2021. Diverse Regional Sensitivity of Summer Precipitation in East Asia to Ice Volume, CO<sub>2</sub> and Astronomical Forcing. *Geophys Res Lett* 48. <https://doi.org/10.1029/2020GL092005>
- Magiera, M., Lechleitner, F.A., Erhardt, A.M., Hartland, A., Kwiecien, O., Cheng, H., Bradbury, H.J., Turchyn, A.V., Riechelmann, S., Edwards, L., Breitenbach, S.F.M., 2019. Local and Regional Indian Summer Monsoon Precipitation Dynamics During Termination II and the Last Interglacial. *Geophys. Res. Lett.* 46, 12454–12463. <https://doi.org/10.1029/2019GL083721>
- Maiorano, P., Bertini, A., Capolongo, D., Eramo, G., Gallicchio, S., Girone, A., Pinto, D., Toti, F., Ventrucci, G., Marino, M., 2016. Climate signatures through Marine Isotope Stage 19 in the Montalbano Jonico section (Southern Italy): A land–sea perspective. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 461, 341–361. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.08.029>
- Marchitto, T.M., Muscheler, R., Ortiz, J.D., Carriquiry, J.D., van Geen, A., 2010. Dynamical Response of the Tropical Pacific Ocean to Solar Forcing During the Early Holocene. *Science* 330, 1378–1381. <https://doi.org/10.1126/science.1194887>
- Marino, M., Girone, A., Gallicchio, S., Herbert, T., Addante, M., Bazzicalupo, P., Quivelli, O., Bassinot, F., Bertini, A., Nomade, S., Ciaranfi, N., Maiorano, P., 2020. Climate variability during MIS 20–18 as recorded by alkenone-SST and calcareous plankton in the Ionian Basin (central Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 560, 110027. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.110027>

- Marzin, C., Braconnot, P., 2009. Variations of Indian and African monsoons induced by insolation changes at 6 and 9.5 kyr BP. *Climate Dynamics* 33, 215–231. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0538-3>
- Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Pol, K., Braconnot, P., Cattani, O., Falourd, S., Kageyama, M., Jouzel, J., Landais, A., Minster, B., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Krinner, G., Johnsen, S., Röthlisberger, R., Hansen, J., Mikolajewicz, U., Otto-Bliesner, B., 2010. EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quaternary Science Reviews* 29, 113–128. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.030>
- Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., 2021. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*.
- Masson-Delmotte, V.P., Zhai, P., Pirani, S.L., Connors, C., Péan, S., Berger, N., Caud, Y., Chen, L., Goldfarb, M.I., Scheel Monteiro, P.M., 2021. *Ippc, 2021: Summary for policymakers*. in: *Climate change 2021: The physical science basis. contribution of working group i to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*.
- McGrath, S.M., Clemens, S.C., Huang, Y., Yamamoto, M., 2021. Greenhouse Gas and Ice Volume Drive Pleistocene Indian Summer Monsoon Precipitation Isotope Variability. *Geophysical Research Letters* 48, e2020GL092249. <https://doi.org/10.1029/2020GL092249>
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834–837. <https://doi.org/10.1038/nature02494>
- Meher Homji, V.M., 1984. new classification of the phytogeographic zones of India. *Indian journal of botany*.
- Menzel, P., Gaye, B., Mishra, P.K., Anoop, A., Basavaiah, N., Marwan, N., Plessen, B., Prasad, S., Riedel, N., Stebich, M., Wiesner, M.G., 2014. Linking Holocene drying trends from Lonar Lake in monsoonal central India to North Atlantic cooling events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 410, 164–178. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.05.044>
- Merlis, T.M., Schneider, T., Bordoni, S., Eisenman, I., 2013. The Tropical Precipitation Response to Orbital Precession. *Journal of Climate* 26, 2010–2021. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00186.1>
- Milankovitch, M., 1920. *Mathematical theory of heat phenomena produced by solar radiation*. Paris: Gauthier-Villars.
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The journal of Geology* 100, 525–544.

- Mishra, P.K., Chauhan, P.R., Diwate, P., Parth, S., Anoop, A., 2020. Holocene climate variability and cultural dynamics in the Indian subcontinent. *Episodes* 43, 552–562. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020036>
- Misra, V.N., 2001. Prehistoric human colonization of India. *J Biosci* 26, 491–531. <https://doi.org/10.1007/BF02704749>
- Mohanty, P.K. (Ed.), 2008. Monitoring and modelling lakes and coastal environments. Presented at the LAKE 2004, Springer [u.a.], Dordrecht.
- Mohtadi, M., Prange, M., Oppo, D.W., De Pol-Holz, R., Merkel, U., Zhang, X., Steinke, S., Lückge, A., 2014. North Atlantic forcing of tropical Indian Ocean climate. *Nature* 509, 76–80. <https://doi.org/10.1038/nature13196>
- Mohtadi, M., Prange, M., Steinke, S., 2016. Palaeoclimatic insights into forcing and response of monsoon rainfall. *Nature* 533, 191–199. <https://doi.org/10.1038/nature17450>
- Montade, V., Nebout, N.C., Kissel, C., Mulsow, S., 2011. Pollen distribution in marine surface sediments from Chilean Patagonia. *Marine Geology* 282, 161–168.
- Montade, V., Peyron, O., Favier, C., Francois, J.P., Haberle, S.G., 2019. A pollen-climate calibration from western Patagonia for palaeoclimatic reconstructions: A POLLEN-CLIMATE CALIBRATION FROM WESTERN PATAGONIA. *J. Quaternary Sci.* 34, 76–86. <https://doi.org/10.1002/jqs.3082>
- Moon, S., Ha, K.-J., 2020. Future changes in monsoon duration and precipitation using CMIP6. *npj Clim Atmos Sci* 3, 45. <https://doi.org/10.1038/s41612-020-00151-w>
- Moon, S., Ha, K.-J., 2017. Temperature and Precipitation in the Context of the Annual Cycle Over Asia: Model Evaluation and Future Change 14.
- Morley, R.J., Morley, H.P., 2022. 1- The prelude to the Holocene: tropical Asia during the Pleistocene, in: *Holocene Climate Change and Environment*. Elsevier, pp. 1–32. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-90085-0.00022-X>
- Morrill, C., Overpeck, J.T., Cole, J.E., 2003. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *The Holocene* 13, 465–476. <https://doi.org/10.1191/0959683603hl639ft>
- Moss, P.T., Dunbar, G.B., Thomas, Z., Turney, C., Kershaw, A.P., Jacobsen, G.E., 2017. A 60 000-year record of environmental change for the Wet Tropics of north-eastern Australia based on the ODP 820 marine core: PALYNOLOGICAL RECORD FROM THE ODP 820 MARINE CORE. *J. Quaternary Sci.* 32, 704–716. <https://doi.org/10.1002/jqs.2977>
- Moss, P.T., Kershaw, A.P., 2007. A late Quaternary marine palynological record (oxygen isotope stages 1 to 7) for the humid tropics of northeastern Australia based on ODP Site 820.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 251, 4–22.  
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.02.014>

- Moss, P.T., Kershaw, A.P., Grindrod, J., 2005. Pollen transport and deposition in riverine and marine environments within the humid tropics of northeastern Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 134, 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2004.11.003>
- Moss, P.T., Kershaw, P.A., 2000. The last glacial cycle from the humid tropics of northeastern Australia: comparison of a terrestrial and a marine record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155, 155–176. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00099-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00099-1)
- Mudie, P.J., 1982. Pollen distribution in recent marine sediments, eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 19, 729–747.
- Mudie, P.J., McCarthy, F.M.G., 2006. Marine palynology: potentials for onshore—offshore correlation of Pleistocene—Holocene records. *Transactions of the Royal Society of South Africa* 61, 139–157. <https://doi.org/10.1080/00359190609519964>
- Muller, J., 1959. Palynology of Recent Orinoco delta and shelf sediments; reports of the Orinoco shelf expedition, volume 5. *Micropaleontology* 5, 1–32.
- Naafs, B.D.A., Hefter, J., Ferretti, P., Stein, R., Haug, G.H., 2011. Sea surface temperatures did not control the first occurrence of Hudson Strait Heinrich Events during MIS 16. *Paleoceanography* 26. <https://doi.org/10.1029/2011PA002135>
- Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25000 years) marine pollen signal off western Iberia. *Marine Micropaleontology* 62, 91–114. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2006.07.006>
- Negi, S.S., 2000. *Himalayan forests and forestry*. Indus Publishing.
- Nilsson-Kerr, K., Anand, P., Holden, P.B., Clemens, S.C., Leng, M.J., 2021. Dipole patterns in tropical precipitation were pervasive across landmasses throughout Marine Isotope Stage 5. *Commun Earth Environ* 2, 64. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00133-7>
- Nilsson-Kerr, K., Anand, P., Sexton, P.F., Leng, M.J., Misra, S., Clemens, S.C., Hammond, S.J., 2019. Role of Asian summer monsoon subsystems in the inter-hemispheric progression of deglaciation. *Nature Geoscience*. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0319-5>
- Nilsson-Kerr, K., Anand, P., Sexton, P.F., Leng, M.J., Naidu, P.D., 2022. Indian Summer Monsoon variability 140–70 thousand years ago based on multi-proxy records from the Bay of Bengal. *Quaternary Science Reviews* 279, 107403. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107403>
- Nomade, S., Bassinot, F., Marino, M., Simon, Q., Dewilde, F., Maiorano, P., Isguder, G., Blamart, D., Girone, A., Scao, V., Pereira, A., Toti, F., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Peral, M., Bourlès,

- D.L., Petrosino, P., Gallicchio, S., Ciaranfi, N., 2019. High-resolution foraminifer stable isotope record of MIS 19 at Montalbano Jonico, southern Italy: A window into Mediterranean climatic variability during a low-eccentricity interglacial. *Quaternary Science Reviews* 205, 106–125. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.008>
- North Greenland Ice Core Project members, 2004. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature* 431, 147–151. <https://doi.org/10.1038/nature02805>
- Novello, V.F., Cruz, F.W., Vuille, M., Stríkis, N.M., Edwards, R.L., Cheng, H., Emerick, S., de Paula, M.S., Li, X., Barreto, E. de S., Karmann, I., Santos, R.V., 2017. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. *Sci Rep* 7, 44267. <https://doi.org/10.1038/srep44267>
- Obrochta, S.P., Miyahara, H., Yokoyama, Y., Crowley, T.J., 2012. A re-examination of evidence for the North Atlantic “1500-year cycle” at Site 609. *Quaternary Science Reviews* 55, 23–33. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.008>
- Oksanen, J., Blanchet, F.G., Friendly, M., Kindt, R., Legendre, P., McGlenn, D., Minchin, P.R., O’Hara, R.B., Simpson, G.L., Solymos, P., Stevens, M.H.H., Szoecs, E., Wagner, H., 2018. *vegan: Community Ecology Package*.
- Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Tomas, R.A., Albani, S., Bartlein, P.J., Mahowald, N.M., Shafer, S.L., Kluzek, E., Lawrence, P.J., Leguy, G., Rothstein, M., Sommers, A.N., 2020. A Comparison of the CMIP6 midHolocene and lig127k Simulations in CESM2. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 35, e2020PA003957. <https://doi.org/10.1029/2020PA003957>
- Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Zhao, A., Brierley, C.M., Axford, Y., Capron, E., Govin, A., Hoffman, J.S., Isaacs, E., Kageyama, M., Scussolini, P., Tzedakis, P.C., Williams, C.J.R., Wolff, E., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Ramos Buarque, S., Cao, J., de Vernal, A., Guarino, M.V., Guo, C., LeGrande, A.N., Lohmann, G., Meissner, K.J., Menviel, L., Morozova, P.A., Nisancioglu, K.H., O’ishi, R., Salas y Mélia, D., Shi, X., Sicard, M., Sime, L., Stepanek, C., Tomas, R., Volodin, E., Yeung, N.K.H., Zhang, Q., Zhang, Z., Zheng, W., 2021. Large-scale features of Last Interglacial climate: results from evaluating the LIG127 simulations for the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6)–Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP4). *Clim. Past* 17, 63–94. <https://doi.org/10.5194/cp-17-63-2021>
- Otto-Bliesner, B.L., Russell, J.M., Clark, P.U., Liu, Z., Overpeck, J.T., Konecky, B., deMenocal, P., Nicholson, S.E., He, F., Lu, Z., 2014. Coherent changes of southeastern equatorial and northern African rainfall during the last deglaciation. *Science* 346, 1223–1227. <https://doi.org/10.1126/science.1259531>
- Paik, S., Min, S.-K., 2018. Assessing the Impact of Volcanic Eruptions on Climate Extremes Using CMIP5 Models. *Journal of Climate* 31, 5333–5349. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0651.1>



- Paik, S., Min, S.-K., Iles, C.E., Fischer, E.M., Schurer, A.P., 2020. Volcanic-induced global monsoon drying modulated by diverse El Niño responses. *Science advances* 6, eaba1212.
- Panda, D., Kumar, A., Mohanty, S., 2011. Recent trends in sediment load of the tropical (Peninsular) river basins of India. *Global and Planetary Change - GLOBAL PLANET CHANGE* 75, 108–118. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.10.012>
- Pascal, J.P., 1991. Floristic composition and distribution of evergreen forests in the Western Ghats, India 17.
- Pascal, J.-P., 1986. Explanatory Booklet on the Forest Map of South India. Sheets: Belgaum-Dharwar-Panaji, Shimoga, Mercara-Mysore. Institut français de Pondichery.
- Past Interglacials Working Group of PAGES, 2016. Interglacials of the last 800,000 years: Interglacials of the Last 800,000 Years. *Rev. Geophys.* 54, 162–219. <https://doi.org/10.1002/2015RG000482>
- Pathak, A., Ghosh, S., Martinez, J.A., Dominguez, F., Kumar, P., 2017. Role of oceanic and land moisture sources and transport in the seasonal and interannual variability of summer monsoon in India. *Journal of Climate* 30, 1839–1859.
- Paul, S., Ghosh, S., Oglesby, R., Pathak, A., Chandrasekharan, A., Ramsankaran, R., 2016. Weakening of Indian Summer Monsoon Rainfall due to Changes in Land Use Land Cover. *Sci Rep* 6, 32177. <https://doi.org/10.1038/srep32177>
- Pausata, F.S.R., Battisti, D.S., Nisancioglu, K.H., Bitz, C.M., 2011. Chinese stalagmite  $\delta^{18}\text{O}$  controlled by changes in the Indian monsoon during a simulated Heinrich event. *Nature Geoscience* 4, 474–480. <https://doi.org/10.1038/ngeo1169>
- Phillips, S.C., Johnson, J.E., Giosan, L., Rose, K., 2014. Monsoon-influenced variation in productivity and lithogenic sediment flux since 110 ka in the offshore Mahanadi Basin, northern Bay of Bengal. *Marine and Petroleum Geology* 58, 502–525. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.05.007>
- Pichevin, L., Bard, E., Martinez, P., Billy, I., 2007. Evidence of ventilation changes in the Arabian Sea during the late Quaternary: Implication for denitrification and nitrous oxide emission. *Global Biogeochemical Cycles* 21. <https://doi.org/10.1029/2006GB002852>
- Ponton, C., 2012. Aridification of the Indian subcontinent during the Holocene : implications for landscape evolution, sedimentation, carbon cycle, and human civilizations. Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA.
- Ponton, C., Giosan, L., Eglinton, T.I., Fuller, D.Q., Johnson, J.E., Kumar, P., Collett, T.S., 2012. Holocene aridification of India: HOLOCENE ARIDIFICATION OF INDIA. *Geophysical Research Letters* 39, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GL050722>

- Pope, V.D., Gallani, M.L., Rowntree, P.R., Stratton, R.A., 2000. The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3. *Climate Dynamics* 16, 123–146. <https://doi.org/10.1007/s003820050009>
- Porter, S.C., Zhisheng, A., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature* 375, 305–308. <https://doi.org/10.1038/375305a0>
- Prasad, S., Anoop, A., Riedel, N., Sarkar, S., Menzel, P., Basavaiah, N., Krishnan, R., Fuller, D., Plessen, B., Gaye, B., Röhl, U., Wilkes, H., Sachse, D., Sawant, R., Wiesner, M.G., Stebich, M., 2014. Prolonged monsoon droughts and links to Indo-Pacific warm pool: A Holocene record from Lonar Lake, central India. *Earth and Planetary Science Letters* 391, 171–182. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.043>
- Prasad, V., Farooqui, A., Sharma, A., Phartiyal, B., Chakraborty, S., Bhandari, S., Raj, R., Singh, A., 2014. Mid–late Holocene monsoonal variations from mainland Gujarat, India: A multi-proxy study for evaluating climate culture relationship. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 397, 38–51. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.05.025>
- Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature* 360, 647–652. <https://doi.org/10.1038/360647a0>
- Prell, W.L., Kutzbach, J.E., 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *J. Geophys. Res.* 92, 8411. <https://doi.org/10.1029/JD092iD07p08411>
- Prentice, C., 1988. Records of vegetation in time and space: the principles of pollen analysis, in: *Vegetation History*. Springer, pp. 17–42.
- Prentice, I.C., Cramer, W., Harrison, S.P., Leemans, R., Monserud, R.A., Solomon, A.M., 1992. Special Paper: A Global Biome Model Based on Plant Physiology and Dominance, Soil Properties and Climate. *Journal of Biogeography* 19, 117. <https://doi.org/10.2307/2845499>
- Prokopenko, A.A., Hinnov, L.A., Williams, D.F., Kuzmin, M.I., 2006. Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: a complete astronomically tuned climatic record from Lake Baikal, SE Siberia. *Quaternary Science Reviews* 25, 3431–3457. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.10.002>
- Quamar, M.F., Bera, S.K., 2020. Pollen records of vegetation dynamics, climate change and ISM variability since the LGM from Chhattisgarh State, central India. *Review of Palaeobotany and Palynology* 278, 104237. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104237>
- Quamar, M.F., Bera, S.K., 2017. Do the common natural pollen trapping media behave similarly? A comparative study of modern palynoassemblages from Chhattisgarh, central India. *Quaternary International* 444, 217–226. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.04.041>

- Quamar, M.F., Bera, S.K., 2015. Pollen records related to vegetation and climate change from northern Chhattisgarh, central India during the late Quaternary. *Palynology* 41, 17–30. <https://doi.org/10.1080/01916122.2015.1077172>
- Quamar, M.F., Bera, S.K., 2014a. Modern pollen–vegetation relationship in the tropical mixed deciduous forest of the Koriya District in Chhattisgarh, India. *Grana* 54, 45–52. <https://doi.org/10.1080/00173134.2014.946443>
- Quamar, M.F., Bera, S.K., 2014b. Surface pollen and its relationship with modern vegetation in tropical deciduous forests of southwestern Madhya Pradesh, India: a review. *Palynology* 38, 147–161. <https://doi.org/10.1080/01916122.2013.875491>
- Quamar, M.F., Bera, S.K., 2014c. Vegetation and climate change during mid and late Holocene in northern Chhattisgarh (central India) inferred from pollen records. *Quaternary International* 349, 357–366. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.039>
- Quamar, M.F., Chauhan, M.S., 2014. Signals of Medieval Warm Period and Little Ice Age from southwestern Madhya Pradesh (India): A pollen-inferred Late-Holocene vegetation and climate change. *Quaternary International* 325, 74–82. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.07.011>
- Quamar, M.F., Chauhan, M.S., 2012. Modern pollen assemblages from teak (*Tectona grandis* Linn. F.) dominated tropical deciduous forest in southwestern Madhya Pradesh, India 9.
- Quamar, M.F., Chauhan, M.S., 2012. Late Quaternary vegetation, climate as well as lake-level changes and human occupation from Nitaya area in Hoshangabad District, southwestern Madhya Pradesh (India), based on pollen evidence. *Quaternary International* 263, 104–113. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.01.001>
- Quamar, M.F., Kar, R., 2022. Agricultural practices in India during the Holocene: A pollen view point and a critical appraisal. *The Holocene* 09596836221114286. <https://doi.org/10.1177/09596836221114286>
- Quamar, M.F., Kar, R., 2020. Prolonged warming over the last ca. 11,700 cal years from the central Indian Core Monsoon Zone: Pollen evidence and a synoptic overview. *Review of Palaeobotany and Palynology* 276, 104159. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2020.104159>
- Quamar, M.F., Kar, R., 2019. Modern pollen dispersal studies in India: a detailed synthesis and review. *Palynology* 44, 217–236. <https://doi.org/10.1080/01916122.2018.1557274>
- Quamar, M.F., Nautiyal, C.M., 2017. Mid-Holocene pollen records from southwestern Madhya Pradesh, central India, and their palaeoclimatic significance. *Palynology* 41, 401–411.
- R Core Team, 2019. R: A Language and Environment for Statistical Computing.

- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews* 111, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Raman, C.V., Reddy, K.S.N., 2001. Sediment dispersal pattern off the Mahanadi-Nagavali continental shelf, northwest Bay of Bengal. *JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF INDIA* 58, 123–133.
- Rao, M.S., 1964. Some aspects of continental shelf sediments off the east coast of India. *Marine Geology* 1, 59–87.
- Rashid, H., England, E., Thompson, L., Polyak, L., 2011. Late Glacial to Holocene Indian Summer Monsoon Variability Based upon Sediment Records Taken from the Bay of Bengal. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 22, 215–228. [https://doi.org/10.3319/TAO.2010.09.17.02\(TibXS\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2010.09.17.02(TibXS))
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga, P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Ratnam, J., Sheth, C., Sankaran, M., 2019. African and Asian Savannas: Comparisons of Vegetation Composition and Drivers of Vegetation Structure and Function. pp. 25–49. <https://doi.org/10.1002/9781119081111.ch2>
- Ratnam, J., Tomlinson, K.W., Rasquinha, D.N., Sankaran, M., 2016. Savannas of Asia: antiquity, biogeography, and an uncertain future. *Phil. Trans. R. Soc. B* 371, 20150305. <https://doi.org/10.1098/rstb.2015.0305>
- Rawat, G.S., 2017. 12 The Himalayan Vegetation along Horizontal and Vertical Gradients. *Bird migration across the Himalayas: wetland functioning amidst mountains and glaciers* 189.
- Rawat, S., Gupta, A.K., Sangode, S.J., Srivastava, P., Nainwal, H.C., 2015. Late Pleistocene–Holocene vegetation and Indian summer monsoon record from the Lahaul, Northwest Himalaya, India. *Quaternary Science Reviews* 114, 167–181. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.032>
- Regattieri, E., Giaccio, B., Mannella, G., Zanchetta, G., Nomade, S., Tognarelli, A., Perchiazzi, N., Vogel, H., Boschi, C., Drysdale, R.N., Wagner, B., Gemelli, M., Tzedakis, P., 2019. Frequency and dynamics of millennial-scale variability during Marine Isotope Stage 19: Insights from the Sulmona Basin (central Italy). *Quaternary Science Reviews* 214, 28–43. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.04.024>

- Reichart, G.J., Lourens, L.J., Zachariasse, W.J., 1998. Temporal variability in the northern Arabian Sea oxygen minimum zone (OMZ) during the last 225,000 years. *Paleoceanography* 13, 607–621. <https://doi.org/10.1029/98PA02203>
- Reille, M., 1990. *Leçons de palynologie & d'analyses polliniques*.
- Revel, M., Ducassou, E., Grousset, F.E., Bernasconi, S.M., Migeon, S., Revillon, S., Mascle, J., Murat, A., Zaragosi, S., Bosch, D., 2010. 100,000 Years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin. *Quaternary Science Reviews* 29, 1342–1362. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.006>
- Riedel, N., Fuller, D.Q., Marwan, N., Poretschkin, C., Basavaiah, N., Menzel, P., Ratnam, J., Prasad, S., Sachse, D., Sankaran, M., Sarkar, S., Stebich, M., 2021. Monsoon forced evolution of savanna and the spread of agro-pastoralism in peninsular India. *Sci Rep* 11, 9032. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-88550-8>
- Ruan, Y., Mohtadi, M., van der Kaars, S., Dupont, L.M., Hebbeln, D., Schefuß, E., 2019. Differential hydro-climatic evolution of East Javanese ecosystems over the past 22,000 years. *Quaternary Science Reviews* 218, 49–60.
- Ruddiman, W.F., 2007. The early anthropogenic hypothesis: Challenges and responses. *Reviews of Geophysics* 45.
- Ruddiman, W.F., 2006. What is the timing of orbital-scale monsoon changes? *Quaternary Science Reviews* 25, 657–658. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.02.004>
- Ruddiman, W.F., 2001. *Earth's climate: past and future*, Third edition. ed. W.H. Freeman and Company, New York.
- Saatchi, S.S., Harris, N.L., Brown, S., Lefsky, M., Mitchard, E.T., Salas, W., Zutta, B.R., Buermann, W., Lewis, S.L., Hagen, S., 2011. Benchmark map of forest carbon stocks in tropical regions across three continents. *Proceedings of the national academy of sciences* 108, 9899–9904.
- Sachs, H.M., Webb III, T., Clark, D.R., 1977. Paleocological transfer functions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 5, 159–178.
- Sachse, D., Billault, I., Bowen, G.J., Chikaraishi, Y., Dawson, T.E., Feakins, S.J., Freeman, K.H., Magill, C.R., McInerney, F.A., van der Meer, M.T.J., Polissar, P., Robins, R.J., Sachs, J.P., Schmidt, H.-L., Sessions, A.L., White, J.W.C., West, J.B., Kahmen, A., 2012. Molecular Paleohydrology: Interpreting the Hydrogen-Isotopic Composition of Lipid Biomarkers from Photosynthesizing Organisms. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 40, 221–249. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-042711-105535>
- Saintilan, N., Khan, N.S., Ashe, E., Kelleway, J.J., Rogers, K., Woodroffe, C.D., Horton, B.P., 2020. Thresholds of mangrove survival under rapid sea level rise. *Science* 368, 1118–1121. <https://doi.org/10.1126/science.aba2656>

- Sanchez Goñi, M.F., 2022. Pollen: A Key Tool for Understanding Climate, Vegetation, and Human Evolution, in: *Progress in Botany*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. [https://doi.org/10.1007/124\\_2022\\_63](https://doi.org/10.1007/124_2022_63)
- Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Fletcher, W.J., Morales-Molino, C., Naughton, F., Oliveira, D., Urrego, D.H., Zorzi, C., 2018. Pollen from the Deep-Sea: A Breakthrough in the Mystery of the Ice Ages. *Front. Plant Sci.* 9, 38. <https://doi.org/10.3389/fpls.2018.00038>
- Sánchez Goñi, M.F., Rodrigues, T., Hodell, D.A., Polanco-Martínez, J.M., Alonso-García, M., Hernández-Almeida, I., Desprat, S., Ferretti, P., 2016. Tropically-driven climate shifts in southwestern Europe during MIS 19, a low eccentricity interglacial. *Earth and Planetary Science Letters* 448, 81–93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.018>
- Sangster, A.G., Dale, H.M., 1964. Pollen grain preservation of underrepresented species in fossil spectra. *Canadian Journal of Botany* 42, 437–449.
- Sarkar, A., Ramesh, R., Somayajulu, B.L.K., Agnihotri, R., Jull, A.J.T., Burr, G.S., 2000. High resolution Holocene monsoon record from the eastern Arabian Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 177, 209–218. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00053-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00053-4)
- Sarkar, S., Prasad, S., Wilkes, H., Riedel, N., Stebich, M., Basavaiah, N., Sachse, D., 2015. Monsoon source shifts during the drying mid-Holocene: Biomarker isotope based evidence from the core ‘monsoon zone’ (CMZ) of India. *Quaternary Science Reviews* 123, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.020>
- Sati, S.P., Ali, S.N., Rana, N., Bhattacharya, F., Bhushan, R., Shukla, A.D., Sundriyal, Y., Juyal, N., 2014. Timing and extent of Holocene glaciations in the monsoon dominated Dunagiri valley (Bangni glacier), Central Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Sciences* 91, 125–136. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.05.008>
- Saxena, A., Trivedi, A., Chauhan, M.S., Sharma, A., 2015. Holocene vegetation and climate change in Central Ganga Plain: A study based on multiproxy records from Chaudhary-Ka-Tal, Raebareli District, Uttar Pradesh, India. *Quaternary International* 371, 164–174. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.01.041>
- Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H., Stocker, T.F., 2010. Glacial–interglacial and millennial-scale variations in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 800,000 years. *Quaternary Science Reviews* 29, 182–192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.03.011>
- Schneider, B., Schneider, R.R., Wang, Y., Khon, V., 2015. Model-Data Synthesis of Monsoon Amplitudes for the Holocene and Eemian, in: Schulz, M., Paul, A. (Eds.), *Integrated Analysis of Interglacial Climate Dynamics (INTERDYNAMIC)*, SpringerBriefs in Earth System Sciences. Springer International Publishing, Cham, pp. 89–95. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-00693-2\\_15](https://doi.org/10.1007/978-3-319-00693-2_15)

- Schneider, T., Bischoff, T., Haug, G.H., 2014. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature* 513, 45–53. <https://doi.org/10.1038/nature13636>
- Schott, F.A., McCreary, J.P., 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography* 51, 1–123. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(01\)00083-0](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(01)00083-0)
- Schott, F.A., Xie, S.-P., McCreary, J.P., 2009. Indian Ocean circulation and climate variability. *Reviews of Geophysics* 47. <https://doi.org/10.1029/2007RG000245>
- Schüler, L., Hemp, A., 2016. Atlas of pollen and spores and their parent taxa of Mt Kilimanjaro and tropical East Africa. *Quaternary International* 425, 301–386. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.07.038>
- Schulte, S., Müller, P., 2001. Variations of sea surface temperature and primary productivity during Heinrich and Dansgaard-Oeschger events in the northeastern Arabian Sea. *Geo-Marine Letters* 21, 168–175. <https://doi.org/10.1007/s003670100080>
- Schulz, H., von Rad, U., Erlenkeuser, H., von Rad, U., 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110,000 years. *Nature* 393, 54–57. <https://doi.org/10.1038/31750>
- Schulz, M., Mudelsee, M., 2002. REDFIT: estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences* 28, 421–426. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(01\)00044-9](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(01)00044-9)
- Scussolini, P., Bakker, P., Guo, C., Stepanek, C., Zhang, Q., Braconnot, P., Cao, J., Guarino, M.-V., Coumou, D., Prange, M., Ward, P.J., Renssen, H., Kageyama, M., Otto-Bliesner, B., Aerts, J.C.J.H., 2019. Agreement between reconstructed and modeled boreal precipitation of the Last Interglacial. *Sci. Adv.* 5, eaax7047. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax7047>
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary research* 3, 39–55.
- Shakun, J.D., Burns, S.J., Fleitmann, D., Kramers, J., Matter, A., Al-Subary, A., 2007. A high-resolution, absolute-dated deglacial speleothem record of Indian Ocean climate from Socotra Island, Yemen. *Earth and Planetary Science Letters* 259, 442–456. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.004>
- Sharma, S., Joachimski, M., Tobschall, H.J., Singh, I.B., Sharma, C., Chauhan, M.S., 2006. Correlative evidence of monsoon variability, vegetation change and human inhabitation in Sanai Lake deposit: Ganga Plain, India. *Current Science* 90, 973–978.
- Shi, Z.G., Liu, X.D., Sun, Y.B., An, Z.S., Liu, Z., Kutzbach, J., 2011. Distinct responses of East Asian summer and winter monsoons to astronomical forcing. *Climate of the Past* 7, 1363–1370. <https://doi.org/10.5194/cp-7-1363-2011>

- Silveira, F.A.O., Barbosa, M., Beiroz, W., Callisto, M., Macedo, D.R., Morellato, L.P.C., Neves, F.S., Nunes, Y.R.F., Solar, R.R., Fernandes, G.W., 2019. Tropical mountains as natural laboratories to study global changes: A long-term ecological research project in a megadiverse biodiversity hotspot. *Perspectives in Plant Ecology, Evolution and Systematics* 38, 64–73. <https://doi.org/10.1016/j.ppees.2019.04.001>
- Singh, G., Chopra, S.K., Singh, A.B., 1973. Pollen-rain from the vegetation of north-west india. *New Phytol* 72, 191–206. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1973.tb02025.x>
- Sinha, A., Cannariato, K.G., Stott, L.D., Li, H.-C., You, C.-F., Cheng, H., Edwards, R.L., Singh, I.B., 2005. Variability of Southwest Indian summer monsoon precipitation during the Bølling-Ållerød. *Geology* 33, 813. <https://doi.org/10.1130/G21498.1>
- Sirocko, F., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Lange, H., Arnold, M., Duplessy, J.C., 1993. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24,000 years. *Nature* 364, 322–324. <https://doi.org/10.1038/364322a0>
- Skinner, L.C., Shackleton, N.J., 2005. An Atlantic lead over Pacific deep-water change across Termination I: implications for the application of the marine isotope stage stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 24, 571–580. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.11.008>
- Somboon, J.R.P., 1990. Palynological study of mangrove and marine sediments of the Gulf of Thailand. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences* 4, 85–97.
- Soon, W., Velasco Herrera, V.M., Selvaraj, K., Traversi, R., Usoskin, I., Chen, C.-T.A., Lou, J.-Y., Kao, S.-J., Carter, R.M., Pipin, V., Severi, M., Becagli, S., 2014. A review of Holocene solar-linked climatic variation on centennial to millennial timescales: Physical processes, interpretative frameworks and a new multiple cross-wavelet transform algorithm. *Earth-Science Reviews* 134, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.03.003>
- Sperber, K.R., Annamalai, H., Kang, I.-S., Kitoh, A., Moise, A., Turner, A., Wang, B., Zhou, T., 2013. The Asian summer monsoon: an intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century. *Clim Dyn* 41, 2711–2744. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1607-6>
- Spieksma, F.Th.M., Corden, J.M., Detandt, M., Millington, W.M., Nikkels, H., Nolard, N., Schoenmakers, C.H.H., Wachter, R., de Weger, L.A., Willems, R., Emberlin, J., 2003. Quantitative trends in annual totals of five common airborne pollen types (*Betula*, *Quercus*, *Poaceae*, *Urtica*, and *Artemisia*), at five pollen-monitoring stations in western Europe. *Aerobiologia* 19, 171–184. <https://doi.org/10.1023/B:AERO.0000006528.37447.15>
- Srivastava, J., Farooqui, A., 2017. Holocene climate and relative sea level changes in Cauvery river delta, india based on pollen and sedimentary records 13.
- Su, Q., Lyu, A., Wu, Z., Yin, Q., 2023. Diverse response of global terrestrial vegetation to astronomical forcing and CO<sub>2</sub> during the MIS-11 and MIS-13 interglacials. *Climate Dynamics* 60, 375–392.



- Suganuma, Y., Haneda, Y., Kameo, K., Kubota, Y., Hayashi, H., Itaki, T., Okuda, M., Head, M., J., Sugaya, M., Nakazato, H., Igarashi, A., Shikoku, K., Hongo, M., Watanabe, M., Satoguchi, Y., Takeshita, Y., Nishida, N., Izumi, K., Kawamura, K., Kawamata, M., Okuno, J., Yoshida, T., Ogitsu, I., Yabusaki, H., Okada, M., 2018. Paleoclimatic and paleoceanographic records through Marine Isotope Stage 19 at the Chiba composite section, central Japan: A key reference for the Early–Middle Pleistocene Subseries boundary. *Quaternary Science Reviews* 191, 406–430. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.04.022>
- Suganuma, Y., Okada, M., Head, M.J., Kameo, K., Haneda, Y., Hayashi, H., Irizuki, T., Itaki, T., Izumi, K., Kubota, Y., Nakazato, H., Nishida, N., Okuda, M., Satoguchi, Y., Simon, Q., Takeshita, Y., 2021. Formal ratification of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Chibanian Stage and Middle Pleistocene Subseries of the Quaternary System: the Chiba Section, Japan <sup>†</sup>. *Episodes* 44, 317–347. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2020/020080>
- Surendran, S., Gadgil, S., Rajendran, K., Varghese, S.J., Kitoh, A., 2019. Monsoon rainfall over India in June and link with northwest tropical pacific: June ISMR and link with northwest tropical pacific. *Theoretical and Applied Climatology* 135, 1195–1213. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2440-6>
- Tabor, C.R., Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Nusbaumer, J., Zhu, J., Erb, M.P., Wong, T.E., Liu, Z., Noone, D., 2018. Interpreting Precession-Driven  $\delta^{18}\text{O}$  Variability in the South Asian Monsoon Region. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 123, 5927–5946. <https://doi.org/10.1029/2018JD028424>
- Tang, L., Mao, L., Shu, J., Li, C., Shen, C., Zhou, Z. (Eds.), 2020. *Atlas of Quaternary Pollen and Spores in China*. Springer Singapore, Singapore.
- Thanikaimoni, G., 1987. *Mangrove palynology*, Travaux de la Section scientifique et technique. Institut français de Pondichéry. UNDP/UNESCO Regional Project on Training and Research on Mangrove Ecosystems, RAS/79/002.
- Thirumalai, K., Quinn, T.M., Marino, G., 2016. Constraining past seawater  $\delta^{18}\text{O}$  and temperature records developed from foraminiferal geochemistry. *Paleoceanography* 31, 1409–1422. <https://doi.org/10.1002/2016PA002970>
- Thomas, S., Palmer, M., 2007. The montane grasslands of the Western Ghats, India: Community ecology and conservation. *Community Ecology* 8, 67–73. <https://doi.org/10.1556/ComEc.8.2007.1.9>
- Tierney, J.E., deMenocal, P.B., 2013. Abrupt Shifts in Horn of Africa Hydroclimate Since the Last Glacial Maximum. *Science* 342, 843–846. <https://doi.org/10.1126/science.1240411>

- Tierney, J.E., Pausata, F.S.R., deMenocal, P., 2016. Deglacial Indian monsoon failure and North Atlantic stadials linked by Indian Ocean surface cooling. *Nature Geoscience* 9, 46–50. <https://doi.org/10.1038/ngeo2603>
- Tissot, C., Chikhi, H., Nayar, T.S., 1994. Pollen of wet evergreen forests of the Western Ghats, India, Publications du département d'écologie, no. 35. Institut français de Pondichéry, Travaux de la section Scientifique et Technique.
- Tjallingii, R., Claussen, M., Stuut, J.-B.W., Fohlmeister, J., Jahn, A., Bickert, T., Lamy, F., Röhl, U., 2008. Coherent high- and low-latitude control of the northwest African hydrological balance. *Nature Geosci* 1, 670–675. <https://doi.org/10.1038/ngeo289>
- Tomlinson, P.B., Primack, R.B., Bunt, J.S., 1979. Preliminary observations on floral biology in mangrove Rhizophoraceae. *Biotropica* 256–277.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 79, 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)
- Toti, F., Bertini, A., Girone, A., Marino, M., Maiorano, P., Bassinot, F., Combourieu-Nebout, N., Nomade, S., Bucciati, A., 2020. Marine and terrestrial climate variability in the western Mediterranean Sea during marine isotope stages 20 and 19.
- Traverse, A., 2007. *Paleopalynology*. Springer Science & Business Media.
- Trenberth, K.E., Stepaniak, D.P., Caron, J.M., 2000. The Global Monsoon as Seen through the Divergent Atmospheric Circulation. *J. Climate* 13, 3969–3993. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<3969:TGMAST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<3969:TGMAST>2.0.CO;2)
- Tripathi, D., Chauhan, D.K., Farooqui, A., Kotlia, B.S., Thakur, B., Morthekai, P., Long, T., Chauhan, M.S., Pokharia, A.K., 2017. Late Quaternary climatic variability in the Central Ganga Plain: A multiproxy record from Karela Jheel (Lake). *Quaternary International* 443, 70–85. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.033>
- Tripathi, S., Basumatary, S.K., Singh, V.K., Bera, S.K., Nautiyal, C.M., Thakur, B., 2014. Palaeovegetation and climate oscillation of western Odisha, India: A pollen data-based synthesis for the Mid-Late Holocene. *Quaternary International* 325, 83–92. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.12.005>
- Tripathi, S., Thakur, B., Nautiyal, C.M., Bera, S.K., 2020. Floristic and climatic reconstruction in the Indo-Burma region for the last 13,000 cal. yr: A palynological interpretation from the endangered wetlands of Assam, northeast India. *The Holocene* 30, 315–331. <https://doi.org/10.1177/0959683619883030>
- Trivedi, A., Chauhan, M.S., Sharma, A., Nautiyal, C.M., Tiwari, D.P., 2013. Record of vegetation and climate during Late Pleistocene–Holocene in Central Ganga Plain, based on multiproxy data

- from Jalesar Lake, Uttar Pradesh, India. *Quaternary International* 306, 97–106. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.04.010>
- Troup, R.S., 1921. *The silviculture of Indian trees*. Clarendon Press.
- Turner, A.G., Annamalai, H., 2012. Climate change and the South Asian summer monsoon. *Nature Climate Change* 2, 587–595. <https://doi.org/10.1038/nclimate1495>
- Turon, J.-L., 1984. Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature* 309, 673–676.
- Tzedakis, P.C., Channell, J.E.T., Hodell, D.A., Kleiven, H.F., Skinner, L.C., 2012. Determining the natural length of the current interglacial. *Nature Geosci* 5, 138–141. <https://doi.org/10.1038/ngeo1358>
- Tzedakis, P.C., Raynaud, D., McManus, J.F., Berger, A., Brovkin, V., Kiefer, T., 2009. Interglacial diversity. *Nature Geosci* 2, 751–755. <https://doi.org/10.1038/ngeo660>
- Ueda, H., Iwai, A., Kuwako, K., Hori, M.E., 2006. Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2005GL025336>
- Van Campo, E., 1986. Monsoon Fluctuations in Two 20,000-Yr B.P. Oxygen-Isotope/Pollen Records Off Southwest India. *Quaternary Research* 26, 376–388. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(86\)90097-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(86)90097-9)
- Van Campo, E., Bengo, M.D., 2004. Mangrove palynology in recent marine sediments off Cameroon. *Marine Geology* 208, 315–330. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.04.014>
- van der Kaars, S., De Deckker, P., 2003. Pollen distribution in marine surface sediments offshore Western Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology* 124, 113–129.
- Van Der Sleen, P., Groenendijk, P., Vlam, M., Anten, N.P., Boom, A., Bongers, F., Pons, T.L., Terburg, G., Zuidema, P.A., 2015. No growth stimulation of tropical trees by 150 years of CO<sub>2</sub> fertilization but water-use efficiency increased. *Nature geoscience* 8, 24–28.
- Vasanthy, G., 1988. Pollen analysis of late quaternary sediments: Evolution of upland savanna in Sandynallah (Nilgiris, South India). *Review of Palaeobotany and Palynology* 55, 175–192. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(88\)90084-X](https://doi.org/10.1016/0034-6667(88)90084-X)
- Vasanthy, G., 1976. *Pollens des montagnes du sud de l'Inde*, Travaux de la Section scientifique et technique. Institut français de Pondichéry.
- Vavrus, S.J., He, F., Kutzbach, J.E., Ruddiman, W.F., Tzedakis, P.C., 2018. Glacial Inception in Marine Isotope Stage 19: An Orbital Analog for a Natural Holocene Climate. *Sci Rep* 8, 10213. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-28419-5>

- Vincens, A., Garcin, Y., Buchet, G., 2007. Influence of rainfall seasonality on African lowland vegetation during the Late Quaternary: pollen evidence from Lake Masoko, Tanzania. *J Biogeography* 34, 1274–1288. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2007.01698.x>
- Vuorela, I., 1973. Relative pollen rain around cultivated fields.
- Walker, M., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwyna, L., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2018. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/ subseries. *Episodes* 41, 213–223. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2018/018016>
- Wang, B., Clemens, S.C., Liu, P., 2003. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: implications on geologic timescales. *Marine Geology* 201, 5–21. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00196-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00196-8)
- Wang, B., Liu, J., Kim, H.-J., Webster, P.J., Yim, S.-Y., Xiang, B., 2013. Northern Hemisphere summer monsoon intensified by mega-El Nino/southern oscillation and Atlantic multidecadal oscillation. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110, 5347–5352. <https://doi.org/10.1073/pnas.1219405110>
- Wang, B., Xiang, B., Li, J., Webster, P.J., Rajeevan, M.N., Liu, J., Ha, K.-J., 2015. Rethinking Indian monsoon rainfall prediction in the context of recent global warming. *Nat Commun* 6, 7154. <https://doi.org/10.1038/ncomms8154>
- Wang, P., Clemens, S., Beaufort, L., Braconnot, P., Ganssen, G., Jian, Z., Kershaw, P., Sarnthein, M., 2005. Evolution and variability of the Asian monsoon system: state of the art and outstanding issues. *Quaternary Science Reviews* 24, 595–629. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.002>
- Wang, S., Zhang, Y., Ju, W., Chen, J.M., Ciais, P., Cescatti, A., Sardans, J., Janssens, I.A., Wu, M., Berry, J.A., 2020. Recent global decline of CO<sub>2</sub> fertilization effects on vegetation photosynthesis. *Science* 370, 1295–1300.
- Wang, Y., 2005. The Holocene Asian Monsoon: Links to Solar Changes and North Atlantic Climate. *Science* 308, 854–857. <https://doi.org/10.1126/science.1106296>
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature* 451, 1090–3. <https://doi.org/10.1038/nature06692>
- Wang, Y.J., 2001. A High-Resolution Absolute-Dated Late Pleistocene Monsoon Record from Hulu Cave, China. *Science* 294, 2345–2348. <https://doi.org/10.1126/science.1064618>

- Wang, Y.V., Larsen, T., Lauterbach, S., Andersen, N., Blanz, T., Krebs-Kanzow, U., Gierz, P., Schneider, R.R., 2022. Higher sea surface temperature in the Indian Ocean during the Last Interglacial weakened the South Asian monsoon 12.
- Wang, Y.V., Larsen, T., Leduc, G., Andersen, N., Blanz, T., Schneider, R.R., 2013. What does leaf wax  $\delta D$  from a mixed C3/C4 vegetation region tell us? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 111, 128–139. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.10.016>
- Waser, N.M., Price, M.V., 2016. Drought, pollen and nectar availability, and pollination success. *Ecology* 97, 1400–1409. <https://doi.org/10.1890/15-1423.1>
- Watson, L., Dallwitz, M.J., 1992. *The grass genera of the world*. CAB international.
- Weber, S.L., Tuenter, E., 2011. The impact of varying ice sheets and greenhouse gases on the intensity and timing of boreal summer monsoons. *Quaternary Science Reviews* 30, 469–479. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.009>
- Webster, P., 1987. The elementary monsoon. *Monsoons : New York (Wiley)* 3–32.
- Webster, P.J., 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics* 32, 427. <https://doi.org/10.1029/94RG01873>
- Webster, P.J., Magaña, V.O., Palmer, T.N., Shukla, J., Tomas, R.A., Yanai, M., Yasunari, T., 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103, 14451–14510. <https://doi.org/10.1029/97JC02719>
- Weiss, H., Bradley, R.S., 2001. What drives societal collapse? *Science* 291, 609–610.
- Weldeab, S., Lea, D.W., Schneider, R.R., Andersen, N., 2007. 155,000 years of West African monsoon and ocean thermal evolution. *science* 316, 1303–1307.
- Williams, J., Jackson, S., 2003. Palynological and AVHRR observations of modern vegetational gradients in eastern North America. *The Holocene* 134, 485–497. <https://doi.org/10.1191/0959683603hl613rp>
- Wright, A.K., Flower, B.P., 2002. Surface and deep ocean circulation in the subpolar North Atlantic during the mid-Pleistocene revolution. *Paleoceanography* 17, 20-1-20–16. <https://doi.org/10.1029/2002PA000782>
- Yamamoto, M., Clemens, S.C., Seki, O., Tsuchiya, Y., Huang, Y., O'ishi, R., Abe-Ouchi, A., 2022. Increased interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> levels followed the mid-Pleistocene Transition. *Nature Geoscience* 15, 307–313.
- Yang, S., Zheng, Z., Mao, L., Ferguson, D.K., Huang, K., Chen, B., Ranhotra, P.S., 2015. Selected pollen grains from tropical Hainan Island, south China: An identification key to Quaternary pollen. *Review of Palaeobotany and Palynology* 222, 84–103. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.07.011>

- Yin, Q., Berger, A., 2015. Interglacial analogues of the Holocene and its natural near future. *Quaternary Science Reviews* 120, 28–46. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.008>
- Yin, Q.Z., Berger, A., 2012. Individual contribution of insolation and CO<sub>2</sub> to the interglacial climates of the past 800,000 years. *Clim Dyn* 38, 709–724. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1013-5>
- Yin, Q.Z., Wu, Z.P., Berger, A., Goosse, H., Hodell, D., 2021. Insolation triggered abrupt weakening of Atlantic circulation at the end of interglacials 7.
- Yuan, D., 2004. Timing, Duration, and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science* 304, 575–578. <https://doi.org/10.1126/science.1091220>
- Zhang, Brahim, Li, Zhao, Kathayat, Tian, Baker, Wang, Zhang, Ning, Edwards, Cheng, 2019. The Asian Summer Monsoon: Teleconnections and Forcing Mechanisms—A Review from Chinese Speleothem  $\delta^{18}\text{O}$  Records. *Quaternary* 2, 26. <https://doi.org/10.3390/quat2030026>
- Zhang, S., Wang, B., 2008. Global summer monsoon rainy seasons. *Int. J. Climatol.* 28, 1563–1578. <https://doi.org/10.1002/joc.1659>
- Zhang, X., Zheng, Z., Huang, K., Yang, X., Tian, L., 2020. Sensitivity of altitudinal vegetation in southwest China to changes in the Indian summer monsoon during the past 68000 years. *Quaternary Science Reviews* 239, 106359. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106359>
- Zhao, Y., Tzedakis, P.C., Li, Q., Qin, F., Cui, Q., Liang, C., Birks, H.J.B., Liu, Y., Zhang, Z., Ge, J., Zhao, H., Felde, V.A., Deng, C., Cai, M., Li, H., Ren, W., Wei, H., Yang, H., Zhang, J., Yu, Z., Guo, Z., 2020. Evolution of vegetation and climate variability on the Tibetan Plateau over the past 1.74 million years. *Sci. Adv.* 6, eaay6193. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay6193>
- Zheng, Y., Zheng, Z., Tarasov, P., Qian, L., Huang, K., Wei, J., Luo, C., Xu, Q., Lu, H., Luo, Y., 2010. Palynological and satellite-based MODIS observations of modern vegetational gradients in China. *Quaternary International* 218, 190–201. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.11.018>
- Zhu, L., Lü, X., Wang, J., Peng, P., Kasper, T., Daut, G., Haberzettl, T., Frenzel, P., Li, Q., Yang, R., Schwalb, A., Mäusbacher, R., 2015. Climate change on the Tibetan Plateau in response to shifting atmospheric circulation since the LGM. *Scientific Reports* 5. <https://doi.org/10.1038/srep13318>
- Ziegler, M, Lourens, L.J., Tuenter, E., 2010. High Arabian Sea productivity conditions during MIS 13 – odd monsoon event or intensified overturning circulation at the end of the Mid-Pleistocene transition? *Clim. Past* 14.
- Ziegler, Martin, Lourens, L.J., Tuenter, E., Hilgen, F., Reichert, G.-J., Weber, N., 2010. Precession phasing offset between Indian summer monsoon and Arabian Sea productivity linked to changes in Atlantic overturning circulation: ARABIAN SEA PRECESSION PHASING. *Paleoceanography* 25. <https://doi.org/10.1029/2009PA001884>

- Zorzi, C., Desprat, S., Clément, C., Thirumalai, K., Oliviera, D., Anupama, K., Prasad, S., Martinez, P., 2022. When Eastern India Oscillated Between Desert Versus Savannah-Dominated Vegetation. *Geophysical Research Letters* 49, e2022GL099417. <https://doi.org/10.1029/2022GL099417>
- Zorzi, C., Sanchez Goñi, M.F., Anupama, K., Prasad, S., Hanquiez, V., Johnson, J., Giosan, L., 2015a. Indian monsoon variations during three contrasting climatic periods: The Holocene, Heinrich Stadial 2 and the last interglacial–glacial transition. *Quaternary Science Reviews* 125, 50–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.009>
- Zorzi, C., Sanchez Goñi, M.F., Anupama, K., Prasad, S., Hanquiez, V., Johnson, J., Giosan, L., 2015b. SCRIPT Indian monsoon variations during three contrasting climatic periods: The Holocene, Heinrich Stadial 2 and the last interglacial–glacial transition. *Quaternary Science Reviews* 125, 50–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.06.009>
- Zuidema, P.A., Babst, F., Groenendijk, P., Trouet, V., Abiyu, A., Acuña-Soto, R., Adenesky-Filho, E., Alfaro-Sánchez, R., Aragão, J.R.V., Assis-Pereira, G., Bai, X., Barbosa, A.C., Battipaglia, G., Beeckman, H., Botosso, P.C., Bradley, T., Bräuning, A., Brienen, R., Buckley, B.M., Camarero, J.J., Carvalho, A., Ceccantini, G., Centeno-Erguera, L.R., Cerano-Paredes, J., Chávez-Durán, Á.A., Cintra, B.B.L., Cleaveland, M.K., Couralet, C., D'Arrigo, R., del Valle, J.I., Dünisch, O., Enquist, B.J., Esemann-Quadros, K., Eshetu, Z., Fan, Z.-X., Ferrero, M.E., Fichtler, E., Fontana, C., Francisco, K.S., Gebrekirstos, A., Gloor, E., Granato-Souza, D., Haneca, K., Harley, G.L., Heinrich, I., Helle, G., Inga, J.G., Islam, M., Jiang, Y., Kaib, M., Khamisi, Z.H., Koprowski, M., Kruijt, B., Layme, E., Leemans, R., Leffler, A.J., Lisi, C.S., Loader, N.J., Locosselli, G.M., Lopez, L., López-Hernández, M.I., Lousada, J.L.P.C., Mendivelso, H.A., Mokia, M., Montóia, V.R., Moors, E., Nabais, C., Ngoma, J., Nogueira Júnior, F. de C., Oliveira, J.M., Olmedo, G.M., Pagotto, M.A., Panthi, S., Pérez-De-Lis, G., Pucha-Cofrep, D., Pumijumong, N., Rahman, M., Ramirez, J.A., Requena-Rojas, E.J., Ribeiro, A. de S., Robertson, I., Roig, F.A., Rubio-Camacho, E.A., Sass-Klaassen, U., Schöngart, J., Sheppard, P.R., Slotta, F., Speer, J.H., Therrell, M.D., Toirambe, B., Tomazello-Filho, M., Torbenson, M.C.A., Touchan, R., Venegas-González, A., Villalba, R., Villanueva-Diaz, J., Vinya, R., Vlam, M., Wils, T., Zhou, Z.-K., 2022. Tropical tree growth driven by dry-season climate variability. *Nat. Geosci.* 15, 269–276. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-00911-8>





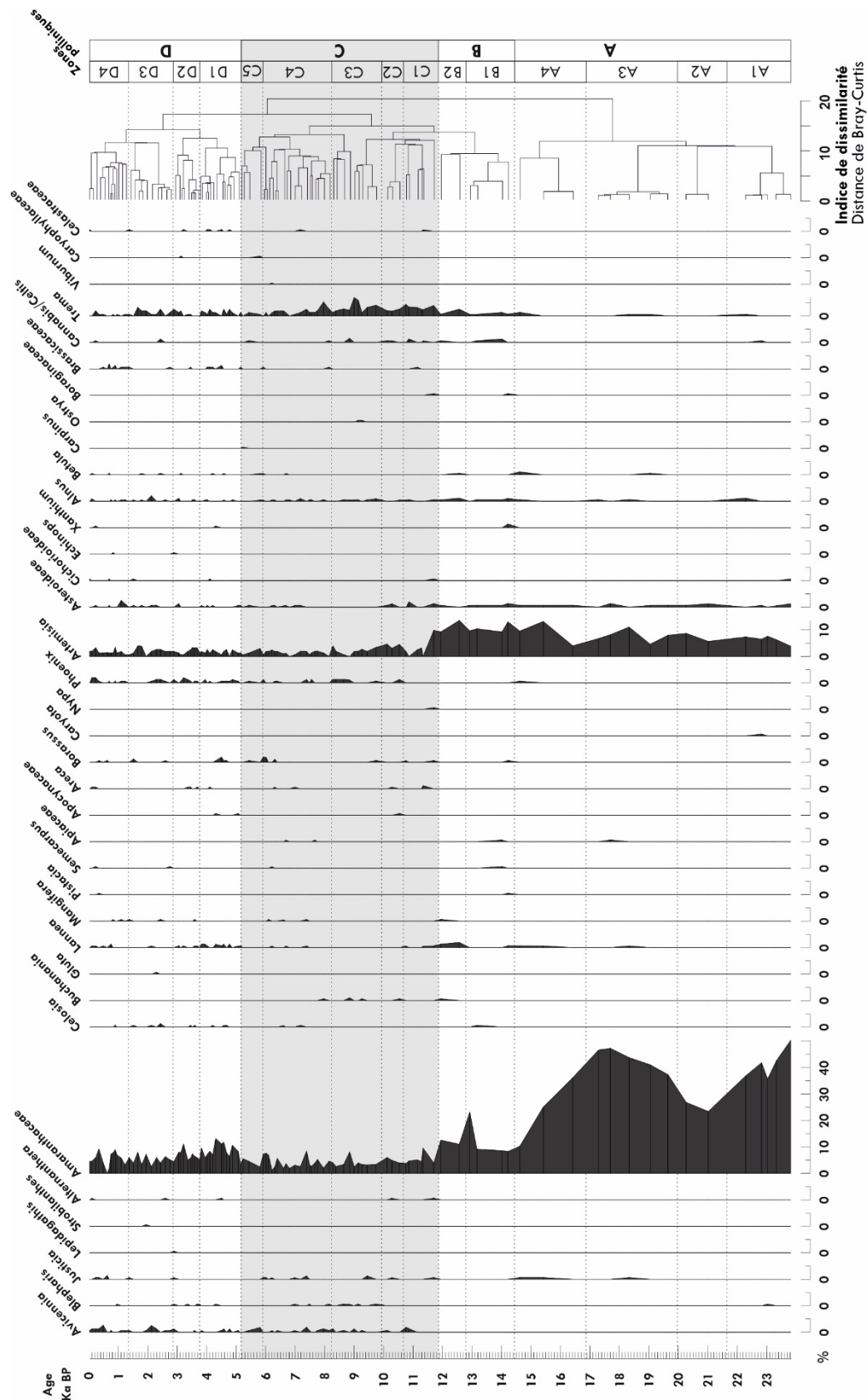
---

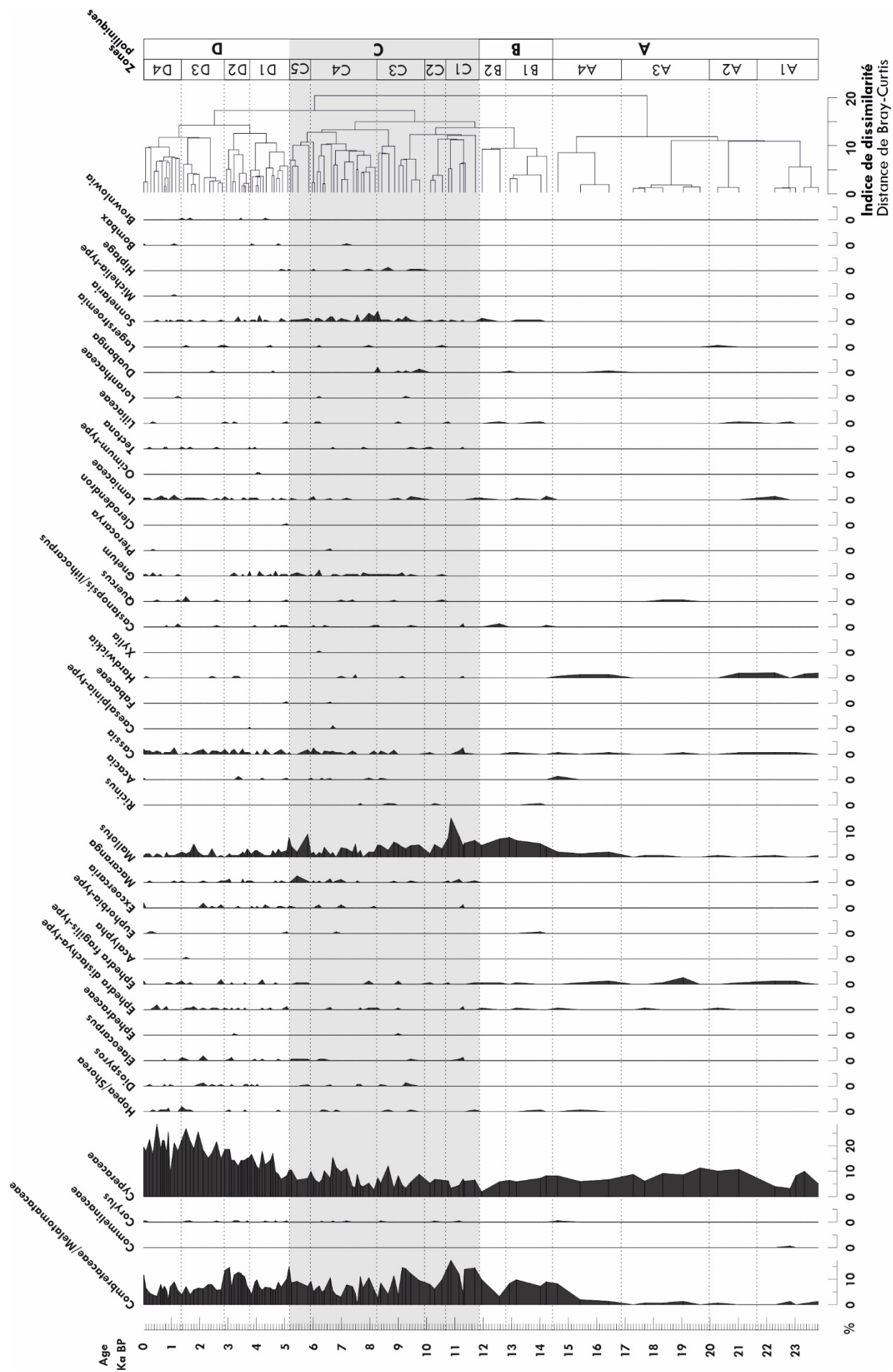
## **Diagrammes polliniques annexes**

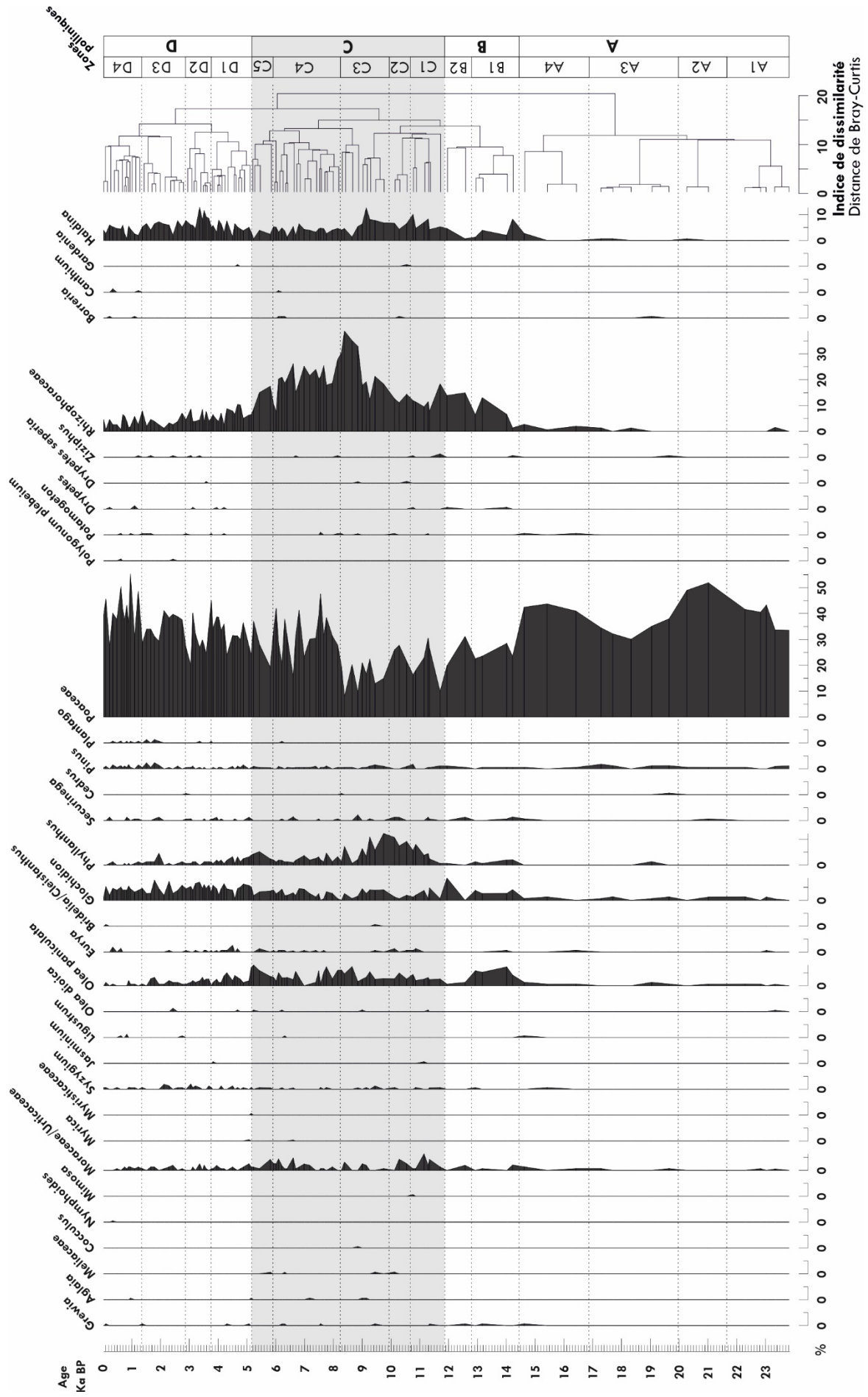
---

# 1. Diagrammes polliniques complets (en pourcentages, en fonction de l'âge du sédiment)

## 1.1. Diagramme des derniers 24 ka

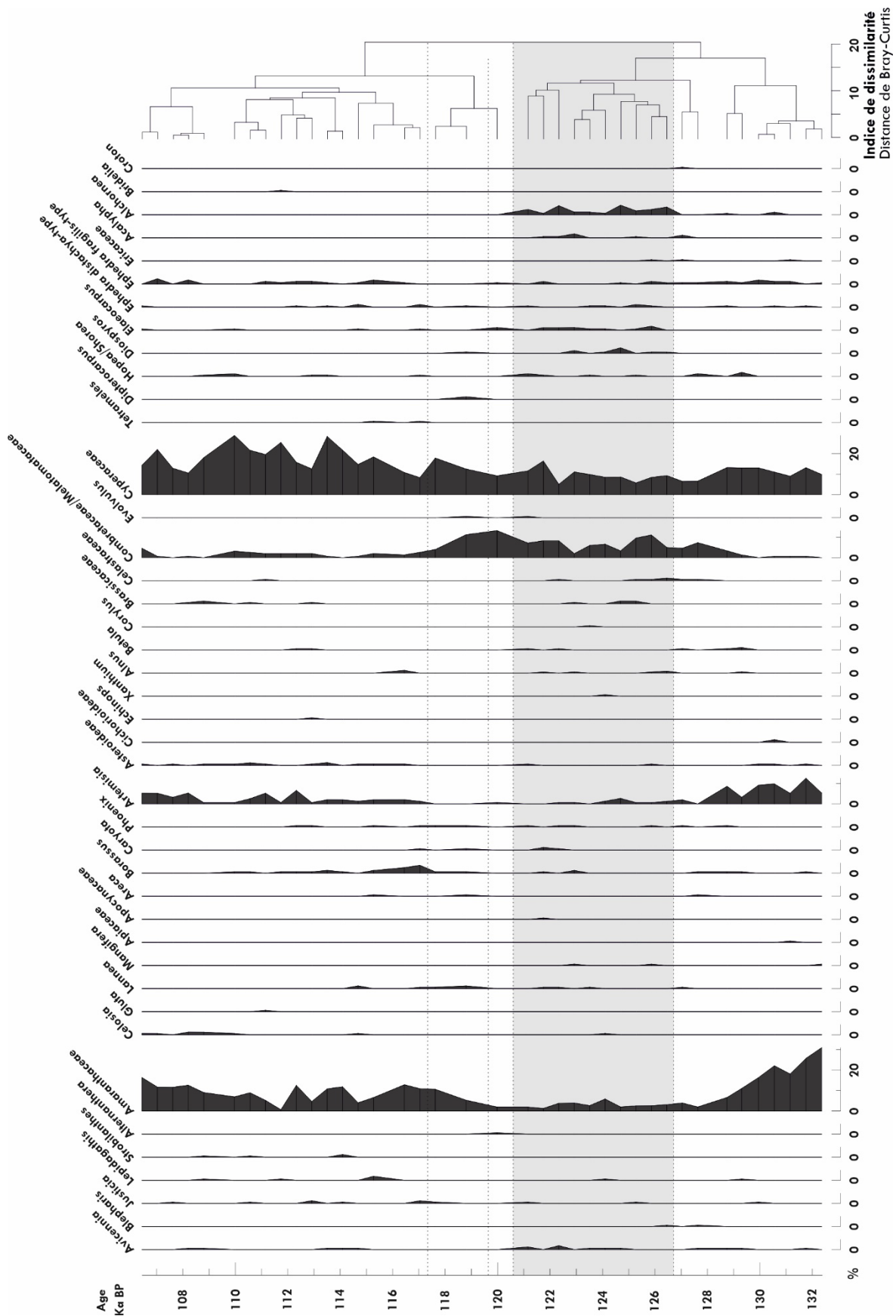




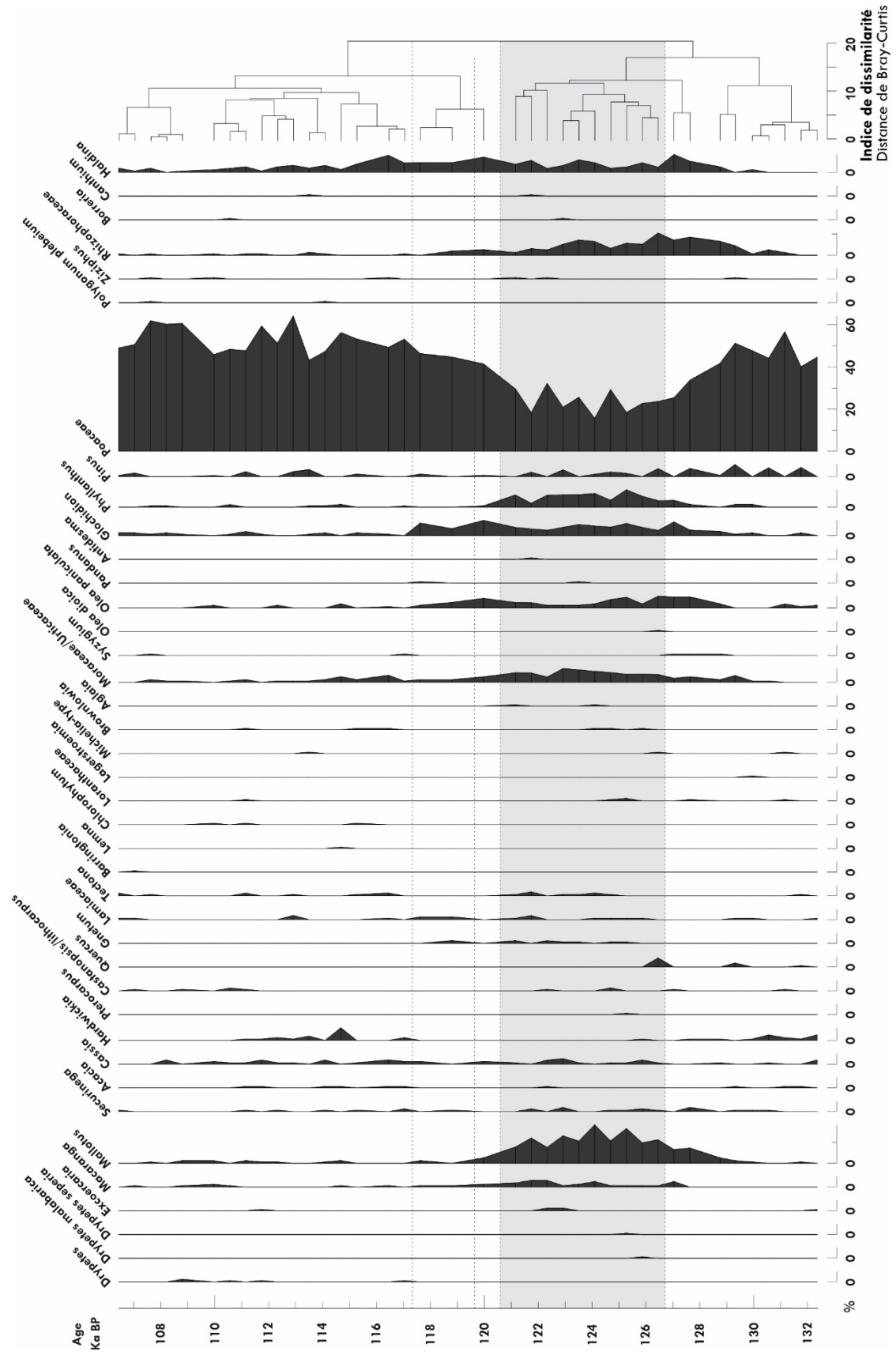




## 1.2. Diagramme de la période entre 135 et 105 ka BP



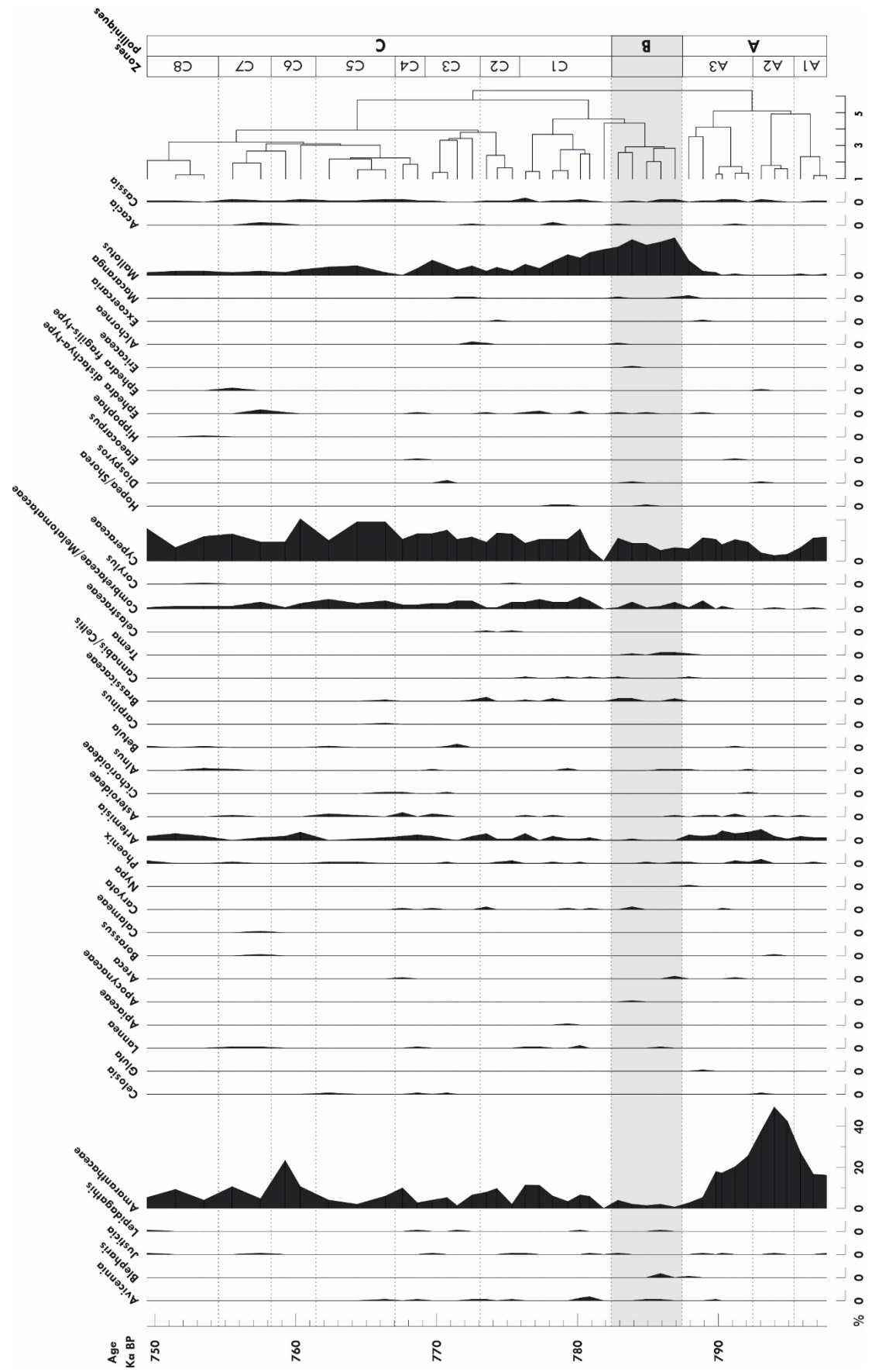


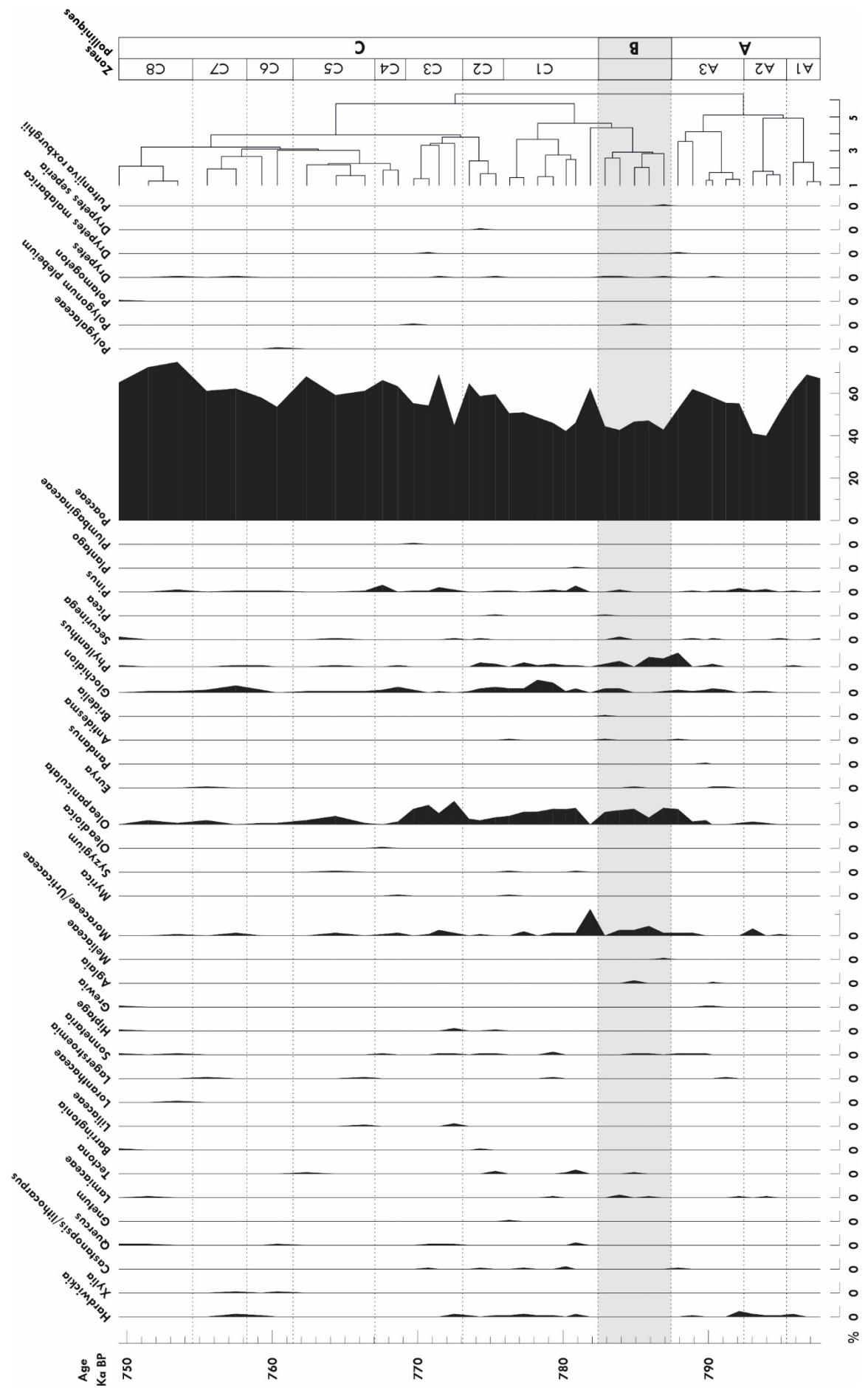


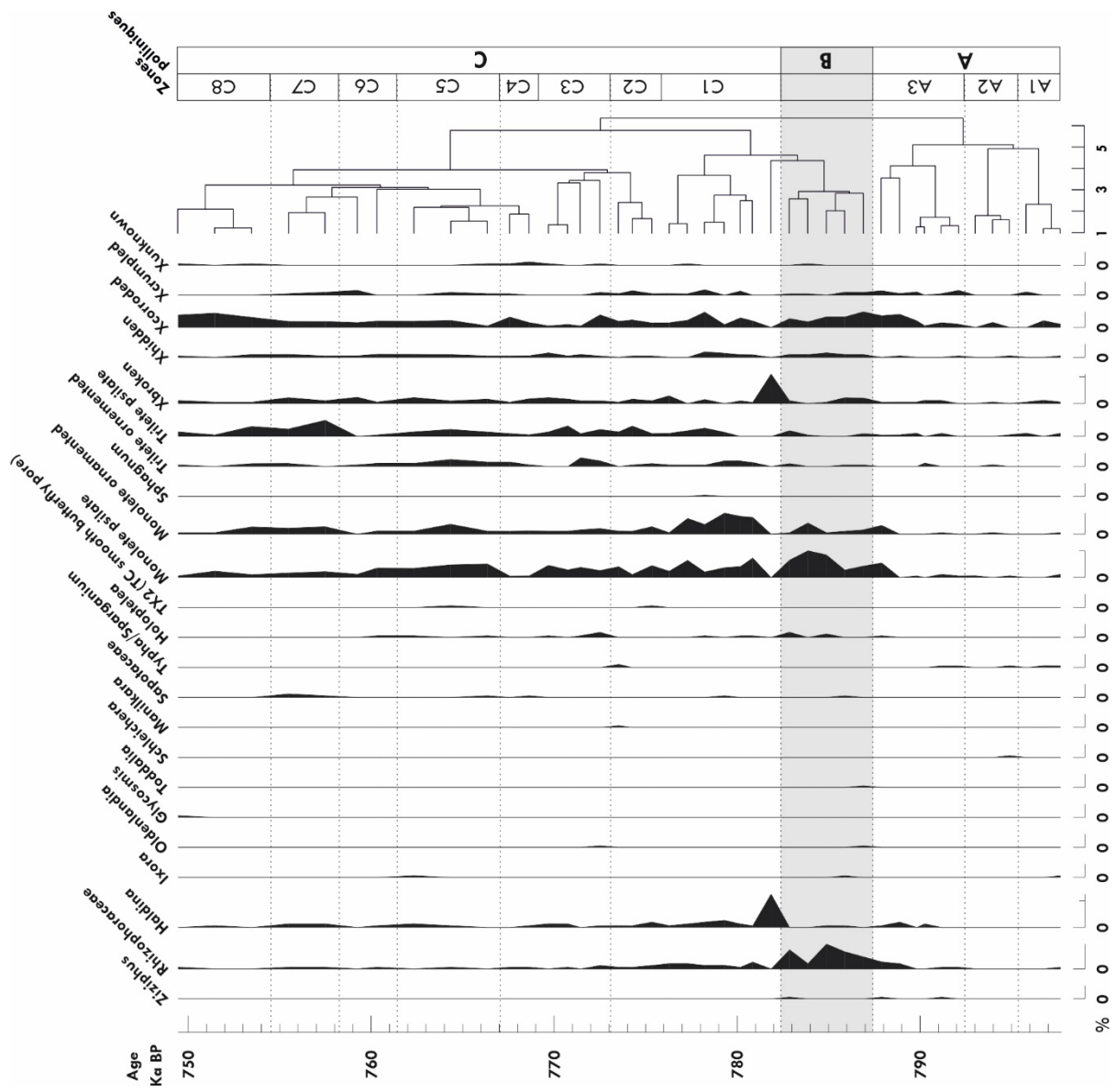




### 1.3. Diagramme de la période entre 798 et 750 ka BP







## 2. Diagrammes polliniques complets (en concentrations, en fonction de l'âge du sédiment)

### 2.1. Diagramme pollinique des derniers 24 ka

