



HAL
open science

Dynamiques des systèmes fluviaux dans le bassin de la Moulouya (Maroc) à l'Holocène : morphogenèse fluviale, changements climatiques et occupations humaines

Bruno Depreux

► **To cite this version:**

Bruno Depreux. Dynamiques des systèmes fluviaux dans le bassin de la Moulouya (Maroc) à l'Holocène : morphogenèse fluviale, changements climatiques et occupations humaines. Archéologie et Préhistoire. Université Paul Valéry - Montpellier III, 2021. Français. NNT : 2021MON30032 . tel-03934738

HAL Id: tel-03934738

<https://theses.hal.science/tel-03934738>

Submitted on 11 Jan 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

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'université
Paul Valéry Montpellier 3

Préparée au sein de l'école doctorale 60
Territoires, Temps, Sociétés et Développement

Et de l'unité mixte de recherche 5140
Archéologie des Sociétés Méditerranéennes

Spécialité :
**Préhistoire, Protohistoire, Paléoenvironnements
méditerranéens et africains**

Présentée par
Bruno DEPREUX

**Dynamiques des systèmes fluviaux dans le
bassin de la Moulouya (Maroc) à l'Holocène**
**Morphogenèse fluviale, changements
climatiques et occupations humaines**

Soutenue le 15 décembre 2021 devant le jury composé de

M. Aziz BALLOUCHE Professeur, Université d'Angers	Rapporteur
M. Jean-François BERGER Directeur de recherche CNRS, UMR 5600 EVS-IRG, Lyon	Co-directeur
Mme. Aline GARNIER Maître de conférences, Université Paris-Est Créteil	Examinatrice
Mme. Catherine KUZUCUOGLU Directrice de recherche CNRS, UMR 8591 LGP, Meudon	Rapporteuse
M. David LEFEVRE Professeur, Université Paul Valéry Montpellier 3	Directeur
Mme. Hanane REDDAD Professeure, Université Sultan Moulay Slimane - Béni-Mellal	Examinatrice
M. Pierre-Gil SALVADOR Professeur, Université de Lille	Président





THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'Université
Paul Valéry Montpellier 3

Préparée au sein de l'École Doctorale 60
Territoires, Temps, Sociétés et Développement

Et de l'Unité Mixte de Recherche 5140
Archéologie des Sociétés Méditerranéennes

Spécialité :
**Préhistoire, Protohistoire, Paléoenvironnements
méditerranéens et africains**

Présentée par
Bruno DEPREUX

**Dynamiques des systèmes fluviaux dans le
bassin de la Moulouya (Maroc) à l'Holocène**
**Morphogenèse fluviale, changements
climatiques et occupations humaines**

Soutenue le 15 décembre 2021 devant le jury composé de

M. Aziz BALLOUCHE Professeur, Université d'Angers	Rapporteur
M. Jean-François BERGER Directeur de recherche au CNRS, Lyon	Co-directeur
Mme. Aline GARNIER Maître de conférences, Université Paris-Est Créteil	Examinatrice
Mme. Catherine KUZUCUOGLU Directrice de recherche émérite au CNRS, Meudon	Rapporteuse
M. David LEFEVRE Professeur émérite, Université Paul Valéry Montpellier 3	Directeur
Mme. Hanane REDDAD Professeure, Université Sultan Moulay Slimane - Béni-Mellal	Examinatrice
M. Pierre-Gil SALVADOR Professeur, Université de Lille	Examinateur



Université Paul Valéry Montpellier 3
École Doctorale 60 Territoires, Temps, Sociétés et Développement
UMR 5140 Archéologie des Sociétés Méditerranéennes

Thèse présentée en vue de l'obtention du doctorat
de l'Université Paul Valéry Montpellier 3

Spécialité :
Préhistoire, Protohistoire, Paléoenvironnements méditerranéens et africains

Dynamiques des systèmes fluviaux dans le bassin de la Moulouya (Maroc) à l'Holocène

**Morphogenèse fluviale, changements
climatiques et occupations humaines**

Présentée par Bruno DEPREUX
sous la direction de David LEFEVRE et Jean-François BERGER

Soutenue le 15 décembre 2021 devant le jury composé de

M. Aziz BALLOUCHE Professeur, Université d'Angers	Rapporteur
M. Jean-François BERGER Directeur de recherche au CNRS, Lyon	Co-directeur
Mme. Aline GARNIER Maître de conférences, Université Paris-Est Créteil	Examinatrice
Mme. Catherine KUZUCUOGLU Directrice de recherche émérite au CNRS, Meudon	Rapporteuse
M. David LEFEVRE Professeur émérite, Université Paul Valéry Montpellier 3	Directeur
Mme. Hanane REDDAD Professeure, Université Sultan Moulay Slimane - Béni-Mellal	Examinatrice
M. Pierre-Gil SALVADOR Professeur, Université de Lille	Examineur

« Voir surgir, à la lisière du Tanezrouft, l'image d'un passé si absolument différent du présent ne manque pas de saveur et des tableaux presque burlesques tant en est violent le contraste avec l'état actuel du pays s'imposent au voyageur : des voiles sur l'horizon, le retour des pirogues, la pêche à la ligne, les bœufs paissant dans les roseaux, les baigneuses sur la grève, la cueillette des épis dorés, le lac paisible, là où, de très loin en très loin, la petite caravane – à court d'eau, ô ironie ! – se hâte à marches forcées vers le puits lointain.

Entendre sur la plaine où siffle une tempête qui nous bombarde de minuscules grêlons de quartz, le clapotis de la vague, la trompe des marins, le souffle des hippopotames, la mélodie des moissonneurs, le chant des meuniers cadencé par le grincement des meules, là où, ce soir, une fois de plus, nos chameaux se coucheront sans manger... »

Théodore Monod, *Méharées*

A Sylvestre

Homme de collectif, généreux, et combatif hors pair

Remerciements

Avant toute chose, je retiens l'expérience humaine que fut la thèse pour moi : la rencontre de toutes ces personnes ; le partage et la transmission de connaissances que cela génère ; ou encore ces moments partagés sur le terrain, qui sont, je le crois, des temps véritablement privilégiés dans une recherche, permettant notamment de découvrir plus intimement l'autre. Que serait le travail scientifique sans cette aventure humaine, qui paraît d'autant plus fondamentale que la recherche se mène de plus en plus collectivement ?

Je tiens donc à remercier profondément mes deux directeurs, David Lefèvre et Jean-François Berger, qui m'ont donné, non seulement l'occasion de vivre cette expérience en me faisant confiance, mais qui, par les relations que nous avons tissées tout au long de ces cinq années, ont su donner à cette aventure collective une saveur si particulière. Resteront gravées en moi leurs nombreuses leçons, comme leurs visions du terrain et de la recherche, qui toutes m'ont fait grandir et m'ont ouvert à de nouvelles problématiques passionnantes. Je tiens particulièrement à remercier David, pour sa bienveillance et sa disponibilité totale malgré ses responsabilités montpelliéraines, et Jean-François, pour son ardeur et son enthousiasme légendaires.

Je souhaite remercier les rapporteurs, Catherine Kuzucuoglu et Aziz Ballouche, d'avoir accepté d'évaluer ce travail, ainsi que Aline Garnier, Hanane Reddad et Pierre-Gil Salvador d'avoir accepté de composer ce jury.

Je souhaite également remercier toute l'équipe des programmes Paléomex Transect Maghreb et Paléomar du LabEx ARCHIMEDE.

Mes remerciements vont premièrement à Larbi Boudad et à Abderrahmane El Harradji, sans qui cette thèse et ses nombreuses missions au Maroc n'auraient pu si bien se dérouler. Outre votre soutien logistique, je retiens notamment le partage de vos savoirs et votre implication sur le terrain, qui furent indispensables pour voir clair dans ces oueds de l'Oriental.

Merci à Fatima Segauoi, à Quentin Wackenheim, à Valérie Andrieu-Ponel, à Nicole Limondin-Lozouet, à Sylvia Vinai et à Raphaëlle Guilbert pour leur implication dans ce travail collectif et pour leurs analyses de qualité !

Merci également à Kristell Michel, à Séverine Sanz-Laliberté, à Jérôme Lejot, à Laurent Dezileau, et à André-Marie Dendievel pour leur soutien sur le terrain et pour avoir déployé tous leurs talents, à pied ou en volant au drone et au cerf-volant, au service de ce programme et de cette thèse.

Un grand merci à Jean-Philippe Degeai qui fut pendant ces cinq années un collègue irremplaçable : pour son soutien indéfectible, m'accompagnant à presque toutes les campagnes de terrain, plusieurs fois juste tous les deux pour des missions commando. Que de souvenirs dans les petites gargotes d'Aïn Beni Mathar ! ; et pour son aide précieuse et les discussions innombrables concernant tant les analyses réalisées au sein du labo, que les articles publiés, soumis ou à paraître !

Ce travail doit également beaucoup à Adrien Barra, que je remercie notamment pour la gentillesse et la patience dont il fait preuve régulièrement auprès des âmes vagabondes d'OMEAA (dont je fais partie), pour son soutien sur le terrain, et pour ses conseils méthodologiques qui ont amélioré mon quotidien de petit rat de laboratoire et la qualité des analyses effectuées dans ce travail. On se retrouve bientôt pour de nouvelles aventures !

Ces remerciements ne seraient pas complets si je ne consacrais pas quelques lignes à mon environnement montpelliérain.

Je remercie tout particulièrement Sandra et Séverine du LabEx ARCHIMEDE, pour ces cinq années au cours desquelles se sont superbement mêlées relations professionnelles et amicales. Le LabEx, l'UMR et bon nombre de chercheurs vous doivent beaucoup. La qualité du suivi, servie par une écoute et une patience irréprochables, et nourrie d'un dévouement certain, fut bénéfique, voire salutaire, pour de nombreux doctorants. Pour cela, vous ne serez jamais assez remerciées.

Merci aux directions du LabEx et de l'UMR, au secrétariat et à Benoit Devillers, mon joyeux chef d'équipe, pour m'avoir soutenu dans mes demandes de mobilité ou d'analyses.

Je remercie également tous les potes du labo, de proche ou de loin, qui ont rendu le quotidien du doctorant que je fus plus qu'agréable : Sergi, Anne-Laure, Yacine, Anissa, Romain, Juliette, Omar, Margot, Mehmet, Gaëlle, Kévin, Rachel, Rodolphe, Margaux, Léonor, Quentin, Léa, Carole, Ophélie, Mélanie, Pauline, Fabrice, et j'en oublie assurément...

Je ne peux quitter Montpellier sans remercier ici, de tout mon cœur, mes chers colocs de Renouvier, de la Providence (et sa cave...), ou du Lunaret – Armand, Clara, Delphine, Bleuenn, Nico, Noémie, Camille, Sara, Aurélia, Axel, Leslie, Nathan, Etienne – qui au cours de ces cinq années à Montpellier, ont réussi à supporter mes mauvaises humeurs de thésard, à transformer miraculeusement des journées parfois moroses en de folles nuits... bref à rendre ces années inoubliables !

Mais la thèse s'est exportée hors de Montpellier. Dédicace spéciale à certaines et certains qui ont partagé avec moi le quotidien de doctorant en archéo, et qui ont embelli – par leur présence et leurs rires dont je ne voudrais aucunement me passer – les fouilles, les colloques ou les analyses réalisés au cours de ce doctorat : tout particulièrement Kévin, Sophie, Sarah, Victor, Stéphanie.

Merci également à Alfredo, pour ses conseils et nos riches discussions (on a commencé sur les chapeaux de roue avec le lac du Puy...), et pour continuer à m'inspirer !

Sans oublier Laurie et Rachel : merci de m'avoir accueilli encore et encore à l'appart, pour le bien de mes analyses, sans jamais rechigner et toujours avec le sourire ! Ainsi qu'à tous les autres d'avoir accepté mon emploi du temps de ministre lors de ces séjours lyonnais : Marine, Caro, Momo, Max, Élise... Et merci à Chloé pour le coup de crayon !

Merci à tous mes autres amis, et pas des moindres, notamment de Lyon, de Dijon, ou à ma bande préférée de drouleux de ch'nord, que je ne vais pas citer ici, la liste serait trop longue (pas sûr que vous lisiez ça un jour de toutes façons...). Ils étaient là avant, ils seront là après. Tout est dit. Maintenant la thèse finie, je pourrais (peut-être) être de nouveau un peu plus disponible.

Il me reste la famille à remercier, qu'elle soit Depreux, Derville ou Descamps ; je ferais court car ils savent ce que je leur dois.

Je la remercie ainsi que mon nucléus – ma mère, ma sœur, mon frère (+ un chien) – pour leur amour inextinguible. Mention spéciale pour la mère qui, au cours des derniers mois, m'offrit le toit et le couvert, au sein du plus bel ermitage qui soit.

Et enfin, en dernier, c'est d'usage, le nom d'Eloïse sera formulé. A raison, puisqu'elle m'accompagne depuis si longtemps désormais. Merci d'être là, mon amour, de m'avoir aidé à bien vivre cette thèse. Merci de continuer à me façonner, et à marcher sur le chemin à mes côtés. Alors marchons, marchons car il nous reste encore tant à parcourir.

Sommaire

Chapitre 1	p. 13
Cadre de l'étude	
Chapitre 2 [article publié]	p. 81
Alluvial records of the African Humid Period from the NW African highlands (Moulouya basin, NE Morocco)	
Chapitre 3 [article en révision]	p. 129
First fluvial archive of the 8.2 and 7.6–7.3 ka events in North Africa (Charef River, High Plateaus, NE Morocco)	
Chapitre 4	p. 169
Dynamiques fluviales des cinq derniers millénaires : aridification, changements hydroclimatiques et influences nord-atlantiques	
Chapitre 5	p. 239
Dynamiques morphosédimentaires des plaines alluviales et occupations humaines : le cas de la plaine de Blirh	
Chapitre 6	p. 271
Synthèse et discussion générale	
Conclusion et perspectives	p. 307
Références bibliographiques	p. 313
Annexes	p. 339
Tables de référence	p. 355

1

Cadre de l'étude

Chapitre 1

Cadre de l'étude

1. État de l'art

Les relations entre d'une part, le comportement des rivières et l'évolution des bassins-versants, et d'autre part, les changements environnementaux du Quaternaire – notamment sous les effets de la variabilité climatique, de la tectonique et de l'activité humaine sur l'érosion et le transport des sédiments – ont fait l'objet de nombreuses recherches dans le bassin méditerranéen (Macklin et Woodward, 2009). Depuis la seconde moitié du 20^{ème} siècle, les recherches menées spécifiquement sur l'actuel interglaciaire – l'Holocène –, au cours duquel l'activité humaine a eu un impact croissant sur l'environnement méditerranéen et les systèmes fluviaux, ont fait émerger les problématiques portant sur la nature et le rôle dans l'espace et dans le temps de ces différents forçages sur la morphogenèse fluviale.

Dans les régions méditerranéennes historiquement investies par la recherche, notamment le monde égéen, la question d'un modèle unique expliquant la formation et le rythme des séquences alluviales a largement été débattue (Lespez, 2007). Le climat a d'abord été considéré comme le facteur de contrôle le plus important à l'origine de l'alluvionnement (Vita-Finzi, 1969). Le modèle de Vita-Finzi est connu pour avoir réduit les dépôts alluviaux et colluviaux des systèmes fluviaux méditerranéens à deux périodes principales d'aggradation limitées dans le temps : l'une d'âge médiéval et largement répandue dans tout le bassin méditerranéen, appelée « Younger Fill », recoupant une formation, « Older Fill », d'âge pléistocène. Entre ces deux périodes d'alluvionnement, une longue phase d'érosion et d'incision des vallées fluviales caractériserait alors l'Holocène ancien et moyen en Méditerranée. Ce modèle a depuis été largement contredit par de nombreuses études qui ont montré la disparité chronologique des séquences alluviales holocènes (Wagstaff, 1981 ; Bintliff, 2002 ; Brückner *et al.* 2005). Le caractère simpliste de ce modèle résultait de la faiblesse tant en nombre qu'en précision des moyens de datation disponibles. En effet, ce travail a précédé, d'au moins deux décennies, le développement et l'application d'outils géochronologiques appropriés, notamment pour la datation des séquences alluviales pléistocènes (Macklin et Woodward, 2009). Toutefois, ces idées ont participé à structurer les recherches et les débats qui ont suivi (Bintliff, 2002). En opposition, d'autres études ont imputé à l'action des sociétés humaines l'origine de l'alluvionnement (Dufaure, 1976 ; Van Andel *et al.* 1990). Depuis plus d'une vingtaine d'années, de nombreux travaux dans différentes régions méditerranéennes ont battu en brèche ces modèles simplistes en mettant en avant la complexité des réponses des hydrosystèmes à l'influence conjuguée des actions anthropiques et des variations climatiques (Bintliff, 1992 ; Berger, 1996 ; Lespez, 2003 ; Faust *et al.*, 2004 ; Devillers, 2005).

Parallèlement au développement de ces recherches géomorphologiques, des avancées importantes ont également été réalisées dans la compréhension de la variabilité climatique et des forçages en jeu au cours de l'Holocène. Depuis les années 1990, un nombre croissant d'études ont montré que l'interglaciaire Holocène est caractérisé non seulement par des évolutions et des cycles à long terme – à une échelle plurimillénaire – mais également par des événements climatiques abrupts (Mayewski *et*

al., 2004 ; Wanner *et al.*, 2008). Mayewski *et al.* (2004) ont introduit le terme *Rapid Climate Change* (RCC) pour décrire les intervalles temporels d'ordre séculaire à millénaire qui présentent des évidences géographiquement étendues – parfois mondiales – de changements climatiques. Largement documentés depuis lors, certains RCCs majeurs sont désormais considérés comme des marqueurs stratigraphiques et utilisés par l'*International Commission on Stratigraphy* pour subdiviser les périodes de l'Holocène (Walker *et al.*, 2018). Toutefois, les mécanismes qui sous-tendent ces RCCs, et qui sont de nature et d'amplitude différentes, restent difficiles à circonscrire (Wanner *et al.*, 2011). Ce dynamisme de la recherche a notamment été stimulé par la mise en évidence au cours de l'Holocène d'une succession de refroidissements dans l'Atlantique Nord, respectant une rythmicité voire une cyclicité de ~1500 ans (Bond *et al.*, 1997, 2001). L'existence et la nature de cette cyclicité fait encore l'objet de vifs débats (par exemple, Rahmstorf, 2003 ; Debret *et al.*, 2007 ; Obrochta *et al.*, 2012). Avec un forçage d'origine océanique, le forçage solaire est souvent considéré comme responsable de cette cyclicité, mais la preuve de ce forçage reste toutefois difficile à évaluer (Wanner *et al.*, 2011). Par ailleurs, la question de l'impact de l'activité solaire sur le climat, qui se pose depuis longtemps, reste l'un des sujets les plus controversés (Denton et Karlén, 1973 ; Stuiver et Braziunas, 1993 ; Van Geel *et al.*, 1999).

Toujours est-il que le lien entre ces refroidissements nord-atlantiques, connus sous le terme « d'événements de Bond », et les changements environnementaux en Europe et en Méditerranée a été mis en évidence par de nombreuses études au cours des deux dernières décennies (par exemple, Björck *et al.*, 2001 ; Magny et Bégeot, 2004 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Lamy *et al.*, 2006). Les impacts de ces RCCs sont reconnus dans tous les types d'archives sédimentaires en Méditerranée, que ce soit dans les archives marines (Cacho *et al.*, 2001 ; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009), dans les lacs et zones humides (Magny *et al.*, 2013), les spéléothèmes (Bar-Matthews *et al.*, 1998), ou dans les archives fluviales (Macklin *et al.*, 2006 ; Benito *et al.*, 2015b). Dans les rivières méditerranéennes, des synthèses à l'échelle de bassin-versant ou de la Méditerranée mettent en évidence une relation entre la fréquence des périodes de crue et ces événements nord-atlantiques (Zielhofer et Faust, 2008 ; Benito *et al.*, 2015a, 2015b).

Dès lors, les réponses complexes du système fluvial aux forçages climatique et anthropique, et la question de leur importance respective dans le contrôle des dynamiques hydrosédimentaires et la morphogénèse fluviale semblent en partie résulter de logiques spatiale et temporelle. Les recherches récentes sur les dynamiques morphosédimentaires holocènes mettent en avant le caractère primordial de l'échelle à laquelle est menée une recherche – environnement immédiat d'un site archéologique *versus* large vallée fluviale ; événement sédimentaire *versus* tendance séculaire à millénaire – dont résulte une disparité des signaux environnementaux enregistrés et une difficulté à établir des comparaisons (Bintliff, 2002 ; Lespez, 2003). Afin de remédier à ces contraintes, il apparaît nécessaire d'intégrer ces différentes échelles spatio-temporelles à l'étude des différents forçages sur la morphogénèse fluviale (Devilleers, 2005 ; Allée et Lespez, 2006 ; Lespez, 2007).

Outre ses conséquences sur les recherches menées sur la morphogénèse fluviale, les progrès réalisés dans la caractérisation des RCCs de l'Holocène ont conduit à des interprétations sur l'évolution des sociétés qui mettent en avant un déterminisme climatique très à la mode dans la littérature internationale (Weiss *et al.*, 1993 ; Demenocal, 2001 ; Weninger *et al.*, 2014). Ces auteurs considèrent les événements climatiques abrupts comme l'un des principaux facteurs à l'origine de transformations socio-économiques et culturelles, tels que des migrations ou des effondrements. Selon ce

raisonnement déterministe, il serait difficile voire impossible pour une société humaine de s'adapter aux effets d'un RCC, ce qui la conduirait à des transformations radicales. Néanmoins, l'argumentation apparaît souvent lacunaire et discutable, car elle n'intègre pas suffisamment 1) les manifestations micro-régionales à locales des changements climatiques abrupts, 2) leur impact sur les ressources exploitées, et 3) la capacité de résilience et de réorganisation spatiale des sociétés dans l'espace géographique. D'une part, il est extrêmement rare de pouvoir observer les traces de ces changements climatiques dans les sites archéologiques fouillés (Magny *et al.*, 1993 ; Sordoillet et Voruz, 2002 ; Berger *et al.*, 2016a). Les sources paléoclimatiques utilisées – archives marines ou glaciaires – apparaissent de ce fait souvent indirectes et très éloignées des zones documentées par les approches historiques ou archéologiques (Cullen *et al.*, 2000 ; Demenocal 2001 ; Weninger *et al.*, 2006). D'autre part, un nombre croissant d'études met en évidence, tout en soulignant le rôle des RCCs sur les hydrosystèmes, la capacité des sociétés à être résilientes et à s'adapter aux transformations environnementales causées par les changements climatiques, suggérant ainsi des relations entre changements environnementaux et culturels bien plus complexes (Butzer, 2012 ; Carozza *et al.*, 2015 ; Flohr *et al.*, 2015 ; Berger *et al.*, 2016a, 2016b ; Lespez *et al.*, 2016). Pour répondre à ces nouveaux enjeux socio-environnementaux, ces études, menées en Méditerranée orientale ou nord-occidentale, proposent de penser différemment les interactions environnement-société en développant le plus possible les études de cas régionales, interdisciplinaires et intégrées. Il s'agit donc d'analyser à la fois les changements environnementaux à proximité des sites archéologiques et le fonctionnement des sociétés humaines afin d'en étudier les interrelations à une échelle régionale, celle du territoire vécu par les populations passées. Seule la multiplication de ces études – démarche au long cours – permettra de distinguer ce qui relève de véritables adaptations à ces changements ou de trajectoires sociales qui leur sont propres (Lespez *et al.*, 2015).

L'état des recherches n'est pas aussi avancé au sud de la Méditerranée, et notamment au Maghreb, où les études géomorphologiques et paléoenvironnementales sont rares et lacunaires. Depuis une vingtaine d'années, la construction du cadre paléoenvironnemental holocène a toutefois fait des progrès notables grâce à l'étude de nouvelles archives sédimentaires et à la précision accrue des méthodes de datation (par exemple, Lamb *et al.*, 1995 ; Fletcher *et al.*, 2017). Fort d'une localisation à la croisée des domaines climatiques atlantique, méditerranéen et saharien, le Maroc a particulièrement bénéficié de cette récente dynamique de recherches paléoenvironnementales et paléoclimatiques (Wassenburg *et al.*, 2016 ; Zielhofer *et al.*, 2017a, 2017b ; Ait Brahim *et al.*, 2019).

Ces recherches se sont principalement concentrées sur l'étude des lacs et des spéléothèmes des régions montagneuses du Moyen Atlas et du Rif afin de reconstituer les évolutions du couvert végétal (Rhoujjati *et al.*, 2010 ; Reddad *et al.*, 2013 ; Nour El Bait *et al.*, 2014 ; Cheddadi *et al.*, 2016 ; Tabel *et al.*, 2016 ; Campbell *et al.*, 2017) ou hydroclimatiques (Lamb *et al.*, 1995 ; Wassenburg *et al.*, 2016 ; Zielhofer *et al.*, 2017a ; Ait Brahim *et al.*, 2019 ; Zielhofer *et al.*, 2019). Elles ont montré la forte sensibilité de la façade occidentale du Maghreb à la variabilité climatique nord-atlantique au cours de l'Holocène, notamment au mode atmosphérique du type oscillation nord-atlantique (NAO) ou des événements de Bond sur le régime des précipitations. De plus, Zielhofer *et al.* (2017b) ont également documenté des apports de poussières sahariennes dans le lac Sidi Ali reflétant l'aridification de l'Holocène moyen - récent. D'autres influences sahariennes ont été mises en évidence dans le spéléothème de la grotte de Wintimdouine dans le Haut Atlas, qui indiquent un lien fort entre les précipitations et le domaine saharien, proposant ainsi un nouvel enregistrement de la mousson d'Afrique de l'Ouest (Sha *et al.*, 2019).

En revanche, les recherches en contexte fluviale ne sont ni aussi nombreuses ni récentes. Le Maroc et plus généralement le Maghreb souffrent d'un manque d'études intégrées et à haute résolution permettant d'analyser les réponses des hydrosystèmes aux différents forçages. Le système fluvial de la Medjerda en Tunisie est le seul à avoir été étudié de manière systémique (Faust *et al.*, 2004 ; Zielhofer *et al.*, 2004 ; Zielhofer et Faust, 2008). Ces études ont révélé un forçage climatique prédominant sur la morphogenèse fluviale et notamment sur les périodes de crue au cours de l'Holocène, l'impact anthropique, peu présent à l'échelle du bassin-versant, agissant comme amplificateur ou atténuateur des réponses fluviales. Cette relation entre climat et dynamiques hydrosédimentaires repose sur de nombreuses études empiriques et conceptuelles, qui relient les épisodes de crues et les phases d'activité fluviale des systèmes fluviaux semi-arides et arides soit à des conditions arides (Sancho *et al.*, 2008 ; Wolf et Faust, 2015 ; Faust et Wolf, 2017), soit à la transition vers des conditions humides (Knox, 1972 ; Lespez *et al.*, 2011). Cette sensibilité des hydrosystèmes fluviaux semi-arides et arides à la variabilité climatique s'explique notamment par l'absence de rôle « tampon » de la végétation qui amplifie les processus d'érosion et de ruissellement (Fletcher et Zielhofer, 2013). En effet, ces systèmes fluviaux, qui ne répondent pas au modèle d'équilibre dynamique propre aux rivières tempérées, sont marqués par une rapidité des réponses hydrosédimentaires et par l'importance des périodes de crue dans les changements géomorphologiques (Graf, 1988 ; Tooth, 2000).

Située entre les massifs montagneux du Haut et du Moyen Atlas en amont et la mer Méditerranée en aval, le bassin de la Moulouya est le principal bassin-versant méditerranéen du Maroc et l'un des plus étendus de la Méditerranée. Bien que ce bassin ait joué un rôle de premier plan dans la caractérisation du Quaternaire continental du Maroc, et en particulier avec la mise en évidence pour la première fois au Maghreb de l'installation de conditions climatiques humides à l'Holocène ancien (Lefèvre 1985 ; Lefèvre et Ballouche, 1991 ; Wengler *et al.*, 1992), la compréhension de son cadre morphosédimentaire et des réponses de l'hydrosystème aux différents forçages au cours de l'Holocène apparaît cependant encore très limitée. En effet, seules quelques études ont été menées depuis lors au Maroc oriental, principalement focalisées sur le littoral méditerranéen, en basse Moulouya et dans quelques petits bassins-versants du Rif oriental (Fig. 1-1). Deux d'entre elles ont décrit les grands traits de l'évolution morphosédimentaire de la vallée du Kert mais avec une faible résolution temporelle et stratigraphique (Barathon *et al.*, 2000 ; El Amrani *et al.*, 2008). L'étude de Zielhofer *et al.* (2010), qui porte sur un affleurement principalement de l'Holocène récent en basse Moulouya, est la seule à présenter des données multi-proxies à haute résolution dans le Nord-Est marocain, marquant ainsi une étape dans la connaissance des fluctuations hydrosédimentaires au Maroc oriental. Toutefois, elle souffre de l'absence d'une approche systémique et n'intègre pas la mobilité verticale et latérale des paléolits fluviaux et les lacunes liées à l'évolution post-dépositionnelle.

Hormis ce cadre morphosédimentaire qui reste à construire, les connaissances sur les occupations humaines au cours de l'Holocène sont également limitées. Le Maghreb est pourtant très riche en vestiges archéologiques, notamment au cours des périodes épipaléolithique – capsienne et néolithique (Camps, 1975 ; Aumassip, 1986 ; Broodbank et Lucarini, 2019). L'Est de l'Algérie et la Tunisie possèdent le plus grand nombre de sites mais la plupart ont été fouillés il y a plusieurs décennies (par exemple, Tixier, 1963 ; Roubet, 1968 ; Grébénart, 1976). L'ancienneté de ces études, marquées par une insuffisance des contrôles et des enregistrements stratigraphiques nécessaires à

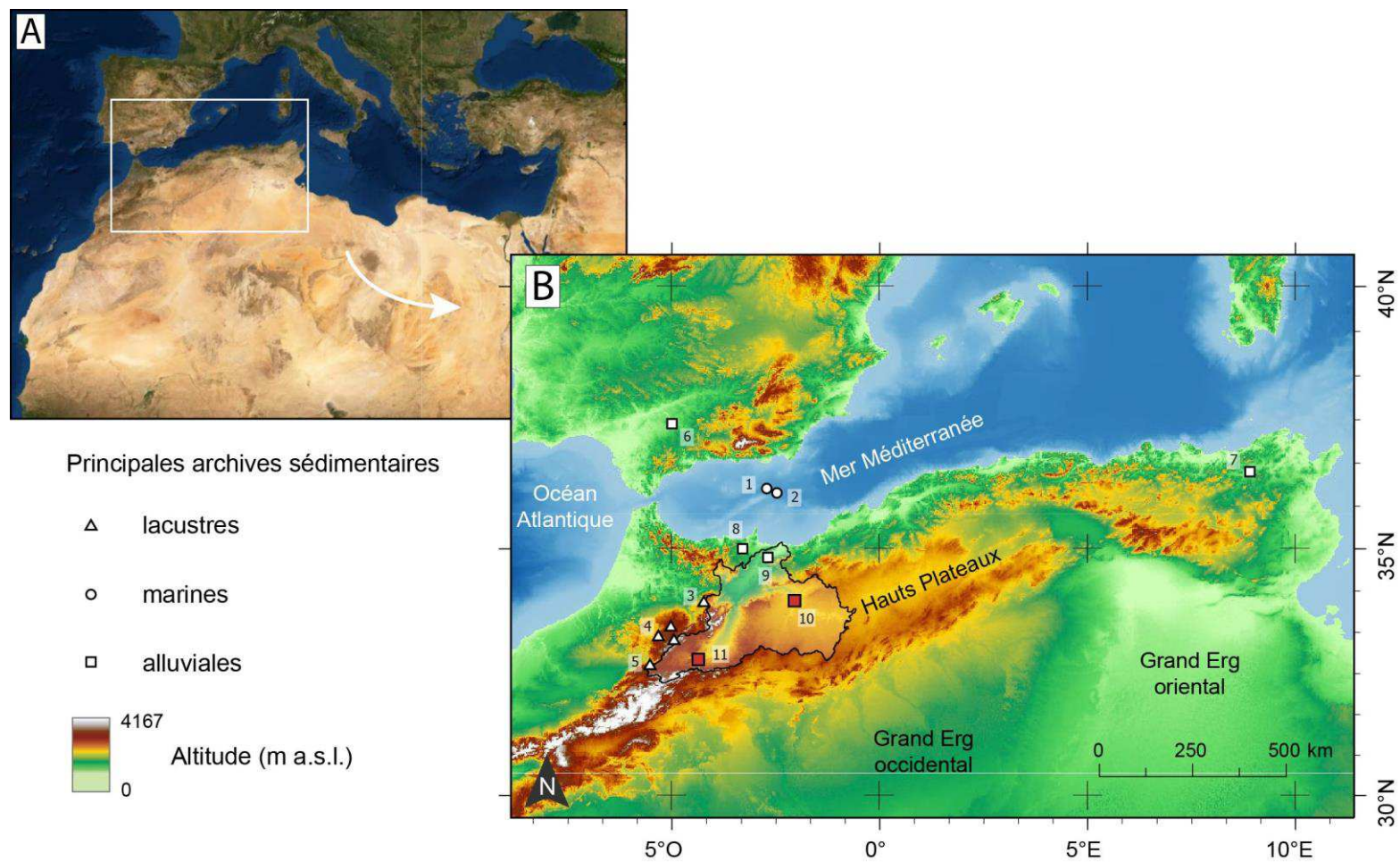


Figure 1-1. A) Image satellite du bassin méditerranéen avec localisation du Maghreb (source : TerraColor imagery, Esri, 2009) ; B) Topographie du Maghreb (source : ASTER, NASA *et al.*, 2009) et localisation des deux secteurs étudiés dans le cadre de ce travail doctoral (carré rouge) et des principales archives sédimentaires marines, lacustres *et alluviales* en Méditerranée sud-occidentale. 1. Martinez-Ruiz *et al.*, 2015 ; 2. Fletcher *et al.*, 2013 ; 3. Wassenburg *et al.*, 2016, Ait Brahim *et al.*, 2019 ; 4. Lamb *et al.*, 1995, Rhoujjati *et al.*, 2010, Reddad *et al.*, 2013, Nour El Bait *et al.*, 2014, Campbell *et al.*, 2017, Zielhofer *et al.*, 2017a ; 5. Tabel *et al.*, 2016 ; 6. Carrión, 2002 ; 7. Faust *et al.*, 2004, Zielhofer *et al.*, 2004, Zielhofer et Faust, 2008 ; 8. Barathon *et al.*, 2000, El Amrani *et al.*, 2008 ; 9. Ibouhouten *et al.*, 2010, Zielhofer *et al.*, 2010 ; 10. Wengler *et al.*, 1992, Wengler *et al.*, 1994 ; 11. Lefèvre, 1985, Lefèvre et Ballouche, 1991 ; Limondin-Lozouet *et al.*, 2013.

une interprétation fiable (Perrin *et al.*, 2020), et par un manque de datations radiométriques, limite l'établissement d'un cadre chrono-culturel robuste.

Au Maroc, les recherches récentes, s'appuyant sur des méthodes de datation modernes, se sont principalement concentrées sur l'étude du processus de néolithisation par le courant cardial méditerranéen en contexte de grotte dans la péninsule tingitane et sur le littoral atlantique (Daugas *et al.*, 1999 ; Ballouche et Marinval, 2003 ; Martínez-Sánchez *et al.*, 2018), ou sur le littoral méditerranéen du Nord-Est marocain (Linstädter, 2008 ; Morales *et al.*, 2013 ; Linstädter *et al.*, 2018). La partie continentale du Maroc oriental est quant à elle marquée par une absence de recherches récentes. Les sites archéologiques de cette région, pourtant mentionnés dans les travaux anciens et ayant fait l'objet d'études de mobilier (par exemple, Jodin, 1956 ; Wengler *et al.*, 1999), restent quasiment non datés. En témoignent les synthèses récentes consacrées aux occupations épipaléolithiques et néolithiques, qui soulignent avec netteté le contraste entre des littoraux méditerranéen et atlantique riches en sites et des régions continentales marquées par un vide archéologique (Linstädter, 2008 ; Linstädter *et al.*, 2012 ; Perrin *et al.*, 2020). De plus, ces recherches sont menées dans leur grande majorité dans des grottes ou abris sous roche, les sites de plein-air en contexte de plaine alluviale apparaissent largement sous-représentés malgré l'existence d'un fort potentiel (Wengler, 1986 ; Ibouhouten *et al.*, 2010).

Or l'exploration trop superficielle des milieux fluviaux régionaux, dans lesquels les impacts environnementaux sur les occupations et les installations humaines sont susceptibles d'être maximaux et récurrents, ont conduit par le passé à des interprétations erronées sur l'histoire des sociétés, intégrant leur développement, déclin ou bifurcation (Berger, 2011). C'est notamment le cas des analyses de type *Cumulative Probability Density Function* (CPDF) qui, fondées sur des distributions de probabilité de dates ^{14}C provenant de sites archéologiques et interprétées comme des indicateurs démographiques, identifient des baisses de la densité de la population au Maghreb au cours des RCCs (Zielhofer et Linstädter, 2006 ; Zielhofer *et al.*, 2008 ; Manning et Timpson, 2014 ; Cheddadi *et al.*, 2019). Or, (1) ces bases de données ne sont en général peu ou pas critiquées et reposent en partie sur des dates de coquilles terrestres dont l'effet réservoir est inconnu, et (2) les données taphonomiques, c'est-à-dire l'estimation de l'effet des processus post-dépositionnels sur la préservation et la représentativité des sites archéologiques, ne sont pour ainsi dire pas discutées (Berger et Guilaine, 2009 ; Berger, 2011).

2. Problématique et objectifs

La problématique et les objectifs de ce travail doctoral sont largement sous-tendus par l'état de la recherche au Maghreb, et spécifiquement au Maroc oriental. Le manque patent d'études régionales, à haute résolution et multi-scalaires, empêche la compréhension fine de l'évolution holocène des systèmes fluviaux et de leurs réponses aux différents forçages internes ou d'origine climatique, anthropique, tectonique. L'insuffisance, dans le Maroc oriental, de contextes archéologiques datés et de recherches interdisciplinaires prenant en charge la question de l'impact anthropique sur le fonctionnement des hydroécosystèmes et des dynamiques sédimentaires, porte préjudice au développement des réflexions sur l'anthropisation de leur environnement par les sociétés anciennes. Dans une démarche géoarchéologique désirant intégrer les changements

environnementaux fluviaux et les transformations des sociétés humaines vivant dans ces milieux, cet état de la recherche fortement lacunaire à la fois dans les connaissances géomorphologiques et archéologiques apparaît donc comme un frein majeur à la compréhension des interactions complexes entre environnement, climat et société.

Toutefois, le fort potentiel du Maroc oriental, et spécifiquement du bassin de la Moulouya, a été mis en évidence par les premières études réalisées dans ces régions (Lefèvre, 1985 ; Lefèvre et Ballouche, 1991 ; Wengler *et al.*, 1992 ; Wengler *et al.*, 1994). La recherche qui a été menée dans ce travail de doctorat s'est donc concentrée sur les systèmes fluviaux dans le bassin de la Moulouya, caractérisés certes par des lacunes importantes dans la connaissance de leurs dynamiques hydrosédimentaires mais présentant un potentiel d'étude certain. L'exploitation de ce potentiel impliquera au préalable la construction d'un cadre morphosédimentaire et paléoenvironnemental holocène robuste à l'échelle régionale afin d'étudier la nature et le rôle dans l'espace et dans le temps des différents forçages sur la morphogénèse fluviale. Une fois ce cadre établi, le développement d'études de cas, caractérisant à la fois le fonctionnement des sociétés – par de nombreuses prospections, sondages et fouilles – et les changements environnementaux à proximité des occupations humaines, permettra de distinguer ce qui relève des stratégies d'adaptation à ces changements ou des évolutions sociales qui leur sont propres.

De cet état de la recherche résultent plusieurs questionnements auxquels cette thèse s'efforcera d'apporter des réponses :

- Quels forçages sont responsables de l'évolution des systèmes fluviaux dans le bassin de la Moulouya à l'Holocène ? Internes, climatiques, anthropiques, tectoniques ?
- À quelles échelles spatio-temporelles et à quels rythmes et comment ces forçages évoluent-ils au cours de l'Holocène ? Sont-ils similaires entre les bassins-versants ? Ont-ils des impacts à long ou à court terme ?
- Le forçage climatique est-il prédominant dans le bassin de la Moulouya comme le suggèrent les études sur les systèmes fluviaux conduites dans d'autres régions du Maghreb ?
- Dans ce cas, de quelles natures sont ces forçages climatiques ? D'origine océanique, atmosphérique, glaciaire, solaire ou d'un effet combiné de ces différents forçages ? Quel est le rôle des forçages orbitaux sur des échelles de temps plurimillénaires ? Quels sont les impacts des principaux changements climatiques rapides de l'Holocène (RCCs) ?
- Quels sont les mécanismes et les processus fluviaux affectés par les différents forçages ?
- Quelles sont les évolutions et les réponses des archives alluviales par rapport aux archives lacustres ou les spéléothèmes du Maroc ?
- Quels sont les impacts des changements climato-environnementaux sur les conditions taphonomiques des archives alluviales et des vestiges archéologiques ? Quel est le potentiel archéologique des plaines alluviales, enfouies ou remaniées par les processus hydrogéomorphologiques ? Comment corriger le biais taphonomique, lié à l'évolution des systèmes fluviaux marocains ?

Les objectifs qui en découlent sont les suivants :

- Caractériser les dynamiques des hydrosystèmes fluviaux et les processus sous-jacents (activité, stabilité, incision) et construire le cadre morphosédimentaire holocène des plaines alluviales des bassins de la Moulouya ;
- Comprendre les principaux facteurs de contrôle qui régissent les dynamiques alluviales et la morphogénèse fluviale, et tester l'homogénéité des séries climato-environnementales à l'échelle régionale pour mettre en évidence l'ampleur de ces changements environnementaux ;
- Vérifier si le forçage climatique qui semble prédominant en Méditerranée sud-occidentale se confirme dans les bassins médians de la Moulouya, et comprendre les mécanismes à l'œuvre expliquant ce lien entre variabilité climatique et dynamiques hydrosédimentaires ;
- Documenter les archives sédimentaires au plus proche des sites d'occupations archéologiques, et montrer la fiabilité des plaines alluviales comme enregistrement à la fois paléoenvironnemental et archéologique, en prenant en compte la variabilité spatiale et les conditions taphonomiques propres aux archives fluviales ;
- Décrire et dater les structures archéologiques situées dans ces archives, les intégrer à ce cadre chronologique et environnemental, afin d'amorcer l'approche sur les interactions environnement-société.

3. Contexte et démarche scientifiques

Pour mener à bien ces objectifs, cette recherche se fonde sur une démarche de géoarchéologie environnementale. Afin d'appréhender la complexité des systèmes environnementaux et morphogéniques et des impacts des forçages climatiques et anthropiques, celle-ci développe une approche multi-scalaire et multi-archive. Il apparaît en effet nécessaire d'intégrer les différentes échelles spatiales (locale à régionale), où le degré de diachronie/synchronie peut être évalué d'un bassin à l'autre et à l'intérieur des bassins, tout en menant de front les études sur les différents milieux composant l'hydrosystème : des bassins-versants élémentaires aux larges vallées fluviales, des archives lacustres aux archives lagunaires ou deltaïques (Brown, 1997 ; Lespez, 2007 ; Berger *et al.*, 2008).

Cette approche, adoptée dans le cadre de ce travail doctoral, est au fondement des programmes de recherche Transect-Maghreb de Paléomex-Mistrals (CNRS) et Paléomar du LabEx ARCHIMEDE dans lesquels s'inscrit cette thèse, en collaboration avec les universités Mohammed V de Rabat (L. Boudad) et Mohammed 1^{er} d'Oujda (A. El Harradji). En effet, le manque d'études, portant aussi bien sur les dynamiques alluviales et ses forçages que sur les interactions homme – environnement au cours de l'Holocène au Maroc oriental, nécessite une dynamique de recherche collective qui développe ces différentes problématiques dans une approche intégrée et régionale.

Ces deux programmes de recherche avaient pour objectifs de :

- Comparer les signatures des RCCs dans les différents types d'archives sédimentaires, selon des transects amont-aval dans deux grands bassins-versants du Maghreb (Moulouya au Maroc, Zeroud-Marguelil en Tunisie) ;

- Tester l'homogénéité des séries climatiques et environnementales ;
- Discuter des rôles respectifs de l'homme et du climat dans la dynamique des milieux méditerranéens ;
- Discuter de la résilience, de l'adaptation des sociétés face aux changements climatiques holocènes et aux rétroactions environnementales issues des forçages anthropogéniques.

Dans ce cadre, différents types d'archives sédimentaires ont été étudiés : les archives lacustres du Moyen Atlas (lacs Iffer et Affourgagh), les formations travertineuses (du Moyen Atlas et de la moyenne Moulouya), les terrasses alluviales du bassin de la Moulouya (bassins de Ksabi, région de Midelt) et les séquences de *slake water deposits* – ou crues extrêmes – dans les gorges de la Moulouya (gorges des Beni Snassen).

Au sein de ces programmes, notre travail doctoral se focalise sur l'étude de séquences alluviales, en développant à la fois des analyses multi-proxies à haute résolution chronologique et l'analyse systémique de deux bassins médians de la Moulouya : le bassin de Ksabi en moyenne Moulouya et le bassin d'Aïn Beni Mathar situé à 300 km à l'Est de ce dernier sur les Hauts-Plateaux du Maroc oriental (Fig. 1-1).

Le choix de ces deux fenêtres d'étude a résulté en partie du fort potentiel révélé par les études antérieures (Lefèvre, 1985 ; Lefèvre et Ballouche, 1991 ; Wengler *et al.*, 1994). Suite à la reprise de ces travaux et à de nouvelles prospections, une sélection des affleurements sédimentaires les plus propices et les plus représentatifs a été effectuée. Ces séquences références, localisées dans trois oueds principaux (Charef, Tabouda, Bliroh-Defilia), ont ensuite fait l'objet d'analyses multi-proxies à haute résolution afin de pouvoir discuter des changements hydrosédimentaires et des facteurs de contrôle de long et court termes.

Structurée dans le solide cadre conceptuel du système fluvial (Bravard et Salvador, 1999 ; Arnaud-Fassetta, 2000), cette étude s'est également appuyée sur une étude systémique des deux bassins, permettant notamment d'évaluer l'ampleur des signaux environnementaux et des potentiels facteurs de contrôle (local/régional). Cette approche a consisté en une comparaison de bassins-versants de même ordre ou de différents compartiments d'un même bassin-versant (étude des similitudes) et à l'analyse des relations fonctionnelles entre les différents niveaux scalaires (étude des interactions).

La signification climatique des archives fluviales a amplement été débattue (Brown, 1997 ; Macklin *et al.* 2012) et les dynamiques des plaines alluviales, telles que l'incision ou l'aggradation sédimentaire, peuvent ne pas être directement liées à des causes spécifiques (climatique, anthropique, tectonique ou interne) puisque les facteurs de contrôle peuvent être multiples. Toutefois, il a été largement démontré que cette approche qui consiste à comparer les archives de systèmes fluviaux à différentes échelles, mais aussi entre les systèmes fluviaux et d'autres archives paléoenvironnementales, peut conduire à l'identification de modèles locaux, régionaux et suprarégionaux sur la base de corrélations temporelles (Lespez, 2007 ; Berger, 2015 ; Faust et Wolf, 2017).

Au sein de ces deux fenêtres d'étude, les superficies des bassins-versants de Charef et Tabouda (respectivement ~5000 et 3500 km²) sont du même ordre, et en cela parfaitement comparables. Le bassin-versant des oueds Bliroh et Defilia est en revanche moindre (~200 km²), et ce choix doit être discuté. Les bassins-versants de taille moyenne (500 – 5000 km²) fournissent en effet une bonne échelle d'analyse spatio-temporelle des interactions socio-environnementales (Berger *et al.*, 2007 ; Lespez *et al.*, 2015). Partant du principe que plus la superficie d'un bassin-versant est réduite, plus il

aura de chance d'être affecté par les actions anthropiques ou des facteurs internes au bassin (Bravard *et al.*, 1992 ; Faust et Wolf, 2017), nous prenons en compte la possibilité d'une plus grande sensibilité du système Blirh-Defilia à des événements d'ampleur locale. Nous pensons néanmoins que la comparaison est valable. D'une part, le cadre théorique des systèmes fluviaux en milieu aride est différent de celui des milieux tempérés, et l'on sait que ces premiers sont particulièrement sensibles aux changements climatiques (Fletcher et Zielhofer, 2013), ce qui aurait tendance à accroître le rôle du forçage climatique même dans les bassins de faible ampleur. D'autre part, malgré la superficie respectable des bassins-versants de Charef et de Tabouda, leurs cours drainent les vastes plateaux monoclinaux de la région des Hauts-Plateaux, qui sont en grande partie exempts d'érosion fluviale et où l'agent éolien est prédominant. Mise à part la superficie, les autres paramètres donnant à chaque bassin-versant son identité propre ont été pris en compte pour faciliter l'approche comparative. Ainsi, comme nous l'avons mentionné dans la section 1.5.1.3, les caractéristiques bioclimatiques et géologiques sont analogues entre les deux fenêtres d'étude. Leur position au sein du bassin de la Moulouya est également semblable, les deux zones se situant dans les cours médians de la Moulouya entre 1100 et 900 mètres d'altitude. Ces précautions permettent, de notre point de vue, une interprétation robuste des archives fluviales et une comparaison pertinente entre ces deux fenêtres d'étude.

La démarche théorique adoptée pour l'étude des séquences alluviales des bassins de Ksabi et d'Aïn Beni Mathar, schématisée sur la figure 1-2, suit donc une logique scalaire :

(1) Un travail de recherche systématique sur le terrain a été entrepris pour identifier les séquences holocènes des plaines alluviales des deux bassins et particulièrement dans les secteurs d'étude des oueds Charef, Tabouda, et Blirh-Defilia. Les prospections ont permis d'identifier les affleurements les mieux préservés des terrasses alluviales, révélés par l'incision naturelle des cours d'eau. Ces affleurements font alors l'objet d'une description lithostratigraphique : levés, description des faciès, des discontinuités, des relations stratigraphiques entre dépôts et définition des unités morphostratigraphiques. La chronologie de ces unités est établie par une recherche active sur le terrain des lits ou lentilles carbonneuses et par un tamisage systématique avec observation à la loupe binoculaire des résidus carbonisés. Les affleurements les plus dilatés et les plus représentatifs de chacune des formations identifiées sont ensuite choisis pour une étude détaillée et font l'objet d'un échantillonnage. Différentes analyses, détaillées ci-après, sont ensuite effectuées : granulométrie laser, perte au feu, susceptibilité magnétique, géochimie par fluorescence-X. Ces analyses sont parfois complétées par des études malacologiques et palynologiques.

(2) L'ensemble des résultats obtenus pour chaque formation sédimentaire, permet d'interpréter les dynamiques alluviales en termes de conditions hydrosédimentaires, paléoenvironnementales, taphonomiques. À l'échelle du site, ces dynamiques peuvent théoriquement être influencées par de nombreux facteurs conduisant à des conditions ou des périodes de sédimentation variables. Nous supposons qu'à cette échelle, les dynamiques alluviales peuvent être fortement affectées par des forçages internes à l'oued ou au bassin-versant.

(3) Les différents affleurements étudiés sont ensuite comparés pour étudier les dynamiques alluviales à l'échelle micro-régionale à régionale. La comparaison des dynamiques permet de déduire les étapes de cette évolution de la plaine alluviale à l'échelle du bassin-versant. Dans ce cas, l'évolution fluviale peut encore être déterminée par de nombreux facteurs, mais il devient possible d'évaluer les

facteurs de contrôle qui influent au niveau régional, tels que les facteurs tectoniques de forte ampleur, ou l'occupation intensive des sols par les sociétés humaines pour les époques récentes.

(4) Enfin, la comparaison de ces évolutions entre les deux bassins-versants étudiés – celui de Ksabi et celui d'Aïn Beni Mathar –, permet de mettre en évidence des dynamiques communes et synchrones, d'ampleur régionale à suprarégionale, ou des trajectoires différentes propres à chaque bassin. Les dynamiques similaires entre bassins, confrontées à d'autres enregistrements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques, permettent d'appréhender les facteurs de contrôle d'ampleur suprarégionale comme les forçages climatiques.

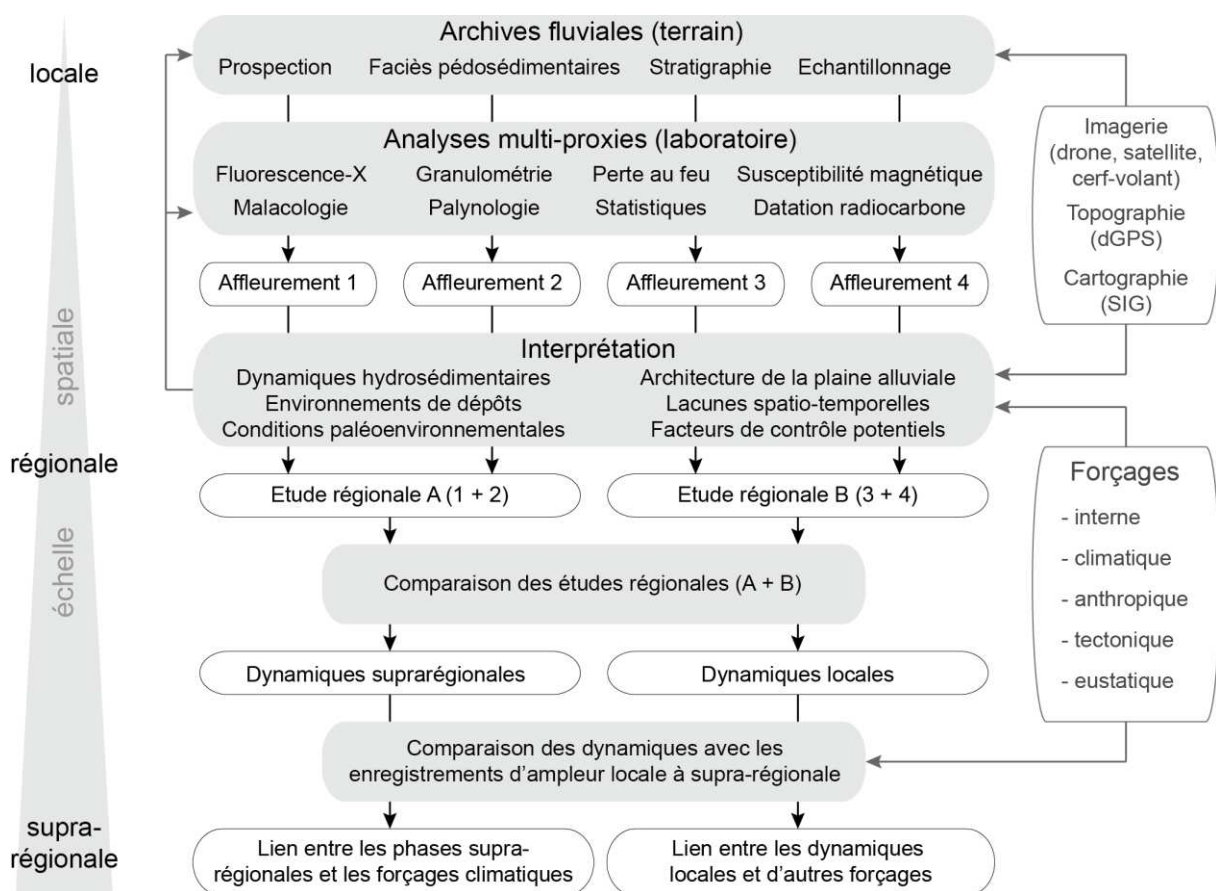


Figure 1-2. Démarche adoptée dans ce travail doctoral, et succession des étapes suivant une logique scalaire. Les flèches grises indiquent les étapes pouvant nécessiter des rétroactions dans les processus réflexifs ou d'acquisition des données.

4. Méthodologies des analyses employées

4.1 Échantillonnage

Les lits actuels des rivières, profondément encaissés dans les plaines alluviales, facilitent l'observation et l'accès aux affleurements des terrasses alluviales. Chaque affleurement sélectionné

pour une étude approfondie par analyses multi-proxies a été échantillonné tous les 3 à 5 cm, en fonction du faciès pédosédimentaire.

Une des principales difficultés concernant l'échantillonnage réside dans l'induration parfois importante des sédiments exposés à l'air libre. L'isolement géographique et la difficulté d'accès aux coupes situées dans le fond des oueds rendent compliqué l'apport d'équipements lourds et mécanisés. Quand les sédiments se sont avérés trop indurés pour l'utilisation d'une truelle, une meuleuse électroportative de 120 mm de diamètre a été utilisée pour l'échantillonnage.

Une campagne de carottage fut également réalisée avec un carottier à percussion Cobra afin de doubler ou de remplacer l'échantillonnage manuel sur coupe, ceci dans le but de réaliser un échantillonnage continu et des analyses sur banc, au pas de mesure plus précis, augmentant ainsi la résolution des analyses. Toutefois, cette campagne s'avéra infructueuse puisque le matériel (tête du carottier) se cassa en raison de l'induration des sédiments. L'échantillonnage manuel sur coupe fut donc privilégié pour toutes les séquences alluviales sélectionnées.

4.2 Susceptibilité magnétique massique

La mesure de la susceptibilité magnétique se fonde sur le principe que tout matériau réagit à un champ magnétique donné. L'analyse consiste donc à placer des sédiments sous un champ magnétique et à mesurer l'intensité de leur magnétisation. La réponse magnétique du matériau est traduite par la valeur de la susceptibilité magnétique exprimée en unités du système international (SI). La susceptibilité magnétique est donc indicatrice de la concentration en minéraux magnétiques du sédiment (Dearing, 1999). Les matériaux diamagnétiques tels que la matière organique, le quartz et la calcite donnent des valeurs très faibles et, dans notre cas, indiquent des faciès riches en calcaire, roche qui compose l'essentiel des formations géologiques des bassins-versants étudiés. Les minéraux ferrimagnétiques ou antiferromagnétiques donnent en revanche des valeurs élevées et indiquent généralement la décarbonatation du matériel parent ou le développement de faciès pédogénésés à travers la formation d'oxydes, d'hydroxydes et oxyhydroxydes de fer et de manganèse.

La susceptibilité magnétique massique (χ) a été mesurée avec un capteur à double fréquence Bartington MS2B de l'UMR 5140 ASM. Les mesures ont été effectuées sur des échantillons, provenant des séquences Bli01, Def01, Tab01, Tab02, Cha01, Cha06, Cha07, qui ont été préalablement séchés (24h à 45°C) puis broyés dans un broyeur à mortier Retsch à bol en oxyde de zirconium. Chaque échantillon a été pesé puis mesuré deux fois pendant 15 s, à une fréquence de fonctionnement de 4,65 kHz, une amplitude du champ magnétique appliqué de 250 μ T, et une résolution de 1×10^{-8} kg.m⁻³ (gamme 0,1). L'écart-type relatif des deux mesures est systématiquement inférieur à 2 % pour tous les échantillons mesurés.

4.3 Perte au feu

La méthode de la perte au feu permet de déterminer la teneur en matière organique (MO), en silicates/oxydes et en carbonates (% de la masse totale). Elle a été réalisée sur les échantillons séchés et broyés des séquences Bli01, Def01, Tab01, Tab02, Cha01, Cha06 et Cha07, au sein de la plateforme

technique OMEAA (UMR 5600 EVS – UMR 5133 Archéorient – ENS Lyon), avec un four à moufle Nabertherm et une balance de précision.

Cette méthode a été réalisée selon le protocole suivant (Heiri *et al.*, 2001) : les échantillons ont d'abord été séchés pendant 12h à 106°C puis pesés afin d'obtenir le poids de référence après le départ des eaux libres et de constitution. Un second passage au four à 550°C durant 5 h permet la calcination des matières organiques. Les prélèvements sont de nouveau pesés. Enfin, les carbonates sont brûlés à 950°C pendant 2h puis les échantillons sont une dernière fois pesés. Les différentes fractions de masse perdue peuvent être ainsi calculées.

4.4 Granulométrie laser

L'ensemble des fractions argileuse, limoneuse, et sableuse (< 2 mm) a été analysé par granulométrie laser. Ces analyses granulométriques, à travers la mesure de la taille du sédiment et de l'énergie nécessaire à son transport, permettent de documenter son milieu de dépôt et les variations du flux hydrique au cours du temps. Les analyses ont été effectuées au sein de la plateforme technique OMEAA au moyen d'un granulomètre Malvern Mastersizer Hydro 2000. Elles ont été réalisées sur les séquences Bli01, Def01, Tab01, Tab02, Cha01, Cha06.

La préparation des échantillons est effectuée sur 2 à 3 grammes de sédiments. Deux types d'attaque chimique sont réalisées : au peroxyde d'hydrogène (H₂O₂), pour détruire la matière organique, puis à l'acide chlorhydrique (HCl), afin de détruire les fragments de coquille ou de concrétion carbonatée présents en grand nombre dans les échantillons. Le nombre d'attaques dépend de leurs proportions respectives. Après un rinçage à l'eau distillée, les échantillons sont défloculés (élimination des ions floculants) à l'aide du chlorure de potassium (KCl) à 7,45 g/L. Après agitation (10 min) afin d'homogénéiser les sédiments et le floculant, les échantillons sont centrifugés de manière à isoler la solution des sédiments. Le surnageant est ensuite éliminé et les échantillons sont rincés deux fois à l'eau distillée. Enfin, les échantillons sont dispersés avec de l'hexamétaphosphate de sodium ((NaP₃O₆)₆) à 5,5 g/L afin de maintenir la défloculation des particules puis sont agités pendant 4 heures avant d'être mesurés au granulomètre laser.

Le choix de détruire les carbonates par attaque à l'acide chlorhydrique (HCl), étape incluse dans le protocole de préparation des analyses granulométriques, peut être discuté. Effectivement, au vu de la géologie du bassin-versant, le matériel détritique est partiellement d'origine carbonatée. Cette partie sera donc dissoute suite à l'attaque à l'acide et ne sera pas mesurée par le granulomètre laser. Cette méthodologie présente donc un biais, en ce qu'elle induit une destruction partielle du matériel étudié. Dans ce contexte, il pourrait apparaître préférable de ne pas recourir à cette étape. Toutefois, la cimentation et l'encroûtement carbonatés sont récurrents et variés dans les dépôts alluviaux des secteurs étudiés. Les fractions sableuses sont parfois sujettes à une précipitation carbonatée secondaire qui cimente les grains entre eux. Les fractions fines sont, quant à elles, agrégées par processus pédogénétique. De nombreux fragments et résidus de coquilles de mollusque composent également la plupart des échantillons. L'ensemble de ces éléments et processus introduirait également un biais significatif dans la mesure par granulométrie laser, si l'attaque à l'acide n'était pas réalisée. L'élimination d'une partie du matériel sédimentaire selon des critères minéralogiques, apparaît ici, dans une moindre mesure, acceptable si l'on veut réaliser des analyses granulométriques homogènes

pour l'ensemble des fractions argileuse, limoneuse, et sableuse. Le granulomètre laser mesurera ainsi la partie silicatée du matériel détritique, qui est largement majoritaire (entre 70 et 80 % en moyenne d'après les analyses de perte au feu, pour les affleurements Def01, Tab02 et Cha06).

Les données granulométriques peuvent être présentées à l'aide d'un diagramme ternaire ou d'une image CM :

- Le diagramme ternaire est une méthode de représentation des données très utilisée, correspondant en une projection bidimensionnelle d'une composition à 3 parts. Les principales classes texturales (argile, limon, sable) correspondent à des données compositionnelles à trois composantes puisqu'elles sont exprimées en pourcentages, et peuvent faire l'objet d'un traitement statistique (détaillé ci-après). Le diagramme ternaire permet ainsi d'illustrer de manière synthétique la texture d'un sédiment, et de le caractériser suivant les classes établies par le référentiel international du *World Reference Base for Soil Resources* (WRB, 2014). Les limites des principales classes texturales sont définies à 2 μm entre l'argile et le limon, et à 63 μm entre le limon et le sable ;
- L'image CM, initialement conçue par Passega (1964) et reprise par Jean-Paul Bravard (Bravard, 1983 ; Bravard et Salvador, 1999), est une méthode permettant d'interpréter la variation de texture en terme de processus de transport et de dépôt. La méthode consiste en un ratio de la médiane M (D50), caractérisant l'énergie moyenne d'un flux, et du percentile le plus grossier C (D99) indiquant sa compétence maximale. Le diagramme qui en résulte est un bon indicateur du tri des sédiments, la droite C=M traduisant un tri théorique parfait. Cette méthode, éprouvée sur des sédiments provenant d'hydrosystèmes à climat tempéré (Mississippi, Rhône), semble toutefois avoir des limites d'application en contexte bioclimatique semi-aride. En effet, Devillers (2005) illustre par son étude des dépôts sableux de la vallée de Gialias à Chypre certaines limites, comme les effets de la bioturbation ou de la pédogénèse sur la qualité du tri réel, ou encore des schémas de distribution différents par rapport aux processus de transport.

4.5 Spectrométrie de fluorescence-X (XRF)

Cette technique non destructive identifie et quantifie les éléments chimiques d'un matériel donné. Elle utilise l'activité des orbitales électroniques les plus proches du noyau de l'atome. Chaque orbitale est définie par une énergie d'émission différente et propre à chaque élément. Le spectromètre est composé d'un tube à rayons X (source de rayonnement) et d'un détecteur. Le tube à rayons X irradie l'échantillon de photons X qui vont éjecter des électrons des orbitales internes de l'atome, créant ainsi un espace vacant instable. Comme la structure électronique cherche la stabilité, un électron des orbitales externes va se déplacer pour combler cet espace et émettre ainsi un rayonnement X secondaire, spécifique à chaque élément, qui sera mesuré par le détecteur du spectromètre.

La composition élémentaire des sédiments a été analysée par spectrométrie de fluorescence X à dispersion d'énergie (ED-XRF) avec un spectromètre portable Innov-X Delta DP4000 au sein du laboratoire de sédimentologie de l'UMR 5140 ASM. Les analyses XRF ont été réalisées sur les échantillons des séquences Bli01, Def01, Tab01, Tab02, Cha01, Cha06, Cha07, préalablement séchés,

broyés et placés dans des tubes de polystyrène cristal puis recouvert d'un film de polyéthylène ultrafin, afin de minimiser des biais liés à des facteurs tels que la granulométrie, la porosité et la teneur en eau (Zolitschka *et al.*, 2014 ; Profe *et al.*, 2016). Les éléments majeurs et traces ont été mesurés en utilisant le mode analytique Minerai + à deux faisceaux (Si, K, Ca, Fe) et le mode analytique Sol à trois faisceaux (Ti, Mn, Co, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba, Pb). Les paramètres des modes analytiques sont les suivants : 10 kV, 0,03 mA et 5 s (temps de comptage) pour le premier faisceau du mode Minerai + ; 40 kV, 0,01 mA et 10 s pour le deuxième faisceau de ce mode ; 40 kV, 0,07 mA et 30 s pour le premier faisceau du mode Sol ; 40 kV, 0,04 mA et 30 s pour le deuxième faisceau ; et 10 kV, 0,045 mA et 45 s pour le troisième faisceau de ce mode. Les éléments plus légers que Si n'ont pas été mesurés étant donné les temps de comptage.

4.6 Malacologie

Les assemblages malacologiques ont été étudiés sur les séquences Bli01, Tab01, Tab02 et Cha07. Pour la séquence Bli01, les données malacologiques issues de Limondin-Lozouet *et al.* (2013) et réalisées par Nicole Limondin-Lozouet (DR CNRS, UMR 8591 LGP) ont été exploitées. Concernant les autres séquences, les études ont été réalisées par Fatima Segaooui (doctorante, Univ. Mohammed V Rabat) sur Tab01 et Tab02, et par Quentin Wackenheimer (doctorant, Univ. Paris 1, UMR 8591 LGP, UMR 8215 Trajectoires) sur la séquence Cha07. Les séquences Tab01 et Tab02 ont fait l'objet d'un prélèvement respectif de 19 et 21 échantillons d'un volume constant de 2 litres pour chaque unité sédimentaire. Pour la séquence de Cha07, un total de 53 échantillons d'un volume de 4 litres a été prélevé en adaptant l'intervalle d'échantillonnage à la lithostratigraphie, un échantillon sur deux a finalement été étudié.

Chaque volume de sédiment a été tamisé par voie humide à 500 µm. Les résidus ont été triés au microscope pour extraire et identifier les coquilles. Les coquilles complètes et les fragments identifiables ont été comptés pour atteindre un nombre minimum d'individus pour chaque échantillon. La littérature récente et des articles ciblés sur la faune marocaine ont été consultés pour identifier les mollusques terrestres et d'eau douce méditerranéens les plus communs ainsi que les espèces locales (Van Damme, 1984 ; Kerney *et al.*, 1999 ; Holyoak & Holyoak 2017). L'analyse écologique des assemblages de mollusques est fondée sur une adaptation de la classification de Puisségur (1976) et sur les descriptions d'habitats disponibles dans la littérature.

Afin de permettre les comparaisons entre les diverses séquences étudiées et dégager des indicateurs paléoenvironnementaux fiables pour la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent, il aurait été préférable de pouvoir étudier les assemblages malacologiques de l'ensemble des affleurements, Cha06 et Def01 compris. Malheureusement, seul un affleurement a pu être analysé pour cette période et le choix en amont de Tab02 ne fut pas *a posteriori* le plus judicieux au regard du moindre investissement dans cette section de l'oued Tabouda et d'une possible lacune sédimentaire (chapitre 4).

4.7 Palynologie

Malgré la faible conservation des grains de pollen dans les formations alluviales en Moulouya en raison du contexte aride (Lefèvre et Ballouche, 1991), un échantillonnage spécifique a été effectué

sur l’affleurement Cha07 afin d’en étudier le contenu pollinique. Cette étude a été réalisée par Valérie Andrieu-Ponel (MCF, IMBE, Univ. Aix-Marseille). Sur les 47 échantillons prélevés, seuls 8 étaient pollinifères, confirmant ainsi la mauvaise conservation des grains de pollen dans ce type d’environnement. Cela empêche une reconstitution détaillée de ces assemblages mais donne des informations sur les espèces en présence et les conditions paléoécologiques.

Les sédiments de 47 échantillons ont été tamisés à 400 µm pour éliminer la fraction la plus grossière. Pour extraire le matériel sporo-pollinique, un traitement chimique (acide HCl, NaOH 10% et acétolyse) a été utilisé suivi d'une flottation en liquide dense ($d = 2$) et des tamisages à 160 puis 10 µm (Nakagawa *et al.*, 1998). Un microscope photonique Biomed Leitz (grossissement x500) a ensuite été utilisé pour identifier le pollen, les spores et les palynomorphes non polliniques (NPP). Les identifications reposent sur l'utilisation de la collection de référence de pollen de l'IMBE (CNRS, Aix-en-Provence, France), des atlas photographiques de pollen (Reille, 1992, 1995 ; Beug, 2004) et des articles sur les NPP (Mauquoy et Van Geel, 2007 ; Cugny, 2010). La concentration en pollen (méthode de pondération, Moore *et al.*, 1991) est faible et varie de 47 grains de pollen/g (échantillon 565) à 9 grains de pollen/g (échantillon 402).

4.8 Datations

Un total de 94 datations au radiocarbone a été obtenu sur les formations alluviales situées dans les bassins de Ksabi et d’ABM. L’essentiel de ces dates a été réalisé sur charbon, de taille souvent inférieure à 1 ou 2 mm de diamètre, empêchant son identification. Quelques-unes obtenues avant ce travail doctoral furent réalisées sur sédiment organique. Ces dates furent réalisées dans trois laboratoires : le Centre de Datation par le Radiocarbone de l’UMR 5138 « Archéométrie et Archéologie » de l’Université Lyon 1, grâce au programme ARTEMIS ; le laboratoire de Poznań (Pologne) de l’Univ. Adam Mickiewicz ; et le laboratoire Isotoptech Zrt. de Debrecen (Hongrie). Toutes les dates ont été calibrées avec IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) à l’aide de deux logiciels, soit CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993), soit Oxcal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009).

4.9 Traitements statistiques

La réalisation de filtres sur les données de séries temporelles continues (moyennes mobiles nécessitant parfois un rééchantillonnage des valeurs) a été effectuée à l’aide des logiciels XSLTAT et Analyseries.

Mis à part ces opérations, des analyses statistiques multivariées ont été réalisées pour interpréter et comparer les données géochimiques et granulométriques. Ces données sont exprimées en concentrations relatives, en partie pour million (ppm) pour les analyses XRF, et en pourcentage pour les analyses en granulométrie laser. Puisque leurs unités sont relatives et non absolues, ces données sont dites « compositionnelles » et sont donc sujettes à des corrélations fallacieuses qui peuvent induire des biais statistiques si des analyses multivariées classiques sont utilisées (Aitchison, 1982). En effet, les variables d’un jeu de données compositionnelles sont interdépendantes entre elles puisque l’augmentation ou la diminution des valeurs de l’une d’entre elle va *de facto* influencer les valeurs des autres variables. Prenons l’exemple de données de composition élémentaire obtenues par

analyse XRF. Si les valeurs en Ca d'une couche carbonatée augmentent fortement, une diminution relative sera observée dans les valeurs des autres éléments, même si la teneur absolue de ces éléments ne varie pas. C'est notamment pour casser cette interdépendance des données compositionnelles que l'usage d'analyses statistiques propres à ce type de données s'avère nécessaire. John Aitchison, statisticien et pionnier dans le domaine des données compositionnelles, fournit une solution fiable en transformant les teneurs brutes en log-ratios (Aitchison, 1986). Depuis, d'autres statisticiens ont développé ses travaux permettant à ce champ statistique d'être reconnu, bien que l'on constate toujours sa faible diffusion dans la communauté scientifique.

Divers logiciels et méthodes ont été utilisés selon les analyses considérées :

- Interprétation des analyses XRF

Pour l'interprétation des analyses géochimiques, les données de composition élémentaire ont donc d'abord été transformées en log-ratios centrés (clr pour *centered log-ratios*) à l'aide du logiciel CoDaPack (Comas-Cufí et Thio-Henestrosa, 2011). Ces données normalisées ont fait ensuite l'objet, pour chaque site d'étude, d'une analyse en composantes principales (ACP) basée sur la matrice de covariance, avec le logiciel XSLTAT.

L'ACP est une analyse statistique multivariée permettant d'explorer un jeu de données multidimensionnelles aux nombreuses variables quantitatives. Les axes factoriels ou composantes principales (PC) extraits de cette analyse résument de manière statistiquement fiable l'information portée par le jeu de données. La première PC (PC1) porte la plus grande part de l'information, exprimée par la variance, puis PC2 est la deuxième à porter le plus d'information, et ainsi de suite. Dans toutes nos analyses, la variance est très élevée sur les premiers axes (80 – 90 %), les deux ou trois premiers PC suffisent ainsi à expliquer l'ensemble du jeu de données.

Chaque axe est expliqué par les coordonnées des vecteurs propres (ou *loadings*) exprimant l'importance de la contribution des variables initiales. Il est ainsi possible d'identifier quelles sont les variables explicatives pour chaque PC et de bâtir une interprétation statistiquement pertinente. Sur ces axes factoriels se répartissent les individus, à savoir les échantillons analysés, selon des coordonnées (ou *scores*). Les valeurs du cosinus carré (\cos^2) sont parfois figurées, elles permettent d'estimer la qualité de la représentation de chaque variable : plus le \cos^2 est grand, plus le lien avec l'axe correspondant est important.

Concernant la représentation graphique des données géochimiques, les *scores* des premiers PC (x) sont présentés sous forme de courbe en fonction de la profondeur (y) contre les logs sédimentaires. Les *loadings* y sont associés pour faciliter l'interprétation. Nous avons également parfois recours à des ratios entre deux éléments, plus communément utilisés par la communauté scientifique, lorsque leur usage semble certain dans notre contexte géographique. En complément, les valeurs brutes en ppm de chaque élément font toujours l'objet d'une figure, située en annexe.

- Comparaison des analyses XRF et granulométriques

Afin de comparer les analyses XRF et granulométriques entre elles, une approche complémentaire doit être utilisée. Puisque les données géochimiques et granulométriques correspondent à deux jeux de données compositionnelles différents et acquis sur les mêmes

échantillons, nous pouvons les comparer, et ainsi mettre en évidence leurs corrélations, en effectuant une ACP spéciale à l'aide du package *robCompositions* sur le logiciel R (Filzmoser *et al.*, 2018). Les deux compositions sont extraites indépendamment, sont exprimées en coordonnées, et sont traitées conjointement dans une ACP. Enfin, les *loadings* sont exprimés en coefficients clr pour les compositions respectives afin d'obtenir une interprétation dans le graphique bidimensionnel de composition.

- Interprétation des analyses granulométriques

Comme nous l'avons mentionné ci-dessus, les principales classes texturales, représentées par un diagramme ternaire, sont des données compositionnelles à trois composantes et peuvent donc faire l'objet d'une analyse en composante principale à l'aide du package *robCompositions* sur le logiciel R (Filzmoser *et al.*, 2018). La première PC peut être projetée sous forme de ligne dont la direction est régie par les coordonnées des vecteurs propres. Autrement dit, la direction de PC1 illustre les variables représentant statistiquement le mieux le jeu de données.

Par ailleurs, la granulométrie laser offre une meilleure résolution que la technique plus traditionnelle de la colonne de tamis, et permet d'obtenir des modes de distribution granulométrique pour chaque échantillon.

L'analyse statistique des *end-members* permet d'aller plus loin que les méthodes précédemment décrites et utilisées, à savoir la description par classes texturales (argile, limon, sable), la réalisation de diagramme ternaire et d'image CM. Cette analyse est une méthode de décomposition des données granulométriques permettant de définir le nombre d'*end-members* (EM), autrement dit de sous-populations, et leurs distributions granulométriques. Ce traitement statistique a été réalisé à l'aide du package *EMMAgeo* sur le logiciel R (Dietze et Dietze, 2013), le mode déterministe a été employé. Les *loadings* décrivent ainsi la distribution de ces sous-populations et les *scores* représentent la contribution de ces sous-populations aux échantillons. *In fine*, ce sont les scores qui sont représentés graphiquement selon la profondeur pour chaque EM.

Cette approche est intéressante car elle permet d'exploiter au mieux les données précises obtenues sur les distributions granulométriques de chaque échantillon, que ne reflète pas toujours la simple classification texturale entre argile, limon et sable. Bien que pertinente, car répondant à la classification granulométrique internationale qui sépare les argiles des limons à 2 μm et les limons des sables à 63 μm , l'application de cette classification à un jeu de données lui impose des limites arbitraires ne respectant pas les modes de distribution granulométrique propres à chaque dépôt sédimentaire. Les modes ainsi identifiés, selon leur taille et leur distribution, peuvent plus aisément faire l'objet d'une interprétation en termes de processus d'énergie, de transport et de dépôt.

5. Le terrain d'étude

5.1 Le bassin-versant de la Moulouya

5.1.1 Cadre géologique, structural et géographique

5.1.1.1 Cadre structural et géodynamique du Nord-Est marocain

Le Maroc est situé au nord-ouest de la plate-forme saharienne, craton précambrien rigide, bordé au nord par la marge active téthysienne ou mésogéenne et à l'ouest par la marge passive atlantique. Sa longue histoire géologique est marquée par une succession de cycles orogéniques qui ont contribué, chacun par son contexte géodynamique et son ampleur, à façonner de grands domaines structuraux. Ainsi, la morphologie actuelle du pays est liée à l'ouverture atlantique et à la convergence des plaques africaine et eurasiatique dont la tectonique compressive a provoqué la surrection des chaînes du Rif et des Atlas lors de l'orogénèse alpine (Michard *et al.*, 2008).

Le Nord-Est du Maroc appartient à quatre grands domaines structuraux (Fig. 1-3) :

- Le domaine saharien au sud est constitué de plateaux d'altitude moyenne autour de 1000 m, les Hamadas, formés de calcaires crétacés et tertiaires, non déformés. Cette couverture tabulaire recouvre les séries paléozoïques légèrement déformées lors de l'orogénèse varisque et le socle précambrien déformé au cours des orogénèses éburnéenne et panafricaine (Michard *et al.*, 2008 ; Barcos *et al.*, 2014) ;
- Le domaine atlasique est formé par le Haut Atlas et le Moyen Atlas. Le Haut Atlas central et oriental présente une orientation S-O/N-E puis O-E. Le Haut Atlas oriental présente des altitudes modestes sauf sur sa bordure nord, prolongement du massif du jbel Ayachi qui culmine à 3751m. Il forme des chaînons séparés par de larges plateaux qui s'ennoient dans les Hauts-Plateaux et la plaine du Tamlelt, cette dernière ouvrant un large passage entre ces Hauts-Plateaux au nord et le domaine saharien au sud. Il se prolonge en Algérie par l'Atlas saharien (Michard *et al.*, 2008). Le Moyen Atlas (altitude moyenne entre 1500 et 2000 m) présente une orientation S-O/N-E, et s'étend depuis le Haut Atlas central dont il diverge, jusqu'au massif des Beni Snassen et aux monts d'Oujda (Frizon de Lamotte *et al.*, 2008). La chaîne atlasique est une chaîne intracontinentale, constituée principalement de séries calcaires du Jurassique inférieur et moyen autochtones déposés dans deux rifts avortés, plissés et faillés au cours d'une orogénèse précoce jurassique et éocétacée suivie d'une évolution ultérieure continentale ou épicontinentale (Michard *et al.*, 2008). Une tectonique « d'effondrements en extension » tardive provoque l'émiettement du Moyen Atlas recoupé par les bassins de la Moyenne Moulouya (Missour), de Guercif et de la Basse Moulouya et des structures en horst et graben. Le développement du volcanisme plio-quadernaire dans tout le Maroc oriental est à mettre en relation avec ces mouvements en extension (Michard *et al.*, 2008).
- Inséré dans le losange de ce dispositif atlasique, les Hauts-Plateaux, d'une altitude moyenne de 1600-1200 m, sont constitués de séries calcaires mésozoïques et cénozoïques tabulaires (Hauts Plateaux) à sub-tabulaires (Rekkam) recouvrant le socle paléozoïque plissé,

métamorphisé et granitisé lors de l'orogénèse varisque, qui apparaît localement (Haute Moulouya, Debdou, Mekkam) (Michard *et al.*, 2008 ; Barcos *et al.*, 2014) ;

- Le domaine rifain. La chaîne du Rif appartient au système orogénique alpin qui des montagnes de Bétique au Sud-Est de l'Espagne jusqu'à l'Atlas tellien en Algérie (Chalouan *et al.*, 2008) constitue l'arc bético-rifo-tellien, segment d'un ensemble bien plus vaste des chaînes alpines méditerranéennes qui s'étend le long de la côte nord-africaine et se raccorde par la Sicile à l'Apennin. La chaîne rifaine est constituée d'unités allochtones charriées sur la marge de la plaque africaine lors de la collision entre les plaques africaine et eurasiatique au cours du Cénozoïque (Michard *et al.*, 2008).

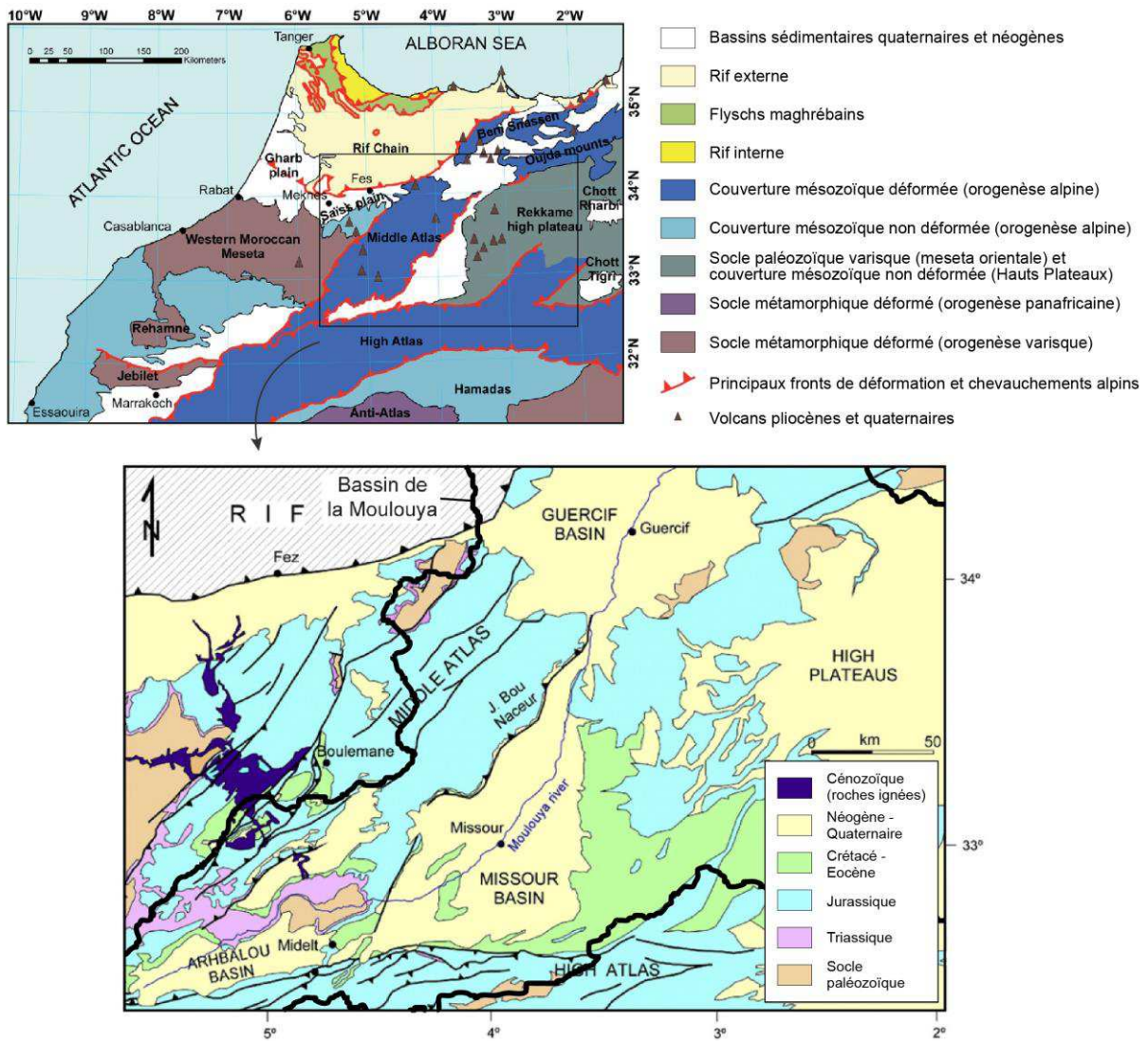


Figure 1-3. Cartes géologiques du Nord-Est marocain (modifiés d'après Barcos *et al.*, 2014 et Pastor *et al.*, 2015).

5.1.1.2 Caractéristiques géologiques et géomorphologiques du bassin de la Moulouya

La Moulouya est le second plus grand fleuve de la rive sud de la Méditerranée après le Nil. Son bassin-versant, d'une superficie d'environ 65000 km², est délimité par le Haut Atlas et l'Atlas saharien au sud, le Moyen Atlas à l'ouest, le Rif au nord-ouest et les monts des Beni Snassen et d'Oujda au nord (Fig. 1-4). Ainsi, le bassin de la Moulouya a la particularité de constituer une zone frontière entre les grands bassins de drainage méditerranéen, atlantique et saharien, puisqu'il constitue sur plus de 500 km la ligne de partage des eaux méditerranée-atlantique à l'ouest, et sur plus de 600 km la ligne de partage des eaux méditerranée-sahara au sud.

En outre, le bassin-versant de la Moulouya est constitué de deux grands sous-bassins : celui du cours principal qui s'écoule depuis sa source à la jonction du Haut et du Moyen Atlas, à plus de 2000 m d'altitude, jusqu'à son embouchure en mer d'Alboran, et celui de l'oued Za-El Haÿ-Charef, affluent le plus important, qui draine un vaste bassin qui représente près de la moitié de l'ensemble du bassin de la Moulouya (~30000 km²).

Le cours principal de la Moulouya, long de ~600 km et orientée SO-NE, draine de grands bassins sédimentaires comblés par des formations néogènes et quaternaires (Pastor *et al.*, 2015). Ces bassins (Arhbalou, Ksabi-Missour, Guercif et Zebra-Triffa) sont séparés par d'importantes zones de rupture correspondant à des gorges, bien identifiées sur son profil en long (Fig 1-5, Barcos *et al.*, 2014). Le cours principal est ainsi divisé en trois sections : la haute, moyenne et basse Moulouya.

- La haute Moulouya se situe en amont des gorges d'Aouli (Fig. 1-4). Son bassin draine les piedmonts sud du Moyen Atlas et les chaînons septentrionaux du Haut Atlas, qui sont composés de séries du Jurassique inférieur à moyen principalement calcaires, plissées et faillées. Entre les deux Atlas, le plateau de la haute Moulouya est constitué d'une couverture tabulaire d'épaisseur réduite formée d'argiles salifères et de basaltes du Trias, d'argiles et grès continentaux du Crétacé et du Mio-Pliocène qui recouvrent le socle paléozoïque granité et métamorphisé de la boutonnière d'Aouli (Pastor *et al.*, 2015). Dans cette région, les plus hauts massifs du Haut Atlas conservent les traces d'activité glaciaire et périglaciaire (cirques glaciaires, moraines) (Hughes *et al.*, 2004) ;
- Le cours moyen de la Moulouya traverse successivement les bassins sédimentaires néogènes, de Ksabi, de Missour puis de Guercif, constitués principalement de marnes et conglomérats continentaux, jusqu'aux gorges taillées dans les Beni Snassen. Son bassin draine ici les versants orientaux du Moyen Atlas au nord-ouest, les piedmonts du Haut Atlas au sud, et la bordure occidentale des Hauts-Plateaux à l'est. Cette dernière est délimitée par le plateau du Rekkam principalement composé d'une couverture tabulaire à sub-tabulaire de calcaires et de grès du Jurassique et du Crétacé et les massifs paléozoïques des monts du Debdou-Mekkam (Fig. 1-3) ;
- Le bassin de la basse Moulouya est quant à lui délimité par les montagnes du Rif à l'ouest et l'Atlas tellien à l'est. Après les gorges entaillées dans les monts des Beni Snassen, principalement composés de calcaires et de grès du Mésozoïque, la basse Moulouya draine la plaine de Zebra-Triffa, principalement comblée de dépôts marins néogènes (Boughriba *et al.*, 2006).

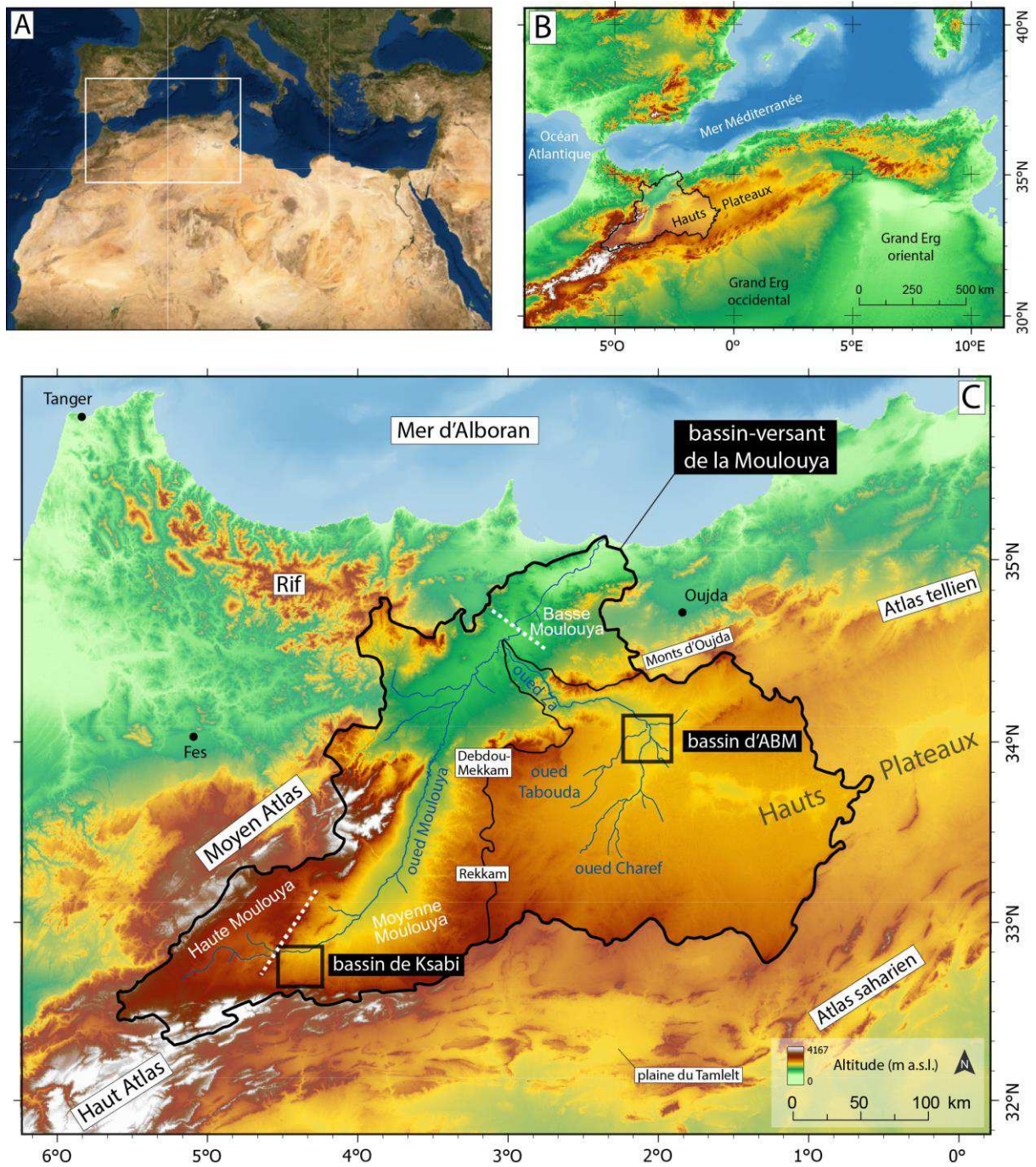


Figure 1-4. Cadre géographique du bassin-versant de la Moulouya : A) Image satellite du bassin méditerranéen avec localisation du Maghreb (source : TerraColor imagery, Esri, 2009) ; B) Topographie du Maghreb et localisation du bassin de la Moulouya (source : ASTER, NASA *et al.*, 2009) ; C) Topographie et localisation du bassin-versant de la Moulouya, des principaux oueds et reliefs, et des deux fenêtres d'étude : le bassin de Ksabi en moyenne Moulouya et le bassin d'Aïn Beni Mathar (ABM) au nord des Hauts-Plateaux.

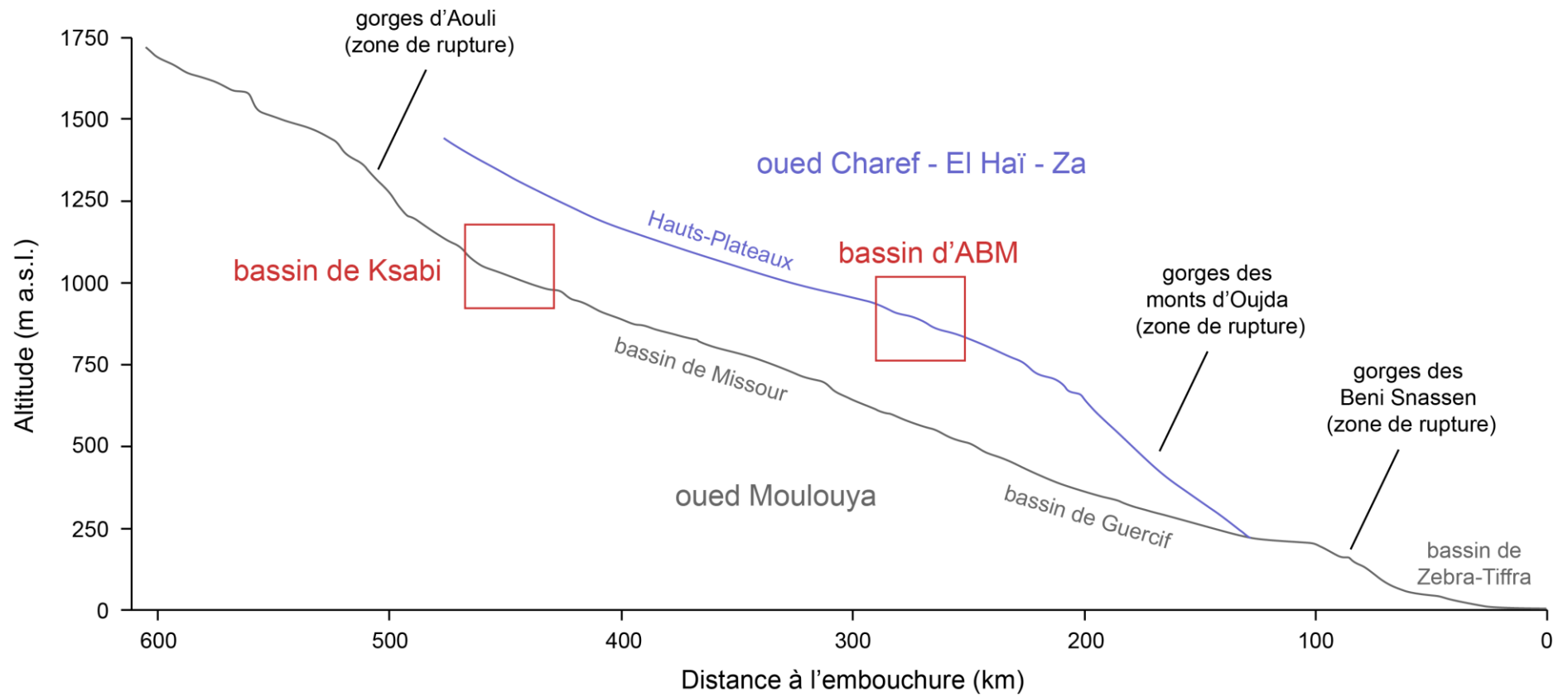


Figure 1-5. Profil en long du cours de la Moulouya et de son principal affluent, l'oued Za-El Haï-Charef (modifié d'après Pastor *et al.*, 2015).

L'oued Za-El Haÿ-Charef draine la partie la plus occidentale de la région des Hauts-Plateaux, qui s'étend du Maroc à la Tunisie. Cette région est délimitée par l'Atlas saharien au sud, Les monts d'Oujda et l'Atlas tellien au nord et la chaîne des Aurès à l'est. La région des Hauts-Plateaux est caractérisée par des plateaux steppiques de 1000 à 1600 m d'altitude parsemés de plusieurs *chotts* (lacs salés avec assèchement saisonnier). Ces derniers forment plusieurs bassins de drainage endoréiques au sein des Hauts-Plateaux, comme par exemple ceux des chotts Rharbi et Tigri (Fig. 1-3). La partie occidentale des Hauts-Plateaux, qui constitue le bassin versant de l'oued Za-El Haÿ-Charef est principalement composée de séries calcaires du Jurassique inférieur à moyen et des séries du Crétacé moyen à supérieur du plateau du Rekkam et des monts du Debdou-Mekkam et de Trarit (Médioni, 1960 ; Michard *et al.*, 2008). Dans la partie nord, ils sont recouverts par les dépôts lacustres plio-pléistocènes et les conglomérats quaternaires du bassin d'Aïn Béni Mathar (Fig. 1-3, Stretta, 1952).

5.1.2 Caractéristiques bioclimatiques et hydrologiques

Le climat du Maroc diffère d'une région à l'autre, il peut être méditerranéen, atlantique ou saharien. Ceci s'explique par la situation du pays à des latitudes subtropicales, bordé à la fois par l'océan Atlantique, la mer Méditerranée et le désert du Sahara. Les chaînes de l'Atlas forment une barrière orogénique qui subdivise grossièrement le pays en deux zones : une zone, à l'ouest et au nord du Haut et Moyen Atlas, soumise à la forte influence des perturbations nord-atlantiques, et une zone correspondant aux régions anti-atlasiques et nord-orientales, où les influences sahariennes dominent et progressent profondément vers le nord (Fig. 1-6, Knippertz *et al.*, 2003). La variabilité annuelle climatique est rythmée par une saison humide froide (octobre à avril) et une saison sèche chaude (mai à septembre), qui s'explique par l'équilibrage des masses d'air et le balancement saisonnier des cellules anticycloniques (Rognon, 1994 ; Sebbar, 2013). En hiver, l'anticyclone des Açores se déplace vers les îles Canaries, ce qui permet la pénétration des pluies liées au front polaire. A contrario, l'été est marqué par l'apport de masses d'air tropical chaud et sec lié à l'anticyclone des Açores.

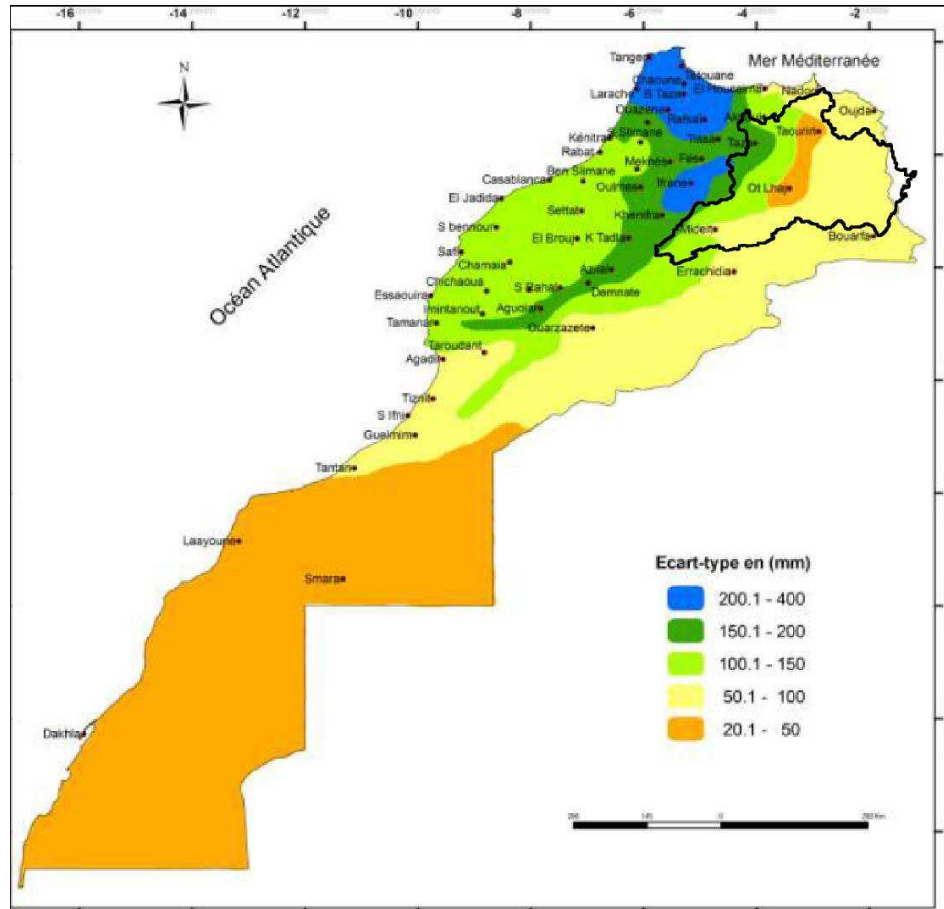
Trois principaux types de régime pluviométrique saisonnier en découlent (Sebbar, 2013) :

- Un régime saisonnier pluviométrique à maximum hivernal, le long de la façade atlantique et méditerranéenne ;
- Un régime à maximum automnal dans la région pré-désertique ;
- Et un régime à maximum printanier dans la région orientale.

La haute et la moyenne Moulouya et les Hauts-Plateaux, caractérisés par des conditions climatiques arides et froides, sont classés comme " climat de désert froid " (BWk) dans le système Köppen-Geiger (Beck *et al.*, 2018).

Si la basse Moulouya présente un climat méditerranéen semi-aride à subhumide avec un régime pluviométrique principalement influencé par les précipitations hivernales (Thornes *et al.*, 2009), en revanche, les régions continentales du bassin-versant de la Moulouya – les haute et moyenne Moulouya et les Hauts-Plateaux – sont caractérisées par un maximum de précipitations printanières et une sécheresse relative de l'hiver. Ceci s'explique par les conditions orographiques, ces régions se trouvant dans l'ombre pluviométrique du Moyen Atlas, qui atténue les précipitations liées au front

Variabilité absolue de la pluviométrie



Variabilité relative de la pluviométrie

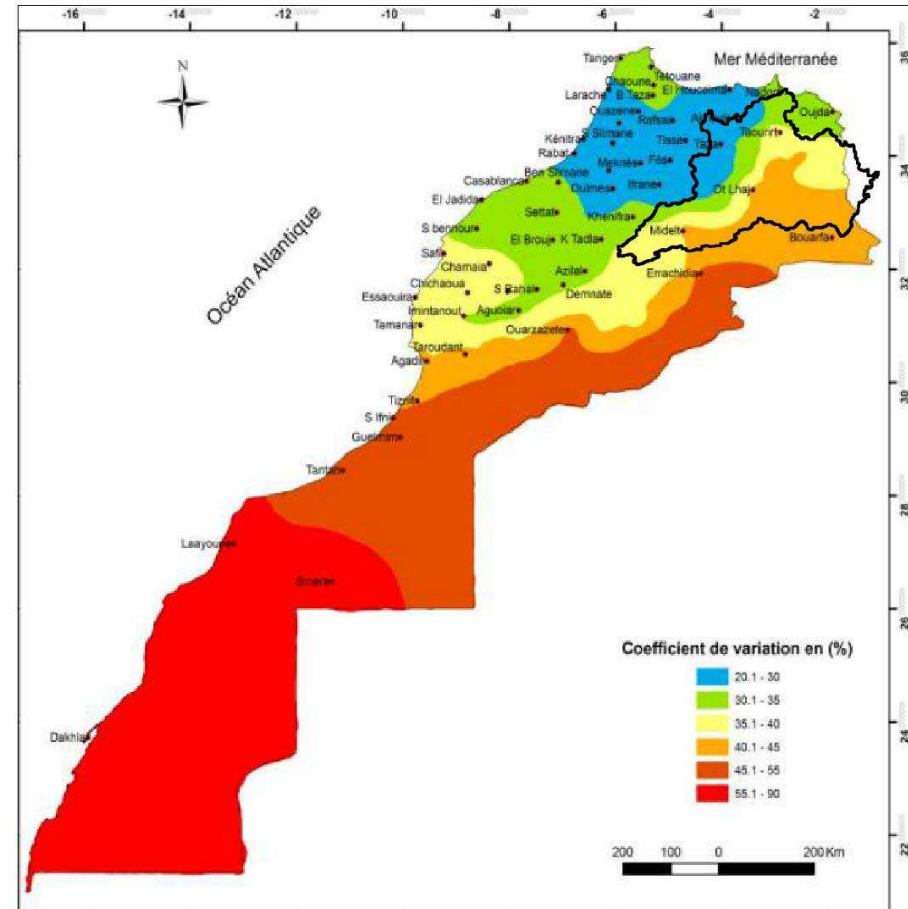


Figure 1-6. Cartes des variabilités absolue et relative de la pluviométrie annuelle du Maroc calculées pour la période 1935 – 2005 (modifié d'après Sebbar, 2013).

polaire apportées par les vents d'ouest (*westerlies*) atlantiques et produit des masses d'air sec (effet de foehn). Le maximum printanier serait lié à la cyclogenèse méditerranéenne bien que la confrontation des masses d'air soit particulièrement complexe au Maghreb (Rognon, 1994). Au cours de l'hiver et du printemps, une augmentation des flux de sud et de sud-ouest due à cette cyclogenèse est responsable de fortes précipitations au Maroc, en Algérie, à l'est et au sud-est de l'Espagne, et au sud de l'Italie (Harding *et al.*, 2009).

Les précipitations annuelles faibles (150-200 mm/an) et très variables d'une année sur l'autre et la température interannuelle élevée (Sebbar, 2013) expliquent l'installation d'un couvert végétal de type steppique composé principalement de *Stipa tenacissima* et de *Artemisia herba alba*. Rare est la couverture forestière, qui se limite à quelques spécimens dans le fond des oueds ou en altitude dans les régions montagneuses.

Dans ces régions au climat aride, les systèmes hydrographiques actuels sont caractérisés par des cours d'eau encaissés et par des systèmes de terrasses emboîtées. L'érosion régressive affecte fortement les berges nues des rivières, entraînant la formation de ravinements latéraux et de paysages de *badlands*. Le régime d'écoulement est intermittent : sec pendant une partie de l'année, il est marqué par des débits de haute énergie et de courte durée lorsque de fortes pluies surviennent. Les crues ont de forts impacts sur ces hydro-écosystèmes : l'absence de végétation stabilisant les berges induit une augmentation du ruissellement et de l'érosion des sédiments, cet important apport sédimentaire est d'autant aggravé par une pression agropastorale accrue au cours du 20^{ème} siècle (El Harradji, 1997).

5.1.3 Les bassins sédimentaires de Ksabi et d'Aïn Beni Mathar

Deux zones d'étude aux propriétés physiogéographiques analogues ont été sélectionnées afin de pouvoir comparer les évolutions des dynamiques hydrosédimentaires et de la morphogenèse fluviale holocène à une échelle régionale, sans qu'elles soient trop affectées par les facteurs de contrôle propres aux bassins-versants (topographie, lithologie, tectonique). Ainsi, cette recherche doctorale s'est concentrée sur les régions de la haute et de la moyenne Moulouya et des Hauts-Plateaux marocains qui partagent les mêmes caractéristiques bioclimatiques : une forte variabilité intra- et interannuelle de la température et de la pluviométrie, des conditions arides et froides dominées par un régime des précipitations printanier, et une végétation steppique sans couverture forestière.

Les deux zones sélectionnées se situent chacune dans un des deux principaux sous-bassins de la Moulouya : au sein de son cours principal pour le bassin de Ksabi, à la jonction entre la haute et la moyenne Moulouya, et celui de l'oued Za-El Haÿ-Charef pour le bassin d'Aïn Beni Mathar (ABM) au nord des Hauts-Plateaux (Figs. 1-4, 1-5). Ces bassins partagent des caractéristiques géologiques analogues. Il s'agit de paléodépressions comblées au cours du Cénozoïque, et recouvrant des formations carbonatées crétacées et jurassiques (Fig. 1-3) :

- Le bassin de Ksabi est un bassin sédimentaire, séparé des Hauts-Plateaux calcaires liasiques au Nord-Ouest par un système faille, et comblé par des argilites rouges gypsifères au Néogène. L'oued Moulouya incise ensuite progressivement le centre de ce bassin, en constituant un système de terrasses étagées. Ce système est constitué d'un complexe d'au moins sept

formations alluviales grossières pléistocènes, généralement protégées par des calcrètes, s'étageant jusqu'à une hauteur de 150 m au-dessus de l'incision maximale de la vallée actuelle (Lefèvre, 1985 ; Lefèvre, 1989) ;

- Le bassin d'ABM au nord des Hauts-Plateaux est un bassin constitué de dépôts tertiaires et quaternaires qui ont comblé une paléodépression. Cette dernière résulte de failles normales qui ont déformé le substratum jurassique et ont conduit à la formation d'un horst-graben (El Harradji, 1985, 1994 ; Bouazza *et al.*, 2013 ; El Harradji, 2019). Les calcaires lacustres et dolomies furent érodés au cours du Pléistocène formant ainsi des *gaâda*, à savoir des escarpements armés de ces calcaires ou de conglomérats tabulaires délimitant le bassin à l'est, au sud et à l'ouest, adoptant ainsi une forme en amphithéâtre (Stretta, 1952). Ces escarpements limitent l'érosion régressive par le réseau hydrographique, qui, de forme dendritique, incise les marnes du Néogène du bassin, et s'écoule vers le nord, vers les gorges de l'oued Za entre monts du Debdou-Mekkam et d'Oujda.

Ces deux zones d'étude, distantes respectivement de ~450 km et ~250 km de l'embouchure de la Moulouya, sont situées toutes deux à des altitudes similaires, vers 1050 m et 900 m a.s.l. (Fig. 1-5). L'altitude relativement élevée du bassin de l'oued Za, malgré la proximité relative de l'embouchure est due à la pente accusée des gorges de l'oued Za, qui incisent les Hauts-Plateaux pour se raccorder au niveau de base du drain principal.

Distants de 300 km l'un de l'autre, l'étude des archives alluviales de ces deux bassins peut ainsi permettre de réaliser une analyse comparée à l'échelle régionale de l'évolution géomorphologique et paléoenvironnementale des bassins-versants médians de la Moulouya.

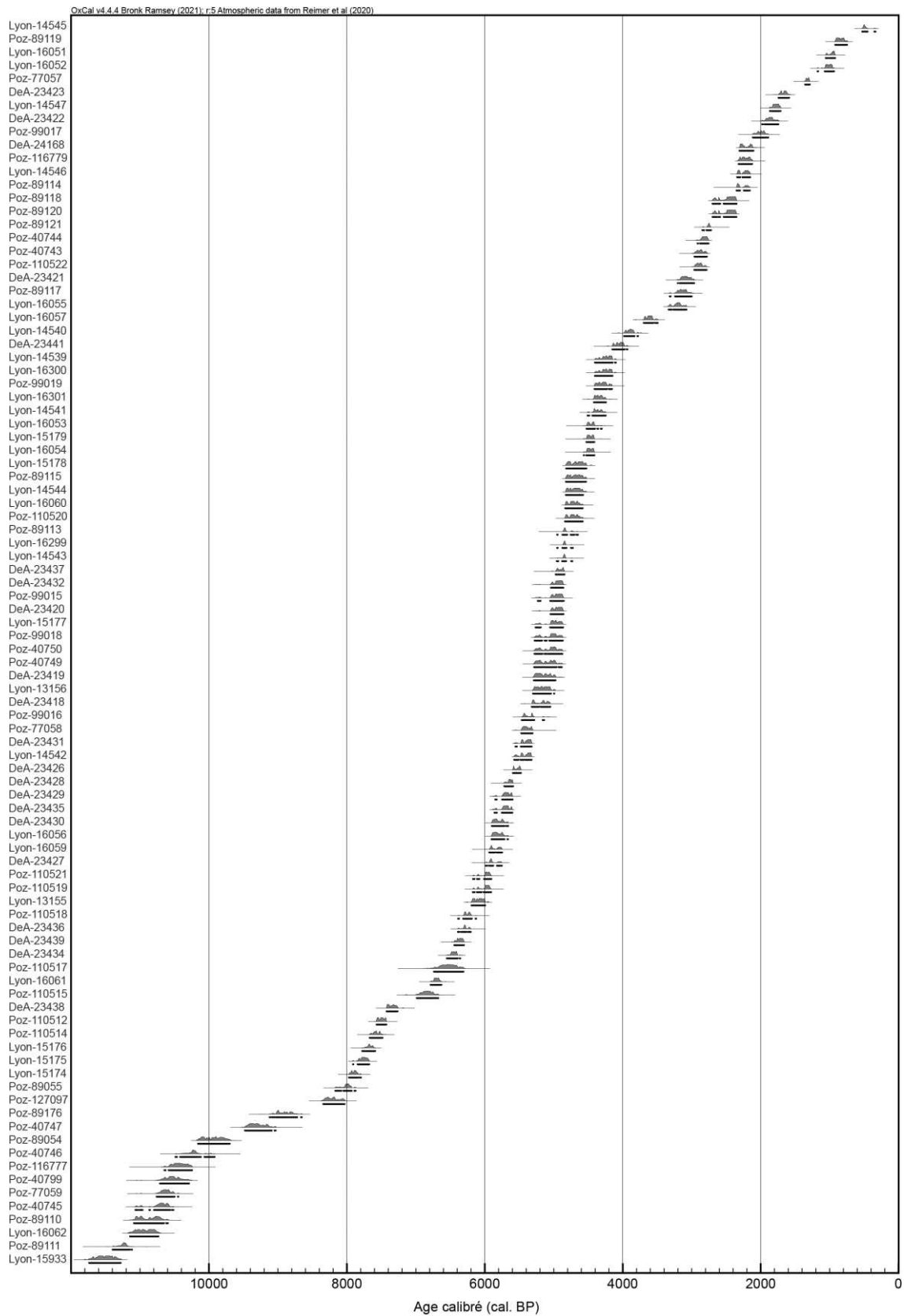


Figure 1-7. Distribution de l'ensemble des datations radiocarbone des fenêtres d'étude de Blirh, Defilia, Charef, Tabouda, et des oueds prospectés de El Haÿ, Za, et Ouziyyane, réalisées dans le cadre des programmes Paléomar du LabEx ARCHIMEDE et Paléomex-Mistrals du CNRS, exceptées les datations issues de Limondin-Lozouet *et al.* (2013). Distribution réalisée à l'aide de Oxcal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009) et calibrée avec IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020).

5.2 Les formations alluviales holocènes étudiées

Dans le cadre des programmes Paléomar du LabEx ARCHIMEDE et Paléomex-Mistrals du CNRS, un total de 94 datations radiocarbone a été obtenu sur les formations alluviales situées dans les bassins de Ksabi et d'ABM (Fig. 1-7, Ann. I).

Nous pouvons observer que les âges obtenus couvrent tout l'Holocène, même si certaines périodes sont moins bien représentées, comme le début de l'Holocène à la jonction avec le Tardiglaciaire ainsi que le dernier millénaire. Dans un premier temps, des prospections couplées à des campagnes de datation ont été réalisées, permettant d'établir un premier cadrage chronologique des formations alluviales observées. Les principaux secteurs et affleurements prospectés sont présentés succinctement ci-dessous. Certains de ces affleurements ont par la suite été sélectionnés pour faire l'objet d'études et d'analyses approfondies, et seront détaillés dans les chapitres suivants.

5.2.1 Le bassin de Ksabi

5.2.1.1 État de l'art

Dans le bassin de Ksabi, les recherches effectuées par D. Lefèvre dans sa thèse de doctorat (Lefèvre, 1985), furent les premières à identifier des dépôts fluvio-palustres de l'Holocène ancien au Maghreb. De nombreuses prospections avaient été réalisées dans tout le bassin de Ksabi, qui avaient permis d'identifier les secteurs où les dépôts étaient les mieux conservés et propices à des analyses sédimentologiques et paléoenvironnementales. Deux séquences avaient alors été étudiées, une terrasse alluviale de l'oued Bliroh et le barrage travertineux de Aït Blal, tous deux appartenant à l'Holocène ancien (Fig. 1-8, Lefèvre et Ballouche, 1991). Cette formation, de 2-3 m de puissance environ, se distingue par la présence de dépôts limoneux hydromorphes grisâtres riches en malacofaune dans lesquels s'interstratifient des horizons noirs vertiques en plaine distale, ainsi que plusieurs niveaux tufacés ou oncolithiques, parfois épais, à proximité des anciens axes d'écoulement (Lefèvre et Ballouche, 1991). Les analyses palynologiques réalisées dans cette étude mettent en évidence les mauvaises conditions de préservation des grains de pollen inhérentes au contexte alluvial en milieu aride. Cette séquence de l'oued Bliroh a fait plus tard l'objet d'une étude malacologique détaillée (Limondin-Lozouet *et al.*, 2013).

La fin de l'Holocène ancien ou le début de l'Holocène moyen marquent une rupture lithologique majeure. Les phases d'encaissement successives s'enchaînent après cette première partie de l'Holocène caractérisée par une aggradation quasi-permanente. Les dépôts qui s'ensuivent, plus jaunâtres et oxydés mais aussi plus grossiers, illustrent un meilleur drainage et des débits plus énergiques. Les assemblages malacologiques indiquent quant à eux un basculement vers une terrestrialisation des biotopes (Limondin-Lozouet *et al.*, 2013). Des structures archéologiques, affleurant de ces dépôts, sont également observées.

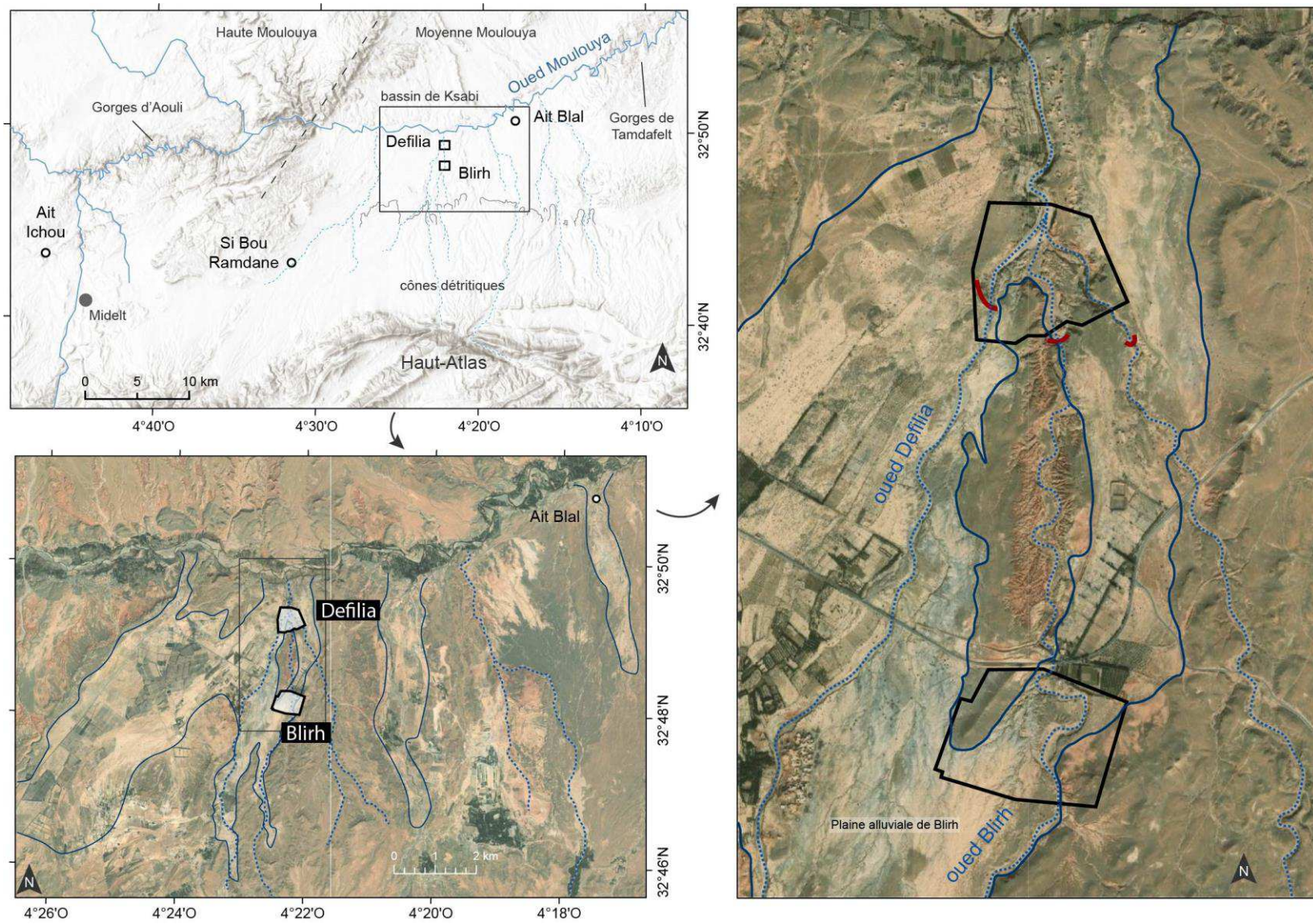


Figure 1-8. Localisation des principales séquences alluviales étudiées dans le bassin de Ksabi (source : TerraColor imagery, Esri, 2009).

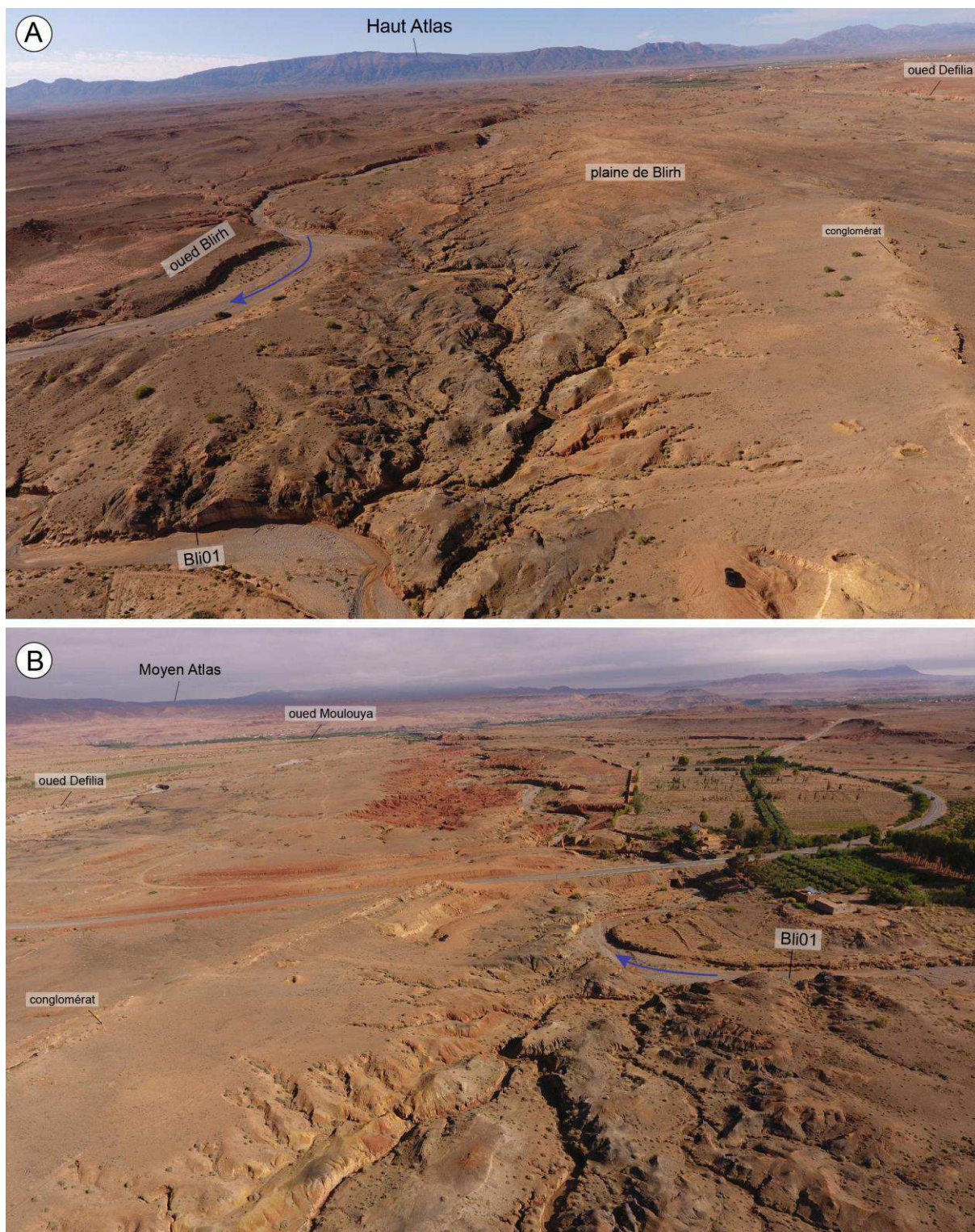


Figure 1-9. Vues aériennes du secteur de Blirh : A) vue (vers le sud) de la plaine de Blirh et de la forte dynamique d'érosion régressive dans ce secteur, et B) vue (vers le nord) de l'incision de l'oued Blirh dans la butte témoin néogène et de l'oued Moulouya en arrière-plan.

Dans le cadre de notre travail doctoral, l'étude de la séquence de l'Holocène ancien de Blirh a été reprise et complétée par de nouvelles prospections dans ce secteur afin d'étudier les formations plus récentes. Ces prospections ont été menées jusqu'à sa confluence avec l'oued Moulouya en aval. Un second secteur en aval, celui de Defilia, est également étudié (Fig. 1-8).

D'autres séquences sédimentaires font l'objet d'un travail collectif de la part de l'équipe Paléomex, et ne sont pas intégrées à ce manuscrit. Cela concerne la reprise de l'étude du barrage travertineux d'Ait Blal (Lefèvre et Ballouche, 1991), et l'étude de nouvelles séquences à Si Bou Ramdane et Ait Ichou à la limite entre le bassin de Ksabi et la haute Moulouya (Fig. 1-8).

5.2.1.2 Contexte hydrogéomorphologique et localisation des affleurements

Les oueds Blirh et Defilia prennent leur source dans les contreforts du Haut Atlas, drainent les cônes détritiques de son piedmont, et convergent dans le bassin sédimentaire de Ksabi avant de confluer avec l'oued Moulouya (Figs. 1-8, 1-9 A). D'autres oueds s'écoulent ainsi selon un axe nord-sud vers l'oued Moulouya et constituent plusieurs petits bassins d'accumulation formés au débouché des piedmonts du Haut Atlas. Les axes d'écoulement de ces oueds sont donc relativement parallèles, et dans le secteur d'étude de Blirh, leurs plaines alluviales, proches les unes des autres, peuvent converger. Ainsi, la fenêtre d'étude de la plaine de Blirh est située à l'est d'une large plaine qui englobe à l'ouest celle de l'oued Defilia (Figs. 1-8, 1-9 A). Les bassins des deux oueds Blirh et Defilia se distinguent de nouveau en aval avec le creusement par l'oued Blirh d'une vallée étroite incisée dans une butte témoin marneuse du Néogène couronnée par un conglomérat pléistocène (Figs. 1-9 B, 1-10 C). Ces deux oueds vont de nouveau confluer avec un troisième oued pour former une vallée cette fois profondément incisée sur plus de 15 m dans les formations marneuses du Néogène avant de se jeter dans la Moulouya (Figs. 1-8, 1-10 A). Cette zone, formée par la réunion des trois lits de ces oueds, correspond au secteur d'étude nommé Defilia.

Le profil en long de ces trois oueds se manifeste par des ruptures de pente importantes, donnant lieu à des cascades (Fig. 1-10 B). En effet, les lits amont de ces oueds suivent une pente régulière, comme le montre le profil en long de l'oued Blirh réalisé entre les deux secteurs d'étude Blirh et Defilia (Fig. 1-11). Depuis la fenêtre d'étude de Blirh, la puissance de l'accumulation sédimentaire holocène des oueds Blirh et Defilia a tendance à diminuer jusqu'à devenir nulle à l'aplomb des cascades. Au niveau de ces ruptures de pente affleurent des conglomérats fluviaux pléistocènes qui, en raison de leur résistance à l'érosion, servent de niveau de base aux lits amont des oueds. Ces ruptures sont formées par le sapement des marnes néogènes sous-jacentes, plus tendres, et l'effondrement de ces conglomérats, dont témoignent les blocs effondrés situés en contrebas, sous l'effet de l'érosion régressive depuis le niveau de base de la Moulouya (Fig. 1-10 B). Le niveau de base après ces ruptures est ensuite connecté à celui du cours de l'oued Moulouya, dont la confluence a lieu à 1 km en aval (Fig. 1-11). Cette situation résulte de l'encaissement progressif du lit de la Moulouya depuis le Pléistocène conduisant ainsi à un étagement de plusieurs générations de glacis-terrasses conglomératiques qui s'étalent depuis les zones de piedmont jusqu'à la plaine alluviale. Une de ces formations constitue donc le plancher alluvial des cours amont des oueds Defilia et Blirh, créant ainsi des réseaux hydrographiques perchés (Fig. 1-10).



Figure 1-10. A) Vue du secteur de Defilia et de la confluence de ses trois oueds ; B) Vue de la rupture de niveau de l'oued Defilia et des blocs effondrés du lit fluvial conglomératique pléistocène ; C) Vue de la barre conglomératique situé dans le secteur de Bliroh.

Deux schémas différents fonctionnent donc de part et d'autre de cette rupture de niveau :

- En amont, un niveau de base perché par rapport à celui de la Moulouya et à son profil d'équilibre théorique. Ce schéma contraint la capacité de l'affluent à s'inciser mais le système de glacis-terrace lui permet une mobilité latérale importante, ce qui induit un balayage large dans la plaine alluviale. Il faut noter que les formations pédosédimentaires de l'Holocène ancien et de l'Holocène récent sont bien représentées dans cette section ;
- En aval, un niveau de base raccordé à celui de la Moulouya. L'oued est au contraire incisé profondément dans les terrasses alluviales pléistocènes et les marnes du Néogène. Sur cette section, la mobilité verticale devient le levier dominant de régulation du régime hydrosédimentaire. Il faut souligner ici l'absence des formations fluviopalustres de l'Holocène ancien et une accumulation sédimentaire à partir de la fin de l'Holocène moyen.

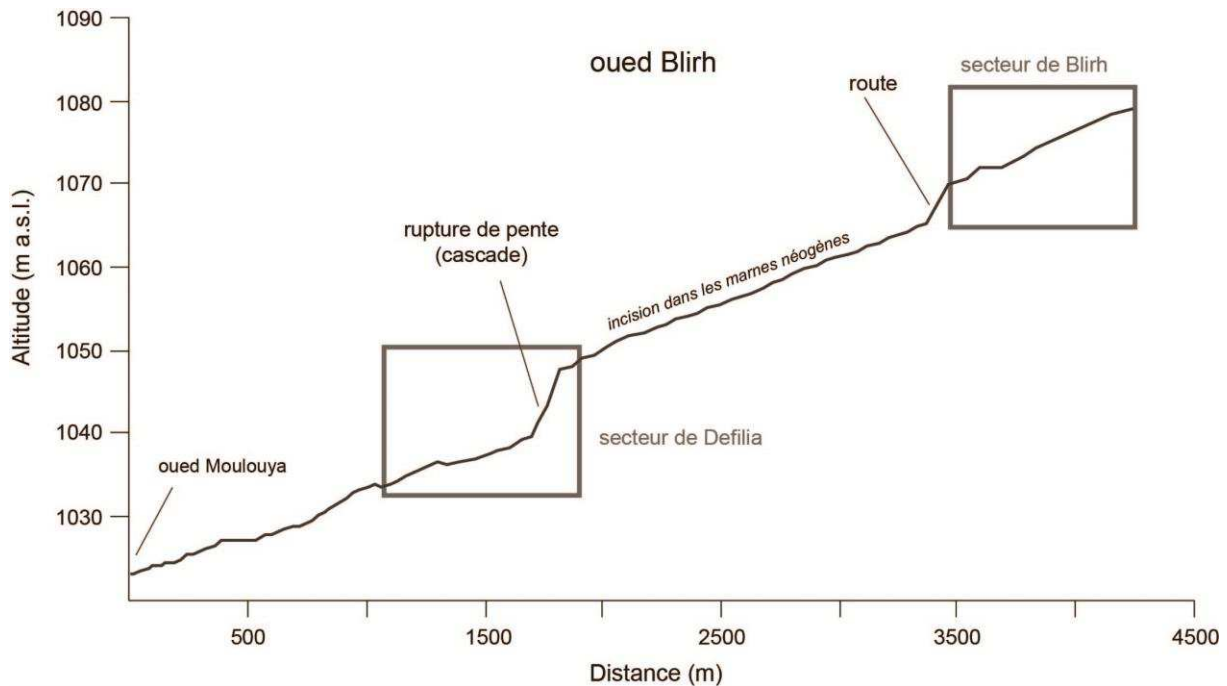


Figure 1-11. Profil en long des deux secteurs d'étude de Blirh et de Defilia jusqu'à la confluence de ces oueds avec l'oued Moulouya.

5.2.1.3 Présentation des secteurs d'étude

Secteur Blirh

Trente-trois datations ont été obtenues dans ce secteur d'étude, à la fois sur des formations sédimentaires et sur des structures archéologiques. Elles couvrent à peu près tout l'Holocène mais présentent des hiatus chronologiques importants.

La carte géomorphologique que nous avons réalisée, montre les nombreuses formations qui résultent d'une forte mobilité latérale ainsi que verticale du lit de l'oued et la formation de terrasses alluviales emboîtées (Fig. 1-12). Neuf phases morphosédimentaires ont été identifiées, qui sont détaillées dans le chapitre 5. Succinctement, la phase B-I est caractérisée par des dépôts de chenaux limono-sablo-graveleux à litages obliques à entrecroisés incisés dans les marnes du Néogène. Les phases B-II et B-III correspondent à la formation de l'Holocène ancien, qui fut étudiée par Lefèvre et Ballouche (1991) et Limondin-Lozouet *et al.* (2013) sur l'affleurement Bli01 (Fig. 1-13 A), et qui s'étend à l'ensemble des plaines alluviales du bassin de Ksabi (Figs. 1-8, 1-9). Cet affleurement présente également des dépôts plus récents (B-V à B-VII), datés de la fin de l'Holocène moyen et de l'Holocène récent (Figs. 1-13 A, 1-14). Un autre affleurement (C47) met en évidence une nappe à graviers et galets (B-VIII) en discordance avec les formations précédentes et les marnes du Néogène à l'est de la plaine (Figs. 1-12, 1-13 B).

Quatre profils ont été réalisés sur l'affleurement Bli01, qui a été étudié à haute résolution (Fig. 1-13 A). Il a fait l'objet d'une description, d'un échantillonnage tous les 3 à 5 cm (141 échantillons), et un total de 10 dates ont été réalisées (Fig. 1-15). L'étude des assemblages malacologiques étant déjà réalisée par Limondin-Lozouet *et al.* (2013), ce nouvel échantillonnage a permis de compléter cette étude par des analyses en granulométrie laser, en perte au feu, en susceptibilité magnétique et en géochimie par fluorescence-X. L'étude de cette séquence est détaillée dans le chapitre 2, dédié à la formation de l'Holocène ancien.

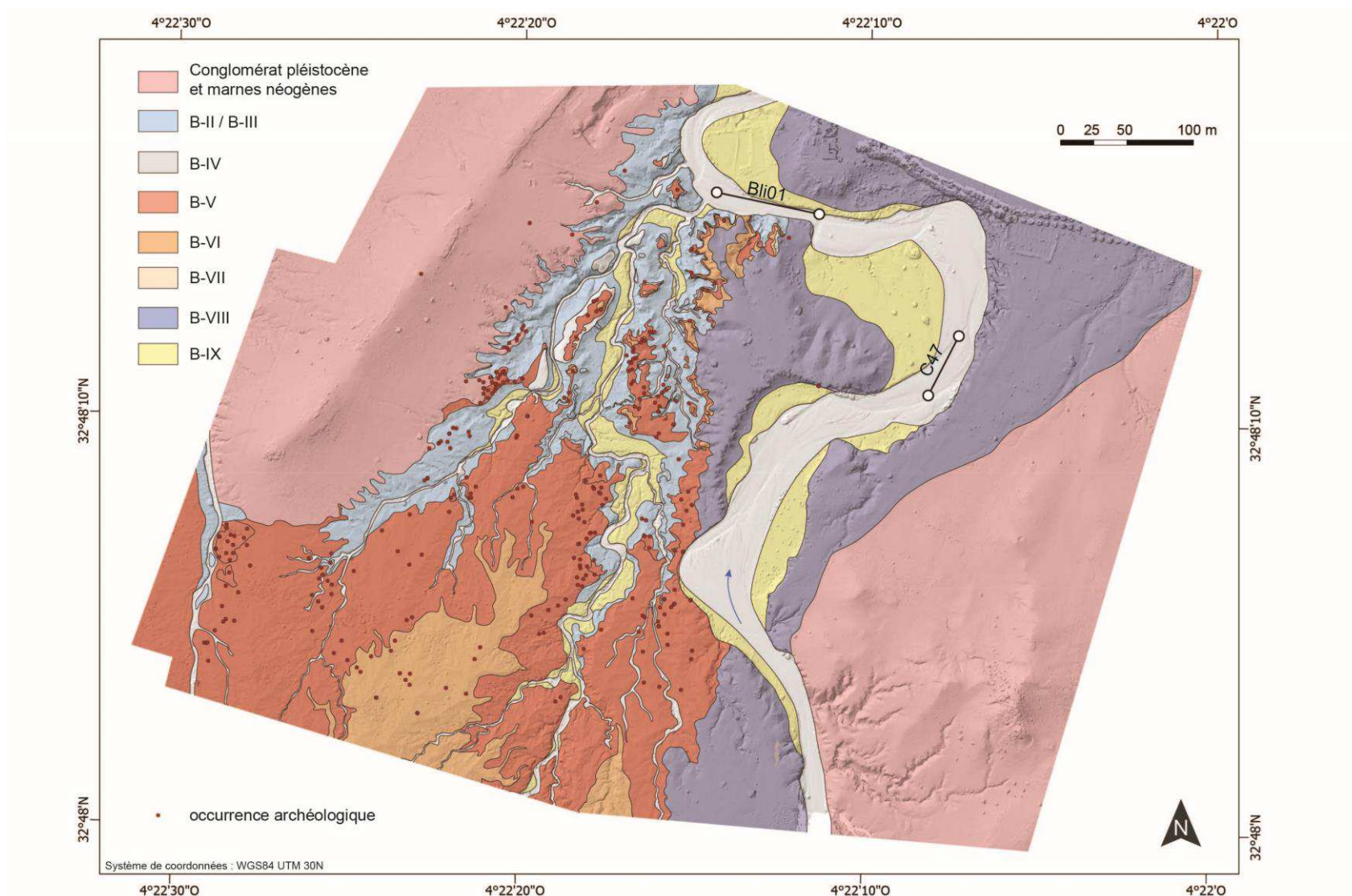


Figure 1-12. Carte géomorphologique du secteur d'étude de Blirh illustrant les neuf phases morphosédimentaires identifiées dans la plaine alluviale et la localisation des occurrences archéologiques documentées.



Figure 1-13. A) Vue de la séquence Bli01 et localisation des levés lithostratigraphiques ; B) Vue de la coupe 47 et de la phase B-VIII.

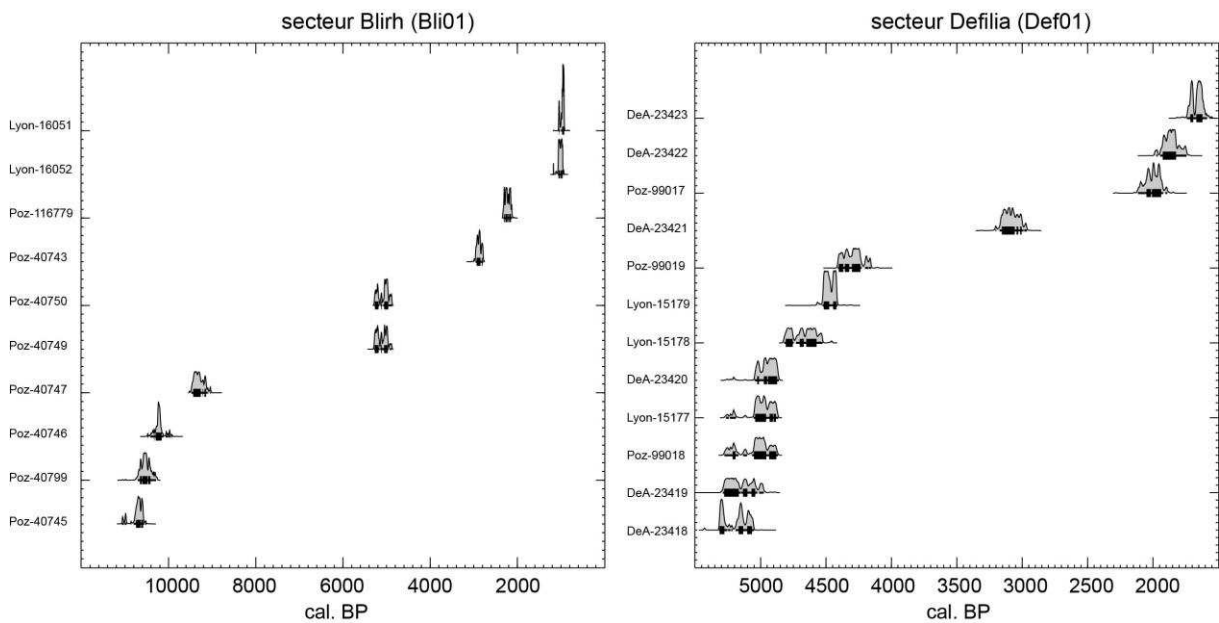


Figure 1-14. Distribution des datations obtenues sur les séquences alluviales Bli01 et Def01, réalisée à l'aide de CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993) et calibrée avec IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020).

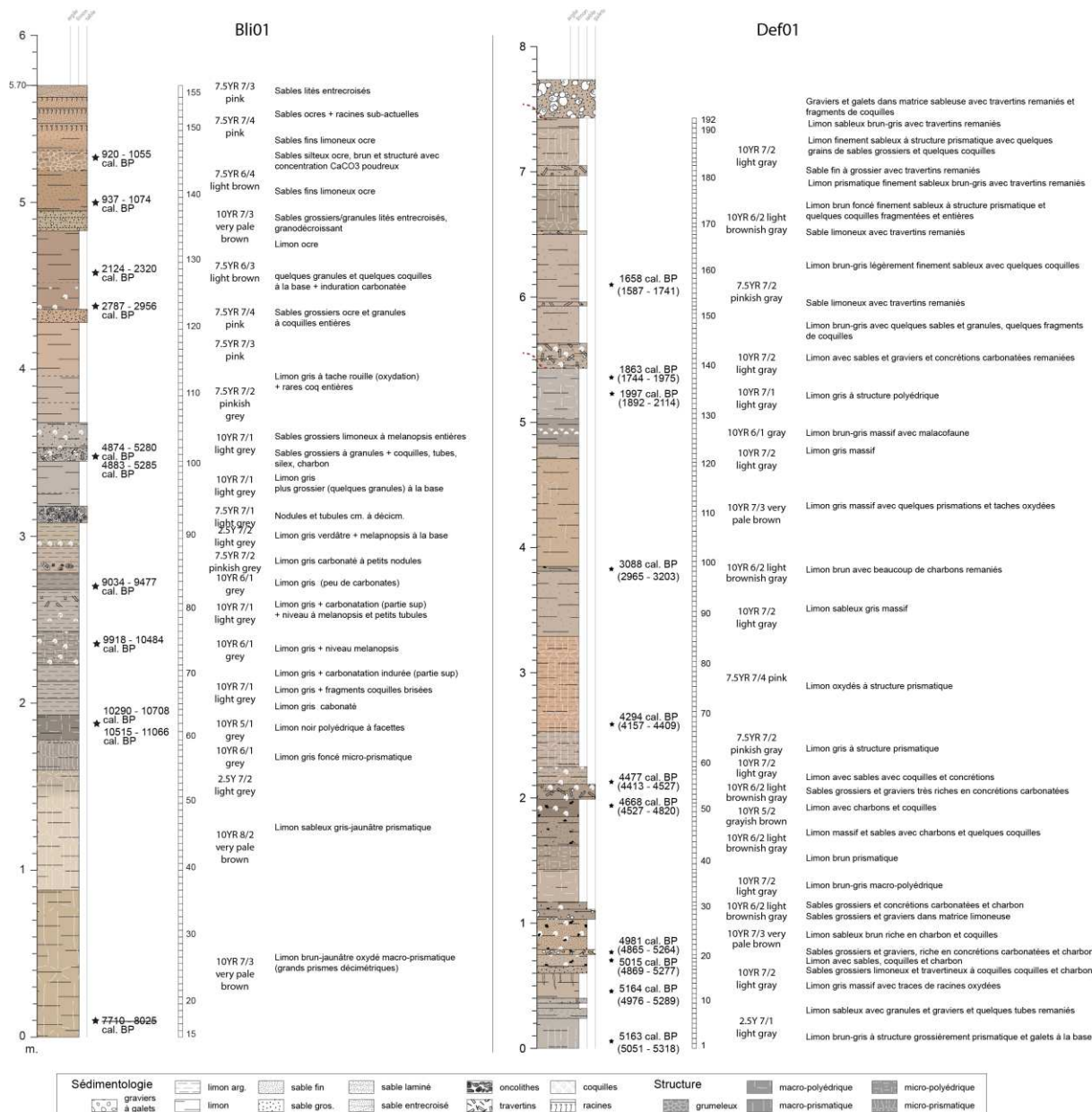


Figure 1-15. Logs synthétiques des séquences Bli01 et Def01, avec position des datations radiocarbone et des échantillons, et description des faciès sédimentaires.

D'autres affleurements ont également été décrits et datés afin de compléter les enregistrements de la coupe Bli01 et d'étudier de manière diachronique l'évolution morphosédimentaire de la plaine alluviale de l'oued Blirh au cours de l'Holocène. Un paléochenal a notamment été identifié (Bli-IV, affleurement C57) qui montre la succession de dépôts de charge de fond et de dépôts de limons travertinisés entre 7350 et 6350 cal. BP. L'ensemble de ces affleurements sont détaillés dans le chapitre 5.

Ces études ont été facilitées par la forte dynamique d'érosion régressive qui démantèle les formations alluviales dans ce secteur et qui a mis en évidence par ce biais de nombreuses structures archéologiques (Fig. 1-12). Deux cent soixante-dix-neuf occurrences archéologiques (épandages, structures empierrées à traces de combustion on non, mobilier isolé) ont ainsi été documentées avant qu'elles ne soient totalement détruites par l'érosion dans une fenêtre de 500 x 500 m, ce qui en fait le secteur de loin le plus riche en vestiges archéologiques étudié dans ce travail de doctorat. La forte

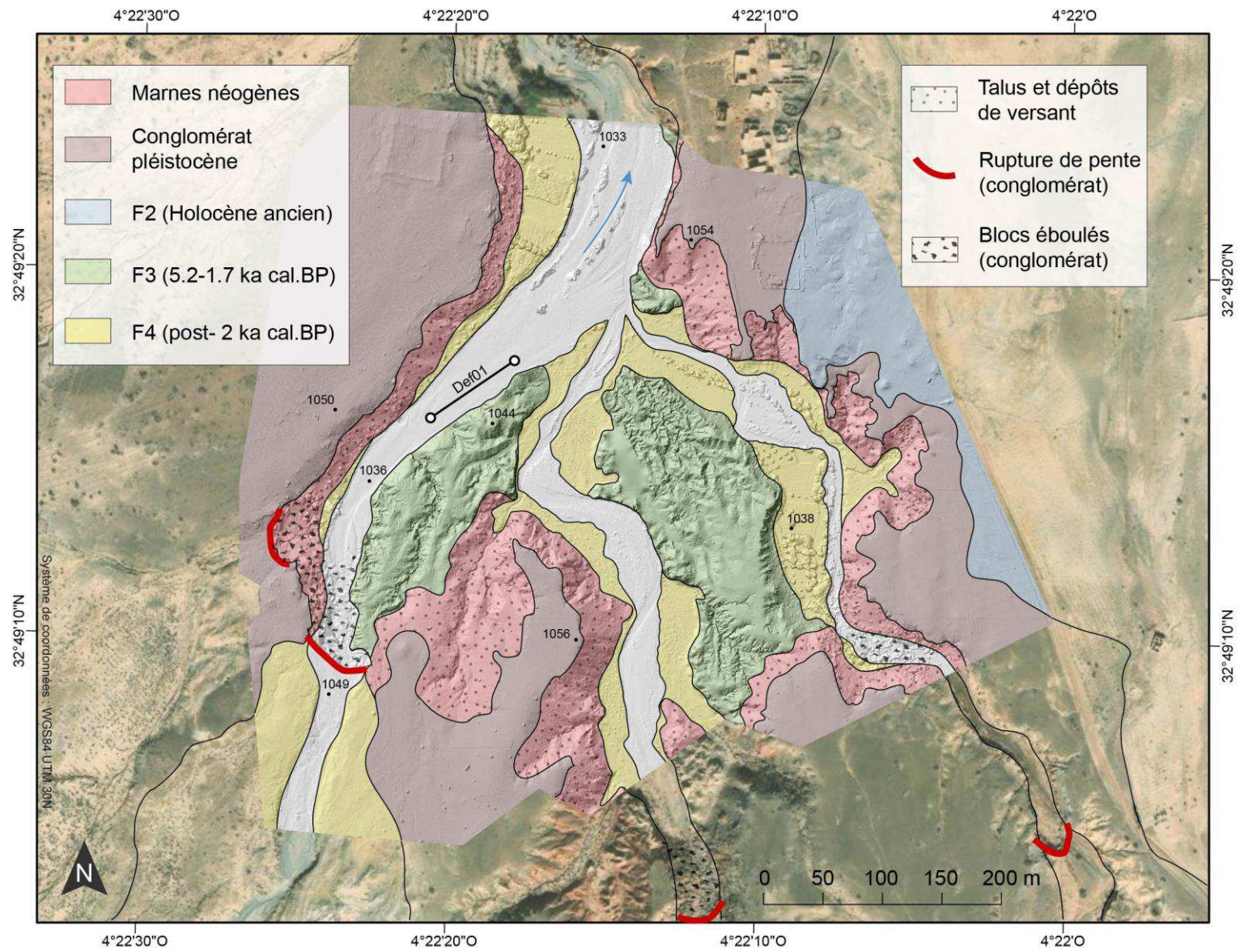


Figure 1-16. Carte géomorphologique synthétique du secteur d'étude de Defilia et des principales formations alluviales (source : TerraColor imagery, Esri, 2009).

concentration en structures archéologiques ainsi que la complexité des relations stratigraphiques entre les formations alluviales holocènes ont motivé le choix de présenter l'ensemble de ces résultats dans le chapitre 5. Il constitue ainsi un exemple de la démarche géoarchéologique, établissant le cadre morphosédimentaire de cet environnement alluvial dynamique de manière diachronique et intégrant les données d'occupation humaine de la plaine. Cette étude doit être encore enrichie des données issues de l'analyse des matériels lithique et céramique à venir, qui renseigneront sur la culture matérielle de ces occupations.

Secteur Defilia

En aval du secteur de Blirh, les prospections n'ont mis au jour que peu de séquences sédimentaires alluviales et de faible épaisseur, ce qui s'explique par l'incision de l'oued Blirh dans la butte témoin du Néogène et par l'affleurement d'un des conglomérats fluviatiles pléistocènes servant de niveau de base aux oueds Blirh et Defilia (Fig. 1-8). L'érosion régressive, partant de l'oued Moulouya, a eu pour conséquence de créer une rupture topographique nette avec ce conglomérat perché.

C'est au sein de la fenêtre d'étude de Defilia, encaissée dans ces conglomérats et dans les marnes du Néogène sur 15 m de hauteur, qu'une accumulation sédimentaire importante est de nouveau observée (F3, Fig. 1-16). Cette formation F3, qui a comblé cette incision sur près de 10 m, est fortement érodée par les trois oueds qui confluent dans ce secteur.

Un affleurement (Def01) de 8 m de hauteur a été étudié, sur lequel trois profils ont été réalisés (Fig. 1-17). Douze datations ont été obtenues, qui couvrent la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent (Fig. 1-14). Composée essentiellement de dépôts limoneux avec quelques unités grossières sablo-graveleuses, cette formation a également fait l'objet d'une description et d'un échantillonnage tous les 3 à 5 cm (192 échantillons), permettant de réaliser des analyses en granulométrie laser, en perte au feu, en susceptibilité magnétique et en géochimie par fluorescence-X (Fig. 1-15). L'étude détaillée de cette séquence est présentée dans le chapitre 4.

Hormis cette formation F3, une basse terrasse récente (F4) de 50 cm à 1 m d'épaisseur maximum a été reconnue (Fig. 1-16). La formation de l'Holocène ancien (F2), largement représentée dans le bassin de Ksabi, se retrouve ici perchée à plus de 15 m à l'est du secteur (Fig. 1-16). Aucun indice de dépôt de l'Holocène ancien n'a été découvert en aval de ces ruptures topographiques.



Figure 1-17. Vue de la séquence Def01 et localisation des levés lithostratigraphiques.



Figure 1-18. A) Vue de la séquence du barrage travertineux d'Aït Blal ; B) et C) Vues de la formation de l'Holocène ancien respectivement dans les secteurs de Si Bou Ramdane et Ait Ichou.

Autres fenêtres d'étude (Ait Blal, Si Bou Ramdane, Ait Ichou)

Trois autres secteurs d'étude font l'objet d'une étude collective, en cours de réalisation, par l'équipe Paléomex et ne sont pas traitées dans ce travail doctoral. Ces séquences correspondent au barrage travertineux d'Ait Blal (Fig. 1-18), dont la première étude réalisée par D. Lefèvre (1985) et D. Lefèvre et A. Ballouche (1991) a mis en évidence son attribution à l'Holocène ancien et le rôle de ces barrages en travers des oueds affluents dans le comblement des petits bassins latéraux de l'oued Moulouya au cours de l'Holocène. Les secteurs de Si Bou Ramdane et d'Ait Ichou montrent également le développement de la formation fluviopalustre de l'Holocène ancien dans une position perchée par rapport aux lits actuels des oueds (Fig. 1-18). Ces observations témoignent de l'étendue de cette formation, non seulement dans le bassin de Ksabi mais également en haute Moulouya qui, de plus, respecte un même schéma topogéomorphologique, à savoir une position perchée, parfois conséquente, suite à l'encaissement des lits au cours de l'Holocène. Les secteurs de Si Bou Ramdane et d'Ait Ichou présentent par ailleurs des basses terrasses plus récentes, attribuées à l'Holocène récent.

5.2.2 Le bassin d'Aïn Beni Mathar

5.2.2.1 État de l'art

La connaissance des formations alluviales holocènes dans le bassin d'ABM repose essentiellement sur les travaux de L. Wengler et de son équipe dans les années 1980 – 1990 (Wengler *et al.*, 1992 ; Wengler et Vernet, 1992 ; Wengler *et al.*, 1994). Ces auteurs ont mis en évidence une formation attribuée à l'Holocène ancien, identifiée en plusieurs endroits du bassin (Fig. 1-19, affleurements de Châaba Bayda et l'oued Charef) et caractérisée par des dépôts limoneux gris-noirâtre et des dépôts tufacés, dont ils ont noté les fortes similitudes avec les séquences identifiées dans le bassin de Ksabi (Lefèvre, 1985). Une seconde formation, mise en évidence plus en aval dans le secteur des Grandes Cascades, a été attribuée à l'Holocène récent (~3500 – 1500 cal BP). Dans le bassin de l'oued Isly, petit bassin-versant méditerranéen situé au nord des monts d'Oujda, une formation de l'Holocène moyen (~6500 – 5000 cal BP) a été identifiée, qui paraît absente dans le bassin d'ABM hormis une date obtenue dans une formation de l'oued Al Gazmir (Wengler *et al.*, 1994). Ces travaux de géomorphologie fluviale se sont doublés de fouilles archéologiques, qui ont mis au jour diverses occupations de plein air (sites de la Piste ou de Marja, Wengler, 1986 ; Wengler *et al.*, 1994) ou des vestiges de structures de combustion interstratifiés dans les terrasses alluviales. Ces occupations sont essentiellement datées de l'Ibéromaurusien et de l'Épipaléolithique entre 13500 et 9500 cal. BP (Wengler *et al.*, 1999).

Leurs travaux présentent l'intérêt de poser les toutes premières pierres de la connaissance des formations alluviales holocènes et des occupations archéologiques des Hauts-Plateaux marocains. Ils permettent également de mettre en évidence des lacunes sédimentaires ou du moins des périodes pendant lesquelles les dépôts alluviaux sont sous-représentés, notamment au cours de l'Holocène moyen.

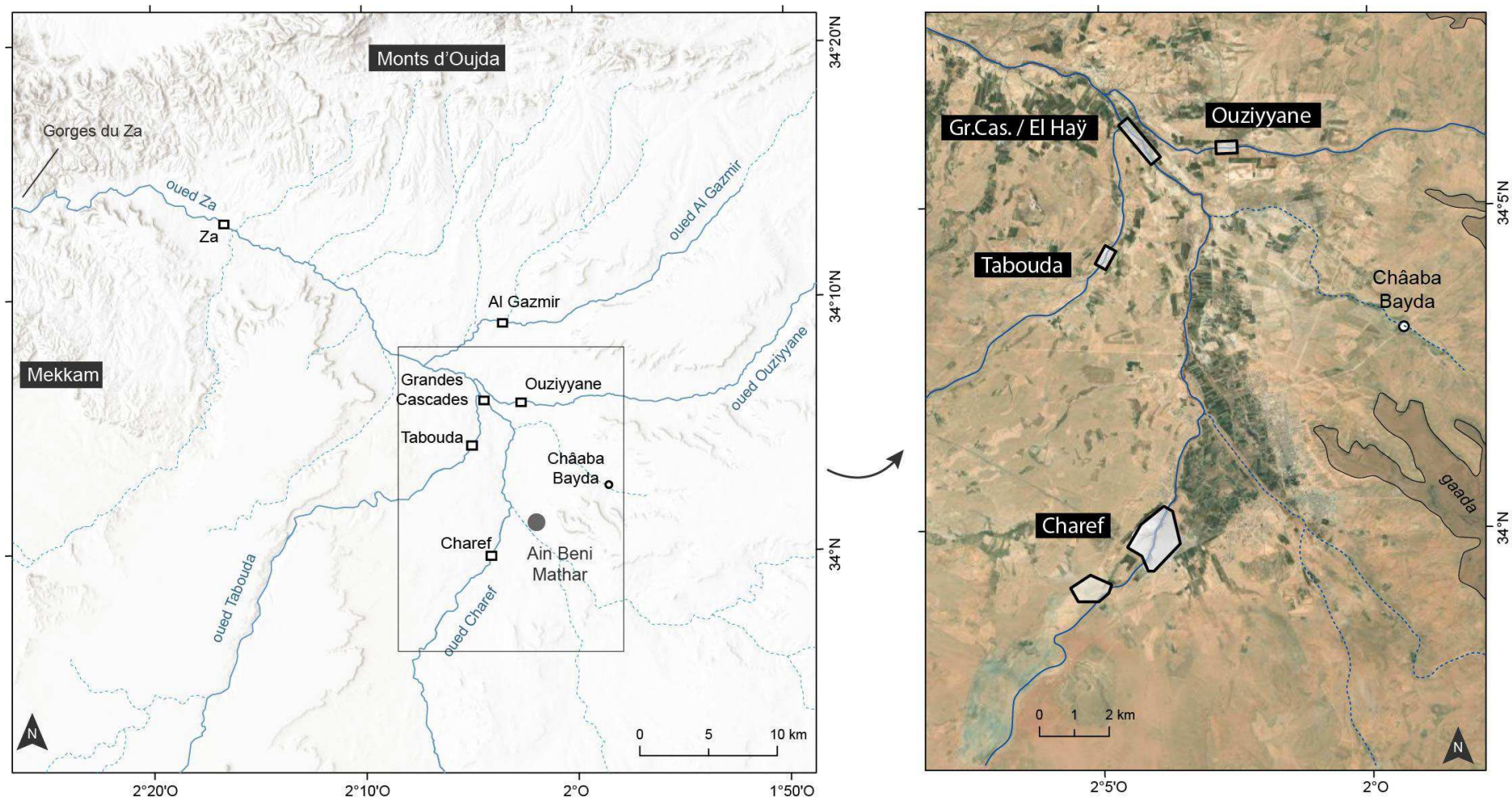


Figure 1-19. Localisation des principales séquences alluviales étudiées dans le bassin d'Aïn Beni Mathar (source : TerraColor imagery, Esri, 2009).

Cependant, des précautions doivent être prises quant à l'interprétation des dates réalisées sur ces dépôts alluviaux. La plupart des datations au radiocarbone sont effectuées sur des coquilles de mollusque, du sédiment organique ou des coquilles d'autruche, sans que des études de calibration ou de l'effet réservoir aient été réalisées pour évaluer la pertinence de ces types de matériel. Ainsi, pour la séquence de l'oued Charef, les dépôts fluvio-palustres de l'Holocène ancien, correspondant à l'affleurement Cha01 que nous avons daté à 8840 ± 50 BP sur charbons, ont été datés à 12120 ± 170 BP en utilisant la matière organique totale (Wengler et Vernet, 1992). Cette datation confirmait pour les auteurs une autre date réalisée sur *Melanopsis costata* par Choubert et Faure-Muret (1971) qui donne un âge de 11360 ± 75 BP. De surcroît, les coupes présentées par Wengler *et al.* (1994) semblent pour certaines résulter d'une synthèse d'observations lithostratigraphiques réalisées sur plusieurs dépôts alluviaux, celles-ci ne correspondant donc plus à des affleurements *stricto sensu* que l'on pourrait identifier mais à des grandes formations alluviales synthétisées. L'ensemble de ces éléments empêchent donc une comparaison stricte des données recueillies dans le cadre de ce travail doctoral avec celles réalisées antérieurement.

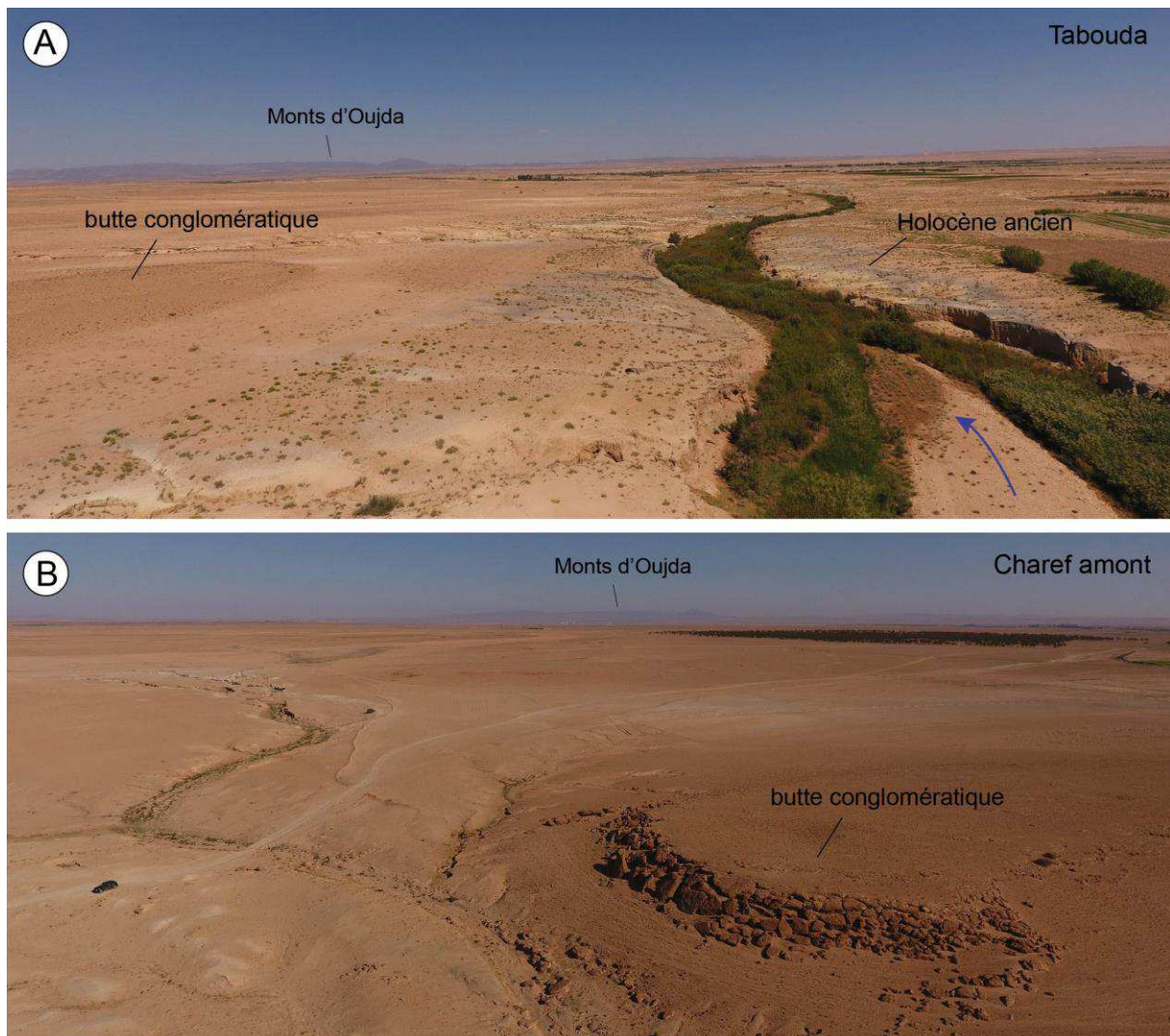


Figure 1-20. A) Vue aérienne du secteur de Tabouda ; B) Vue aérienne du secteur de Charef amont.

5.2.2.2 Contexte hydrogéomorphologique et localisation des affleurements

Les oueds Charef et Tabouda sont les principaux cours d'eau du sous-bassin de l'oued Za-El Haÿ-Charef (Fig. 1-19). Comme son nom l'indique, cet oued change de nom d'amont en aval : de l'oued Charef, drainant les piedmonts de l'Atlas saharien et les Hauts-Plateaux marocains, en passant par l'oued El Haÿ au cœur du bassin d'ABM, il devient l'oued Za une fois celui-ci traversé. L'oued Tabouda est un des plus importants affluents de l'oued Za, et draine la partie la plus occidentale des Hauts-Plateaux (plateau du Rekkam et monts du Mekkam). De nombreux autres oueds de moindre envergure confluent vers le bassin d'ABM. Ceci est dû à la forme d'amphithéâtre du bassin, ouvert sur le nord, et fermé dans les autres directions par les *gâada*.

Plusieurs fenêtres d'étude ont été ouvertes dans ce bassin : les prospections ont été menées dans diverses sections des oueds Charef, Tabouda, El Haÿ autour du site des Grandes Cascades, Ouziyyane, Al Gazmir. Des prospections ont également été réalisées plus en aval dans l'oued Za. À la suite de ces prospections, deux fenêtres principales ont été investies : celles des oueds Charef et Tabouda.

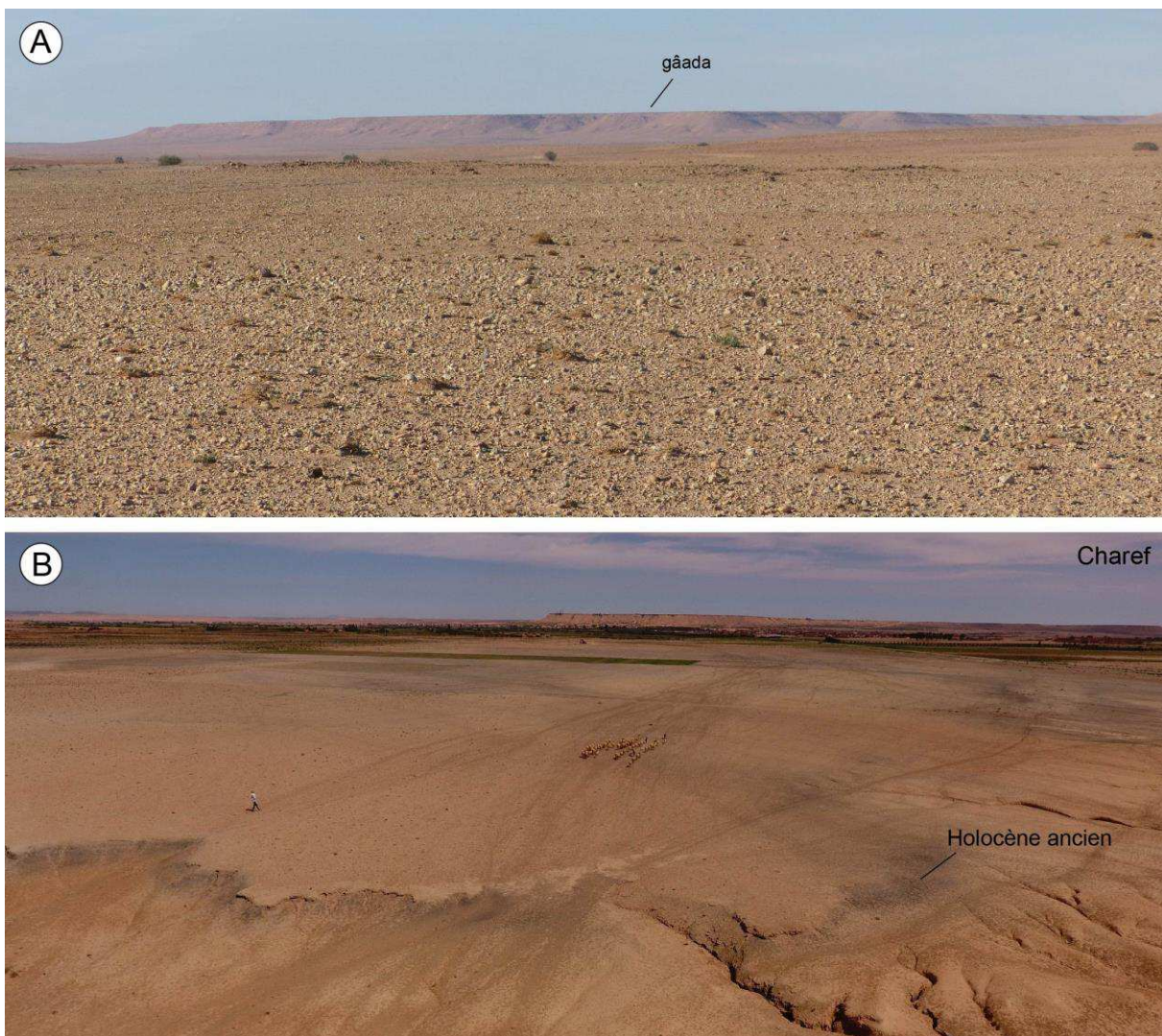


Figure 1-21. A) Vue du glacis d'accumulation du secteur Charef amont ; B) Vue aérienne (vers l'est) de l'extension de la formation de l'Holocène ancien hors de la section étudiée de l'oued Charef.

Ces oueds s'écoulent dans la plaine d'accumulation du bassin d'ABM sans rencontrer de reliefs importants hormis de petites buttes conglomératiques réduisant l'espace de divagation des cours d'eau (Fig. 1-20). Les terrasses alluviales, mises au jour par des phases d'incision au cours de l'Holocène, sont raccordées latéralement à des dépôts de glaciis d'accumulation granoclassés qui leur sont contemporains (Wengler *et al.*, 1992). Ces dépôts, dont l'épaisseur diminue vers les piedmonts, sont mis en place par la mobilisation des colluvions vers l'aval et par un mécanisme de planation par ruissellement des eaux de pluie. Ces processus ont pour conséquence des surfaces d'érosion planes et légèrement inclinées entre piedmonts et plaines alluviales, auxquels s'ajoute l'érosion éolienne actuelle qui mobilise les sédiments plus fins (Fig. 1-21 A).

Comme dans le bassin de Ksabi, le substrat géologique dans lequel s'incisent les oueds est composé principalement de marnes et argilites rouges du Néogène. La lithologie est donc un paramètre important contrôlant la capacité d'incision et d'encaissement du cours d'eau. Ainsi, les marnes du Néogène favorisent fortement l'incision, comme en témoigne le lit de l'oued Charef, strié par le transport de la charge de fond (Fig. 1-22 B). Des conglomérats fluviatiles pléistocènes, bien plus résistants à l'érosion, affleurent également de manière régulière dans le lit des oueds, servant ainsi de niveau de base à ces oueds (Fig. 1-22 A).



Figure 1-22. Vues du fond du lit de l'oued Charef : A) Vue du lit conglomératique fluviatile pléistocène servant de niveau de base ; B) Vue des marnes néogènes striées par le transport de la charge de fond.

De même, sans retrouver un système de terrasses pléistocènes étagées comme dans le bassin de Ksabi, ces conglomérats situés dans le lit actuel des oueds sont également sapés à certains endroits, constituant ainsi des seuils topographiques dans le profil en long de ces cours d'eau (Fig. 1-23). Ces ruptures de niveau se concentrent dans la zone des Grandes Cascades à la confluence des oueds Charef, Tabouda et Ouziyyane (Fig. 1-19).



Figure 1-23. Vue des ruptures de niveau et des blocs effondrés du lit fluvialite conglomératique pléistocène : A) de l'oued Tabouda ; B) de l'oued El Haÿ.

Le même schéma que dans le bassin Ksabi est constaté : l'ensemble des prospections réalisées en aval des Grandes Cascades, y compris celles de l'oued Za, n'a révélé aucun dépôt de la formation de l'Holocène ancien. Ces dépôts fluvio-palustres, pourtant facilement reconnaissables, sont en revanche bien représentés en amont de ces Grandes Cascades, dans le secteur de Châaba Bayda (Fig. 1-19, Wengler *et al.*, 1992) et plus largement dans les secteurs des oueds Charef et Tabouda (Fig. 1-20 A), où ils occupent de vastes étendues dans la plaine d'inondation (Fig. 1-21 B).

5.2.2.3 Présentation des secteurs d'étude

Secteur Tabouda

Les prospections effectuées le long de cet oued sur plus de 5 km, jusqu'à sa confluence avec l'oued El Haÿ dans la zone des Grandes Cascades, ont révélé des séquences alluviales de faible épaisseur et fortement érodées. Une section a toutefois montré des affleurements de terrasses alluviales bien préservés. La carte géomorphologique présente les quatre formations sédimentaires principales reconnues dans ce secteur (F1 à F4, Fig. 1-24).

Quatorze datations ont été obtenues dans cette fenêtre d'étude, qui ont permis de dater la formation F1 de l'Holocène ancien et la formation F2 de la fin de l'Holocène moyen et de l'Holocène récent (Fig. 1-25 A,B).

La formation F1 est caractérisée par des dépôts de chenaux à barre d'accrétion latérale parfois épais de plus de 3 m (Fig. 1-25 D), auxquels succèdent les dépôts fluvio-palustres gris-noir du début de l'Holocène (Fig. 1-25 C). Elle est étudiée grâce à l'affleurement Tab01, épais de 5 m (Fig. 1-25 A). Sept datations ont été obtenues sur cet affleurement, qui s'étendent de ~11200 à 5300 cal. BP (Fig. 1-26). La partie supérieure de cette terrasse alluviale présente une troncature sur laquelle reposent des dépôts de la formation F2. Trois profils ont été réalisés, qui ont fait l'objet d'une description détaillée des lithofaciès et d'un échantillonnage tous les 3 à 5 cm (Fig. 1-27), permettant de réaliser des analyses de granulométrie laser, de perte au feu, de susceptibilité magnétique et de géochimie par fluorescence-X sur 131 échantillons. Ces analyses ont été complétées par une étude malacologique portant sur 19 échantillons (Fig. 1-27). Malgré la faible conservation générale des séquences alluviales

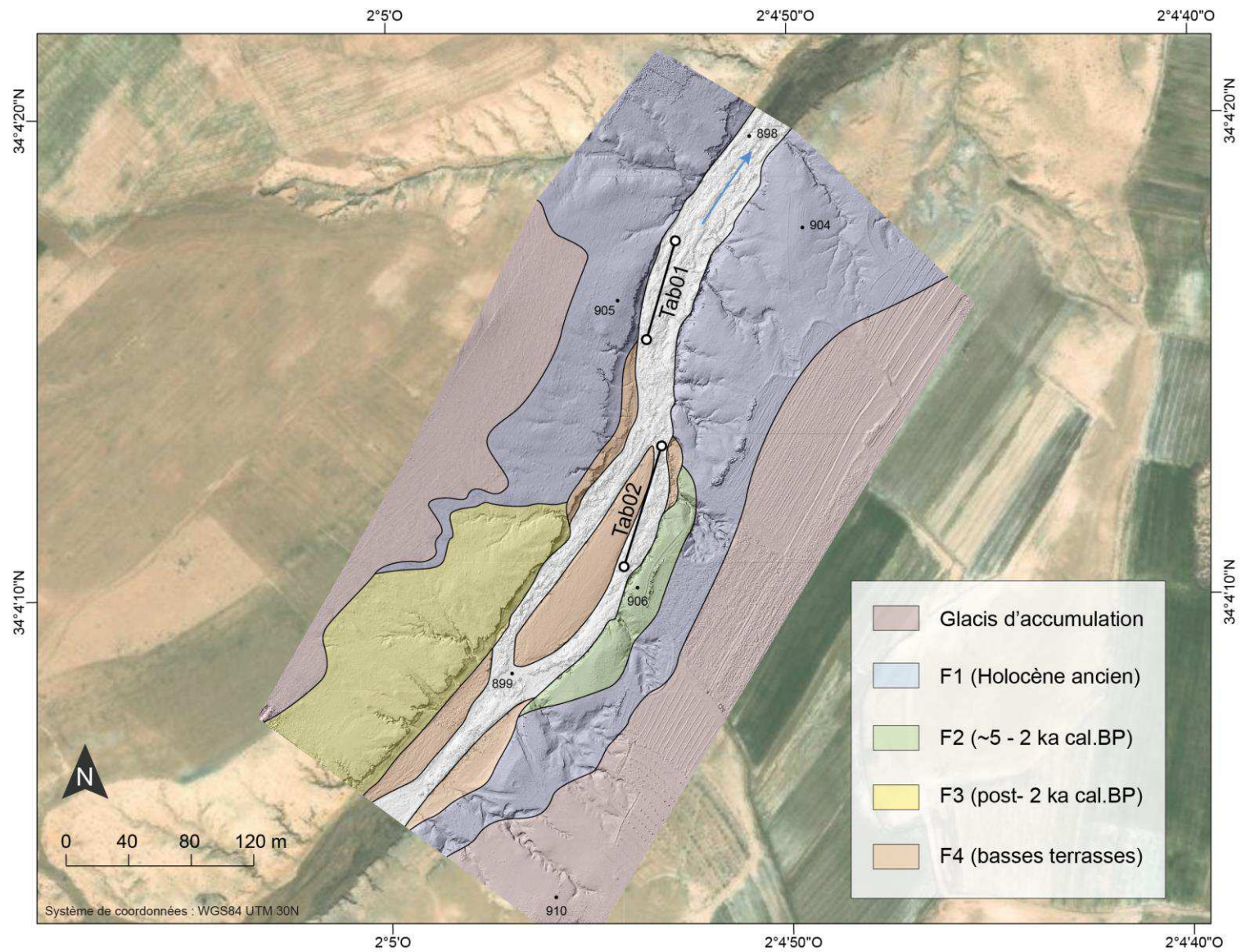


Figure 1-24. Carte géomorphologique synthétique du secteur d'étude de Tabouda et des principales formations alluviales (source : TerraColor imagery, Esri, 2009).

holocènes le long de cet oued, cette formation F1 est ici bien représentée et s'étend latéralement de part et d'autre du lit de l'oued (Figs. 1-20 A, 1-24). Correspondant à la formation fluviopaluustre de l'Holocène ancien, l'étude détaillée de l'affleurement Tab01 est présentée dans le chapitre 2, dans lequel elle est comparée à celle de l'affleurement Bli01.

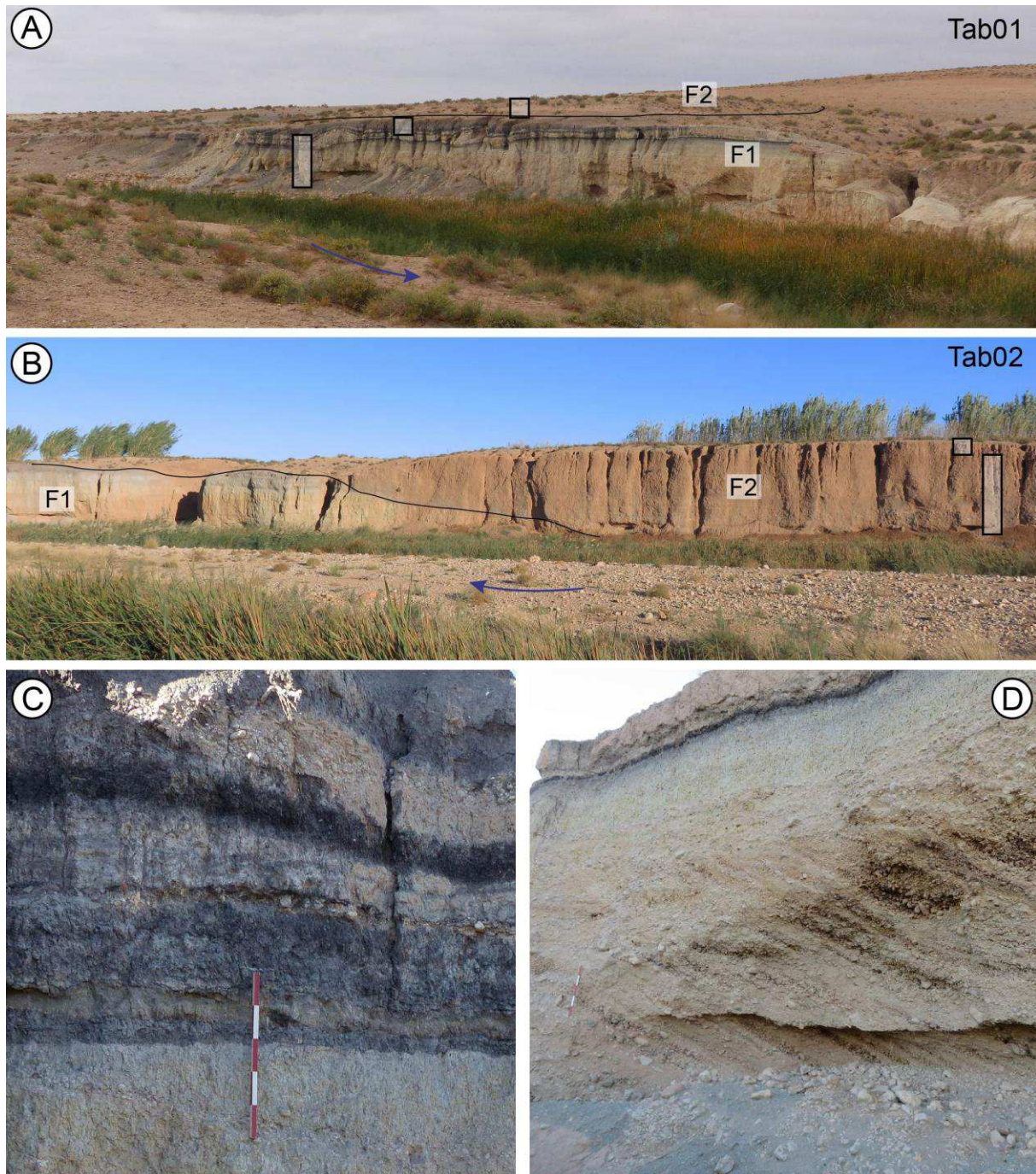


Figure 1-25. Vues des séquences alluviales du secteur de l'oued Tabouda : A) Vue de la séquence Tab01 et localisation des levés lithostratigraphiques ; B) Vue de la séquence Tab02 et localisation des levés lithostratigraphiques ; C) Vue de détail des dépôts de l'Holocène ancien (Tab01) ; D) Vue de détail des dépôts de chenaux situés à la base de Tab01.

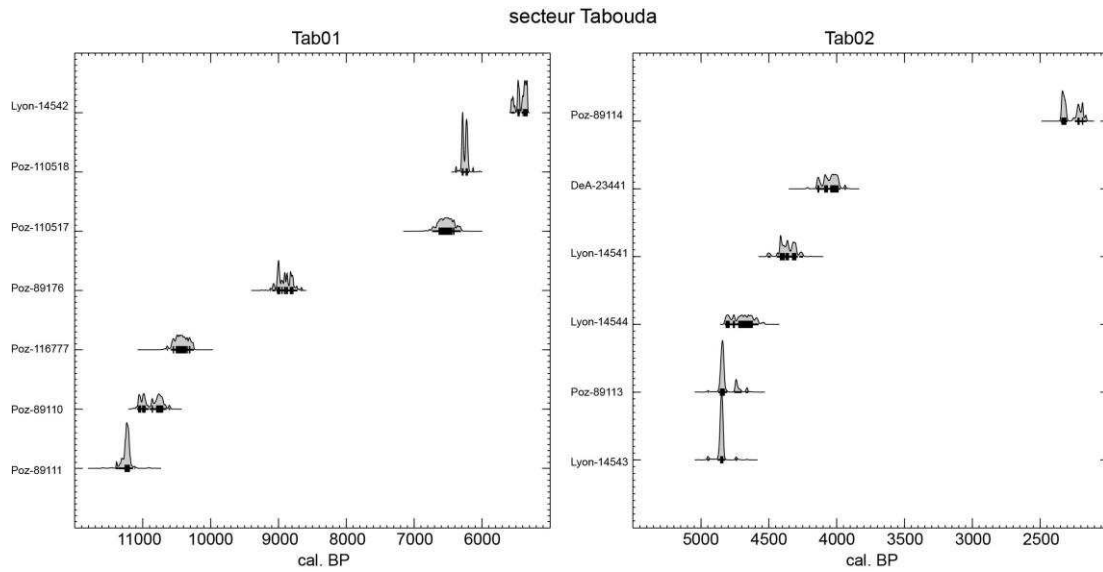


Figure 1-26. Distribution des datations obtenues sur les séquences alluviales Tab01 et Tab02, réalisée à l'aide de CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993) et calibrée avec IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020).

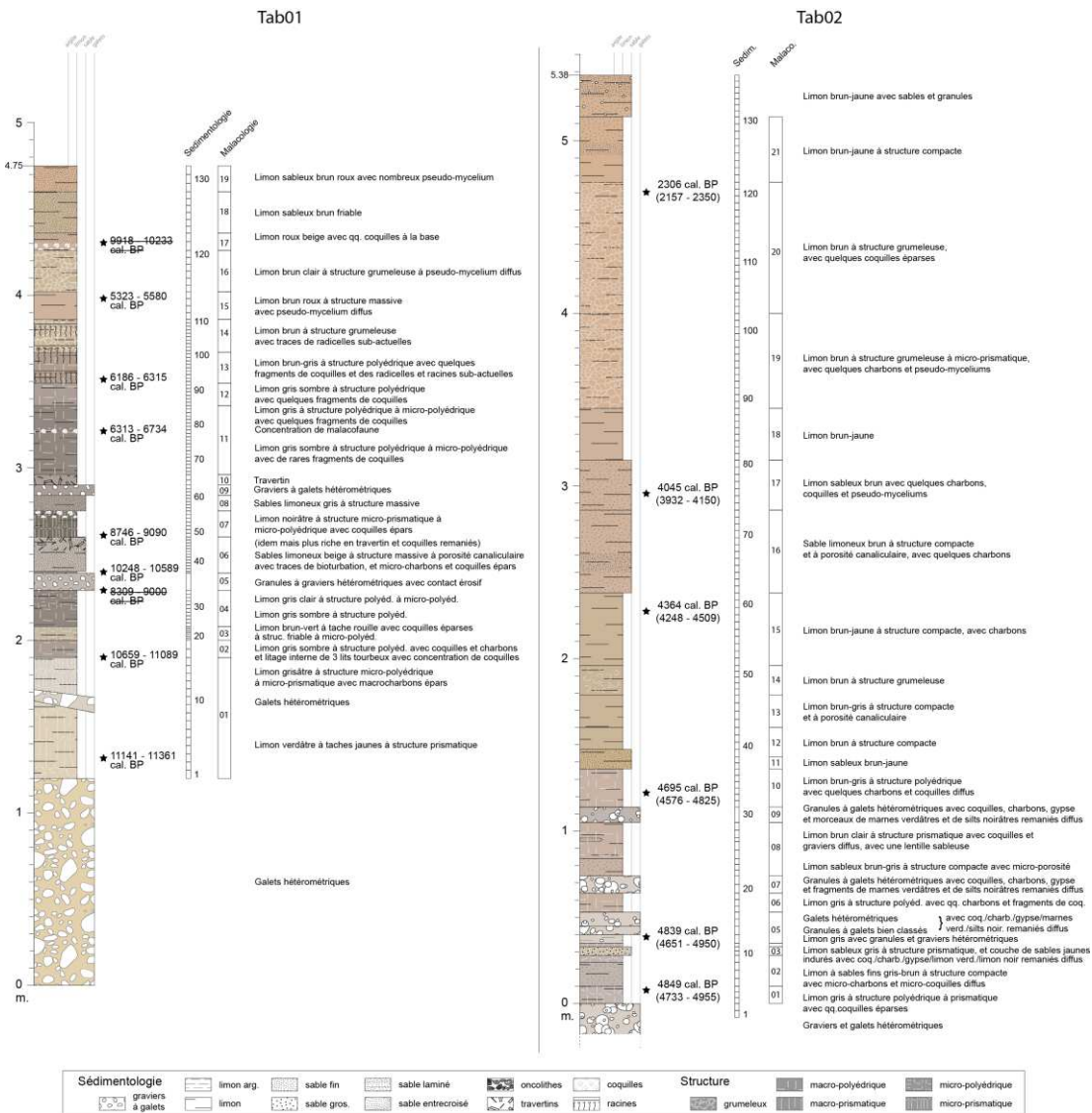


Figure 1-27. Logs synthétiques des séquences Tab01 et Tab02, avec position des datations radiocarbone et des échantillons, et description des faciès sédimentaires.

La formation F2, de faible extension, a été étudiée sur l’affleurement Tab02, d’une épaisseur de 6 m (Fig. 1-25 B). Cet affleurement, emboîté dans la formation de l’Holocène ancien selon un plan convexe, est conservé sur environ 100 mètres de long en rive droite de l’oued et sur seulement 20 – 30 m de large (Fig. 1-24). C’est le seul témoin de cette formation dans le secteur étudié. Cet affleurement présente à sa base des dépôts grossiers composés de graviers à galets. La granulométrie s’affine verticalement et passe à une accumulation de limons bruns marquée par des horizons pédogénésés. Six datations ont été obtenues, qui s’étendent de ~4800 à 2200 cal. BP (Fig. 1-26). Deux profils – un principal et un terminal – ont été réalisés sur cet affleurement afin de le décrire et de l’échantillonner tous les 3 à 5 cm (Fig. 1-27), ce qui a permis de réaliser des analyses de granulométrie laser, de perte au feu, de susceptibilité magnétique et de géochimie par fluorescence-X sur 137 échantillons. Ces analyses ont été complétées par une étude malacologique portant sur 21 échantillons (Fig. 1-27).

Hormis les formations F1 et F2, deux autres formations ont été identifiées (Fig. 1-24). La formation F3, de 1 à 3 m d’épaisseur, s’emboîte dans les dépôts de l’Holocène ancien en rive gauche. Elle est constituée de limons et de sables brun-jaune, facilement mobilisable par l’érosion régressive. Enfin, une dernière formation est reconnue sous la forme d’une basse terrasse (F4) de 50 cm à 1 m caractérisée par des dépôts limono-sablo-graveleux subactuels (Fig. 1-24).

Comme dans le bassin de Ksabi, les formations alluviales holocènes de l’oued Tabouda révèlent un hiatus sédimentaire au cours de la fin de l’Holocène ancien et de la première partie de l’Holocène moyen.

Secteur Charef

Dans le secteur de l’oued Charef, deux fenêtres d’étude ont été ouvertes (Fig. 1-19). Les prospections ont révélé une section de plus de 2 km de long, riche en dépôts alluviaux particulièrement bien préservés. Étudiée en détail, elle constitue la fenêtre d’étude principale. Elle a été complétée par une seconde fenêtre située en amont et centrée sur un petit affluent en rive gauche de l’oued Charef.

La section principale de l’oued Charef montre plusieurs formations alluviales emboîtées couvrant l’Holocène (Fig. 1-28). La formation F1 correspond à une terrasse pré-holocène située principalement en rive gauche au nord-ouest de la section. Celle-ci est composée de dépôts limoneux gléifiés endurcis de 7 m d’épaisseur dans lesquels s’intercalent des couches sablo-graveleuses décimétriques, et qui sont couronnés par une dalle sableuse carbonatée et cimentée armant la terrasse (Cha10, Fig. 1-29). Cette dalle présente une légère inclinaison vers le sud. Au sud-est de la section, l’affleurement Cha01-07 permet de mettre en évidence son recouvrement par les dépôts de la formation F2 (Fig. 1-30). Ces dépôts, datés de 9700 – 10157 cal. BP, correspondent à la formation fluvio-palustre de l’Holocène ancien identifiée à Tabouda. Cet affleurement montre également le développement latéral de ces dépôts vers le sud-est, où la plaine alluviale à cette période s’étend largement (Fig. 1-21 B). L’affleurement Cha01-07 situe donc à cet endroit la bordure de la plaine alluviale à l’Holocène ancien et explique la présence de ses dépôts uniquement dans le quart sud-est de la section étudiée (Fig. 1-28).

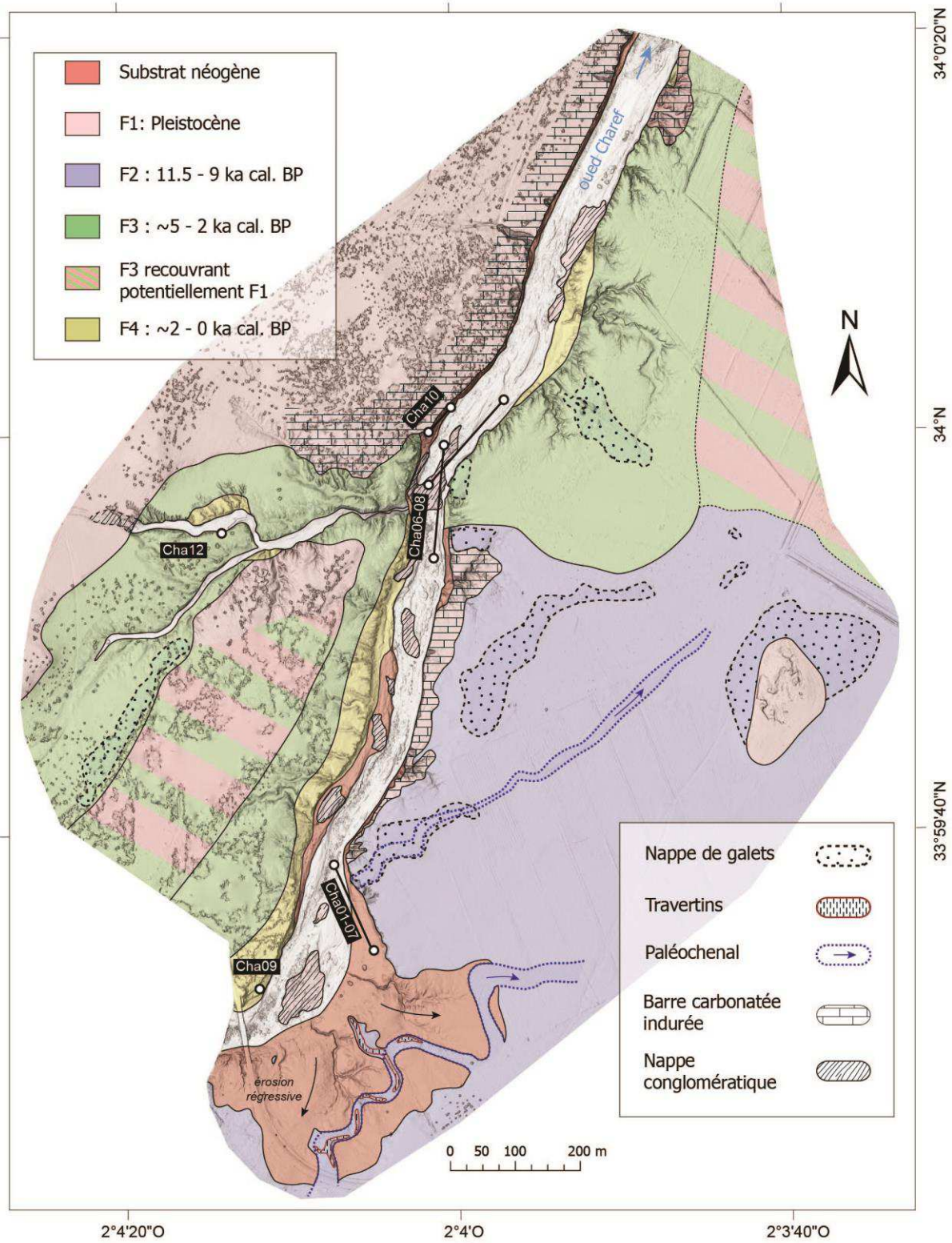


Figure 1-28. Carte géomorphologique synthétique du secteur d'étude de Charef et des principales formations alluviales.



Figure 1-29. Vue de la séquence alluviale Cha10 dans le secteur d'étude de Charef.

Au sein de cet affleurement est identifié un paléochenal sablo-graveleux (Cha07), qui est incisé dans les deux formations précédentes et dans les marnes néogènes sous-jacentes (Fig. 1-30). Son remplissage multiphasé est caractérisé par l'alternance de dépôts de chenaux à galets et de sédimentation limono-sableuse parfois marquée par une travertinisation des dépôts. Neuf dates ont été réalisées, qui s'étendent de ~8200 à 7500 cal. BP. Le remplissage de ce chenal a fait l'objet d'un levé lithostratigraphique détaillé et d'un échantillonnage à un pas de 3 à 5 cm dans les fractions fines (sable à argile), permettant de réaliser des analyses en perte au feu, en susceptibilité magnétique et en géochimie par fluorescence-X sur 128 échantillons. Ces analyses ont été complétées par des analyses paléocéologiques : une étude malacologique portant sur la moitié des échantillons prélevés (27 sur 53), et une étude palynologique portant sur 8 des 47 échantillons prélevés en raison de la faible conservation des grains de pollen (Fig. 1-31). Cet affleurement comble partiellement le hiatus sédimentaire de la première partie de l'Holocène moyen. L'étude de cette archive alluviale est détaillée dans le chapitre 3, consacré à cette période d'hydrodynamisme et de hiatus sédimentaire dans les bassins médians de la Moulouya.

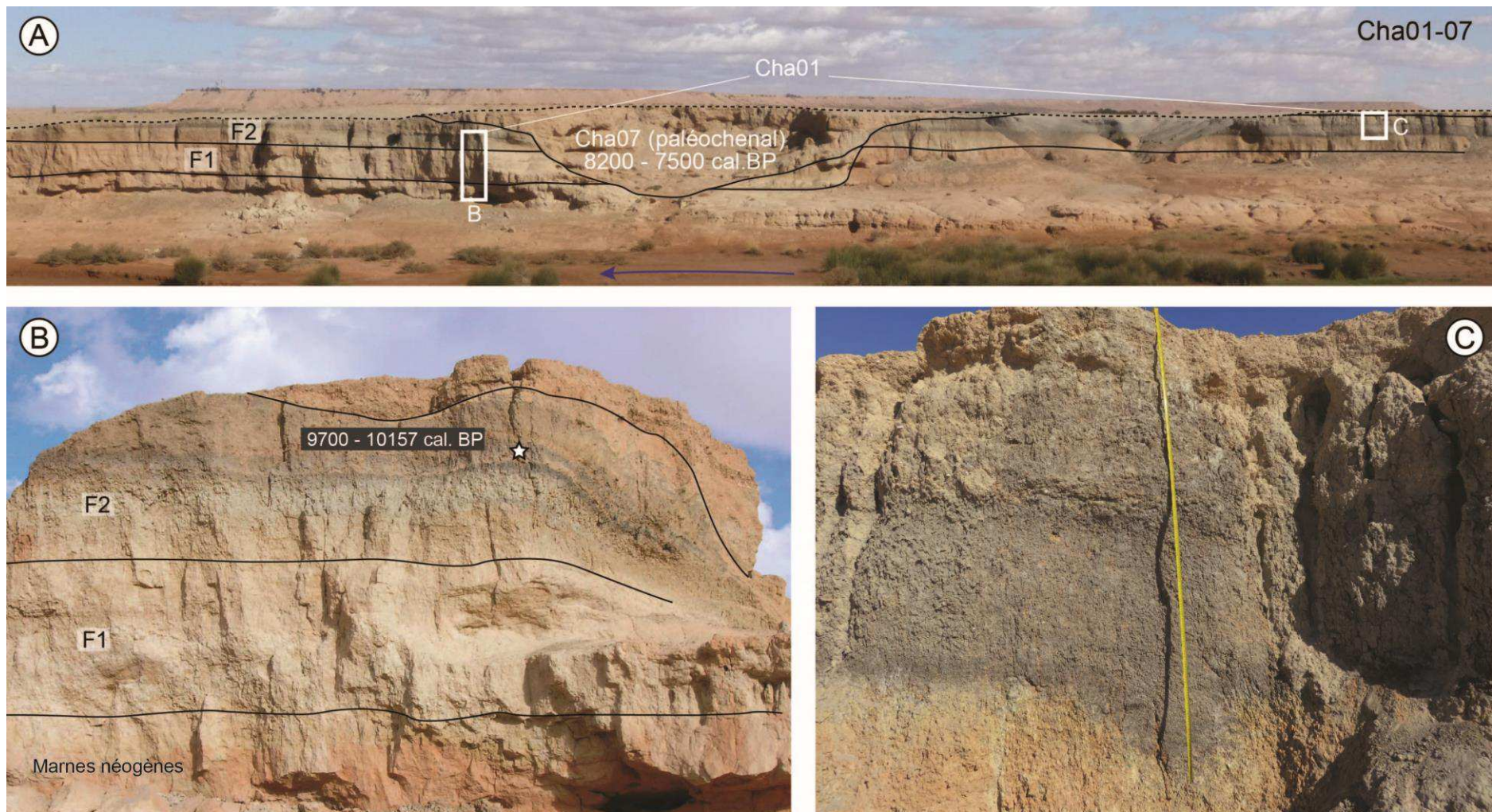


Figure 1-30. A) Vue d'ensemble de l'affleurement Cha01-07 de l'oued Charef, à savoir du paléochenal (Cha07) incisé et emboîté dans les formations F2, F1 et dans les marnes néogènes ; B) et C) Vues de détail de la séquence Cha01.

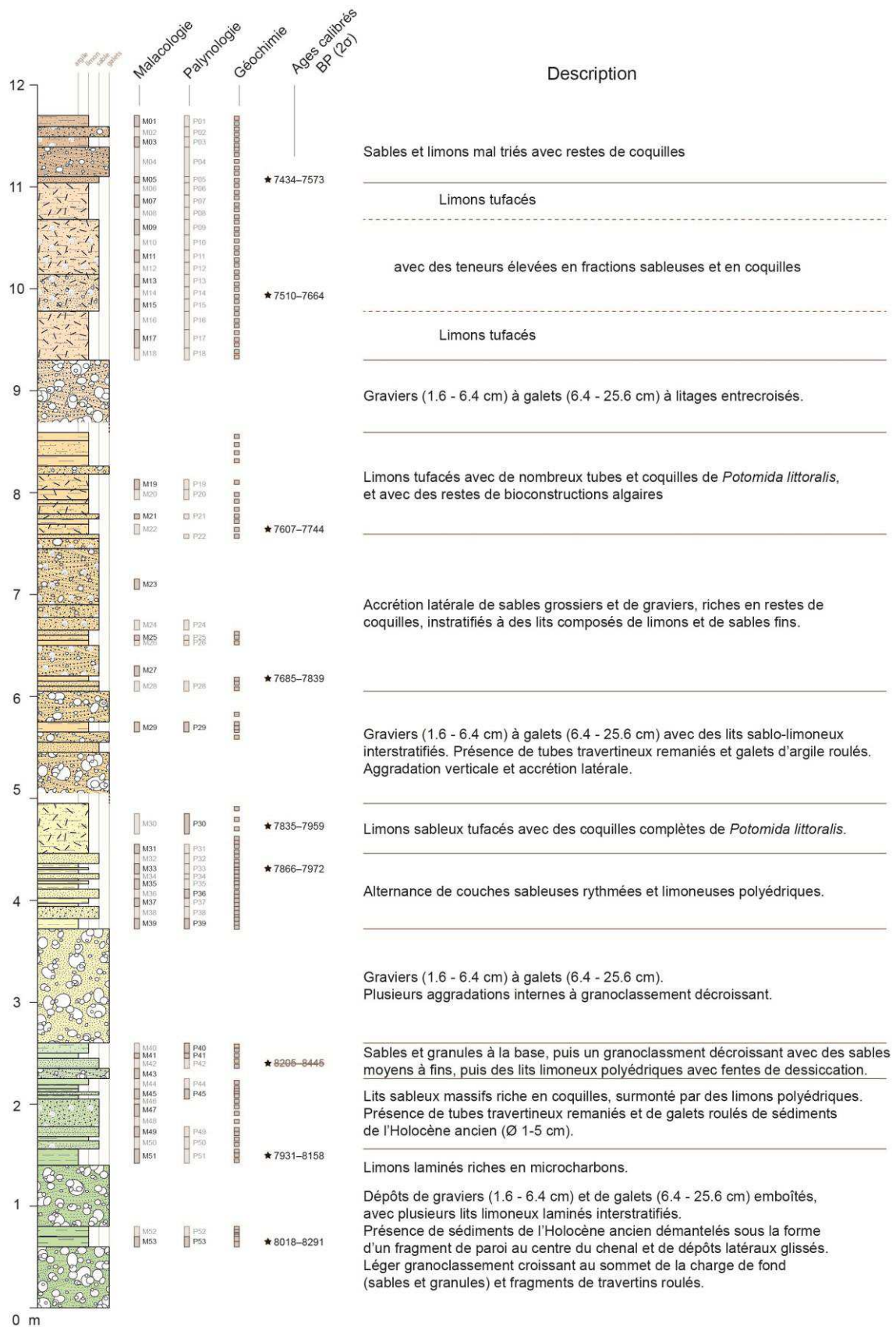


Figure 1-31. Log synthétique de la séquence Cha07, avec position des datations radiocarbone et des échantillons, et description des faciès sédimentaires.

La formation F3, attribuée à la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent, est largement représentée dans le reste de la section étudiée (Fig. 1-28). L'affleurement Cha06-08 d'une longueur de plus de 200 mètres montre une forte épaisseur des dépôts, plus de 10 mètres au-dessus du lit actuel de la rivière (Fig. 1-32). Comme la formation F2 à Tabouda, cet affleurement montre des dépôts de chenaux en position basale, puis un affinement général de la granulométrie des dépôts, marqués des limons bruns et des horizons pédogénéisés. Plusieurs paléochenaux au remplissage sableux et emboîtés dans ces limons sont également relevés. Neuf datations ont été réalisées, qui s'étendent de ~5000 à 2200 cal. BP (Fig. 1-32). L'étude de cet affleurement repose sur sept profils détaillés : deux profils principaux ont été levés là où la formation est la mieux préservée et la plus épaisse, et ont été échantillonnés tous les 3 à 5 cm pour réaliser les analyses (Fig. 1-33). Cinq profils complémentaires permettent de préciser la stratigraphie et la datation des dépôts. L'échantillonnage a permis de réaliser des analyses en granulométrie laser (sur 211 échantillons), en perte au feu, en susceptibilité magnétique et en géochimie par fluorescence-X (sur 183 échantillons).

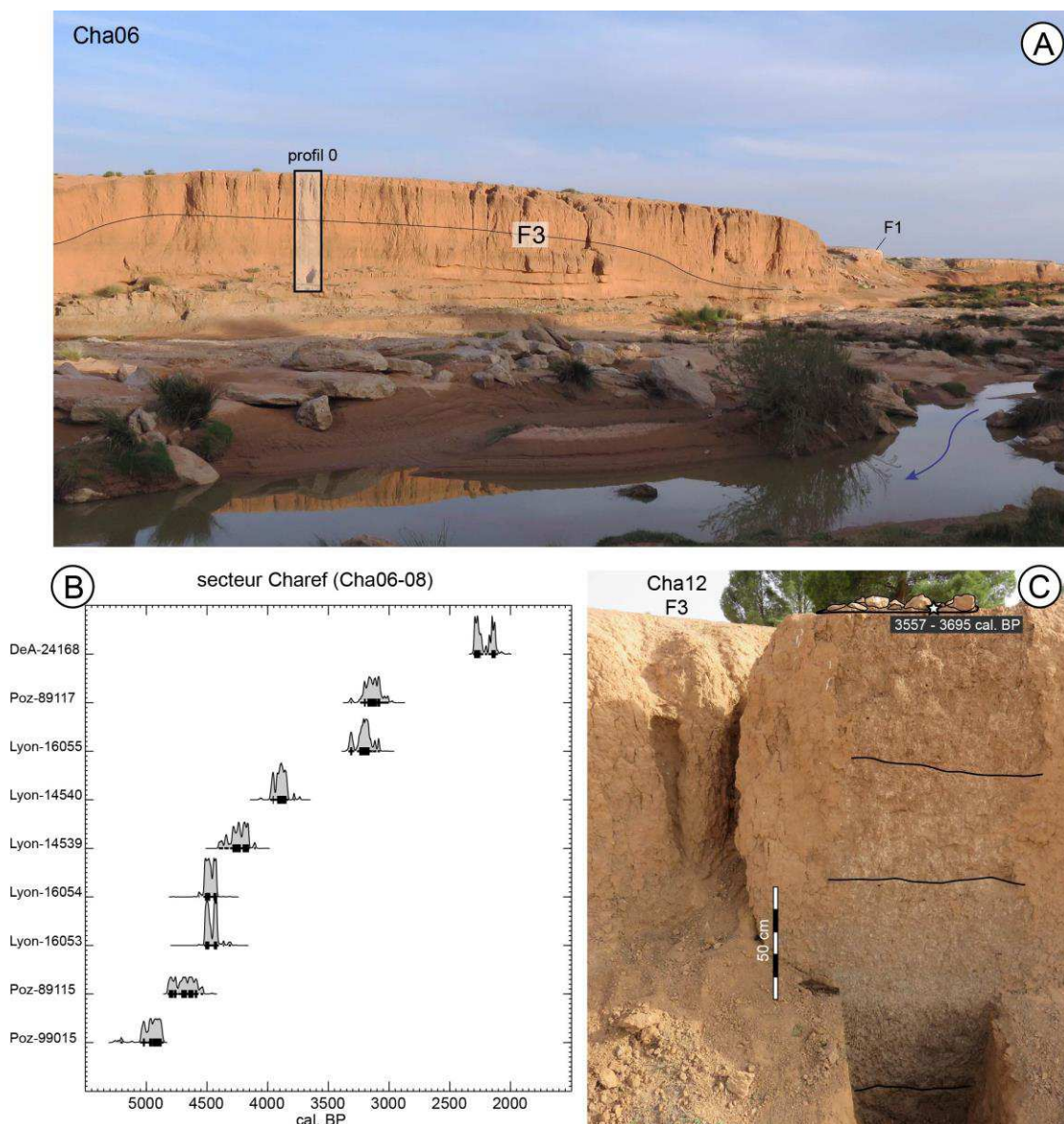


Figure 1-32. A) Vue partielle de l'affleurement Cha06-08 (séquence Cha06) et localisation d'un des deux logs principaux (profil 0) ; B) Distribution des datations obtenues sur l'ensemble de l'affleurement Cha06-08, réalisée à l'aide de CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993) et calibrée avec IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) ; C) Vue de détail de la séquence Cha12.

Cha06

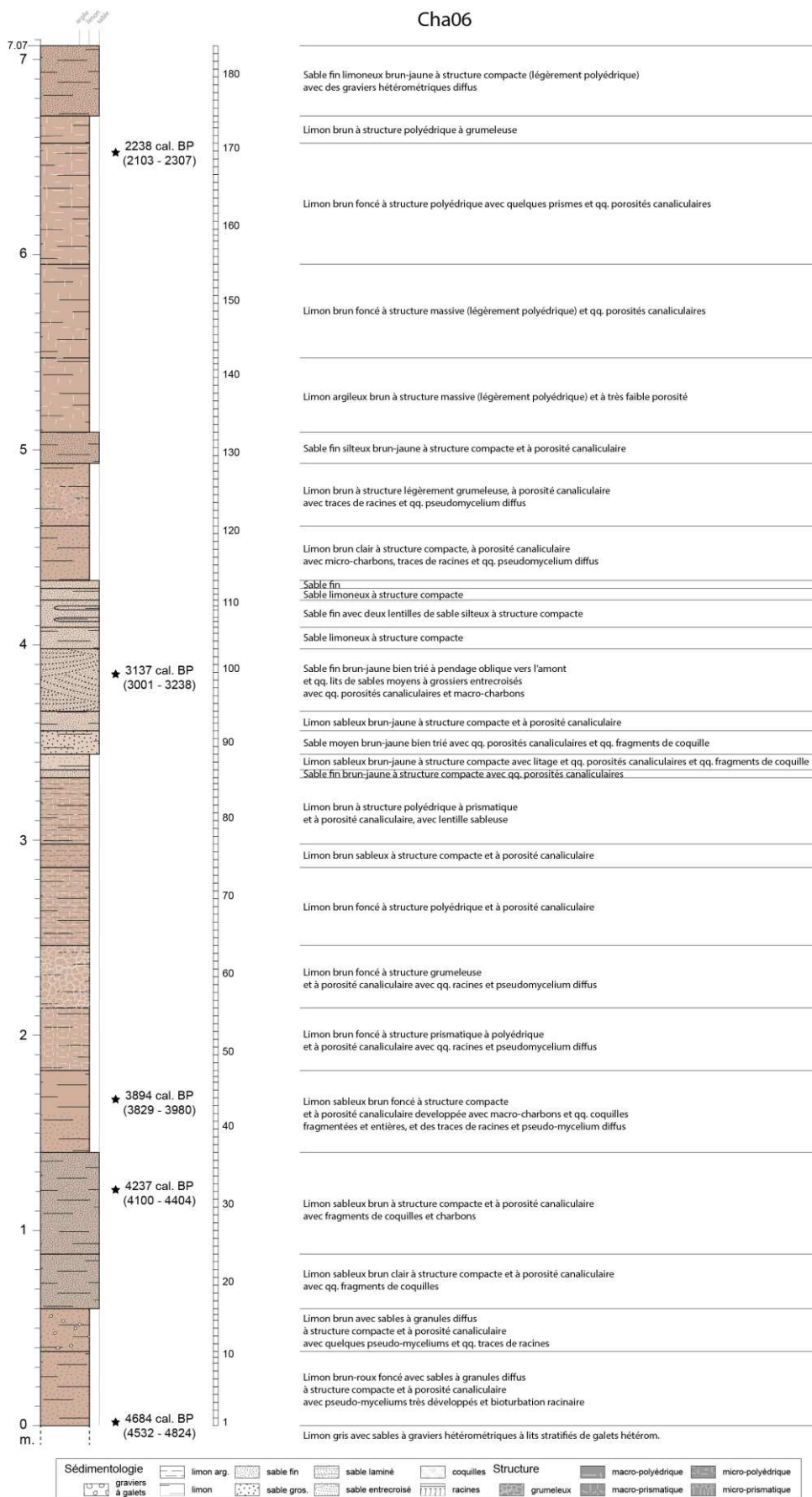


Figure 1-33. Log synthétique de la séquence Cha06 (profil 0), avec position des datations radiocarbone et des échantillons, et description des faciès sédimentaires.

Un autre affleurement en rive gauche permet de reconnaître l'étendue de cette formation dans le sud-ouest de la section étudiée (Fig. 1-32). Une structure empierrée à traces de combustion installée au sommet de l'affleurement est datée de 3557 – 3695 cal. BP. Celle-ci permet d'attribuer une première chronologie aux quelques structures empierrées en cours d'érosion identifiées aux alentours dans la même position topographique.

Une dernière formation (F4) est observée dans cette section sur l'affleurement Cha09 (Fig. 1-34). Elle correspond à la dernière terrasse emboîtée dans la formation F3, et réduite à l'axe d'écoulement de l'oued actuel (Fig. 1-28). Attribuée à l'Holocène récent, et probablement mise en place au cours des deux derniers millénaires, l'affleurement Cha09 montre des phases d'aggradation rapide composée de dépôts sablo-limoneux en discordance avec des dépôts limoneux massifs (Fig. 1-34).



Figure 1-34. Vue de la séquence alluviale Cha09 dans le secteur d'étude de Charef.

Secteur Charef amont

En amont de la fenêtre d'étude principale, le second secteur prospecté est situé à l'aval d'un petit affluent en rive gauche de l'oued Charef (Fig. 1-35). Cet affluent de faible compétence, uniquement en eau lors des crues résultant de fortes pluies sur le bassin, subit une dynamique d'érosion régressive assez récente qui incise les dépôts holocènes uniquement sur les deux premiers kilomètres de son cours (Fig. 1-20 B). En contrebas d'une butte-témoin conglomératique, cette incision a mis au jour un affleurement (Cha15) qui présente un paléochenal au remplissage limono-sableux, parfois tufacé et riche en malacofaune (Fig. 1-35). Situé dans l'axe d'écoulement actuel de ce petit tributaire de l'oued Charef, ce paléochenal est en bonne partie démantelé (Fig. 1-36). Ne subsiste que le bord latéral droit, qui montre un remplissage d'une épaisseur de 1,5 à 2 m maximum (Fig. 1-36 C). S'ensuit une sédimentation de même épaisseur marquée par des dépôts fins de plaine d'inondation.

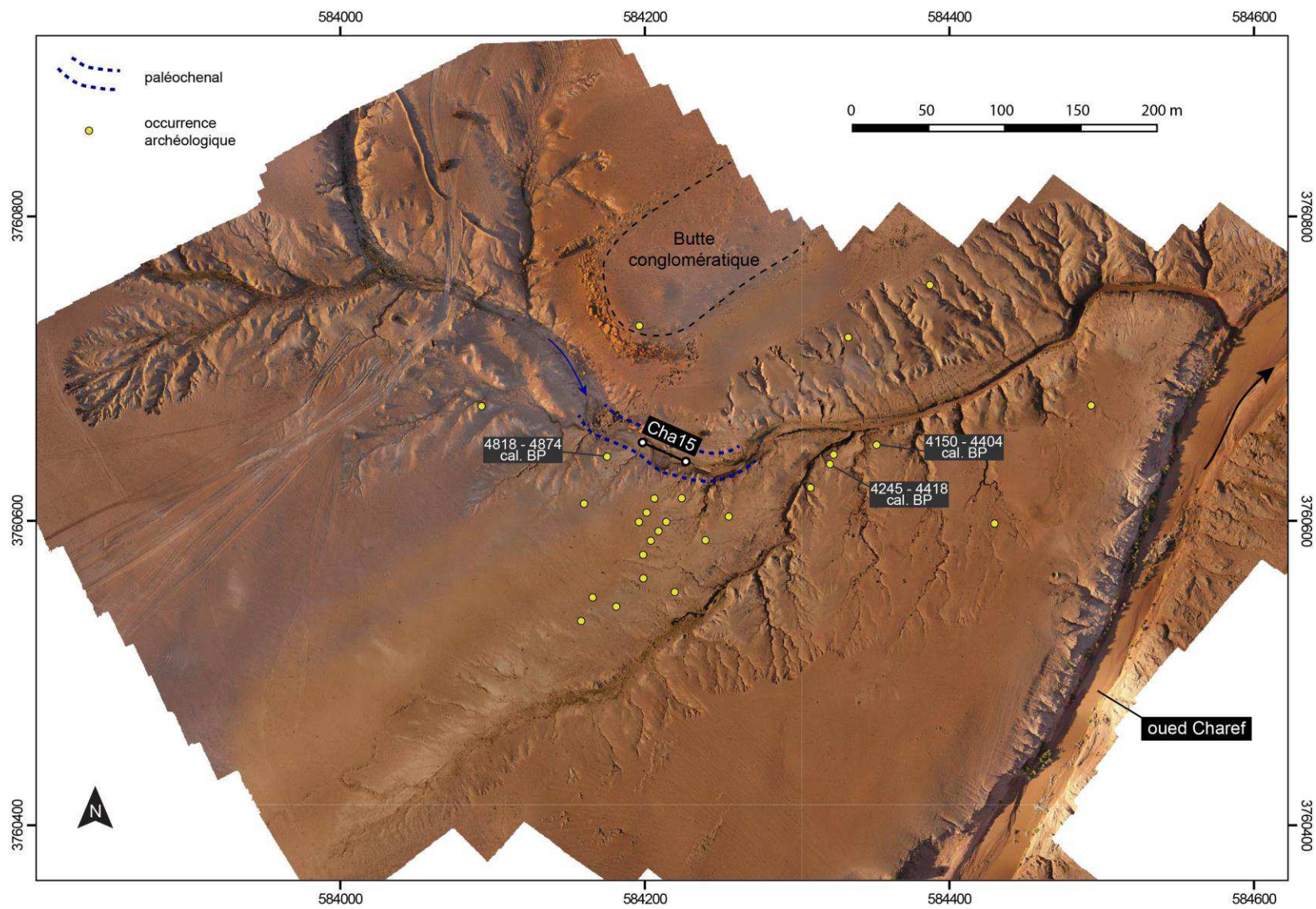


Figure 1-35. Orthophotographie du secteur d'étude de Charef amont, et localisation de la séquence Cha15 et des occurrences archéologiques documentées.

Quatre datations ont été obtenues sur cette séquence sédimentaire : deux datations situées au milieu du remplissage donnent des âges de 6718 – 6986 cal. BP et 6631 – 6752 cal. BP (Fig. 1-36 B,C). Après un dernier dépôt composé de sables et graviers, deux dates sur des dépôts de plaine d'inondation indiquent des âges de 5751 – 5933 cal. BP puis de 4613 – 4834 cal. BP au sommet de la séquence. La base du remplissage du paléochenal n'a pas été datée.

En plus de cette séquence sédimentaire, une cinquantaine d'occurrences archéologiques ont été inventoriés et ont fait l'objet de description et de collecte du matériel lithique et céramique (Fig. 1-35). La zone située au-dessus de l'affleurement Cha15 livre en particulier une très forte concentration de matériel lithique et céramique sur 2 à 3 ha. Plusieurs structures empierrées à traces de combustion en cours d'érosion ont été identifiées. Trois dates ont été obtenues sur ces structures archéologiques : 4818 – 4874 cal. BP pour la structure empierrée située juste au-dessus de la séquence Cha15 (Fig. 1-36 B), puis deux dates sur deux structures contemporaines à 4245 – 4418 et 4150 – 4404 cal. BP. Ces trois dates donnent un premier cadre chronologique à une occupation néolithique en voie de démantèlement par l'érosion régressive. Les études de matériels lithique et céramique à venir permettront de documenter la culture matérielle de cette occupation.

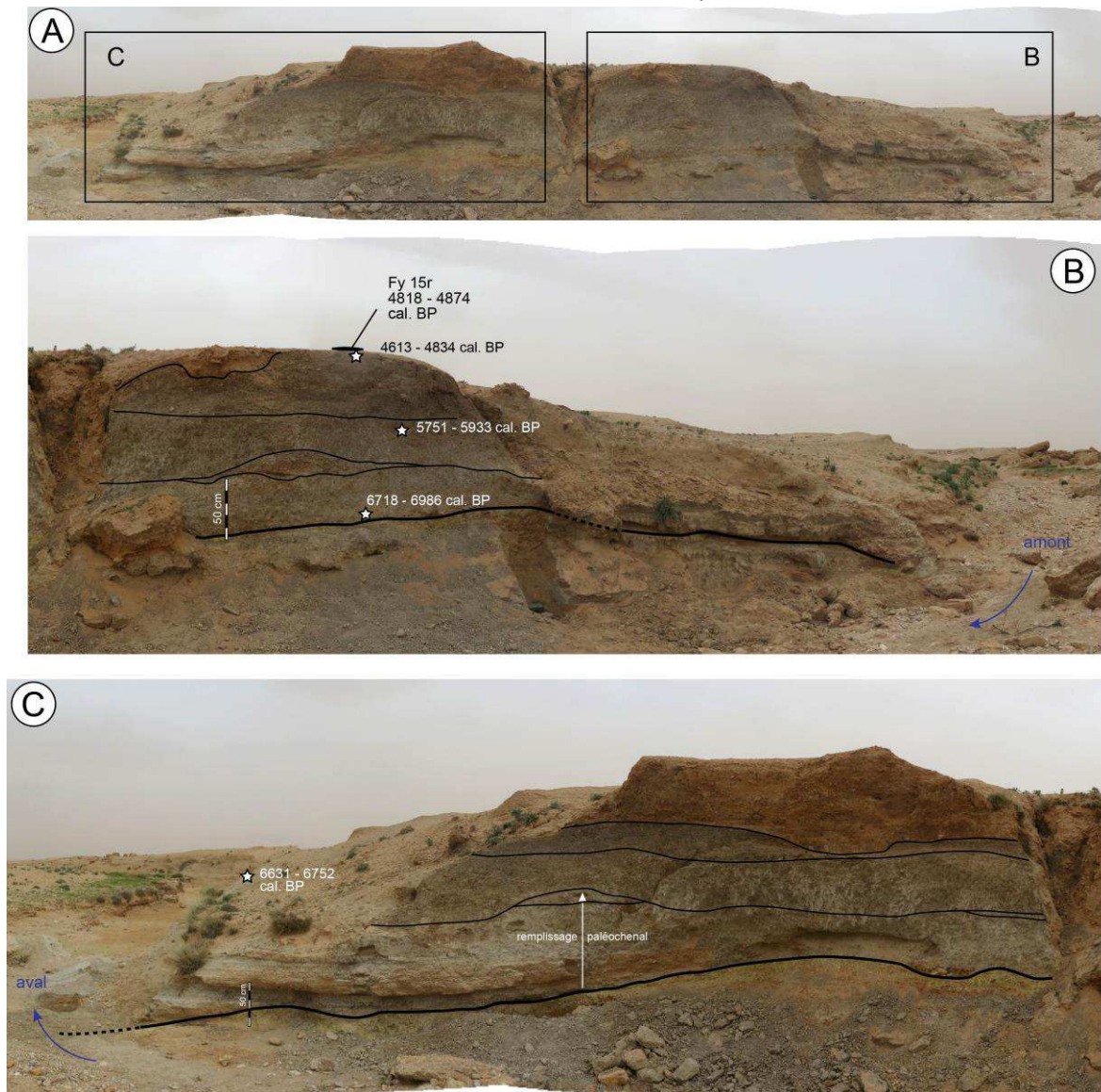


Figure 1-36. A) Vue d'ensemble de la séquence Cha15 située dans le secteur Charef amont ; B) et C) Vues de détail de la séquence avec position des datations radiocarbone.

Secteur Ouziyyane

L'oued Ouziyyane est, avec l'oued Al Gazmir, le principal tributaire de rive droite confluant avec l'oued El Haï après les Grandes Cascades. Une partie des formations alluviales présentées précédemment dans les oueds Charef et Tabouda se retrouve dans la section étudiée de cet oued. C'est le cas notamment des formations alluviales de la fin de l'Holocène moyen et de l'Holocène récent largement représentées dans la section prospectée, dont témoigne l'affleurement Ouz06. Ce dernier présente une incision dans les marnes néogènes plongeant sous le niveau de base de l'oued actuel puis une accumulation de dépôts organiques hydromorphes et de dépôts de chenaux à galets datés de 5284 – 5465 cal. BP, suivant un schéma qui rappelle les affleurements Def01, Tab02 et Cha06 (Fig. 1-37 A).

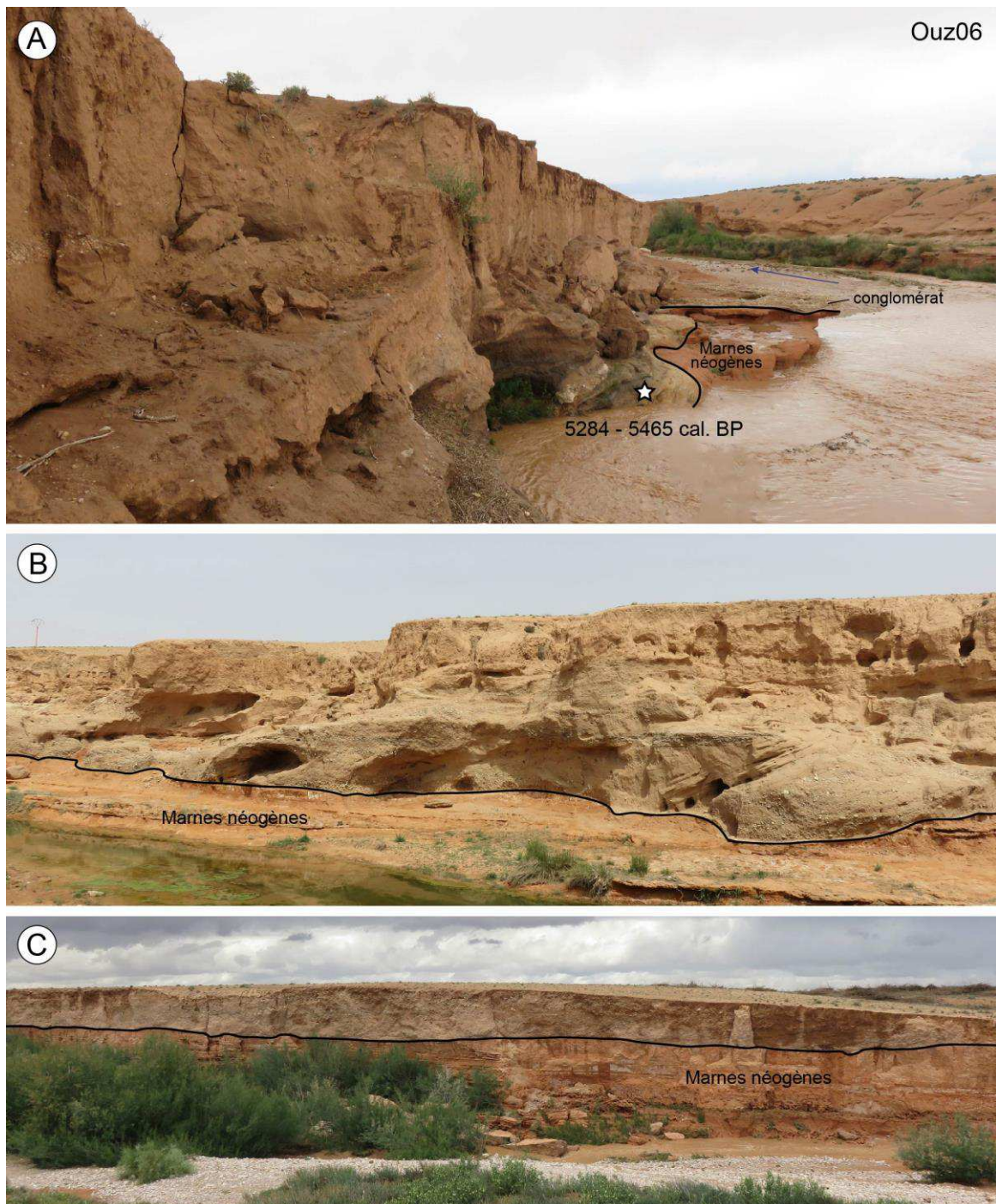


Figure 1-37. Vues de plusieurs affleurements de l'oued Ouziyyane : A) Vue de la séquence Ouz06 et position de la datation radiocarbone ; B) et C) Vues d'autres affleurements montrant des dépôts de chenaux à des positions topographiques différentes.

Une formation constituée de dépôts consolidés de chenaux à barres d'accrétion latérale, incisant les marnes du Néogène dans une position basse juste au-dessus du lit actuel de l'oued, est également identifiée (Fig. 1-37 B). Ces dépôts sont similaires à ceux présentés pour l'oued Tabouda. Enfin, il faut également noter la présence d'une nappe à graviers et galets épaisse de 4 m, discordante et non consolidée, identifiée dans une position perchée (Fig. 1-37 C).

Secteur Al Gazmir

La section de l'oued Al Gazmir, proche de la route reliant les villes d'Aïn Beni Mathar et d'Oujda, fut également prospectée. L'incision à cet endroit de la plaine alluviale est très récente (années 1990, com. orale A. El Harradji) et résulte de la forte dynamique d'érosion régressive. Cela peut s'observer par la verticalité et la faible altération des parois des terrasses ainsi constituées et la subsistance d'ilots conservés au milieu du cours de l'oued (Fig. 1-38). Aucune date radiocarbone n'a été réalisée dans cette section. Toutefois, les séquences alluviales observées montrent des faciès pédosédimentaires similaires aux séquences de la fin de l'Holocène moyen et de l'Holocène récent, à savoir une sédimentation entièrement limoneuse, de couleur brune, et marquée par le développement de sols cumuliques plus foncés (par exemple Gaz02, Fig. 1-38).

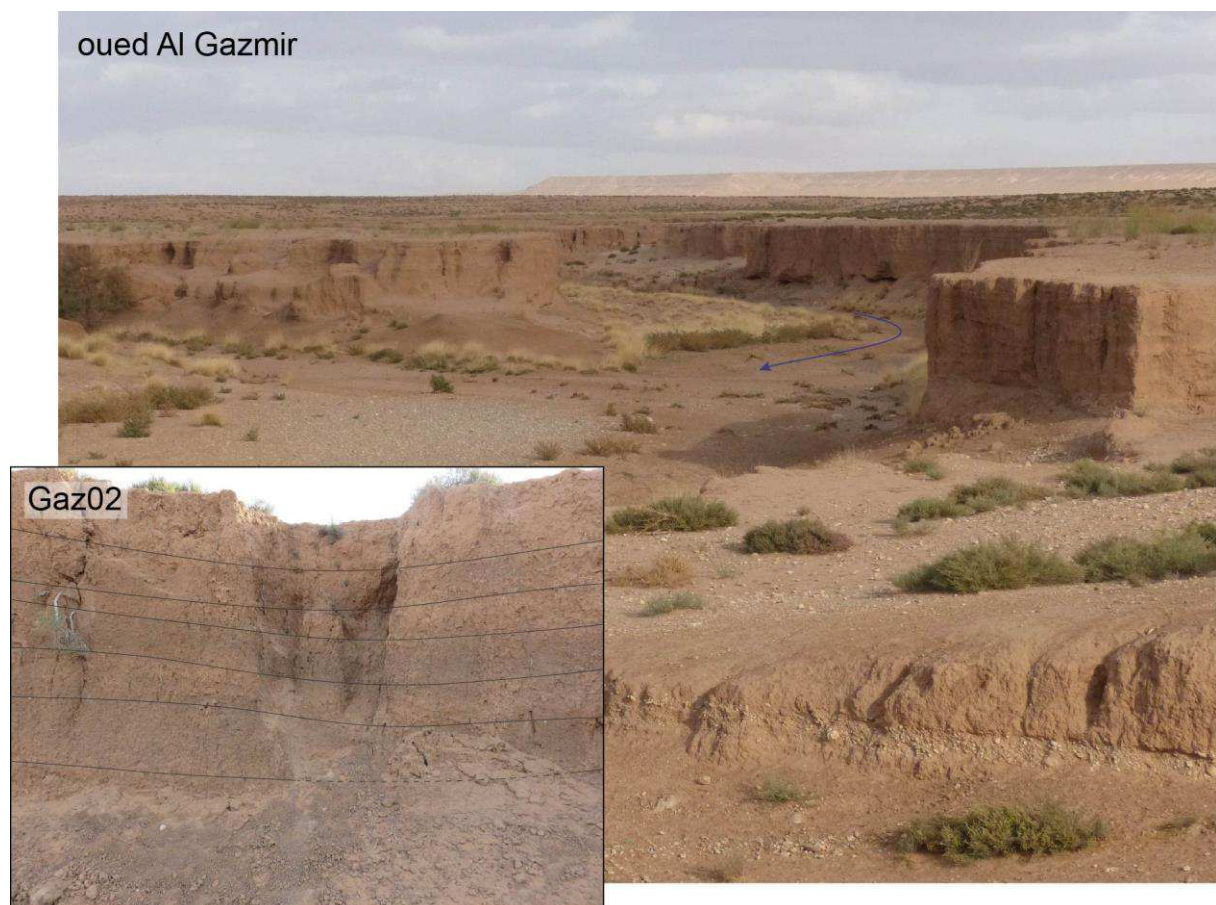


Figure 1-38. Vues de l'oued Al Gazmir : vers l'amont du lit de l'oued récemment creusé par une forte dynamique d'érosion régressive, et de la séquence Gaz02.

Secteur Grandes Cascades / El Haÿ

La zone des Grandes Cascades située dans l'oued El Haÿ a été prospectée depuis la rupture du niveau de base de l'oued El Haÿ en amont (Fig. 1-23 B) jusqu'à sa confluence avec l'oued Tabouda (Fig. 1-19). Parmi les six affleurements recensés, deux ont fait l'objet de datations (Hay01 et Hay04) qui s'étendent entre 2500 et 500 cal. BP.

L'affleurement Hay04 présente des dépôts de 2,80 m d'épaisseur comprenant deux structures à combustion creusées dans des limons brun clair structurés (Fig. 1-39). La première de ces structures est datée de 2349 – 2698 (2455) cal. BP. Ces limons sont par la suite érodés par une couche sableuse terminale correspondant au débordement latéral d'un chenal s'emboitant dans ces dépôts limoneux.

La coupe Hay01, de 2,20 m d'épaisseur, est plus récente. Située à la confluence des oueds El Haÿ et Tabouda (Fig. 1-39), elle est caractérisée par une accumulation sédimentaire entre 850 et 500 cal. BP qui montre l'alternance de sols avec présence de macrocharbons et de nodules argileux oxydés et d'unités au faciès moins pédogénéisé et de faciès sableux. Des tessons de céramique protohistoriques et surtout islamiques ont été observés à la surface de cette terrasse. Ces deux dates sont les plus récentes de notre corpus.

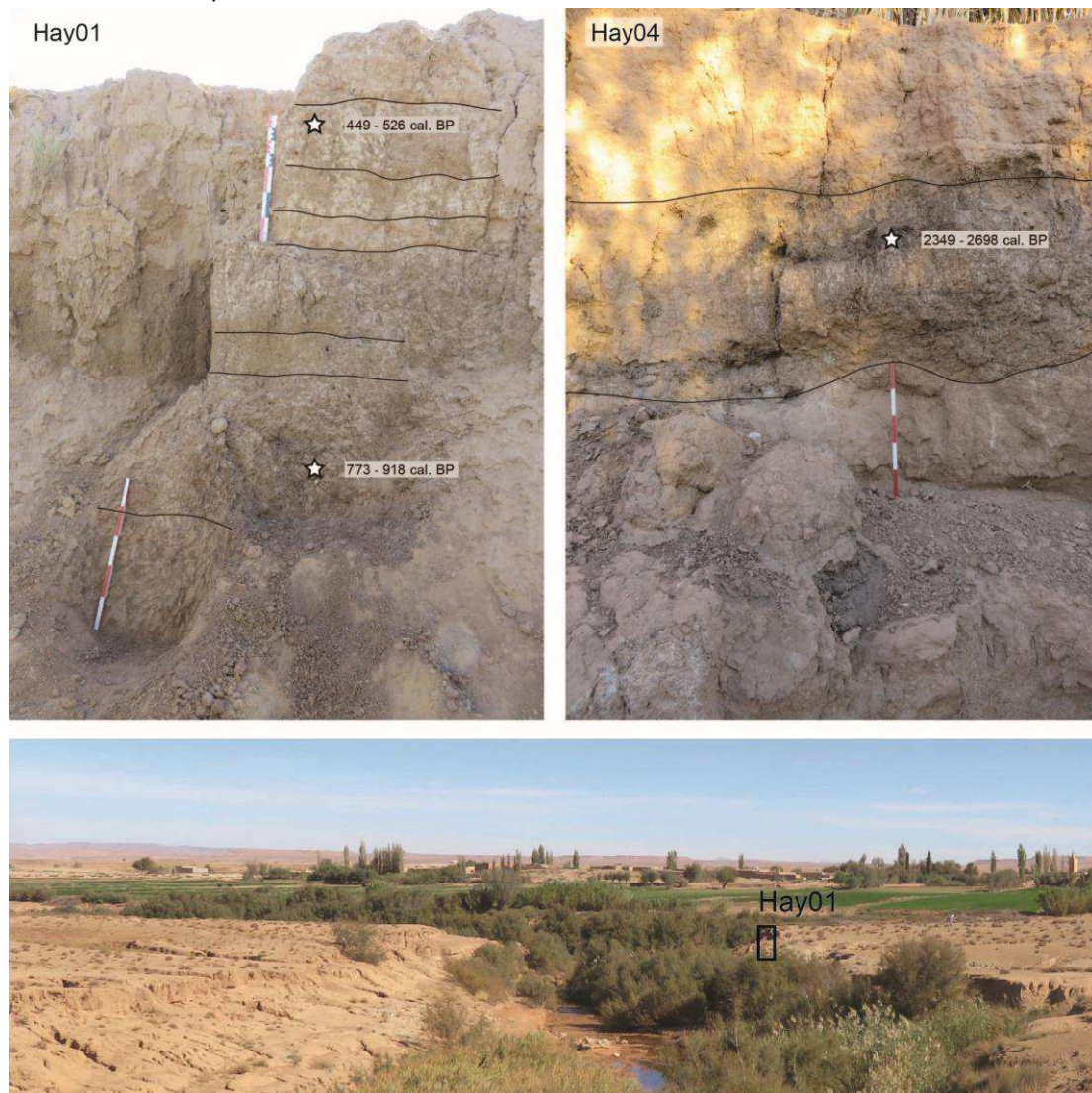


Figure 1-39. Vues de la séquence Hay01 et de sa position à la confluence des oueds Tabouda et El Haÿ, ainsi que de la séquence Hay04, avec position des datations radiocarbones.

Secteur Za

Les prospections ont été menées jusque dans l'oued Za, en aval du bassin d'ABM (Fig. 1-19). Parmi les quatre affleurements repérés, deux ont fait l'objet de datations (Za01 et Za02) qui se répartissent sur un millénaire entre 2800 et 1800 cal. BP (Fig. 1-40).

L'affleurement Za01 montre un dépôt de 3,40 m d'épaisseur. Trois datations ont été effectuées à la partie supérieure de la terrasse alluviale. La majeure partie de la sédimentation est caractérisée par des limons bruns très structurés (à très fins débits polyédriques ou prismatiques), parfois à porosité canaliculaire et à pseudo-mycélium, qui indique le développement de sols cumuliques entre 2352 – 2697 (2455) et 1711 – 1833 (1778) cal. BP (Fig. 1-40). Deux dépôts plus grossiers s'intercalent dans ces dépôts limoneux. Le premier, au milieu de l'affleurement, présente un faciès sableux qui se développe latéralement, en position proximale, sur une trentaine de cm d'épaisseur. La base de cette unité est datée de 2154 – 2340 (2228) cal. BP. Le second dépôt, situé au sommet de l'affleurement, est composé de galets dans une matrice sableuse et tronque les dépôts précédents. Il n'est pas daté.

Le second affleurement qui présente une information chronologique dans la section prospectée de l'oued Za (Za02) se situe 400 mètres en aval de Za01. Une seule date a été réalisée sur les restes d'une structure à combustion (Fig. 1-40). Cette structure, datée de 2720 – 2844 (2753) cal. BP, est installée sur le dépôt de 2 m d'épaisseur, très rythmé, composé de sables à litage horizontal parallèle, et érodant à sa base des limons structurés.

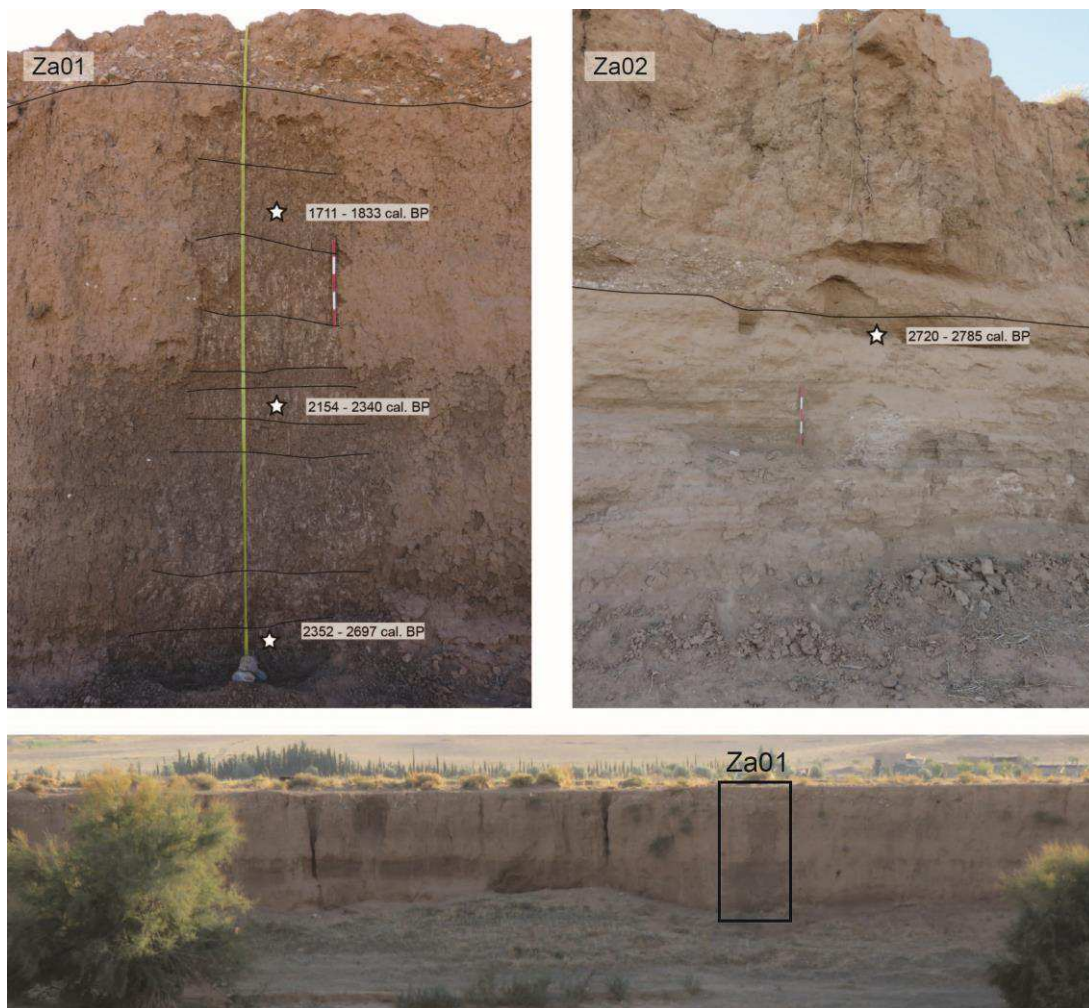


Figure 1-40. Vues de la séquence Za01 et de sa position dans le cours de l'oued Za, ainsi que de la séquence Za02, avec position des datations radiocarbone.

5.2.3 Identification d'unités morphosédimentaires régionales

L'étude morphologique et lithostratigraphique et la datation des dépôts enregistrés dans les deux fenêtres d'étude des bassins de Ksabi et d'ABM, permettent la reconnaissance de deux grandes formations sédimentaires. Largement représentées dans les deux bassins, ces formations ont des chronologies similaires : les dépôts de la formation la plus ancienne, décrits notamment à travers l'étude des affleurements Bli01, Tab01 et Cha01, couvrent l'Holocène ancien jusqu'à la fin de l'Holocène moyen ; les dépôts de la formation plus récente, étudiés notamment à partir des trois affleurements Def01, Tab02, Cha06, couvrent la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent. L'étude de ces enregistrements, détaillée dans les chapitres suivants, montre une forte homogénéité des dynamiques hydrosédimentaires et de la morphogenèse au sein de ces deux ensembles dans chacun des deux bassins-versants (Fig. 1-41). Chacune de ces formations constitue donc une unité morphosédimentaire (UMS) cohérente à l'échelle régionale : l'UMS 1 pour les dépôts de l'Holocène ancien et l'UMS 2 pour la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent.

Comme nous le verrons, les deux principales formations sédimentaires sont séparées par une période caractérisée par des lacunes sédimentaires importantes et la formation de paléochenaux reconnus dans les affleurements Cha07, Bli-IV C57 et Cha15.

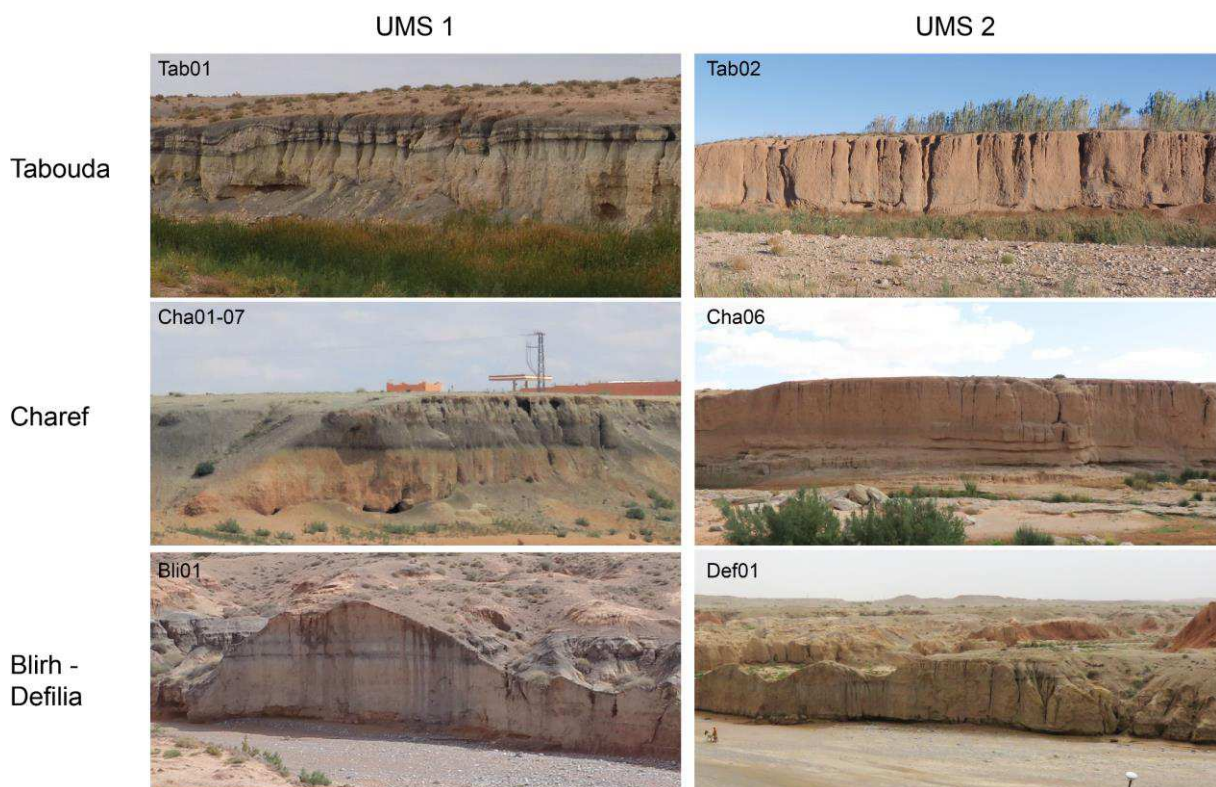


Figure 1-41. Vues des affleurements des oueds Tabouda, Charef, Blirh et Defilia qui ont permis de définir les unités morphosédimentaires 1 et 2.

6. Organisation du manuscrit

L'approche comparative des deux bassins sédimentaires de Ksabi et d'ABM et l'identification, au sein de ces bassins, de formations alluviales aux chronologies similaires expliquent l'architecture du manuscrit. Celui-ci s'organise ainsi selon des axes chronologique et thématique, et comporte six chapitres, dont certains ont fait l'objet d'articles scientifiques publiés ou en cours de révision auprès de revues internationales (chapitres 2 et 3). Ils sont présentés dans le texte du manuscrit dans leur format de prépublication, et incluent la liste des références bibliographiques et leurs annexes. Les autres chapitres sont également rédigés sous la forme d'articles, et seront prochainement soumis pour publication à des revues internationales. Ainsi, chaque chapitre, hormis les chapitres 1 et 6 d'introduction et de synthèse et discussion générale, comporte les sections suivantes : introduction, matériels et méthodes, résultats, discussion et conclusion.

Les chapitres 2, 3 et 4, respectent un fil chronologique et une démarche comparative à l'échelle régionale, et traitent exclusivement de l'évolution hydrogéomorphologique des formations alluviales holocènes découvertes dans les deux bassins de Ksabi et d'ABM. Les données archéologiques qui ont commencé à être recueillies ne sont pas présentées.

Le chapitre 2 se focalise sur l'étude des dépôts de l'Holocène ancien (UMS 1) reconnus dans tous les secteurs d'étude, en comparant spécifiquement les affleurements Bli01 (bassin de Ksabi) et Tab01 (bassin d'ABM). Ce chapitre a fait l'objet d'une publication dans la revue *Quaternary Science Reviews*. Le chapitre 3 s'intéresse à l'intervalle temporel entre l'UMS 1 et l'UMS 2, caractérisé par des périodes d'incision des lits fluviaux, de hiatus sédimentaires et la formation de paléochenaux. Il détaille en particulier l'étude à haute résolution du remplissage du paléochenal Cha07 de l'oued Charef. Ce chapitre correspond à un article en cours de révision dans la revue *Scientific Reports*. Le chapitre 4 porte quant à lui sur l'étude des dépôts de la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent (UMS 2), à travers les affleurements Def01, Tab02, Cha06 des oueds Defilia (bassin de Ksabi) et Tabouda et Charef (bassin d'ABM).

Après ces trois chapitres, le chapitre 5 est centré sur l'étude détaillée et diachronique de l'évolution morphosédimentaire du secteur de la plaine de Blirh au cours de l'Holocène et à l'intégration dans ce cadre des données sur les occupations humaines recueillies dans ce secteur. Il s'appuie donc sur les données et les analyses de l'affleurement Bli01 déjà présentées dans les chapitres 2 et 4. Mais ce chapitre illustre également la manière dont le terrain a été abordé pour chaque secteur d'étude : l'approche exploratoire, en croisant les données lithostratigraphiques et chronologiques des affleurements sédimentaires afin de sélectionner les plus propices à des analyses multi-proxies de haute résolution, et l'approche intégrée, en y associant les données archéologiques issues de la description et la datation des structures. Ce chapitre a été mis à la suite des chapitres chronothématiques 2, 3 et 4 puisqu'il aborde spécifiquement la question des occupations humaines au sein de la plaine alluviale et les problématiques liées à la taphonomie des structures archéologiques.

Le chapitre 6 correspond, quant à lui, à la synthèse et discussion générale. Les résultats ayant déjà été présentés et discutés dans chaque chapitre du manuscrit, le chapitre 6 fait la synthèse des principaux résultats et éléments de discussion mais en les intégrant à une échelle temporelle plus vaste, celle de l'Holocène. Cette prise de recul et ce regard diachronique sur les données permettent une discussion approfondie de chaque thématique. Il est construit en trois parties selon un gradient géographique et

thématique. La première est centrée sur l'évolution hydrosédimentaire des plaines alluviales des bassins médians de la Moulouya et sur la taphonomie des dépôts alluviaux et archéologiques. La deuxième partie confronte cette synthèse régionale aux études qui portent sur les systèmes fluviaux du Nord-Est marocain et de Méditerranée occidentale. Enfin, la dernière partie se focalise sur les mécanismes des processus hydrosédimentaires en milieu aride, sur les forçages climatiques régissant l'évolution fluviale au cours de l'Holocène, et sur le lien entre activité solaire et morphogénèse fluviale.



2

Alluvial records of the African Humid Period
from the NW African highlands
(Moulouya basin, NE Morocco)*

*Ce chapitre est la version pre-print d'un article de même nom
publié dans la revue *Quaternary Science Reviews* (2021).

Chapitre 2

Alluvial records of the African Humid Period from the NW African highlands (Moulouya basin, NE Morocco)

Bruno Depreux ^{a,b*}, David Lefèvre ^{a,b}, Jean-François Berger ^c, Fatima Segauoi ^d, Larbi Boudad ^d, Abderrahmane El Harradji ^e, Jean-Philippe Degeai ^{a,b}, Nicole Limondin-Lozouet ^f

^a Université Paul Valéry Montpellier 3, CNRS, MCC, UMR 5140 ASM, Montpellier, France

^b LabEx ARCHIMEDE, Université Paul Valéry Montpellier 3, Campus St Charles, Montpellier, France

^c CNRS, Université Lumière Lyon 2, UMR 5600 EVS-IRG, Lyon, France

^d Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat, Morocco

^e Université Mohamed 1^{er}, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines, Oujda, Morocco

^f CNRS, Université Paris 1 and Université Paris-Est Créteil, UMR 8591 LGP, Meudon, France

Abstract

This paper presents Early to Late-Holocene sedimentary deposits from the Moulouya catchment, the main Mediterranean river basin of Morocco. Within this region, recent studies have focused particularly on marine or lacustrine archives. Studies on fluvial archives are thus important for improving our understanding of palaeoenvironmental responses to Holocene climatic changes at regional and supra-regional scales. Here, we studied alluvial archives from two basins 300 km apart in the mid-Moulouya basin and High-Plateaus region located in the rarely studied NW African highlands, which are currently defined by arid and cold climatic conditions. Strong similarities between these deposits in terms of morpho-pedosedimentary and chronostratigraphical evolution demonstrate a regional morphogenic pattern controlled by Holocene climatic changes. Using a multi-proxy approach, we document rapid palaeoenvironmental changes and orbital-scale morphogenic changes. Four particular phases of regional geomorphic stability have been dated to ca. 10800–10500, 10200–9900, 9300, and 8900 cal. BP. Enhanced flooding periods that reflect times of climatic aridification may correlate with Early and Mid-Holocene Rapid Climatic Changes, especially during the 9.2 ka event. Furthermore, the Moulouya alluvial archives record the development of an extensive wetland formation and tufa sedimentation within the alluvial plains between ca. 10.8 to 6-5 cal. ka BP. This formation is recognised at a regional scale across the upper and mid-Moulouya catchments, whereas it is missing from other Moroccan fluvial archives. These lasting humid climatic conditions (ca. 10.8–6/5 ka cal. BP.) are consistent with those recorded in the sub-Saharan records during the last African Humid Period (AHP), and suggest a potential linkage between the NW African highlands and the Saharan domain. Hence, we assume that this wetland formation located at 32°–34°N is consistent with the northern archives recording AHP wet conditions.

Keywords: Holocene; Fluvial geomorphology; Palaeoclimatology; North Africa; Morocco; Moulouya basin; Rapid Climatic Changes (RCCs); African Humid Period (AHP); Wetland;

1. Introduction

NW Africa occupies a special place in environmental and climatic studies because the region lies in subtropical latitudes surrounded by the Mediterranean Sea, Atlantic Ocean, and Sahara Desert, and is affected in complex ways by their respective atmospheric regimes. Strong connections of the Western Mediterranean area (Iberian Peninsula and NW Africa) with the North Atlantic realm are evident. At a millennial scale, correlations between Atlantic Bond events and Holocene Rapid Climatic Changes (RCCs) recorded in Western Mediterranean marine studies were documented, notably with cold events revealed by declines of the forest cover and sea surface temperature (SST) cooling (Cacho *et al.*, 2001; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009). The so-called “Bond events” correspond to a succession of Holocene ice-rafting events in the subpolar North Atlantic documented by Bond *et al.* (2001). These events, based on the counting of haematite-stained grains in marine cores, indicate cooling phases related to reductions of the thermohaline circulation in the North Atlantic and beyond. Indeed, hydro-climatic teleconnections between the North Atlantic cooling phases and the Moroccan precipitation anomalies are recognised and demonstrate the key role of the area for reconstructing Holocene climatic and palaeoenvironmental changes (Zielhofer *et al.*, 2019). At an orbital scale, Saharan archives from lower latitudes provide evidence of Early and Mid-Holocene humid climatic conditions lasting over millennia and due to solar-driven summer insolation maxima. This long-term climatic alteration, commonly referred to as the African Humid Period (AHP), resulted in a monsoon regime extending further north than today, and favouring the development of a vegetated landscape dotted with lakes across the currently hyperarid Sahara (Gasse, 2000; Gasse, 2002; Kröpelin *et al.*, 2008; Lézine *et al.*, 2011; Shanahan *et al.*, 2015).

In NW Africa, the sub-humid Moroccan terrestrial archives, i.e. lacustrine and speleothem records ranging from the Atlantic coast to the Middle Atlas range, demonstrate the sensitivity of the westernmost Mediterranean and North Africa to the Atlantic regime (Lamb *et al.*, 1995; Wassenburg *et al.*, 2016; Zielhofer *et al.*, 2017a; Ait Brahim *et al.*, 2019; Zielhofer *et al.*, 2019). Wassenburg *et al.* (2016) demonstrated that Western Mediterranean rainfall variability on a millennial timescale was positively correlated with rainfall measured in northern Europe during the Early Holocene. Zielhofer *et al.* (2017a, 2019) revealed an in-phase pattern between Early Holocene winter rain minima and cooling events, and demonstrated the influence of the North Atlantic Oscillation (NAO)-like atmospheric mode in this region during the Mid-to-Late Holocene. Furthermore, Zielhofer *et al.* (2017b) documented Saharan dust inputs in the Sidi Ali lake reflecting the Mid-Holocene aridification. Other Saharan impacts have been evidenced by a High Atlas speleothem record located on the Atlantic coast, which indicates a strong linkage with the Saharan domain, thereby proposing a new record of the West Africa (WA) monsoon (Sha *et al.*, 2019).

The NW African palaeoenvironmental framework has improved over the last twenty years, mostly because of the inclusion of marine records from the Alboran Sea and Atlantic coast (Cacho *et al.*, 2001; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009; McGee *et al.*, 2013; Tierney *et al.*, 2017), and speleothem and lacustrine records from the Middle Atlas Mountains (Lamb *et al.*, 1995; Cheddadi *et al.*, 1998; Rhoujjati *et al.*, 2010; Nour El Bait *et al.*, 2014; Tabel *et al.*, 2016; Wassenburg *et al.*, 2016; Fletcher *et al.*, 2017; Zielhofer *et al.*, 2017a, 2017b; Ait Brahim *et al.*, 2019; Zielhofer *et al.*, 2019). In contrast, fluvial studies in this region are not so numerous or recent, with the region suffering from a paucity of high-resolution alluvial records analysing the responses of the river systems to long- and short-term climatic changes and forcing factors. However, these are of crucial importance for improving our understanding of the palaeoenvironmental conditions of the river catchments and their

evolution in response to Holocene climatic changes at regional and supra-regional scales. Moreover, they give an environmental and ecological framework essential to archaeological research. The Medjerda river system in Tunisia is the only one to have been comprehensively studied with a systemic and integrated approach, and it demonstrated Holocene flooding periods coinciding with cold events (Faust *et al.*, 2004; Zielhofer *et al.*, 2004; Zielhofer and Faust, 2008). In Morocco, fluvial studies have focused particularly on the Mediterranean coast, with two of them having described the morphosedimentary evolution of the Kert basin (Barathon *et al.*, 2000; El Amrani *et al.*, 2008), although Zielhofer *et al.* (2008) described an alluvial formation that was missing from the Holocene fluvial history of this basin. One recent study dealing with a palaeomeander of the main Moulouya stream remains the most detailed description of the Mid- and Late Holocene floodplain deposits (Ibouhouten *et al.*, 2010; Zielhofer, *et al.*, 2010). Studies concerning the upstream sections of the Moulouya basin are even rarer and older. Lefèvre (1985) was the first to lay the foundations for an understanding of the Holocene alluvial formations in the mid-Moulouya basin, then Limondin-Lozouet *et al.* (2013) developed palaeoecological approaches to characterise the Early and Mid-Holocene environmental conditions. To this day, Wengler's work remains the only study investigating the alluvial archives of the Moroccan High-Plateaus, with the authors compiling several alluvial formations through the Holocene, with notable Early Holocene deposits (Wengler and Vernet, 1992; Wengler *et al.*, 1992; Wengler *et al.*, 1994).

Thus, as studies tend to be concentrated on the Atlantic and Mediterranean coasts, knowledge on the hydrological evolution of the NW African highlands, which are delimited by the Atlas mountain ranges and stretch from Morocco to Tunisia, remains scarce. However, this region, which forms the margins of the Sahara Desert, should be considered a key region, as it is connected to the Mediterranean, Atlantic, and Saharan atmospheric regimes (Knippertz and Wernli, 2010). In this context, this article focuses on alluvial archives from two basins of the NW African highlands, namely the mid-Moulouya and the High-Plateaus areas. Two main alluvial outcrops, which are representative of the Holocene formations at a regional scale, have been chosen and dated with a total of twenty-one radiocarbon dates. Using a multi-proxy approach combining sedimentological, geochemical, and malacological analyses, the aim of this study was to compare and analyse similarities between the alluvial archives of these two basins, to reconstruct the regional hydrosedimentary and morphogenetic patterns during the Early to Mid-Holocene. Comparisons of our results with other NE Moroccan fluvial archives and proxies at different scales from the Mediterranean, Atlantic, and Saharan domains should provide new insights into hydrological evolution of the NW African highlands and the palaeoenvironmental responses to Holocene climatic changes.

2. Regional settings

2.1 The Moulouya catchment

The Moulouya is the largest Mediterranean river basin in Morocco (ca. 65 000 km²). The basin is delimited by the main NW African mountain ranges: the High and Saharan Atlas bordering the Sahara to the south, the Middle Atlas and the Rif blocking the Atlantic air masses to the west, and the Beni Snassen and Oujda mounts from the Tell Atlas ranging along the coast to the northeast (Fig. 2-1). Hence, the Moulouya basin has the peculiarity of constituting a border area between the Atlantic and

Saharan major drainage basins, as it shares a 500+ km length of the Mediterranean-Atlantic watershed to the west, and 600+ km length of the Mediterranean-Saharan watershed to the south and east.

Furthermore, within the Moulouya basin, one may distinguish both the main stream of the Moulouya River flowing from the Atlas ranges to the Mediterranean Sea, and the Za River, its widest tributary, which drains nearly half of the Moulouya basin drainage area (ca. 30 000 km²).

The SW–NE oriented Moulouya River, which flows across successive large basins filled by Neogene and Quaternary sedimentary formations, is heavily influenced by the geological and tectonic patterns of its upper and middle reaches. Its southern side drains the northern slopes of the High Atlas (W–E trend) and its northern side drains the south-eastern slopes of the Middle Atlas (SW–NE trend), with both the High Atlas and Middle Atlas being composed of mainly Lower to Middle Jurassic carbonate rocks. The lower reach of the Moulouya is delimited by the Rif Mountains to the west and the Tell Atlas to the east.

In comparison, the Za River drains the westernmost part of the High Plateaus region, which corresponds to the NW African highlands stretching from Morocco to Tunisia. These highlands encompass the Saharan Atlas to the south, the Tell Atlas to the north, and the Aures range to the east. The High-Plateaus region is defined by 1000–1300 m-high steppe plateaus dotted with several *chotts* (seasonally-dry salt lakes). The Moroccan High Plateaus are mostly composed of Lower to Middle Jurassic series with a few Middle to Upper Cretaceous series in the Rekkam, Debdou-Mekkam, and Trarit mounts (Médioni, 1960; Michard *et al.*, 2008), which are overlaid by flat Neogene lacustrine limestone and Quaternary conglomerates in the northern part (Stretta, 1952).

Whereas the lower Moulouya displays a semi-arid Mediterranean climate with a rainfall regime predominantly driven by winter precipitation, the upper Moulouya catchment is characterized by a spring rainfall maxima (Thornes *et al.*, 2009; Sebbar, 2013). The middle and upper reaches of the Moulouya and the High Plateaus are defined by arid and cold climatic conditions classified as “cold desert climate” (BWk) in the Köppen-Geiger system (Beck *et al.*, 2018). Orographic conditions are a controlling factor, with the Moulouya basin lying in the rain shadow of the Middle Atlas, which mitigates the rainfall from the Atlantic westerlies and produces dry air masses. The upper Moulouya Basin is characterized by low precipitation (150–200 mm/year), which falls mostly in the spring time, although the highest summits of the mountain areas form an exception to this, with more intense rainfall (e.g. around Debdou, El Harradji 1985, 2019). The high interannual temperature together with the high rainfall amplitudes (Sebbar, 2013) lead to a steppe like vegetation composed mainly of Esparto (*Stipa tenacissima*) and Chih (*Artemisia herba alba*).

In these continental highlands, the current hydrographic systems are characterised by entrenched river streams and nested terrace systems. Headward erosion strongly affects the bare riverbanks resulting in the formation of badlands, thereby representing an important sediment yield. The flow regime is intermittent: dry for part of the year, but with the rivers marked by high-energy short-term flows when heavy rainfall occurs. Such arid catchments are particularly fragile and sensitive to climatic changes (Fletcher and Zielhofer, 2013), with aridity and (flash) floods having serious impacts on these hydro-ecosystems, with the formation of a negative feedback loop that produces reduced soil moisture and vegetation cover, and higher runoff and sediment erosion, which have worsened further as overgrazing has increased in the course of the 20th century (El Harradji, 1997).

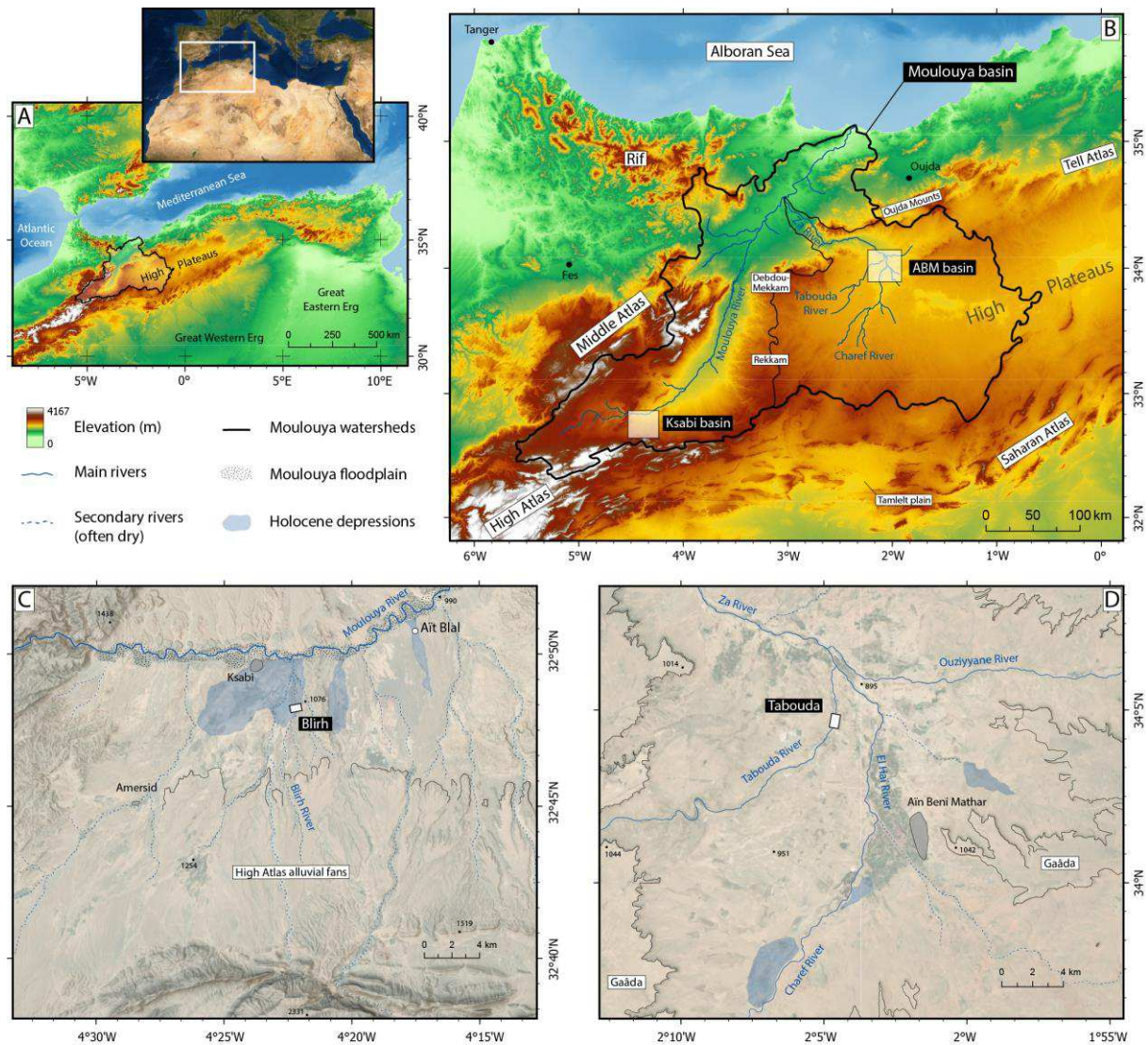


Figure 2-1. Geographical settings. A) Satellite image of North Africa with the NW Africa digital elevation model (DEM) and the location of the Moulouya catchment. B) Map of the Moulouya catchment with localisation of the Ksabi basin in the middle reach of the Moulouya, the Aïn Beni Mathar basin (ABM basin) in the northern High Plateaus region, and the main geophysical features discussed in the paper. C) Satellite image with hill-shade elevation of the Ksabi basin and localisation of the Bliroh river section. D) Satellite image with hill-shade elevation of the ABM basin and localisation of the Tabouda river section. The DEM and satellite images were obtained from ASTER (NASA *et al.*, 2009) and TerraColor imagery respectively (Esri, 2009).

2.2 Study areas

This study focuses on two basins in these continental highlands, the Ksabi basin and the Aïn Beni Mathar (ABM) basin (Fig. 2-1B). These basins are located 300 km apart from each other, which allows local and regional factors controlling the geomorphological and palaeoenvironmental evolution of the arid river catchments to be differentiated. The Ksabi basin is a Neogene sedimentary basin located in the upper middle course of the Moulouya River. The Moulouya River exhibits a stepped terrace system incised into Neogene gypsiferous red claystone. This system consists of a complex of at least seven Pleistocene coarse alluvial formations that are generally protected by calcrete, stretching from the maximum incision of the present-day valley to a height of 150 m above it (Lefèvre, 1985; Lefèvre, 1989). The ABM basin in the northern High-Plateaus is a Cenozoic basin filling a paleo-depression

resulting from normal faults that deformed the Jurassic bedrock and led to a horst-graben formation (El Harradji, 1985, 1994; Bouazza *et al.*, 2013; El Harradji, 2019). The lacustrine limestone and dolostone have eroded as an endorheic system since the Pleistocene, forming *gaâda* (i.e., tabular and stony conglomerate escarpments around the basin; Fig. 2-1C, Stretta, 1952).

To understand the spatio-temporal variability of Holocene sedimentary formations at a local scale, fieldwork was conducted on several river sections within these basins. The field surveys revealed extended Early to Mid-Holocene fluvio-palustrine deposits in the ABM and Bliroh floodplains. These deposits, which are recognisable by their dark-grey and flat facies, constitute an extensive formation in every tributary river investigated. In the Ksabi basin, the Bliroh River is a small tributary on the southern side of the Moulouya River, which originates from the alluvial fans of the northern High Atlas piedmont (Fig. 2-1C). Previous studies have already documented the Holocene sedimentary and palaeoecological evolution of its floodplain: Lefèvre (1985, 1989) attributed the fluvio-palustrine deposits to the Early Holocene and documented them within the Bliroh and Aït Blal outcrops (Fig. 2-1). Thereafter, later studies developed palaeoecological approaches to characterise the Early and Mid-Holocene environmental conditions (Lefèvre and Ballouche, 1991; Limondin-Lozouet *et al.*, 2013). In the ABM basin, the Tabouda River, one of the most important tributaries of the Za River, showed large outcrops of these dark-grey and flat deposits (Fig. 2-1D). In this paper, one alluvial outcrop representative of the Holocene fluvio-palustrine formations will be presented for each basin, and will be subjected to multi-proxy analyses.

3. Material and Methods

The hydrosedimentary dynamics of both study areas were investigated using a multi-proxy approach combining sedimentological, geochemical, and palaeoecological analyses.

3.1 Lithostratigraphy and sampling

The current river beds, which are deeply entrenched within their floodplains, facilitate observation and access to river bank outcrops (Figs. 2-2, 2-3). The choice of the studied alluvial outcrops mostly depended on the maximum thickness, diversity, and preservation of the pedosedimentary formations. The descriptions of these alluvial deposits are realised in terms of their architecture and pedosedimentary facies, which reveal discontinuities or erosional layers within the formation. Then, sedimentary units were defined and grouped into sedimentary sequences which indicate depositional environments. Each outcrop was sampled every 3–5 cm, depending on the pedosedimentary facies. A total of 272 samples were collected for the multi-proxy analyses: 131 samples from the 3.55-m high Tab01 outcrop and 141 samples from the 5.70-m high Bli01 outcrop. Previous studies at Bliroh resulted in fieldwork, radiocarbon dating, and sedimentological and geochemical analyses on the same profiles and cross-sections, to facilitate comparisons with malacological data (Limondin-Lozouet *et al.*, 2013).

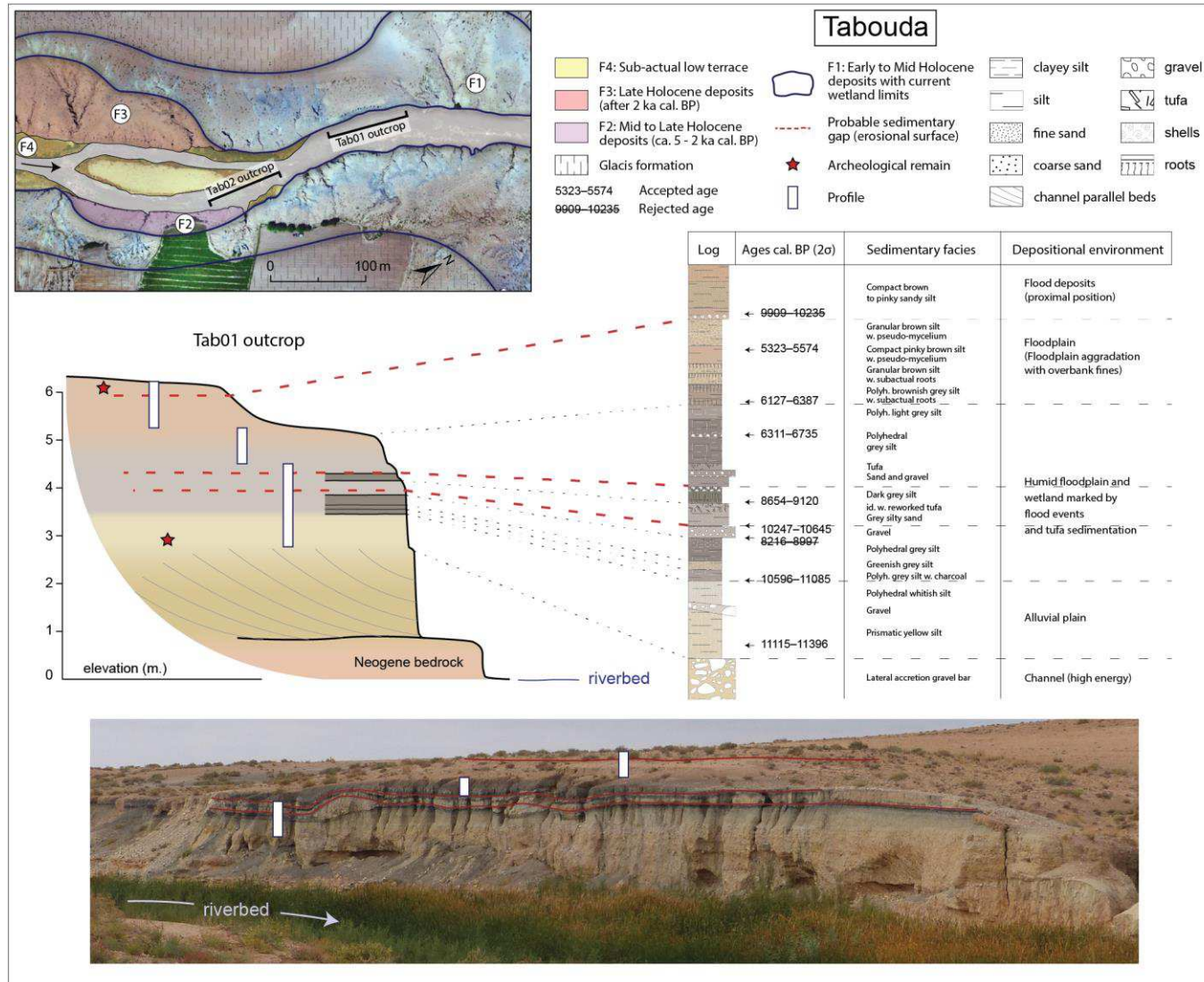


Figure 2-2. Geomorphological and sedimentological settings of the Tabouda formation, including a synthetic geomorphological map of the Tabouda river section with localisation of the Holocene cut-and-fill and nested alluvial formations (F1 to F4). F1 indicates the Early to Mid-Holocene unaltered wetland formation revealed by headward erosion. Tab01 outcrop: synthetic cross-section with corresponding sedimentological features and calibrated radiocarbon dates, and photograph of the outcrop.

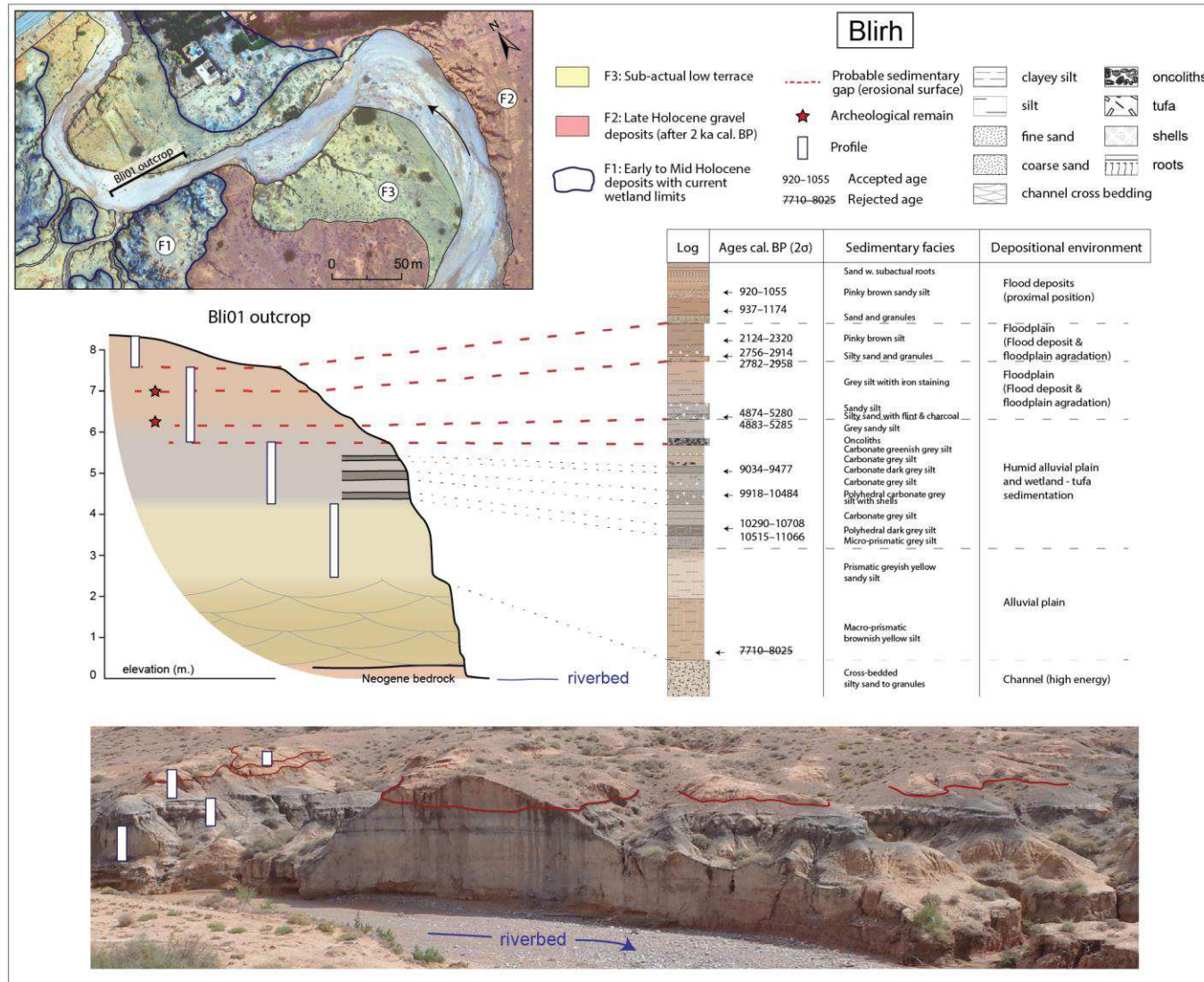


Figure 2-3. Geomorphological and sedimentological settings of the Blirh formation, including a synthetic geomorphological map of the Blirh river section with localisation of the Holocene cut-and-fill and nested alluvial formations (F1 to F3). F1 indicates the Early to Mid-Holocene unaltered wetland formation revealed by headward erosion. Bli01 outcrop: synthetic cross-section with corresponding sedimentological features and calibrated radiocarbon dates, and photograph of the outcrop.

3.2 Chronology

Twenty-one AMS radiocarbon datings have been performed on the two sedimentary outcrops: 16 new dates on charcoal materials and 5 dates on organic bulk sediment previously published by Limondin-Lozouet *et al.* (2013). These dates are in good accord, despite the difference in material (Table 2-1). All these radiocarbon-derived ages were calibrated using IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020). Three of them were rejected: Bli01 C2 17 sample because bulk was dated in the absence of charcoal with low amount of likely inorganic carbon (0.08 mg), Tab01 no. 7 sample which was not pure charcoal with very low amount of measured carbon (0.03 mg), and Tab01 no. 16 sample that could be an old charcoal transported by a flood. Six other AMS radiocarbon datings have been performed on other river sections or outcrops.

Table 2-1. Chronological data for the Tabouda and Blirh alluvial deposits: conventional radiocarbon ages and calibrated ages (* taken from Limondin-Lozouet *et al.* 2013).

Section/Outcrop	ID code	Lab no.	Depth (cm)	Material	Age ¹⁴ C BP	Age cal. BP (2-σ)	Age cal. BP (median)
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 16	Poz-89112	46	charcoal	8970 ± 50	9909–10235	10128
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 14	Lyon-14542	75	charcoal	4710 ± 30	5323–5574	5400
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 13	Poz-110518	126	charcoal	5460 ± 40	6127–6387	6249
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 12	Poz-110517	154	charcoal	5730 ± 100	6311–6735	6529
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 9	Poz-89176	213	charcoal	8050 ± 50	8654–9120	8910
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 8	Poz-116777	236	charcoal	9260 ± 70	10247–10645	10431
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 7	Poz-110516	247	charcoal	7750 ± 150	8216–8997	8571
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 1	Poz-89110	285	charcoal	9520 ± 50	10596–11085	10851
TABOUDA (TAB01)	TAB01 no. 3a	Poz-89111	343	charcoal	9820 ± 60	11115–11396	11235
TABOUDA (TAB02)	TAB02 ch.7	Lyon-14543		charcoal	4280 ± 30	4733–4955	4849
TABOUDA	TAB S3 no. 15b	Lyon-15933		charcoal	10015 ± 45	11281–11737	11507
BLIRH (BLI01)	BLI01 C5 55-56	Lyon-16051	45	charcoal	1060 ± 30	920–1055	958
BLIRH (BLI01)	BLI01 C5 80	Lyon-16052	70	charcoal	1115 ± 30	937–1174	1013
BLIRH (BLI01)	BLI01 C4 50	Poz-116779	113	charcoal	2205 ± 30	2124–2320	2231
BLIRH (BLI01)	Blirh 08 f 1B*	Poz-40744	134	charcoal	2725 ± 35	2756–2914	2817
BLIRH (BLI01)	Blirh 08 f 1A*	Poz-40743	134	charcoal	2780 ± 35	2782–2958	2876
BLIRH (BLI01)	Blirh 08-02 20B*	Poz-40750	220	charcoal	4435 ± 35	4874–5280	5038
BLIRH (BLI01)	Blirh 08-02 20A*	Poz-40749	220	charcoal	4450 ± 35	4883–5285	5110
BLIRH (BLI01)	Blirh 08-01 4*	Poz-40747	300	organic sed.	8310 ± 70	9034–9477	9312
BLIRH (BLI01)	Blirh 08-01 3*	Poz-40746	334	organic sed.	9060 ± 70	9918–10484	10223
BLIRH (BLI01)	Blirh 08-01 2A*	Poz-40799	382	organic sed.	9330 ± 70	10290–10708	10531
BLIRH (BLI01)	Blirh 08-01 2B*	Poz-40745	382	organic sed.	9450 ± 50	10515–11066	10686
BLIRH (BLI01)	BLI01 C2 17	Poz-116780	560	bulk	7080 ± 80	7710–8025	7895
BLIRH (C12)	C12 ech.16	Poz-77059		charcoal	9400 ± 50	10445–10757	10628
AÏT BLAL	AB 39	Poz-102688		charcoal	8650 ± 160	9320–10184	9704
CHAREF (CHA01)	CHA01 no. 1	Poz-89054		charcoal	8840 ± 50	9700–10157	9927
SI BOU RAMDANE	C13b ech.22	Poz-77094		charcoal	9000 ± 70	9897–10276	10151

3.3 Sedimentological analyses

3.3.1 Mass-specific magnetic susceptibility

Mass-specific magnetic susceptibility (MS) was measured with a Bartington MS2B dual frequency sensor. The measurements were undertaken on dried and powered homogenised samples at an operating frequency of 4.65 kHz using a range of 0.1 with a period of 15 s ($1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$). Diamagnetic materials such as organic matter, quartz, and calcite give very low negative values, and in our case indicate calcareous formations, whereas ferrimagnetic minerals such as iron oxides display high values and indicate soil formation, eroded soil in a secondary position, or provenance changes (Dearing, 1999).

3.3.2 Grain size

Laser grain-size analyses were performed using a Malvern Mastersizer 2000 analyser. Samples were treated with hydrogen peroxide and hydrogen chloride to remove organic matter and carbonate contents, and were then rinsed twice with distilled water after 10 min of stirring. Samples were then treated with a sequence of potassium chloride (7.45 g/L), distilled water, and sodium hexametaphosphate (5.5 g/L) for 4 h before measurement. Several indices were calculated from the raw data to evaluate the flow energy of the rivers, including the clay-silt-sand fractions using 2 μm and 63.5 μm as internal constraints, and the D50, D90, and D99 values, which correspond to the median and coarser sediment percentiles. The median assesses the mean energy of a river flow, and the D99 percentile assesses its maximal energy.

3.3.3 Loss-on-ignition

The loss-on-ignition (LOI) method was used to determine organic matter (OM), silicates/oxides, and carbonate contents (% of the bulk mass). Samples were dried for 12–24 h at 106°C. The OM content was combusted at 550°C over 5 h and the calcium carbonate content was obtained after combustion at 950°C over 2 h (Heiri *et al.*, 2001).

3.3.4 ED-XRF geochemistry and statistical treatment

The chemical composition of the pedosedimentary facies was analysed using energy-dispersive X-ray fluorescence (ED-XRF) spectrometry with a Delta InnovX portable spectrometer. XRF analyses were performed on dried and powered homogenised samples to minimize perturbation effects from factors such as grain-size, porosity, and water content (Zolitschka *et al.*, 2014; Profe *et al.*, 2016). Major and trace elements were measured using a two-beam mining analytical mode (Si, K) and a three-beam soil analytical mode (Ca, Ti, Mn, Fe, Zn, Rb, Sr, Zr). The parameters of the analytical modes included: 10 kV, 0.03 mA, and 5 s (counting time) for the first beam of the mining mode; 40 kV, 0.01 mA, and 10 s for the second beam of the mining mode; 40 kV, 0.07 mA, and 30 s for the first beam of the soil mode; 40 kV, 0.04 mA, and 30 s for the second beam of the soil mode; and 10 kV, 0.045 mA, and 45 s for the third beam of the soil mode. Instrument errors were lower than $\pm 2\%$ for K, Ca, Fe, and Sr, lower than $\pm 5\%$ for Mn, Rb, and Zr, and ranged from ± 5 to $\pm 15\%$ for Si, Ti, and Zn. Elements lighter than Si were not measured given the counting times.

Multivariate statistical analyses were conducted to interpret and compare the major and trace element contents of both sedimentary formations. These geochemical data are expressed as relative concentrations (i.e. ppm) and must be considered as compositional data (Aitchison, 1982), and are therefore subject to spurious correlations that may infer statistical biases if classical multivariate analyses are used. Aitchison (1986) provided a reliable solution by transforming the raw percentages to log-ratios. Prior to principal component analyses (PCA), all the geochemical data were centred log-ratio (CLR) transformed (Comas-Cufí and Thió-Henestrosa, 2011) using CoDaPack software. Then, a PCA based on the covariance matrix were conducted for each sedimentary formation. The first three principal components (PCs) extracted were plotted against depth, with indication of their variance and the correlations between the variables and factors. These correlations, usually plotted in a correlation circle, are useful for interpreting the meaning of the axes, i.e., indicating which elements are responsible for each axis factor. These data are specified in Tables 2-2 and 2-3, which also present squared cosine (\cos^2) values that estimate the quality of the representation of each variable: the greater the \cos^2 , the greater the link with the corresponding axis.

3.4 Malacology

Malacological data from Limondin-Lozouet *et al.* (2013) were exploited, and new data obtained from the Tabouda deposits are presented in this paper. For the Tabouda outcrop, 19 2-kg samples of sediment were collected for each sedimentary unit, whereas for the Blirh outcrop, 41 8-kg samples were collected at 10-cm intervals. The samples were wet sieved through 0.5-mm mesh, dried, and complete and broken shells were sorted under a binocular microscope. The numbers of each species were counted according to the established rules for counting shells, and detailed malacological analyses were based on the determination and classification of the species into ecological groups according to factors controlling their abundance and distribution, such as humidity, temperature, plant formations, altitude, and geographical zonation (Puisségur, 1976).

4. Results

4.1 Tabouda River

4.1.1 Chronostratigraphy and morphodynamic evolution

Several alluvial deposits of different ages have been identified along the riverbanks of the Tabouda river and result from a cut-and-fill fluvial system. Surveys performed in the basin showed that the oldest Holocene formation (Fig. 2-2), which is recognisable by its dark, fine, and flat deposits, can be identified at different localities (Fig. 2-8).

This formation extends across the width of the alluvial plain and is well represented at a regional scale. Following on from this formation, several incision-aggradation phases led to alluvial deposits during the Mid- and Late Holocene, such as the one at Tabouda (Tab02 outcrop) starting from ca. 5000 cal. BP (Fig. 2-2, F2 to F4, Fig. 2-8). In this study, we focus on the oldest formation, and specifically on an exposure located on the western bank of the Tabouda River (Tab01 outcrop). These deposits are composed of 26 lithopedosedimentary facies grouped into 11 main sedimentary units and 6

sedimentary sequences spanning from 11350 to 4450 cal. BP, although there are probable sedimentary gaps at the Early to Mid-Holocene transition (Fig. 2-4). The chronology is based on nine radiocarbon dates obtained from charcoal (Table 2-1).

The first sedimentary sequence at the bottom of the outcrop is a 1.5-m thick pebble deposit that has not been dated. This coarse lateral accretion bar formation is recognisable alongside the exposure for a length of over 30 m, and corresponds to an active meandering channel deposit (Fig. 2-2). Because of its stratigraphic position and the following Early Holocene sedimentation, this high-energy river deposit can potentially be attributed to the Younger Dryas (YD) cold event (Fig. 2-2). Following this lateral accretion deposit, fine sedimentation starts with the Early Holocene. Indeed, the onset of this new sedimentary sequence (S1) was dated to 11115–11396 (11235) cal. BP near to the active channel (Fig. 2-4). However, on the eastern bank further from the channel, another 1-m thick profile of the same sedimentary facies (unit I) and stratigraphic position revealed an archaeological hearth dated at 11281–11737 (11507) cal. BP. This sedimentary sequence is characterised by macro- to micro-prismatic structure and variegated staining indicating variations in groundwater level.

A clear change in the sedimentation is then evident, with the deposition of a dark organic sedimentary unit characterised by a polyhedral to prismatic structure and thin beds of carbonised plant residues (S2 and unit II). This unit is particularly wide in this profile, becoming thinner laterally along the outcrop; thus, three facies may be distinguished, including a micro-polyhedral greenish silt (IIb). The onset of this sequence was dated to 10596–11085 (10851) cal. BP. The following unit III is composed of gravel, indicating a flood deposit, but can be recognised for only a few meters alongside the exposure where the gravel filled lateral depressions, and is otherwise absent. Thus, we assume the gravel may indicate a crevasse splay deposit, with the rest of the outcrop not showing any erosional discordance. Above this gravel deposit lays a 1-cm thick dark grey silty unit (unit IV) dated to 10247–10645 (10431) cal. BP. The following sandy unit (V), which can be recognised alongside the outcrop, presents a sharp erosional surface at its bottom, which may explain the thinness of the previous unit IV and indicate a clear flood deposit. The end of the unit (IVb) is marked by the presence of reworked shells and tufa tubes. This deposit marks a new sedimentary sequence (S3) that is covered by a dark and micro-prismatic silty unit (VI) dating to 8654–9120 (8910) cal. BP, which shows a slight mass-specific magnetic susceptibility (MS) increase.

The next sequence (S4) starts with coarser deposits (unit VII) composed of a 10-cm thick sand deposit covered by a gravel deposit and finally reworked tufa tubes, which indicate another flood period. This deposit is covered by a grey polyhedral silty sediment (units VIII and IX) presenting a level containing shells dated to 6311–6735 (6529) cal. BP, and ending at ca. 6200 (6127–6387) cal. BP. This sequence is followed by a change towards brownish coloured silts coinciding with the beginning of an increase in MS values (units X and XI), which seem to correspond with a transition in the hydrosedimentary evolution of the river. These silts, dated to 5323–5574 (5400) cal. BP, show sedimentological changes marked by the presence of pedogenic features in some units (XIa and XIc), i.e., a granular structure and pseudo-mycelium, and their high MS values could indicate a trend towards a more terrestrial environment and/or more intense soil erosion dynamics in the catchment. Finally, the last unit (XII), which is undated, is characterised by a sandy deposit that could indicate enhanced and more energetic fluvial activity.

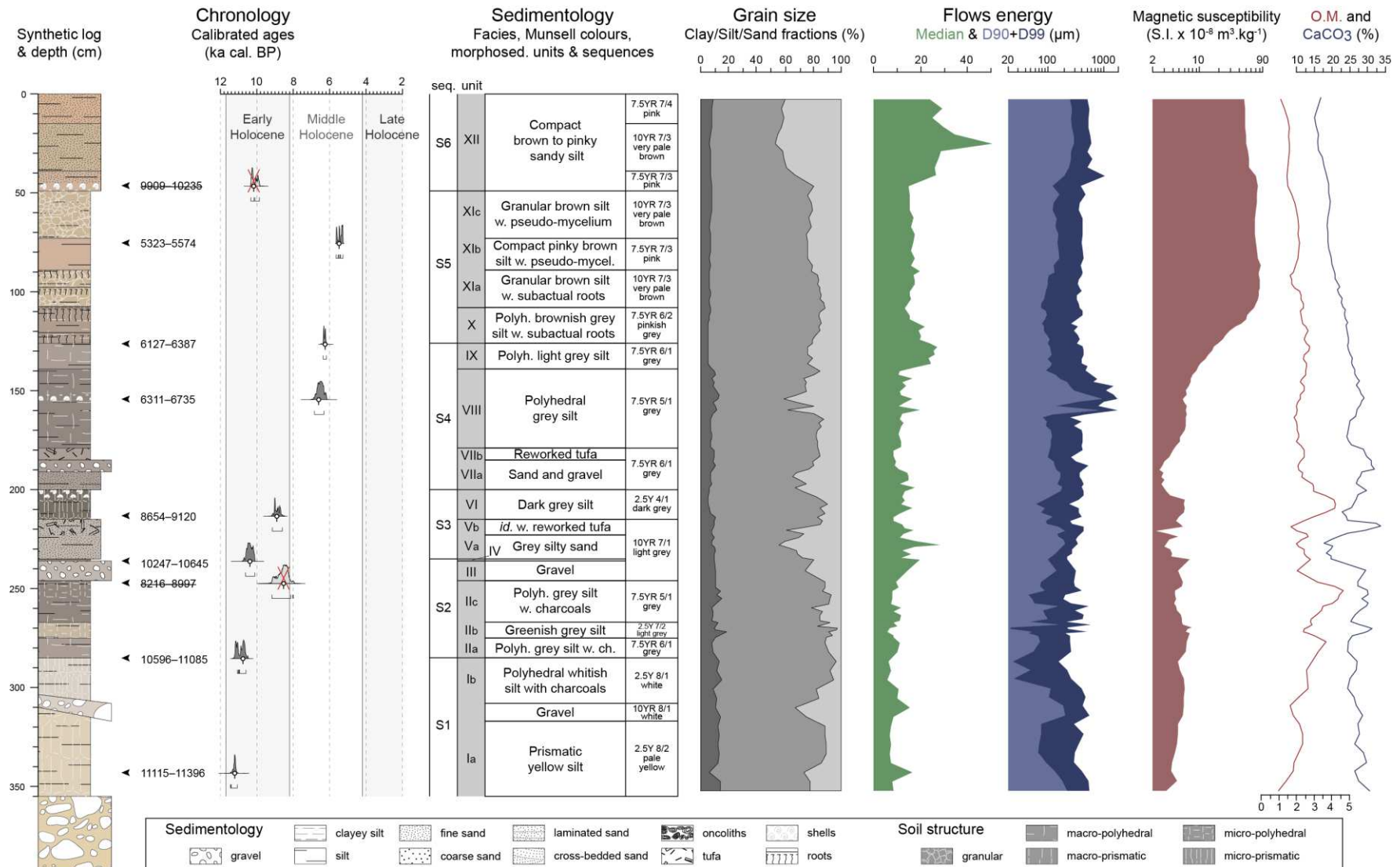


Figure 2-4. Analyses of the Tabouda formation – Tab01 – with chronological features, including calibrated ages, a Holocene subdivision timeframe (after Walker *et al.*, 2018), and sedimentological features including descriptions of facies and sedimentary units, grain-size from clay to sand fractions, median and coarse (90 and 99 percentiles) grain-size indices, mass-specific magnetic susceptibility, and organic matter (O.M.) and carbonate contents.

4.1.2 Palaeoecology

The Tab01 outcrop is divided into three mollusc zones (TAB01-MZ 1–3, Fig. 2-5). MZ 1 is dominated by aquatic species (mainly *Melanopsis cf. praemorsa*, *Mercuria similis*, and *Ancylus fluviatilis*), and to a lesser extent, hygrophilous snails, indicating a rather permanent waterbody. Faunal assemblages from TAB01 unit I show a high percentage of aquatic shells (70%), thereby confirming a waterlogged environment. From 10800 cal. BP onwards, aquatic species increased, reaching around 90%–95% of the total assemblage (IIa-b). Then, the proportion of aquatic molluscs decreased, but still prevailed (ca. 70%), with hygrophilous species forming 30% of the assemblage. The strong representation of aquatic species in unit V is consistent with sedimentological features indicating a flood deposit. The dark prismatic sediments (TAB01 unit VI) recorded the highest percentages (almost 50%) of hygrophilous molluscs, whereas the proportion of aquatic species increased again in unit VII. After unit VIII, the MZ 2 phase is characterised by the dominance of hygrophilous species (45%–55%, represented by *Vallonia enniensis*, *Vallonia pulchella*, *Carychium minimum*, and *Vertigo antivertigo*), a decreasing proportion of aquatic species (25%), and the appearance of xerophilous species (15%–20%). This progressive change demonstrates drying but still partly humid riverbanks under the development of terrestrial habitats, which is in accordance with the hydrosedimentary transition observed in the sedimentological data. There is then a shift in the shell assemblages at 6200 cal. BP, with aquatic species almost disappearing (5%), and both xerophilous and hygrophilous species present in high percentages (ca. 40%–50% each), indicating a clear drying up of the riverbanks and probably a more intermittent regime of the river (TAB01-MZ3). This trend is confirmed by a maximum of xerophilous shells (75%, mainly composed of *Truncatellina cylindrica* and *Ceruella virgata*) in unit XIb, after which the proportion of xerophilous species stabilises at around 50% and aquatic species increase to around 30%, consistent with the sedimentological data.

4.1.3 Geochemical proxies

4.1.3.1 Statistical features

PCA was used to analyse the correlations between the major and trace elements and to give a statistical interpretation of the chemical composition of the pedosedimentary units. The first three PCs represented 88.5% of the total variance of the data. The highest \cos^2 value of each element was associated with these first three components, helping to verify the quality of the data representations obtained (Table 2-2). The following palaeoenvironmental interpretations and geochemical trends extracted from the axis factors were found to be supported by an Agglomerative Hierarchical Clustering (AHC) analysis, which revealed several clusters of elements: Ca-Sr, Zr-Ti-Si-K, Zn-Fe-Mn, and Rb (Fig. S2-3).

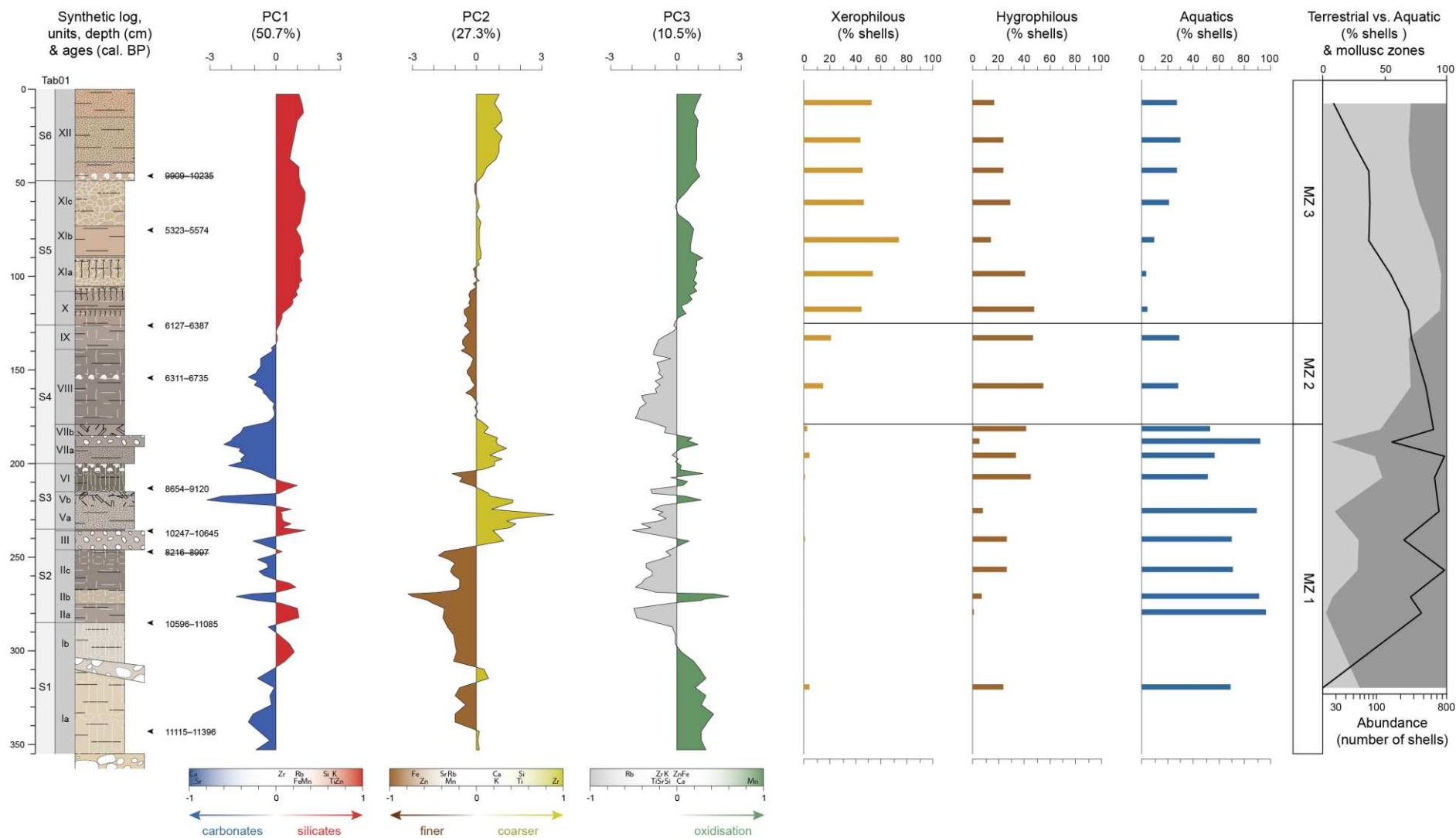


Figure 2-5. Analyses of the Tabouda formation – Tab01 – with the statistical results from the ED-XRF analyses, including the first three principal components and their correlations with the variables and their interpretations, and the malacological results (i.e. hygrophilous, xerophilous, aquatic shell contents, and terrestrial [hygrophilous + xerophilous] vs aquatic species percentages with the abundance of shell and mollusc zones).

Table 2-2. Principal components analysis of the Tabouda outcrop. Highest values are marked in bold.

	PC1	PC2	PC3
Variance (%)	50.66	27.34	10.53
Cumulative variance (%)	50.66	78.00	88.53
Factor/Variable correlations			
Si	0.583	0.526	-0.106
K	0.679	0.233	-0.118
Ca	-0.953	0.240	0.049
Ti	0.652	0.502	-0.259
Mn	0.353	-0.296	0.876
Fe	0.251	-0.701	0.101
Zn	0.731	-0.606	0.010
Rb	0.271	-0.276	-0.543
Sr	-0.893	-0.380	-0.184
Zr	0.065	0.917	-0.198
Cos ² values			
Si	0.340	0.277	0.011
K	0.462	0.054	0.014
Ca	0.908	0.058	0.002
Ti	0.425	0.252	0.067
Mn	0.125	0.088	0.767
Fe	0.063	0.492	0.010
Zn	0.535	0.367	0.000
Rb	0.074	0.076	0.295
Sr	0.798	0.144	0.034
Zr	0.004	0.841	0.039

4.1.3.2 Interpretation of the principal components

The first component represented 50.7% of the variability in the data and showed significant negative correlations with Ca and Sr, and positive correlations with Zn, K, Ti, and Si. Mn, Rb, Fe, and Zr did not show strong correlations with this component (Fig. 2-5). The negative scores corresponded to carbonate-rich samples, and revealed preserved alluvial deposits such as tufa or coarse fluvial units. Indeed, the Tabouda catchment is almost entirely composed of Middle Jurassic (Bathonian-Bajocian stages) and Lower Jurassic (Sinemurian-Pliensbachuan stages) limestone, which is partly topped by Quaternary desert pavements, except for a small confined area of the Mekkam inlier that consists of schist, quartzite, and basalt rocks. Ca concentrations reached an average of 26% of the total composition of the sedimentary formation and strongly reflect the composition of the underlying bedrock, as it is known that when Ca carbonates are important constituents of sedimentary rocks, most of the Ca is supplied dissolved in stream water (McLennan and Murray, 1999). Therefore, the high Ca content indicates unaltered fluvial deposits coming from the upstream calcareous catchment, but may also indicate tufa deposits formed by precipitation of carbonate minerals (calcite and aragonite), and which existed along the rivers of the ABM basin as waterfalls or tufa barriers (Wengler *et al.*, 1994; El Harradji, 2019). Furthermore, the highest values are correlated with the peaks in the aquatic shell assemblages, which rather supports the secondary precipitation of Ca in solution under palustrine conditions. Positive scores reflect a high amount of siliciclastic content relative to carbonates, and in this floodplain context, they may indicate enhanced weathering processes opposed to Ca and Sr elements. The association of Ca and Sr is indicative of the provenance of calcareous rocks,

and because of the high solubility of Ca^{2+} and Sr^{2+} cations in the soil environment, both elements are easily mobilised during weathering (Kabata-Pendias 2001). However, the high content of Zn, K, Ti, and Si may also be derived from other sedimentary sources, or from long-term changes in the drainage system.

The second principal component (PC2) represented 27.3% of the total variance and correlated with Zr and Fe. Positive scores indicated high amounts of Zr, and to a lesser degree, Si and Ti, which reflect increases in coarse-grained fractions interpreted as high energetic fluvial deposits. Indeed, the Zr/Rb ratio is used as a grain-size proxy to trace flooding episodes in an alluvial context (Wang *et al.*, 2011; Jones *et al.*, 2012; Rothwell and Croudace, 2015). Zr is mainly present in the form of the zircon mineral (ZrSiO_4), which is highly resistant to weathering and considered to be inherited from the parent rocks (Kabata-Pendias, 2001). For both the Blirh and Tabouda formations, reliable strong correlations were found between the PC2 scores and fine sand content ($R_s = -0.808$ and 0.790 , respectively, with p -value < 0.001). Therefore, the PC2 positive scores at Tabouda seem to mainly reveal coarser sediments deposited in high-energy fluvial environments such as flood events. These findings concern units III-V, VII, and XII at depths of 220–245, 180–200, and 0–40 cm, respectively, and may indicate stronger flooding dynamics related to higher aridity.

Negative scores indicate high Fe and Zn contents, and are interpreted as fine-grained sedimentation, potentially associated with oxidation processes, as opposed to coarse-grained flood events. Indeed, Fe is a major element present in soil, notably as Fe^{2+} in ferromagnesian silicates and as Fe^{3+} in iron oxides and hydroxides resulting from weathering. Dissolved Fe is generally precipitated rapidly with increasing pH-Eh conditions (Kabata-Pendias, 2001). The Zn content of soil depends on the composition of the parent rocks, texture, organic matter, and pH (Mihaljevic, 1999), and its mobility is greatest under oxidising conditions. Given that it is readily adsorbed by mineral and organic soil components (Kabata-Pendias, 2001), notably ferric oxides (Robinson, 1981), Zn usually accumulates in the surface horizons.

The third principal component (PC3) still represented 10.5% of the cumulative variance and mostly represented Mn. Positive scores revealing high Mn content are interpreted as enhanced oxidising conditions, because Mn is highly redox-sensitive (Rothwell and Croudace, 2015). Mn in soil is also strongly dependent on pH-Eh conditions, although other factors can be involved (Kabata-Pendias, 2001), and it exists in three oxidation states (2+, 3+ and 4+) in solids, but only the 2+ state when dissolved in water (Petrie, 1999). Although Mn^{2+} is readily soluble, manganese precipitates in soil under oxidising conditions, because Mn^{3+} and Mn^{4+} cations form insoluble hydrous oxides (Hylander *et al.*, 2000).

4.2 Blirh River

4.2.1 Chronostratigraphy and morphodynamic evolution

The Blirh floodplain is also characterised by a cut-and-fill alluvial system formed throughout the Holocene, although there are several sedimentary gaps, especially from the end of the Early Holocene until the end of the Mid-Holocene (Fig. 2-3). The deposits formed after 5000 cal. BP are not presented here. The chronology is based on thirteen radiocarbon datings performed on charcoal and bulk organic sediment (Table 2-1). The alluvial formation studied here – Bli01 outcrop – is located on the western bank of the Blirh River, immediately upstream of its entrenchment into Neogene marls, and is

recognisable by its Early Holocene deposits, which extend widely within the Blirh floodplain. The Blirh formation (F1) has been previously studied by Lefèvre (1985, 1989), Lefèvre and Ballouche (1991), and Limondin-Lozouet *et al.* (2013), and presents 29 lithopedosedimentary facies grouped into 11 sedimentary units and finally into 5 sedimentary sequences. We noticed that the stratigraphic and morphosedimentary features of the Blirh deposits share strong similarities with those of the Tab01 outcrop at Tabouda.

Above the current thalweg, the bottom of the exposure presents a 2.5-m thick coarse deposit characterised by alternating cross-bedded sandy beds and coarser beds composed of gravel and pebbles, which have been hardened by secondary precipitation of carbonates. This channel deposit indicates a high energy fluvial environment that may be related to the river channel deposit identified at the same stratigraphic position at the Tab01 outcrop, and is potentially associated with the Younger Dryas period. The first 1.5-m thick sequence analysed (S1) is characterised by yellow silts to sandy silts with a (macro-) prismatic structure. Again, the sequence is not dated, but is similar to the S1 sequence identified at Tabouda in terms of lithology and stratigraphy, and can thus be attributed to the onset of the Early Holocene. At the beginning of the sequence, low MS values decrease slightly and the sand fraction rises as the brownish-yellow unit Ia passes to the greyish-yellow unit Ib.

An apparent change in the alluvial sedimentation occurred with the transition from units BLI01-I to BLI01-II and the concomitant start of a dark-coloured prismatic and polyhedral deposit. Unit IIb, the first dark deposit identified in the formation (Figs. 2-3, 2-6) dates to 10515–11066 cal. BP (10686). It should be noted that this change happened simultaneously in the both the Blirh and Tabouda alluvial plains. This unit II marks the beginning of another sedimentary sequence (S2) composed of 2-m thick grey silts with carbonate concretions, which lasted until ca. 5000 cal. BP. Overall, the greyish units III and IV present the highest clay proportion (> 20%), very low MS values, and frequent secondary carbonate precipitations. Within this sequence, three dark deposits (BLI01-IIb, IIIb, and IVa) present relatively larger proportions of silt fractions and higher MS values. The last two layers are dated to 9918–10484 (10223) cal. BP (unit IIIb) and 9034–9477 (9312) cal. BP (unit IVa). This sedimentary sequence ends with a level made up of calcareous oncoliths that laterally correspond to reworked tufa tubes associated with an erosional surface (BLI01-V). After a presumed hiatus at the onset of the Mid-Holocene, grey sandy-silt sedimentation started to become less carbonated (BLI01-VI, Fig. 2-6). Unit VII is characterised by sands with reworked shells, charcoals, tufa tubes, and flint slivers, and suggests that a flood event eroded and transported reworked archaeological remains from the alluvial plain. This flood deposit is dated to 5100 cal. BP (4883–5285 cal. BP) and marks the onset of another sedimentary sequence (S3). The silty homogenous unit VIII is characterised by a change towards warmer colours, the development of iron staining, and a continuous rise in MS values.

The following unit IX is described as a new sequence (S4), and is composed of a detrital deposit at its bottom (IXa), on which pink silts accumulated (IXb). This sequence corresponds to another morphosedimentary formation clearly identified at this outcrop and within the floodplain (Figs. 2-3, 2-9, 2-11), which is the result of an incision-aggradation phase of river activity. These flood deposits and overbank fines probably eroded and then covered previous deposits. The silty sedimentation is dated from 2782–2958 (2876) cal. BP until at least 2124–2320 (2231) cal. BP. The last sequence (S5, units X and XI) is similar to the previous one in terms of fluvial processes, with the deposition of the coarse-grained unit Xa at its bottom, after an underlying erosional unconformity which shows the cut-off of previous sediments. Then, a quick aggradation of sandy silt (Xb) is dated to 937–1174 (1013) cal. BP, and a thin brownish pedogenic layer (granular structure with CaCO₃ coatings) is dated to 920–1055 (958) cal. BP.

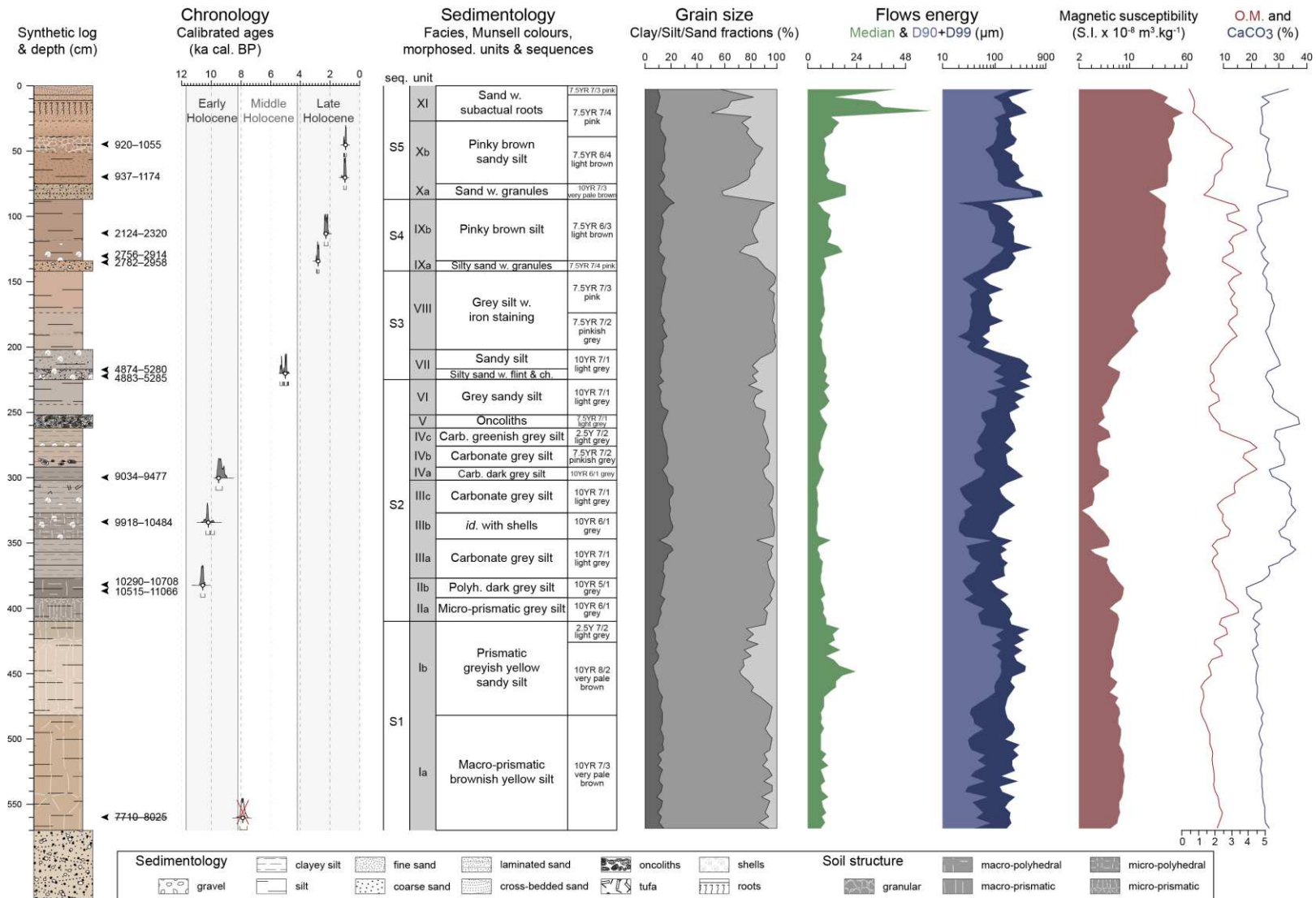


Figure 2-6. Analyses of the Blirh formation – Bli01 – and its chronological features, including calibrated ages, Holocene subdivision times (after Walker *et al.*, 2018), and sedimentological features (i.e. descriptions of facies and sedimentary units, grain-sizes from clay to sand fractions, median and coarse (90 and 99 percentiles) grain-size indices, mass-specific magnetic susceptibility, and organic matter (O.M.) and carbonate contents).

4.2.2 Palaeoecology

The following malacological data were published by Limondin-Lozouet *et al.* (2013), who give the full details. The Bli01 outcrop is divided into three mollusc zones (BLI01-MZ 1–3, Fig. 2-7). The earliest sediments are virtually unstudied, except for the last samples from BLI01 unit I (MZ 1). This first zone is dominated by hygrophilous species (ca. 50%–60%, mainly *Vallonia pulchella*, *Hygromiidae* sp. 1, or *Cochlicopa lubrica*), followed by aquatic species (ca. 40%) that indicate moist riverbanks. From ca. 10700 cal. BP onwards (BLI01 unit IIb), the proportion of aquatic species increased (mostly *Melanopsis* cf. *praemorsa* and *Mercuria similis*), forming from 50% to 90% of the total assemblage. Within this MZ 2 zone, fluctuations in the mollusc assemblage show three peaks with higher percentages of aquatic species at ca. 10500, 9800, and 9000 cal. BP, indicating enhanced and more permanent waterbodies (BLI01 units IIIa, IIIc, and IVc-V). Three other periods marked by relative increases in hygrophilous and xerophilous species demonstrate slight returns to more terrestrial and moist environments at ca. 10200, 9300, 5300-5200 cal. BP (units IIIb, IVa-b, and VI). Finally, after the coarse BLI01 unit VII, zone MZ 3 marks a clear shift in the shell assemblage with a strong reduction in aquatic species to the benefit of xerophilous species (mainly *Helicopsis verignoni* and *Truncatellina cylindrica*), hygrophilous species (mostly *Vallonia enniensis*, *Vallonia pulchella* and *Pupilla* cf. *alpicola*), and *Hygromiidae* sp2. This biozone, initially divided into six phases, indicates the overall development of terrestrial biotopes right after the flood deposit at 5100 cal. BP. Variations in the percentages of the malacological populations indicate slight environmental modifications, with unit VIII being marked by the transition from an open dry habitat to a wetter marshy environment. High amounts of *Hygromiidae* sp.2 are characteristic of a particular herbaceous shrubby vegetation colonised by this taxon. During S4, the floodplain constituted a mosaic landscape that was mostly open and dry but with persistent wet habitats because of the proximity of the river (BLI01 unit IX). The top of the sequence (S5) is characterised by an aquatic to humid environment, despite low percentages of xerophilous species (15%–30%), which is in agreement with a flood deposition period and a probable rise in the river beds (units X and XI).

4.2.3 Geochemical proxies

4.2.3.1 Statistical features

As with the Tab01 outcrop, a PCA was conducted on the geochemical data to provide a statistical interpretation of the composition of the pedosedimentary units. The first three PCs represented 91.7% of the total variance of the data. The highest \cos^2 values for each element were also associated with these first three components, helping to verify the quality of the data representations obtained (Table 2-3). The following interpretations of the PCs are supported by an AHC analysis, which showed broadly the same categories of elements as found for the Tabouda formation: Ca-Sr-Zn, Zr-Ti-Si-K, Fe-Mn, and Rb (Fig. S2-4).

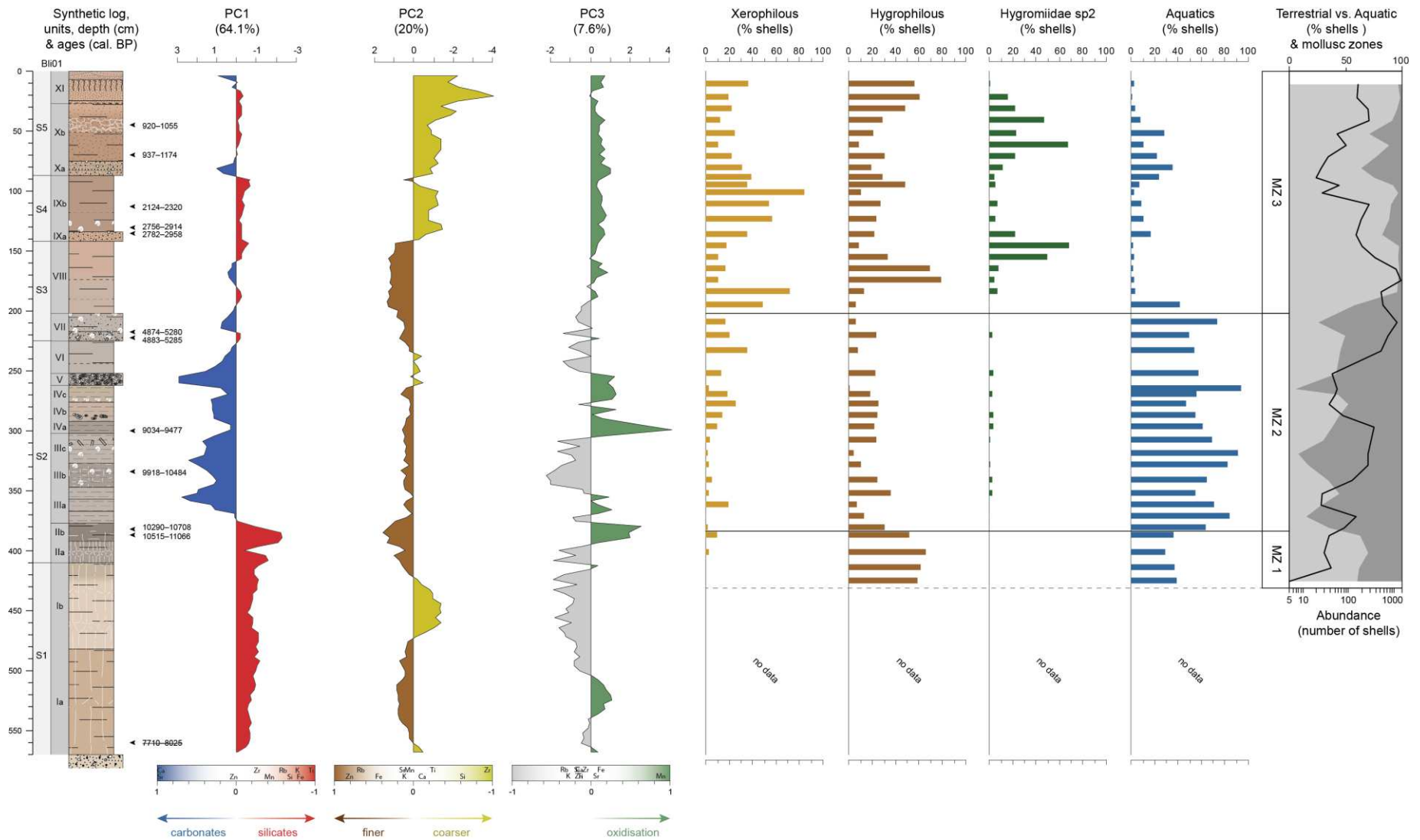


Figure 2-7. Analyses of the Bliirh formation – Bli01 – including the statistical results from the ED-XRF analyses, the third principal component with its correlations with the variables and their interpretations, and the malacological results (i.e. hygrophilous, xerophilous, and aquatic shell contents, and terrestrial [hygrophilous + xerophilous] vs aquatic percentages with abundance of shells and mollusc zones).

Table 2-3. Principal components from the Blirh outcrop. Highest values are marked in bold.

	PC1	PC2	PC3
Variance (%)	64.07	20.03	7.65
Cumulative variance (%)	64.07	84.09	91.74
Factor/Variable correlations			
Si	-0.676	-0.620	-0.176
K	-0.774	0.116	-0.288
Ca	0.956	-0.112	-0.145
Ti	-0.946	-0.244	-0.131
Mn	-0.420	0.054	0.886
Fe	-0.809	0.442	0.129
Zn	0.036	0.811	-0.155
Rb	-0.590	0.670	-0.336
Sr	0.964	0.145	0.065
Zr	-0.258	-0.932	-0.066
Cos ² values			
Si	0.457	0.385	0.031
K	0.599	0.013	0.083
Ca	0.914	0.012	0.021
Ti	0.894	0.059	0.017
Mn	0.176	0.003	0.786
Fe	0.655	0.195	0.017
Zn	0.001	0.658	0.024
Rb	0.348	0.449	0.113
Sr	0.930	0.021	0.004
Zr	0.067	0.869	0.004

4.2.3.2 Interpretation of the principal components

Because of the high similarity with the geochemical findings obtained from the Tabouda formation, the interpretations made here refer to section 2.4.1.3.2 when similar trends are revealed, but are developed further when differences are noted.

The first PC (PC1) represented 64.1% of the total variance and showed significant positive correlations with Ca and Sr, and negative correlations with the association of Ti, Fe, K, Si and Rb elements (Fig. 2-7). As is the case for the Tabouda outcrop, this component is strongly associated with a carbonate vs silicate content opposition. Positive scores reveal unaltered carbonate supply from the catchment, which is mostly composed of Cretaceous and Jurassic limestone, or on-site precipitation in the form of tufa deposits. To the contrary, negative scores may reveal more siliciclastic or chemically weathered deposits by pedogenic processes.

The second component (PC2) represented 20% of the variability, with Zr and Si being significantly negatively correlated, whereas Zn, Rb, and to a lesser extent Fe, were positively correlated. The interpretation of this component is similar to that for Tabouda: negative scores reveal grain-size increases interpreted as high energetic fluvial deposits (units Ib and IX–XI). This is in good agreement with geomorphological evidence, which demonstrates that the coarsest units correspond to flood deposits that cut into previous formations and resulted in sedimentary gaps (Fig. 2-3). Flooding processes in the Blirh and Tabouda catchments are interpreted as an aridification trend. In semi-arid to arid catchments, the climatic control of these processes has been a matter of debate (Fletcher and

Zielhofer, 2013). A recent relevant synthesis of Holocene semi-arid river systems from central and southern Iberia (Wolf and Faust, 2015; Faust and Wolf, 2017), and previous relevant publications (Lefèvre, 1989; Sancho *et al.*, 2008; Benito *et al.*, 2015), demonstrated that flooding processes occurred under arid conditions, whereas floodplain stabilisation and pedogenesis took place under humid climatic conditions. According to biorhexistasy concepts (Erhart, 1955), climatic aridity will lead to decreasing vegetation cover and increasing runoff, as explained in section 2.2.1. The PC2 positive scores are driven by the association of Zn, Fe, and Rb. The first two elements have already been interpreted as indicating a fine-grained sedimentation, in opposition to a coarse-grained flood event. The behaviour of Rb in sedimentary and pedogenic processes depends on the clay and organic matter content, which explains its negative correlation with Zr on this axis. Despite the solubility of Rb⁺, rubidium is characterised by low mobility, as it is readily adsorbed onto clay minerals, especially at high pH (Kabata-Pendias, 2001). Consequently, the correlation between Zn and Rb provides further evidence of an interpretation of PC2 positive scores as revealing fine-grained sedimentation. The third axis (PC3), representing 7.6% of the variance, is positively correlated with Mn, whereas the other elements do not show any correlation. Therefore, the interpretation of high amounts of highly redox-sensitive Mn in Bliroh is comparable to that for Tabouda, i.e. an oxidisation trend.

5. Discussion

5.1 Holocene morphodynamic changes in the upstream Moulouya rivers

Comparisons between the two studied outcrops highlight similarities in their morphosedimentary and chronostratigraphical evolution. They show co-occurring alluvial sedimentation at the onset of the Early Holocene, and a probable important sedimentary hiatus at the Early–Mid-Holocene transition. Differences are also noted, such as the multiple flooding events recorded in the Early Holocene sedimentation at Tabouda or the Late Holocene sedimentation at Bliroh, but these are easily explained by the discontinuity characteristics of the alluvial archives or the variability of river deposits within the floodplain, which depend on the distance from the stream bed (distal or proximal position). Indeed, because of variability in fluvial architecture, one exposure cannot summarise the entire floodplain history, which will need to be completed by future studies.

Apart from these discrepancies, both study areas display coarse channel deposits linked to the first aggradation phase at the bottom of the alluvial formation. On the basis of the stratigraphical and chronological results, these can be attributed to the Late Glacial period, and potentially to the YD period. Evidence of the impacts of the YD on Moroccan landscapes have been provided by Hughes *et al.* (2018) in the form of the last glacier advance in the High Atlas, and by Zielhofer *et al.* (2017a) as a colder phase recorded in the Sidi Ali lake. Despite this evidence and the regional indices from marine cores (Cacho *et al.*, 2001; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009), the YD is still poorly known in North Africa, with there being no mention in its fluvial systems. In this context, our record suggests a period of high fluvial activity leading to an entrenchment of the river into Neogene marls, as observed at Bliroh, with gravel deposition close to the current base level at both study sites.

Starting from 11700 cal. BP, the Early Holocene is marked by a reduction in fluvial energy and a rise in the lasting water table, as well as a fine and structured yellow silty aggradation of the floodplain (BLI01 and TAB01 – units I). This aggradation, spanning the first centuries of the Holocene up to 10800 cal. BP, was characterised at Bliroh by Lefèvre and Ballouche (1991). Clay mineralogy and

micromorphological analyses demonstrated that this sedimentation, abundant in illite, was a product of the erosion of the Neogene marls resulting from an intermittent low-energy runoff. This poorly organic sedimentary sequence (S1) is consistent with indications of a steppe marked by *chenopodiaceae*, and indicates rather arid conditions (Lefèvre and Ballouche, 1991).

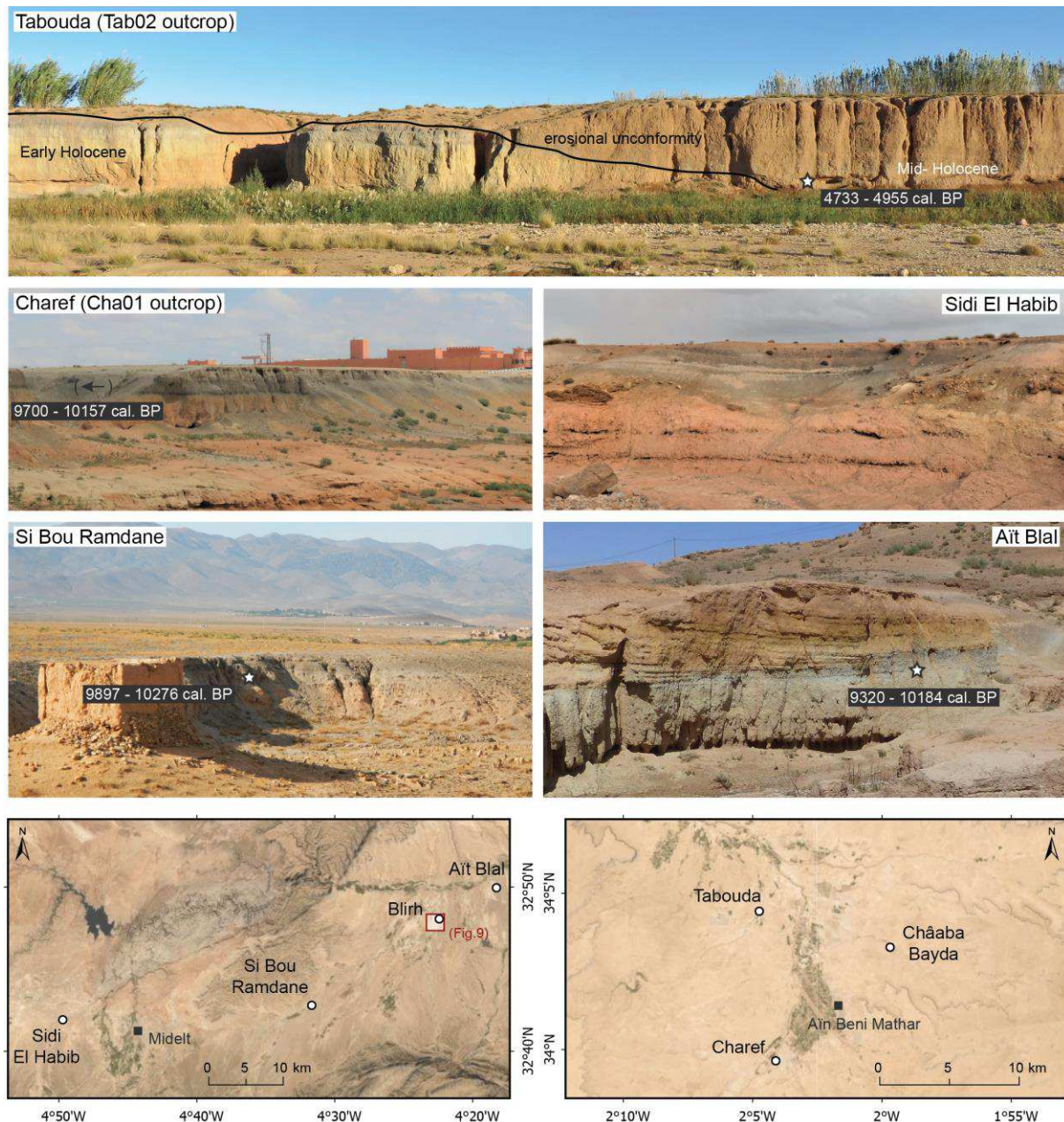


Figure 2-8. Photographs of Early – Mid-Holocene alluvial deposits discovered in upper and middle Moulouya and ABM basin. Maps show satellite images with hill-shade elevation, obtained from TerraColor imagery (Esri, 2009), and localisation of the alluvial deposits (included the Châaba Bayda formation from Wengler and Vernet, 1992) and the Blirh alluvial plain in figure 2-9.

The climate at the onset of the Early Holocene seems to show contrasts around the Mediterranean basin, as several studies have demonstrated enduring dry conditions inferred from south-western Mediterranean pollen records, whereas western Europe had experienced wetter conditions (Carrión, 2002; Fletcher *et al.*, 2010; Magny *et al.*, 2011; Combourieu-Nebout *et al.*, 2013; Desprat *et al.*, 2013). Considering the climatic contrasts across a north-south gradient, the first millennium of the Holocene,

equivalent to the Preboreal biozone in north-western Europe, was generally drier in the southern Mediterranean (south to 40°N) than further north (Magny *et al.*, 2013; Peyron *et al.*, 2017). In accord with the south-western Mediterranean records, our findings document prevailing arid climatic conditions in the Moulouya basin during the 12th millennium.

The two alluvial formations demonstrated simultaneous commencement of organic and palustrine deposition at 10800 cal. BP. This simultaneous hydrosedimentary evolution of the two catchments located 300 km apart from each other suggests a climatic forcing factor, and this clear change is undeniably caused by the transition towards a wetter period. The PC1 factors show high carbonate sedimentation at Bli01 and Tab01 outcrops during the wetter period, as noticed in the Ksabi basin by Lefèvre (1985), and consistent with tufa and marshy deposits that indicate broadly humid and stable conditions within the floodplain. High proportions of aquatic shells in the mollusc assemblages of the two basins confirm this assumption. The sedimentary sequence (S2) of the Bli01 outcrop developed laterally with the in situ formation of more compact tufa deposits. Such a formation was described by Lefèvre and Ballouche (1991) at Aït Blal, another tributary of the Moulouya (Fig. 2-8), with it showing the downstream development of a tufa barrier across the river, behind which carbonate and organic grey silts were deposited. At Tabouda, the related sedimentary sequences (S2 to S4) from the Tab01 outcrop present some coarse deposits due to the proximal position of the profile, with these indicating persistent enhanced fluvial events leading to erosion and sand-gravel deposition. However, the presence of reworked tufa tubes at the end of the coarse deposits (Vb and VIIb units) suggest erosion of tufa formations in the stream bed. In the ABM basin, another alluvial outcrop at Châaba Bayda demonstrated in situ tufa formation and an Early Holocene palustrine environment (Fig. 2-8, Wengler and Vernet, 1992).

Indeed, as mentioned above, both sections are representative of the Early–Mid-Holocene sedimentary formations in the Ksabi and ABM basins. Other alluvial outcrops demonstrate the recurrence of this formation in upper and middle Moulouya, as evidenced by similar sedimentary facies, chronology, and stratigraphic positions (Fig. 2-8). These extensive Early Holocene deposits are located 5 to 10 m above the current riverbed, depending on the floodplain width and the valley incision. In the ABM basin, in addition to the Châaba Bayda outcrop, another section from the Charef River (Cha01 outcrop) displays this type of deposit, which widely extends within the alluvial plain and is characterised by similar facies and stratigraphic patterns and is dated to 8840 ± 50 BP (9700–10157 cal. BP). As already noted, the Aït Blal section in the Ksabi basin, which was studied by Lefèvre and Ballouche (1991) and dated to 8650 ± 160 (9320–10184 cal. BP), demonstrates the development of a tufa barrier in tributaries downstream near the confluence with the Moulouya River at that time. In its upstream part, the Si Bou Ramdane section also presents fine grey deposits in an elevated floodplain position dated to 9000 ± 70 (9897–10276 cal. BP). Such formations have even been identified in the upper Moulouya, e.g. in the Sidi El Habib wadi (Fig. 2-8). Moreover, satellite images show the substantial area of this formation within the studied alluvial plains, and in the case of the Blirh River, they show that a major part of the floodplain preserves this formation across its width (Fig. 2-9). This supports the view of the extension of hydromorphic features interspersed with darker deposits through the alluvial plain, and the development of more palustrine conditions with tufa sedimentation in a proximal position near to the river stream. These conditions may have resulted from a high groundwater level and indicate stable and wetter climatic conditions.

This formation lasted for several millennia until the middle of the Mid-Holocene, with its termination not appearing to be simultaneous in both studied outcrops, but presenting a time lag of over a thousand years. Taphonomic factors may be taken into account, as there are discrepancies in the

preservation of fluvial records because of the early Mid-Holocene entrenching of river systems (ca. 8000-6000 cal. BP), entrenching of river systems is supposed here owing to the sedimentary hiatuses in the studied outcrops and field survey observations in both basins. Indeed, the Bli-01 and Tab-01 outcrops do not show clear indices of sedimentation during the 9–6.5 cal. ka interval. Coarse units and erosional unconformities at Bliroh and Tabouda (Figs. 2-2, 2-3, 2-8) tend to demonstrate that post incision-aggradation coupled processes removed Early–Mid-Holocene deposits at different times. These processes are illustrated by the Tab02 outcrop, where the Early–Mid-Holocene formation (F1) was incised, and sandy gravel deposits then cohesive overbank fines started to accumulate from ~5000 cal. BP (F2). This later outcrop reveals an example of an incision-aggradation cycle that may have occurred previously during the Early–Mid-Holocene, as implied by the sandy-gravel deposits at S3 or S4 in the Tab01 outcrop. At Bliroh, we assume that the sedimentary gap during the first part of the Mid-Holocene resulted from at least one incision phase. This phase is indicated by several indices of erosional unconformities (Fig. 2-8), and has been widely identified elsewhere in the alluvial plain.

Concerning the end of the palustrine conditions, chronological data from the Tab01 outcrop indicate that the humid floodplain still prevailed until ca. 6200 cal. BP, although it was interrupted by several periods of flooding events during the Early Holocene and early Mid-Holocene. The end of this period is marked by a trend towards a more terrestrial environment supported by a palaeoecological and geochemical shift at the S4–S5 transition (Fig. 2-5). At Bliroh, the termination of palustrine conditions at ca. 5100 cal. BP was also characterized by a hydrosedimentary and palaeoecological shift at the S2–S3 transition (Fig. 2-7). The deposition of a coarse deposit including charcoals and flint slivers indicates high fluvial dynamics and erosion of the Neolithic settlements located in the alluvial plain. This event may potentially be related to Tab01-S6, showing that a strengthened fluvial phase occurred a while after 5400 cal. BP, and could reflect a more regional signal, as a transition from floodplain stability towards aggradation was observed at ca. 5000 cal. BP in southern Iberian river catchments (Wolf and Faust, 2015).

These data suggest a fluvial tipping point associated with the climatic aridification widely identified in the Mediterranean and North Africa (Fletcher and Zielhofer, 2013). This view is supported by the last sedimentary sequences of both studied outcrops. As mentioned above, cohesive overbank fines (S5–S6) were deposited in an elevated floodplain position in the Tab01 outcrop, whereas the river entrenched at a height of more than 5 m then started to aggrade again at ca. 5000 cal. BP in the Tab02 outcrop (Fig. 2-8). These findings suggest a morphogenic change in the river system characterised by the incision of an older sediment sequence and the formation of a new one.

In a similar way, the S3 to S5 sedimentary sequences from the Bli01 outcrop display clear floodplain deposits from the end of the Mid-Holocene and the Late Holocene, marked by sandy flood deposits at the bottom, suggesting strengthened flooding events potentially associated with incision phases. Subsequent brownish silty deposition indicates an aggradation of the floodplain with cohesive overbank fines. The last two dates indicate that a terminal flooding event (S5) occurred ~1000 cal. BP. This flood deposit, located in a more distal position, corresponds laterally to a 2–3-m-high gravel deposit at the east of the alluvial plain (F2, Fig. 2-3) that cuts off all previous sediments. Hence, in this part of the floodplain, no Early to Mid-Holocene deposits have been found. This event could indicate an important hydrosedimentary change characterised by river incision and high discharge that occurred at ~1000 cal. BP. Following this, the base level decreased again and the F3 low terraces were deposited.

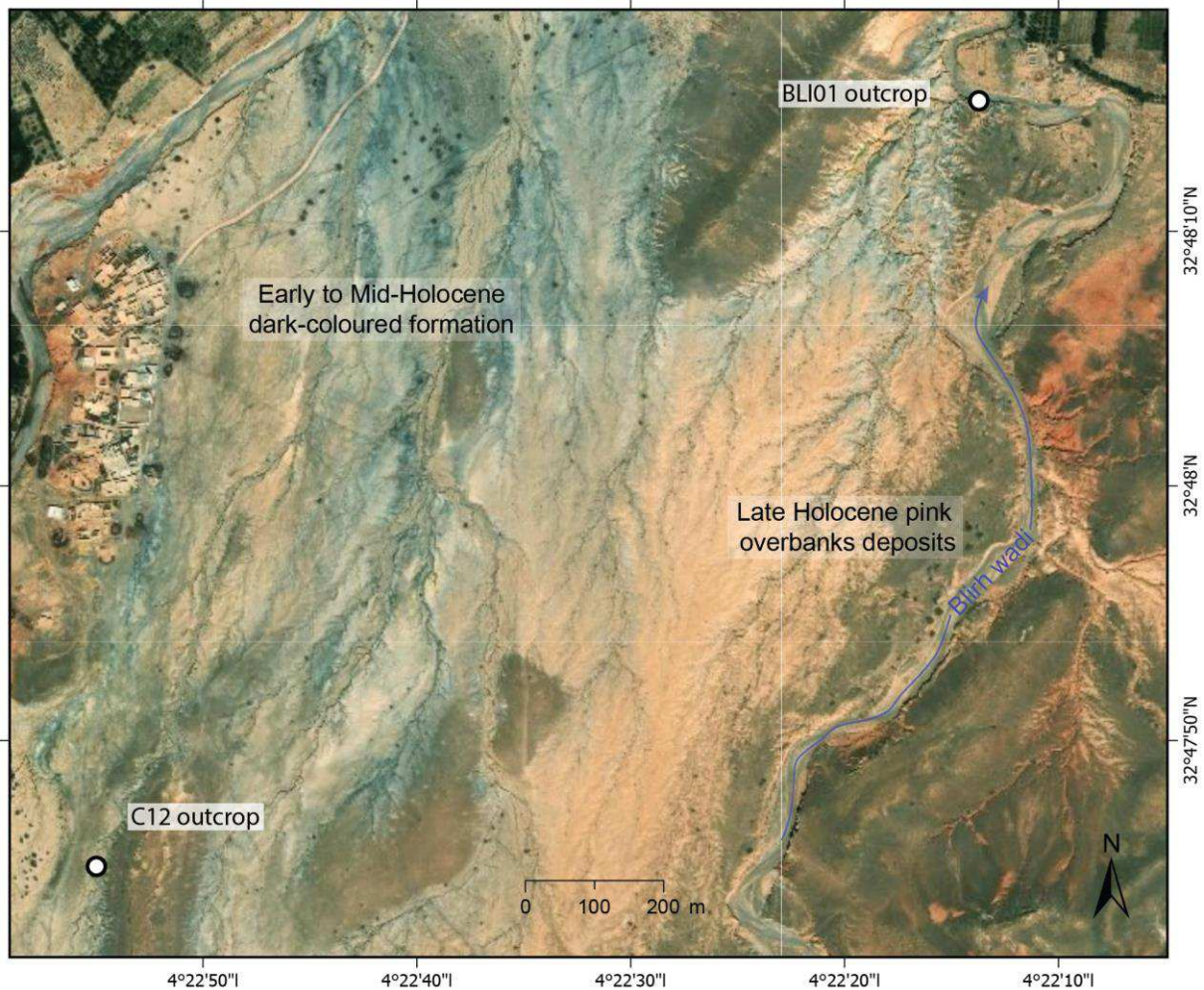


Figure 2-9. Satellite image of the Blirh alluvial plain, showing the large extension of Early – Mid-Holocene silty formation which were covered by Late Holocene pink overbank silty to fine sandy deposits. The satellite images were obtained from TerraColor imagery (Esri, 2009).

5.2 Regional fluvial evolution during the Early to Mid-Holocene in NE Morocco

Analyses of the Tab01 and Bli01 formations demonstrate clear similarities in terms of morphosedimentary and chronostratigraphical evolution throughout the Holocene. In the Moulouya highlands, floodplain aggradation started under arid conditions at the onset of the Early Holocene, with wetter conditions then prevailing during the Early–Mid-Holocene with the formation of wetlands in the alluvial plains. These conditions stopped in the course of the 6–5 ka interval, with a probable fluvial tipping point leading to morphogenic changes. As noticed in many outcrops, several incision-aggradation cycles that removed previous deposits occurred during the Mid to Late Holocene. When Early Holocene formations are preserved, they show the same sedimentary facies and topographic position in the alluvial plain. If similar patterns are shown for rivers in the Moulouya highlands, it can be asked “what are the river responses to Holocene climatic changes on a more regional scale”?

Fifty-two radiocarbon dates have been compiled from NE Moroccan fluvial studies performed over past decades. Apart from Wengler’s work in the ABM basin, the works were conducted downstream in the lower Moulouya (Zielhofer *et al.*, 2010; Bartz *et al.*, 2017), in the Kert River (Barathon *et al.*, 2000; El Amrani *et al.*, 2008; Zielhofer *et al.*, 2008), and in the Isly basin (Wengler and Vernet, 1992; Wengler *et al.*, 1994). Thus, one of the main points of interest is a comparison of the hitherto unseen

upstream Moulouya archives with the downstream river studies in coastal areas, which is all the more important because very few studies have been performed in the SW Mediterranean.

Comparisons with NE Moroccan alluvial formation chronologies highlight that the Early Holocene deposits have been documented almost exclusively in the upstream part of the Moulouya basin (Fig. 2-10). Indeed, a few dates performed in the Kert basin revealed deposits encompassing 9300–8700 cal. BP (El Amrani *et al.*, 2008; Zielhofer *et al.*, 2008). Alluvial deposits from this time may not be well preserved in the upstream sections of the Moulouya basin because of post-incision phases. Ibouhouten *et al.* (2010) also document Early Holocene deposits ca. 9600–9900 cal. BP at the bottom of the Djamila outcrop near the current base level. Apart from these dates, only upstream sections such as the Blirh and Tabouda outcrops display preserved Early Holocene sedimentary formations deposited since at least 11500 cal. BP. As mentioned in section 2.5.1, another alluvial deposit from the ABM basin (Châaba Bayda outcrop) revealed several dates from that time (Wengler and Vernet, 1992), and several sections from our field surveys (i.e., in the Charef, Aït Blal, Si Bou Ramdane, and Sidi El Habib rivers) display extensive Early Holocene deposits (Fig. 2-8). Further downstream, chronologies of other alluvial records indicate a sedimentary gap at that time (Fig. 2-10). This upstream-downstream discrepancy might result from connection of the base-levels of the coastal rivers with the Holocene sea-level rise. Indeed, most of the NE Moroccan alluvial studies discussed here are located less than 40 km from the sea (lower Kert or Moulouya valleys). During the Early Holocene, the level of the western Mediterranean Sea rose rapidly from approximately –45 m to –15 m lower than today (Vacchi *et al.*, 2016). Alluvial sedimentation from that time was probably eroded or covered by recent deposits. In this sense, these studies exhibit recent deposits characterised by an important thickness, e.g. the 10-m-thick Late Holocene Djamila sequence. To the contrary, the base-levels of the upstream rivers could not vary with sea-level given the many knickzones along the Moulouya basin, e.g. the Beni Snassen, the Oujda Mounts, and the Tamdafelt gorges.

In addition, it should be noted that a few dates, marked by high 2-sigma standard deviation, suggest potential preservation of Late Glacial deposits in the Kert and Lower Moulouya areas (Fig. 2-10). These deposits are more precisely dated between 13 and 15 ka cal. BP, equivalent to the Bølling-Allerød warming, and are characterised by a dark-coloured organic silty sediment and tufa deposits (Barathon *et al.*, 2000; El Amrani *et al.*, 2008). These indices, which indicate wetter climatic conditions, suggest that similar Early–Mid-Holocene wetland environments, which developed along valley bottoms, may have started at the onset of the Late Glacial period. In this case, the lack of such deposits in our records could be explained by the coarse channel deposits linked to an erosive activity identified at their base, which are potentially attributed to the YD period. Wengler *et al.* (1992) also present two radiocarbon dates of ca. 13 ka cal. BP from the base of the Châaba Bayda outcrop. However, one must be careful in interpreting these dates, as they were realised on different materials, including ostrich eggs, and no calibration studies have been performed to assess the relevance of such dating material. For example, at the Charef River, the Early Holocene dark deposit corresponding to the Cha01 outcrop that we dated at 8840 ± 50 (Fig. 2-8), was dated at 12120 ± 170 using total organic matter (Wengler and Vernet 1992). At the Early–Mid-Holocene transition, the sedimentary hiatus identified at Blirh and Tabouda dating from between ca. 9 and 6.5 ka cal. BP is reflected in the lack of sedimentary formations from other alluvial studies in NE Morocco. At the minimum, all NE Moroccan alluvial deposits record a common sedimentary gap between 8.7–7.3 cal. BP (Fig. 2-10). No explanation has yet been proposed for this issue. One could postulate that the global-scale 8.2 ka event may have affected Moroccan river systems, but as already noted by Zielhofer *et al.* (2008), no alluvial archives from the SW Mediterranean display a clear record of this event.

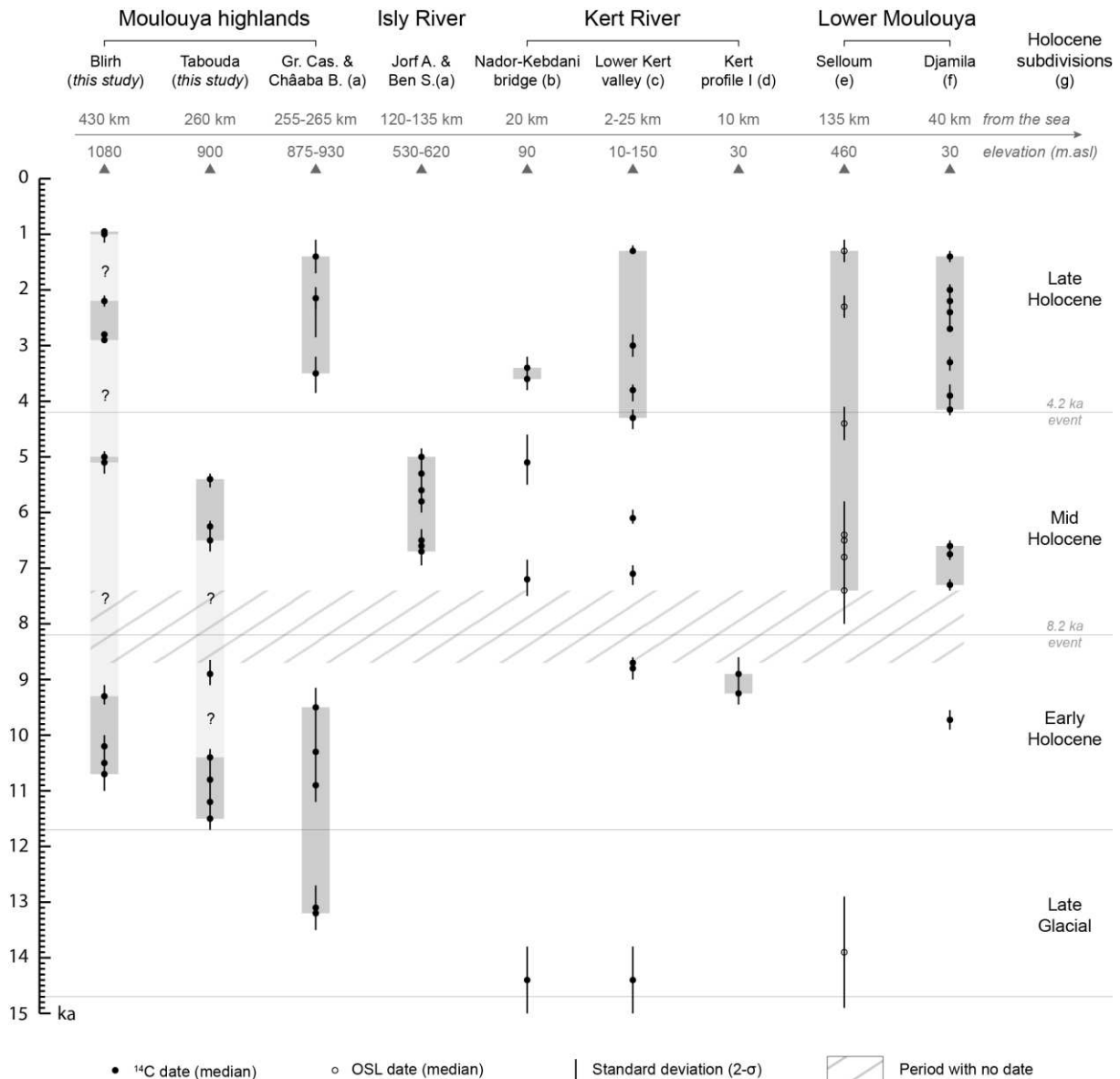


Figure 2-10. Comparison of alluvial formation chronologies of the upstream studied river sections (Tabouda and Bliroh) with other fluvial studies from NE Morocco: the El Hay River and Isly River ((a) Wengler *et al.*, 1994); Kert River ((b) Barathon *et al.*, 2000, (c) El Amrani *et al.*, 2008, (d) Zielhofer *et al.*, 2008); and lower Moulouya River ((e) Bartz *et al.*, 2017, (f) Ibouhouten *et al.*, 2010 and Zielhofer *et al.*, 2010). Vertical grey bars indicate continuous sedimentary formation with successive radiocarbon dates. Vertical light grey bars concerning the Tabouda and Bliroh outcrops are taken into account possible sedimentary hiatuses. Holocene subdivisions refer to Walker *et al.*, 2018 (g).

Another issue is the alluvial sedimentation during the last millennium. Indeed, the NE Moroccan studies display a common lack of sedimentary deposits from this interval. Only Barathon *et al.* (2000) present an isolated date of 550 ± 45 BP, which is from a 2-m-high silty deposit near Tafersite in the Kert basin. Within the studied formations, the last two dates from the Bli01 outcrop indicate the occurrence of a terminal flooding event (S5) at ~ 1000 cal. BP. As seen in section 2.5.1, this event is interpreted as an important hydrosedimentary change characterised by river incision and gravel aggradation and occurred ~ 1000 cal. BP. Following this event, the base-level decreased, with recent low terraces formed during the last millennium being identified within the stream bed (F3 in Bliroh, F4 in Tabouda), but no dating material having been found. The assumption of a widespread base level

decrease throughout the Moulouya basin since ca. 1000 cal. BP needs to be confirmed, but would partly explain the weak representation of sedimentary deposits from the last millennium.

Apart from these general trends, changes at higher temporal resolution may be discussed. In the course of the Early Holocene, several dark fine deposits were recognised in our alluvial records (Fig. 2-11). These dark deposits are characterised by hydromorphic and vertic properties, such as polyhedral and prismatic sediment structure due to swelling and shrinkage of clays, and indicate seasonality in the water regime. These layers were first identified by Lefèvre and Ballouche (1991), who showed high smectite content in the clay mineralogy at Bliroh. They also pointed out high organic content resulting from charcoals of herbaceous and shrub communities that were crushed into flakes or powder. These data are consistent with vertic features and malacological results indicating a rise in xerophilous and hygrophilous species in these specific deposits. The tabular form of this deposit, observed all along the studied exposures (Fig. 2-11) and extending throughout the alluvial plain (Fig. 2-9), is an additional indication of an alluvial wetland marked by high seasonal variability.

Furthermore, Zielhofer *et al.* (2008) highlight two similar and successive dark layers in the Kert basin, described as Ah horizons dated at ca. 9300 and 8900 cal. BP and separated by a flood deposit. Overall, six alluvial formations from the Bliroh, Si Bou Ramdane, Tabouda, Charef, and Kert Rivers have given eleven radiocarbon dates performed directly on these deposits (Fig. 2-12). Comparisons of these radiocarbon dates and the stratigraphic succession of the dark layers reveal good synchronisms between the different basins. Indeed, four distinct horizons appear to be synchronous across the Moulouya basin. This simultaneity suggests four particular phases of geomorphic stability (A to D) dated to approximately 10800–10500, 10200–9900, 9300, and 8900 cal. BP (Fig. 2-12). All the phases are determined by at least two dates from two different catchments at a distance of 150 to 300 km apart. Radiocarbon dates from the lower Kert valley are perfectly in phase with those from the Bliroh and Tabouda outcrops (phases C and D). Phase A is covered by four dates from Tabouda and two outcrops at Bliroh. The date from the Tab-01 outcrop is a little bit older because the sample is situated in the first centimetre of the unit, which is particularly dilated in this part of the exposure. Nevertheless, phase B is less certain, with three dates that match moderately but with overlapping standard deviation. Taphonomic conditions such as the post-depositional processes must be taken into account when evaluating the preservation of these horizons within the alluvial plains. At Bliroh, the first three successive horizons are visible on several profiles (Fig. 2-11), but the last horizon is missing and may be explained by a post-incision phase. This is also the case for the Cha-01 outcrop where a fluvial deposit eroded the Early Holocene formation. At Tabouda, only phases A and D are preserved. The lack of intermediate phases may result from the erosive coarse unit V, which underlies a possible sedimentary gap.

Interestingly, this Tab01-V unit indicates a flooding phase covered by a dark deposit dated at 8900 cal. BP (phase D). This is in good agreement with the Kert River, where a flood deposit separated the two dark horizons dated at 9300 and 8900 cal. BP (phases C and D, Zielhofer *et al.*, 2008). This similar pattern suggests a simultaneous flooding phase between the two basins after 9300 cal. BP, which indicates drier conditions. This phase may correlate with the centennial-scale cold event inferred from vegetation or SST changes in the west-central Mediterranean marine records, i.e. forest decline and APC6 phases in the Alboran Sea (Fig. 2-13, Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009) and the Siculo-Tunisian Strait (Desprat *et al.*, 2013), which are related to the 9.2 ka cal. BP event.

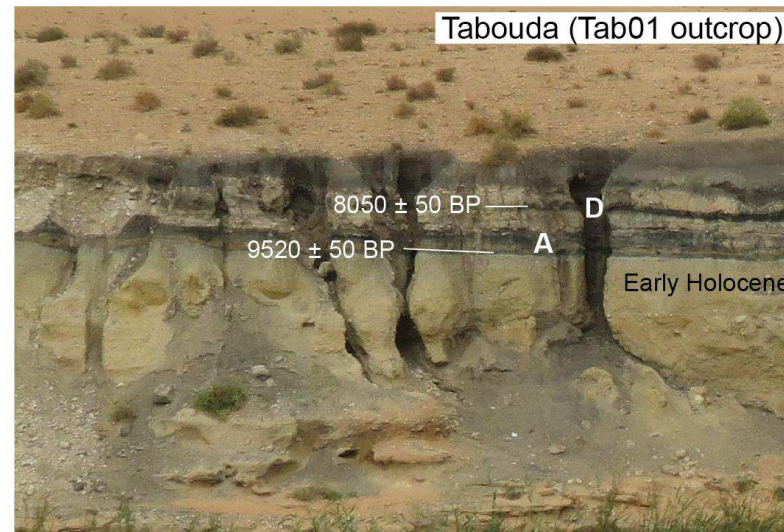
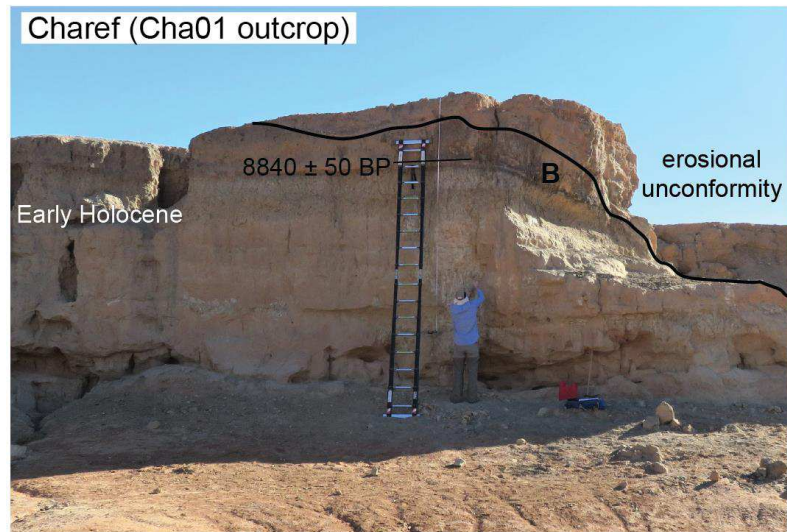
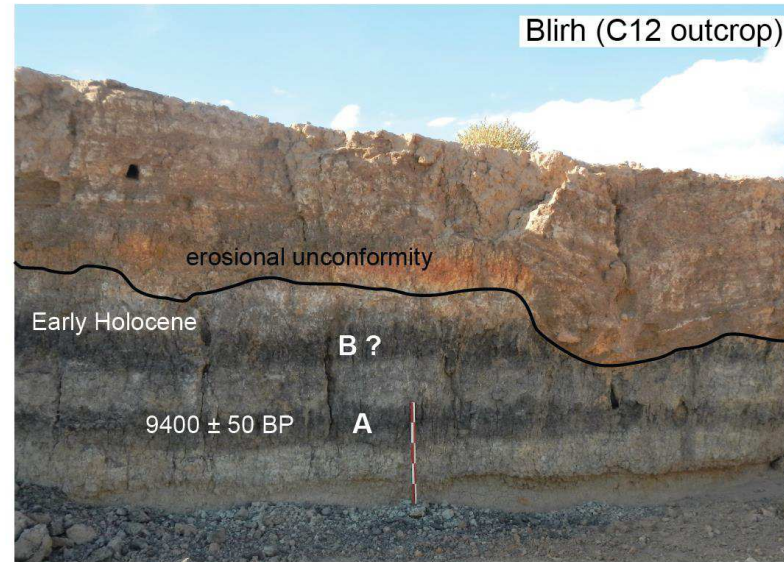
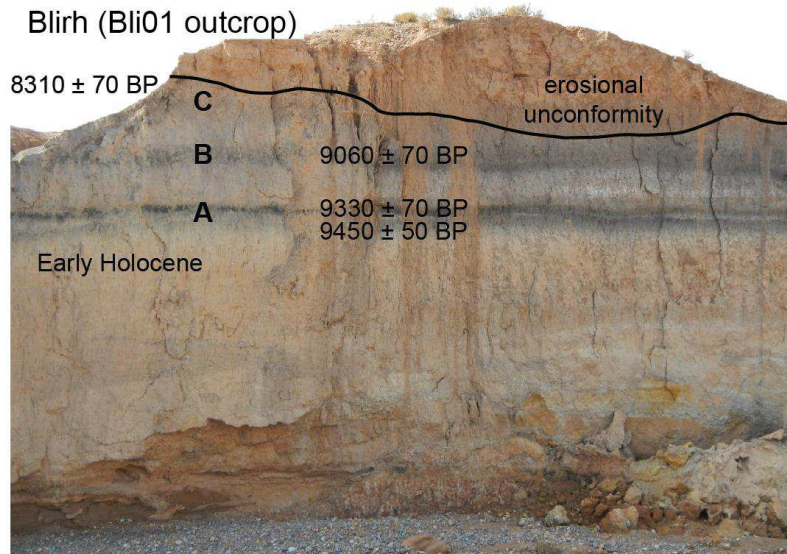


Figure 2-11. Photographs of Early – Mid-Holocene alluvial formation showing successive dark deposits at Blirh, Tabouda, and Charef Rivers.

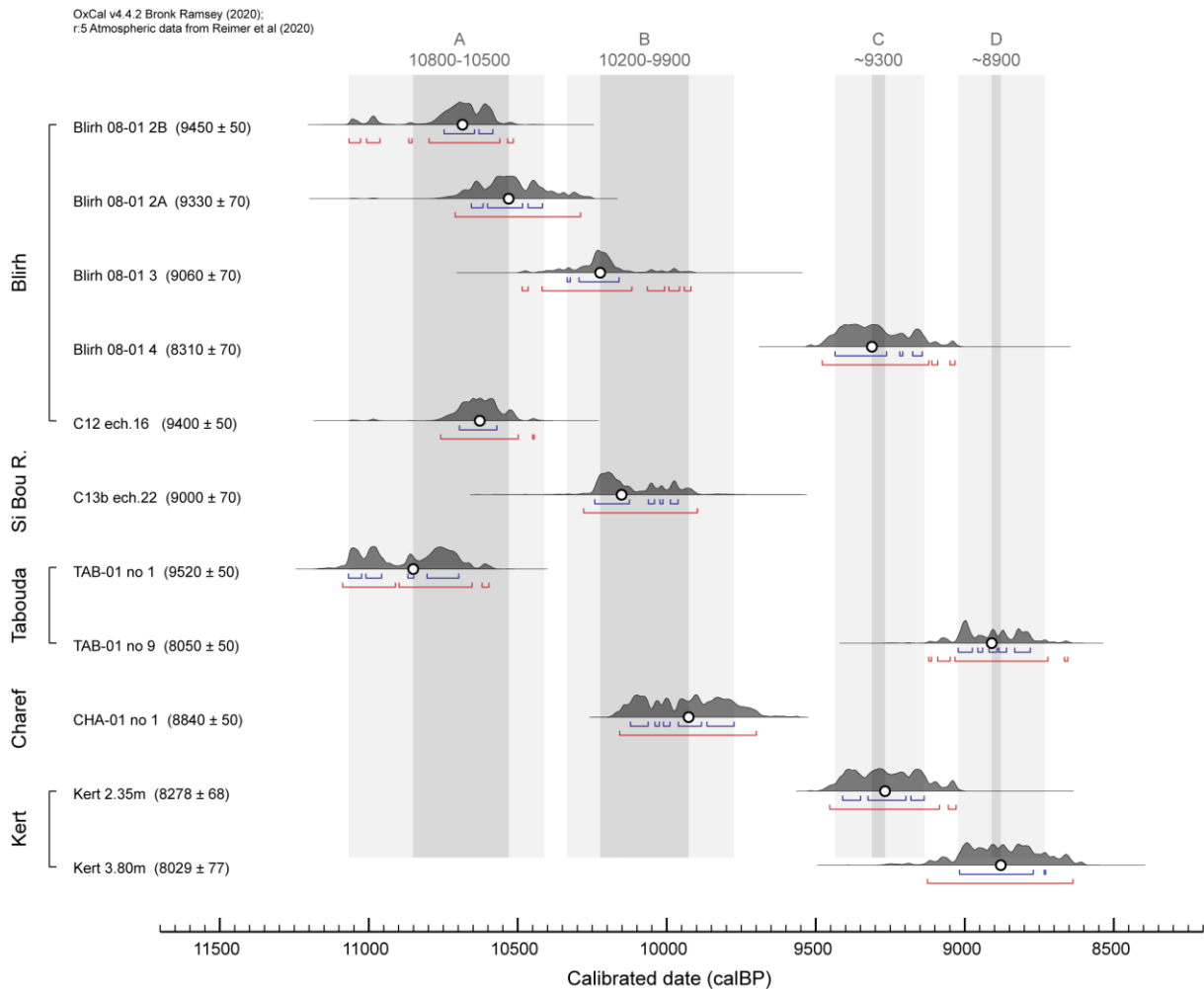


Figure 2-12. Radiocarbon dates performed directly on the dark deposits from six alluvial formations at Blirh, Si Bou Ramdane, Tabouda, Charef, and Kert Rivers. Dates performed in the Kert River section (Kert I profile) are taken from Zielhofer *et al.*, 2008. Blue bars indicate 1σ errors, red bars indicate 2σ errors.

5.3 Early to Mid-Holocene wetland and timing of the AHP in NW Africa

This wetland formation, not represented in other NE Moroccan rivers, occurred between ca. 10.8 to 6–5 cal. ka BP in the mid-Moulouya and the High Plateaus region in the NW African highlands. At that time, the alluvial plains displayed extensive flat organic sedimentary deposits indicating the development of a palustrine environment and tufa sedimentation, sometimes with the formation of tufa dams associated with coexisting marshes and low-energy stream channels (Lefèvre and Ballouche, 1991; Limondin-Lozouet *et al.*, 2013).

This wetland formation was concomitant with the last AHP or the so-called “green Sahara” period defined by wetter conditions over North Africa, despite variability in intensity, timing, and extent. This humid interval started after the Heinrich event 1, simultaneous with the Bølling-Allerød warming at 14.8 ka cal. BP (Deménil *et al.*, 2000b; Shanahan *et al.*, 2015), although some authors indicate a later onset at 11.7 ka cal. BP after the YD cold event (McGee *et al.*, 2013; Tierney *et al.*, 2017). It is a matter of debate as to whether the termination of the AHP was abrupt or progressive, but it seemed to end at ca. 5.5–5 ka cal. BP (Shanahan *et al.*, 2015).

To discuss the timing of the AHP, we use the δD_p -inferred precipitation proxy from the African margin GC27 core site (Fig. 2-13), which was recently published by Tierney *et al.* (2017). Located at 31°N, it is

the site off the western African coast that is closest to our fluvial archives (32°–34°N). Indeed, because of monsoonal balance, the start and end of the AHP are considered to be time-transgressive throughout North Africa, depending largely on a latitudinal trend (Shanahan *et al.*, 2015; Tierney *et al.*, 2017; Dallmeyer *et al.*, 2020). Therefore, the spatiotemporal extent of these wet conditions varied from lower latitudes to higher latitudes in accord with the northward migration of the monsoon rain belt, i.e. monsoon rains started later and reduced first in the northern Sahara, because of enhanced moisture advection from the Atlantic (Bosmans *et al.*, 2012). Such considerations are needed to explain possible time lags between different archives when considering the temporal limits of the AHP, as they are for marine records from the west African coast (Demenocal *et al.*, 2000b; McGee *et al.*, 2013; Tierney *et al.*, 2017). At 20°N, AHP wet conditions increased after the YD event (Demenocal *et al.*, 2000b), whereas at 31°N, precipitation began to increase from 11000 cal. BP (> 300mm/yr), reaching a rainfall maxima during the 9600–7000 cal. BP period (Tierney *et al.*, 2017). These records are consistent with our data demonstrating a simultaneous onset of the palustrine environment throughout the Moulouya basin at 10800 cal. BP, which required an enhanced precipitation supply after arid conditions prevailed during the first millennium of the Early Holocene. Likewise, among the few high-latitude AHP records, the northernmost Saharan palaeolakes (i.e. Hassi el Mejnah [31.6°N] and Sebkhha Mellala [32.2°N]) registered an abrupt shift from arid conditions towards a lacustrine environment at ca. 10500 cal. BP, indicating a late hydrological optimum at higher latitudes, even if the low chronological resolution based on inorganic calcite and mollusc shells is taken into account (Fontes *et al.*, 1985; Gasse *et al.*, 1990; Gasse, 2002). More recently, Callot and Fontugne (2008) also demonstrated that the first evidence of the lacustrine deposition in the north-eastern part of the Great Western Erg (32°N) started at 10500 cal. BP, with a maximum in the humid period between 9500–7300 cal. BP, which is consistent with the maximum of the lake extensions in North Africa (Lézine *et al.*, 2011) and the rainfall maxima observed by Tierney *et al.* (2017). The sapropel deposition in the Mediterranean, particularly in the eastern Mediterranean, provides further evidence of the impact of the African monsoon on the high-latitude domains. The orbitally-driven summer insolation maxima and monsoon variations over the last 8 million years, which caused the so-called "green Sahara" periods, correspond closely to the eastern Mediterranean sapropel formation (Larrasoana *et al.*, 2013; Rohling *et al.*, 2015). During the Holocene, the S1 sapropel deposition from 10800 to 6100 cal. BP was coincident with enhanced freshwater influx into the eastern Mediterranean, which was partly attributed to monsoon-driven Nile River discharges resulting from a northward monsoon migration on its headwaters (De Lange *et al.*, 2008; Revel *et al.*, 2010; Weldeab *et al.*, 2014; Rohling *et al.*, 2015). It is interesting to note that the durations of the wetland formation in the Moulouya floodplains and the S1 sapropel deposition are in good agreement (Fig. 2-13).

Consideration of these high-latitude AHP records of North Africa does not quite solve the question of the northernmost extent of the monsoon rains. Recent model simulations taking vegetation and dust concentrations into account have demonstrated that Mid-Holocene atmospheric conditions (at 6 ka cal. BP) allowed monsoon precipitation to extend up to 30°–35°N (Bosmans *et al.*, 2012; Pausata *et al.*, 2016), even up to the SW Mediterranean coast (Gaetani *et al.*, 2017). In accord, other Mediterranean simulations suggest that summer precipitation was enhanced over the Moroccan and Algerian highlands during the Early and Mid-Holocene, although this might be considered a model artefact (Brayshaw, *et al.*, 2011; Peyron *et al.*, 2017), and it appears unlikely that direct monsoon precipitation reached the south-eastern Mediterranean coast (Brayshaw *et al.*, 2011). As regards the sedimentary archives, Gasse (2002) stated that carbonate-oxygen isotope studies of the moisture signature of the northern Saharan palaeolakes at 31°–32°N show no influence of monsoon rains, but rather

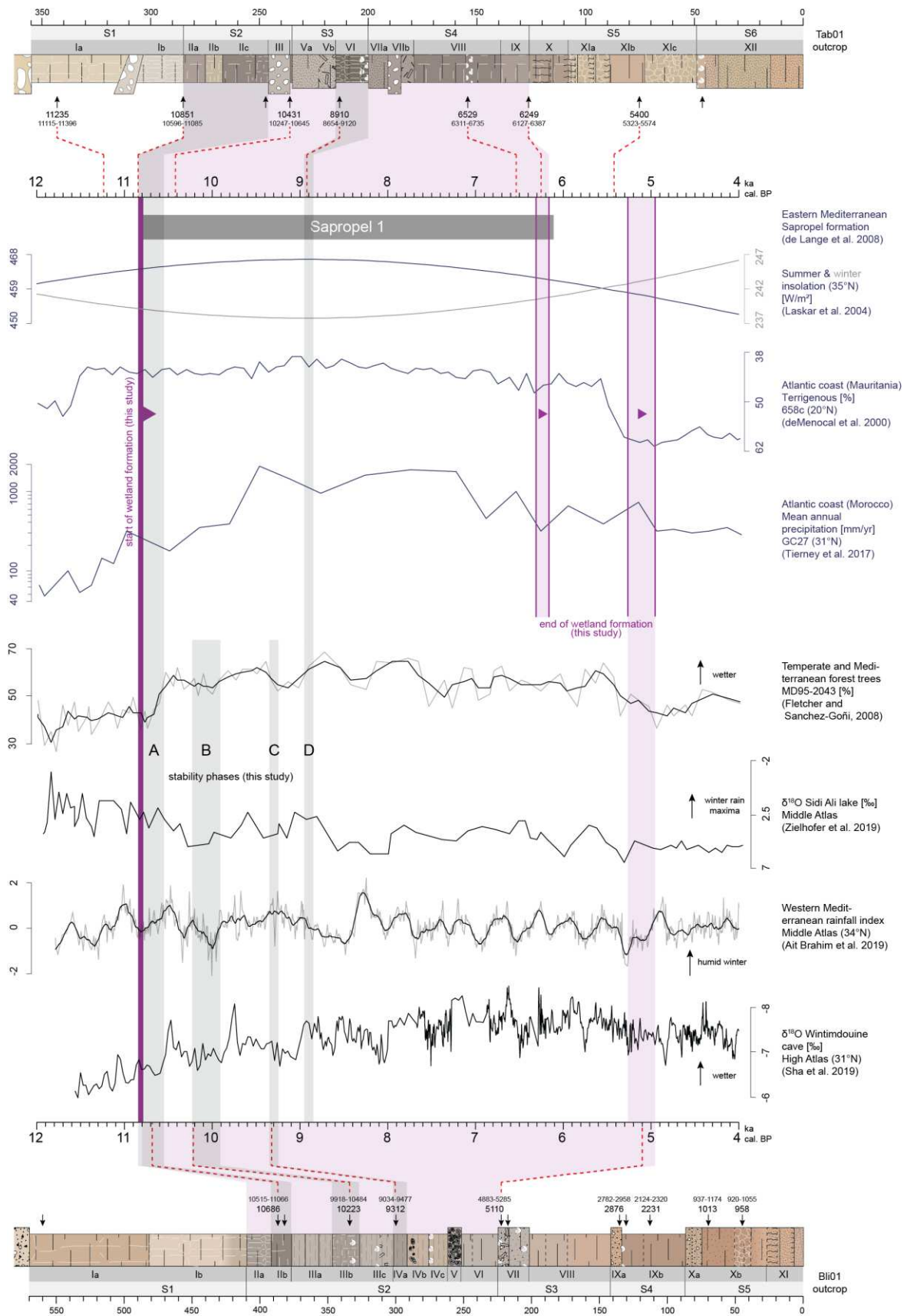


Figure 2-13. Comparison of the wetland formation and rapid palaeoenvironmental changes timing from the Moulouya basin with Atlantic, Mediterranean, and Saharan climatic records. At the top: solar and AHP records. Purple bars: timing of the Moulouya wetland formation. At the bottom: Western Mediterranean proxies showing centennial-scale variations. Grey bars: stability phases.

demonstrate precipitation originating from the Saharan Atlas Mountains. However, the author reminds us that little is known about the isotope composition of rainfall at these latitudes. A recent High Atlas speleothem record located on the Atlantic coast (Wintimdouine cave, 31°N) provided new insights into the northern extent of the west African monsoon (Sha *et al.*, 2019). Comparisons with the Middle Atlas speleothems (34°N) highlight that both records are impacted by the NAO pattern, and that this part of the High Atlas underwent wet conditions. The authors suggest that these conditions were probably linked to the northward migration of monsoon rains, and thus assumed that the monsoon fringe did not extend further north than 34°N during the last AHP (Sha *et al.*, 2019). These data tend to confirm that the extent of the west African monsoon was limited in NW Africa, but also reveal the ambiguity in the Early to Mid-Holocene moisture origin of this region, which was also influenced by Atlantic and Mediterranean air masses. In this respect, we assume that the Moulouya wetland formation is associated with the northern AHP record, and may be considered a counterpart to the northern Saharan palaeolakes on the other side of the High Atlas. As for the AHP lacustrine records, there is no evidence of monsoon rainfall supplies, but they might have been affected by subtropical low-latitude mechanisms in the past AHP, while westerlies and Mediterranean troughs have surely provoked winter to spring precipitation.

The wetland formation in the Moulouya basin starting at 10800 cal. BP matches the pollen-inferred forest development that occurred at 10600 cal. BP according to the Alboran Sea record (Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008). Indeed, the Moulouya basin is the only great river flowing into the Alboran Sea; otherwise, many coastal rivers that originate from the Rif (on the south side) and Baetic (on the north side) Mountains provide important river supplies. With the Atlantic input, the MD95-2043 (or ODP 976) Alboran Sea records depict standardised signals from both Atlantic and Mediterranean influences, and thus reflect a regional afforestation trend for the western Mediterranean ca. 10600 cal. BP.

At a regional scale, the Middle Atlas pollen records do not provide a uniform response to Holocene climate variations, as certain studies show the persistence of dry conditions during the Early Holocene (Cheddadi *et al.*, 1998; Nour el Bait *et al.*, 2014; Tabel *et al.*, 2016), whereas the most recent and high-resolution Sidi Ali record demonstrates enhanced productivity and lake levels indicating wetter climatic conditions right after the YD arid event at 11.4 ka cal. BP (Zielhofer *et al.*, 2017a). However, the lacustrine records spanning the Late Glacial-Holocene transition generally indicate a shift at the onset of the Holocene (12–11.5 ka cal. BP interval), with higher lake levels (Zielhofer *et al.*, 2017a) or forest development (Rhoujjati *et al.*, 2010; Tabel *et al.*, 2016), rather than reflecting the Atlantic influence with enhanced winter rains.

Regarding the rapid changes described in the wetland formation, the first phase of geomorphic stability (A) is concomitant with the onset of the Sapropel formation in the Eastern Mediterranean, and occurred right before the global increase of wetter climatic conditions in the Alboran Sea (Fig. 2-13, De Lange *et al.*, 2008; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008). The chronology of the B stability phase is less certain, and care must be taken when interpreting this phase. However, as for phase A, this phase is concomitant with times of winter rain minima, as evidenced by the Middle Atlas rainfall proxy (Ait Brahim *et al.*, 2019). The C and D phases are in good agreement with two wetter periods recorded in the Alboran Sea (Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008), with the latter showing an intervening period ca. 9200 cal. BP marked by drier conditions, which is consistent with enhanced flood activity recorded in the Kert and Tabouda rivers, as discussed in section 2.5.2. Moreover, the D stability phase is also rather coherent with wetter conditions in the Middle and High Atlas (Sha *et al.*, 2019; Zielhofer *et al.*, 2019). The end of the Moulouya wetland formation in the course of the 6th millennium is in agreement with the end of wet climatic conditions in the AHP records (Shanahan *et al.*, 2015), as well as with the

climatic aridification recognised in the western Mediterranean (Fletcher and Zielhofer, 2013). Indeed, at the western Saharan coast, the AHP ended within a few hundred years at around ca. 5.5–5 ka cal. BP (Fig. 2-13, Demenocal *et al.*, 2000a; McGee *et al.*, 2013). The end of the Moulouya wetland formation is also correlated with the termination of the northern Saharan palaeolakes ca. 6–5 ka BP (Gasse, 2002; Callot and Fontugne, 2008), as well as with an enhanced dust increase in the Sidi Ali record during this 6–5 ka interval, after which a shift in the provenance proxy was noted, reflecting the Mid-Holocene Saharan aridification (Zielhofer *et al.*, 2017b). Jaouadi *et al.* (2016) highlighted a drop in humidity and an enhanced Saharan dust supply in Tunisia ca. 5.7–4.6 ka cal. BP, whereas Zielhofer and Faust (2008) demonstrate increased flood activity starting from 4.8 ka cal. BP, both of which can be interpreted as a major shift towards aridification. Using a multi-archive comparison, Fletcher and Zielhofer (2013) identified predominant RCC-driven climatic aridity in the western Mediterranean during the 6–5 cal. ka interval. RCCs may play a part in the termination of the Early to Mid-Holocene wet conditions, as cold events are recorded during this interval in the Alboran Sea, such as AC2 or APC4 (Cacho *et al.*, 2001; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009), consistent with a long-lasting North Atlantic IRD event ca. 6–5 ka cal. BP (Bond event 4, Bond *et al.*, 2001). Indeed, the transition from wet conditions towards drier conditions that occurred at ca. 6.2 ka cal. BP in the Tabouda floodplain was synchronous with the M6 cold event from the Balears (Frigola *et al.*, 2007). The 5.1 ka cal. BP reversal in the Bliroh floodplain also corresponds to other cold events, such as the M5 event and forest decline (Fig. 2-13, Frigola *et al.*, 2007; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008). All this evidence suggests a climatic shift towards global aridification of the Mediterranean and North Africa during the 6–5 cal. ka interval, which appears to result in the fluvial tipping point observed in the Tabouda and Bliroh Rivers.

6. Conclusion

The alluvial archives from Tabouda and Bliroh Rivers, which are representative of the Holocene sedimentary formations from the Ksabi and the Aïn Beni Mathar basins, shed light on the fluvial response of the Moulouya catchment to Early and Late-Holocene climatic changes. Sedimentological, geochemical, and palaeoecological data demonstrate that the fluvial morphogenesis follows a regional pattern controlled by climatic changes. At an orbital scale, the upstream Moulouya fluvial archives record the occurrence of a regional wetland formation between ca. 10.8 to 6–5 cal. ka BP that was not described in other NE Moroccan rivers. At that time, alluvial plains displayed extensive flat organic sedimentary deposits, indicating the development of palustrine environments and tufa sedimentation, sometimes forming tufa dams associated with coexisting marshes and low-energy stream channels. This formation, indicating long-term landscape stability, occurred during the last African Humid Period (AHP), and may be considered a counterpart to the Saharan palaeolakes on the northern side of the High Atlas. Hence, we assume that the Moulouya fluvial and fluvio-palustrine wetland formation located at 32°–34°N is associated with the northern archives recording AHP wet conditions. We also document rapid palaeoenvironmental changes at multi-centennial to millennial scale. Indeed, four particular phases of regional geomorphic stability have been dated to ca. 10800–10500, 10200–9900, 9300, and 8900 cal. BP. Several enhanced flooding periods, reflecting times of climatic aridification, are evidenced and may be related to Early and Mid-Holocene Rapid Climatic Changes. A particular flooding phase is identified at a regional scale which occurred during the 9.2 ka event. Taphonomic conditions, e.g. post-depositional processes, are taken into account, and explain discrepancies in the preservation of fluvial records, notably due to Mid-to-Late Holocene entrenchment of river systems. Indeed, post incision-aggradation coupled processes have removed Early to Mid-Holocene deposits at

different times. Finally, this study provides evidence of important morphogenic changes at the end of the Mid-Holocene, such as a probable fluvial tipping point associated with the climatic aridification widely identified in the Mediterranean and North Africa.

7. Acknowledgments

B.D. was supported by a grant from LabEx ARCHIMEDE - ANR-11-LABX-0032-01 -. Fieldwork and analyses were supported by the PALEOMAR program from LabEx ARCHIMEDE, and by the MISTRALS-PaleoMex program, funded by CNRS-INEE (French National Centre for Scientific Research). We deeply thank Dr. Miryam Bar-Matthews (editor) and two anonymous reviewers for their very helpful remarks and suggestions. We also thank Adrien Barra, André-Marie Dendievel, and Laurent Dezileau for their help on the fieldwork. We would also like to thank Karl Embleton for his review of the English version and finally the UMR 5138 Arar and the UMS 2572 LMC14 for ¹⁴C measurements in the frame of the ARTEMIS national service and the Poznan Radiocarbon Laboratory.

8. References

- Ait Brahim, Y., Wassenburg, J.A., Sha, L., Cruz, F.W., Deininger, M., Sifeddine, A., Bouchaou, L., Spötl, C., Edwards, R.L., Cheng, H., 2019. North Atlantic Ice-Rafting, Ocean and Atmospheric Circulation During the Holocene: Insights From Western Mediterranean Speleothems. *Geophysical Research Letters* 46, 7614–7623. <https://doi.org/10.1029/2019GL082405>
- Aitchison, J., 1986. *The Statistical Analysis of Compositional Data*. Chapman & Hall, London.
- Aitchison, J., 1982. The Statistical Analysis of Compositional Data. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)* 44, 139–160. <https://doi.org/10.1111/j.2517-6161.1982.tb01195.x>
- Barathon, J.-J., El Abassi, H., Lechevalier, C., Malek, F., Jolly-Saad, M.-C., 2000. Mise au point sur les formations holocènes dans le Rif oriental (Maroc) / A chronology of Holocene deposits in the eastern Rif mountains (Morocco). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 6, 221–238. <https://doi.org/10.3406/morfo.2000.1068>
- Bartz, M., Rixhon, G., Kehl, M., El Ouahabi, M., Klasen, N., Brill, D., Weniger, G.-C., Mikdad, A., Brückner, H., 2017. Unravelling fluvial deposition and pedogenesis in ephemeral stream deposits in the vicinity of the prehistoric rock shelter of Ifri n’Ammar (NE Morocco) during the last 100 ka. *CATENA* 152, 115–134. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.007>
- Beck, H.E., Zimmermann, N.E., McVicar, T.R., Vergopolan, N., Berg, A., Wood, E.F., 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data* 5. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
- Benito, G., Macklin, M.G., Zielhofer, C., Jones, A.F., Machado, M.J., 2015. Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena* 130, 13–33. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.11.014>
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130–2136. <https://doi.org/10.1126/science.1065680>
- Bosmans, J.H.C., Drijfhout, S.S., Tuenter, E., Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Weber, S.L., 2012. Monsoonal response to mid-holocene orbital forcing in a high resolution GCM. *Clim. Past* 8, 723–740. <https://doi.org/10.5194/cp-8-723-2012>
- Bouazza, M., Khattach, D., Houari, M.R., Kaufmann, O., 2013. Contribution of the 3D geological model to the study of the Aïn Béni Mathar deep aquifer structure, Eastern Morocco. *Bulletin de l’Institut Scientifique* 35, 53–61.
- Brayshaw, D.J., Rambeau, C.M.C., Smith, S.J., 2011. Changes in Mediterranean climate during the Holocene: Insights from global and regional climate modelling. *The Holocene* 21, 15–31. <https://doi.org/10.1177/0959683610377528>
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaifi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52. <https://doi.org/10.1029/2000PA000502>
- Callot, Y., Fontugne, M., 2008. Les sites lacustres d’âge holocène dans l’est du Grand Erg occidental (nord-ouest du Sahara algérien) : interprétation géomorphologique et paléoclimatique. *geomorphologie* 14, 187–200. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7173>
- Carrión, J.S., 2002. Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 21, 2047–2066. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00010-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00010-0)
- Cheddadi, R., Lamb, H.F., Guiot, J., van der Kaars, S., 1998. Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate Dynamics* 14, 883–890. <https://doi.org/10.1007/s003820050262>
- Comas-Cufí, M., Thió-Henestrosa, S., 2011. CoDaPack 2.0: a stand-alone, multi-platform compositional software, in: Egozcue, J.J., Tolosana-Delgado, R., Ortego, M.I. (Eds.), *Proceedings of the 4th International Workshop on Compositional Data Analysis*. Sant Feliu de Guíxols.

- Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Dormoy, I., 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past Discussions* 5, 671–707. <https://doi.org/10.5194/cpd-5-671-2009>
- Combourieu-Nebout, N., Peyron, O., Bout-Roumazeilles, V., Goring, S., Dormoy, I., Joannin, S., Sadori, L., Siani, G., Magny, M., 2013. Holocene vegetation and climate changes in the central Mediterranean inferred from a high-resolution marine pollen record (Adriatic Sea). *Clim. Past* 9, 2023–2042. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2023-2013>
- Dallmeyer, A., Claussen, M., Lorenz, S.J., Shanahan, T., 2020. The end of the African humid period as seen by a transient comprehensive Earth system model simulation of the last 8000 years. *Clim. Past* 16, 117–140. <https://doi.org/10.5194/cp-16-117-2020>
- De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Speranza Principato, M., Erba, E., Corselli, C., 2008. Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel. *Nature Geosci* 1, 606–610. <https://doi.org/10.1038/ngeo283>
- Dearing, J., 1999. *Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System*, second. ed. Chi Publishing, Kenilworth.
- Deménil, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000a. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: *Quaternary Science Reviews* 19, 347–361. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00081-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00081-5)
- Deménil, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., 2000b. Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period. *Science* 288, 2198–2202. <https://doi.org/10.1126/science.288.5474.2198>
- 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. *Clim. Past* 9, 767–787. <https://doi.org/10.5194/cp-9-767-2013>
- El Amrani, M., Macaire, J.-J., Zarki, H., Bréhéret, J.-G., Fontugne, M., 2008. Contrasted morphosedimentary activity of the lower Kert River (northeastern Morocco) during the Late Pleistocene and the Holocene. Possible impact of bioclimatic variations and human action. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 533–542. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.05.004>
- El Harradji, A., 1997. Aménagement, érosion et désertification sur les Hauts-Plateaux du Maroc oriental. *Méditerranée* 86, 15–23. <https://doi.org/10.3406/medit.1997.2985>
- El Harradji, A., 1994. Structuration géologique et évolution géomorphologique du Massif de Debdou (Maroc Oriental). *Rev. Géogr. Maroc* 16, 127–148.
- El Harradji, A., 1985. "Le Massif de Debdou", Etude géomorphologique (PhD Thesis). Paris I Panthéon-Sorbonne.
- Erhart, H., 1955. "Biostasie" et "Rhexistasie". Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogénèse en tant que phénomène géologique. *C.R. Acad. Sci. Paris* 241, 1218–1220.
- Esri. "Satellite image" [basemap]. Scale Not Given. "World Imagery", 2009. Accessed 2020-06-05 from <http://www.arcgis.com/home/item.html?id=10df2279f9684e4a9f6a7f08febac2a9>
- Faust, D., Zielhofer, C., Escudero, R.B., del Olmo, F.D., 2004. High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: climatic or human impact? *Quaternary Science Reviews* 23, 1757–1775. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.02.007>
- Faust, D., Wolf, D., 2017. Interpreting drivers of change in fluvial archives of the Western Mediterranean - A critical view. *Earth-Science Reviews* 174, 53–83. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.011>
- Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70, 451–464. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.07.002>
- Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., Peyron, O., Dormoy, I., 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Clim. Past* 6, 245–264. <https://doi.org/10.5194/cp-6-245-2010>
- Fletcher, W.J., Zielhofer, C., 2013. Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene Rapid Climate Changes. *Catena* 103, 16–29. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.05.001>
- Fletcher, W.J., Zielhofer, C., Mischke, S., Bryant, C., Xu, X., Fink, D., 2017. AMS radiocarbon dating of pollen concentrates in a karstic lake system. *Quaternary Geochronology* 39, 112–123. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.02.006>
- Fontes, J.Ch., Gasse, F., Callot, Y., Plaziat, J.-C., Carbonel, P., Dupeuble, P.A., Kaczmarek, I., 1985. Freshwater to marine-like environments from Holocene lakes in northern Sahara. *Nature* 317, 608–610. <https://doi.org/10.1038/317608a0>
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Curtis, J.H., 2007. Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record: HOLOCENE CLIMATE VARIABILITY. *Paleoceanography* 22. <https://doi.org/10.1029/2006PA001307>
- Gasse, F., 2002. Diatom-inferred salinity and carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa). *Quaternary Science Reviews* 21, 737–767. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00125-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00125-1)
- 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)
- Gasse, F., Téhé, R., Durand, A., Gibert, E., Fontes, J.-C., 1990. The arid–humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature* 346, 141–146. <https://doi.org/10.1038/346141a0>
- Heiri, O., Lotter, A.F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25, 101–110. <https://doi.org/10.1023/A:1008119611481>

- Hughes, P.D., Fink, D., Rodés, Á., Fenton, C.R., Fujioka, T., 2018. Timing of Pleistocene glaciations in the High Atlas, Morocco: New ¹⁰Be and ³⁶Cl exposure ages. *Quaternary Science Reviews* 180, 193–213. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.015>
- Hylander, L.D., Meili, M., Oliveira, L.J., de Castro e Silva, E., Guimarães, J.R.D., Araujo, D.M., Neves, R.P., Stachiw, R., Barros, A.J.P., Silva, G.D., 2000. Relationship of mercury with aluminum, iron and manganese oxy-hydroxides in sediments from the Alto Pantanal, Brazil. *The Science of The Total Environment* 260, 97–107. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(00\)00544-1](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(00)00544-1)
- Ibouhouten, H., Zielhofer, C., Mahjoubi, R., Kamel, S., Linstädter, J., Mikdad, A., Bussmann, J., Werner, P., Härtling, J.W., Fenech, K., 2010. Archives alluviales holocènes et occupation humaine en Basse Moulouya (Maroc nord-oriental). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 16, 41–56. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7812>
- Jaouadi, S., Lebreton, V., Bout-Roumazeilles, V., Siani, G., Lakhdar, R., Boussoffara, R., Dezileau, L., Kallel, N., Mannai-Tayech, B., Combourieu-Nebout, N., 2016. Environmental changes, climate and anthropogenic impact in south-east Tunisia during the last 8 kyr. *Clim. Past* 12, 1339–1359. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1339-2016>
- Jones, A.F., Macklin, M.G., Brewer, P.A., 2012. A geochemical record of flooding on the upper River Severn, UK, during the last 3750 years. *Geomorphology* 179, 89–105. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.08.003>
- Kabata-Pendias, A., 2001. *Trace Elements in Soils and Plants*, 3rd ed. CRC Press.
- Knippertz, P., Wernli, H., 2010. A Lagrangian Climatology of Tropical Moisture Exports to the Northern Hemispheric Extratropics. *Journal of Climate* 23, 987–1003. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3333.1>
- Kröpelin, S., Verschuren, D., Lézine, A.-M., Eggermont, H., Cocquyt, C., Francus, P., Cazet, J.-P., Fagot, M., Rumes, B., Russell, J.M., Darius, F., Conley, D.J., Schuster, M., von Suchodoletz, H., Engstrom, D.R., 2008. Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science* 320, 765–768. <https://doi.org/10.1126/science.1154913>
- Lamb, H.F., Gasse, F., Benkaddour, A., El Hamouti, N., van der Kaars, S., Perkins, W.T., Pearce, N.J., Roberts, C.N., 1995. Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature* 373, 134–137. <https://doi.org/10.1038/373134a0>
- Larrasoaña, J.C., Roberts, A.P., Rohling, E.J., 2013. Dynamics of Green Sahara Periods and Their Role in Hominin Evolution. *PLoS ONE* 8, e76514. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0076514>
- Lefèvre, D., 1985. *Les formations plio-pléistocènes du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc)* (PhD Thesis). Bordeaux 1.
- Lefèvre, D., 1989. Formations continentales pléistocènes et paléoenvironnements sédimentaires dans le bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 26, 101–113. <https://doi.org/10.3406/quate.1989.1897>
- Lefèvre, D., Ballouche, A., 1991. Evolution des paléoenvironnements de la marge saharienne à l'Holocène : exemple du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc), in: *Datations et Caractérisation Des Milieux Pléistocènes, Cahiers Du Quaternaire*. CNRS, pp. 451–477.
- Lézine, A.-M., Hély, C., Grenier, C., Braconnot, P., Krinner, G., 2011. Sahara and Sahel vulnerability to climate changes, lessons from Holocene hydrological data. *Quaternary Science Reviews* 30, 3001–3012. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.006>
- Limondin-Lozouet, N., Haddoumi, H., Lefèvre, D., Ghamizi, M., Aouraghe, H., Salel, T., 2013. Holocene molluscan succession from NE Morocco: Palaeoenvironmental reconstruction and biogeographical implications. *Quaternary International* 302, 61–76. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.11.036>
- Magny, M., Combourieu-Nebout, N., de Beaulieu, J.L., Bout-Roumazeilles, V., Colombaroli, D., Desprat, S., Francke, A., Joannin, S., Ortu, E., Peyron, O., Revel, M., Sadori, L., Siani, G., Sicre, M.A., Samartin, S., Simonneau, A., Tinner, W., Vannièrre, B., Wagner, B., Zanchetta, G., Anselmetti, F., Brugiapaglia, E., Chapron, E., Debret, M., Desmet, M., Didier, J., Essallami, L., Galop, D., Gilli, A., Haas, J.N., Kallel, N., Millet, L., Stock, A., Turon, J.L., Wirth, S., 2013. North-south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. *Clim. Past* 9, 2043–2071. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2043-2013>
- Magny, M., Vannièrre, B., Calo, C., Millet, L., Leroux, A., Peyron, O., Zanchetta, G., La Mantia, T., Tinner, W., 2011. Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 30, 2459–2475. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.018>
- McGee, D., Demenocal, P.B., Winckler, G., Stuut, J.B.W., Bradtmiller, L.I., 2013. The magnitude, timing and abruptness of changes in North African dust deposition over the last 20,000yr. *Earth and Planetary Science Letters* 371–372, 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.054>
- McLennan, S.M., Murray, R.W., 1999. Geochemistry of sediments, in: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 282–292.
- Médioni, R., 1960. Contribution à l'étude géologique des Hauts Plateaux méridionaux marocains. *Notes du Service géologique du Maroc* 19, 7–53.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Lamotte, D.F. de (Eds.), 2008. *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3>
- Mihaljevic, M., 1999. Zinc, in: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 674–675.
- NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems, and U.S./Japan ASTER Science Team, 2009. *ASTER Global Digital Elevation Model* [Data

- set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-06-05 from <https://doi.org/10.5067/ASTER/ASTGTM.002>
- Nour El Bait, M., Rhoujjati, A., Eynaud, F., Benkaddour, A., Dezileau, L., Wainer, K., Goslar, T., Khater, C., Tabel, J., Cheddadi, R., 2014. An 18 000-year pollen and sedimentary record from the cedar forests of the Middle Atlas, Morocco: POLLEN/SEDIMENTARY RECORD FROM THE MIDDLE ATLAS. *Journal of Quaternary Science* 29, 423–432. <https://doi.org/10.1002/jqs.2708>
- Pausata, F.S.R., Messori, G., Zhang, Q., 2016. Impacts of dust reduction on the northward expansion of the African monsoon during the Green Sahara period. *Earth and Planetary Science Letters* 434, 298–307. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.049>
- Petrie, L.M., 1999. Manganese, in: Marshall, C.P., Fairbridge, R.W. (Eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 382–384.
- Peyron, O., Combourieu-Nebout, N., Brayshaw, D., Goring, S., Andrieu-Ponel, V., Desprat, S., Fletcher, W., Gambin, B., Ioakim, C., Joannin, S., Kotthoff, U., Kouli, K., Montade, V., Pross, J., Sadori, L., Magny, M., 2017. Precipitation changes in the Mediterranean basin during the Holocene from terrestrial and marine pollen records: a model–data comparison. *Clim. Past* 13, 249–265. <https://doi.org/10.5194/cp-13-249-2017>
- Profe, J., Zolitschka, B., Schirmer, W., Frechen, M., Ohlendorf, C., 2016. Geochemistry unravels MIS 3/2 paleoenvironmental dynamics at the loess–paleosol sequence Schwabenberg II, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 459, 537–551. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.022>
- Puisségur, J.J., 1976. Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne, *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon* 3. Doin, Paris.
- Reimer, P.J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., Palmer, J.G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S.M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>
- 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>
- Rhoujjati, A., Cheddadi, R., Taïeb, M., Baali, A., Ortu, E., 2010. Environmental changes over the past c. 29,000 years in the Middle Atlas (Morocco): A record from Lake Ifrah. *Journal of Arid Environments* 74, 737–745. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2009.09.006>
- Robinson, G.D., 1981. Adsorption of Cu, Zn and Pb near sulfide deposits by hydrous manganese—Iron oxide coatings on stream alluvium. *Chemical Geology* 33, 65–79. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(81\)90085-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(81)90085-1)
- Rohling, E.J., Marino, G., Grant, K.M., 2015. Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels). *Earth-Science Reviews* 143, 62–97. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.008>
- Rothwell, R.G., Croudace, I.W., 2015. Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us?, in: Croudace, I.W., Rothwell, R.G. (Eds.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a Non-Destructive Tool for the Environmental Sciences, Developments in Paleoenvironmental Research*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 25–102.
- Sancho, C., Peña, J.L., Muñoz, A., Benito, G., McDonald, E., Rhodes, E.J., Longares, L.A., 2008. Holocene alluvial morphosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena* 73, 225–238. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.09.011>
- Sebbar, A., 2013. Etude de la variabilité et de l'évolution de la pluviométrie au Maroc (1935-2005): Réactualisation de la carte des précipitations (PhD Thesis). Hassan II Mohammedia, Casablanca.
- Sha, L., Ait Brahim, Y., Wassenburg, J.A., Yin, J., Peros, M., Cruz, F.W., Cai, Y., Li, H., Du, W., Zhang, H., Edwards, R.L., Cheng, H., 2019. How Far North Did the African Monsoon Fringe Expand During the African Humid Period? Insights From Southwest Moroccan Speleothems. *Geophys. Res. Lett.* 46, 14093–14102. <https://doi.org/10.1029/2019GL084879>
- Shanahan, T.M., McKay, N.P., Hughen, K.A., Overpeck, J.T., Otto-Bliesner, B., Heil, C.W., King, J., Scholz, C.A., Peck, J., 2015. The time-transgressive termination of the African Humid Period. *Nature Geoscience* 8, 140–144. <https://doi.org/10.1038/ngeo2329>
- Stretta, E., 1952. Etude hydrogéologique du bassin de l'Oued El Haï (Hauts Plateaux du Maroc oriental), Notes et Mémoires. Service géologique du Maroc, Rabat.
- Tabel, J., Khater, C., Rhoujjati, A., Dezileau, L., Bouimetarhan, I., Carre, M., Vidal, L., Benkaddour, A., Nourelbait, M., Cheddadi, R., 2016. Environmental changes over the past 25 000 years in the southern Middle Atlas, Morocco: PAST ENVIRONMENTAL CHANGES IN MOROCCO. *Journal of Quaternary Science* 31, 93–102. <https://doi.org/10.1002/jqs.2841>
- Thornes, J., López-Bermúdez, F., Woodward, J., 2009. Hydrology, river regimes and sediment yield, in: Woodward, J. (Ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, Oxford, pp. 229–253.
- Tierney, J.E., Pausata, F.S.R., Demenocal, P.B., 2017. Rainfall regimes of the Green Sahara. *Science Advances* 3, e1601503. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1601503>
- Vacchi, M., Marriner, N., Morhange, C., Spada, G., Fontana, A., Rovere, A., 2016. Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the

- isostatic signal. *Earth-Science Reviews* 155, 172–197. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.02.002>
- Walker, M., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, 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, M., Zheng, H., Xie, X., Fan, D., Yang, S., Zhao, Q., Wang, K., 2011. A 600-year flood history in the Yangtze River drainage: Comparison between a subaqueous delta and historical records. *Chin. Sci. Bull.* 56, 188–195. <https://doi.org/10.1007/s11434-010-4212-2>
- Wassenburg, J.A., Dietrich, S., Fietzke, J., Fohlmeister, J., Jochum, K.P., Scholz, D., Richter, D.K., Sabaoui, A., Spötl, C., Lohmann, G., Andreae, M.O., Immenhauser, A., 2016. Reorganization of the North Atlantic Oscillation during early Holocene deglaciation. *Nature Geoscience* 9, 602–605. <https://doi.org/10.1038/ngeo2767>
- Weldeab, S., Menke, V., Schmiedl, G., 2014. The pace of East African monsoon evolution during the Holocene: WELDEAB ET AL.; EAST AFRICAN MONSOON EVOLUTION. *Geophys. Res. Lett.* 41, 1724–1732. <https://doi.org/10.1002/2014GL059361>
- Wengler, L., Vernet, J.-L., 1992. Vegetation, sedimentary deposits and climates during the Late Pleistocene and Holocene in eastern Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 94, 141–167. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90117-N](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90117-N)
- Wengler, L., Vernet, J.-L., Ballouche, A., Damblon, F., Michel, P., 1992. Signification de paléomilieux et évolution du climat au Maghreb. Le Maroc oriental au Pléistocène récent. *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques* 139, 507–529. <https://doi.org/10.1080/01811789.1992.10827124>
- Wengler, L., Vernet, J.L., Michel, P., 1994. Événements et chronologie de l'Holocène en milieu continental au Maghreb. Les données du Maroc oriental . [Holocene events and chronology in the continental environment of the Maghreb. Data from eastern Morocco]. *Quaternaire* 5, 119–134. <https://doi.org/10.3406/quate.1994.2023>
- Wolf, D., Faust, D., 2015. Western Mediterranean environmental changes: Evidences from fluvial archives. *Quaternary Science Reviews* 122, 30–50. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.016>
- Zielhofer, C., Bussmann, J., Ibouhouten, H., Fenech, K., 2010. Flood frequencies reveal Holocene rapid climate changes (Lower Moulouya River, northeastern Morocco). *Journal of Quaternary Science* 25, 700–714. <https://doi.org/10.1002/jqs.1347>
- Zielhofer, C., Faust, D., 2008. Mid- and Late Holocene fluvial chronology of Tunisia. *Quaternary Science Reviews* 27, 580–588. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.019>
- Zielhofer, C., Faust, D., Escudero, R.B., del Olmo, F.D., Kadereit, A., Moldenhauer, K.-M., Porras, A., 2004. Centennial-scale late-Pleistocene to mid-Holocene synthetic profile of the Medjerda Valley, northern Tunisia. *The Holocene* 14, 851–861. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl765rp>
- Zielhofer, C., Fletcher, W.J., Mischke, S., De Batist, M., Campbell, J.F.E., Joannin, S., Tjallingii, R., El Hamouti, N., Junginger, A., Stele, A., Bussmann, J., Schneider, B., Lauer, T., Spitzer, K., Strupler, M., Brachert, T., Mikdad, A., 2017a. Atlantic forcing of Western Mediterranean winter rain minima during the last 12,000 years. *Quaternary Science Reviews* 157, 29–51. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.037>
- Zielhofer, C., Köhler, A., Mischke, S., Benkaddour, A., Mikdad, A., Fletcher, W.J., 2019. Western Mediterranean hydro-climatic consequences of Holocene ice-rafted debris (Bond) events. *Climate of the Past* 15, 463–475. <https://doi.org/10.5194/cp-15-463-2019>
- Zielhofer, C., von Suchodoletz, H., Fletcher, W.J., Schneider, B., Dietze, E., Schlegel, M., Schepanski, K., Weninger, B., Mischke, S., Mikdad, A., 2017b. Millennial-scale fluctuations in Saharan dust supply across the decline of the African Humid Period. *Quaternary Science Reviews* 171, 119–135. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.07.010>
- Zolitschka, B., Rolf, C., Bittmann, F., Binot, F., Frechen, M., Wonik, T., Froitzheim, N., Ohlendorf, C., 2014. Pleistocene climatic and environmental variations inferred from a terrestrial sediment record – the Rodderberg Volcanic Complex near Bonn, Germany. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 165, 407–424. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2014/0071>

Supplementary figures

for

Alluvial records of the African Humid Period from the NW African highlands (Moulouya basin, NE Morocco)

Bruno Depreux ^{a,b*}, David Lefèvre ^{a,b}, Jean-François Berger ^c, Fatima Segaoui ^d, Larbi Boudad ^d, Abderrahmane El Harradji ^e, Jean-Philippe Degeai ^{a,b}, Nicole Limondin-Lozouet ^f

^a Université Paul Valéry Montpellier 3, CNRS, MCC, UMR 5140 ASM, Montpellier, France

^b LabEx ARCHIMEDE, Université Paul Valéry Montpellier 3, Campus St Charles, Montpellier, France

^c CNRS, Université Lumière Lyon 2, UMR 5600 EVS-IRG, Lyon, France

^d Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Rabat, Morocco

^e Université Mohamed 1^{er}, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines, Oujda, Morocco

^f CNRS, Université Paris 1 and Université Paris-Est Créteil, UMR 8591 LGP, Meudon, France

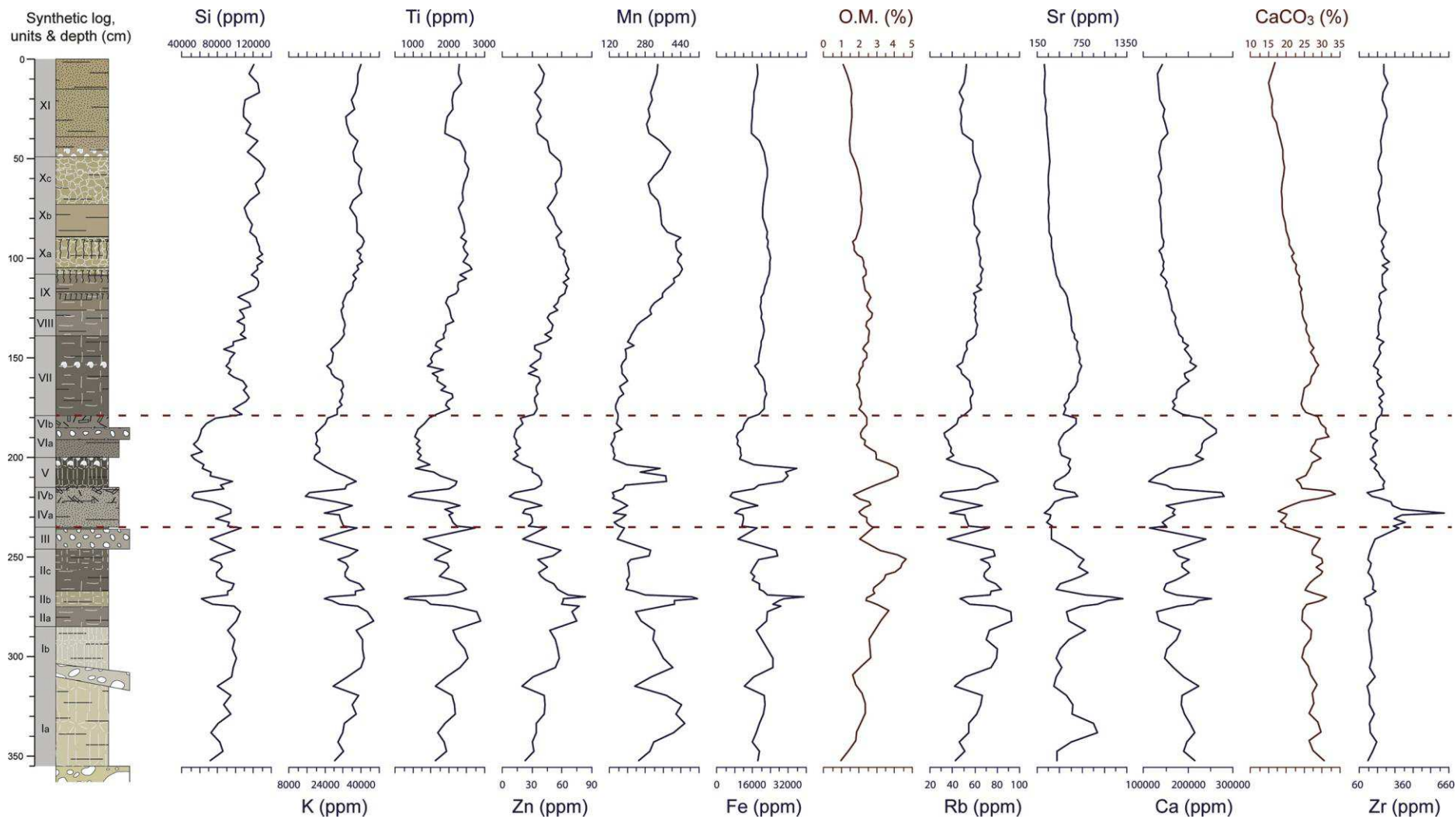


Figure S2-1. ED-XRF elemental compositions and LOI analyses from the Tabouda formation.

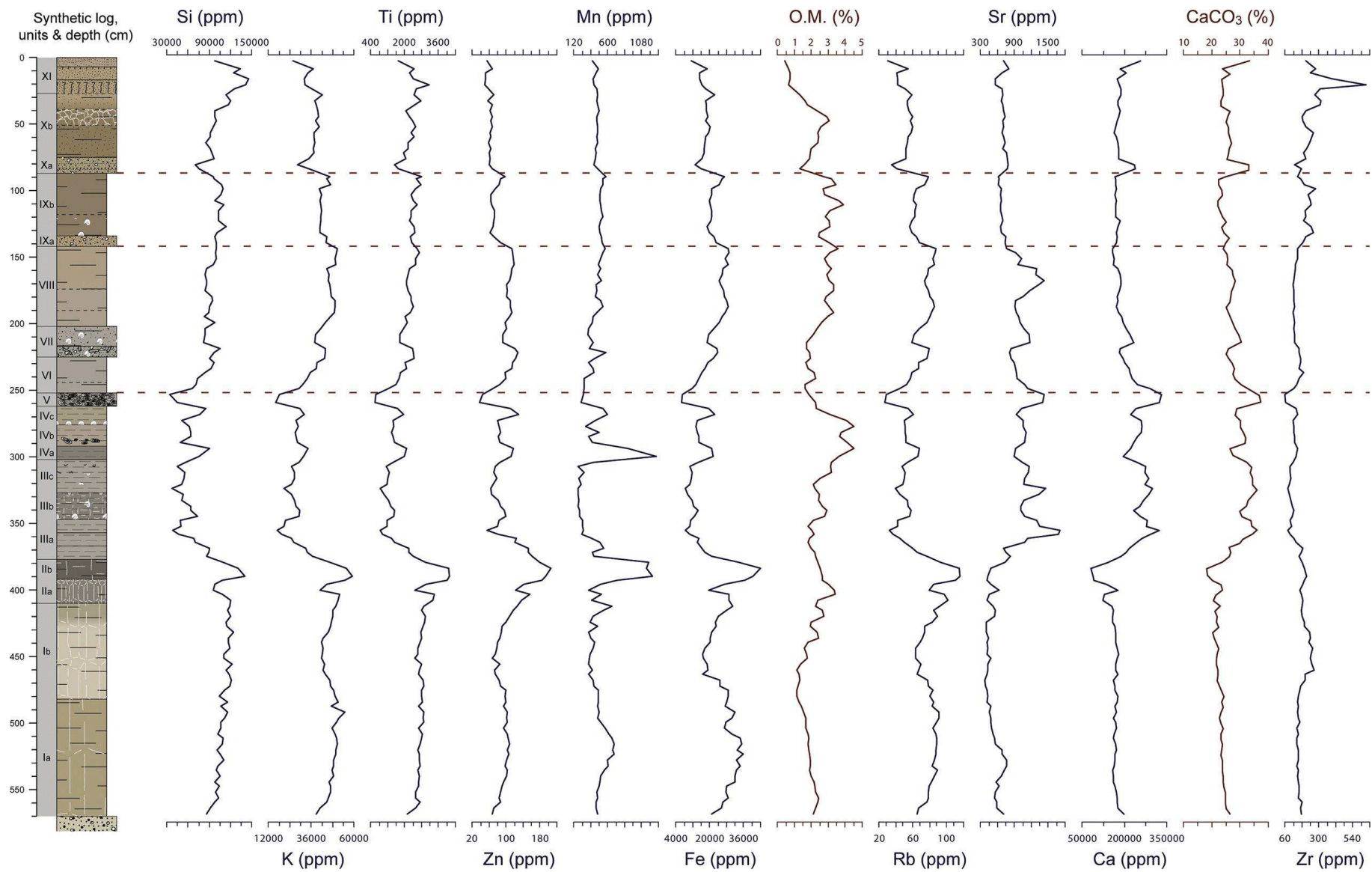


Figure S2-2. ED-XRF elemental compositions and LOI analyses from the Blirh formation.

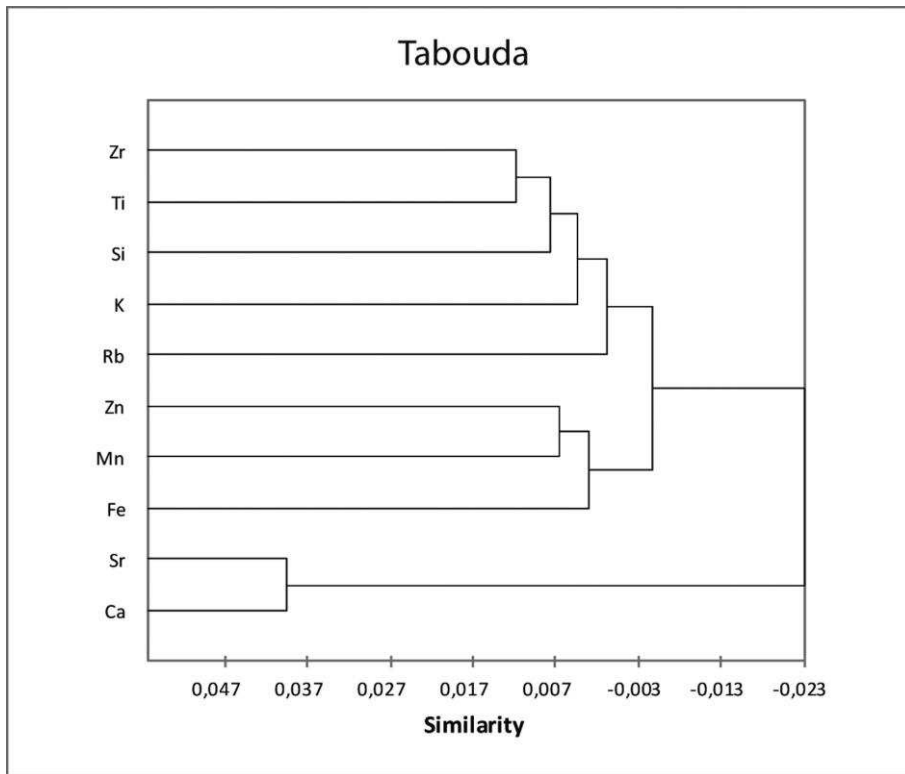


Figure S2-3. AHC analysis of the geochemical data from the Tabouda formation, with proximity type based on covariance similarities.

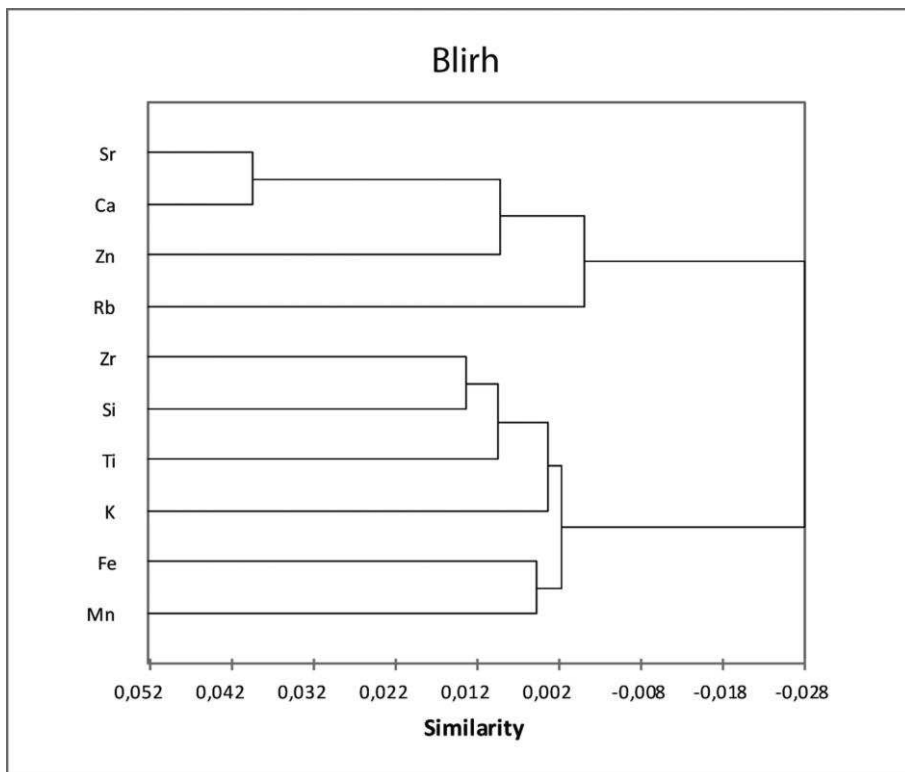
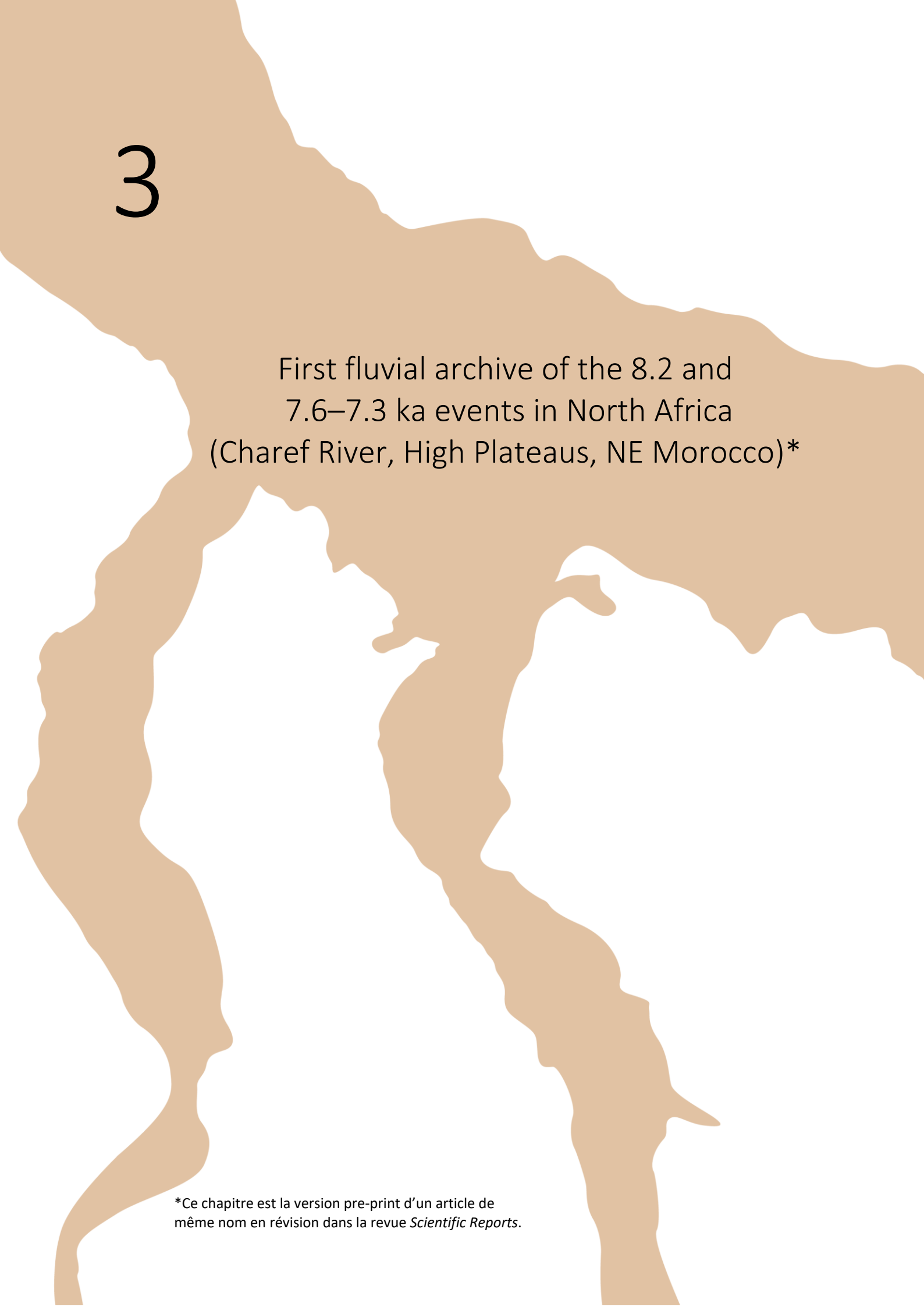


Figure S2-4. AHC analysis of the geochemical data from the Blirh formation, with proximity type based on covariance similarities.



3

First fluvial archive of the 8.2 and
7.6–7.3 ka events in North Africa
(Charef River, High Plateaus, NE Morocco)*

*Ce chapitre est la version pre-print d'un article de
même nom en révision dans la revue *Scientific Reports*.

Chapitre 3

First fluvial archive of the 8.2 and 7.6–7.3 ka events in North Africa (Charef River, High Plateaus, NE Morocco)

Bruno Depreux^{1,2*}, Jean-François Berger³, David Lefèvre^{1,2}, Quentin Wackenheim^{4,5}, Valérie Andrieu-Ponel⁶, Sylvia Vinai², Jean-Philippe Degeai^{1,2}, Abderrahmane El Harradji⁷, Larbi Boudad⁸, Séverine Sanz-Laliberté^{1,2}, Kristell Michel⁹, Nicole Limondin-Lozouet⁴

1 Univ. Paul Valéry Montpellier 3, CNRS, UMR 5140 Archéologie des sociétés méditerranéennes, Campus Saint Charles, F-34000, Montpellier, France

2 LabEx Archimède, Univ. Paul Valéry Montpellier 3, Campus Saint Charles, F-34000, Montpellier, France

3 Univ. Lyon, Université Lumière Lyon 2, CNRS, UMR 5600 Environnement Ville Société, F-69635, Lyon, France

4 Univ. Paris 1, UPEC, CNRS, UMR 8591 Laboratoire de Géographie Physique, F-92195, Meudon, France

5 Univ. Paris 1, CNRS, UMR 8215 Trajectoires, F-75004, Paris, France

6 Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie Marine et Continentale, Aix Marseille Univ., CNRS, IRD, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, F-13545, Aix-en-Provence, France

7 Univ. Mohamed 1, Oujda, Morocco

8 Univ. Mohammed V, Rabat, Morocco

9 Univ. Lyon, ENS de Lyon, CNRS, UMR 5600 Environnement Ville Société, F-69342, Lyon, France

Abstract

The Early–Mid Holocene transition is a period of profound changes in climatic mechanisms and hydrological features in Europe and North Africa. The melting of the Laurentide ice sheet led to an oceanic and atmospheric reorganisation in the North Atlantic, while the Mediterranean underwent a major hydrological shift. The impacts on Mediterranean rivers remain unclear, with a lack of responses to the 8.2 ka event (the main Holocene climatic degradation) being particularly evident. We present a fluvial record from Eastern Morocco documenting detailed hydrological variations from 8200 to 7500 cal. BP and their climatic forcing. A major hydrogeomorphic evolution of the Charef River occurred at that time, marked by two major incision stages close in time, under hyper-arid conditions at 8200 and ca. 7500 cal. BP. The impacts of these phenomena on the alluvial plains and associated archaeological records during Neolithisation, a major process in human history, currently remain unidentified. This new record sheds light on the fluvial response to the 8.2 ka event in the Mediterranean and why other records are missing. We also bring new insights into the hydrological disruption at the Early–Mid Holocene transition, which was driven by the end of deglaciation combined with insolation and solar forcing. Furthermore, centennial solar variability may have paced river activity in the Moulouya basin and arid regions of North Africa.

1. Introduction

The Early–Mid Holocene transition was a period of profound changes in climatic mechanisms and hydrological supplies in Europe and North Africa. During the Early Holocene, orbitally-induced warming caused the retreat of ice sheets¹, notably melting of the Laurentide Ice Sheet (LIS), which was marked by sudden outbursts. Climate variability was therefore paced by millennial-scale solar irradiance changes and meltwater pulses, leading to Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) perturbations and the North Atlantic cold event^{2,3}. The Early–Mid Holocene transition is marked by the final disappearance of the LIS and its last glacial lake outbursts: the major drainage of the Lake Agassiz-Obijway at 8470 cal. BP⁴ and a minor event at ca. 7500–7000 cal. BP⁵. These phenomena are thought to be the main factors behind the modification of oceanic and atmospheric circulations over the North Atlantic, which led to the emergence of a North Atlantic Oscillation (NAO)-like circulation pattern from the Mid-Holocene onwards in Europe and the Mediterranean^{6,7}.

The drainage of the Lake Agassiz-Obijway probably led to the so-called 8.2 ka cooling event, which is the most well-known Holocene rapid climatic change (RCC), because it is the only one to be identified in the Greenland ice cores and numerous archives worldwide². The hydrological impacts of the 8.2 ka event varied across Europe and the Mediterranean basin, with a latitudinal partition of hydrological responses to long- and short-term climatic changes evidenced during the Holocene⁶. The 8.2 ka event resulted in wetter and colder conditions between ~50° to ~42°N, and drier conditions north and south of these latitudes¹⁸. These impacts are well evidenced in marine^{9,10,11}, lacustrine¹², and speleothem records^{13,14}, although surprisingly, the river responses to the 8.2 ka event are actually rather unknown in Western Europe and the Mediterranean^{15,16}. The end of the 8th millennium BP (ca. 8500–8000 cal. BP) is marked by high river stability in the UK¹⁷, and conversely, by high river activity in Germany¹⁸. In the Mediterranean, the most comprehensive fluvial synthesis indicates that the 8600–7800 cal. BP interval was marked by a common absence of flooding in southern France, southern Italy, the eastern Mediterranean, Iberian Peninsula, Tunisia, and Morocco¹⁶. A few detailed studies from the northern Mediterranean shed light on the fluvial dynamics at that time. Two high-resolution palaeochannel records from southern France and northern Greece demonstrate overall high fluvial activity related to the 8.2 ka event, marked by a succession of coarse deposits, with braiding and fluvio-colluvial aggradation, and pedogenic development, respectively, in the following centuries^{19,20}. A coarse-load flood deposit that eroded part of the Early Neolithic Khirokitia archaeological site and led to spatial redistribution of the village is also noted in Cyprus²⁰. The most detailed record, from southern France, shows overall increased fluvial activity over a millennium (8200–7100 cal. BP) due to wetter climatic conditions related to the 8.2 and 7.6–7.3 ka RCCs, which mirrors the Corchia and Renella speleothems from north-central Italy, which indicate increased winter precipitation and torrential flooding in mountainous regions between 8200 and 7100 cal. BP²¹. In Spain, despite the high number of radiocarbon dates available for flood deposits, detailed regional case studies confirm the paucity of alluvial records for that time, indicating poorly defined regional floodplain aggradation around 8000–7300 cal. BP²². Regarding depositional settings, there is a notable lack of Holocene flooding dates coming from palaeochannels¹⁵. Tunisian alluvial syntheses also provide no evidence of any fluvial response to the 8.2 ka event, mirroring the long-unresolved “missing event” in the SW Mediterranean²³. As for Iberian records, it is interesting to see that Early Holocene deposits as a whole are particularly underrepresented^{22,24}. In Morocco, the Moulouya upstream rivers showed extensive wetland formation during the Early Holocene, whereas downstream archives do not record alluvial

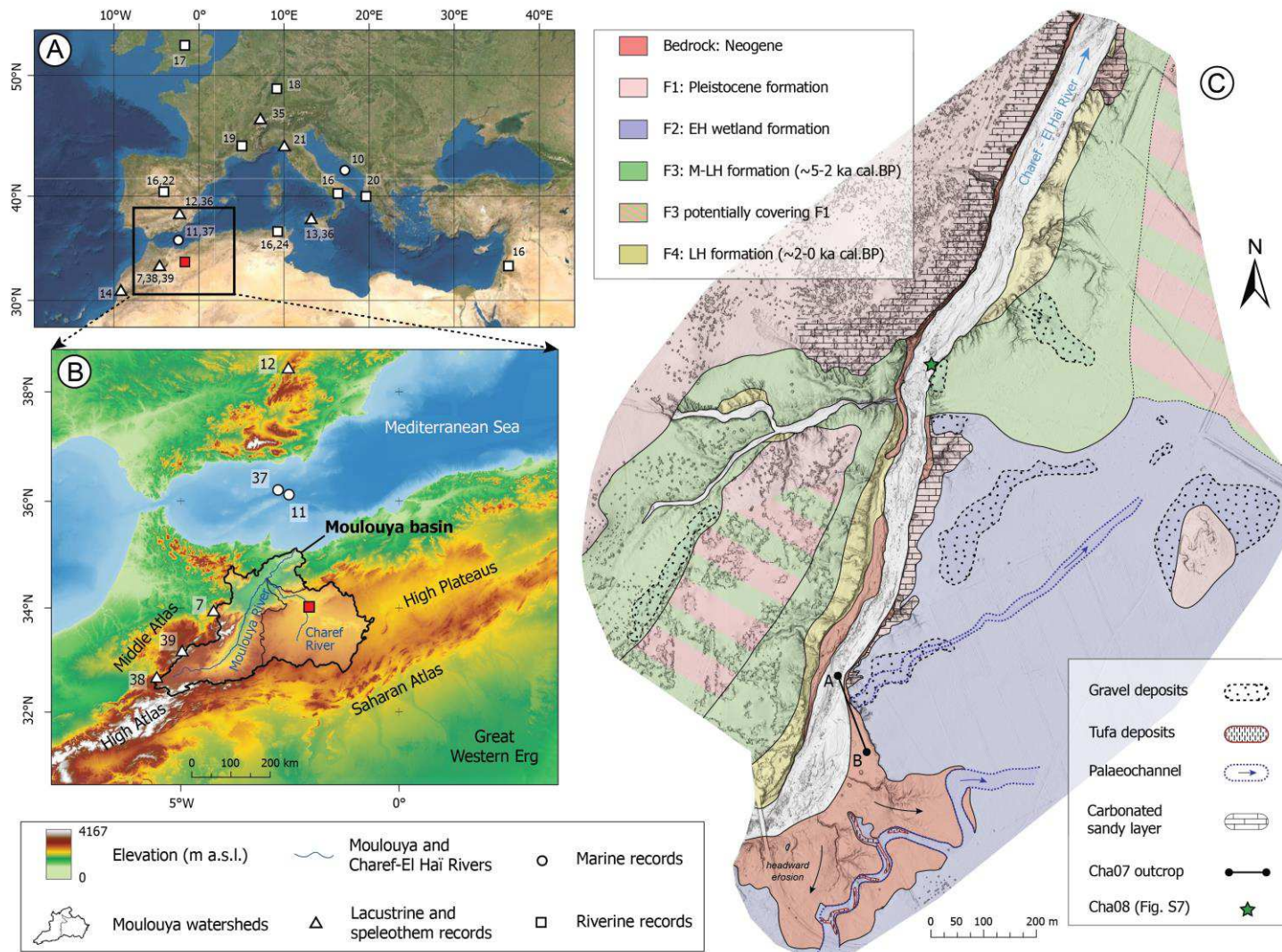


Figure 3-1. Geographical setting. (A) Location of the studied area and the references discussed in the Mediterranean basin, and (B) within the topographic frame of NW Africa. (C) Geomorphological map of the superficial sedimentary formations of the studied section of the Charef River. Data source and software: (A) data from TerraColor imagery, (B) data from ASTER GDEM2 both plotted by means of ArcGIS Pro [2.7], (C) map created by B. Depreux.

deposits at that time²⁵. The common sedimentary gap spanning from 8700 to 7300 cal. BP in the NE Moroccan fluvial records is indicative of the broader failure to document this sedimentary “silence” that characterises the Early–Mid Holocene transition in the Mediterranean rivers.

However, the new record from the Charef River in the North African High Plateaus (NE Morocco) revealed in this paper sheds light on this issue. We present high-resolution chronostratigraphic, geochemical, and palaeoecological analyses of this fluvial sequence from the main tributary of the Moulouya River, one of the largest Mediterranean river basins (Fig. 3-1A). This record, spanning from 8200 to 7500 cal. BP, also brings new insights into the hydrological disruption at the Early–Mid Holocene transition in the western Mediterranean.

2. Results

2.1 Geomorphology, sedimentology, and chronostratigraphy

The Cha07 fluvial record corresponds to a palaeochannel infilling located in the riverbanks of the Charef River, the main tributary of the Moulouya River, which drains the current arid High Plateaus region (Fig. 3-1B). The river section, intensively surveyed over a 2-km upstream-downstream band, shows several nested alluvial formations covering the Holocene (Fig. 3-1C). Fine wetland deposits (F2) accumulated in the southeast part of the river section, whereas there is an underlying carbonated massive sands (F1) outcrop in the northwest part (Fig. 3-1C). F2 corresponds to the climate-driven extensive Early Holocene formation recognised in the upper and middle reaches of the Moulouya catchment²⁵. This wetland formation, which reflects the orbitally-induced African Humid Period (AHP), demonstrates the high sensitivity of this catchment and North African highlands to climatic forcing. Owing to the current entrenchment of the river bed, a palaeochannel (Cha07 outcrop) cutting into F1, F2, and the Neogene bedrock was identified (Fig. 3-2A). No such fluvial archive was found in North Africa, which makes this record a rare opportunity to document hydrological and climatic changes during the Early–Mid Holocene transition.

The 18-m-wide palaeochannel shows a 6-m-thick infilling composed of alternating coarse and fine sediments (Fig. 3-3). The time span encompassed by the Cha07 record is constrained by eight radiocarbon dates ranging from 8150 to 7500 cal. BP (Supplementary Table S1). A rapid succession of aggradation and incision phases is evidenced by several nested channel deposits, implying strong energy variations of the active channel and strong lateral and vertical mobility (Fig. 3-2B,C). Four generations of channels are identifiable according to morphology, incisional features, and sedimentology, and will be described hereafter as fluvial sequences (Figs. 3-3 and 3-4). All the sequences are incised and nested into the previous deposits, and present sedimentary graded bedding with channel bed load deposits at the bottom (coarse pebbles to cobbles), grading upwards into finer particles (silt and clay). This upwards-fining trend indicates a progressive decrease in flow energy within a channel deposit. These fluvial sequences indicate four periods of aggradation at 8150–7975, 7925–7850, 7800–7650 and 7600–7500 cal. BP, which are separated by incisions of 1.5–2 m (Fig. 3-5).

The incision of the Cha07 palaeochannel into F2 and F1 down to the Neogene bedrock (I-1) indicates a major downcutting phase ca. 8200 cal. BP (Fig. 3-3A,D). The top of the preserved Early Holocene F2 was dated to 9700–10157 cal. BP. This sedimentary hiatus overlaps the common gap from 8700 to

7300 cal. BP in NE Moroccan rivers²⁵. Following I-1, the first sequence (S-1) exhibits a 1-m-thick bed load deposit defined by nested coarse pebbles (1.6–6.4 cm) to cobbles (6.4–25.6 cm) interstratified with laminated silty beds and dismantled Early Holocene sediments (Supplementary Fig. S3-1). The channel deposit ends with alternating sands and granules to clayey units. S-2 presents a 1-m-thick homogeneous and monogenetic bed load deposit, then well-sorted horizontal sandy and silty beds (Fig. 3-3B). This channel infilling ends with tufaceous sandy silts that include complete *Potomida littoralis* bivalves. In both sequences, several polyhedral clayey beds marked by desiccation cracks indicate episodes of drying up with an absence of discharge. Sequences 3 and 4 present slightly different sedimentary features. S-3 shows a 2-m-thick gravel aggradation interstratified with sandy and silty beds marked by the presence of reworked tufa tubes and rolled clay pebbles. Then, a lateral accretion and displacement of the channel towards the southeast, characterised by cross-bedded sands, indicates more lasting channel activity between 7800 and 7675 cal. BP (Fig. 3-3C). This sequence ends with a 60-cm-thick tufa deposit including numerous tubes and complete *Potomida littoralis*. Above a coarse channel deposit, S-4 does not exhibit rhythmic sand and silt layers, only a 1.7-m-thick tufa sedimentation reflecting reduced discharge and stabilisation at the basin scale. The last deposit dated to 7500 cal. BP, which covers the top of the palaeochannel with a poorly sorted layer (gravel to silty fractions), does not provide evidence of channel formation, but a mixed flood deposit implying that the channel has migrated.

These signatures are indicative of a rapid geomorphological evolution of the Charef floodplain occurring after a multi-millennial period of stability. The channel trajectory at the western edge of the Early Holocene alluvial plain, marked by a SW-NE palaeocurrent, evidences a river migration towards the northwest. This migration was not progressive, but rather involved channel avulsion due to very high discharge increases and fast channel aggradation with periods of severe floods. This is confirmed by the western and northernmost locations of the Mid to Late Holocene deposits (F3–F4) and the current river stream (Fig. 3-1C).

2.2 Palaeoecology and geochemistry

The malacofauna of the Cha07 record comprises a high proportion and diversity of freshwater molluscs and fewer terrestrial snails, which reflects the local environmental conditions of the channel bottom and the river bank. The molluscan succession can be divided into three biozones (MZ1, MZ2a&b, MZ3) based on ecological patterns (Supplementary Fig. S3-2) and the occurrence and development of taxa (Supplementary Fig. S3-3). The assemblages from Malacozone 1 indicate a dominantly aquatic environment with few adjacent palustrine areas and sparse xeric vegetation. From 7950 cal. BP onwards, Malacozone 2 records strong fluvial dynamics that affect the sustainability of the terrestrial environments. From 7850 to 7700 cal. BP, habitat instability is particularly pronounced, and corresponds to the sub-zone MZ2b. Molluscan assemblages in Malacozone 3 reflect the predominance of aquatic environments. However, after 7700 cal. BP, the adjacent riverbanks stabilise and small wetlands develop surrounded by xeric vegetation. The palaeoenvironmental scheme obtained from mollusc assemblages supports the lithostratigraphical data.

The vegetation patterns evidenced by the pollen analysis indicate a sparsely wooded landscape dominated by a steppe of Poaceae, sagebrush, and Chenopodiaceae. At the bottom of the record, perennial water bodies in the bed of the Charef River allow the existence of a population of

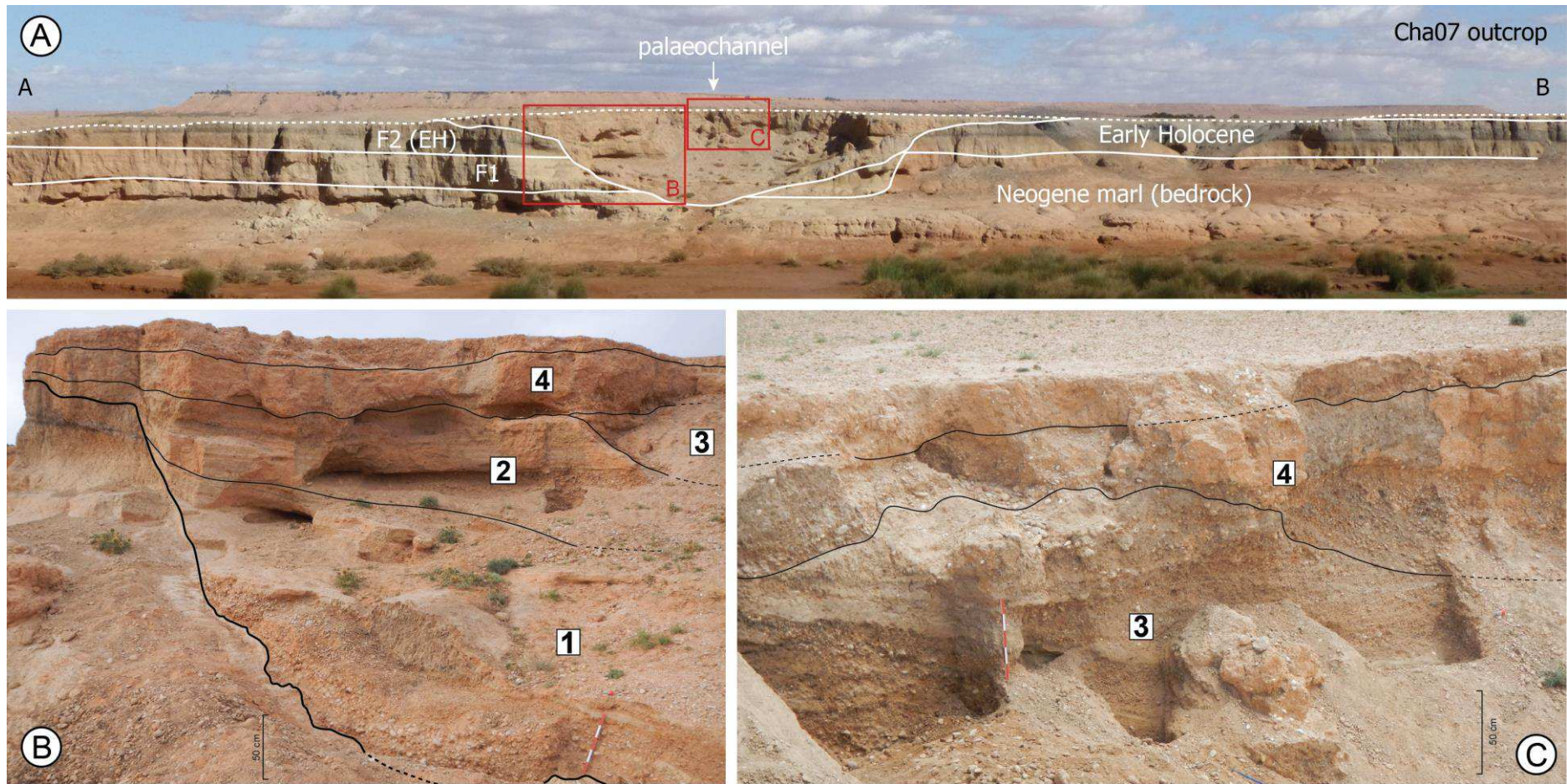


Figure 3-2. (A) Overview of the Cha07 outcrop, showing the Cha07 palaeochannel record and its incision into F2, F1, and Neogene bedrock. (B) and (C) Views of the palaeochannel infilling and limits of the fluvial sequences. The palaeochannel does not present a straight outcrop but has been hollowed out by erosion and has a landing at the top of the sequence 1. Data source: (A), (B), and (C) pictures from D. Lefèvre, J.-F. Berger, and B. Depreux, respectively.

Myriophyllum, the presence of tall grasses (*Sparganium/Typha*) along the banks, and a riparian forest dominated by *Salix*. This environment was propitious for herds of large herbivores to come and drink. The climate then became drier, as indicated by the domination of Chenopodiaceae steppe over the *Artemisia* and Poaceae steppe that previously prevailed. The disappearance of the riparian forest is consistent with the aridification of the climate. This event is dated between 7866–7972 and 7931–8158 cal. BP. At the top of the pollen record, the climate becomes wetter, as indicated by the recovery of *Artemisia* and Poaceae steppe and a new phase of colonisation of the river banks by a riparian *Tamarix* forest. Fire signals dated to between 7835 and 7972 cal. BP could be either of natural or anthropogenic origin. The question of agricultural signals arises because pollen of cereals and nitrophilous plants and spores of coprophilous fungi have been recorded for dates between 7931–8158 and 8018–8291 cal. BP. These could be fleeting signs of human occupation and the presence of grazing animals, not necessarily domesticated; it is possible the appearance of cereals is natural and results from biotic interactions between the steppe and large wild herbivores, without human involvement being necessary, as has been shown in Turkey²⁶. Hunter-gatherer populations and herds of large mammals may have benefited from the potentially edible plants present in the vegetation (Supplementary Fig. S3-4), particularly cereals, which are rich in carbohydrates and very nutritious.

A principal component analysis (PCA) performed on the geochemical elements highlights two principal components that represent 82.15% of the total variability in the data (Supplementary Fig. S3-5). Overall, the geochemical data mainly outline grain-size and oxidation features, which are subject to the sedimentary facies and depositional conditions already documented by the sedimentology (Supplementary Fig. S3-6).

3. Discussion

3.1 The missing event: the 8.2 ka event in the Mediterranean and arid North African rivers

While drier conditions seemed to result in higher geomorphic stability in northern European rivers, what impact did the 8.2 ka RCC have on river responses in the southern Mediterranean and (semi-)arid North Africa? How do we explain the Mediterranean-scale paucity of fluvial deposits for this time?

In the upstream Moulouya basin, no deposits apart from the Cha07 palaeochannel record have been dated to this period, regardless of the sedimentary facies (channel bed, overbank, hydromorphic, or pedogenic sediments). We can therefore question why such intense fluvial activity does not leave any flood deposits preserved in the floodplains. In this study, we assume that the 8.2 ka RCC had a major hydrological impact in the southern Mediterranean, marked by increased river activity, and that taphonomic conditions are a key to understanding the sedimentary hiatus at that time. The lack of fluvial responses to this RCC common in Mediterranean syntheses and concurrent with the exceptional hydrological conditions recorded in the Charef River are not down to mere coincidence. This assessment is supported by other aforementioned detailed channel records from the northern Mediterranean^{19,20}. The Cha07 record demonstrates that the drier conditions of the 8.2 ka RCC resulted in strong hydro-sedimentary dynamics marked by severe river incisions, high-flow discharge, and coarse bedload transport and deposition.

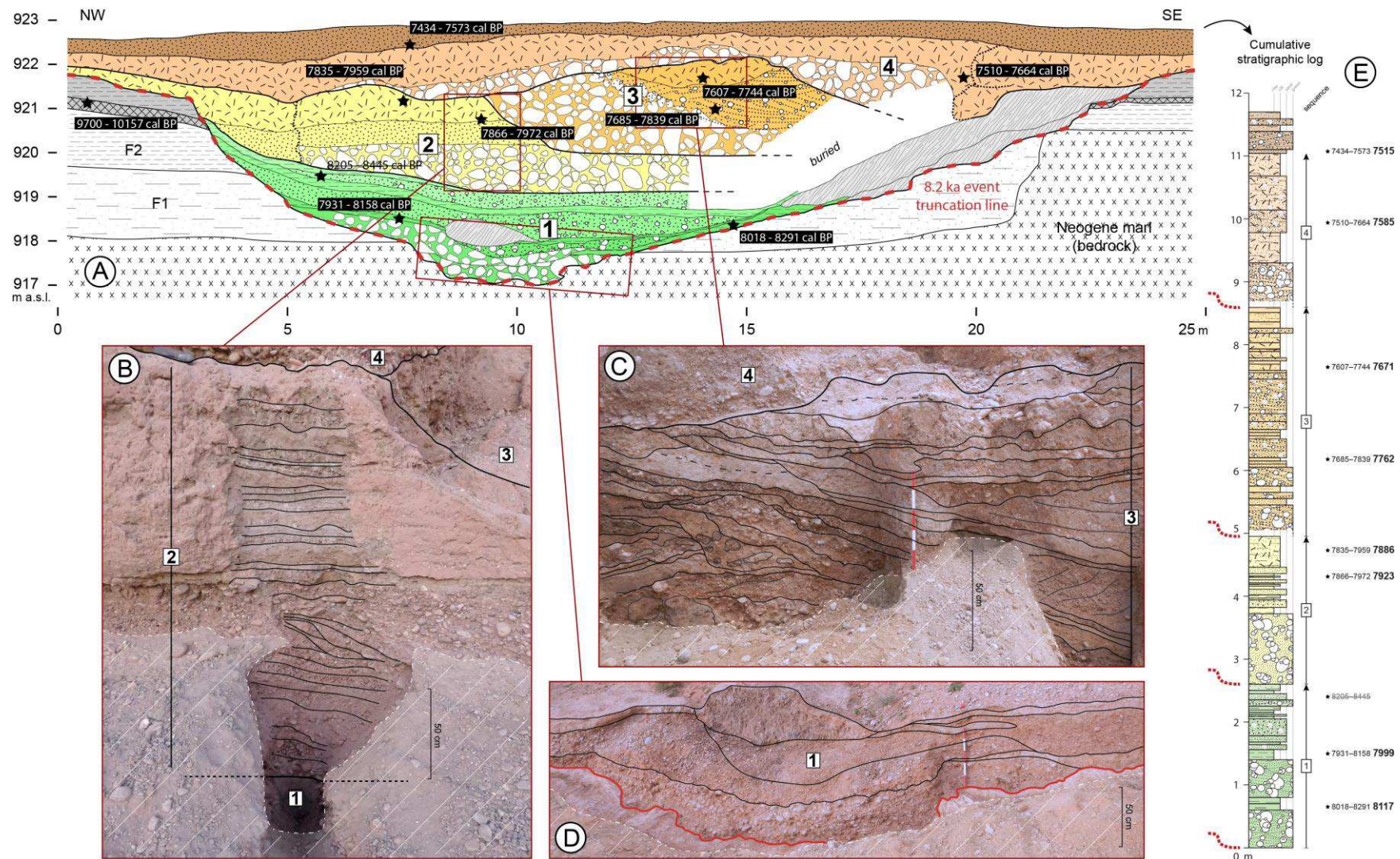


Figure 3-3. (A) Transverse section across the Cha07 palaeochannel infilling showing the main litho-stratigraphic units, positions of radiocarbon datings (2σ cal. BP), and underlying formations: Early Holocene F2, pre-Holocene F1, and Neogene bedrock. (B), (C), and (D) detailed views of parts of the palaeochannel infilling with stratigraphic units. (E) Cumulative stratigraphic log with litho-sedimentary units grouped into fluvial sequences. Data source and software: drawing by B. Depreux using Adobe Illustrator CC, and pictures from B. Depreux and J.-F. Berger.

Indeed, fluvial dynamics in (semi-)arid environments respond in a different way to precipitation fluctuations, and river incision appears to be rather related to climatic aridification. Incision accompanied by coarse fluvial deposits and flooding indicates intense fluvial dynamics and highly unstable landscape conditions reflecting drier conditions. These drier conditions would have reduced vegetation cover and the infiltration capacity of soils, leading to increased soil erosion and higher surface runoff²⁷. A Horton-type overland flow characterised by an excess amount of water that bare soil cannot absorb is common in (semi-)arid environments where precipitation patterns favour scarce but intense rainfall. Indeed, NW Africa, excluding Atlantic Morocco, is subject to spring to summer precipitations due to cyclogenesis and convective storms²⁸.

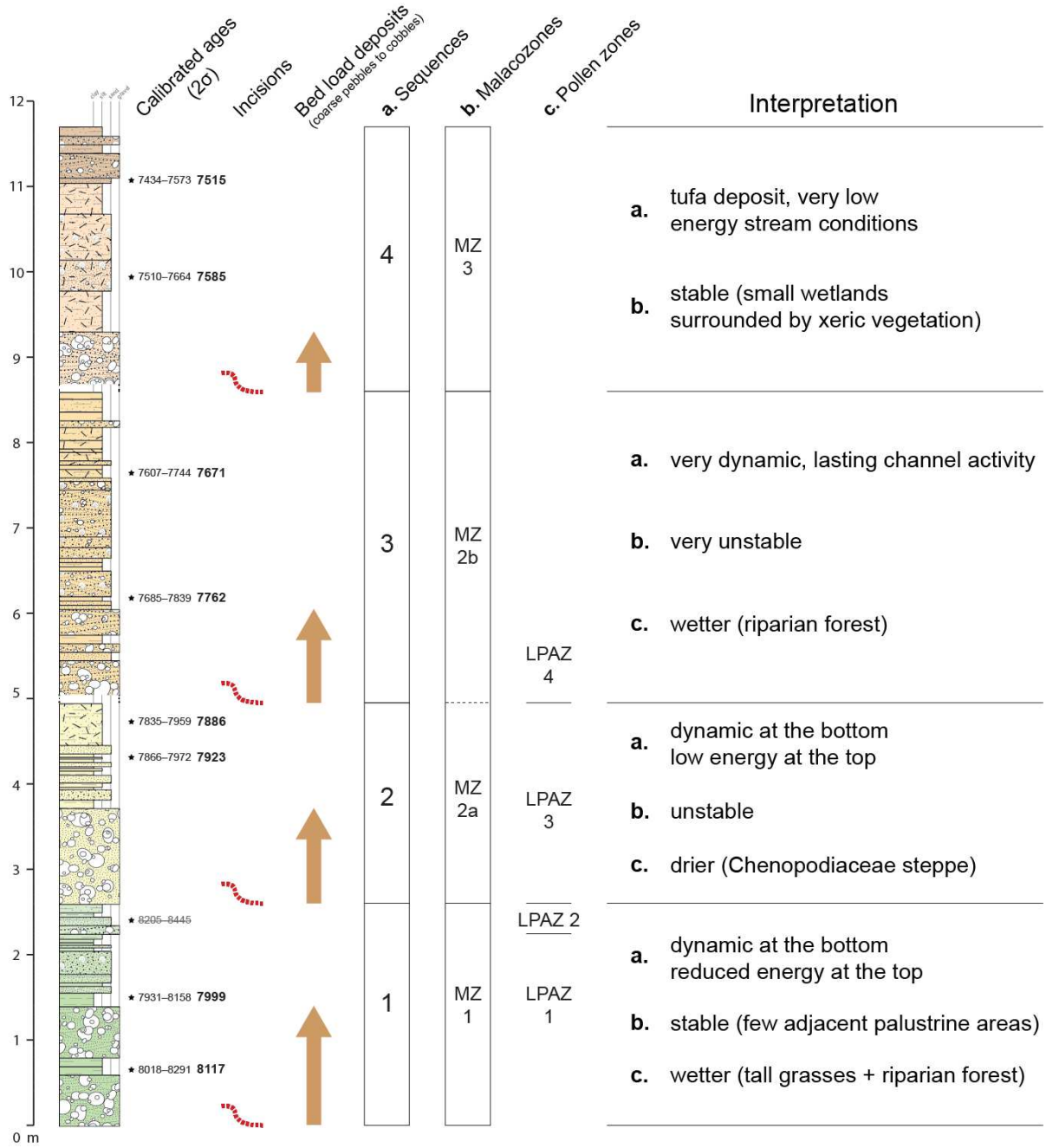


Figure 3-4. Synthetic results from the stratigraphic, sedimentological, malacological, and pollen analyses of the Cha07 palaeochannel infilling.

These strong hydrosedimentary dynamics led to the erosion and removal of previous alluvial deposits, as evidenced by the common sedimentary gap spanning from 8700 to 7300 cal. BP in the NE Moroccan fluvial records²⁵. This raises the question of whether these exceptional hydrological conditions may partly explain the underrepresentation of Early Holocene deposits in Iberia and Tunisia^{22,24}. Moreover, the first evidence of sedimentation after the last Cha07 channel (S-4) is a channel deposit of F3 dated to 4855–5231 cal. BP (Cha08 outcrop) located 200 m downstream and 12 m lower in elevation (910 m a.s.l., Supplementary Fig. S3-7). This sedimentary hiatus in the Charef River from 7500 to ca. 5000 cal. BP reveals a long-term entrenchment of the river bed, which probably contributed to post-depositional erosion of alluvial deposits related to the 8.2 or 7.6–7.3 ka events. We therefore postulate that the lack of alluvial deposits in the Mediterranean ca. 8200 cal. BP stems from strong post-depositional erosion and the predominance of coarse fluvial deposits resulting from increased channel dynamics and erosional processes in the (semi-) arid catchments. Palaeochannels, as an alluvial archive, are underrepresented in such environments, especially as they are located in the river stream and are therefore often completely removed by later erosional processes.

Besides alluvial deposits, these taphonomic conditions have impacted the preservation of archaeological remains. Recent probability distributions of ¹⁴C dates from archaeological sites, interpreted as demographic indicators, show a gap in archaeological deposits between 8600 and 7600 cal. BP. Explanations for this gap include a collapse in continental sites with a moving to coastal areas within the Eastern Rif–Lower Moulouya area²⁹, and a decrease in human population with two significant peaks at 8400 and 8100 cal. BP at a Moroccan scale³⁰. With mobility being one of the adaptive abilities of societies and being probable in such contrasting geographical settings forming a mosaic of environments, taphonomic processes should be taken into account, as floodplain open-air sites would have been eroded and removed during this period of fluvial instability³¹. We believe that interpretations of the amount of archaeological radiocarbon dates as human population decreases should be qualified by considerations of local settlement relocation and sedimentary taphonomic effects.

3.2 Hydroclimatic shifts during the 8th millennium: forcing and taphonomic effects

3.2.1 A long-term fluvial instability at the EH–MH transition

The timing and forcing factors of hydrosedimentary changes such as those at the Early–Mid-Holocene transition still need to be discussed. The first major incision (I-1) is likely to have resulted from a drop in base level due to drier conditions prevailing during the 8.2 ka RCC. Such causality was already suggested for the Sahelian belt, where a major incision of the Yamé valley with an associated sedimentary hiatus occurred between 8760–7800 cal. BP³². Then, four periods of aggradation and incision marked lasting fluvial instability up to 7500 cal. BP. This overall aggradational period ends with a second major incision (I-2), which cut into the palaeochannel infilling, and was potentially related to the 7.6–7.3 ka RCC. Indeed, this RCC, which seems to have followed a similar hydrological pattern to the 8.2 ka event at a Mediterranean scale, with drier anomalies recorded south to 40°N³³, could be linked to the last of the proglacial lake outbursts into the Atlantic and the final melting of the LIS⁵, and a grand solar minimum³⁴. Both major incisions correspond to ice-rafted debris (IRD) peaks (5a and 5b³),

mid-European high lake levels³⁵, and $\delta^{18}\text{O}$ depletion in the speleothem record from the Carburangeli cave in Sicily¹³ (Fig. 3-6).

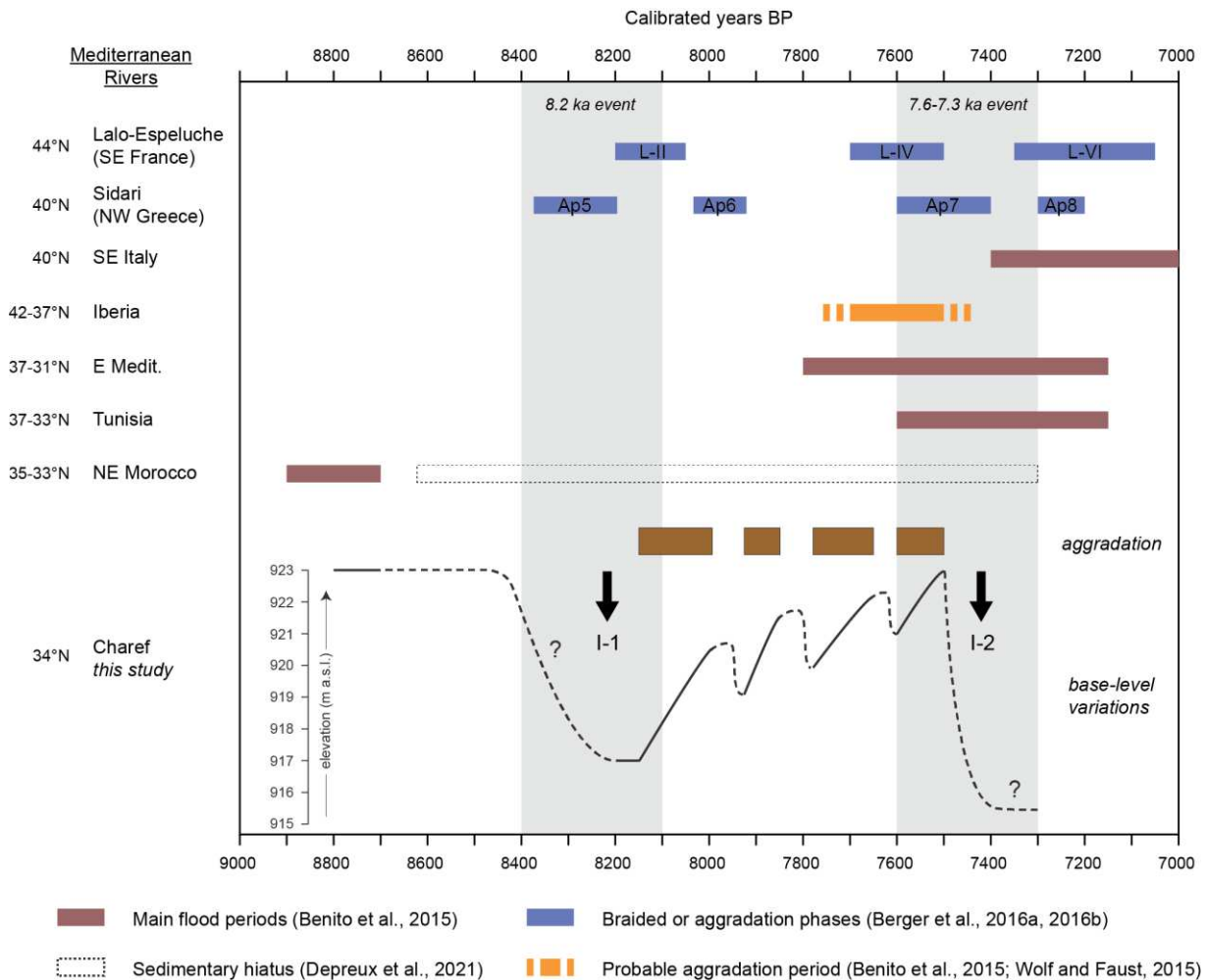


Figure 3-5. A synthesis of river activity in the Mediterranean at the Early–Mid-Holocene transition, including the main flood periods in SE Italy, Iberia, eastern Mediterranean, Tunisia, and Morocco¹⁶, the sedimentary gap in NE Moroccan rivers from 8700 to 7300 cal. BP²⁵, indices of aggradation in Iberia²², the braided phases identified at Lalo-Espeluche¹⁹, the aggradation phases identified at Sidari²⁰, and the base-level variations of the Charef River with the I-1 and I-2 incision phases and the four aggradation phases.

During this interval, palaeoecological analyses document rather stable conditions during the fluvial sequence S-1, with the presence of tall grasses and riparian forest (8150–7975 cal. BP, Fig. 3-4). Less stable and drier conditions are noted during S-2 (7925–7850 cal. BP). Lasting hydrological activity (S-3) marked by dynamic fluvial conditions and habitat instability in the malacological record is evidenced between 7800 and 7700 cal. BP (Fig. 3-4, Supplementary Fig. S3-3), while pollen data marks the return of riparian forest (Supplementary Fig. S3-4). These features may result from increased water availability and durability in the channel, which is coherent with the centennial wetter climatic conditions recorded in the Alboran Sea MD95-2043 site ca. 7900–7700 cal. BP¹¹, the southern Adriatic Sea MD90-917 site at 7800–7700 cal. BP¹⁰, the contrasting drier conditions recorded in the Alpine lake levels³⁵, and a higher fire regime in the pre-Alpine catchments at 7800–7700 cal. BP¹⁹. The development of a thick tufa deposit filling the channel ca. 7600–7500 cal. BP implies continuous but highly reduced flow

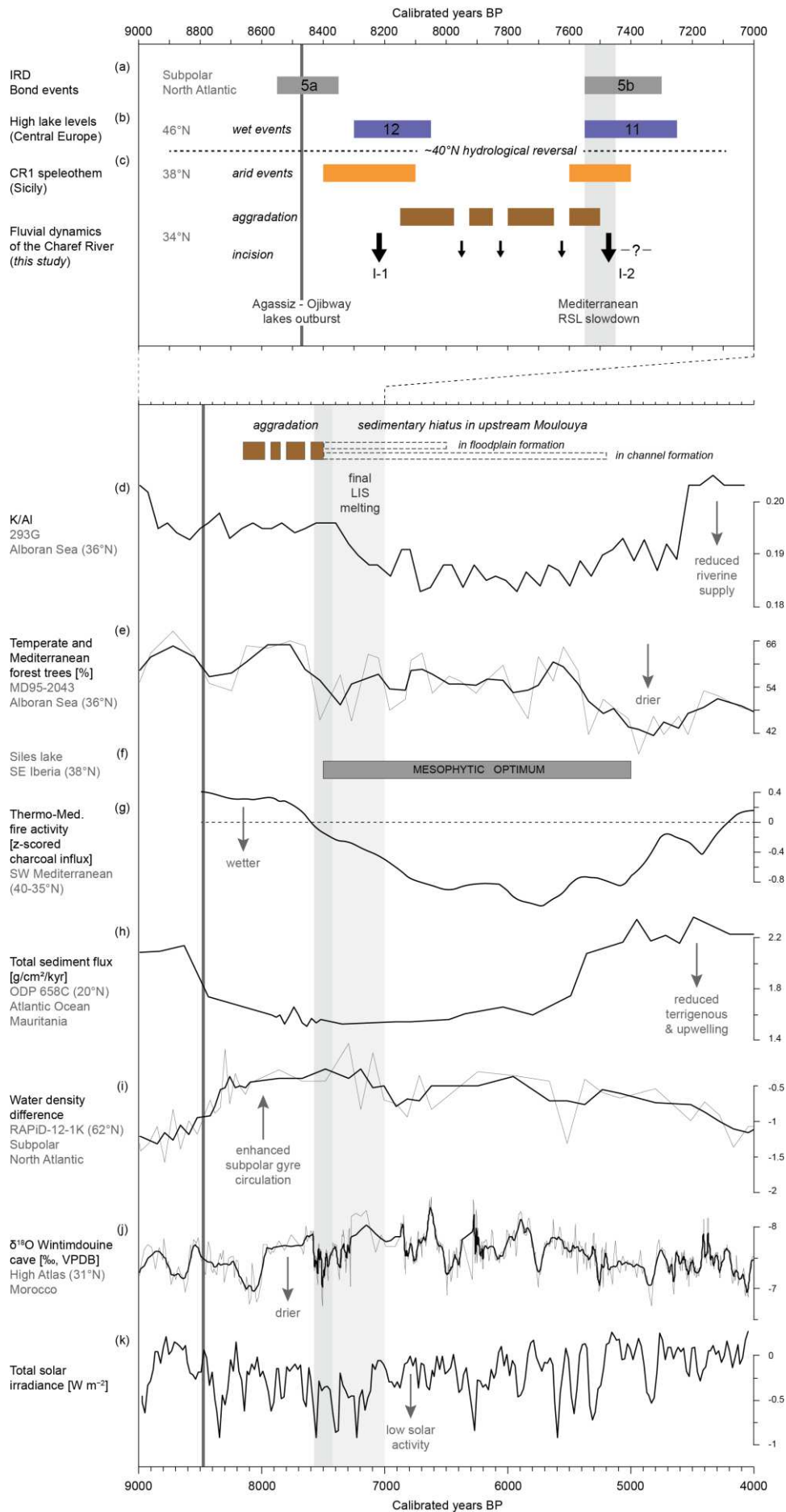


Figure 3-6. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic proxies. (a) Stacked ice-rafted debris events³, (b) mid-European high lake levels³⁵, (c) $\delta^{18}\text{O}$ depletion from the CR1 speleothem record at the Carburangeli cave in Sicily¹³, (d) K/Al ratio at the 293G site in the Alboran Sea³⁷, (e) temperate and Mediterranean forest trees at the MD95-2043 site in the Alboran Sea¹¹, (f) mesophytic optimum at the Siles lake in SE Iberia¹², (g) thermo-Mediterranean fire activity in SW Mediterranean³⁶, (h) total sediment flux at the ODP 658C site off Mauritania⁴³, (i) water density difference at the RAPID-12-K site in the subpolar North Atlantic⁴⁴, (j) $\delta^{18}\text{O}$ from the speleothem record at the Wintimdouine cave in Morocco¹⁴, (k) total solar insolation (TSI, W m^{-2}) derived from ^{14}C and ^{10}Be radionuclides³⁴.

energy (Fig. 3-4). Tufa precipitation is associated with the development of a persistent population of *Potomida littoralis*, which prefer calcareous waters, and whose well-preserved shells indicate low energy stream conditions (Supplementary Fig. S3-3). At the same time, the higher diversity and slight increase in xerothermic molluscs indicate sclerophyllous vegetation on adjacent river banks. This trend towards aridification is concurrent with the beginning of the 7.6–7.3 ka RCC.

Interestingly, several western Mediterranean records evidence a climatic shift ca. 7500 cal. BP, which supports a second incision of the Moulouya base level at that time. Whereas the centennial-scale 7.6–7.3 ka RCC induced drier conditions in the southern Mediterranean and Africa^{33,11,14}, at the millennial scale, a long-term climatic amelioration started at 7500 cal. BP. Indeed, wetter conditions are evidenced by thermo-Mediterranean low fire activity south of 40°N from 7500 to 5000 cal. BP³⁶ and a mesophytic optimum in SE Iberia ca. 7500–5200 cal. BP¹² (Fig. 3-6). This vegetation response is identified in the Alboran Sea MD95-2043 record, where, after a decline due to the 7.6–7.3 ka RCC, temperate and Mediterranean forest remains high up to 5400 cal. BP¹¹. The nearby 293G site records a lasting drop in riverine supply from 7400 to 4500 cal.³⁷ Similarly, several phases of floodplain stability are evidenced in Iberian rivers, with regional soil formation in the course of the 7th and 6th millennia²². These indices demonstrate clear afforestation and increasing floodplain stability associated with the return of humid conditions ca. 7500 cal. BP and their persistence until ca. 5000 cal. BP in the southern Mediterranean, processes coherent with the orbital-scale AHP conditions prevailing in the Moulouya basin²⁵. These indices also reflect the sedimentary hiatus in the floodplain deposits of the upstream Moulouya archives from 7500 to 6500 cal. BP, and from 7500 to ca. 5000 cal. BP in channels within the river bed (Fig. 3-6).

In this respect, we assume predominant effects of an insolation-driven wetter climate and subsequent vegetation response coupled with an initial incision during the drier 7.6–7.3 ka RCC. Indeed, the development of vegetation cover would have stabilised hillslopes and river banks, thereby preventing erosion and runoff. Alluviation would be reduced because of the weaker sediment yield, and possibly constrained within the stream bed because of the entrenchment of the river, before being washed out by floods. Unfortunately, palynological studies for this period are not available for the High Plateaus region. Comparisons with the Middle-Atlas records should be performed with caution, because elevation becomes the principal factor. Nevertheless, expansion of a conifer/sclerophyllous mixed forest ca. 7000 cal. BP is recorded at the Tigalmamine and Ait Ichou lakes (~1620 and 1560 m a.s.l.), whereas it appears later at ca. 6300 cal. BP at the Sidi Ali lake (~2080 m a.s.l.)^{38,39}.

Moreover, it has been noted that particularly strong incision occurred during the transition from dry periods to more humid ones because of a weakening of landscape stability followed by increasing precipitation³². This pattern might be particularly relevant in the Moulouya basin, where a stronger incision during the 7.6–7.3 ka RCC may have occurred under centennial drier conditions followed by a return to wet AHP conditions. This view is supported by the identification of a flooding deposit ca. 7400–7300 cal. BP at the bottom of the Djamila outcrop in Lower Moulouya⁴⁰, which is followed by soil

formation. These particular conditions could also explain the widespread flooding period ca. 7500–7100 cal. BP across the Mediterranean¹⁶.

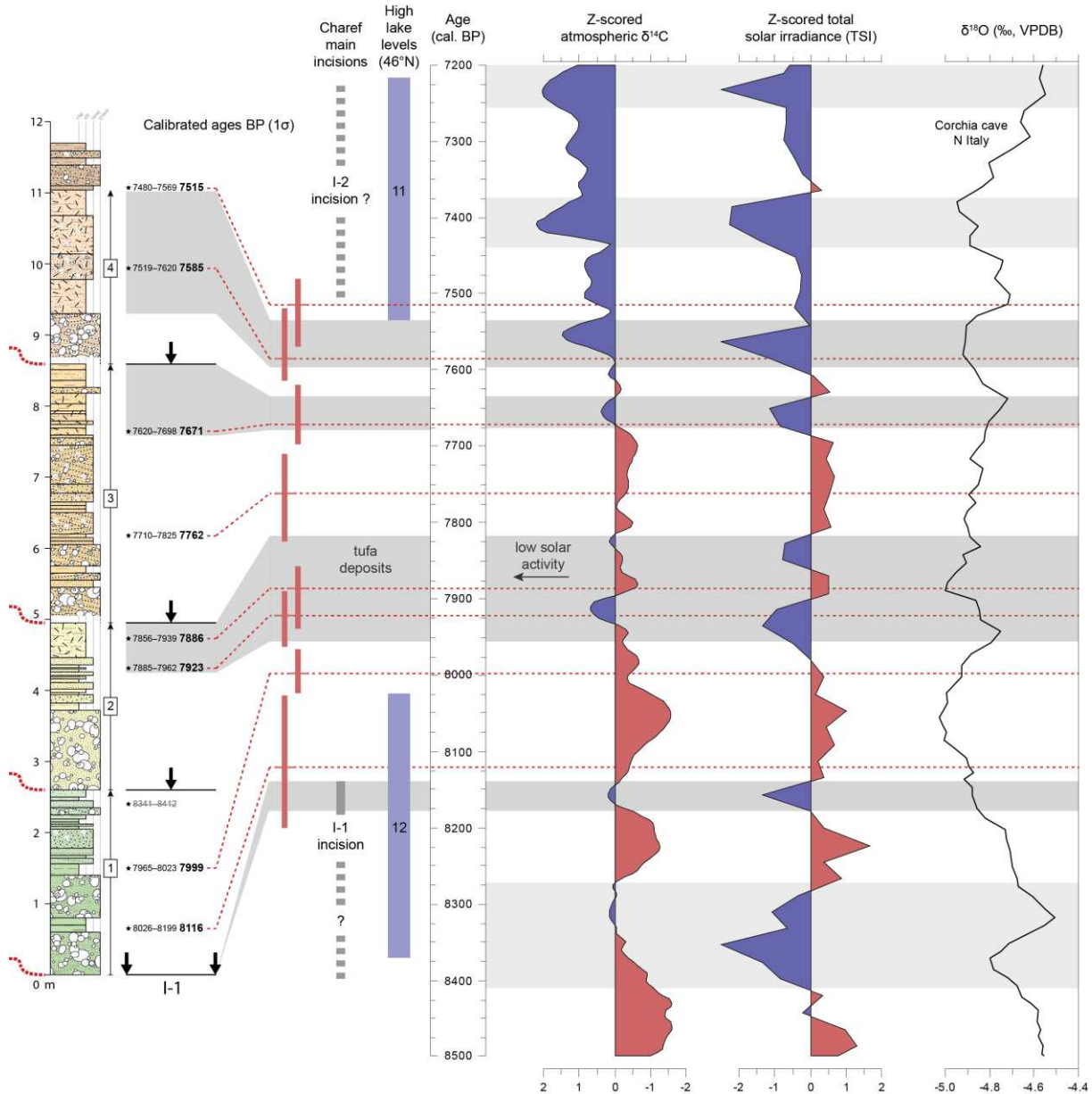


Figure 3-7. Comparison of the Charef record, mid-European high lake levels³⁵, and the speleothem record from the Corchia cave in northern Italy²¹ with the main solar proxies: $\delta^{14}\text{C}$ ⁴⁹ and total solar insolation (TSI, W m^{-2}) derived from ^{14}C and ^{10}Be radionuclides³⁴.

3.2.2 Holocene deglaciation, insolation, and solar forcing

We see that this prolonged fluvial instability at the Early–Mid Holocene transition mirrors a complex major hydrological change in the northern hemisphere at ca. 8000–7000 cal. BP⁶. Three main forcing mechanisms have been suggested: orbital-driven insolation, end of deglaciation, and solar activity. The final LIS disappearance was marked by the last proglacial lake outbursts into the North Atlantic during this interval, and the subsequent rise of the RSL at 7600 cal. BP⁵, probably inducing the Mediterranean RSL slowdown from 7500 cal. BP onwards⁴¹. Thus, the melting of the LIS altered the AMOC and NAO-

type atmospheric circulation, favouring a reorganisation of the Icelandic Low and Azores high pressure cells, which led to a northward movement of westerlies during the Early–Mid Holocene transition⁷. This shift is supported by the northward migration of the Azores front⁴², reduced coastal upwelling off western Africa⁴³, and intensification of the subpolar gyre circulation⁴⁴ that started ca. 8500–8000 cal. BP (Fig. 3-6). The Charef fluvial instability and major hydrological change also coincide with a lasting decrease in solar activity, called the grand solar minimum, which is indicated by ¹⁴C and ¹⁰Be radionuclides from tree-ring and ice-core records³⁴.

Throughout the Holocene, the effect of solar forcing on climate variability is evident. Clear correlations between solar activity, monsoon strength, North Atlantic IRD events, and the El Niño–Southern Oscillation^{3,45} have been identified for the Early Holocene. Studies in north-central Europe indicate a major solar impact on continental hydroclimatic conditions during deglaciation, with concurrent reduced solar activity and meltwater pulses⁴⁶. In this manner, during the 8.2 and 7.6–7.3 ka RCCs, the last outbursts and simultaneous decreases in solar activity were concurrent with wetter conditions to the north and drier conditions to the south of the western and central Mediterranean due to the enhanced strength of the Atlantic westerlies^{6,8}. With the end of deglaciation, climate variability appears more complex after 7000 cal. BP, because of regulation by oceanic and atmospheric circulation patterns¹¹. During the Mid and Late-Holocene, solar forcing and NAO-like atmospheric variability could be the prominent factors driving centennial-scale climatic events in the Mediterranean area⁶. Indeed, wetter conditions evidenced by enhanced flooding and lake-level highstands at mid-latitudes, and associated with IRD events and low solar activity, are in accord with NAO-type contrasting hydrological patterns^{3,8}. This assumption is supported by high-resolution records that demonstrate direct solar forcing on hydrological conditions in central Europe, i.e., a southward shift of the North Atlantic storm tracks that resulted in increased rainfall during the Homeric solar minimum (ca. 2700 cal. BP)⁴⁷. This solar-atmosphere linkage is thought to be induced by the so-called ‘top-down’ feedback mechanism proposed by modelling studies⁴⁸, which suggest that important changes in UV radiation disturbed the stratospheric polar vortex and tropospheric jet streams, which finally affected the Hadley Cell circulation and strength and location of North Atlantic storm tracks.

The high-resolution Cha07 record provides detailed information on hydrological responses of a river catchment to climatic variations between the 8.2 and 7.6–7.3 ka RCCs. In addition to solar forcing on both these RCCs, our fluvial record suggests a probable forcing of short-term solar variability on the Moulouya river activity during this interval. Indeed, the main fluvial sequences coincide with centennial to multi-decadal solar minima evidenced by ¹⁴C and ¹⁰Be radionuclides^{34,49} (Fig. 3-7). These variations follow the De Vries-Suess (~210 yr) and Gleissberg (~90 yr) cycles, which are both tied to solar variability⁴⁸, and are recognised as modulators of flood frequency in central Europe^{50,51}. These findings are corroborated by the high-resolution Corchia $\delta^{18}\text{O}$ speleothem record from north-central Italy, which seems to be influenced by solar fluctuations during an overall humid period between 8400 and 7200 cal. BP, and show coinciding lowest $\delta^{18}\text{O}$ values and lowest solar activity (Fig. 3-7). In Morocco, high-resolution records from the Middle Atlas also suggest solar forcing of hydrological changes through the identification of the De Vries-Suess cycle⁵². We hypothesise that at the Early–Mid Holocene transition, increased river activity phases of the Charef River, reflecting periods of particular landscape instability, were paced by solar variability through a top-down mechanism. The short-term shrinking of the Hadley Cell and southward location of the North Atlantic storm tracks could have also favoured cyclogenesis over NW Africa, leading to more-intense convective storms on the High Atlas and the subsequent rapid hydrogeomorphologic changes recorded in the Charef River. This view could

be related to the Mar Menor record in SE Iberia, which demonstrates Mid–Late Holocene storm events coincident with cold periods, and suggests that cyclogenesis variability was related to both AMOC and solar forcing⁵³.

Ultimately, our record supports the end of deglaciation coupled with orbital-driven decreases in summer insolation and solar activity variations as the main forcings to explain the millennial hydrological instability in the western Mediterranean. Such relationships raise questions about the role of grand solar minima on the hydroclimatic variability since the Early–Mid Holocene transition. Moreover, we point out the necessity of investigating river catchments at different spatial and temporal scales, even at very high temporal resolution, to perceive millennial to multi-decadal hydrological changes.

4. Conclusion

After multi-millennial stability during the Early Holocene, the Cha07 palaeochannel record demonstrates rapid geomorphological evolution of the Charef floodplain ca. 8200–7500 cal. BP, marked by high channel activity and major river incisions. This long-term fluvial instability sheds light on the concurrent sedimentary hiatus in NE Moroccan alluvial deposits and the lack of preserved records in the Mediterranean, addressing these long-unresolved issues. The roles of two Rapid Climatic Changes (RCCs), i.e., the 8.2 ka and 7.6–7.3 ka events, are highlighted. We confirm that RCC-induced drier climatic conditions led to enhanced fluvial activity in the Moulouya basin, and probably also in other arid environments in North Africa.

Furthermore, we document that the global-scale 8.2 ka event, which was surprisingly missing from southern Mediterranean fluvial records, had a prominent impact on the Moulouya river system. We suppose that the absence of river responses to this RCC in other fluvial syntheses stems from the major disruption of the 8.2 ka event on Mediterranean river systems. The widespread flooding period ca. 7500–7100 cal. BP across the Mediterranean is evident through a second major incision in the Moulouya basin, and the subsequent sedimentary hiatus at a regional scale may reflect the return to a Mid-Holocene hydrological optimum, thus emphasising the importance of taphonomic consequences of RCCs in fluvial contexts and associated archaeological archives.

The end of deglaciation marked by proglacial lake outbursts, and concurrent decreases in summer insolation and solar activity, appear as the main drivers of these hydroclimatic changes. Indeed, the final Laurentide ice sheet melting in the course of the 8th millennium led to a reorganisation of oceanic and atmospheric circulation patterns, affecting western Mediterranean hydrology during the Early–Mid Holocene transition.

Moreover, the geomorphic activity of the Charef River between 8200 and 7500 cal. BP seems to have been particularly sensitive to centennial variability of solar activity (Suess-deVries and Gleissberg cycles), and highlights the potential role of solar forcing on fluvial morphogenesis in North Africa.

5. Methods

5.1 Chronology

Nine AMS radiocarbon datings were performed on charcoal materials. All these radiocarbon-derived ages were calibrated using IntCal20⁴⁹. The Cha07-log3b-45-1 date (8205–8445 cal. BP) from the top of S-1, which was older than all other dates (Supplementary Table S1), was excluded because the charcoal was located in a coarse sandy unit and could correspond to older charcoal carried by a flood. An age model was performed using Oxcal v.4.4⁵⁴.

5.2 ED-XRF geochemistry and statistical treatment

The chemical compositions of 117 samples were analysed using energy-dispersive X-ray fluorescence (ED-XRF) spectrometry with a Delta InnovX portable spectrometer. XRF analyses were performed on dried and powdered homogenised samples to minimize perturbation effects from factors such as grain size, porosity, and water content⁵⁵. Elements were measured using a two-beam mining analytical mode (Si, K, Ca, Fe) and a three-beam soil analytical mode (Ti, Mn, Co, Zn, Rb, Sr, Zr, Ba). The parameters of the analytical modes included: 10 kV, 0.03 mA, and 5 s (counting time) for the first beam of the mining mode; 40 kV, 0.01 mA, and 10 s for the second beam of the mining mode; 40 kV, 0.07 mA, and 30 s for the first beam of the soil mode; 40 kV, 0.04 mA, and 30 s for the second beam of the soil mode; and 10 kV, 0.045 mA, and 45 s for the third beam of the soil mode. Instrument errors were lower than $\pm 2\%$ for Ca, Mn, Sr, and Zr, lower than $\pm 5\%$ for Si, K, Ti, Fe, and Rb, and ranged from ± 5 to $\pm 10\%$ for Co, Zn, and Ba. Elements lighter than Si were not measured given the counting times.

Multivariate statistical analyses were conducted to help interpretation of element contents. As compositional data⁵⁶, all the geochemical data were first centred log-ratio (CLR) transformed using CoDaPack software⁵⁷, then a PCA based on the covariance matrix was conducted on the dataset.

5.3 Loss-on-ignition

The loss-on-ignition (LOI) method was used to determine the organic matter content (OM, % of the bulk mass) of 117 samples. Samples were dried for 12–24 hours at 106°C. The OM content was combusted at 550°C over 5 hours⁵⁸.

5.4 Malacology

A total of 53 malacological samples with a constant volume of 4 litres were acquired by adapting the sampling interval to the lithostratigraphy (Supplementary Fig. S3-1). Coarse and gravelly levels were not sampled for mollusc analysis. Each volume of sediment was wet sieved with a 500- μm mesh. The residues were sorted microscopically to extract and identify shells. Complete shells and identifiable fragments were counted to reach a minimum number of individuals for each sample. Recent literature and targeted papers on the Moroccan fauna were consulted to identify the most common Mediterranean land and freshwater Mollusca, as well as local species^{59,60,61}. Because of the very high abundance of shells, only odd-numbered samples were analysed in this study. The mollusc assemblage

ecological analysis was based on an adaptation of the Puisségur⁶² classification and habitat descriptions available in the literature.

5.5 Palynology

The sediment of 47 samples was sieved using a 400- μm sieve to remove the coarsest fraction. A chemical treatment (HCl acid, 10% NaOH, and acetolysis) was used to extract the spore-pollinic material, followed by flotation in heavy liquid ($d = 2$) and 160 + 10- μm sievings. A Leitz Biomed photonic microscope (500 \times magnification) was used to identify pollen, spores, and non-pollen palynomorphs (NPP). Identifications relied on the pollen reference collection of IMBE (CNRS, Aix-en-Provence, France), pollen photographic atlases⁶³, and articles on NPP⁶⁴. The pollen percentages were calculated on a pollen sum (PS) including all plants except Cryptogams and NPP. The PS varied from 179 to 388. Of the 47 samples analysed, only 8 were polliniferous, all of which were located in the lower part of the series. The pollen concentration (weighting method)⁶⁵ was low, and varied from 47 pollen/g (sample 565) to 9 pollen/g (sample 402).

6. References

1. Renssen, H. *et al.* The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geosci* **2**, 411–414 (2009).
2. Alley, R. *et al.* Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* **25**, 483–486 (1997).
3. Bond, G. *et al.* Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* **294**, 2130–2136 (2001).
4. Barber, D. C. *et al.* Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* **400**, 344–348 (1999).
5. Carlson, A. E. *et al.* Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. *Nature Geosci* **1**, 620–624 (2008).
6. Magny, M. *et al.* North-south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. *Clim. Past* **9**, 2043–2071 (2013).
7. Wassenburg, J. A. *et al.* Reorganization of the North Atlantic Oscillation during early Holocene deglaciation. *Nature Geoscience* **9**, 602–605 (2016).
8. Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J. & Peyron, O. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* **22**, 1589–1596 (2003).
9. Cacho, I. *et al.* Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* **16**, 40–52 (2001).
10. Combourieu-Nebout, N. *et al.* Holocene vegetation and climate changes in the central Mediterranean inferred from a high-resolution marine pollen record (Adriatic Sea). *Clim. Past* **9**, 2023–2042 (2013).
11. Fletcher, W. J., Debret, M. & Goñi, M. F. S. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene* **23**, 153–166 (2013).
12. Carrión, J. S. Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* **21**, 2047–2066 (2002).
13. Frisia, S. *et al.* Holocene Climate Variability in Sicily from a Discontinuous Stalagmite Record and the Mesolithic to Neolithic Transition. *Quat. res.* **66**, 388–400 (2006).
14. Sha, L. *et al.* How Far North Did the African Monsoon Fringe Expand During the African Humid Period? Insights From Southwest Moroccan Speleothems. *Geophys. Res. Lett.* **46**, 14093–14102 (2019).
15. Macklin, M. G. *et al.* Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *CATENA* **66**, 145–154 (2006).

16. Benito, G., Macklin, M. G., Zielhofer, C., Jones, A. F. & Machado, M. J. Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena* **130**, 13–33 (2015).
17. Macklin, M. G., Jones, A. F. & Lewin, J. River response to rapid Holocene environmental change: evidence and explanation in British catchments. *Quaternary Science Reviews* **29**, 1555–1576 (2010).
18. Hoffmann, T., Lang, A. & Dikau, R. Holocene river activity: analysing 14C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews* **27**, 2031–2040 (2008).
19. Berger, J.-F. *et al.* A fluvial record of the mid-Holocene rapid climatic changes in the middle Rhone valley (Espeluche-Lalo, France) and of their impact on Late Mesolithic and Early Neolithic societies. *Quaternary Science Reviews* **136**, 66–84 (2016).
20. Berger, J.-F. *et al.* Interactions between climate change and human activities during the early to mid-Holocene in the eastern Mediterranean basins. *Clim. Past* **12**, 1847–1877 (2016).
21. Zanchetta, G. *et al.* Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews* **26**, 279–286 (2007).
22. Wolf, D. & Faust, D. Western Mediterranean environmental changes: Evidences from fluvial archives. *Quaternary Science Reviews* **122**, 30–50 (2015).
23. Zielhofer, C., Faust, D. & Linstädter, J. Late Pleistocene and Holocene alluvial archives in the Southwestern Mediterranean: Changes in fluvial dynamics and past human response. *Quaternary International* **181**, 39–54 (2008).
24. Zielhofer, C. & Faust, D. Mid- and Late Holocene fluvial chronology of Tunisia. *Quaternary Science Reviews* **27**, 580–588 (2008).
25. Depreux, B. *et al.* Alluvial records of the African Humid Period from the NW African highlands (Moulouya basin, NE Morocco). *Quaternary Science Reviews* **255**, 106807 (2021).
26. Andrieu-Ponel, V. *et al.* Continuous presence of proto-cereals in Anatolia since 2.3 Ma, and their possible co-evolution with large herbivores and hominins. *Sci Rep* **11**, 8914 (2021).
27. Tooth, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth-Science Reviews* **51**, 67–107 (2000).
28. Knippertz, P., Christoph, M. & Speth, P. Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics* **83**, 67–88 (2003).
29. Linstädter, J., Broich, M. & Weninger, B. Defining the Early Neolithic of the Eastern Rif, Morocco – Spatial distribution, chronological framework and impact of environmental changes. *Quaternary International* **472**, 272–282 (2018).
30. Cheddadi, R. *et al.* Human demography changes in Morocco and environmental imprint during the Holocene. *The Holocene* **29**, 816–829 (2019).
31. Berger, J.-F. & Guilaine, J. The 8200calBP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International* **200**, 31–49 (2009).
32. Lespez, L. *et al.* High-resolution fluvial records of Holocene environmental changes in the Sahel: the Yamé River at Ounjougou (Mali, West Africa). *Quaternary Science Reviews* **30**, 737–756 (2011).
33. Cortés Sánchez, M. *et al.* The Mesolithic–Neolithic transition in southern Iberia. *Quat. res.* **77**, 221–234 (2012).
34. Steinhilber, F. *et al.* 9,400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **109**, 5967–5971 (2012).
35. Magny, M. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* **113**, 65–79 (2004).
36. Vannièrè, B. *et al.* Circum-Mediterranean fire activity and climate changes during the mid-Holocene environmental transition (8500–2500 cal. BP). *The Holocene* **21**, 53–73 (2011).
37. Martínez-Ruiz, F. *et al.* Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies. *Quaternary Science Reviews* **107**, 25–46 (2015).
38. Tabel, J. *et al.* Environmental changes over the past 25 000 years in the southern Middle Atlas, Morocco: PAST ENVIRONMENTAL CHANGES IN MOROCCO. *Journal of Quaternary Science* **31**, 93–102 (2016).
39. Campbell, J. F. E. *et al.* Environmental Drivers of Holocene Forest Development in the Middle Atlas, Morocco. *Front. Ecol. Evol.* **5**, 113 (2017).
40. Zielhofer, C., Bussmann, J., Ibouhouten, H. & Fenech, K. Flood frequencies reveal Holocene rapid climate changes (Lower Moulouya River, northeastern Morocco). *Journal of Quaternary Science* **25**, 700–714 (2010).
41. Vacchi, M. *et al.* Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth-Science Reviews* **155**, 172–197 (2016).

42. Repschläger, J., Garbe-Schönberg, D., Weinelt, M. & Schneider, R. Holocene evolution of the North Atlantic subsurface transport. *Clim. Past* **13**, 333–344 (2017).
43. Adkins, J., Demenocal, P. & Eshel, G. The “African humid period” and the record of marine upwelling from excess ²³⁰Th in Ocean Drilling Program Hole 658C: Th NORMALIZED FLUXES OFF NORTH AFRICA. *Paleoceanography* **21**, (2006).
44. Thornalley, D. J. R., Elderfield, H. & McCave, I. N. Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature* **457**, 711–714 (2009).
45. Marchitto, T. M., Muscheler, R., Ortiz, J. D., Carriquiry, J. D. & van Geen, A. Dynamical Response of the Tropical Pacific Ocean to Solar Forcing During the Early Holocene. *Science* **330**, 1378–1381 (2010).
46. Magny, M. & Bégeot, C. Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quat. res.* **61**, 181–192 (2004).
47. Martin-Puertas, C. *et al.* Regional atmospheric circulation shifts induced by a grand solar minimum. *Nature Geosci* **5**, 397–401 (2012).
48. Gray, L. J. *et al.* SOLAR INFLUENCES ON CLIMATE. *Rev. Geophys.* **48**, RG4001 (2010).
49. Reimer, P. J. *et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* **62**, 725–757 (2020).
50. Wirth, S. B., Glur, L., Gilli, A. & Anselmetti, F. S. Holocene flood frequency across the Central Alps – solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. *Quaternary Science Reviews* **80**, 112–128 (2013).
51. Czymzik, M., Muscheler, R. & Brauer, A. Solar modulation of flood frequency in central Europe during spring and summer on interannual to multi-centennial timescales. *Clim. Past* **12**, 799–805 (2016).
52. Ait Brahim, Y. *et al.* North Atlantic Ice-Rafting, Ocean and Atmospheric Circulation During the Holocene: Insights From Western Mediterranean Speleothems. *Geophysical Research Letters* **46**, 7614–7623 (2019).
53. Dezileau, L. *et al.* Extreme storms during the last 6500 years from lagoonal sedimentary archives in the Mar Menor (SE Spain). *Clim. Past* **12**, 1389–1400 (2016).
54. Bronk Ramsey, C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon* **51**, 337–360 (2009).
55. Zolitschka, B. *et al.* Pleistocene climatic and environmental variations inferred from a terrestrial sediment record – the Rodderberg Volcanic Complex near Bonn, Germany. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **165**, 407–424 (2014).
56. Aitchison, J. The Statistical Analysis of Compositional Data. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)* **44**, 139–160 (1982).
57. Comas-Cufí, M. & Thió-Henestrosa, S. CoDaPack 2.0: a stand-alone, multi-platform compositional software. in *Proceedings of the 4th International Workshop on Compositional Data Analysis* (eds. Egozcue, J. J., Tolosana-Delgado, R. & Ortego, M. I.) (2011).
58. Heiri, O., Lotter, A. F. & Lemcke, G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* **25**, 101–110 (2001).
59. Van Damme, D. *The Freshwater Mollusca of Northern Africa: Distribution, Biogeography and Palaeoecology.* (Junk Publisher, 1984).
60. Kerney, M. P., Cameron, R. A. D. & Bertrand, A. *Guide des escargots et limaces d'Europe.* (Delachaux et Nieslé, 1999).
61. Holyoak, D. T. & Holyoak, G. A. A revision of the land-snail genera *Otala* and *Eobania* (Gastropoda, Helicidae) in Morocco and Algeria. *J. Conchol.* **42**, 419–490 (2017).
62. Puisségur, J. J. *Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne.* (Mémoires géologiques de l'université, 1976).
63. Reille, M. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord.* Marseille: Laboratoire de Botanique historique et de Palynologie, 543 pp. (1992).
64. Cugny, C. *et al.* D. Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity. *Vegetation History and Archaeobotany* **19**, 391–408 (2010).
65. Moore, P.D. *et al.* Pollen analysis. Second edition. Blackwell, London, 216 pp. (1991).

Acknowledgments

This study is financially supported by the Laboratoire d'Excellence *Archimède - Programme Investir l'Avenir* ANR-11-LABX-0032-01 - within the framework of the PALEOMAR project, and by the MISTRALS-PaleoMex program, funded by CNRS-INEE (French National Centre for Scientific Research). B.D. was supported by a grant from the LabEx ARCHIMEDE. The authors would like to thank Karl Embleton for his work in proofreading, the UMR 5138 Arar and the UMS 2572 LMC14 for ¹⁴C measurements in the frame of the ARTEMIS French national service, and the Poznan Radiocarbon Laboratory.

Author contributions

B.D., J.-F.B., & D.L. designed research. B.D., J.-F.B., D.L., A.E., & L.B. conducted fieldwork and surveys. B.D., J.-F.B., & J.-P.D. were responsible for sampling and recorded field sedimentological and stratigraphic data. B.D. wrote the overall paper and J.-F.B., D.L., & J.-P.D. contributed to the writing and editing of the paper. S.V. conducted sieving and storage of the malacological samples, Q.W. conducted identification and interpretation of the malacological data, and Q.W. & N.L.-L. wrote corresponding sections of the paper. V.A.-P. analysed and interpreted pollen data, and wrote corresponding sections of the paper. S.S.-L. & K.M. were responsible for the drone imagery and the photogrammetry. All authors discussed and commented on the manuscript.

Additional Information

Supplementary information accompanies this paper.

Competing interests: The authors declare no competing interests.

Supplementary material for

First fluvial archive of the 8.2 and 7.6–7.3 ka events in North Africa (Charef River, High Plateaus, NE Morocco)

Bruno Depreux^{1,2*}, Jean-François Berger³, David Lefèvre^{1,2}, Quentin Wackenheim^{4,5}, Valérie Andrieu-Ponel⁶, Sylvia Vinai², Jean-Philippe Degeai^{1,2}, Abderrahmane El Harradji⁷, Larbi Boudad⁸, Séverine Sanz-Laliberté^{1,2}, Kristell Michel⁹, Nicole Limondin-Lozouet³

1 Univ. Paul Valéry Montpellier 3, CNRS, UMR 5140 Archéologie des sociétés méditerranéennes, Campus Saint Charles, F-34000, Montpellier, France

2 LabEx Archimède, Univ. Paul Valéry Montpellier 3, Campus Saint Charles, F-34000, Montpellier, France

3 Univ. Lyon, Université Lumière Lyon 2, CNRS, UMR 5600 Environnement Ville Société, F-69635, Lyon, France

4 Univ. Paris 1, UPEC, CNRS, UMR 8591 Laboratoire de Géographie Physique, F-92195, Meudon, France

5 Univ. Paris 1, CNRS, UMR 8215 Trajectoires, F-75004, Paris, France

6 Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Ecologie Marine et Continentale, Aix Marseille Univ., Avignon Univ., CNRS, IRD, Technopôle de l'Environnement Arbois-Méditerranée, F-13545, Aix-en-Provence, France

7 Univ. Mohamed 1^{er}, Oujda, Morocco

8 Univ. Mohammed V, Rabat, Morocco

9 Univ. Lyon, ENS de Lyon, CNRS, UMR 5600 Environnement Ville Société, F-69342, Lyon, France

The supplementary material file includes:

- Supplementary information
- Supplementary figures S1–S7
- Supplementary tables S1–S3
- Supplementary references

Supplementary information

Malacological data

Malacological data classified according to ecological groups are presented in Table S2. The following malacological succession was analysed on the basis of ecological diagrams (Fig. S3-2) and frequency histograms (Fig. S3-3).

Malacozone 1 (MZ1, samples M53 to M41)

This malacozone is marked by the consistent occurrence of aquatic taxa rich in species and individuals. Freshwater molluscs represent between 40% and 50% of the species diagram (Fig. S3-2). The succession shows a high abundance of *Melanopsis* and *Mercuria* taxa, two gastropods that tolerate a wide variety of running freshwater environments (e.g., rivers, irrigation channels, springs). Other aquatic molluscs are broad-ranging species whose habitats include both dynamic and stagnant environments. The terrestrial snails *Oxyloma elegans*, *Carychium minimum*, *Vertigo antivertigo*, and *Vallonia enniensis* are identified in Charef, and account for an average of 20% of the specific assemblage of malacozone 1 (Fig. S3-2). The first three species are common molluscs of marshy areas, whereas the occurrence of *Vallonia enniensis* implies the development of perennial fully-swampy conditions. Xerothermic, open field, and mesophilic taxa reach about 10%–15% of the species assemblage. The xerothermic and mesophilous groups are relatively diverse, whereas the open field molluscs are largely represented by *Vallonia pulchella*, which demands slightly humid conditions. Occurrences of slugs and hygrophilous taxa are occasional, and reflect relatively wet conditions and sparse vegetation. The environment deduced from Malacozone 1 is characterized by predominant aquatic habitats surrounded by a few adjacent palustrine areas and sparse xeric vegetation.

Malacozone 2 (MZ2a, samples M39 to M31 & MZ2b, samples M29 to M19)

Malacozone 2 shows a slight increase in the proportion of aquatic species, which represent more than 50% of the specific assemblage (Fig. S3-2). *Melanopsis* taxa dominate the abundant and diverse freshwater assemblage. Among the terrestrial snails, palustrine species represent a proportion of around 20%, whereas xerothermic, open field, mesophilous, and slug parts are low (5%–15%). Malacozone 2 is divided into two sub-zones (MZ2a and MZ2b) on the basis of changes that occur in the second part of the zone: i) the occasional occurrence of *Bulinus truncatus* and *Ecrobia aff ventrosa*; ii) the discontinuous presence of *C. minimum* and *V. enniensis*; iii) a slight increase in the proportion of xerothermic molluscs (Fig. S3-3). Therefore, the mollusc frequencies and composition of malacozone 2b reflect unstable environmental conditions. Malacozone 2 indicates strong fluvial dynamics affecting the sustainability of the terrestrial environments.

Malacozone 3 (MZ3, samples M17 to M1)

Freshwater molluscs still represent 50% of the species proportion and show a higher diversity (Fig. S3-2); however, the distribution of aquatic taxa differs slightly from the previous zone. Malacozone 3 indicates a well-established population of the bivalve *Potomida littoralis* and the development of two gastropods, *Bulinus truncatus* and *Ecrobia aff ventrosa* (Fig. S3-3). *Potomida littoralis* is a bivalve that prefers calcareous waters; their well-preserved shells indicate low energy stream conditions. The proportion of paludal gastropods is constant, and reaches 20% of the specific assemblage. Xerothermic land snails show a slight increase to around 15%–20%. This group includes *Rumina decollata*,

Sphincterochila, *Granopupa granum*, *Helicopsis* aff. *naini* and *Cochlicella barbara*, which are xero-resistant snails that prefer exposed habitats with sparse vegetation and rocky areas. The mesophilous and open field species proportion is around 10%. *C. tridentatum* occasionally appears at the beginning of the malacozone and is the sole hygrophilous taxon (Fig. S3-3). Mollusc assemblages in Malacozone 3 reflect the predominance of aquatic environments with small wetlands and xeric vegetation developed adjacent to the riverbanks.

Palynological data

Vegetation

The Charef catchment is located in the arid High Plateaus south of the Oujda Mountains in eastern Morocco (Wengler and Vernet, 1992). The dominant vegetation is a steppe with *Alfa tenacissima* and *Artemisia herba-alba*. Towards the south, the steppe is enriched with species adapted to long-lasting drought (*Anabassis aphylla*) and then to desert conditions (*Fredolia aretioides*, *Haloxylon scoparium*). In the north, with an increase in humidity and relief, the vegetation is dominated by *Quercus ilex* forest. On the slopes and piedmont, the forest is sparse and comprises *Tetraclinis articulata*, *Olea* sp., *Pistacia lentiscus*, and relict forests of *Pinus halepensis*. Along the wadis, the vegetation includes woody plants characteristic of arid and semi-arid bioclimates such as *Salix* sp., *Tamarix articulata*, *Nerium oleander*, *Retama sphaerocarpa*, and *Populus alba*.

Description

The pollen data include eight polliniferous samples between 60 and 565 cm depth, at the bottom of the fluvial series of the Charef River. Taphonomic reasons explain the absence of pollen in the forty other samples analysed. The pollen concentration of the polliniferous samples is low (between 9 and 47 pollen/g), but as the taxonomic diversity is high (64 taxa identified in total) for samples from an arid and fluvial depositional environment, it is possible to propose hypotheses on changes in vegetation, climate, and possibly human activities.

According to the evolution of the arboreal pollen rate (AP), that of aquatic plants typical of a more humid climate, and the presence of water in the Charef river, four pollen zones were identified (Fig. S3-4). LPAZ 1 is characterised by the presence of aquatic (*Myriophyllum verticillatum*) and hygrophilous (*Sparganium/Typha* t.) taxa, cereals, and a range of nitrophilous plants (Cichorioideae, *Plantago coronopus*, and *P. major/minor* t.). The AP rate is low (<30%), with AP values being at their highest in LPAZ 2. This is related to an increase in the rate of deciduous *Quercus* and *Pinus* that could develop within the meso-Mediterranean association, in the Oujda mountains, north of the High Plateaus. The pollen of cereals including rye is noted, as well as high levels of nitrophilous grasses and spores of coprophilous fungi (*Sporormiella*, *Podospora*, Type 200), which are good indicators of the presence of large herds of herbivores. LPAZ3 is characterised by a collapse of AP percentages and a maximum of Chenopodiaceae. There is also a strong decline in *Artemisia* and Poaceae values, while the Chenopodiaceae steppe reaches an optimum in extension. The percentages of *Olea* and *Prunus* sp. are also at their maximum. In LPAZ4, Poaceae and *Artemisia* values rise again, but the most characteristic events in this zone are the new maximum of *Olea*, the extended maximum of nitrophilous herbs, and the new peak of riparian forest (*Tamarix*). High rates of charcoal are also noted.

It is interesting to mention the presence of *Lygeum spartum* (Table S3), which is a thermophilous Poaceae typical of the *Alfa tenacissima* and *Peganum harmala* steppe of North Africa. The pollen of *Picea* was also identified in the lower part of the record (Table S3). *Picea* is a medio-European tree that was present in the recent past (MIS 3 and Holocene) on the French Mediterranean coast (Andrieu, unpublished and Triat-Laval, 1978). Its presence on the southern Mediterranean shore can be envisaged, but new discoveries of this taxon would be necessary to confirm this floristic curiosity. As the pollen was extracted in a hyperbaric clean room and in a Mediterranean environment without *Picea* (Aix-en-Provence region), the hypothesis of pollution from the current pollen rain cannot be envisaged. About thirty years ago, the pollen of *Fagus* was identified in the El Khala series (E. Algeria, Benslama *et al.*, 2010), but the presence of this taxon was less singular than that of *Picea*, insofar as *Fagus* has a complex ecology that seems to accommodate a Mediterranean climate, as indicated by the high values of this taxon in the Holocene pollen assemblages of the northern Mediterranean (Triat-Laval, 1978).

Geochemical data

The first two principal components (PC) represented 82.15% of the total variability in the data (Fig. S3-5).

The first PC (57.9% of the variance) showed significant positive correlations with Si and Zr, and negative correlations with Zn and Co. Positive scores correspond to coarse-grained fractions, as the zircon mineral ($ZrSiO_4$) is highly resistant to weathering, whereas negative scores indicate finer grain sizes, because Zn and Co are associated with clay minerals (Kabata-Pendias, 2001). This interpretation is supported by the Zr/Rb ratio, which is commonly used as a grain-size proxy in fluvial environments (Jones *et al.*, 2012; Rothwell and Croudace, 2015), and most importantly, is in good agreement with the sedimentological features (Fig. S3-2).

PC2 (24.25% of the variance) showed significant positive correlations with Sr, Ca, and Mn, and negative correlations with Zn, Zr, and Ti (Fig. S3-5). This axis documents oxidisation, as Mn precipitates in soil under oxidising conditions, whereas Zn is easily solubilized and mobilized (Kabata-Pendias, 2001). This is supported by the Mn/Ti ratio, which indicates redox conditions (Rothwell and Croudace, 2015). Moreover, co-precipitation of Mn with Ca and Sr reflects carbonate saturation of waters (Kylander *et al.*, 2011) that may imply a lowering of the groundwater or bank deposits. Indeed, positive scores of PC2 particularly characterise rhythmic silty and sandy units and the last flood deposit (S-VIII) (Fig. S3-6).

Overall, the geochemical data mainly traced grain-size and oxidisation features, which are subject to sedimentary facies and depositional conditions already documented by the sedimentology. However, some details are revealed within fine fractions, such as the coarser fractions of a part of the S-VII tufa deposit, which indicate a detrital input between 7585 and 7515 cal. BP. This corroborates with a decrease in solar activity recorded in ^{14}C and ^{10}Be proxies (Fig. 3-6).

Tufa deposits also appear rather enriched in organic matter when detrital input is low, which is consistent with biogenic activity (Fig. S3-6).

The 7500–5000 cal. BP sedimentary hiatus

From the last deposits of the Cha07 channel infilling at 7.5 until ca 5 ka cal. BP, no alluvial deposit was identified in the studied section of the Charef River. The first indices of alluviation are recognised at the Cha08 outcrop, 700 m further north than the Cha07 palaeochannel, with channel deposits dated to 5 ka cal. BP (Fig. S3-7). These deposits are characterised by sandy layers and gravel layers mixed with rounded clay aggregates. They aggraded after an incision below the current base level into the Neogene bedrock, and marked the start of a new alluvial formation (F3). This long-term sedimentary hiatus from 7.5 to 5 ka cal. BP mirrors the wetter conditions identified at a regional scale and the possible forcing of afforestation on sediment yield and floodplain stability.

Supplementary figures

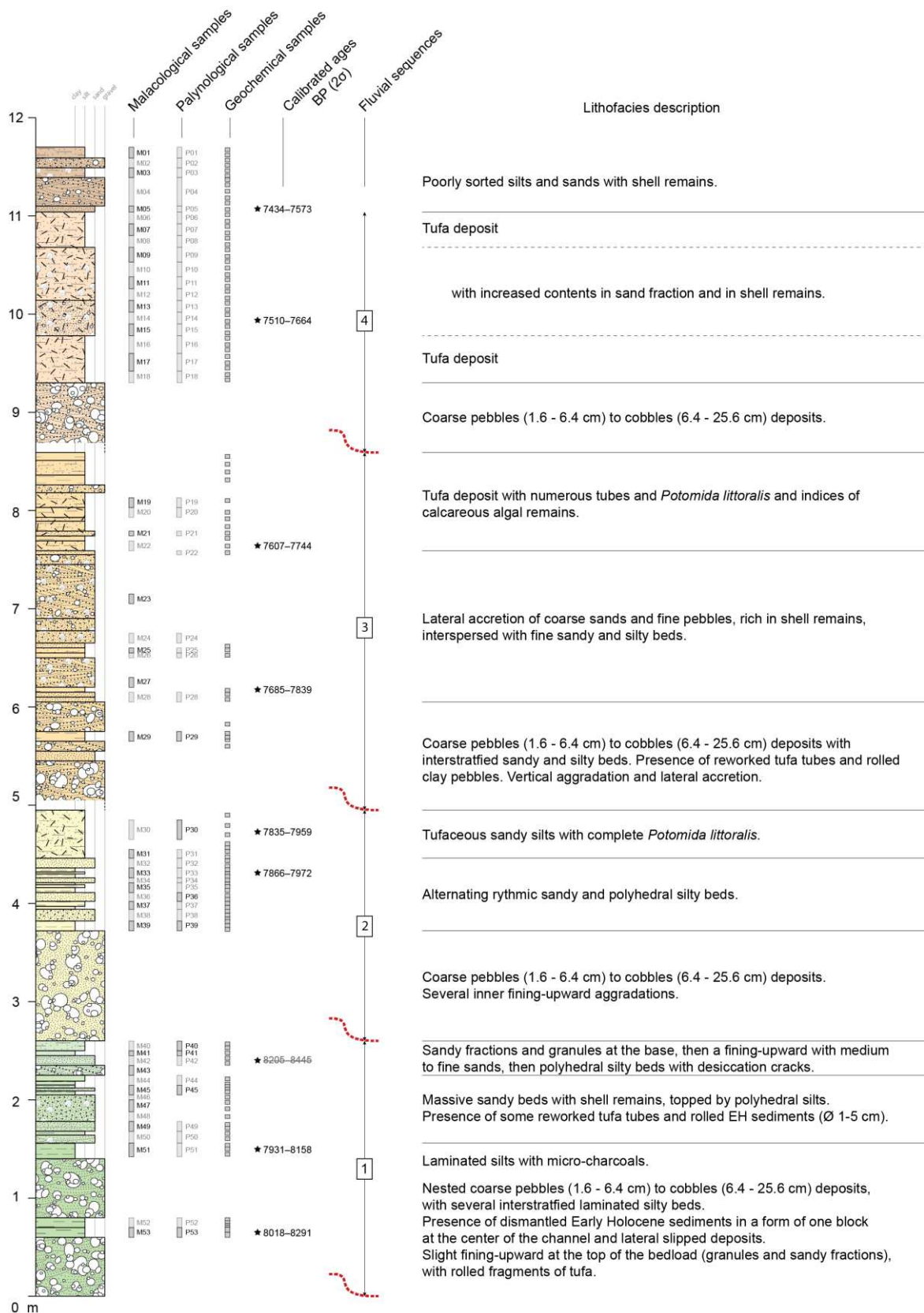
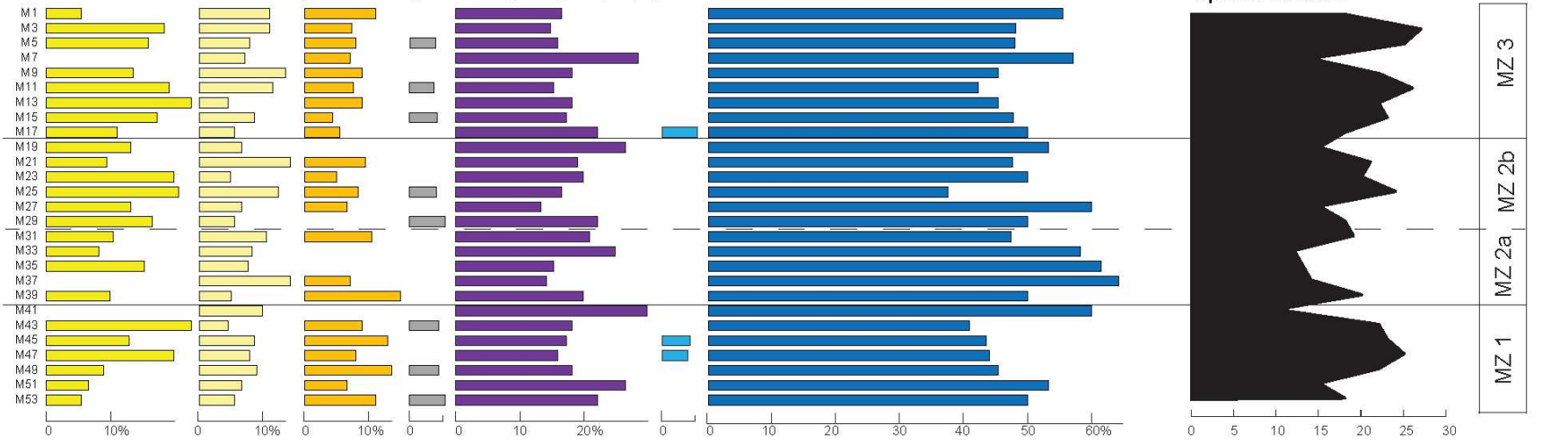


Figure S3-1. Cumulative stratigraphic log with positions of the malacological, palynological, and geochemical samples (those analysed are in dark grey), and descriptions of the associated lithofacies.

Species distribution assemblage according to ecological groups (%)



Individuals distribution in ecological groups (%)

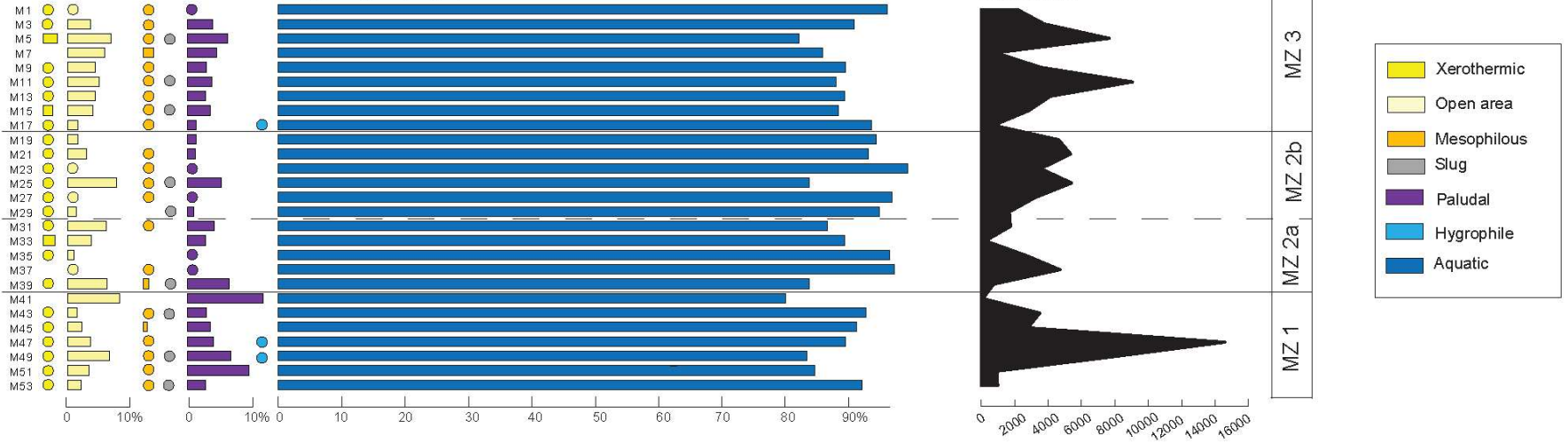


Figure S3-2. Malacological ecological diagrams of the Cha07 outcrop by species and by individuals.

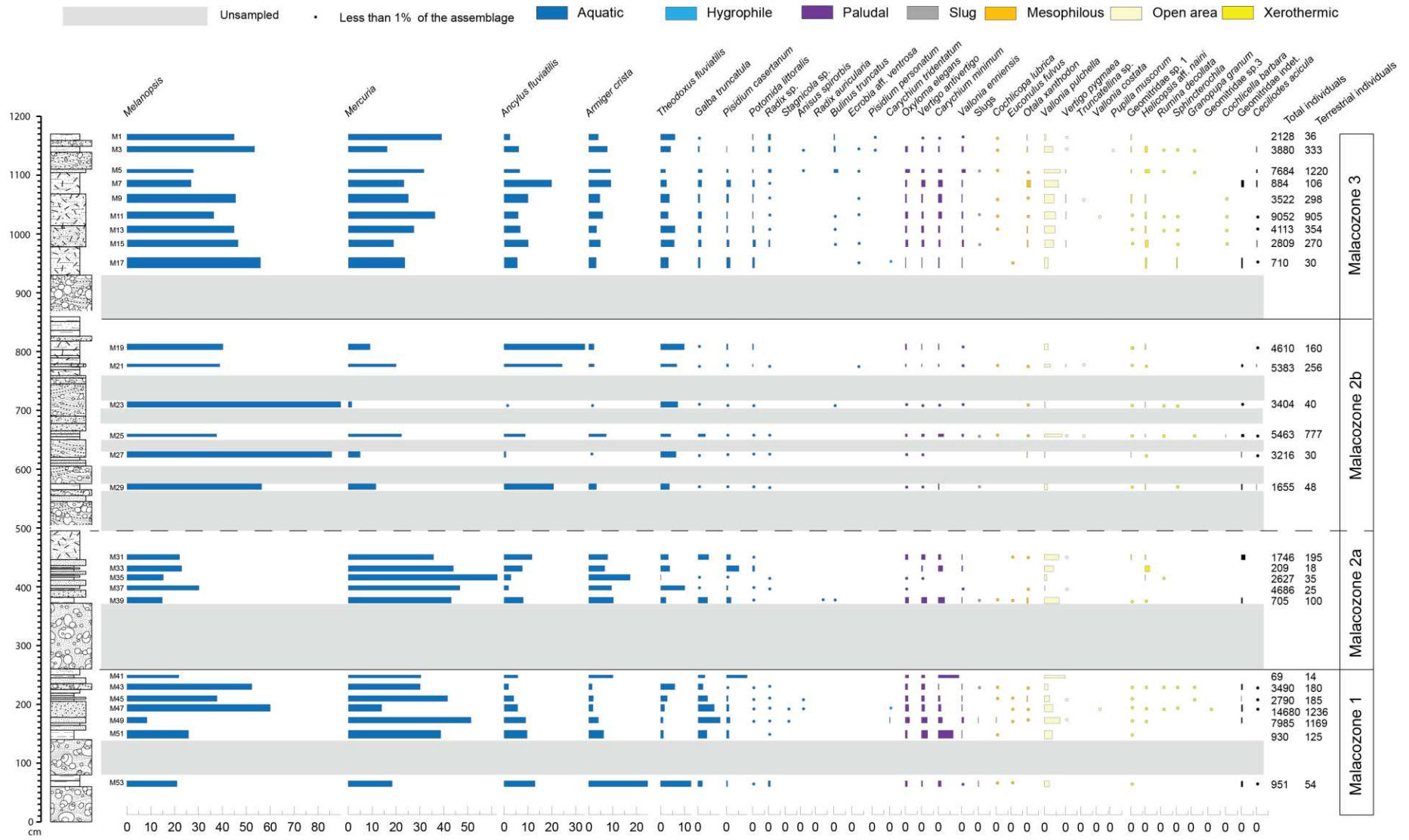


Figure S3-3. Percentage frequency histogram of the Cha07 outcrop.

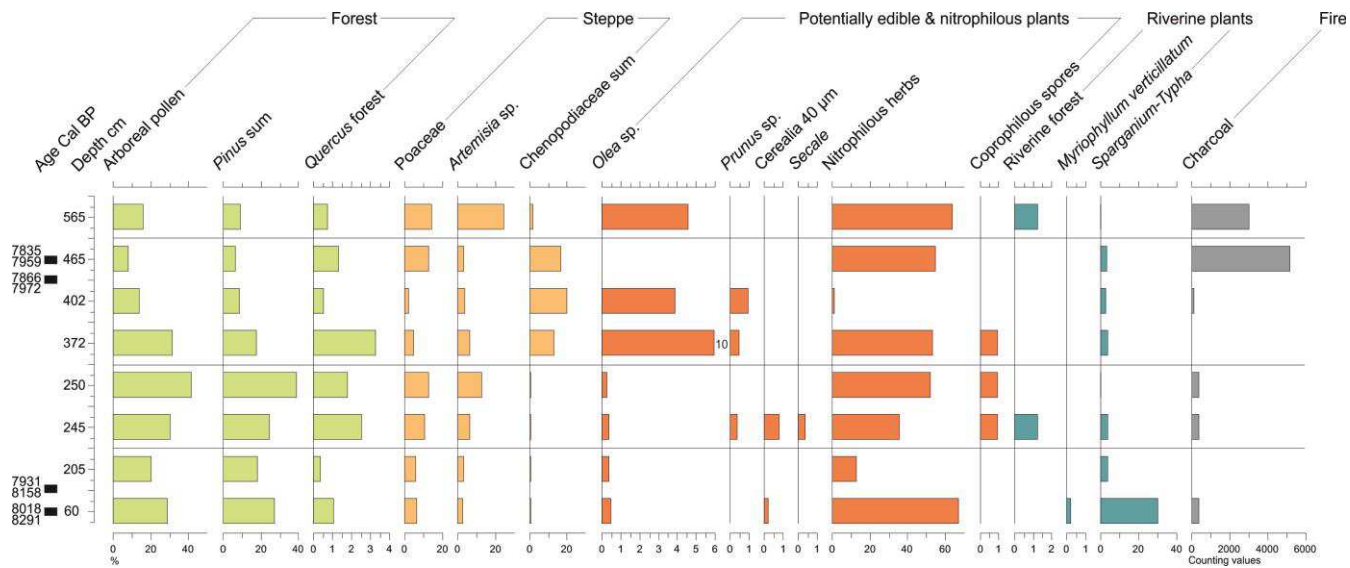


Figure S3-4. Simplified pollen and NPP diagram of the Cha07 outcrop (equidistant scale).

	PC1	PC2
Variance (%)	57,90	24,25
Cumulative Variance (%)	57,90	82,15
Si	0,522	-0,125
Zr	0,521	-0,248
Ti	0,06	-0,246
Zn	-0,398	-0,27
Co	-0,386	-0,171
Fe	-0,221	-0,049
Rb	-0,182	-0,115
Mn	-0,164	0,379
Ca	0,184	0,407
Sr	-0,004	0,644
K	0,034	-0,111
Ba	0,031	-0,095

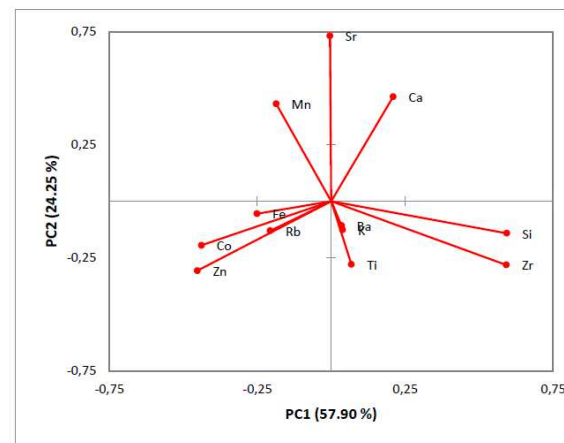


Figure S3-5. PCA biplot of the geochemical elements and associated values of variance and eigenvectors.

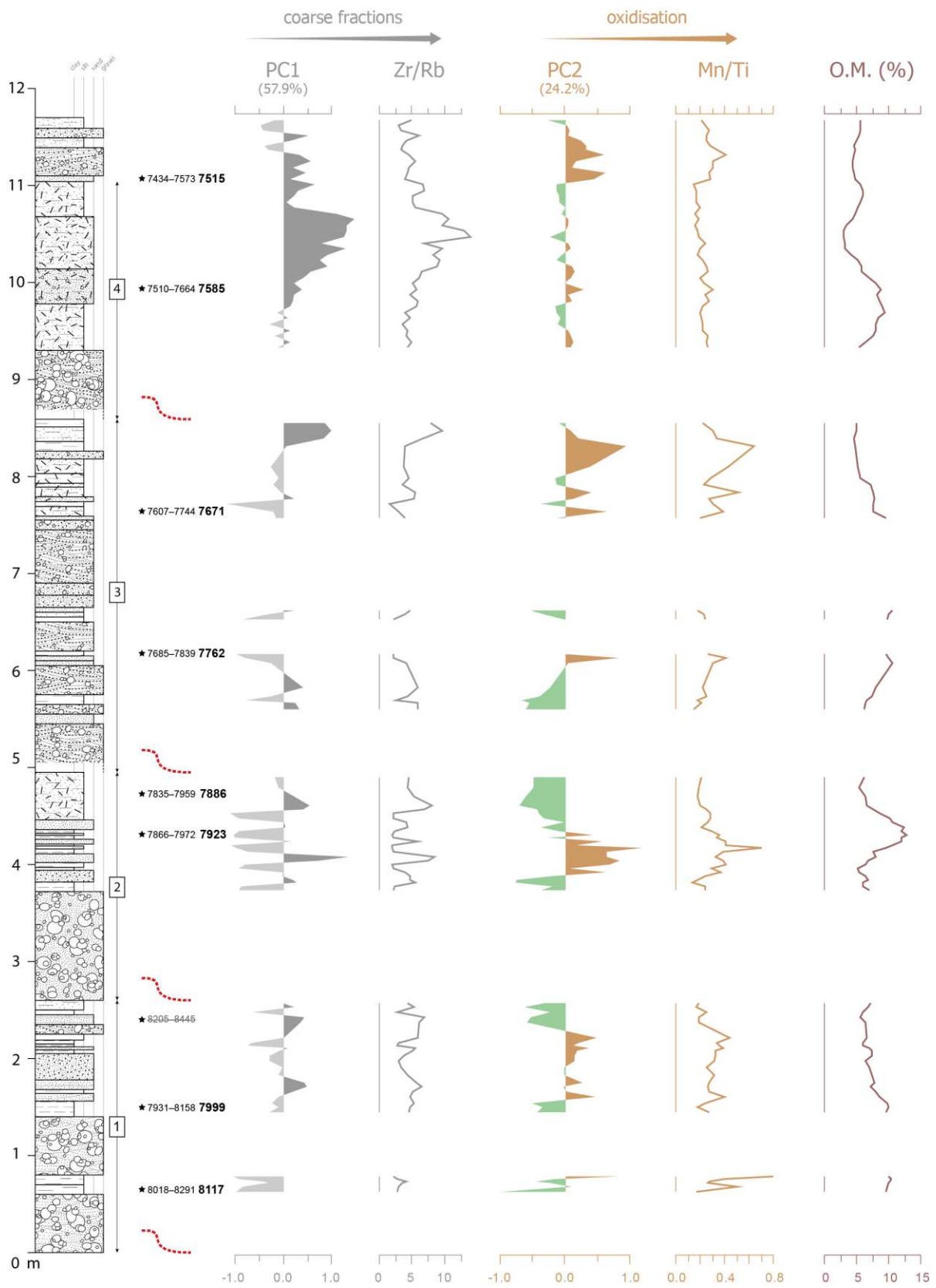


Figure S3-6. Cumulative stratigraphic log with principal components and ratios of geochemical elements and organic matter contents.

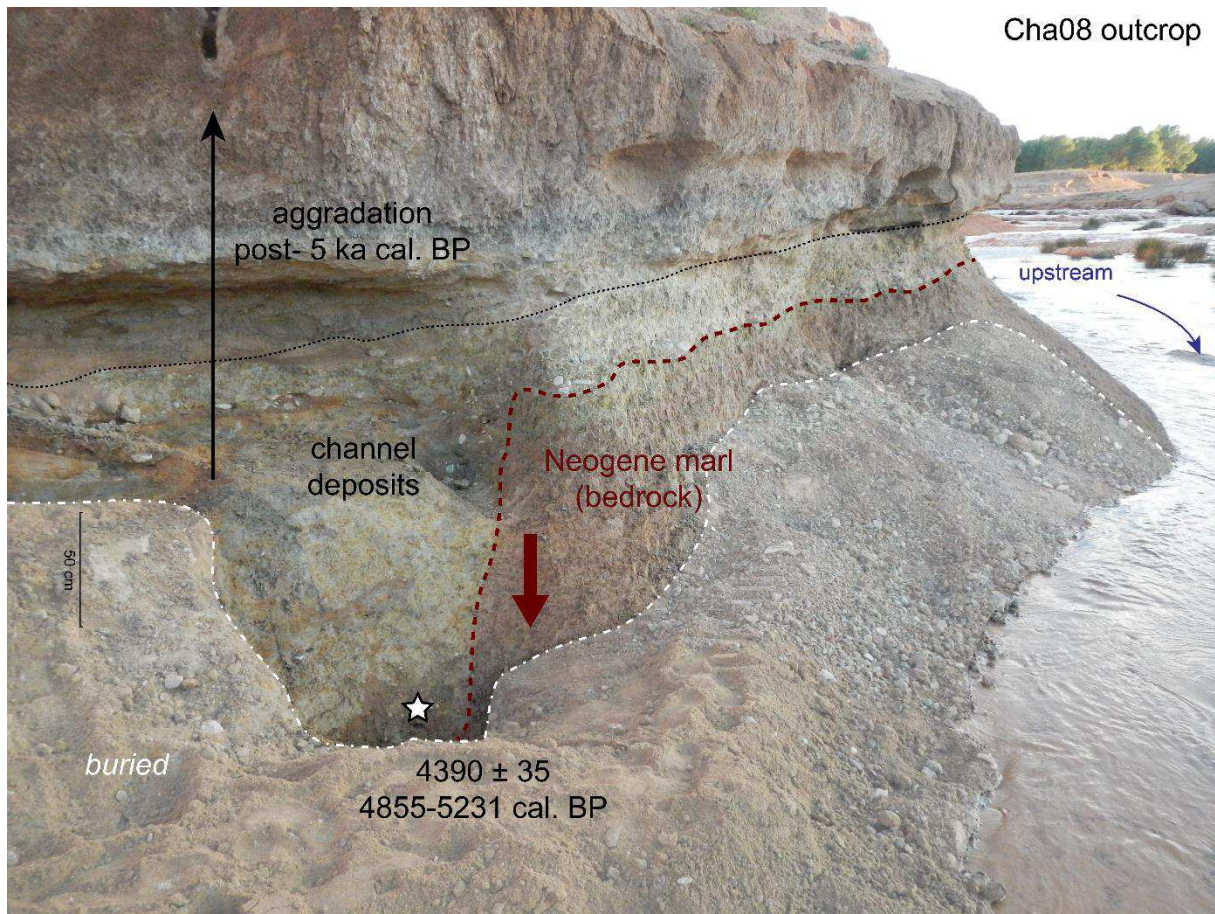


Figure S3-7. View of the Cha08 outcrop. Data source: picture from B. Depreux.

Supplementary tables

Outcrop	ID code	Lab no.	Depth (cm)	Material	Age 14C BP	Age cal. BP (2 σ)	Modelled age cal. BP (2 σ)	Modelled age cal. BP (1 σ)	Modelled age cal. BP (median)
Cha07	CHA07 log7 182	Poz-110512	1107	charcoal	6610 \pm 40	7429–7569	7434–7573	7480–7569	7515
Cha07	CHA07 log6 164	Poz-110514	994	charcoal	6710 \pm 50	7485–7668	7510–7664	7519–7620	7585
Cha07	CHA07 129	Lyon-15176	764	charcoal	6845 \pm 35	7590–7776	7607–7744	7620–7698	7671
Cha07	CHA07 105	Lyon-15175	618	charcoal	6935 \pm 35	7677–7910	7685–7839	7710–7825	7762
Cha07	CHA-07 no 7	Poz-89109	472	charcoal	7110 \pm 40	7847–8014	7835–7959	7856–7939	7886
Cha07	CHA07 79	Lyon-15174	430	charcoal	7070 \pm 35	7797–7968	7866–7972	7885–7962	7923
Cha07	CHA07 log 3b 45-1	Poz-127098	240	charcoal	7560 \pm 50	8204–8446	8205–8445	8341–8412	8357
Cha07	CHA-07 no 3	Poz-89055	150	charcoal	7190 \pm 50	7874–8168	7931–8158	7965–8023	7999
Cha07	CHA07 log1 mal53	Poz-127097	65	charcoal	7390 \pm 60	8035–8342	8018–8291	8026–8199	8117
Cha01	CHA01 no. 1	Poz-89054		charcoal	8840 \pm 50	9700–10157			
Cha08	CHA08 no2	Poz-99015		charcoal	4390 \pm 35	4855–5231			

Table S3-1. Radiocarbon dates.

Groups	Taxa	Malacological samples																											
		M53	M51	M49	M47	M45	M43	M41	M39	M37	M35	M33	M31	M29	M27	M25	M23	M21	M19	M17	M15	M13	M11	M9	M7	M5	M3	M1	
Aquatic	<i>Theodoxus fluviatilis</i> (Linnaeus, 1758)	122	11	82	238	77	208	16	475	5	8	56	61	208	235	244	367	458	23	158	250	284	130	22	158	163	128		
	<i>Melanopsis Féruassac</i> , 1807	200	240	675	8800	1045	1826	15	105	1414	400	48	385	934	2758	2053	3047	2093	1854	397	1304	1845	3288	1604	238	2140	2073	955	
	<i>Mercuria</i> Boeters, 1971	175	360	4105	2048	1151	1050	21	304	2189	1640	92	624	192	160	1217	50	1080	420	168	530	1130	3281	884	206	2434	632	831	
	<i>Ecrobia</i> aff. <i>ventrosa</i> (Montagu, 1803)																	1		3	4		8	4		20	7		
	<i>Radix</i> sp.	9	1	2	26	7	8				4	2			1	6	26	4	2			18	8	16	10	2	102	31	21
	<i>Radix auricularia</i> (Linnaeus, 1758)									1																			
	<i>Stagnicola</i> sp.				2	4																							
	<i>Galba truncatula</i> (Müller, 1774)	18	35	742	1000	112	72	2	28	12	4		78	2	2	169	4	27	4	6	36	52	132	28	14	134	25	1	
	<i>Bulinus truncatus</i> (Audouin, 1827)								2									1			2	4	4				140	30	8
	<i>Anisus spirorbis</i> (Linnaeus, 1758)				4	1									2												8	1	
	<i>Armiger crista</i> (Linnaeus, 1758)	235	58	324	254	52	50	7	73	448	456	14	138	53	6	400	1	124	100	22	134	136	528	164	82	698	302	86	
	<i>Ancylus fluviatilis</i> Müller, 1774	124	90	727	832	113	68	4	57	89	76	16	204	343	26	485	3	1311	1560	39	282	280	534	354	176	508	239	52	
<i>Potomida littoralis</i> (Cuvier, 1798)	1		1	4	1	2		1	1		2	4	3	8	25	3	18	22	6	34	26	28	14	8	30	23	7		
<i>Pisidium casertanum</i> (Poli, 1791)	5	10	120	146	20	4	6	14	29	9	11	30	8	2	4	1	48	28	11	29	24	40	32	16	56	9			
<i>Pisidium personatum</i> Malm, 1855																											2	3	
Hygrophile	<i>Carychium tridentatum</i> (Risso, 1826)			24	16															1									
Paludal	<i>Carychium minimum</i> Müller, 1774	12	58	140	170	22	10	6	19			4	20	6		128	1	20	16	3	22	28	132	54	16	120	23	1	
	<i>Vertigo antivertigo</i> (Draparnaud, 1801)	5	24	196	192	36	50	1	16			2	1	28	2	4	68	1	12	12	2	28	40	72	20	14	92	33	2
	<i>Oxyloma elegans</i> (Risso, 1826)	9	8	146	204	33	36	1	10	4	2			20	1	2	46	5	22	28	2	30	28	96	20	6	150	38	
	<i>Vallonia enniensis</i> (Gredler, 1856)	1	2	73	32	9	8		2	2			1	6	6		48	1	12	8	2	22	20	48	12	4	126	31	5
Slug	<i>Slug</i>	4		20			2	1					2		4					2		12				4			
Mesophilous	<i>Cochlicopa lubrica</i> (Müller, 1774)	1	1	17		4	4	1								16		8				8	8	2		14	1	1	
	<i>Euconulus fulvus</i> (Müller, 1774)	1		5	8	3		1					2							1									
	<i>Otala xanthodon</i> (Anton, 1838)			9	12	9	2		4	1			1		8	8	4	5			12	16	6	6	14	6	12	4	
Open area	<i>Vertigo pygmaea</i> (Draparnaud, 1801)			8		1				2			2		8		19			6		32	8		20	5	3		
	<i>Truncatellina</i> sp.														4		4							2					
	<i>Vallonia pulchella</i> (Müller, 1774)	20	31	521	516	62	52	6	44	16	26	8	104	22	10	412	14	136	76	11	106	184	422	144	52	508	136	15	
	<i>Vallonia costata</i> (Müller, 1774)				12																		4						
<i>Pupilla muscorum</i> (Linnaeus, 1758)																											1		
Xerothermic	<i>Granopupa granum</i> (Draparnaud, 1801)					1	2									1										4	2		
	<i>Cochlicella barbara</i> (Linnaeus, 1758)															13		6			2	2	1	2					
	<i>Rumina decollata</i> (Linnaeus, 1758)				6		2				1				4	2						2	2			6	1		
	Geomitridae sp. 1	1	1	9	32	4	6		1			6	2	4	3	4	7	4			4	4	14	16		26	11	5	
	Geomitridae sp. 3				2																								
	<i>Helicopsis</i> aff. <i>naini</i> (Pallary, 1923)			1	18	1	2		1		4	4	6	5	2	14	6	5	16	5	34	20	54	12		144	37		
<i>Sphincterochila</i> Ancey, 1887				16		4							2			2			3	2	2	2					2		
unclassified taxa	Geomitridae indet.	7		36	84	4	20		4			30	8	8	68	6	44		4						10				
	<i>Ceciliodes acicula</i> (Müller, 1774)	1			4	1	2							2	2	4		12	4	1	8	4	4	4		4	36	10	
Total individuals		951	930	7985	14680	2769	3490	69	705	4686	2627	209	1746	1655	3216	5463	3404	5383	4610	710	2809	4113	9052	3522	884	7684	3880	2128	

Table S3-2. Malacological data of the Cha07 outcrop classified by ecological groups.

Depth cm	565		465		402		372		250		245		205		60	
	%	CV	%	CV	%	CV	%	CV	%	CV	%	CV	%	CV	%	CV
Acer sp	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.00	0	0.00	0
Alnus glutinosa avec arcs	0.26	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Anthemis sp	3.33	1	0.00	0	10.81	4	7.69	1	0.00	0	2.63	1	0.00	0	0.00	0
Apiaceae	0.00	0	1.03	3	0.00	0	0.00	0	0.30	1	0.00	0	0.00	0	0.27	1
Artemisia sp	24.74	96	3.78	11	4.47	8	6.59	12	13.33	44	6.93	16	3.61	9	2.97	11
Aster t	26.67	8	23.81	15	16.22	6	38.46	5	30.19	16	18.42	7	14.29	13	4.17	1
Atriplex t	1.80	7	17.18	50	20.11	36	11.54	21	1.21	4	0.43	1	0.80	2	1.08	4
Blackstonia t	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.30	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Cannabis t	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.00	0	0.00	0
Carduus t	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	7.89	3	0.00	0	0.00	0
Carlina t	3.33	1	3.17	2	51.35	19	0.00	0	1.89	1	0.00	0	37.36	34	8.33	2
Caryophyllaceae	0.52	2	0.00	0	0.00	0	1.65	3	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.27	1
Cedrus sp	0.00	0	0.34	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.40	1	0.00	0
Centaurea nigra t	0.00	0	0.00	0	2.70	1	0.00	0	1.89	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Cerealia 40 µm	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.87	2	0.00	0	0.27	1
Charcoal		3036		5202		168		54		436		437		0		400
Chenopodiaceae	0.52	2	0.00	0	0.00	0	1.65	3	0.00	0	0.43	1	0.40	1	0.00	0
Cichorioideae	56.67	17	53.97	34	0.00	0	46.15	6	49.06	26	18.42	7	10.99	10	50.00	12
Cirsium sp	10.00	3	19.05	12	18.92	7	7.69	1	16.98	9	52.63	20	28.57	26	37.50	9
Corylus sp	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.27	1
Cyperaceae	0.00	0	2.06	6	0.00	0	0.55	1	0.30	1	1.30	3	1.20	3	1.89	7
Cyperus capitatus	0.00	0	0.00	0	0.56	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Draba t	6.44	25	16.15	47	21.23	38	7.14	13	3.03	10	2.16	5	16.06	40	0.27	1
Echinop sphaerocephalus	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	8.79	8	0.00	0
Ephedra fragilis t	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.30	1	1.30	3	0.40	1	0.81	3
Euphorbia sp	0.77	3	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.87	2	0.40	1	0.00	0
Geranium sp	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	3.64	12	0.00	0	0.00	0	0.54	2
Glomus		90		0		1		5		1		5		0		0
Helianthemum sp	1.55	6	0.00	0	0.56	1	0.55	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Hypericum sp.	0.00	0	0.00	0	1.12	2	0.55	1	0.00	0	0.43	1	0.40	1	0.00	0
Lygeum spartum	1.03	4	0.34	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.00	0	0.00	0
Malva sp	0.26	1	0.34	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.27	1
Matthiola sp	0.26	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Mercurialis sp.	0.00	0	0.00	0	0.56	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Myriophyllum verticillatum	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.27	1
Odontites sp	14.43	56	11.00	32	2.23	4	5.49	10	2.12	7	2.16	5	3.21	8	0.27	1
Olea sp	4.64	18	0.00	0	3.91	7	9.89	18	0.30	1	0.43	1	0.40	1	0.54	2
Ophioglossum lusitanicum sp		1		1		0		0		0		2		3		3
Paronychia sp	0.00	0	0.00	0	0.00	0	1.10	2	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Phillyrea sp	0.00	0	0.00	0	2.23	4	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Picea sp	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.40	1	0.00	0
Pinus sylvestris	2.58	10	3.78	11	2.23	4	7.14	13	14.24	47	7.79	18	4.42	11	4.59	17
Pinus mediterranean	7.22	28	3.09	9	6.70	12	10.99	20	25.45	84	17.32	40	14.46	36	22.97	85
Pistacia sp	0.26	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.00	0	0.00	0
Plantago coronopus	4.90	19	1.03	3	1.68	3	7.14	13	3.33	11	12.99	30	1.61	4	17.30	64
Plantago lanceolata t	2.06	8	0.34	1	0.00	0	0.00	0	0.30	1	4.76	11	0.00	0	0.00	0
Plantago major-media	0.77	3	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.80	2	0.00	0
Poaceae	14.69	57	13.06	38	2.79	5	5.49	10	13.03	43	10.82	25	6.43	16	6.76	25

Podospora sp		0	0	0	0	1	1	0	0							
Prunus	0.00	0	0.00	0	1.12	2	0.55	1	0.00	0	0.43	1	0.00	0	0.00	0
Quercus deciduous	0.77	3	1.37	4	0.56	1	2.20	4	0.91	3	1.73	4	0.40	1	1.08	4
Quercus ilex	0.00	0	0.00	0	0.00	0	1.10	2	0.91	3	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Reseda sp	0.00	0	0.00	0	1.12	2	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.00	0	0.00	0
Salix sp	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	1.30	3	0.00	0	0.00	0
Secale	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.00	0	0.00	0
Sedum sp	0.00	0	0.00	0	1.12	2	0.00	0	0.30	1	0.43	1	0.80	2	0.00	0
Sinapis t	0.00	0	0.00	0	1.12	2	7.14	13	0.30	1	0.43	1	2.81	7	0.00	0
Solanum nigrum	0.00	0	0.00	0	0.56	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Sparganium Typha	0.52	2	3.44	10	3.35	6	4.40	8	0.30	1	4.33	10	4.02	10	30.54	113
Sporormilla sp		0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Tamarix	1.03	4	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Type 200		0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
Typha angustifolia	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.27	1
Ulmus sp	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.43	1	0.00	0	0.00	0
Veronica sp.	0.26	1	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0	0.00	0
Pollen sum		388	291	179	182	330	231	249	370							

Table S3-3. Pollen data of the Cha07 outcrop (CV: counting values).

Supplementary references

1. Wengler L. and Vernet J.L., 1992. Vegetation, sedimentary deposits and climates during the late Pleistocene and Holocene in eastern Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, palaeoecology*, 94, 141-167.
2. Triat-Laval H., 1978. - Contribution pollenanalytique à l'histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône. Thèse, Aix- Marseille III, 343 p.
3. Benslama, M., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., Reille, M., Beaulieu (de), J.-L., Migliore, J., Djamali, M. Contribution à l'histoire holocène de la végétation en Algérie : analyses polliniques de deux profils sédimentaires du complexe humide d'El-Kala. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences série Biologie*, 333, 744-754 (2010).
4. Kabata-Pendias, A. *Trace Elements in Soils and Plants*. (CRC Press, 2001).
5. Jones, A. F., Macklin, M. G. & Brewer, P. A. A geochemical record of flooding on the upper River Severn, UK, during the last 3750years. *Geomorphology* **179**, 89–105 (2012).
6. Rothwell, R. G. & Croudace, I. W. Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us? in *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* (eds. Croudace, I. W. & Rothwell, R. G.) 25–102 (Springer Netherlands, 2015).
7. Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B. & Veres, D. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies: XRF CORE SCANNING ANALYSIS OF LES ECHETS SEDIMENTARY SEQUENCE. *J. Quaternary Sci.* **26**, 109–117 (2011).

4

Dynamiques fluviales des cinq derniers millénaires : aridification, changements hydroclimatiques et influences nord-atlantiques

Chapitre 4

Dynamiques fluviales des cinq derniers millénaires : aridification, changements hydroclimatiques et influences nord-atlantiques

1. Introduction

Les deux chapitres qui précèdent ont permis de décrire finement les archives sédimentaires de l'Holocène ancien et du début de l'Holocène moyen identifiées dans les bassins d'Aïn Beni Mathar et de Ksabi. La caractérisation lithologique, stratigraphique et chronologique de ces dépôts s'accompagne d'une approche multi-proxies comprenant des analyses sédimentologiques, géochimiques et paléoécologiques (malacologique et/ou palynologique).

Pour les dépôts de l'Holocène ancien (11500 – 8900 cal. BP), les fortes similitudes entre les deux bassins d'étude, en termes de chronostratigraphie et d'évolution morpho-pédosédimentaire, ont permis de mettre en évidence un schéma morphogénétique régional contrôlé par les changements climatiques holocènes. Ces archives alluviales enregistrent le développement d'une formation fluvio-palustre étendue à l'ensemble des fonds de vallée amont de la Moulouya entre 10800 et 5000 cal. BP, formation jusqu'alors absente dans les autres études des archives fluviales marocaines, hormis dans le bassin de Ksabi (Lefèvre et Ballouche, 1991 ; Limondin-Lozouet *et al.*, 2013). Nous avons montré que ces conditions climatiques humides durables étaient cohérentes avec celles enregistrées dans les archives sub-sahariennes de la dernière Période Humide Africaine (AHP), ce qui suggère de fortes relations entre les hauts plateaux d'Afrique du Nord et le domaine saharien. À l'échelle séculaire à millénaire, des changements paléoenvironnementaux rapides furent mis en évidence, notamment quatre phases de stabilité géomorphologique datées vers 10800 – 10500, 10200 – 9900, 9300, et 8900 cal. BP et des périodes d'activité fluviale qui semblent quant à elles corrélées aux RCCs de l'Holocène ancien, notamment vers 9.2 ka cal. BP, et qui reflètent les épisodes d'aridification climatique perçus régionalement (Zielhofer *et al.*, 2008 ; Depreux *et al.*, 2021).

L'étude détaillée des affleurements a également montré l'existence d'un hiatus sédimentaire dans ces plaines alluviales entre environ 9000 et 6500 cal. BP en position distale et jusqu'à 5000 cal. BP en position proximale (lit actif). La découverte d'un paléochenal au remplissage multiphasé limoneux à sablo-graveleux, daté entre 8200 et 7500 cal. BP, a permis de combler partiellement cette lacune et d'en suggérer les causes. Cette transition Holocène ancien – moyen est connue pour être une période de profonds changements dans les mécanismes climatiques et dans les hydrosystèmes en Europe et en Afrique du Nord, notamment en raison de la fonte de la calotte glaciaire des Laurentides. Les rivières de la rive sud de la Méditerranée sont quant à elles marquées par une absence de réponse au principal RCC de l'Holocène, l'évènement du 8.2 ka cal. BP. Cette archive a permis ainsi de documenter avec précision les variations hydrosédimentaires au cours de cette période et l'impact des changements climatiques majeurs sur les rivières méditerranéennes. Mis à part la fin de la déglaciation, combinée au forçage orbital, qui signe l'entrée définitive dans les conditions optimales de l'interglaciaire

Holocène, il a été suggéré qu'un forçage lié à la variabilité de l'activité solaire pourrait avoir rythmé l'activité fluviale dans le bassin de la Moulouya à cette période.

Nous le voyons, les précédents chapitres ont mis en avant l'influence principale des forçages climatiques de diverses natures, à l'Holocène ancien et moyen, sur l'évolution des dynamiques de ces systèmes fluviaux. Ce chapitre s'intéresse à présent à l'autre formation sédimentaire holocène qui domine dans les bassins-versants médians de la Moulouya : celle des terrasses alluviales de la fin de l'Holocène moyen et de l'Holocène récent. Ainsi dans un premier temps, sont présentées les données chronostratigraphiques et les résultats des analyses multi-proxies de trois séquences situées dans le bassin d'Ain Beni Mathar, le long des oueds Charef et Tabouda, et dans le bassin de Ksabi, le long des oueds Defilia et Bliroh (Fig. 4-1). Ensuite, l'ensemble de ces résultats est synthétisé et comparé aux autres études régionales qui portent sur les dynamiques fluviales en Méditerranée sud-occidentale. *In fine*, cette synthèse est comparée aux archives paléoenvironnementales et paléoclimatiques méditerranéennes et nord-atlantiques, afin de discuter le rôle qu'ont pu jouer les forçages externes.

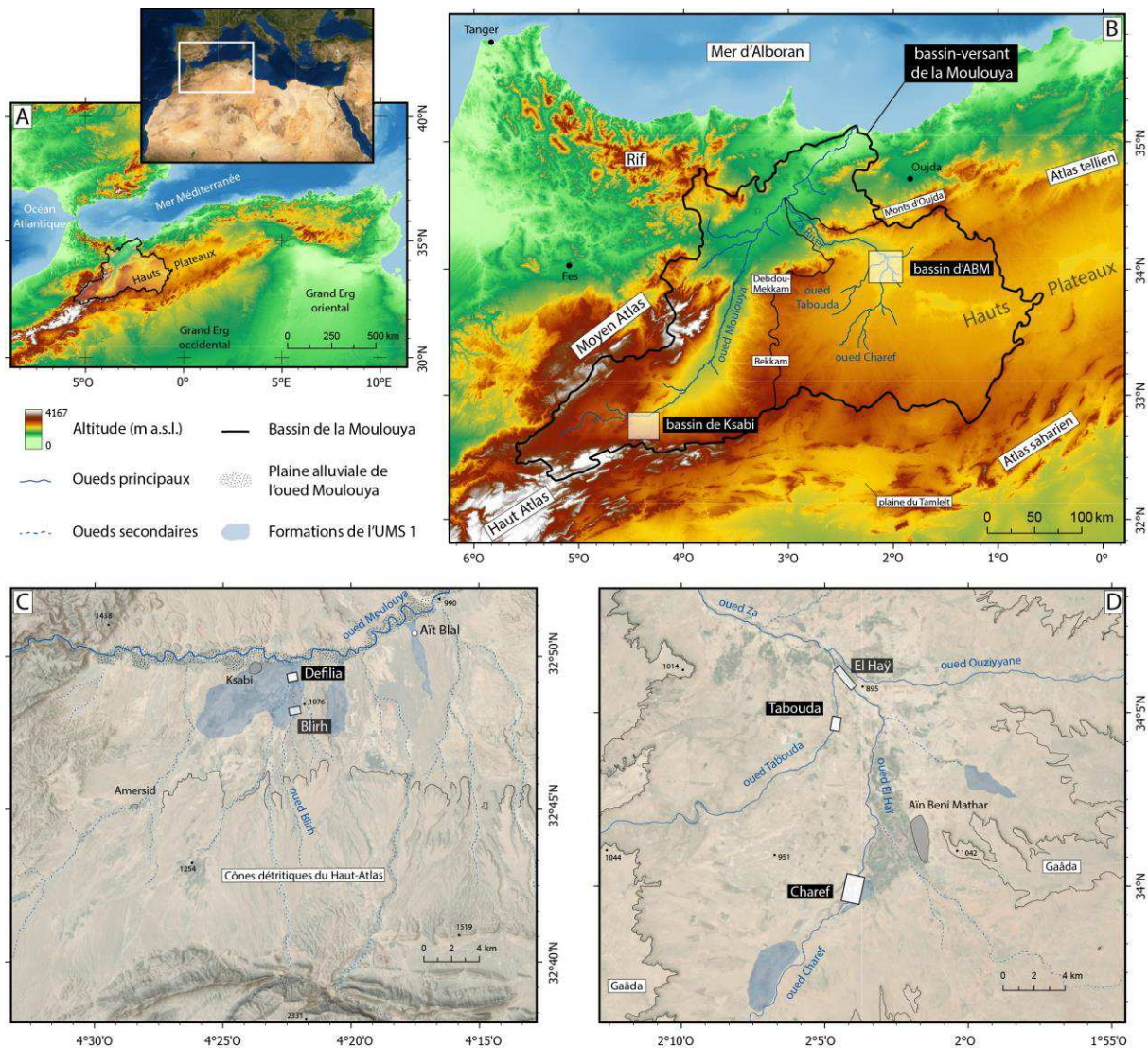


Figure 4-1. Cadre géographique. A) Image satellite du bassin méditerranéen (source : TerraColor imagery, Esri, 2009), topographie du Maghreb (source : ASTER, NASA *et al.*, 2009) et localisation du bassin-versant de la Moulouya. B) Topographie et localisation du bassin-versant de la Moulouya, des principaux oueds et reliefs, et C) D) Détails des bassins de Ksabi et de Tabouda/Charef.

des deux fenêtres d'étude : le bassin de Ksabi en moyenne Moulouya et le bassin d'Aïn Beni Mathar (ABM) au nord des Hauts-Plateaux. C) Image satellite superposée à la topographie du bassin de Ksabi et localisation de la section étudiée de Defilia. D) Image satellite superposée à la topographie du bassin d'ABM et localisation des sections étudiées de Tabouda et de Charef.

2. Matériels et méthodes

Suite à des prospections dans les bassins d'Aïn Beni Mathar et de Ksabi, trois affleurements ont été sélectionnés le long des oueds Charef (Cha06-08), Tabouda (Tab02) et Defilia (Def01) (Fig. 4-1). Chaque affleurement a fait l'objet d'un levé lithostratigraphique détaillé composé de plusieurs profils, et a été échantillonné tous les 3 à 5 cm selon le faciès pédosédimentaire. Au sein de l'oued Charef, les deux profils 0 et 1 de l'affleurement Cha06-08 ont fait l'objet d'analyses multi-proxies. Les analyses de granulométrie laser ont été réalisées sur l'ensemble des deux profils (211 échantillons). Pour les autres analyses, seul le profil 0 a été étudié (Fig. 1-33, 183 échantillons). Pour l'oued Tabouda, l'ensemble des analyses sédimentologiques et géochimiques a été réalisé sur les 137 échantillons du profil principal de Tab02 (Fig. 1-27). En plus de ces analyses, 21 échantillons ont été traités pour l'étude de l'assemblage malacologique. Enfin, pour l'oued Defilia, les analyses ont été effectuées sur les profils 1 et 3 de l'affleurement Def01 (Fig. 1-15, 192 échantillons).

2.1 Granulométrie laser

Les fractions argileuse, limoneuse, et sableuse (< 2 mm) ont été analysées par granulométrie laser au moyen d'un granulomètre Malvern Mastersizer Hydro 2000. Les échantillons ont été traités avec du peroxyde d'hydrogène (H₂O₂) et du chlorure d'hydrogène (HCl) pour éliminer la matière organique et les fragments de coquilles ou de concrétions carbonatées, puis ont été rincés deux fois avec de l'eau distillée après 10 min d'agitation. Les échantillons ont ensuite été traités avec une séquence de chlorure de potassium (KCl à 7,45 g/L), d'eau distillée et d'hexamétophosphate de sodium ((NaPO₃)₆ à 5,5 g/L) pendant 4 h avant d'être mesurés.

Plusieurs indices ont été calculés à partir des données brutes pour évaluer les variations du flux hydrique, notamment les classes texturales (fractions argileuse, limoneuse et sableuse en utilisant 2 µm et 63,5 µm comme limites internes), et les valeurs D50, D90 et D99, qui correspondent à la médiane et aux percentiles des sédiments les plus grossiers. La médiane évalue la compétence moyenne d'un flux, et le percentile D99 son énergie maximale. Les classes texturales sont notamment présentées à l'aide d'un diagramme ternaire ayant fait l'objet d'une analyse en composante principale à l'aide du package *robCompositions* sur le logiciel R (Filzmoser *et al.*, 2018). Seule la première composante (PC1) est projetée sous forme de ligne qui illustre les variables représentant statistiquement le mieux le jeu de données. La médiane et le D99 sont également utilisés pour produire une image CM permettant d'estimer la qualité du tri et d'aider à l'interprétation en terme de processus de transport et de dépôt (Passega, 1964 ; Bravard, 1983).

Des traitements statistiques par *end-members* ont été effectués à l'aide du package *EMMAgeo* sur R (Dietze et Dietze, 2013) afin d'extraire les sous-populations granulométriques (*end-members* ou EM) du jeu de données. Huit sous-populations ont été extraites pour les échantillons de Cha06 caractérisant une variance de 86 %, quatre EM pour les échantillons de Tab02 pour une variance de 74 %, et six EM

pour les échantillons de Def01 pour une variance de 69 %. Les paramètres de ces traitements sont illustrés en annexe : la variance expliquée selon le nombre de sous-populations (Ann. II, III, IV) et les distributions effectives des sous-populations ainsi que leur part pour chaque individu avec leurs variances associées (Ann. V, VI, VII).

2.2 Susceptibilité magnétique massique

La susceptibilité magnétique massique χ (SM) a été mesurée avec un capteur à double fréquence Bartington MS2B. Après avoir été séchés et broyés, les échantillons ont été mesurés pendant 15 s, à une fréquence de fonctionnement de 4,65 kHz, une amplitude du champ magnétique appliqué de 250 μ T, et une résolution de 1×10^{-8} kg.m⁻³ (gamme 0,1). Les matériaux diamagnétiques tels que la matière organique, le quartz et la calcite donnent des valeurs très faibles et, dans notre cas, indiquent des faciès riches en calcaire, roche qui compose l'essentiel des formations géologiques des bassins-versants étudiés. Les minéraux ferrimagnétiques donnent en revanche des valeurs élevées en SM et indiquent généralement le développement de faciès pédogénésés comme la formation d'oxydes ou la décarbonatation du matériel parental (Dearing, 1999).

2.3 Perte au feu

La méthode de perte au feu a été utilisée pour déterminer la teneur en matière organique (MO), en silicates/oxydes et en carbonates (% de la masse totale). Les échantillons ont été séchés pendant 12-24 h à 106°C. La teneur en MO a été brûlée à 550°C pendant 5 h et la teneur en carbonate de calcium a été obtenue après une combustion à 950°C pendant 2 h (Heiri *et al.*, 2001).

2.4 Géochimie par fluorescence-X

La composition élémentaire des sédiments a été analysée par fluorescence-X à dispersion d'énergie (ED-XRF) avec un spectromètre portable Delta Innov-X DP4000. Les analyses XRF ont été réalisées sur des échantillons séchés et broyés afin de minimiser des biais liés à des facteurs tels que la granulométrie, la porosité et la teneur en eau (Zolitschka *et al.*, 2014 ; Profe *et al.*, 2016). Les éléments majeurs et traces ont été mesurés en utilisant le mode analytique Minerai + à deux faisceaux (Si, K, Ca, Fe) et le mode analytique Sol à trois faisceaux (Ti, Mn, Co, Zn, Rb, Sr, Zr). Les paramètres des modes analytiques sont les suivants : 10 kV, 0,03 mA et 5 s (temps de comptage) pour le premier faisceau du mode Minerai + ; 40 kV, 0,01 mA et 10 s pour le deuxième faisceau de ce mode ; 40 kV, 0,07 mA et 30 s pour le premier faisceau du mode Sol ; 40 kV, 0,04 mA et 30 s pour le deuxième faisceau ; et 10 kV, 0,045 mA et 45 s pour le troisième faisceau de ce mode. Les marges d'erreur sont inférieures à ± 1 % pour K, Ca, et Fe, inférieures à $\pm 2,5$ % pour Ti, Mn, Rb, Sr et Zr, inférieures à ± 5 % pour Si et Zn et inférieures à ± 15 % pour Co. Les éléments plus légers que Si n'ont pas été mesurés étant donné les temps de comptage.

Des analyses statistiques multivariées ont été réalisées pour interpréter et comparer les teneurs en éléments majeurs et en éléments-traces des trois séquences alluviales Cha06-08, Tab02 et Def01. Ces

données géochimiques, exprimées en concentrations relatives (en ppm) sont des données compositionnelles (Aitchison, 1982), et sont donc sujettes à des corrélations fallacieuses qui peuvent induire des biais statistiques si des analyses multivariées classiques sont utilisées. Aitchison (1986) a fourni une solution fiable en transformant les teneurs brutes en log-ratios. Avant de procéder aux analyses en composantes principales (ACP), toutes les données géochimiques ont donc été transformées en log-ratio centré (CLR) à l'aide du logiciel CoDaPack (Comas-Cufí et Thió-Henestrosa, 2011). Ensuite, une ACP basée sur la matrice de covariance a été réalisée pour chaque formation sédimentaire. Les deux ou trois premières composantes principales (PC) portent entre 87 et 90 % de la variance selon la séquence étudiée. Sur ces PC se répartissent les individus, à savoir les échantillons analysés, selon des coordonnées (ou *scores*) ; ces *scores* ont été tracés en fonction de la profondeur. Chaque PC est expliqué par les coordonnées des vecteurs propres (ou *loadings*) exprimant l'importance de la contribution des variables initiales. Ces *loadings*, figurés en tableau et dans un cercle de corrélation, sont utiles pour indiquer quels éléments sont responsables de chaque PC. Les courbes brutes des éléments, dont les valeurs sont exprimées en ppm, sont situées en annexe (Ann. VIII, IX, X).

2.5 Malacologie

Seul l'assemblage malacologique de l'affleurement de Tabouda (Tab02) a été étudié. Vingt et un échantillons de sédiments d'un volume de 2 litres ont été échantillonnés pour chaque unité sédimentaire. Les échantillons ont été tamisés par voie humide à 500 µm. Les résidus ont été triés au microscope pour extraire et identifier les coquilles. Les coquilles complètes et les fragments identifiables ont été comptés pour atteindre un nombre minimum d'individus pour chaque échantillon. L'analyse malacologique repose sur la détermination et la classification des espèces en groupes écologiques (mollusques xérophiles, hygrophiles et aquatiques) adaptés de la classification de Puisségur (1976) et fondés sur les descriptions d'habitats disponibles dans la littérature (Van Damme, 1984 ; Kerney *et al.*, 1999).

3. Résultats

3.1 Le bassin d'Aïn Beni Mathar

Les séquences sédimentaires qui couvrent la fin de l'Holocène moyen et le début de l'Holocène récent (environ 5200-2000 cal. BP), sont largement représentées dans le bassin d'Aïn Béni Mathar (section 1.5.2.2, Wengler *et al.*, 1992), en particulier dans la large plaine alluviale de l'oued Charef (Fig. 4-2) et plus localement dans la vallée de l'oued Tabouda. Ce dernier offre un affleurement qui permet de compléter l'étude de l'oued Charef.

3.1.1 L'oued Charef

Au sein de la fenêtre d'étude de l'oued Charef, l'affleurement Cha06-08 a été choisi en raison de la forte épaisseur des dépôts – le sommet de la terrasse culminant à plus de 10 mètres au-dessus du lit actuel de la rivière –, et de la lisibilité de la coupe grâce à l'érosion de la rivière actuelle qui taille

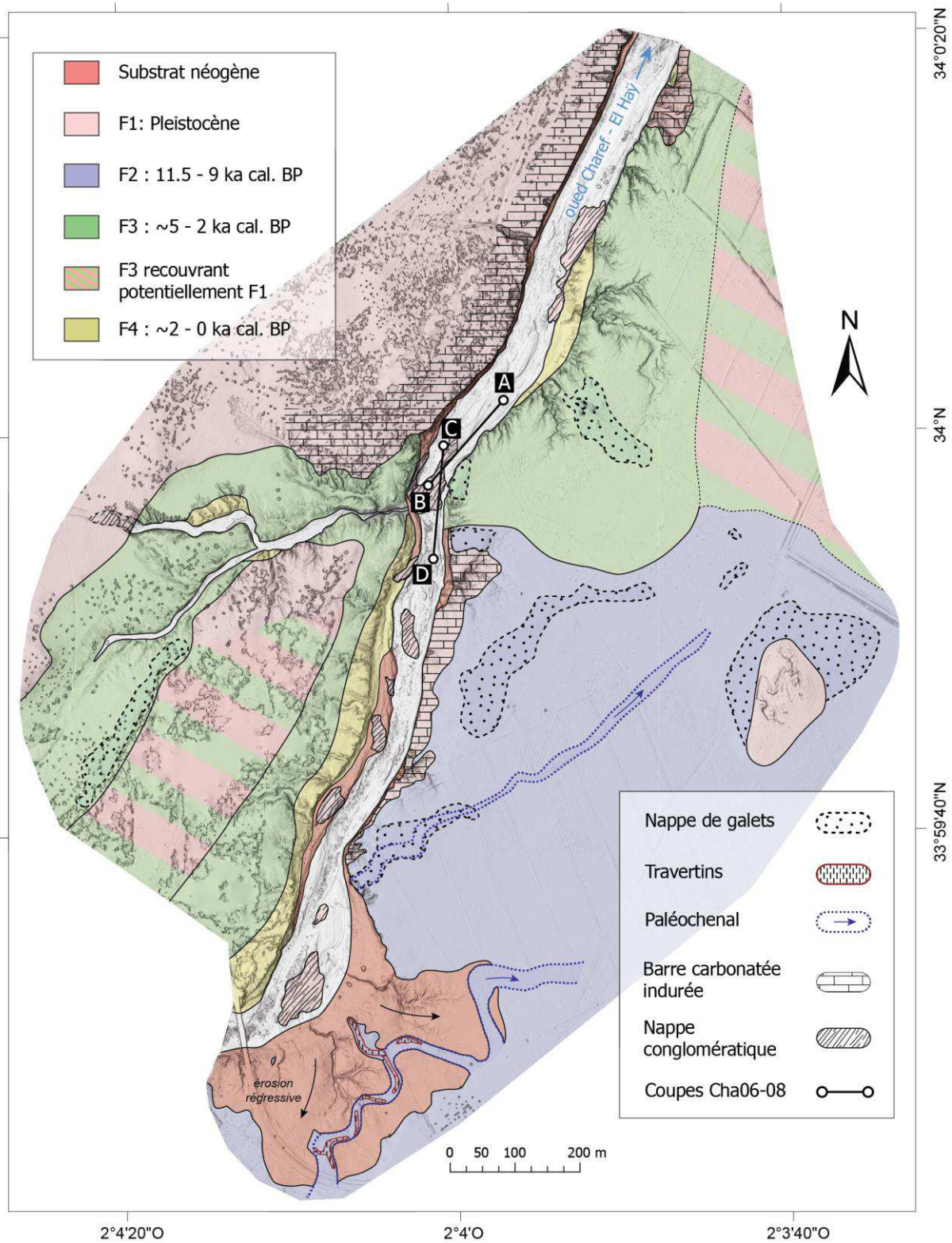


Figure 4-2. Carte géomorphologique synthétique de la section étudiée de l'oued Charef et localisation de l'affleurement Cha06-08.

une paroi verticale sur plus de 200 mètres de longueur (Fig. 4-3). Cet affleurement présente une diversité de faciès alluviaux – des dépôts de charge de fond de chenal à des dépôts d'inondation et pédogénéisés de plaine d'inondation. L'architecture de la formation varie fortement tout au long de l'affleurement qui présente des séquences d'aggradation, parfois érodées et incisées par des chenaux emboîtés. Deux profils principaux ont été levés là où la formation est la mieux préservée et la plus épaisse, et concentrent l'ensemble des analyses sédimentologiques et géochimiques (profils 0 et 1, Fig. 4-3). Quatre profils complémentaires permettent de préciser la stratigraphie et la datation des différentes unités sédimentaires (profils 1 à 6, Fig. 4-3).

3.1.1.1 Lithostratigraphie et chronologie

Sept unités lithostratigraphiques ont été identifiées sur la base de la succession des faciès sédimentaires et de la nature des discontinuités entre dépôts mis en évidence sur l'ensemble de l'affleurement. Neuf dates radiocarbone ont été effectuées, qui se répartissent entre 5000 et 2200 cal. BP (Figs. 1-32, 4-3).

La base de la formation montre un contact érosif avec le substrat néogène sur l'ensemble de l'affleurement. Au sud de la coupe, le bord de l'incision est observé sur 50 mètres (de 190 à 240 mètres), depuis la dalle carbonatée (F1) à 920,5 m a.s.l. jusqu'au substrat vers 913 – 914 m a.s.l (Fig. 4-3). Le niveau du substrat est ensuite plutôt stable vers 913 m a.s.l., hormis quelques fluctuations dues à de légères ondulations liées à des axes d'écoulement plus énergiques, jusqu'au profil 1, à l'aplomb duquel une incision initiale de plus de 1,5 mètre dans les marnes du Néogène est identifiée (Figs. 4-3, 4-4). La surface d'incision est franche et le pendage abrupt. Le profil 1, creusé jusqu'au niveau de base actuel de la rivière, permet de mettre en évidence le bord de l'incision mais non sa base qui plonge en-dessous du niveau de la rivière. Cette incision sous le niveau de base actuel se prolonge en aval puisque le substrat n'affleure plus à l'ouest de ce profil. L'incision à cet endroit semble résulter de la contrainte exercée par la nappe fluviale pléistocène affleurant en amont, empêchant le niveau de base de la rivière de s'enfoncer (Fig. 4-3).

Des dépôts grossiers – Unité 1 (U1) – comblent cette incision basale sur une épaisseur variant de 1 à plus de 3 mètres. Ils présentent une variété de faciès tout le long de l'affleurement, de la nappe à galets d'épaisseur plurimétrique aux dépôts sablo-graveleux à litage entrecroisé ou à des faciès plus limoneux, qui témoignent d'une forte mobilité latérale du chenal. Le profil 1 présente à sa base des dépôts hétérogènes (U1a) incisés dans le substrat néogène et constitués premièrement d'une couche de graviers et galets datée de 4950 (4855 – 5231) cal. BP (Fig. 4-4). S'ensuit un remplissage limono-argileux de 1 mètre d'épaisseur de couleur verdâtre à taches ocres d'oxydation, avec des galets d'argiles roulés, et dans lequel s'interstratifient d'autres couches grossières (sables à graviers) (Fig. 4-4). Plusieurs couches s'entrecoupent et certaines ont été arrachées ou sapées et se retrouvent en position glissée (U1a et U1b). Pour cette raison, cette partie a été sous-échantillonnée. Cette unité 1 se termine par un dépôt sableux d'environ 30 cm d'épaisseur riche en malacofaune et en fins lits charbonneux (U1c). Leur succèdent des faciès limoneux – Unité 2 (U2) – épais de 20 à plus de 100 cm. Ils sont datés entre 4700 et 4400 cal. BP : 4684 (4532 – 4824) cal. BP sur le profil 0, et 4468 (4403 – 4525) et 4477 (4413 – 4529) cal. BP sur le profil 2 (Figs. 4-5, 4-6).

Une seconde unité grossière – Unité 3 (U3) –, peu épaisse (20 à 100 cm), tronque les dépôts antérieurs, ce qui s'observe par un contact érosif net et par une légère incision au sud de la coupe qui est comblée

Coupe Cha06-08

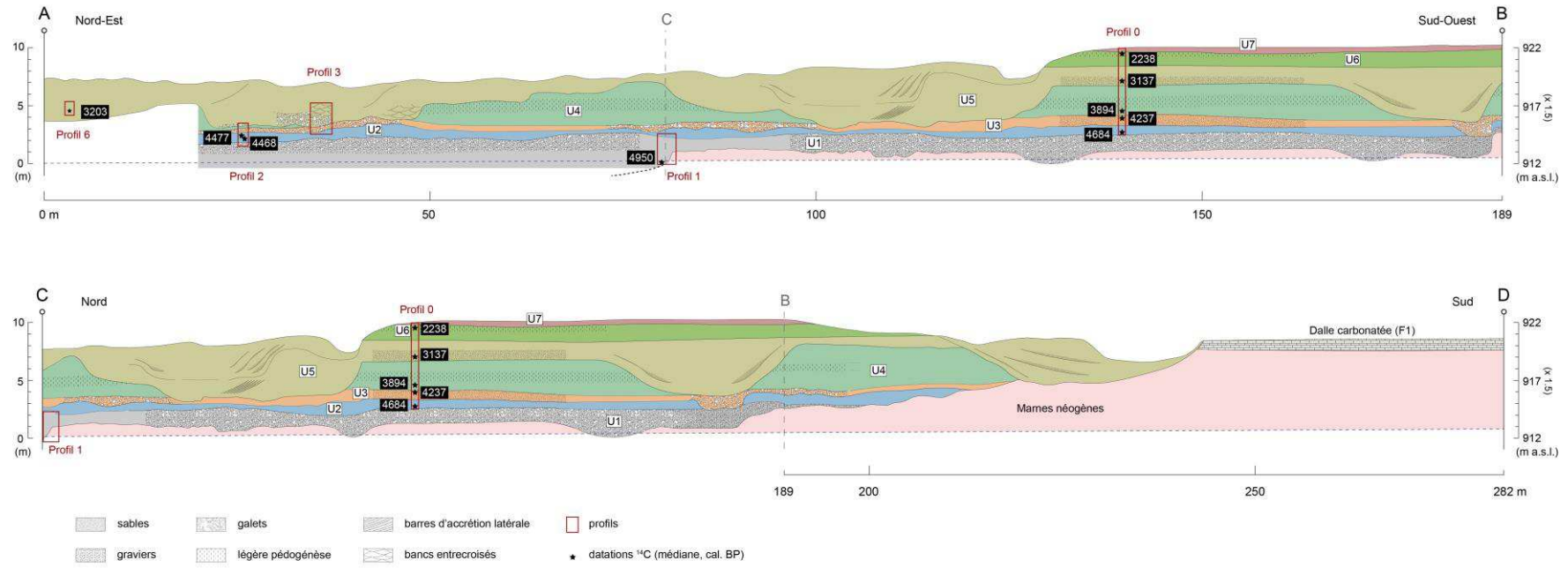


Figure 4-3. Coupe stratigraphique de l’affleurement Cha06-08, localisation des principaux profils étudiés, et vue d’une partie de l’affleurement.

par le dépôt de graviers et de galets (Fig. 4-3). Elle présente d'importantes variations latérales de faciès le long de l'affleurement, de sablo-limoneux sur le profil 0 à galets et graviers sur les profils 2 et 3 (Figs. 4-5, 4-6, 4-7). Elle est datée de 4237 (4100 – 4404) cal. BP (profil 0). Une nouvelle unité limoneuse – Unité 4 (U4) – se développe ensuite au-dessus de ces dépôts grossiers. Sa base est datée de 3894 (3829 – 3980) cal. BP sur le profil 0 (Fig. 4-7). Cette unité, très épaisse (de 1,5 à 3,5 mètres), n'est que partiellement préservée le long de la coupe car elle est tronquée en plusieurs endroits par des dépôts plus récents (U5) (Fig. 4-3).



Figure 4-4. Vue du profil 1 de l'affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.

Quatre paléochenaux – Unité 5 (U5) – incisent et s'emboîtent dans les dépôts antérieurs (U4 et U3) jusqu'à atteindre les marnes néogènes au sud-ouest (Fig. 4-3). Le remplissage plurimétrique est essentiellement sableux et présente des litages obliques de progradation latérale. Des faciès graveleux et à entrecroisement sont parfois observés comme sur le profil 3 qui montrent l'instabilité latérale et l'élargissement du lit actif (Fig. 4-6). Des dépôts de débordement, présentant un contact érosif à leur base, sont associés à ces chenaux (Fig. 4-3). Sur le profil 0, ils sont épais de 1,8 m (Figs. 4-7, 4-8). L'U5 est datée de 3203 (3076 – 3334) cal. BP en fond de chenal sur le profil 6 (Fig. 4-9) et de 3137 (3001 – 3238) cal. BP sur les dépôts de débordement (profil 0). Une unité de faciès limoneux – Unité 6 (U6) – s'accumule au-dessus de ces dépôts fluviaux dont le sommet est daté de 2238 (2103 – 2307) cal. BP (Fig. 4-3). Cette unité est épaisse de 1,6 m sur le profil 0 (Fig. 4-8). Elle ne semble rattachée à aucun chenal et est démantelée par une dynamique érosive postérieure et récente.

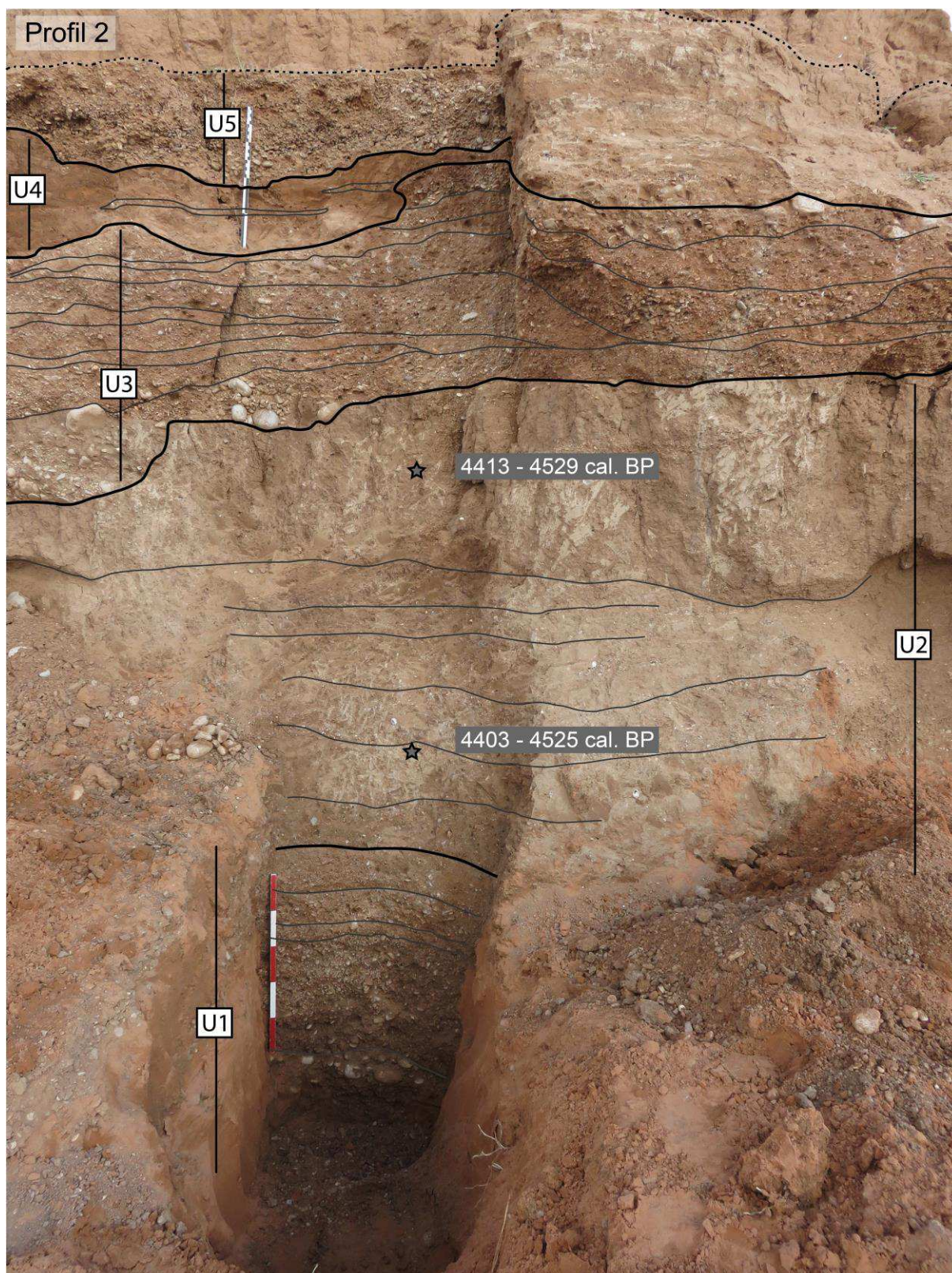


Figure 4-5. Vue du profil 2 de l’affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.

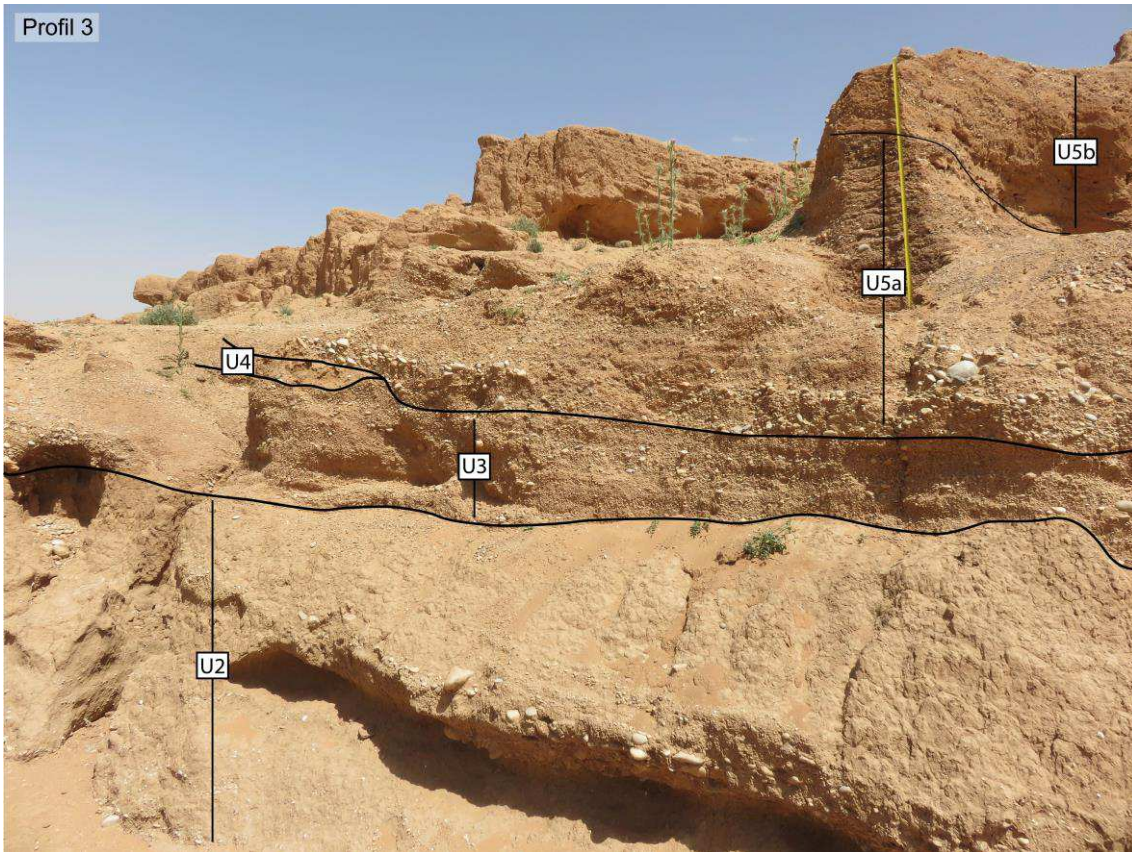


Figure 4-6. Vue du profil 3 de l’affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires.

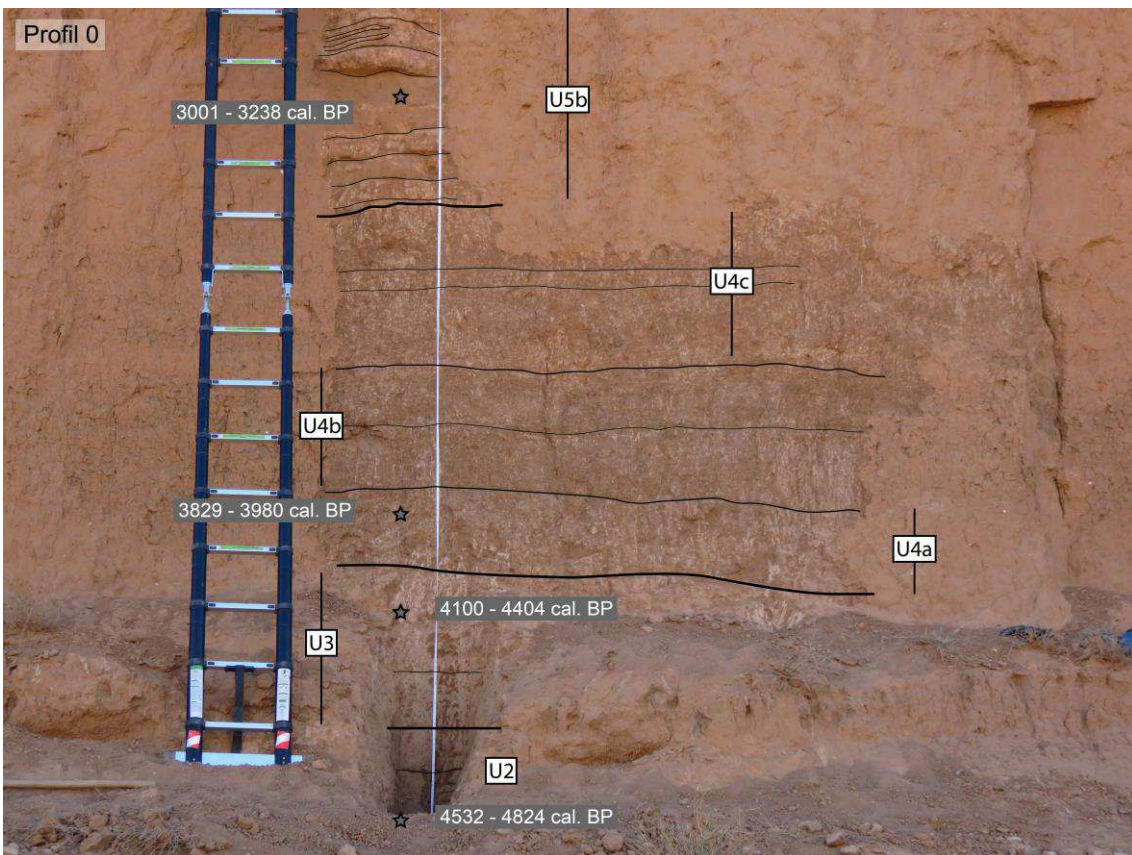


Figure 4-7. Vue de la base du profil 0 de l’affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.

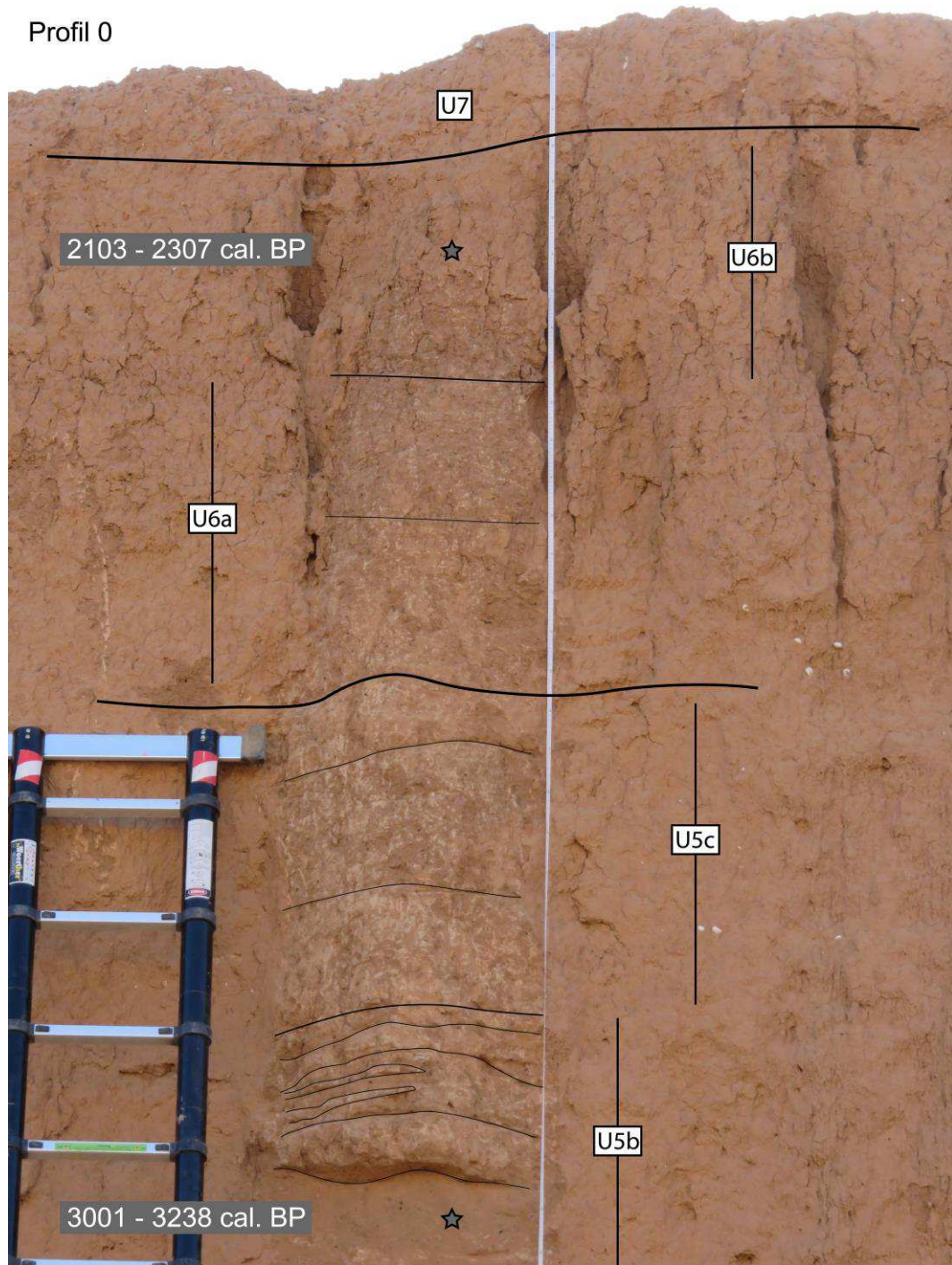


Figure 4-8. Vue du sommet du profil 0 de l’affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.

Une unité terminale sableuse – Unité 7 (U7) –, d’une épaisseur moyenne de 50 cm, présente un contact érosif franc avec l’U6. Ces deux unités, 6 et 7, ne sont conservées que sur une cinquantaine de mètres là où l’affleurement est le mieux préservé (Fig. 4-3). Le reste de la formation est en cours de démantèlement par l’érosion régressive actuelle formant des ravines actives, parfois hiérarchisées.

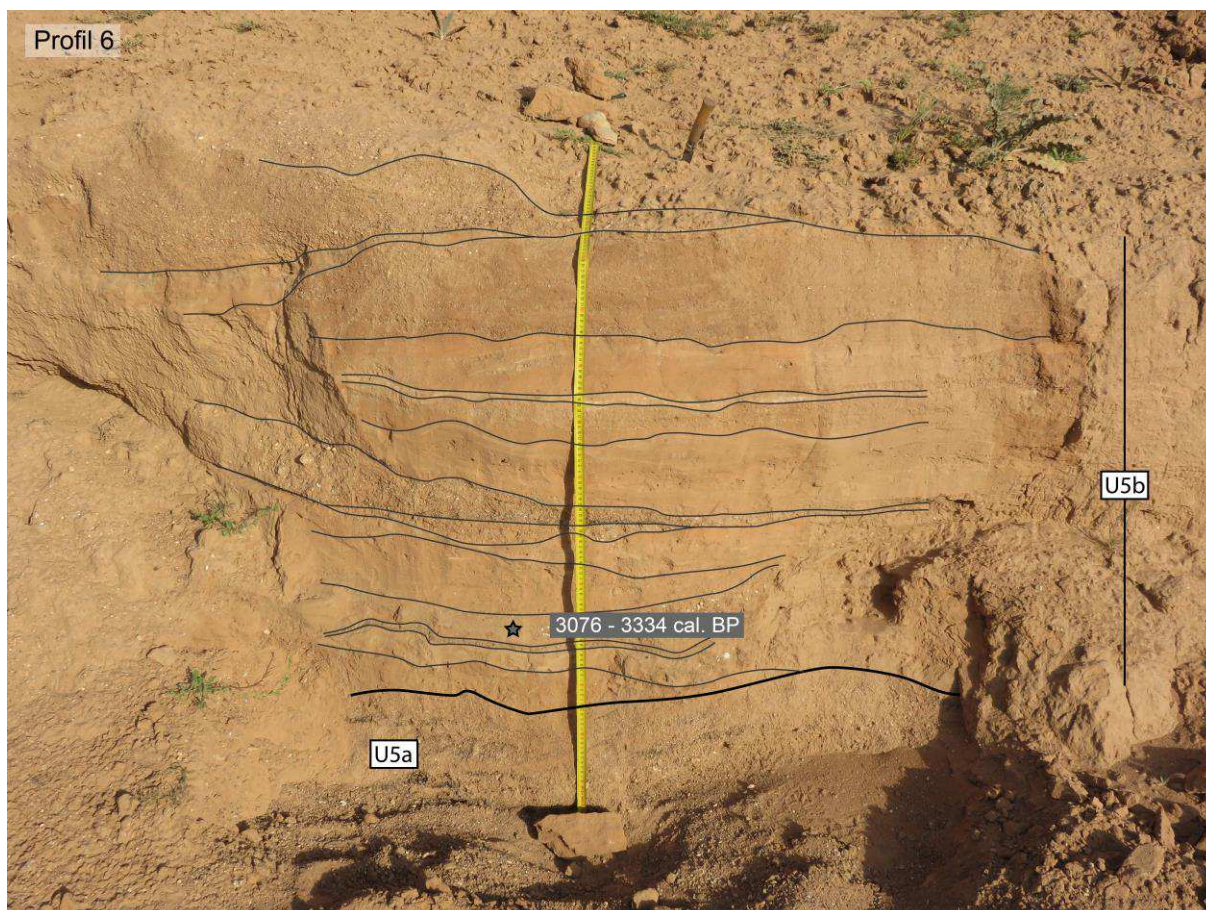


Figure 4-9. Vue du profil 6 de l’affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.

3.1.1.2 Interprétation des analyses granulométriques et géochimiques

3.1.1.2.1 Granulométrie

Sans compter les fractions grossières (> 2 mm) non mesurées, une grande partie des échantillons de Cha06-08 sont classés dans les limons fins (50 – 90 % limon, 0 – 40 % sable, 10 – 20 % argile, Fig. 4-10). L’autre partie est constituée de limon, limon sableux et sable limoneux (40 – 80 % sable, 10 – 50 % limon, ~10% argile). On voit que la teneur en argile fluctue peu sur l’ensemble de la population, le gradient est surtout régi par les variations de teneur en sable. La projection de la PC1 effectuée sur les classes texturales, marquant une opposition forte entre les fractions sableuse et limoneuse, soutient cette observation (Fig. 4-10).

L’ensemble des échantillons montre un tri globalement moyen, qui s’affine toutefois avec les échantillons dont les valeurs médianes (D50) dépassent 20 μm (Fig. 4-11). Ces échantillons sont proches des pôles R, Q et P, et témoignent donc de processus de suspension graduée et de roulement. La majorité des échantillons restants se répartissent dans un groupe, dont la médiane est inférieure à 10 – 20 μm et le percentile le plus grossier est situé entre 150 et 450 μm (Fig. 4-11). Ce groupe gravite autour du pôle S qui témoigne de dépôts issus d’un transport par suspension uniforme.

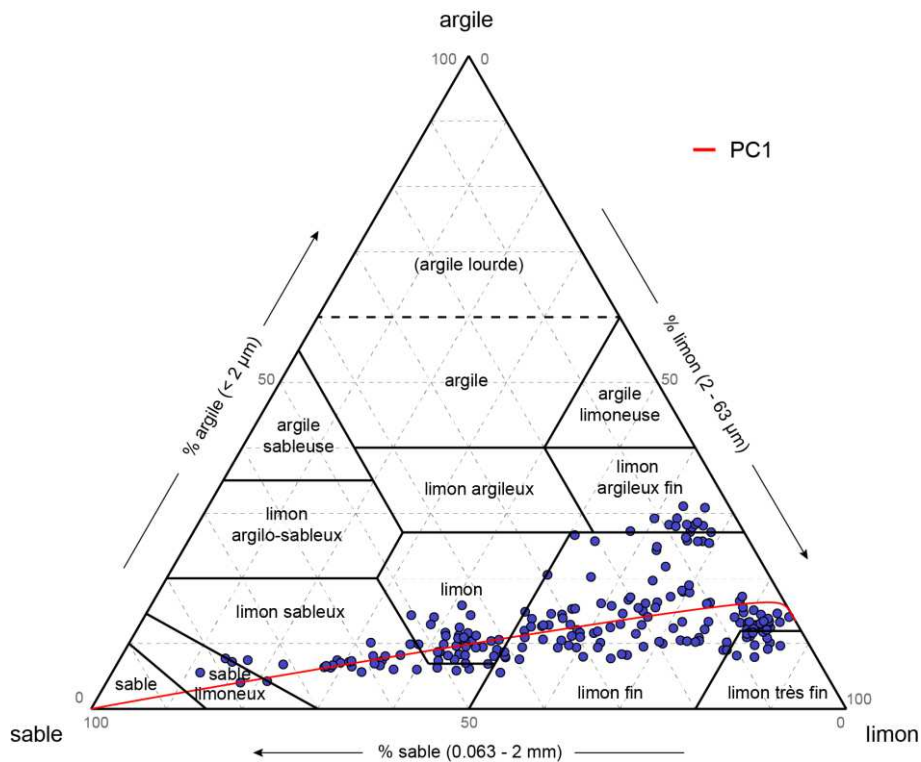


Figure 4-10. Diagramme ternaire des données granulométriques des fractions argileuse, limoneuse et sableuse de l’affleurement Cha06 et projection de la première composante principale réalisée sur ce jeu de données. Classification adaptée de l’IUSS Working Group WRB (2014).

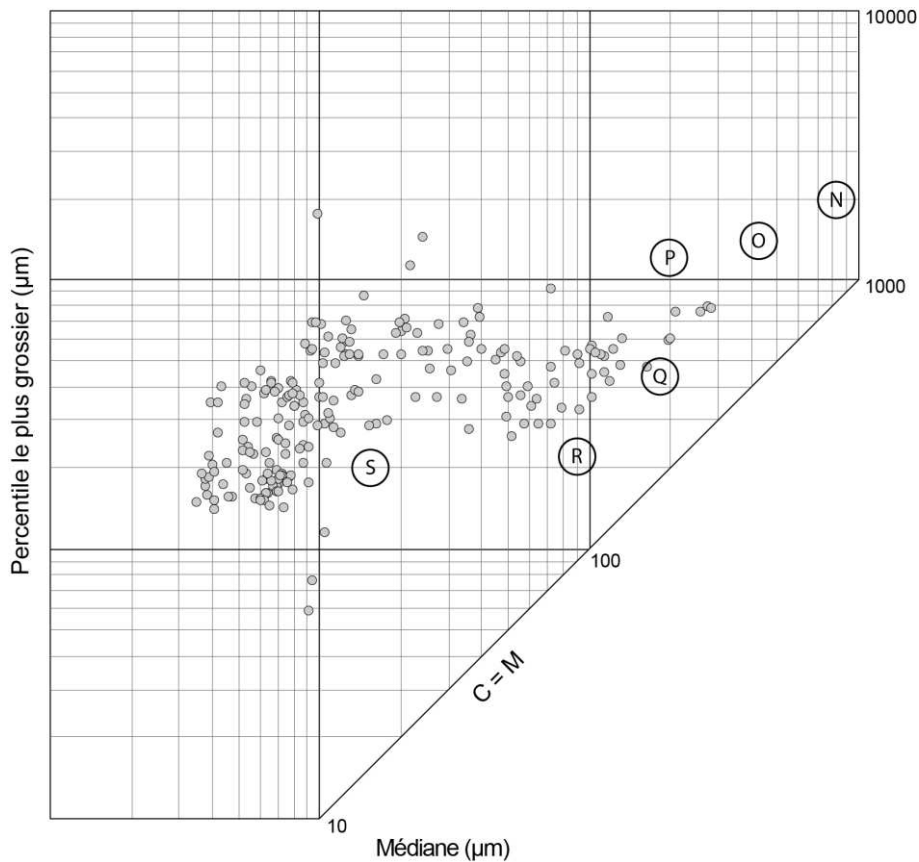


Figure 4-11. Image CM des données granulométriques de l’affleurement Cha06, où la droite C=M indique un tri parfait.

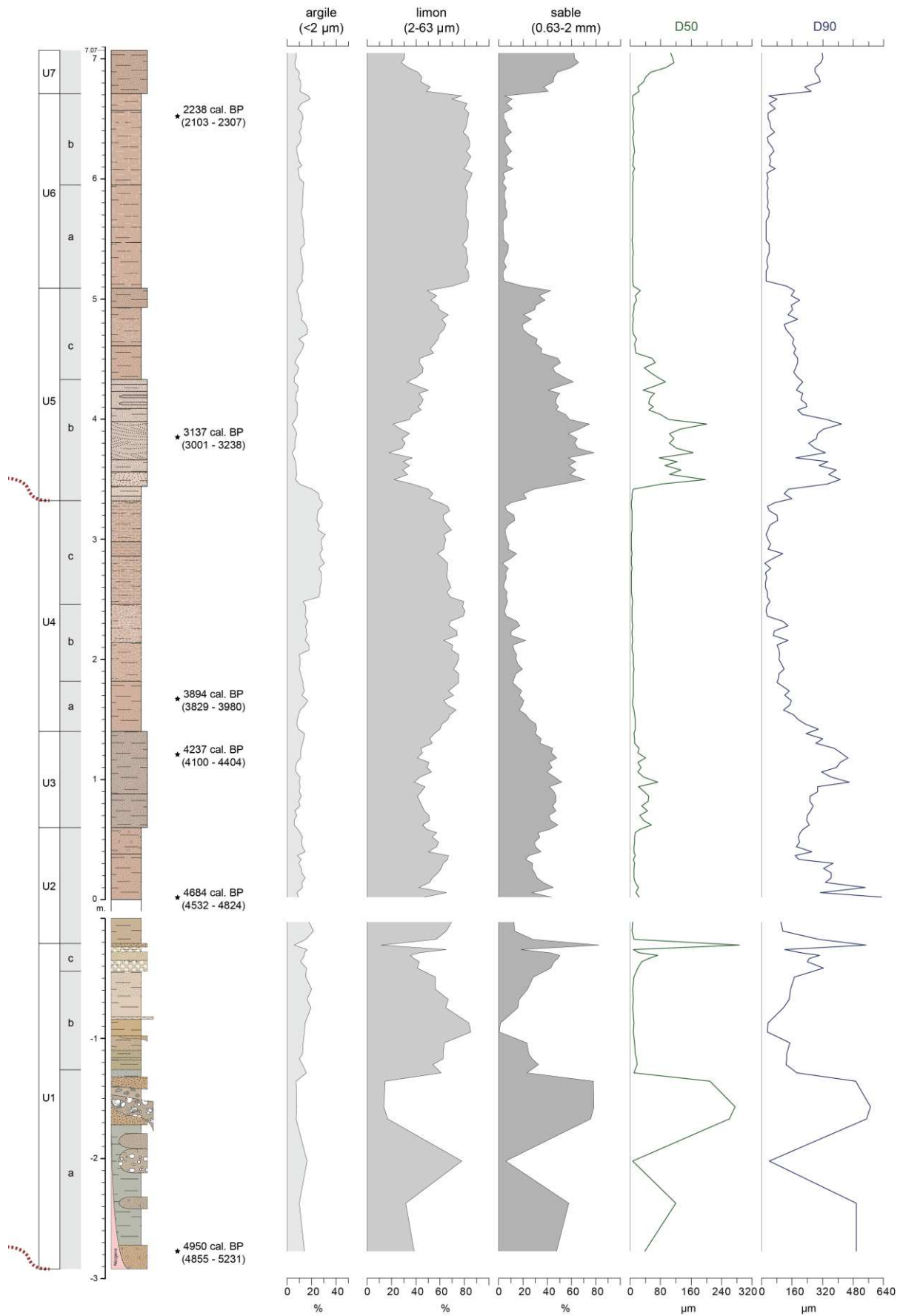


Figure 4-12. Classes texturales et indices granulométriques (D50 et D90) de l’affleurement Cha06.

Ces observations sont en accord avec les observations litho-stratigraphiques et les classes texturales qui décrivent des faciès limoneux de plaine d'inondation (U2, U4, U6), parfois pédogénéisés, et des dépôts sableux de crues liées aux chenaux (U3, U5, U7) (Fig. 4-12).

3.1.1.2.2 Géochimie

L'ACP réalisée sur les données XRF du profil 0 met en évidence deux principaux axes factoriels, résumant à tous deux 90,1 % de l'information portée par le jeu de données (Figs. 4-13, 4-14). Le premier axe (PC1) porte à lui seul 73.9 % de la variance (Fig. 4-13). Il oppose les éléments Zr, Ca et Si en valeurs positives aux éléments Co, Zn, Rb, Fe et Mn en négatif (Fig. 4-14). Cet axe discrimine les unités grossières mis en évidence par les données granulométriques (aux valeurs élevées en Zr, Ca et Si) du reste de la formation sédimentaire (Fig. 4-12). Il est donc un indicateur de la granulométrie, ce qui est conforme aux valeurs du ratio Zr/Rb utilisé comme marqueur de crues en contexte fluvial et à l'évolution opposée du ratio Rb/Sr, fréquemment utilisé comme marqueur d'altération des sols (Fig. 4-13, Jones *et al.*, 2012 ; Rothwell et Croudace, 2015 ; Profe *et al.*, 2016). Cette relation avait par ailleurs déjà été mise en évidence pour les affleurements Tab01 et Bli01 de l'Holocène ancien (sections 2.4.1.3 et 2.4.2.3).

Le second axe (PC2) représente 16.1 % de la variance et oppose l'élément Mn en positif aux éléments Sr, Ca et Fe (Fig. 4-14). Cet axe factoriel et les ratios complémentaires Mn/Ti et Fe/Mn montrent un enrichissement en Mn et un appauvrissement en Fe de bas en haut de la formation, mais opposent surtout les deux unités sableuses U3 et U5 (Fig. 4-13). Cette opposition pourrait indiquer des conditions de redox différentes lors du dépôt de ces deux phases, notamment une teneur relativement plus élevée en Fe pour U2 et U3, après les dépôts très oxydés de l'U1 marquant un fort battement de la nappe, et une teneur relativement plus élevée en Mn pour l'U5 qui pourrait marquer la circulation d'eaux interstitielles au sein du dépôt (Fig. 4-13). Les variations sont toutefois de faible amplitude, ce qui, conjugué à l'évolution similaire des valeurs brutes en ppm de Fe et de Mn ainsi qu'à la variance de PC2, nous amène à nuancer l'importance de cette opposition.

La comparaison des deux jeux de données granulométrique et géochimique par ACP à compositions multiples confirme les relations observées. En effet, les *scores* positifs élevés de la première composante principale (PC1 clr) font référence aux échantillons à dominante sableuse, qui sont également caractérisés par une dominance de Zr, Ca et Si (Fig. 4-15). D'autre part, les valeurs négatives sont dominées par les fractions argileuse et limoneuse, en association aux éléments Co, Zn, Rb et Fe. Cette association a déjà été mise en évidence dans la section 2.4.1.3, et semble s'expliquer par le fait que Zn ou Rb soient facilement adsorbés sur les minéraux argileux, généralement dans les horizons de surface (Kabata-Pendias, 2001). Cette opposition entre sable et argile-limon sur l'axe factoriel PC1 (clr) était déjà entraperçue par la représentation en diagramme ternaire (Fig. 4-10). La PC2 (clr) ne montre pas de corrélation forte entre la granulométrie et la géochimie (Fig. 4-15). Dans l'ensemble, les courbes brutes des éléments montrent des tendances géochimiques convergentes opposant deux groupes d'unités : les unités 2, 4 et 6 aux unités 3, 5 et 7 (Ann. XIII), justement en lien avec la granulométrie de ces unités.

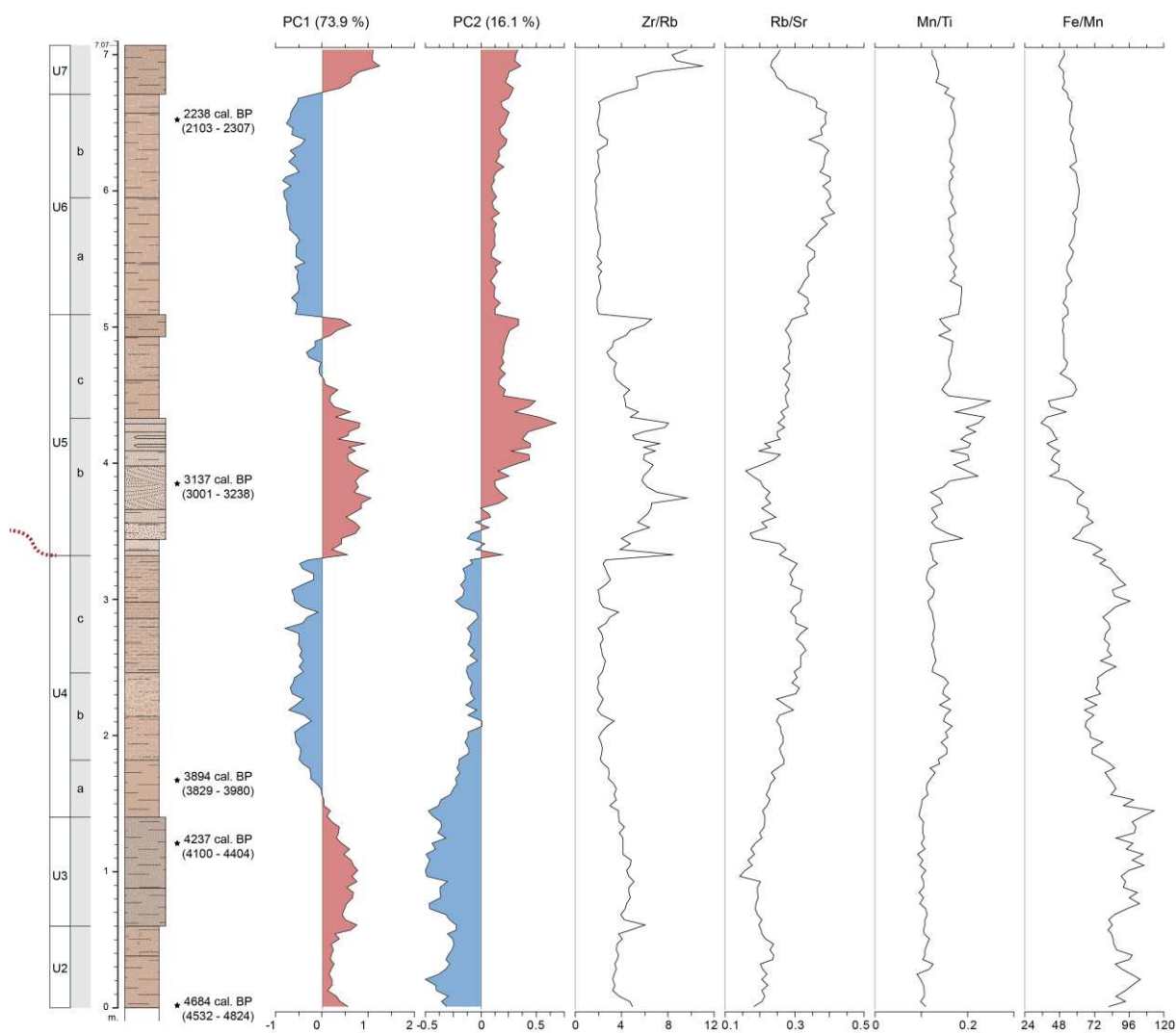


Figure 4-13. Scores des composantes principales de l'ACP et ratios réalisés sur les données géochimiques de l'affleurement Cha06.

	PC1	PC2
Variance (%)	73,966	16,175
Variance cumulée (%)	73,966	90,141
Si	0,309	0,102
K	-0,025	0,015
Ca	0,431	-0,234
Ti	-0,058	0,037
Mn	-0,161	0,763
Fe	-0,175	-0,219
Co	-0,401	-0,072
Zn	-0,352	-0,124
Rb	-0,233	-0,030
Sr	0,112	-0,475
Zr	0,553	0,236

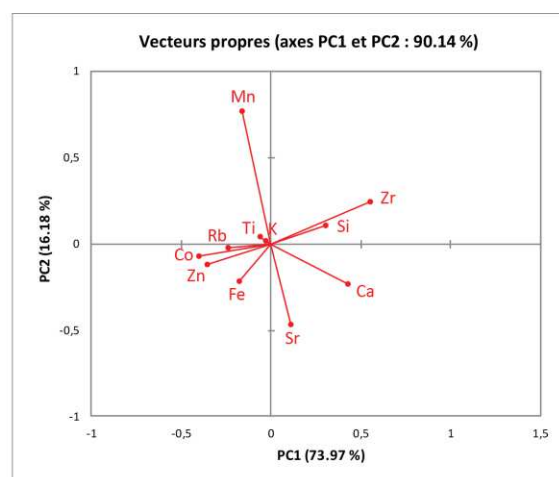


Figure 4- 14. Loadings ou vecteurs propres des composantes principales de l'ACP et biplot des loadings des PC1 et PC2 des données géochimiques de l'affleurement Cha06.

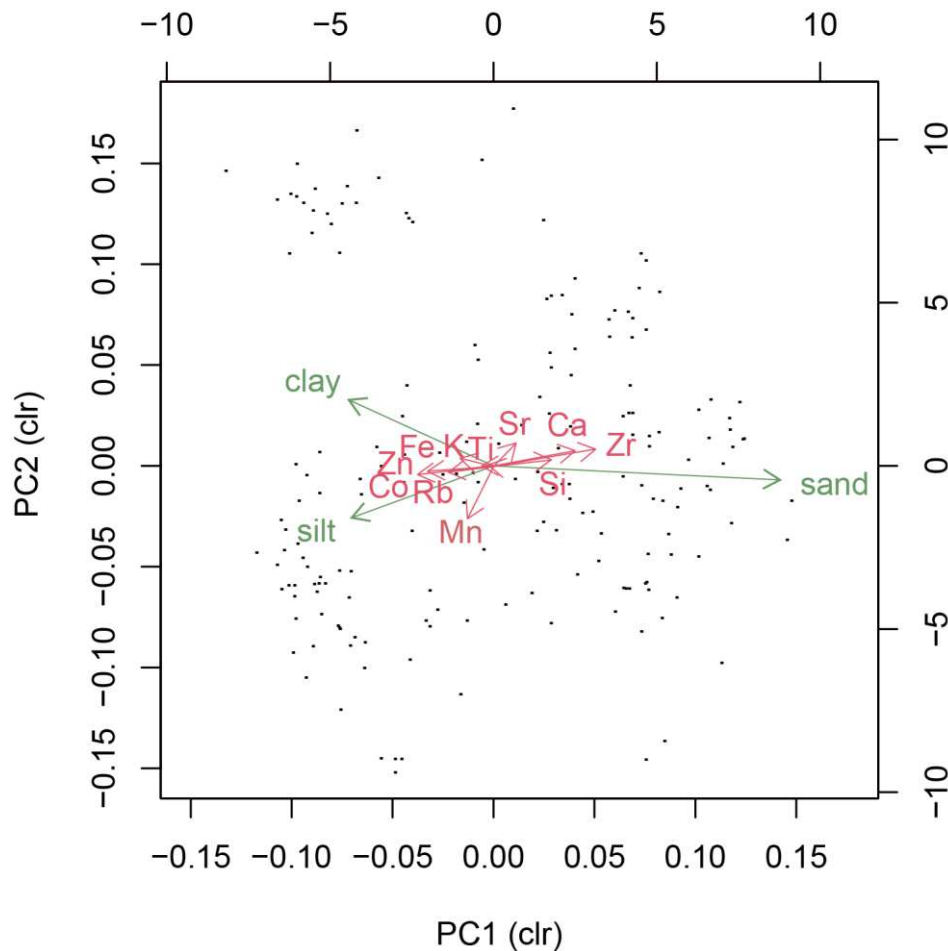


Figure 4-15. Biplot de l'ACP multiple réalisée sur les données géochimiques et granulométriques (classes texturales) de l'affleurement Cha06.

3.1.1.3 Dynamiques morpho- et pédosédimentaires

Séquence 1. L'unité de base (U1) est caractérisée par une forte variabilité des indicateurs granulométriques en raison de la nature de ses dépôts (Fig. 4-12). Ces derniers, parfois très dynamiques le long de l'affleurement (dépôts de chenaux à la base des profils 2 et 0), sont caractérisés sur le profil 1 par un remplissage hétérogène limono-argileux de couleur verdâtre (gleyifié) et par des dépôts sableux à graveleux oxydés, témoignant de conditions hydromorphes (Figs. 4-4, 4-12). La granulométrie s'affine par la suite avec l'U1b, essentiellement dominée par la fraction limoneuse, puis devient de nouveau grossière avec les couches sableuses de l'U1c (Fig. 4-12). L'ensemble de ces paramètres correspond à des environnements de dépôt de fond de chenal ou proximaux et traduit un fort hydrodynamisme. L'U1 marque ainsi la reprise de l'accumulation sédimentaire, suite au hiatus de l'archivage sédimentaire enregistré de 7500 à 5000 cal. BP dans la section étudiée de l'oued Charef.

L'unité 2 est composée majoritairement de limons (Fig. 4-12), et plus précisément représentée par les EMs 2 (5.8 μm) et 3 (20 μm) malgré une fraction sableuse non négligeable ($\sim 20\%$) (Fig. 4-16). Elle présente également des valeurs plutôt élevées en susceptibilité magnétique ($50 - 60 \times 10^{-8} \text{ m}^{-3} \cdot \text{kg}^{-1}$) et un changement durable de la colorimétrie (7.5YR 7/3 *pink*) avec la fin des conditions hydromorphes, caractéristiques de l'U1 (Fig. 4-17). Ces analyses témoignent de dépôts proximaux de berge marqués par une décroissance de l'énergie hydrique datés à partir de 4684 (4532 – 4824) cal. BP.

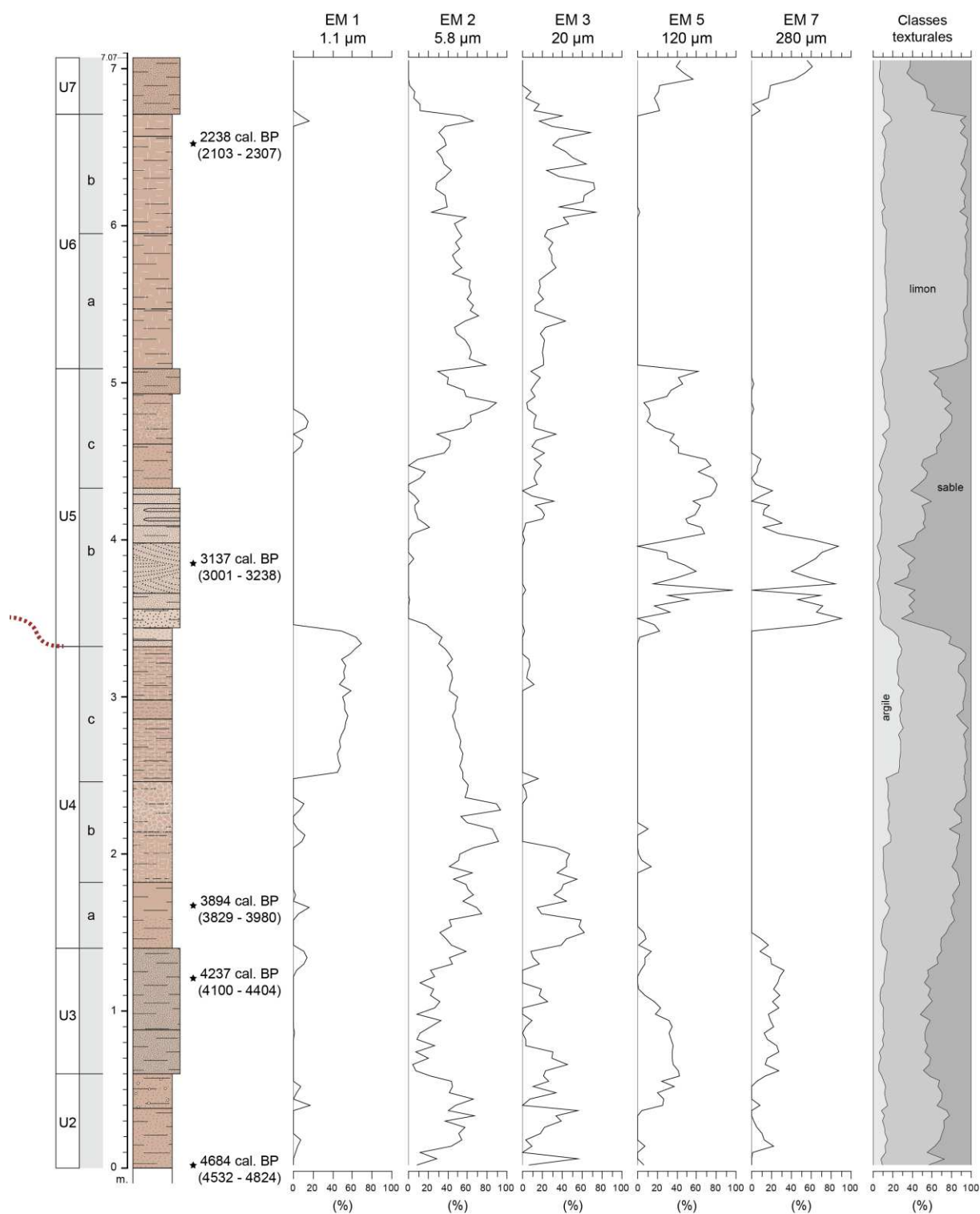


Figure 4-16. *End-members* ou sous-populations granulométriques, et classes texturales de l’affleurement Cha06.

Séquence 2. L’unité 3 est caractérisée par des variations latérales de faciès tout le long de l’affleurement (Fig. 4-3). Sur le profil 0, elle est composée à parts égales de sables et de limons et caractérisée par les modes 5,8, 120 et 280 μm (Figs. 4-12, 4-16), par une baisse des valeurs de la SM (Fig. 4-17) et par des valeurs relativement moins élevées en Mn (PC2 et ratio Fe/Mn, Fig. 4-13). Latéralement, sur les profils 2 et 3, elle est composée essentiellement par une nappe de graviers et de galets (Figs. 4-5, 4-6). Cette unité est caractérisée par des dépôts grossiers de chenal (profils 2 et 3) et

des dépôts de débordement latéraux marqués par un battement de la nappe (profil 0). Elle correspond à une phase d'activité fluviale de forte énergie datée vers 4300 – 4100 cal BP.

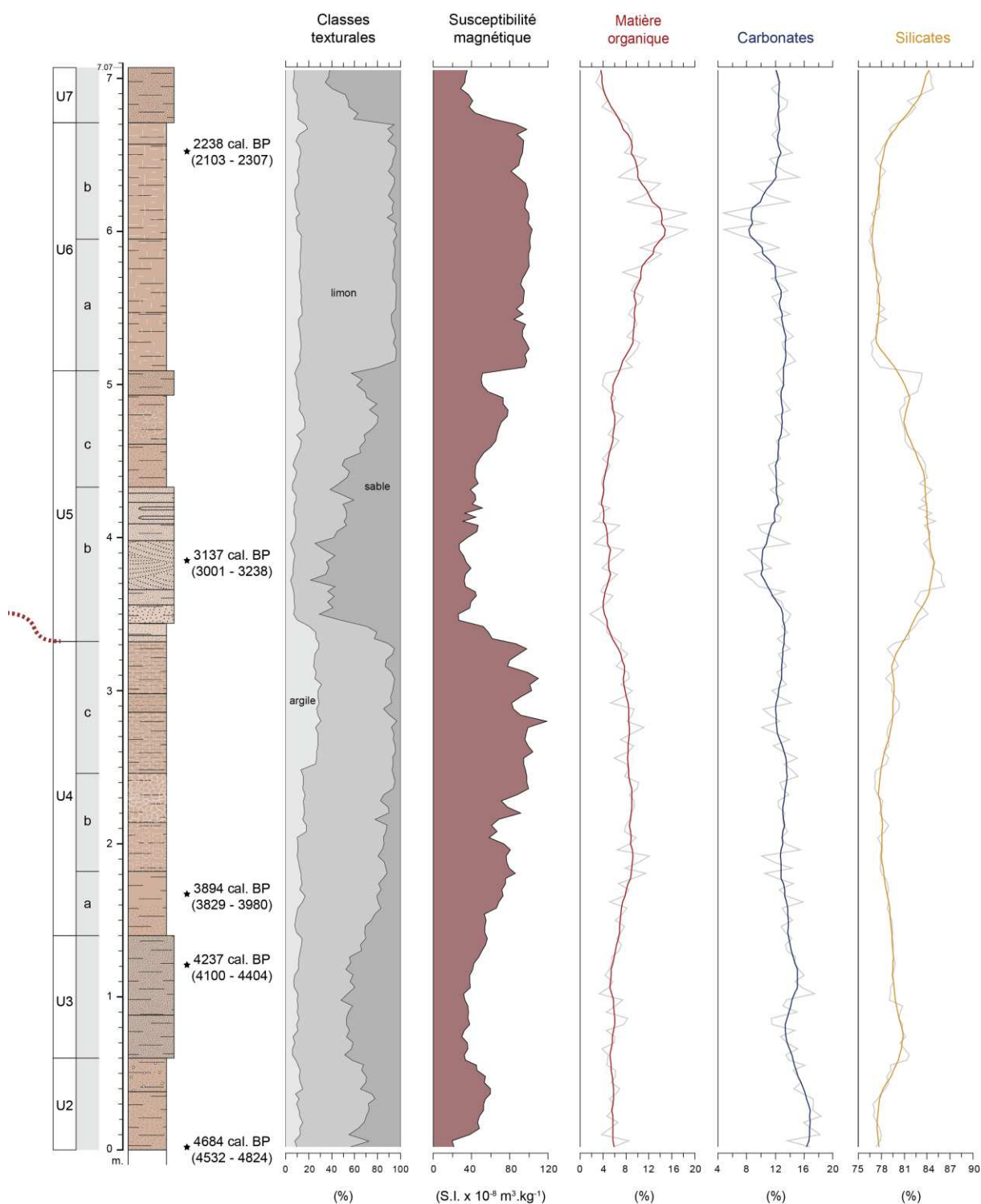


Figure 4-17. Classes texturales, susceptibilité magnétique et composition en matière organique, carbonates et silicates – oxydes (avec moyenne mobile sur 4 points) de l’affleurement Cha06.

L’unité 4 marque le retour à une sédimentation limoneuse (modes 5.8 et 20 μ m) vers 4000 – 3800 cal. BP (Figs. 4-12, 4-16). L’U4 est caractérisée par une légère hausse de la teneur en MO, vers 8 % (Fig. 4-17). Un paléosol peu évolué pourrait se développer en U4b, caractérisé par une teinte plus sombre, une structure polyédrique et grumeleuse, et une forte proportion de limons fins (EM2 à 90 %) au

détriment de limons plus grossiers (EM 3 à 0 %). Il est caractérisé par une légère augmentation du ratio Mn/Ti, qui pourrait témoigner d'une oxydation de ce dépôt (Fig. 4-13). Cette sous-unité subhorizontale, reconnaissable de loin, a servi de repère pédostratigraphique lors de l'étude de la coupe (Fig. 4-7). La sous-unité U4c est quant à elle marquée par une fraction argileuse deux à trois fois plus importante que dans le reste de la formation (20 – 25 %) (Fig. 4-12). L'analyse par *end-members* permet de préciser que le mode centré autour de 1.1 μm s'élève à 50 % de sa composition (Fig. 4-16). Les valeurs en SM sont globalement très élevées pour cette unité ($70 - 100 \times 10^{-8} \text{ m}^{-3} \cdot \text{kg}^{-1}$). Ces faciès correspondent à des environnements de dépôt de plaine d'inondation qui s'accumulent probablement entre 4000 – 3900 et 3300 – 3200 cal. BP.

Séquence 3. L'unité 5 est en partie emboîtée dans les dépôts précédents, qu'elle érode fortement, en raison de l'incision par des paléochenaux au remplissage sableux (Fig. 4-3). Les dépôts de débordement de ces chenaux ont été analysés sur le profil 0. Ce dépôt est composé par une fraction sableuse importante (entre 40 et 80 %), et marqué par un granoclassement décroissant : d'abord par le mode centré autour de 280 μm (U5b) associé à des figures d'entrecroisement, puis par le mode 120 μm (U5c) (Figs. 4-12, 4-16). Cette unité est également caractérisée par une forte fraction silicatée (82 – 83 %), une diminution de la teneur en MO (~5 %) et des valeurs décroissantes de la SM de 40 à $50 \times 10^{-8} \text{ m}^{-3} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Fig. 4-17). Ces analyses précisent l'énergie de ces dépôts de crue sableux datés entre 3300 et 3000 cal. BP. Les paléochenaux, identifiés le long de l'affleurement et datés de la même période, appartiennent à la même phase d'activité hydrologique et peuvent ne constituer qu'un seul chenal actif, divaguant dans un lit mineur alors fortement élargi. Ces paléochenaux, associés à une érosion et à une incision dans les précédents dépôts de la plaine d'inondation, témoignent donc d'une forte activité fluviale à partir de 3300 – 3200 cal. BP, précédant un probable encaissement du lit fluvial. Il est possible que celui-ci soit légèrement antérieur à 3300 – 3200 cal. BP, ce qui sera à confirmer par deux ou trois dates supplémentaires à la base des chenaux.

L'unité limoneuse U6 est d'abord marquée par la sous-population granulométrique centrée autour de 5.8 μm (U6a) puis plutôt par la sous-population centrée autour de 20 μm (U6b) (Fig. 4-16). Le sommet de cette dernière est daté de 2238 (2013 – 2307) cal. BP et caractérisé par une structure polyédrique, une hausse de la MO (10 – 14 %) et des valeurs élevées en SM vers $90 - 100 \times 10^{-8} \text{ m}^{-3} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Fig. 4-17), ce qui pourrait indiquer une phase de légère pédogénèse dans des dépôts de plaine d'inondation. Ceci est corroboré par les valeurs élevées du ratio Rb/Sr, marquant une altération des sols.

Séquence 4. Enfin, la dernière unité 7, qui présente un contact érosif avec l'U6, possède une forte proportion de sables (40 à 60 %) représentée à parts égales par les EMs 5 et 7 (120 et 280 μm) (Fig. 4-16). Les valeurs en Zr/Rb augmentent tandis que celles du ratio Rb/Sr, de la SM et de la MO décroissent (Figs. 4-13, 4-17). Cette unité correspond à un dépôt de crue, qui semble fonctionner en relation avec une nappe de graviers qui surmonte la partie préservée de la terrasse (Fig. 4-3).

3.1.2 L'oued Tabouda

Hormis des lambeaux mal préservés, l'affleurement Tab02 est le seul observé sur la section étudiée de l'oued qui puisse être rapporté à la formation de l'Holocène moyen-récent (Fig. 4-18). En outre, il présente l'avantage d'être situé en face de l'affleurement Tab01 qui avait été retenu pour l'étude des dépôts de l'Holocène ancien du bassin d'ABM, facilitant ainsi la lecture des relations stratigraphiques entre formations.

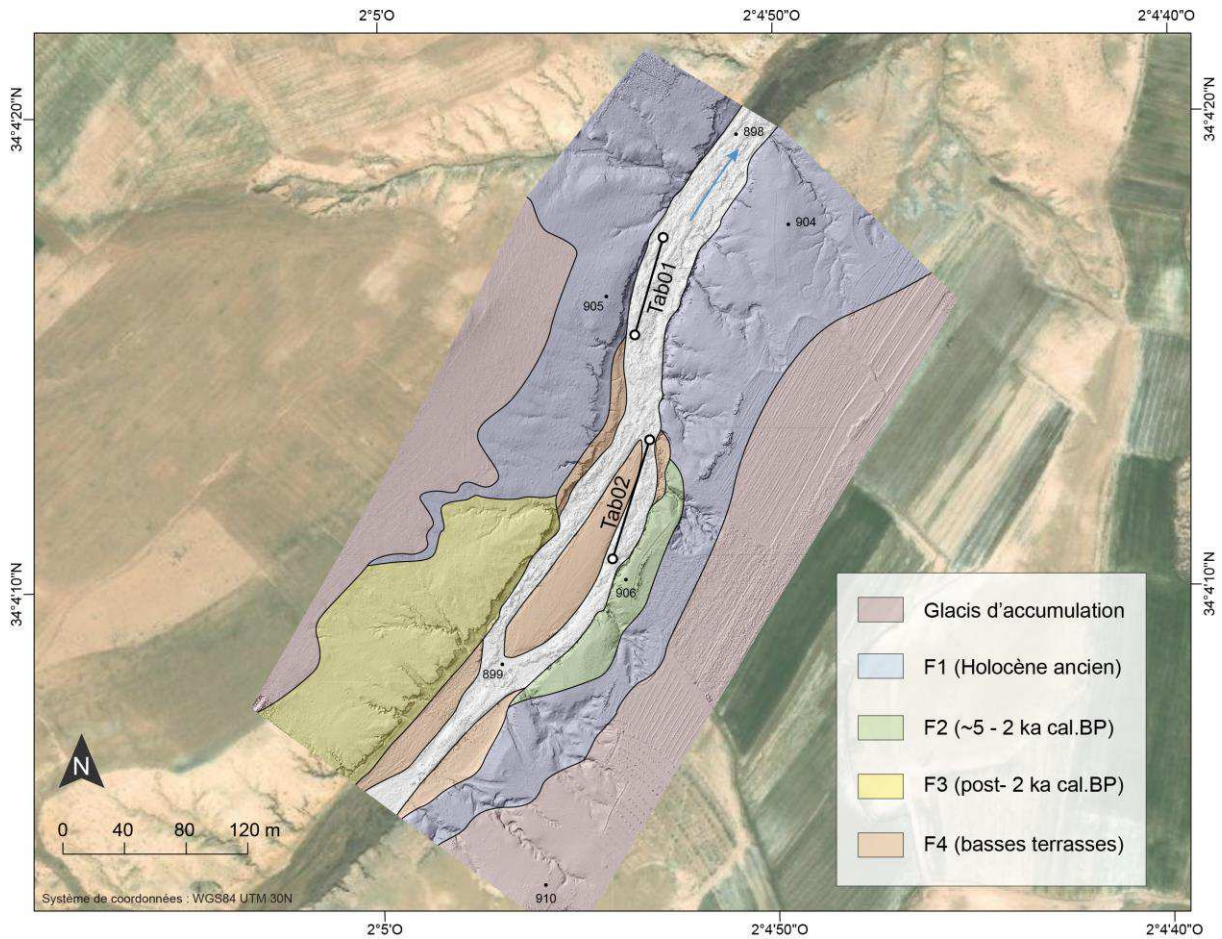


Figure 4-18. Carte géomorphologique synthétique de la section étudiée de l’oued Tabouda et localisation de l’affleurement Tab02.



Figure 4-19. Vue d’une partie de l’affleurement Tab02 et localisation des profils.

Cet affleurement est conservé sur environ 150 mètres de long en rive droite de l’oued et est clairement incisé dans la formation de l’Holocène ancien. L’imagerie drone met en évidence que la formation est de faible largeur (20 – 30 m) et s’emboîte dans celle de l’Holocène ancien selon un plan convexe (Fig. 4-18). Le contact entre les deux formations est marqué par une surface d’érosion longue de 25 mètres (Fig. 4-19). La base de l’accumulation sédimentaire est caractérisée par des dépôts grossiers de charge de fond ou de crues, et le reste de la séquence plutôt par des limons. L’ensemble de ces arguments semblent indiquer que l’affleurement correspond aux vestiges d’une ancienne boucle de méandre

démantelée. Sa préservation résulterait ainsi de sa position topographique quelque peu décentrée de l'axe d'écoulement de l'oued.

Un profil principal et un second profil terminal ont été réalisés là où la formation est la plus épaisse et la plus accessible (Fig. 4-19). Ils concentrent l'ensemble des analyses sédimentologiques et géochimiques. La séquence semblait homogène, cependant les variations latérales de faciès le long de l'affleurement n'ont pas été étudiées, contrairement aux autres séquences alluviales, ce qui limite nos interprétations pour l'oued Tabouda. Il est donc possible que d'autres unités que celles décrites ci-après n'aient pas été observées.

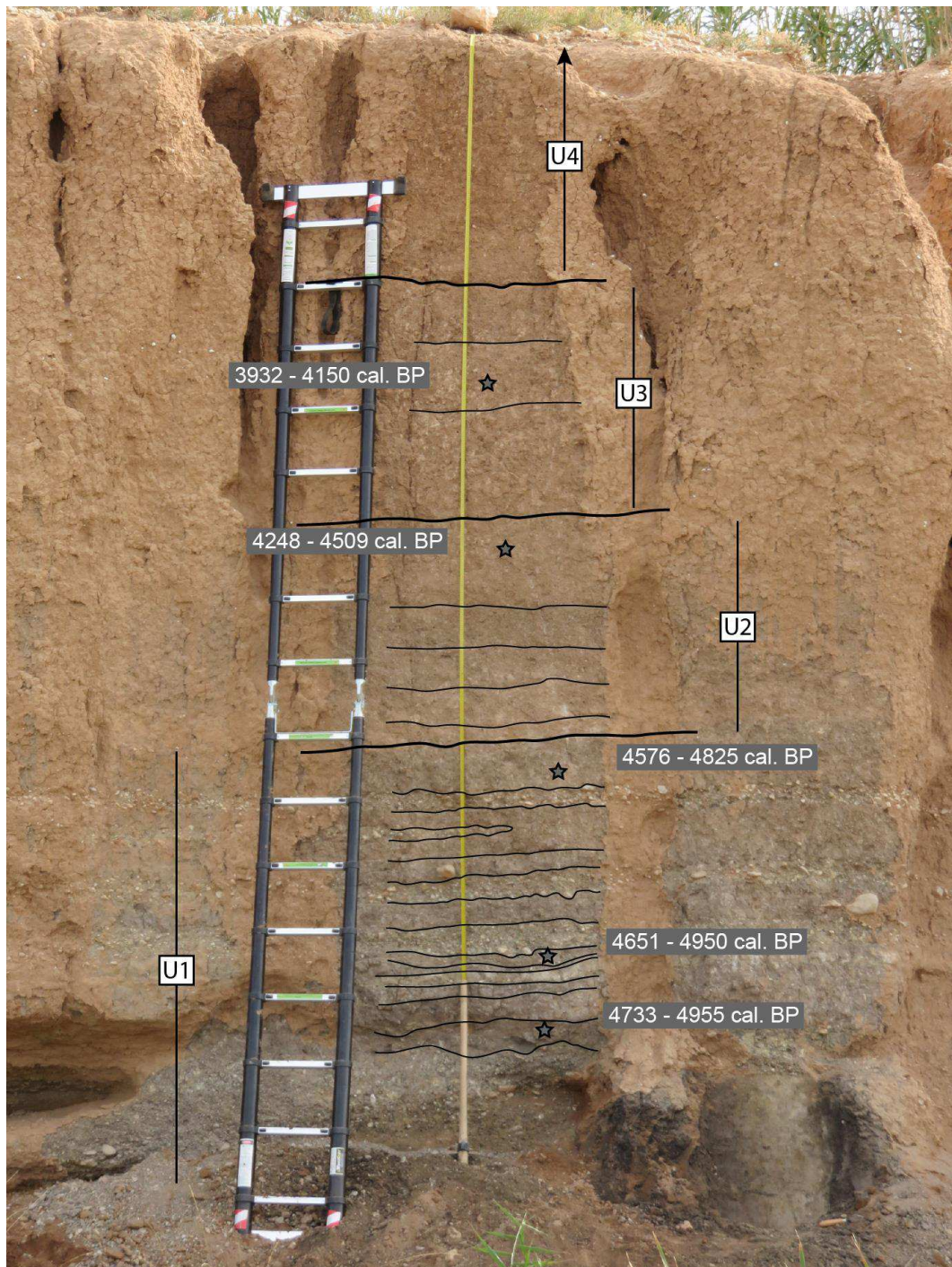


Figure 4-20. Vue de la base de l'affleurement Tab02 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.

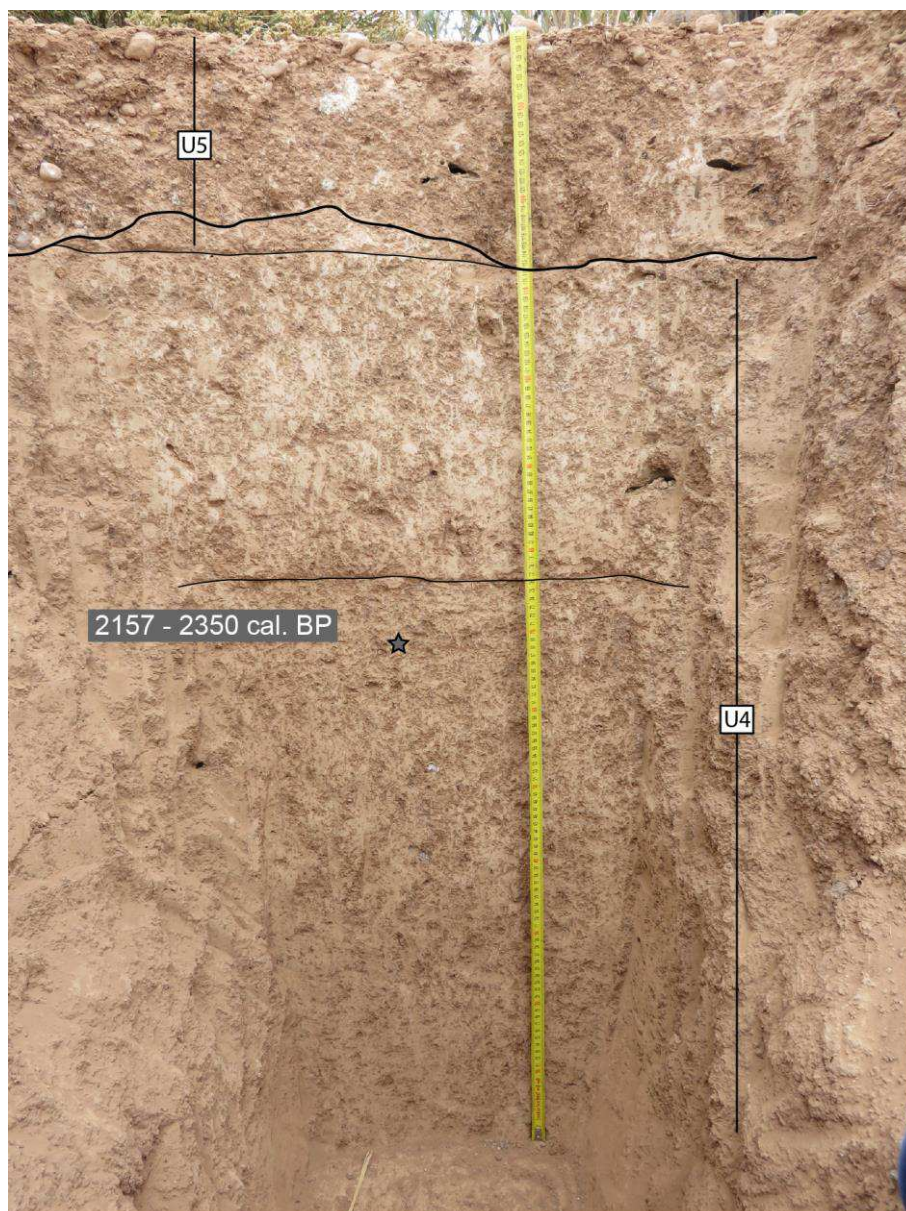


Figure 4-21. Vue du sommet de l’affleurement Tab02 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.

3.1.2.1 Lithostratigraphie et chronologie

Cinq grandes unités lithologiques ont été reconnues sur cet affleurement et six dates radiocarbone ont été effectuées, qui se répartissent entre 5000 et 2200 cal. BP (Fig. 1-26).

La base de la formation correspond à un épais dépôt de galets, graviers et de sables enfoui sous les sédiments actuels de l’oued, qui n’a pas été entièrement dégagé (base U1), l’incision initiale n’a donc pu être étudiée (Figs. 4-19, 4-20). Le sommet de ce dépôt fait au moins 50 cm d’épaisseur. Une date obtenue dans des faciès limoneux de la partie supérieure de ce dépôt grossier donne un âge de 4849 (4733 – 4955) cal. BP. Suite à ce dépôt basal, l’U1 est caractérisée sur une épaisseur de 1,4 m par l’alternance de faciès grossiers à graviers et galets et de faciès plus limoneux, ainsi que par une teinte colorimétrique sombre (7.5YR 7/1 – 7/2 *pinkish gray*) (Fig. 4-20). Ces dépôts grossiers sont bien visibles le long de l’affleurement (Fig. 4-19), nous pouvons noter que ces dépôts rythmés de graviers et galets

caractérisent l'ensemble de la formation. Le sommet de cette unité 1 est daté à 4695 (4576 – 4825) cal. BP (Fig. 4-20).

A ces dépôts succède une unité essentiellement limoneuse (U2) de teinte brun-jaune (10YR 7/3 – 7/4 *very pale brown*) et d'une épaisseur de 1 mètre. Celle-ci est composée de faciès sableux de 10-15 cm à sa base (U2a), mis en place peu de temps après 4576 – 4825 cal. BP. Le reste de l'unité correspond à une accumulation limoneuse de 75-80 cm (U2b et U2c). La partie supérieure de cette unité est datée de 4364 (4248 – 4509) cal. BP (Fig. 4-20).

Une unité plus sableuse, d'une épaisseur de 70-80 cm, est ensuite identifiée (U3), dont la partie supérieure de l'U3a est datée à 4045 (3932 – 4150) cal. BP (Fig. 4-20). L'U3b se caractérise par un faciès limoneux. Aucun contact érosif n'a été mis en évidence à la base de l'unité.

Puis une nouvelle unité (U4) s'accumule sur une épaisseur de 1,7 m. Elle est caractérisée par une structuration de dépôts limoneux sur 1,3 m (U4a), dont le sommet présente une date à 2306 (2157 – 2350) cal. BP (Fig. 4-20). L'U4b supérieure marque une sédimentation plus compacte et plus sableuse sur 40 cm (Fig. 4-21).

Enfin l'unité 5 (U5) sablo-limoneuse, peu épaisse (20 à 30 cm d'épaisseur), clôt la séquence (Fig. 4-21). Elle est également composée de graviers et de galets, notamment à sa base. Le contact avec l'U4 est érosif. Cette unité n'est pas directement datée.

3.1.2.2 Interprétation des analyses granulométriques et géochimiques

3.1.2.2.1 *Granulométrie*

Sans compter les fractions grossières (> 2 mm) non mesurées, les échantillons de Tab02 sont exclusivement classés dans les limons fins et très fins (55 – 85 % limon, 5 – 35 % sable, 5 – 25 % argile). La projection de PC1, opérée sur les classes texturales, montre une opposition marquée entre la fraction sableuse d'un côté et la fraction argileuse de l'autre côté (Fig. 4-22).

Les individus sont assez homogènes et sont regroupés vers le pôle dépôt en suspension (Fig. 4-23). La médiane reste pour l'ensemble de la formation assez faible, oscillant entre 5 et 20 μm . C'est en fonction du percentile le plus grossier que nous pouvons distinguer au sein de ce groupe des échantillons, en-deçà de 200 μm , marqués à proprement parlé par une suspension uniforme, de ceux dont le D99 est supérieur à 200 μm et nécessitent des processus de suspension graduée, voire de roulement (à partir de 400 μm). Ces derniers se caractérisent par une décroissance de la qualité du tri.

L'image CM reflète effectivement que les échantillons caractérisés par une fraction sableuse sont également fortement composés de limon, ce que laissait déjà supposer le diagramme ternaire (Fig. 4-22).

Comme le révèlent le diagramme ternaire et l'image CM (Figs. 4-22, 4-23), l'ensemble des échantillons est relativement homogène et limoneux. Cela se vérifie par la représentation des classes texturales en fonction de la stratigraphie (Fig. 4-24). Toutefois, il est bon de rappeler que certains dépôts de l'U1 présentent des fractions grossières au-delà des sables qui n'ont pas pu être mesurées par le granulomètre laser.

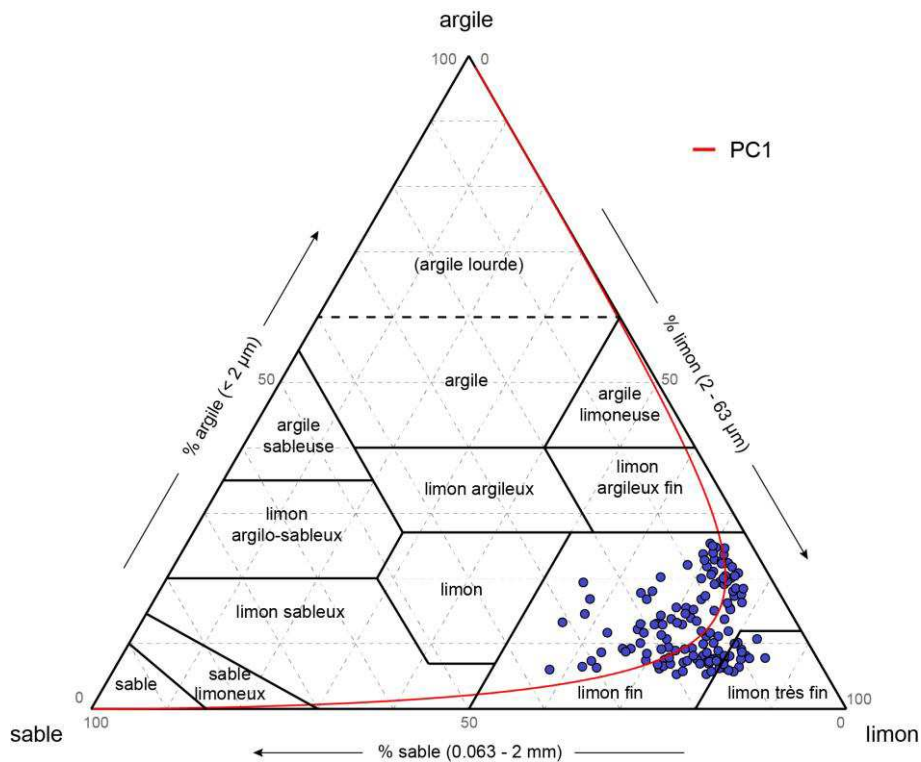


Figure 4-22. Diagramme ternaire des données granulométriques des fractions argileuse, limoneuse et sableuse de l’affleurement Tab02 et projection de la première composante principale réalisée sur ce jeu de données. Classification adaptée de l’IUSS Working Group WRB (2014).

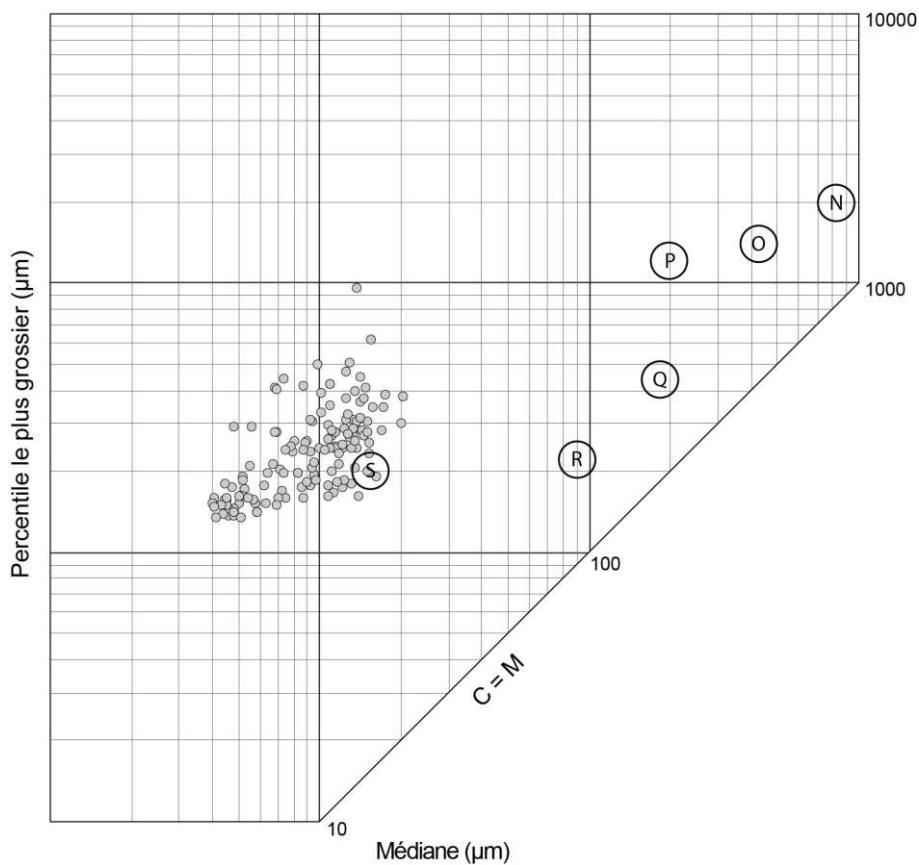


Figure 4-23. Image CM des données granulométriques de l’affleurement Tab02, où la droite C=M indique un tri parfait.

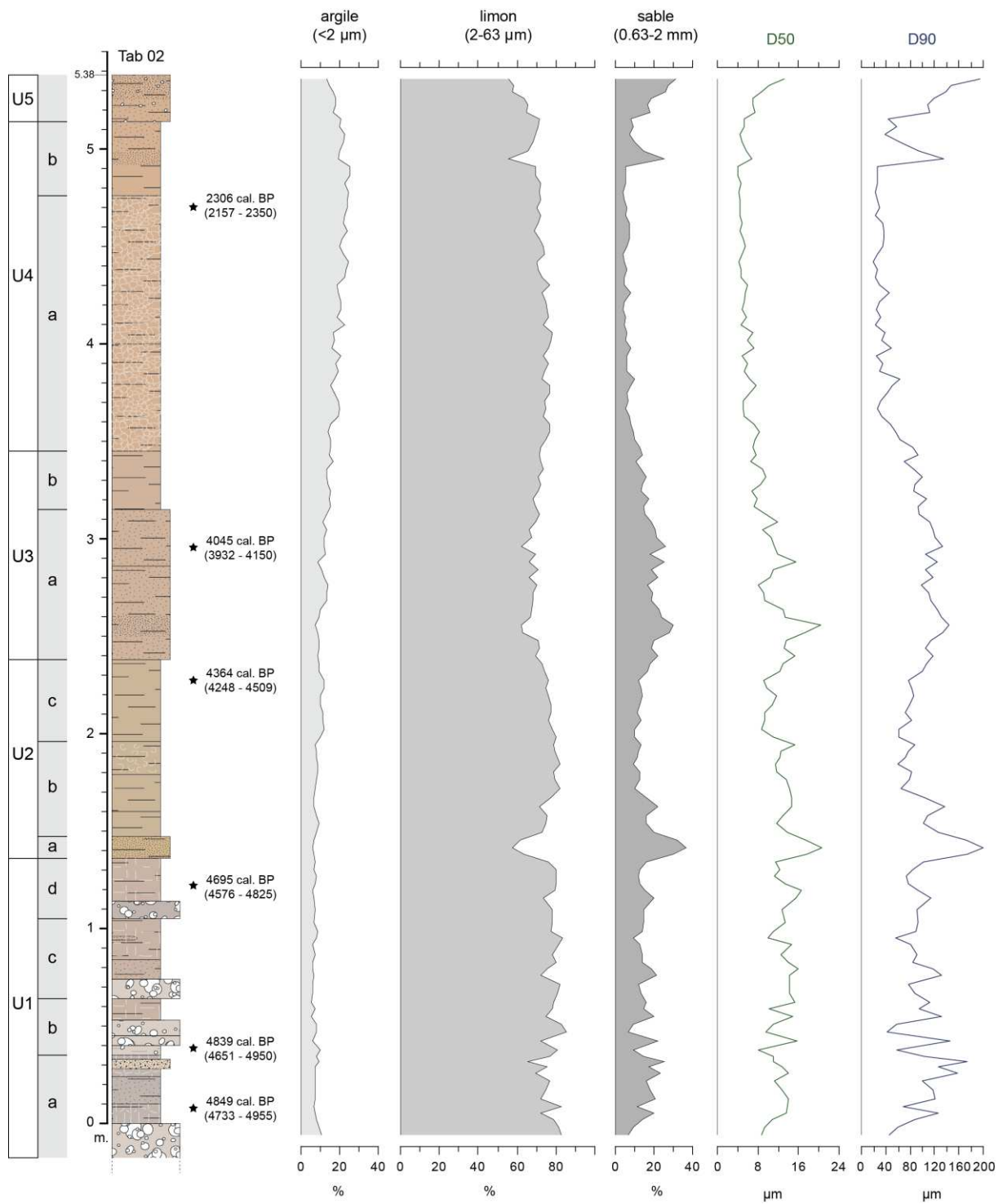


Figure 4-24. Classes texturales et indices granulométriques (D50 et D90) de l’affleurement Tab02.

3.1.2.2.2 Géochimie

L'ACP réalisée sur les données géochimiques de l'affleurement Tab02 révèle un schéma similaire à celle faite sur Cha06. Deux axes factoriels sont extraits de l'ACP réalisée sur Tab02. Ils résument à eux deux 88,2 % de l'information portée par le jeu de données (Figs. 4-25, 4-26). Le premier axe (PC1) porte à lui seul 76.5 % de la variance, ce qui respecte les proportions obtenues par l'ACP faite sur les données de l'affleurement Cha06 (Fig. 4-25). Cet axe oppose les éléments Ca, Sr, Zr et Si, en positif, aux éléments Co, Zn, Mn et Rb en négatif (Fig. 4-26). Il distingue les unités 1, 3 et 5 par des valeurs élevées en Ca, Sr, Zr et Si, de l'unité 4 aux valeurs élevées en Co, Zn, Mn et Rb. L'unité 2 est marquée par des *scores* nuls voire légèrement positifs (Fig. 4-25). De la même manière que pour l'affleurement Cha06 ou ceux de l'Holocène ancien, cet axe est un indicateur de la granulométrie. Les ratios Zr/Rb et Rb/Sr qui accompagnent PC1 et PC2 sur la figure 4-25, sont utilisés respectivement comme marqueur de crues en contexte fluvial et d'altération des sols (Jones *et al.*, 2012 ; Profe *et al.*, 2016). Ils confirment cette interprétation.

Le second axe (PC2) représente 11.6 % de la variance et oppose l'élément Zr en positif aux éléments Ca, Sr et Fe en négatif (Fig. 4-26). Cet axe factoriel met surtout en évidence une opposition entre les unités détritiques, avec U1 marquée par des *scores* négatifs élevés, et les unités 3 et 5 caractérisées par des *scores* positifs (Fig. 4-25). Cela pourrait constituer un indicateur de la source des faciès grossiers, distinguant des compositions soit plutôt carbonatée (U1), soit plutôt silicatée (U3, U5). Cette interprétation est soutenue par les données de perte au feu qui montrent les valeurs élevées en carbonates à la base de la formation (U1) et une augmentation des pourcentages en silicates pour les unités 3, 4 et 5 (Fig. 4-29).

La comparaison des données granulométrique et géochimique par ACP à compositions multiples confirme les relations observées. En effet, les *scores* positifs élevés de PC1 sont marqués par les échantillons à dominante sableuse, qui sont également caractérisés par une dominance de Zr, Si et Ca (Fig. 4-27). D'autre part, les *scores* négatifs sont dominés par la fraction argileuse, en association aux éléments Co, Zn et Rb. Cette opposition entre sable et argile sur l'axe factoriel PC1 (clr) était déjà entraperçue par la représentation en diagramme ternaire (Fig. 4-22), et ces associations granulométrie – géochimie sont similaires à la séquence Cha06-08 (section 4.3.1.1.2.2). La PC2 (clr) semble montrer que la fraction limoneuse, aux valeurs positives élevées, est associée à l'élément Sr (Fig. 4-27). L'unité 1, marquée par des valeurs élevées en Sr sur les deux axes factoriels, est en effet caractérisée par la sous-population EM2 (7 – 50 µm) représentant les limons (Fig. 4-28). Cette association indique que la fraction limoneuse de cette séquence est marquée par une faible altération chimique puisque Sr est très soluble et facilement mobilisé par le lessivage (Kabata-Pendias, 2001 ; Profe *et al.*, 2016), ce qui est confirmé par les valeurs très faibles du ratio Rb/Sr pour l'U1 (Fig. 4-25).

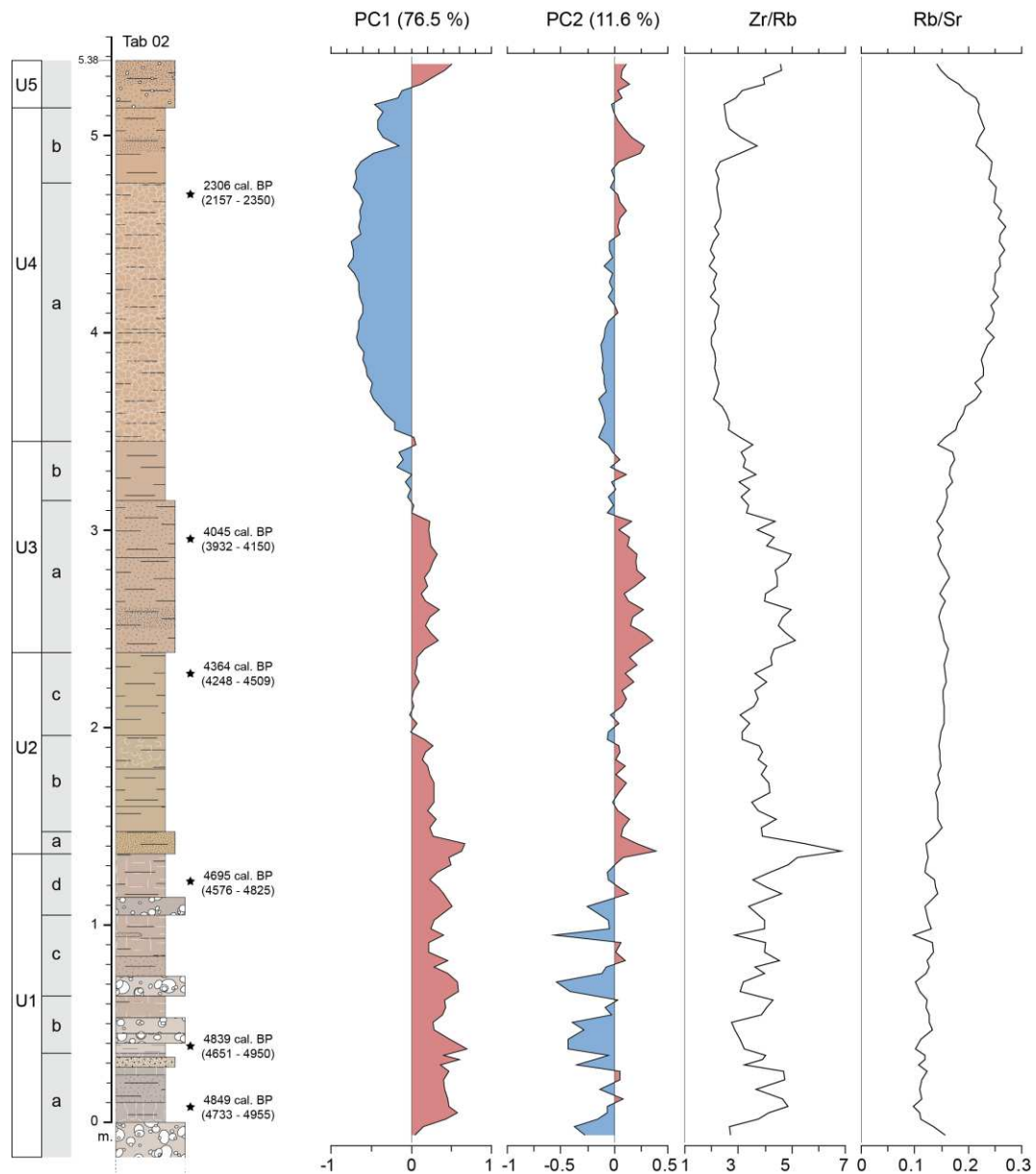


Figure 4-25. Scores des composantes principales de l'ACP et ratios réalisés sur les données géochimiques de l'affleurement Tab02.

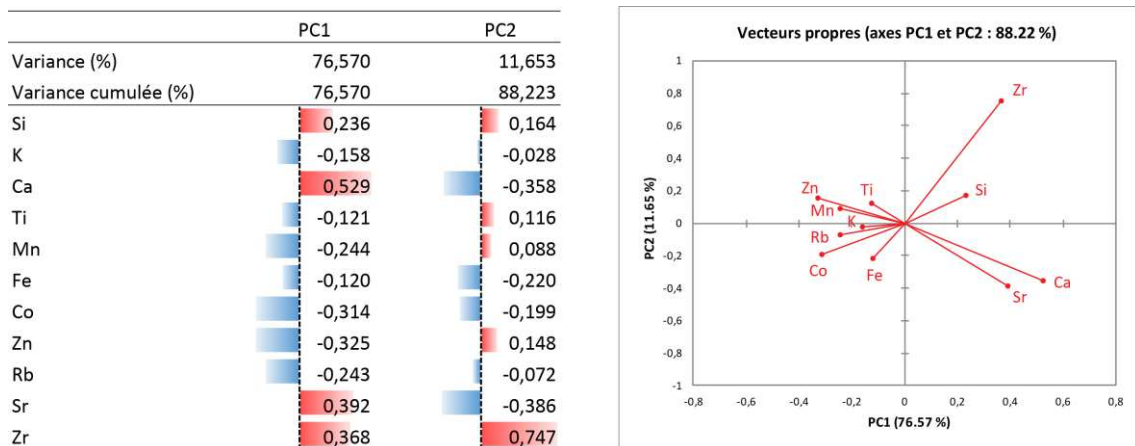


Figure 4-26. Loadings ou vecteurs propres des composantes principales de l'ACP et biplot des loadings des PC1 et PC2 des données géochimiques de l'affleurement Tab02.

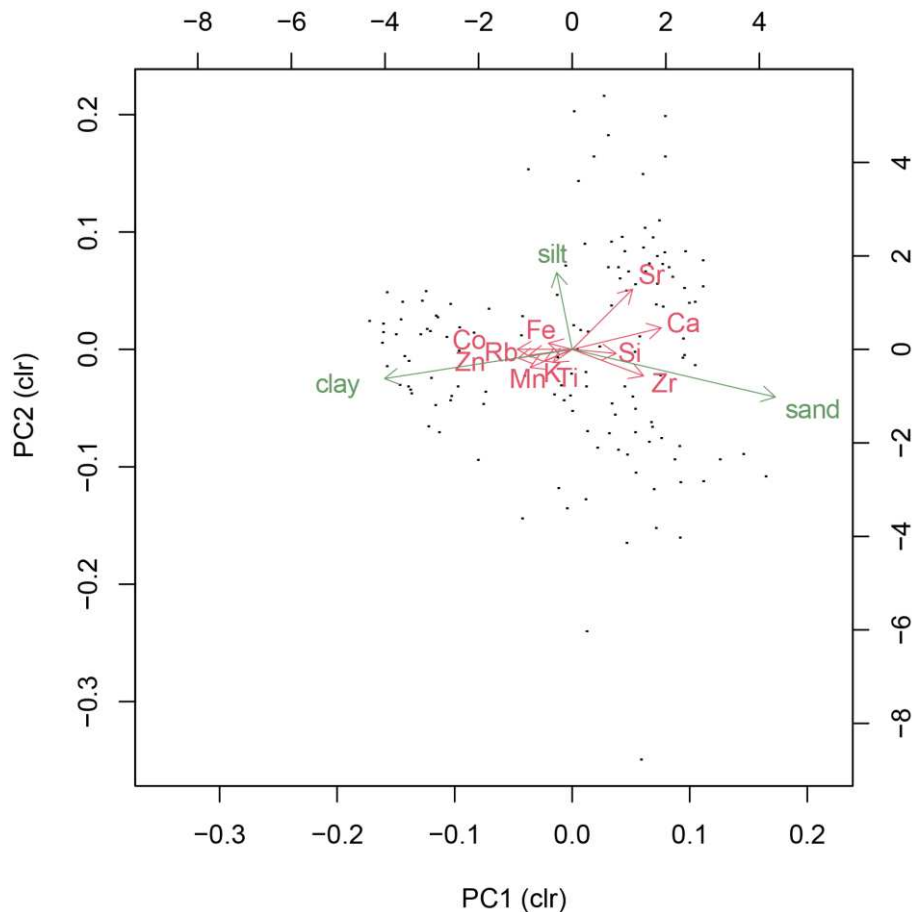


Figure 4-27. Biplot de l'ACP multiple réalisée sur les données géochimiques et granulométriques (classes texturales) de l'affleurement Tab02.

3.1.2.3 Dynamiques morpho- et pédosédimentaires

Les classes texturales de l'U1 ne donnent pas plus d'information que celles apportées par le diagramme ternaire et l'image CM, à savoir une composition granulométrique autour de 70 – 80% de limon, 10 – 20 % de sable et 10 % d'argile (Fig. 4-24). Des teneurs qui d'ailleurs ne montrent que peu de variations sur l'ensemble de l'accumulation sédimentaire, seule une légère augmentation de la fraction argileuse est décelée pour l'U4. En revanche, l'analyse des *end-members* permet d'aller plus loin, en distinguant deux sous-populations granulométriques dans les fines, un premier mode EM1 centré vers 2,2 μm (0.5 – 7 μm) et un second mode EM2 centré vers 20 μm (7 – 50 μm). Les échantillons apparaissent bien mieux discriminés par ces deux modes (Fig. 4-28). Hormis ces faciès grossiers, l'U1 est fortement représentée par EM2 (60 – 80 %) et par la sous-population sableuse EM3 centrée autour de 140 μm (70 – 240 μm). De manière générale, une bonne corrélation est notée pour les unités 1, 3 et 5 entre les valeurs élevées des PC1 et PC2 ou du ratio Zr/Rb et celles de l'EM3 indiquant une granulométrie grossière. Cette unité est également marquée par les plus faibles valeurs en SM (10 à $30 \times 10^{-8} \text{ m}^{-3} \cdot \text{kg}^{-1}$), en matière organique (8 %) et les plus fortes valeurs en carbonates (entre 15 et 20 % ou scores élevés de PC2) (Fig. 4-29). Les fortes teneurs en carbonates semblent expliquer les faibles valeurs en SM. Dans l'ensemble, l'U1 correspond à des environnements de dépôt qui traduisent un fort hydrodynamisme : l'épais dépôt grossier de base est un dépôt de chenal mis en place avant 4900 cal. BP et les dépôts grossiers suivants à la base des U1b, U1c et U1d traduisent une fréquence importante de crues jusqu'à 4700 cal. BP \pm 100 ans, au plus tard.

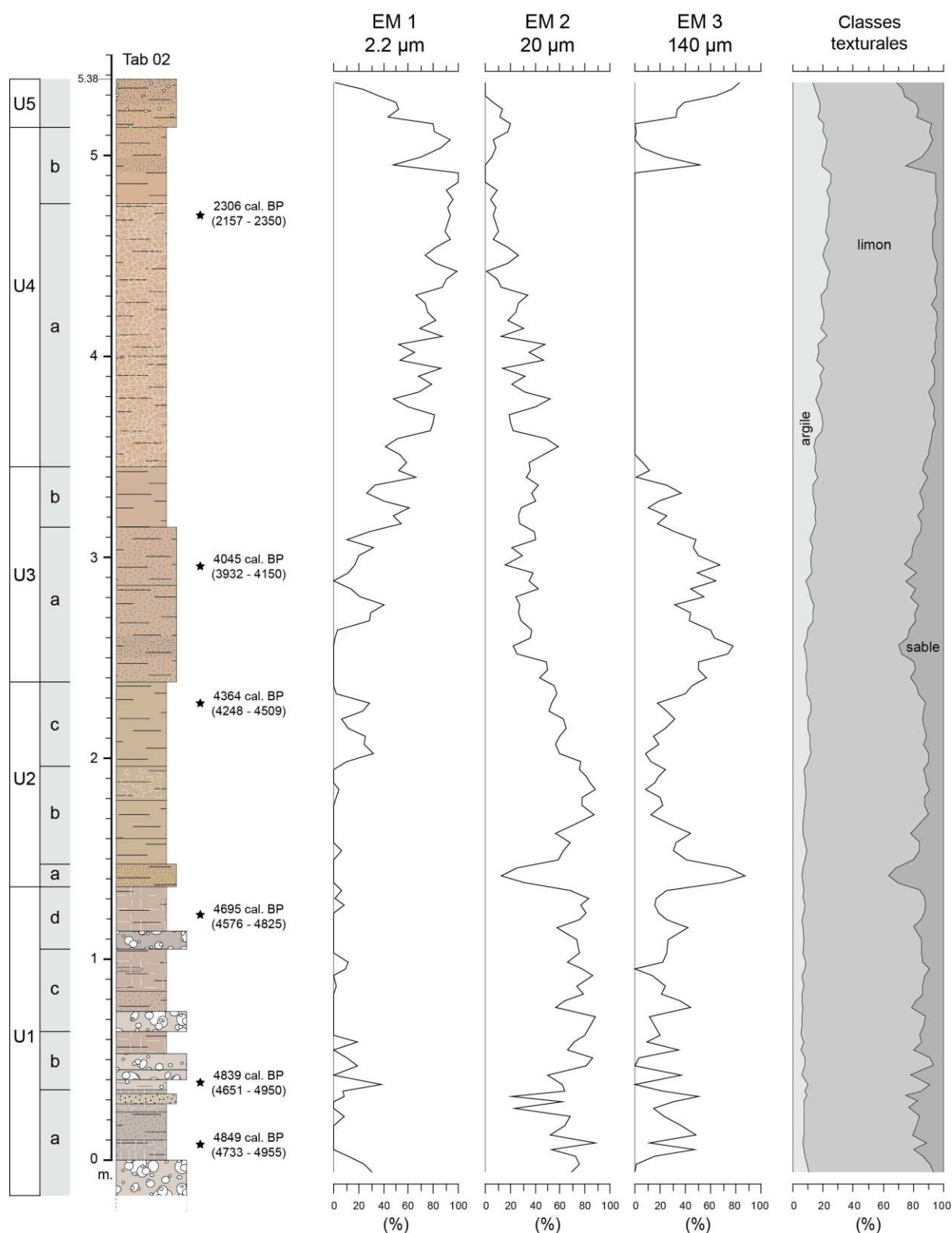


Figure 4-28. *End-members* ou sous-populations granulométriques, et classes texturales de l’affleurement Tab02.

L’unité 2 présente un changement durable de la colorimétrie avec l’accumulation jusqu’au sommet de sédiments de teinte brun-jaune (10YR 7/3 – 7/4 *very pale brown*), probablement autour de 4600 – 4500 cal. BP. Cette unité débute avec un dépôt limono-sableux (U2a) composé à 30 % de sable, fortement influencé par le mode 140 μm (70 – 90 %) (Fig. 4-28). Ces valeurs élevées s’expliquent par la distribution bimodale de l’EM3, marquée par un second mode très minoritaire superposé à EM1

(Ann. VI). Le reste de l'unité est caractérisé par des dépôts limoneux centrés autour de 20 μm (7 – 50 μm) dont les valeurs en SM augmentent ($40 - 60 \times 10^{-8} \text{ m}^{-3} \cdot \text{kg}^{-1}$). La teneur en MO augmente légèrement ($\sim 10\%$) et le ratio Zr/Rb marque une granulométrie plus fine (Figs. 4-25, 4-29). Ces dépôts traduisent une décroissance de l'énergie hydrique par rapport à l'U1 et correspondent à des environnements de dépôt de plaine d'inondation qui s'accumulent jusqu'à 4300 cal. BP.

L'unité 3 est caractérisée par une fraction sableuse (20 – 30 %) toujours représentée par la distribution bimodale EM3 centrée autour de 140 μm (Fig. 4-28). Les valeurs en SM ne diminuent pas mais la teneur en silicates augmente (Fig. 4-29). Les scores des PC1 et PC2 sont positifs, ainsi que les valeurs en Zr/Rb (Fig. 4-25), indiquant un changement de sources sédimentaires pour cette phase détritique. La fin de l'apport sableux est datée autour de 4045 (3932 – 4150) cal. BP. L'unité 3 traduit une phase marquée par un hydrodynamisme plus important entre 4300 et 4000 cal. BP. Le sommet de cette unité (U3b) est marqué par l'apport croissant en fraction fine.

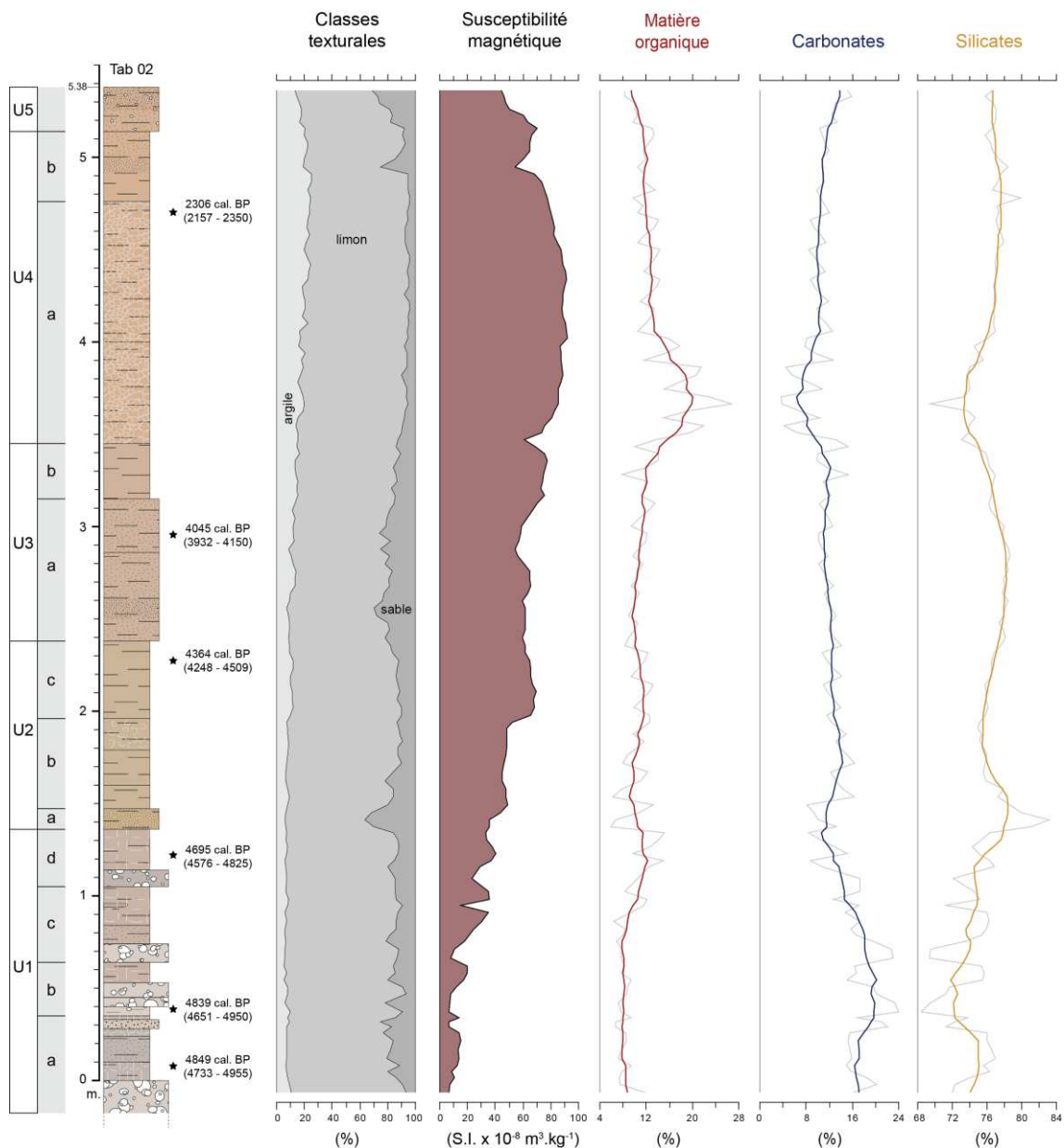


Figure 4-29. Classes texturales, susceptibilité magnétique et composition en matière organique, carbonates et silicates – oxydes (avec moyenne mobile sur 4 points) de l’affleurement Tab02.

L'unité 4 est en effet caractérisée par la plus faible teneur en sable de la séquence (< 10 %), et celle proportionnellement plus forte en argile (15 – 20 %), ainsi que par des *scores* négatifs de PC1 (associés aux éléments Co, Zn, Mn et Rb) et par une augmentation de la matière organique à sa base sur plus de 50 cm (Figs. 4-25, 4-29). Une des particularités de cette unité réside dans sa structure grumeleuse développée sur 130 cm. Comment nous l'avons mentionné ci-dessus, l'analyse par *end-members* a permis de mieux discriminer les seules classes texturales argileuse et limoneuse. Elle a mis en évidence une sous-population EM1 centrée vers 2,2 μm (0.5 – 7 μm), ne comprenant ainsi que les fractions des argiles et des limons fins, sous-population qui caractérise presque exclusivement cette unité (Fig. 4-28). Ce mode pourrait s'expliquer par l'influence de la pédogénèse, dont témoignent les valeurs élevées en SM ($80 - 90 \times 10^{-8} \text{ m}^{-3} \cdot \text{kg}^{-1}$) dans cette unité (Fig. 4-29), les valeurs géochimiques corrélées aux éléments Co, Zn, Mn et Rb, et la structuration des dépôts par des processus biologiques (actions physico-chimiques de la microfaune du sol) qui conduisent au développement d'un complexe argilo-humique et à un affinement granulométrique du matériel parental. Les valeurs de EM1 augmentent progressivement jusqu'à culminer au sommet de l'U4a (~90 %), daté à 2306 (2157 – 2350) cal. BP (Fig. 4-28). Ces éléments traduisent le développement d'une pédogénèse dans des dépôts de plaine d'inondation. L'U4a est toutefois très épaisse, et les données chronologiques montrent que l'accumulation sédimentaire couvre un laps de temps de 1700 ans, ce qui indique un important ralentissement de la vitesse de sédimentation et potentiellement un processus de pédogénèse cumulée.

Enfin, l'unité supérieure (U5), peu épaisse (20-30 cm), est composée de 55 à 70 % de limons et jusqu'à 30 % de sable et surtout caractérisée par l'EM3 (Fig. 4-28). Elle est également composée de graviers et de galets qui ne sont pas inclus dans les analyses granulométriques. Cette unité vient tronquer l'U4 dont le sommet date de la fin du 3^{ème} millénaire. Elle traduit une hausse de l'hydrodynamisme et correspond à des dépôts de crue.

3.1.2.4 Assemblage malacologique

Un échantillonnage pour l'étude des restes de mollusque a été réalisé pour l'affleurement Tab02 en octobre 2016. Avec celui effectué sur l'affleurement Tab01, il s'inscrit dans le cadre de la thèse de Fatima Segauoi, qui a réalisé le tri et l'identification de la malacofaune.

Les résultats de l'étude malacologique sont à considérer de manière indicative et ne sauraient donner matière à une discussion ou une interprétation poussée des conditions paléoécologiques et paléoenvironnementales enregistrées dans ces sédiments, en raison du pas d'échantillonnage très lâche pour la partie supérieure de l'affleurement, et de la faible quantité de sédiments et de restes malacologiques collectés – la moitié des échantillons, d'un volume de 2 litres, contient moins de 200 individus, seuil au-dessus duquel un assemblage est considéré comme représentatif. Ces échantillons se concentrent dans la partie supérieure de la coupe, et contiennent moins de 50 individus à partir de l'U4 (Fig. 4-30). Les échantillons des U1 et U2 contiennent quant à eux entre 150 et 350 individus.

Les variations de la richesse spécifique des groupes écologiques aquatiques, hygrophiles et xérophiles sont de faible amplitude, et ne permettent pas de mettre en évidence une évolution particulière au sein de l'affleurement. Seul le nombre total d'espèces montre une forte diminution à partir de l'U4, reflétant la chute concomitante du nombre total d'individus.

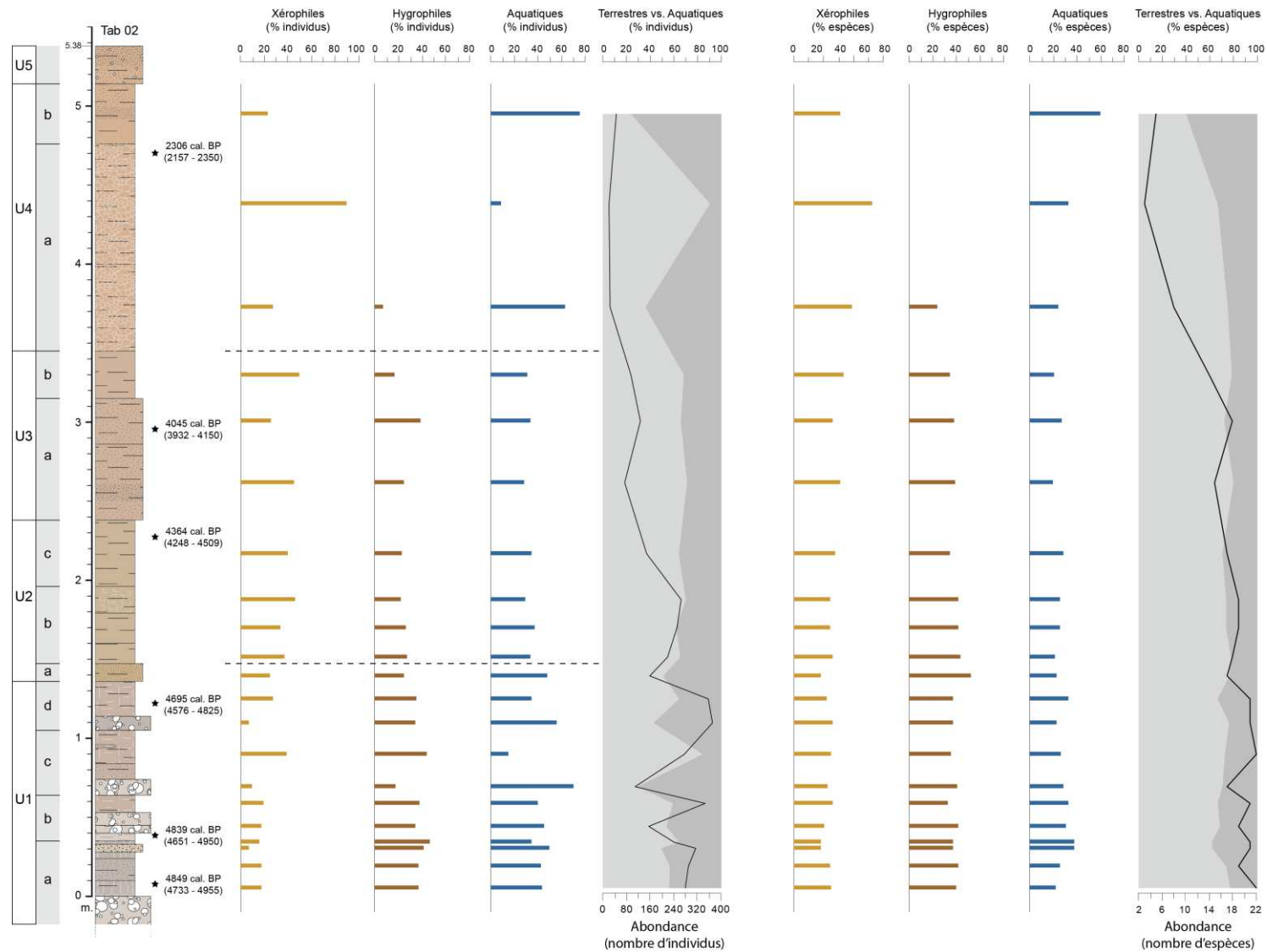


Figure 4-30. Assemblage malacologique de l’affleurement Tab02, à savoir les compositions par individus et par espèces des mollusques aquatiques, hygrophiles et xérophiles, ainsi que leur abondance totale.

Néanmoins, des variations du nombre d'individus observées selon leur groupe écologique permettent de mettre en lumière quelques tendances générales. La composition de l'U1 est ainsi dominée par les aquatiques à 40 – 70 % puis par les hygrophiles (30 – 40 %), et enfin les xérophiles (10 – 30 %) (Fig. 4-30). Cette tendance confirme les observations et les interprétations précédentes décrivant des dépôts grossiers de chenaux ou hydromorphes et des conditions plus humides. Un rééquilibrage de l'assemblage est ensuite noté entre les trois groupes écologiques à partir de l'U2. La composition montre une augmentation relative des xérophiles à 30 – 50 %, au détriment des deux autres groupes aquatique (20 – 40 %) et hygrophile (20 – 30 %). Cette composition perdure au moins pour l'U3 (Fig. 4-30). Enfin, l'U4 est marquée par de fortes fluctuations de l'assemblage malacologique, et notamment par une disparition des individus hygrophiles, qui baissaient depuis l'U3b. Alors que l'augmentation relative des aquatiques et des xérophiles pour les deux derniers échantillons (U4) traduisent des augmentations faibles mais absolues (Ann. XI), l'augmentation des aquatiques au début de l'U4a n'est que relative, les données absolues montrant une baisse des trois groupes écologiques. Ces fluctuations reflètent surtout la diminution du nombre des individus, comme l'illustre la courbe des effectifs totaux. En raison de la faiblesse du nombre d'individus caractérisant les trois derniers échantillons de l'U4, aucune interprétation fiable ne peut être avancée.

3.1.3 Corrélations et autres affleurements dans le bassin d'ABM

La comparaison des affleurements Cha06-08 et Tab02 met déjà en évidence de fortes similarités. En effet, dans les deux oueds est identifiée une incision initiale mal cernée chronologiquement suivie d'une reprise de la sédimentation vers 5000 cal. BP, suite au long hiatus de l'archivage sédimentaire du début de l'Holocène moyen. Une décroissance de l'énergie hydrique est notée vers 4700 – 4600 cal. BP, puis un hydrodynamisme plus important est observé simultanément dans les deux oueds entre 4300 et 4000 cal. BP (Cha06-08 U3, Tab02 U3). Les dépôts de plaine d'inondation pédogénésés au sein des deux séquences au cours du 3^{ème} millénaire (Cha06-08 U6, Tab02 U4) traduisent également le développement de conditions stables à cette période. Celle-ci est suivie d'une phase de détritisme caractérisée par une unité terminale grossière et discordante, surmontant les deux terrasses (Cha06-08 U7, Tab02 U5).

Dans la vallée de l'oued Tabouda, l'affleurement Tab01, étudié dans le chapitre 2, et qui enregistre pour l'essentiel l'UMS 1 de l'Holocène ancien et les conditions humides qui prévalaient pendant la dernière Période Humide Africaine, présente de manière discontinue à sa partie supérieure des dépôts de la fin de l'Holocène moyen et de l'Holocène récent (Fig. 1-25).

Ces dépôts - Tab01 unité XII - qui sont situés en position haute par rapport au chenal actif (Fig. 2-4) sont discordants par rapport à l'UMS 1. Ils correspondent à des dépôts de crue en position proximale ou distale qui traduisent une forte activité hydrosédimentaire probablement vers 5000 – 5200 cal. BP.

Plus en aval, les affleurements prospectés le long des berges de l'oued El Haÿ et l'oued Za n'ont fait l'objet ni d'analyses détaillées à haute résolution, ni d'analyses approfondies. Les quelques dates réalisées permettent toutefois de les insérer dans un cadre chronostratigraphique micro-régional. Les dates obtenues sur les dépôts de l'oued Za se répartissent sur un millénaire entre 2800 et 1800 cal. BP (Fig. 1-40).

L'affleurement Za01 montre une coupe de 3,40 m d'épaisseur. Trois dates ont été effectuées à la partie supérieure de la terrasse alluviale. La majeure partie de la sédimentation est caractérisée par des limons bruns très structurés (à très fins débits polyédriques ou prismatiques), parfois à porosité canaliculaire et à pseudo-mycélium, qui indique le développement de sols cumuliques entre 2352 – 2697 (2455) et 1711 – 1866 (1778) cal. BP (Fig. 1-40). Deux dépôts plus grossiers s'intercalent dans ces dépôts limoneux. Le premier, au milieu de l'affleurement, présente un faciès sableux qui se développe latéralement, vers une position proximale, sur une trentaine de centimètres d'épaisseur. La base de cette unité est datée de 2154 – 2340 (2228) cal. BP. Le second dépôt, situé au sommet de l'affleurement, est composé de galets dans une matrice sableuse et tronque les dépôts précédents. Il n'est pas daté. Nous observons que ces dépôts sont en cohérence avec le développement de conditions stables au cours du 3^{ème} millénaire, suivi d'une phase de détritisme, mis en évidence dans le bassin d'ABM au sein des affleurements Cha06 (U6) et Tab02 (U4).

Le second affleurement qui présente une information chronologique dans la section prospectée de l'oued Za (Za02) se situe 400 mètres en aval de Za01. Une seule date a été réalisée sur les restes d'une structure à combustion (Fig. 1-40). Cette structure, datée de 2720 – 2844 (2753) cal. BP, est installée sur le dépôt de 2 m d'épaisseur, très rythmé, composé de sables à litage horizontal parallèle, et érodant à sa base des limons structurés. Cette séquence traduit une période de forte activité hydrosédimentaire, antérieurement à 2800 cal. BP, et qui correspond chronologiquement à celle identifiée dans l'oued Charef de 3200 – 2900 cal. BP (Cha06 U5).

Concernant les dates radiocarbone des dépôts de l'oued El Haÿ, elles s'étendent entre 2500 et 500 cal. BP (Fig. 1-39), et ont été obtenues sur deux coupes d'âge différent (Hay01 et Hay04). Seule la coupe Hay04 présente un recoupement chronologique avec les affleurements Cha06 et Tab02. Le long de l'oued El Haÿ, l'affleurement Hay04 montre des dépôts de 2,80 m d'épaisseur comprenant deux structures à combustion creusées dans des limons brun clair structurés (Fig. 1-39). La première de ces structures est datée de 2349 – 2698 (2455) cal. BP. Ces limons sont par la suite érodés par une couche sableuse terminale correspondant au débordement latéral d'un chenal s'emboitant dans ces dépôts limoneux. Nous pouvons observer que cet affleurement est en cohérence avec la phase de stabilité du milieu du 3^{ème} millénaire identifiée dans le bassin d'ABM, phase qui se manifeste par la présence d'une occupation humaine sur les berges de cet oued, et avec une période détritique postérieure qui la démantèle.

3.2 Le bassin de Ksabi

Suite à des reconnaissances et à des études dès les années 1980 (Lefèvre, 1985 ; Lefèvre et Ballouche, 1991), puis à des prospections complémentaires le long des oueds Bliroh et Defilia depuis le secteur d'étude dit de Bliroh jusqu'à leur confluence avec l'oued Moulouya (3 km de long), la fenêtre d'étude dite de Defilia a été sélectionnée pour l'étude de l'UMS 2 de l'Holocène moyen-récent. Comme nous l'avons décrit dans le chapitre 1 consacré à la présentation des terrains, cette fenêtre a été implantée dans une zone de confluence de trois oueds, incisée dans les marnes du Néogène (Fig. 4-31, section 1.5.2.1.2). Les lits perchés de ces oueds situés juste en amont de cette zone ne présentent qu'une accumulation sédimentaire peu épaisse, composée principalement de dépôts attribués à la formation de l'Holocène ancien F1, ou de dépôts grossiers subactuels. Les dépôts qui couvrent la fin de l'Holocène moyen et le début de l'Holocène récent (~5200 – 2000 cal. BP), présents partiellement

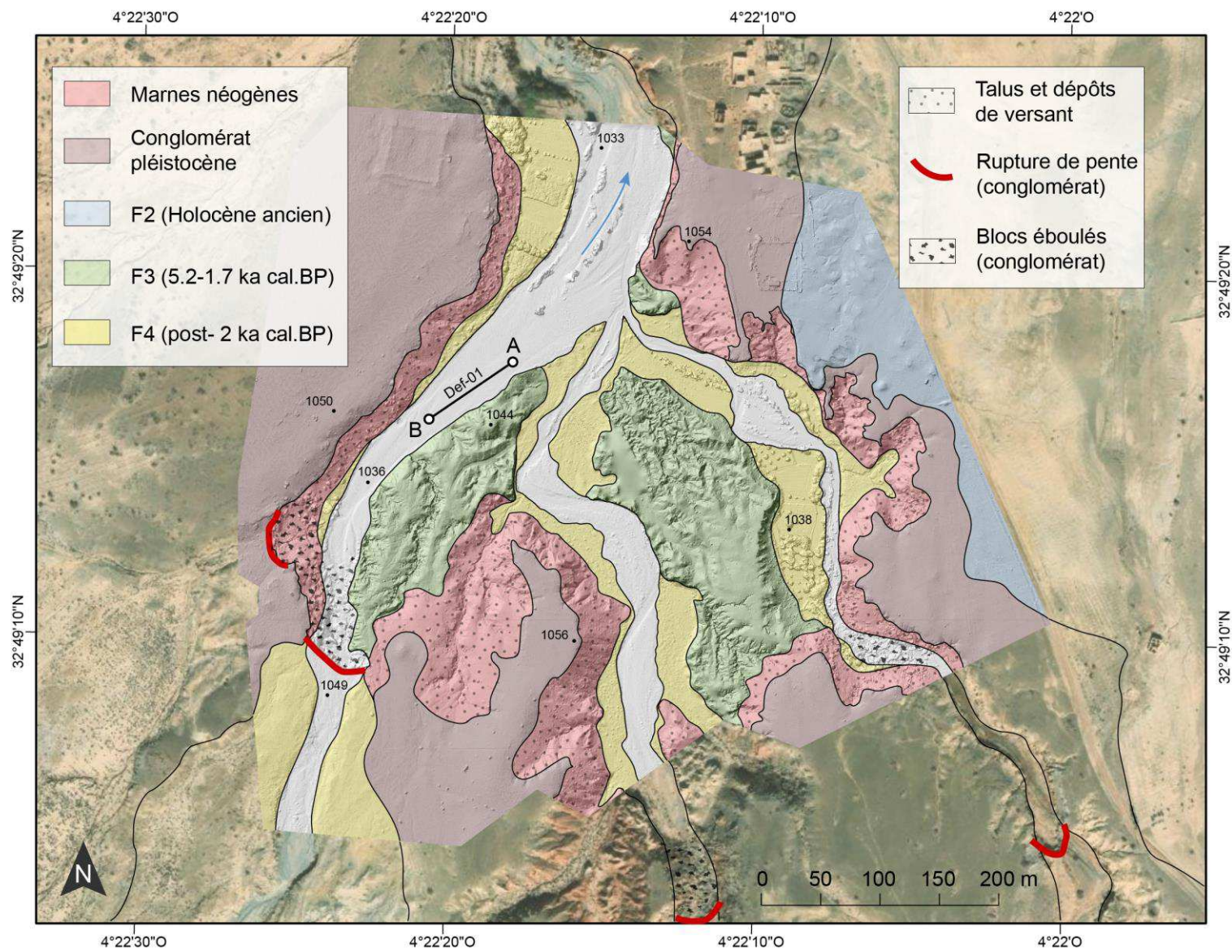


Figure 4-31. Carte géomorphologique synthétique de la section étudiée de l'oued Defilia et localisation de l'affleurement Def01.

dans le secteur d'étude de Blih, sont largement développés dans le secteur de Defilia (Fig. 4-31, Lefèvre, 1985 ; Lefèvre et Ballouche, 1991). Ils remplissent de surcroît tout le fond de la zone dépressionnaire jusqu'à l'oued Moulouya, et ont été fortement érodés depuis, formant ainsi des *badlands* étendus à l'ensemble du secteur (Fig. 1-10).

3.2.1 L'oued Defilia

L'affleurement Def01 situé en rive droite de l'oued, est relativement bien préservé depuis la rupture de pente située environ 200 mètres en amont (Fig. 4-31). Il a été choisi en raison de la bonne conservation de ses dépôts (le sommet de la terrasse culminant à 8 mètres au-dessus du lit actuel de la rivière), et de son accessibilité grâce à l'incision de ces dépôts par les dynamiques alluviales postérieures. Une coupe stratigraphique de 50 mètres de long a été réalisée (Fig. 4-32), et deux profils principaux ont été levés et échantillonnés. Ils concentrent l'ensemble des analyses sédimentologiques et géochimiques (profils 1 et 3).

3.2.1.1 Lithostratigraphie et chronologie

Au total, 6 unités lithostratigraphiques ont été identifiées à partir des faciès sédimentaires et 12 dates radiocarbone ont été réalisées, qui se répartissent entre 5200 et 1600 cal. BP (Figs. 1-14, 4-32).

La base de la formation est partiellement enfouie sous les dépôts récents de l'oued, comme à l'aplomb du profil 1 où les marnes du Néogène sont identifiées à une trentaine de centimètres de profondeur (Fig. 4-33). La formation est ensuite caractérisée par un dépôt basal à teinte colorimétrique sombre (10YR 7/2 – 5/2 *light gray* à *grayish brown*), épais de 2 mètres, comportant une alternance de faciès sableux à graviers et de faciès limoneux (U1) (Fig. 4-34). Cette unité présente des variations latérales de faciès et d'épaisseur le long de l'affleurement (Fig. 4-32). La date obtenue à la base de la séquence à moins de 10 cm des argiles du Néogène donne un âge de 5163 (5051 – 5318) cal. BP. Le sommet de cette U1 est daté à 4477 (4413 – 4527) cal. BP (Fig. 4-34).

Une deuxième unité (U2) de faciès limoneux, d'une épaisseur d'environ 1 mètre, est datée de 4294 (4157 – 4409) cal. BP (Fig. 4-33). Cette unité présente peu de variations latérales au sein de l'affleurement, qui est facilement reconnaissable à la très forte oxydation de l'U2b (7.5YR 7/3 – 7/4 *pink*).

L'unité 3 (U3) est un peu plus sableuse et d'une épaisseur de 1,5 m. Elle est composée d'une couche limono-sableuse (U3a) surmontée d'un lit riche en charbons, daté vers 3088 (2965 – 3203) cal. BP, puis de l'U3b un peu plus oxydée (10YR 7/3 *very pale brown*) et légèrement prismatique (Fig. 4-33). Peu de variations sont notées sur l'affleurement.

Une unité limoneuse (U4) à la teinte colorimétrique plus grise (10YR 7/1 – 6/1 *light gray* à *gray*) lui succède (Fig. 4-33). Peu épaisse (environ 60 cm), elle est reconnue sur toute la coupe (Fig. 4-32). Des échantillons de charbon localisés dans sa moitié supérieure ont donné deux dates : 1997 (1892 – 2114) et 1863 (1744 – 1975) cal. BP.

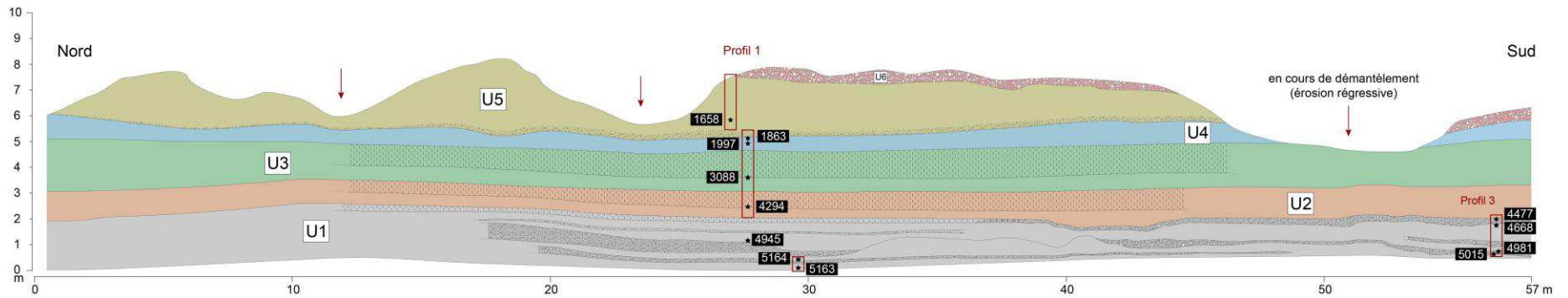


Figure 4-32. Coupe stratigraphique de l’affleurement Def01, localisation des principaux profils étudiés, et vue de l’affleurement.

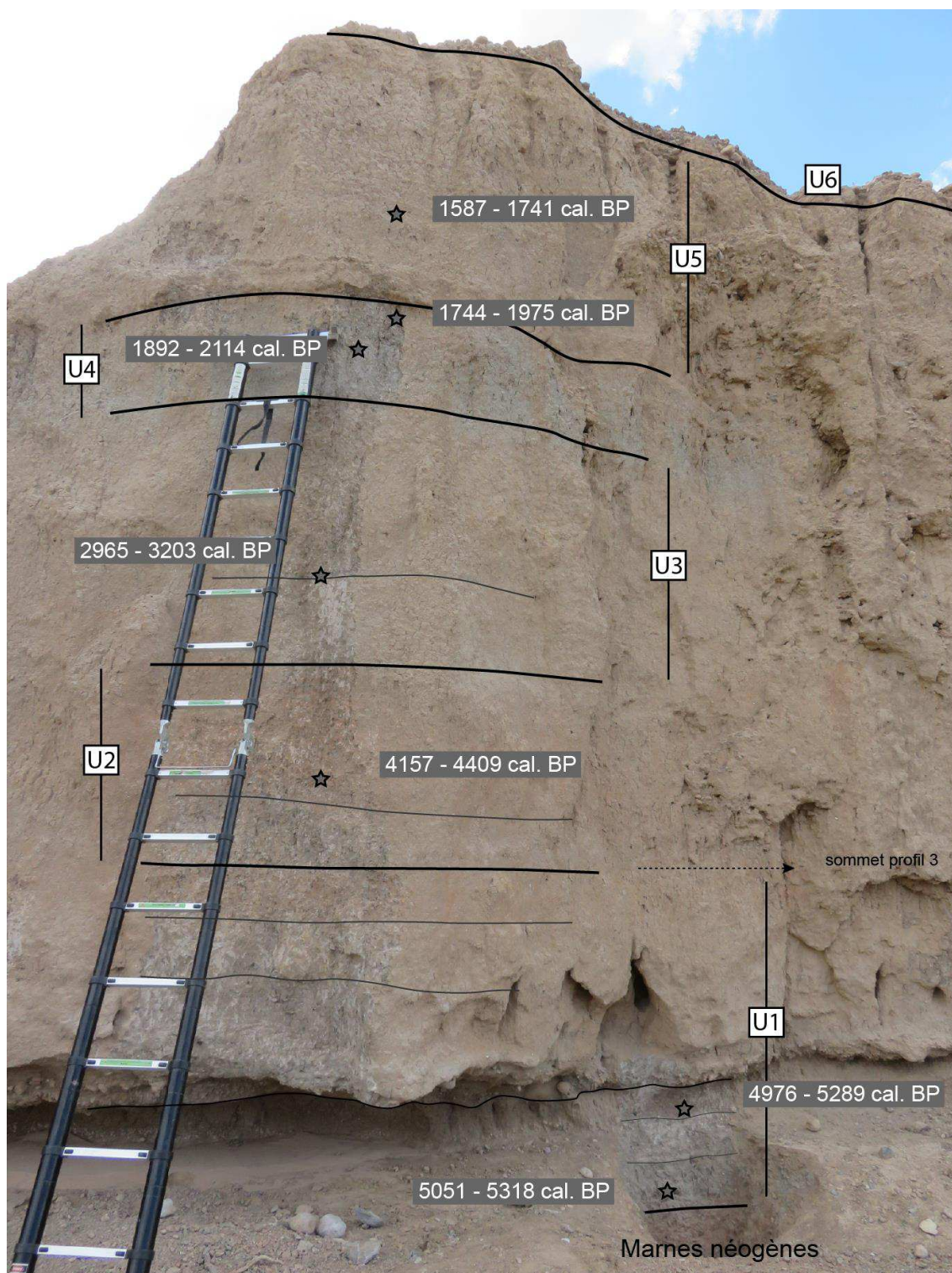


Figure 4-33. Vue du profil 1 de l’affleurement Def01 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.

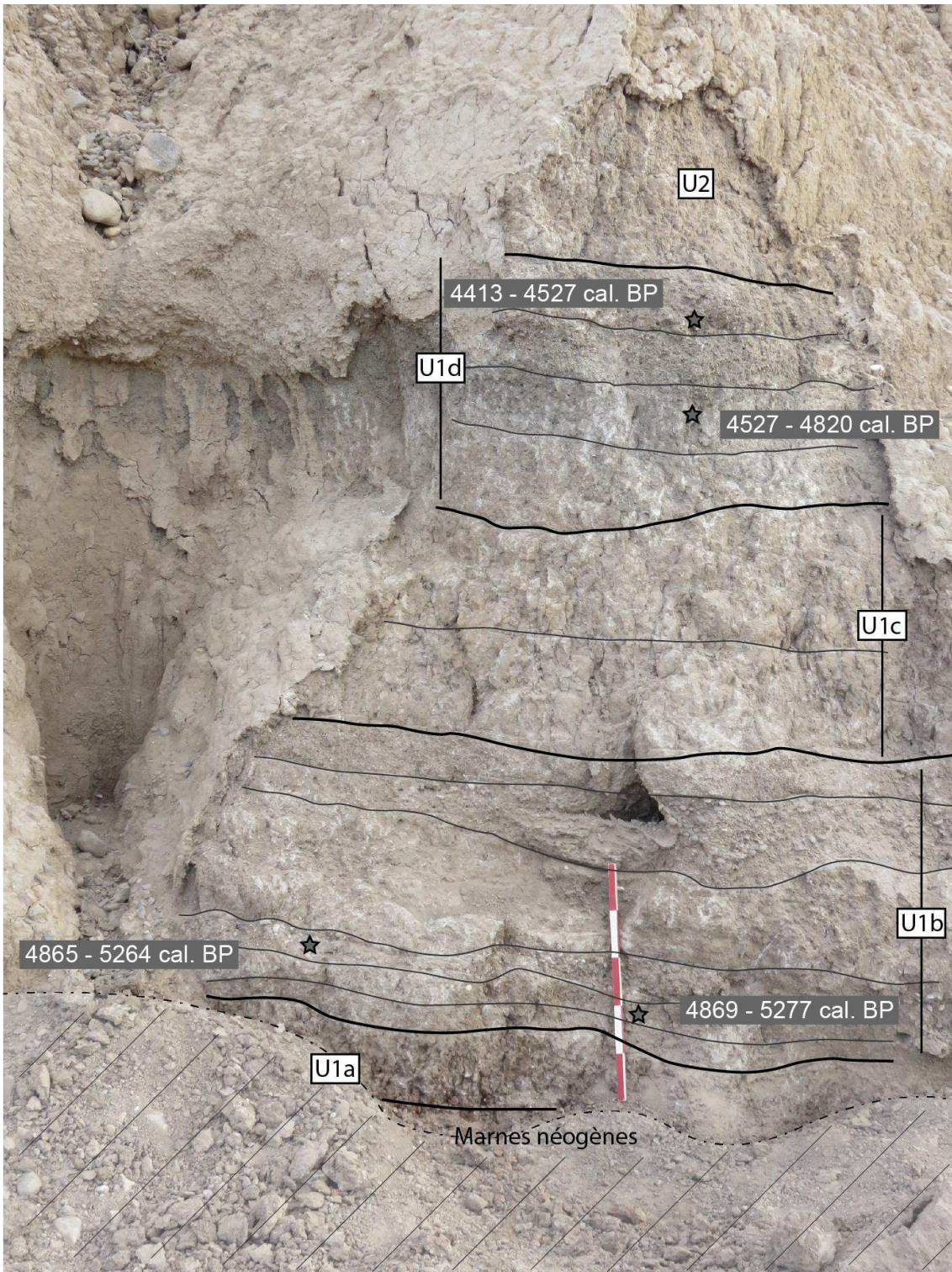


Figure 4-34. Vue du profil 3 de l’affleurement Def01 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.

Elle est tronquée partiellement par une unité limoneuse épaisse de 2 mètres (U5) qui présente à sa base une surface érosive ondulante, surmontée d'une couche limono-sableuse composée de graviers, de fragments de travertins et de coquilles remaniés. Cette unité s'emboîte légèrement dans l'U4 (Fig. 4-32). La partie inférieure de cette unité (U5a) est datée de 1658 (1587 – 1741) cal. BP. Les épaisseurs des deux précédentes unités varient donc selon l'importance de l'incision.

Enfin, une dernière unité grossière (U6) recouvre partiellement la terrasse, en incisant soit l'U5, soit directement l'U4 plus au sud (Fig. 4-32). Le contact érosif avec les deux précédentes unités est franc. L'unité 6, d'une épaisseur de 20 à 60 cm, est composée de graviers à galets dans une matrice sableuse avec des fragments de travertins et de coquilles remaniés. Les unités 4, 5 et 6 sont actuellement en voie de démantèlement par l'érosion régressive et le développement de ravines perpendiculaires à l'axe d'écoulement de l'oued.

3.2.1.2 Interprétation des analyses granulométriques et géochimiques

3.2.1.2.1 *Granulométrie*

Sans compter les fractions grossières (> 2 mm) non mesurées, les échantillons de Def01 sont classés majoritairement dans les limons argileux fins et limons fins (50 – 80 % limon, 20 – 40 % argile, 10 – 20 % sable). Quelques individus se situent dans les limons argileux ou les limons et sont constitués entre 30 – 50 % de limon, 20 – 50 % de sable et 20 – 40 % d'argile (Fig. 4-35). La projection de PC1 des classes texturales nous montre une opposition franche entre les fractions sableuses d'un côté et les fractions argileuses et limoneuses de l'autre côté.

L'image CM montre que, dans leur très grande majorité, les échantillons de l'affleurement Def01 ont des valeurs très stables au niveau du D50 entre 2 et 6 μm (Fig. 4-36). Au contraire, les valeurs en D99 fluctuent entre 30 et 2000 μm . L'image CM décrit donc une relation linéaire pour laquelle semblent être corrélés la texture et le tri : plus les échantillons ont une part importante de sable, plus ils sont mal triés.

Ce fait peut être lié à la localisation de l'affleurement 200 m en aval d'une importante rupture de pente. Effectivement, comme le montre la figure 4-31, la terrasse alluviale étudiée s'est accumulée dans une zone, profondément incisée dans les marnes du Néogène, à la confluence de trois oueds dont les lits en amont coulent sur une dalle de conglomérats fluviatiles pléistocènes perchée à plus d'une dizaine de mètres. L'affleurement de Defilia se situe en contrebas de cette rupture du niveau de base constituée par le sapement du conglomérat. Lors de crues, la cascade de 10 m de hauteur crée certainement une importante turbidité au sein de la lame d'eau et un mauvais tri des particules au moment du dépôt sédimentaire.

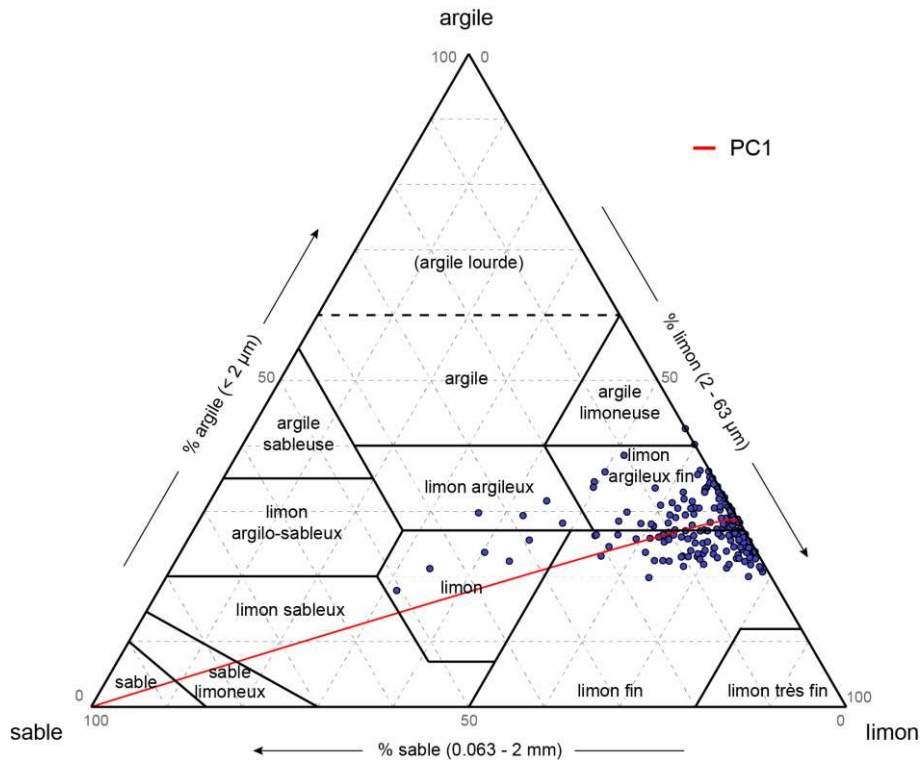


Figure 4-35. Diagramme ternaire des données granulométriques des fractions argileuse, limoneuse et sableuse de l’affleurement Def01 et projection de la première composante principale réalisée sur ce jeu de données. Classification adaptée de l’IUSS Working Group WRB (2014).

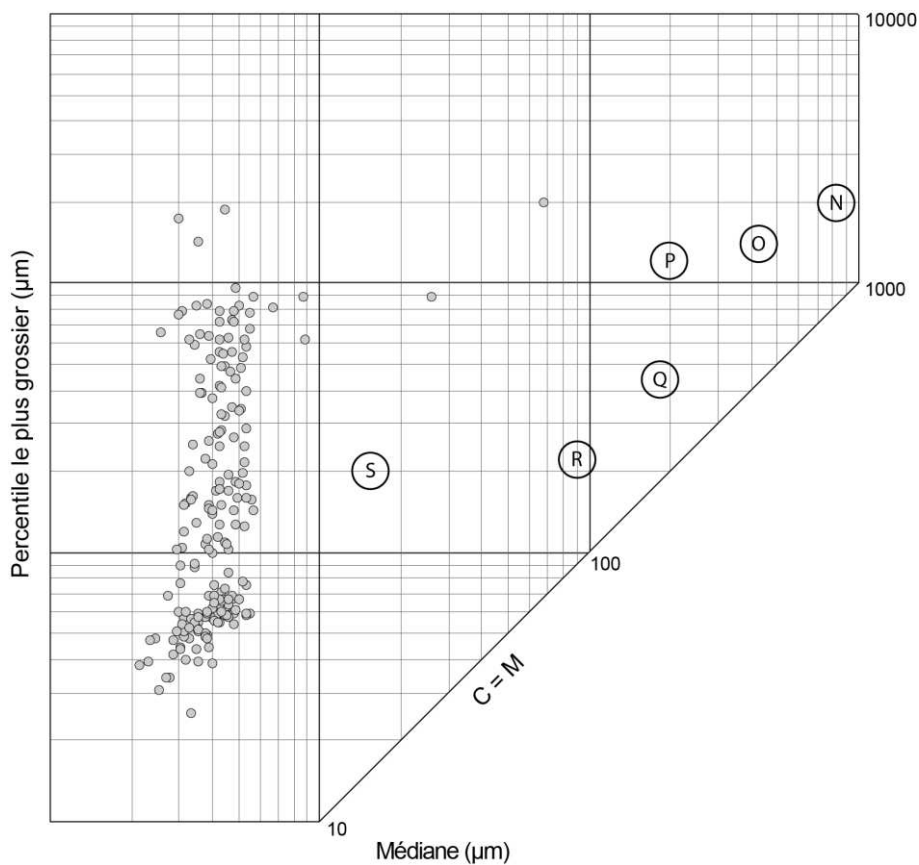


Figure 4-36. Image CM des données granulométriques de l’affleurement Def01, où la droite C=M indique un tri parfait.

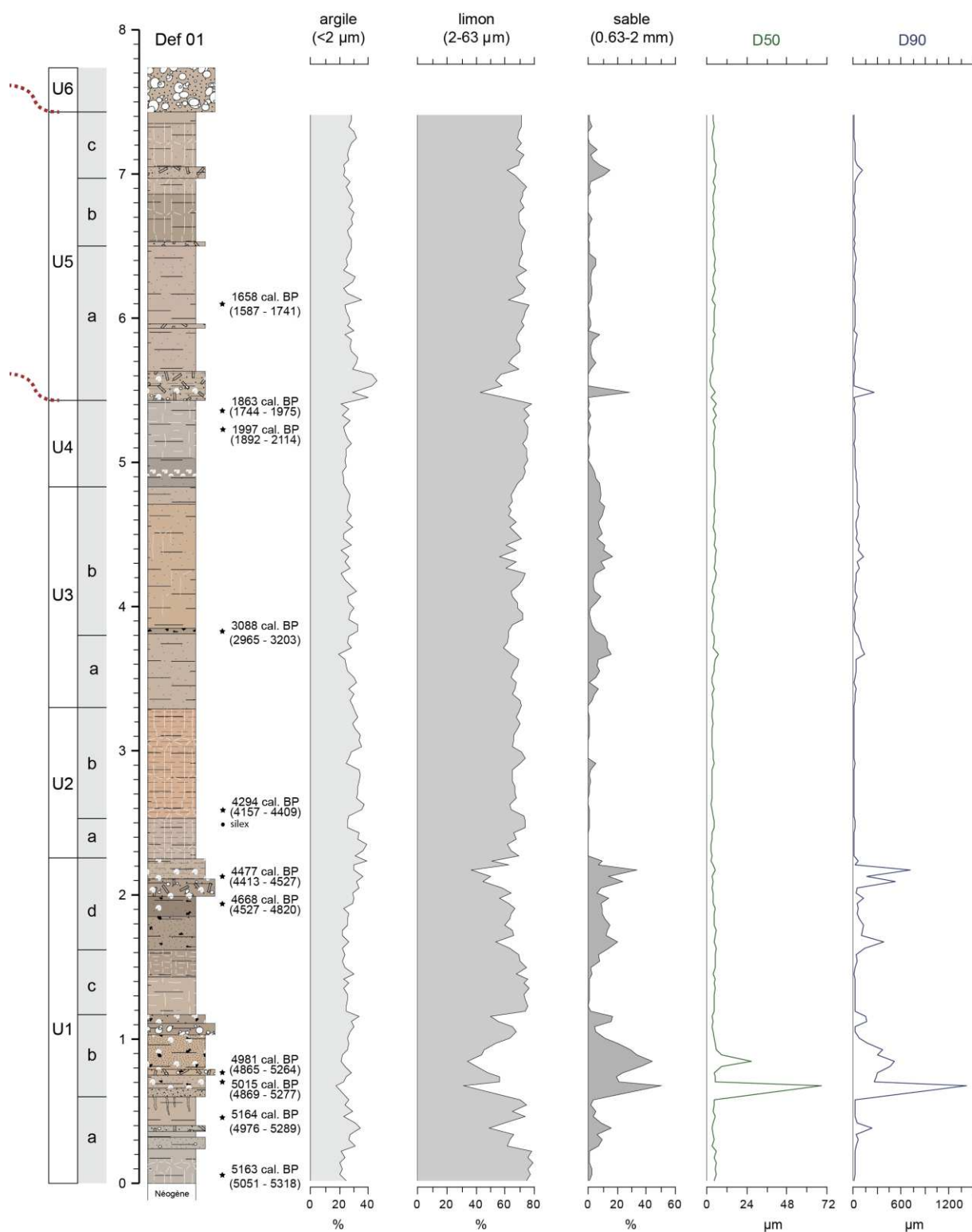


Figure 4-37. Classes texturales et indices granulométriques (D50 et D90) de l’affleurement Def01.

3.2.1.2.2 Géochimie

L'ACP réalisée sur les données XRF de l'affleurement Def01 met en évidence trois principaux axes factoriels, résumant 86,9 % de l'information portée par le jeu de données (Figs. 4-38, 4-39).

Le premier axe (PC1) porte 62,1 % de la variance. Il oppose les éléments Sr et Ca en valeurs positives aux éléments Co, Fe et Si en négatif (Fig. 4-39). Le second axe (PC2) représente 15,4 % de la variance et oppose quant à lui Zr et Si en positif – en lieu et place de Ca et Sr – aux mêmes éléments Co et Fe en négatif (Fig. 4-39). Nous avons vu que ces éléments caractérisant les *scores* positifs sont habituellement réunis sur les PC1 des affleurements Cha06-08 et Tab02 et distinguent les faciès grossiers. Ici, les deux premiers axes semblent influencés par la granulométrie. En effet, les *scores* positifs de PC1 corrélés à Ca et Sr marquent les U1b et U1d ou encore la base de l'U5, à savoir les niveaux grossiers composés de granules à graviers et remaniant des concrétions carbonatées et travertins (Fig. 4-38). Tandis que les *scores* positifs de PC2, associés à Zr et Si, marquent surtout l'unité sableuse U3 et sont très bien corrélés avec les teneurs de la sous-population EM5 (140 µm), mais aussi avec la courbe du ratio Zr/Rb (Figs. 4-38, 4-41). Les *scores* négatifs de PC2 sont par ailleurs, à l'inverse, corrélés avec la sous-population argileuse EM2 (1.1 µm) (Figs. 4-38, 4-41). L'opposition est ici marquée entre faciès sableux et argileux. L'axe factoriel PC1 est quant à lui enrichi d'une opposition entre carbonates et silicates.

Le troisième axe (PC3) porte 9,4 % de la variance. Il oppose l'élément Mn en valeurs positives aux éléments Zn et Rb en négatif (Fig. 4-39). Les *scores* positifs révélant une teneur élevée en Mn sont interprétés comme des conditions accentuées d'oxydation, car le Mn est très sensible à l'oxydoréduction (Rothwell et Croudace, 2015). Bien que le Mn^{2+} soit facilement soluble, le manganèse précipite dans le sol dans des conditions oxydantes, parce que les cations Mn^{3+} et Mn^{4+} forment des oxydes hydratés insolubles (Hylander *et al.*, 2000). A l'inverse, la mobilité de Zn est plus grande dans des conditions oxydantes. Étant donné qu'il est facilement adsorbé par les composants minéraux et organiques du sol (Kabata-Pendias, 2001), notamment les oxydes ferriques (Robinson, 1981), le Zn s'accumule généralement dans les horizons de surface. De même, le Rb est caractérisé par une faible mobilité, car il est facilement adsorbé sur les minéraux argileux, surtout à pH élevé. L'opposition entre Mn et Zn-Rb apparaît alors comme un marqueur d'oxydation. Ceci est confirmé par les *scores* positifs des unités 2b et 3b aux faciès très oxydés, et par les *scores* négatifs de l'U1d et l'U4 marqués par une forte teneur en matière organique (Figs. 4-38, 4-42).

La comparaison des données granulométrique et géochimique par ACP à compositions multiples confirme les relations observées. En effet, l'axe PC1 oppose les échantillons à dominante sableuse de ceux dominés par les fractions limoneuse et argileuse (Fig. 4-40). Par ailleurs, la fraction sableuse est associée à la fois à Ca-Sr et à Zr, ces derniers étant opposés sur l'axe PC2. D'autre part, les fractions limoneuse et argileuse sont associées aux éléments Zn, Co, Rb et Fe.

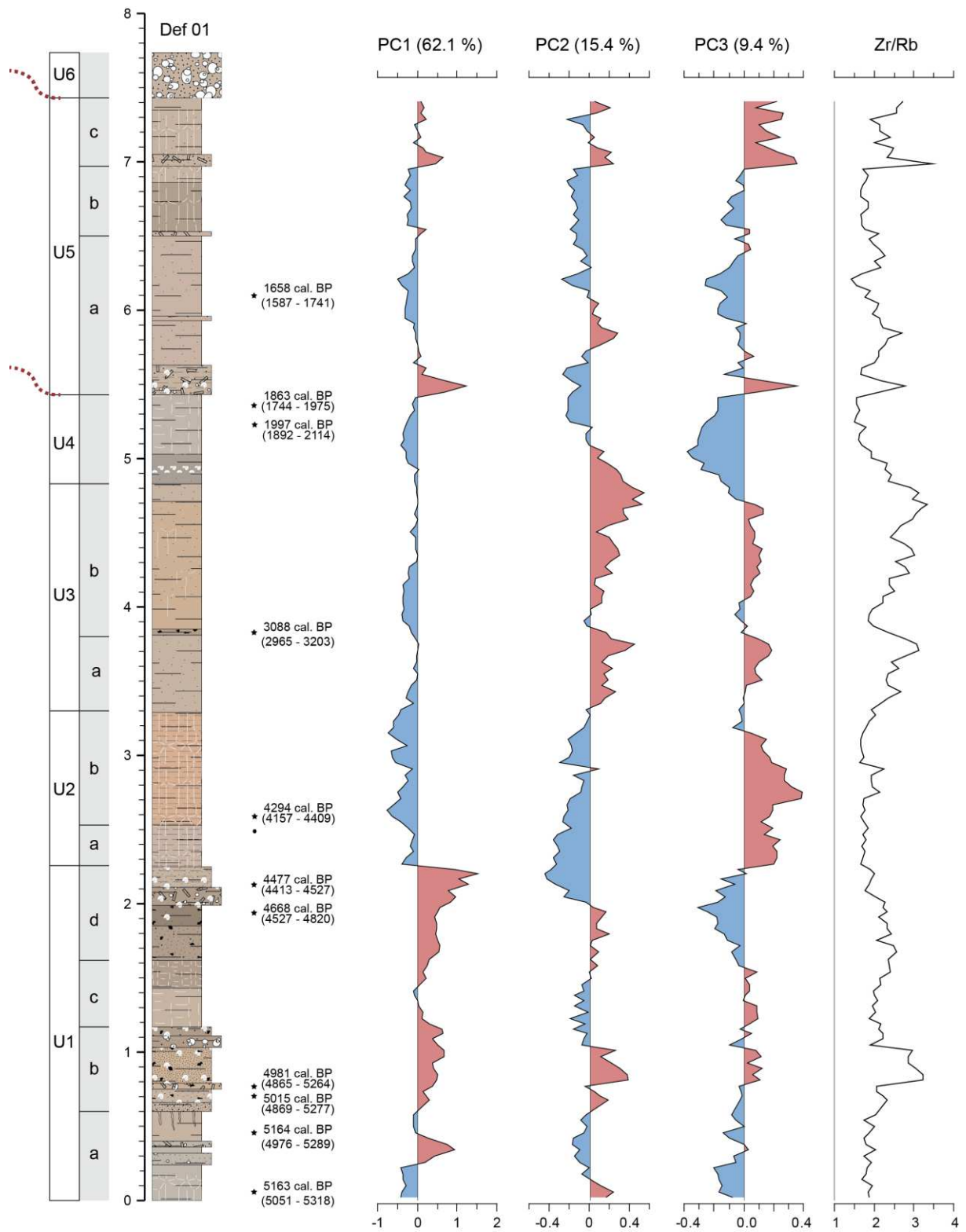


Figure 4-38. Scores des composantes principales de l'ACP et ratio réalisés sur les données géochimiques de l'affleurement Def01.

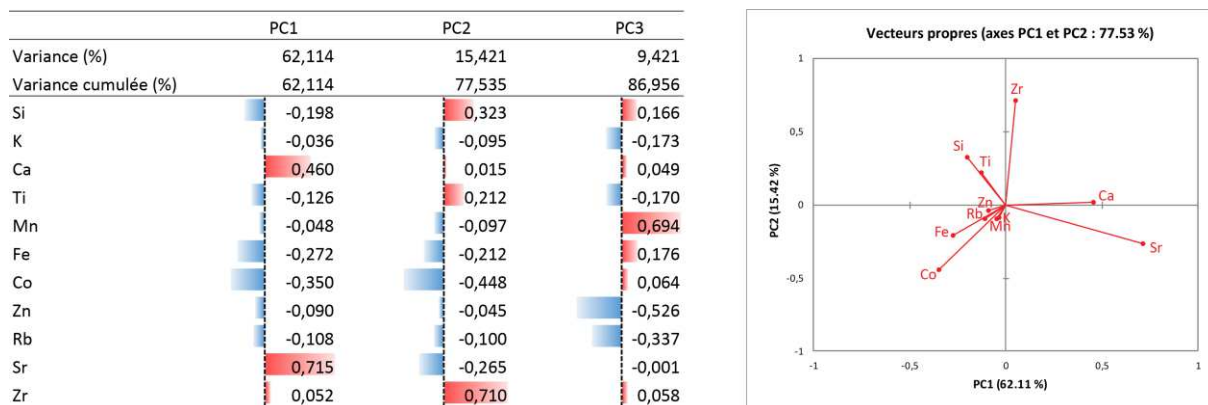


Figure 4-39. *Loadings* ou vecteurs propres des composantes principales de l'ACP et biplot des *loadings* des PC1 et PC2 des données géochimiques de l'affleurement Def01.

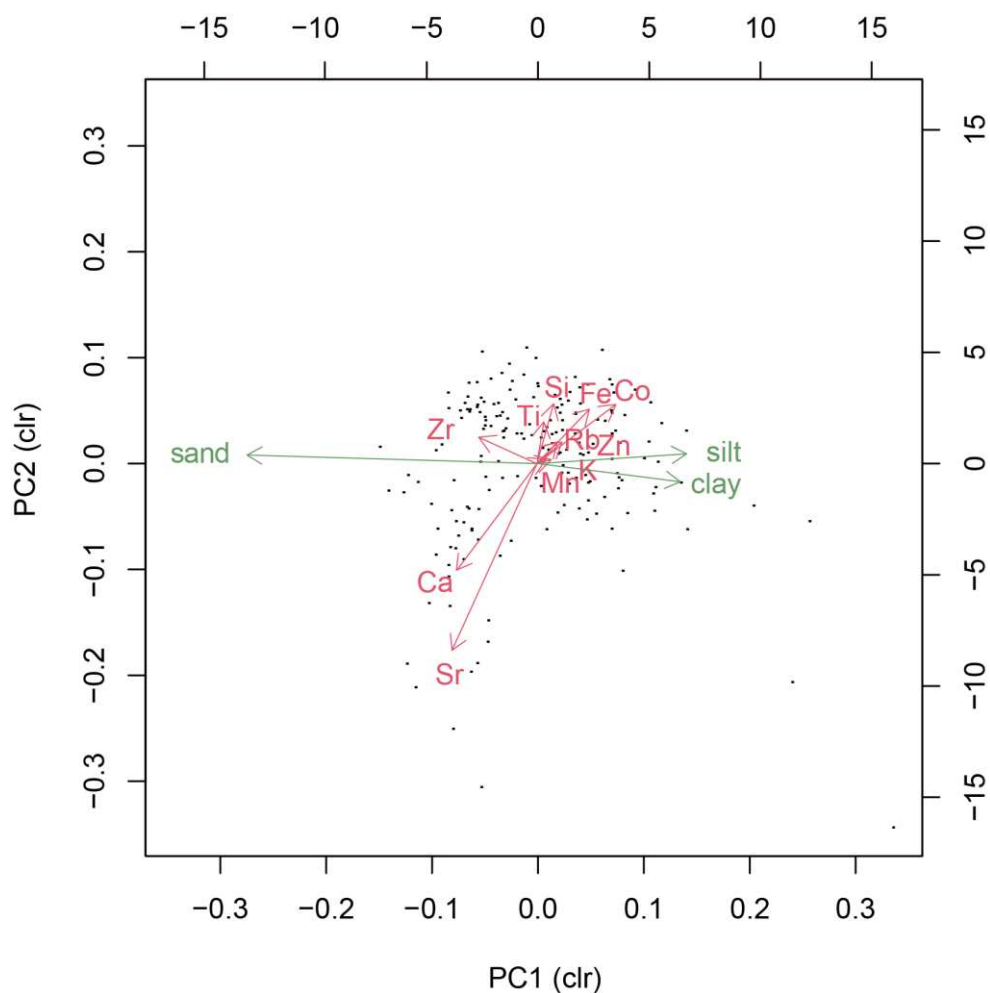


Figure 4-40. Biplot de l'ACP multiple réalisée sur les données géochimiques et granulométriques (classes texturales) de l'affleurement Def01.

3.2.1.3 Dynamiques morpho- et pédosédimentaires

L'unité 1 est caractérisée par l'alternance de faciès grossiers à sables – graviers et de faciès limoneux, ainsi que par une teinte colorimétrique sombre (10YR 7/2 – 5/2 *light gray* à *grayish brown*). Les indicateurs granulométriques (D50 et D90) reflètent cette forte variabilité en raison de la nature de ses dépôts (Fig. 4-37). Ces dépôts grossiers présentent des variations latérales dans leur géométrie le long de l'affleurement, ils sont épais sur le profil 3 tandis qu'ils peuvent s'affiner voire disparaître à d'autres endroits (profil 1) (Fig. 4-32).

Deux principaux dépôts grossiers sont identifiés sur l'affleurement et les profils étudiés. Le premier (U1b), daté entre 5050 et 4950 cal. BP, est composé à proportions variables de limons, sables, graviers et galets avec des charbons et concrétions carbonatées (tubes travertineux) remaniés. Deux datations ont été réalisées au sein de cette couche sur le profil 3 (5015 et 4981 cal. BP) et une date juste au-dessus sur le profil 1 à 4945 (4861 – 5047) cal. BP. Le second (U1d), daté entre 4668 (4527 – 4820) et 4477 (4413 – 4527) cal. BP, est également très riche en éléments remaniés et roulés comme des charbons ou des concrétions carbonatées. Une variation latérale de faciès évidente est observée pour l'U1d entre les profils 1 et 3 (Fig. 4-32) : alors qu'un faciès limono-sablo-graveleux caractérise la fin de l'U1 sur le profil 3, ce dépôt évolue et s'affine latéralement pour donner un faciès strictement limoneux à structure polyédrique et très oxydé (couleur rouille). Cette sous-unité reflète l'accumulation plus au sud de l'affleurement de témoins de dépôts de chenaux ou de crue tandis qu'au nord se déposent des limons, plus éloignés du chenal actif, qui sont marqués par des signes d'hydromorphie et par un battement de la nappe liés à l'augmentation de l'hydrodynamisme. Les classes texturales indiquent que ces dépôts sont composés de limons (40 – 50 %) et de sable variant de 20 à 40 % (Fig. 4-37). L'analyse par *end-members* montre que les sous-unités limoneuses U1a et U1c sont surtout caractérisées par deux sous-populations granulométriques EM3 et EM4, centrées autour de 7.6 (4 – 20) et 40 (20 – 60) μm , représentant respectivement les limons fins et les limons grossiers. L'U1b est quant à elle particulièrement marquée par l'EM5, centré autour de 140 (60 – 210) μm , équivalant aux sables fins (Fig. 4-41). Les sous-unités U1b et U1d montrent de légères baisses en SM, mais il faut noter que les teneurs en SM ne montrent que peu de variations sur l'ensemble de la séquence (entre 2 et $12 \times 10^{-8} \text{ m}^{-3} \cdot \text{kg}^{-1}$) (Fig. 4-42). L'unité 1 est globalement riche en matière organique (entre 10 et 20 %) et marquée par des scores négatifs (Zn et Rb) sur PC3 (Fig. 4-38). Cette alternance de dépôts grossiers et de faciès limoneux riches en matière organique, qui détruisent probablement des édifices tufacés en amont, traduit un fort hydrodynamisme et un environnement de dépôt proche du chenal actif, une fréquence importante de crues est observée jusqu'à 4500 cal. BP.

L'unité 2, de teinte colorimétrique plus claire (7.2YR 7/2 – 7/4 *pinkish gray* à *pink*), est composée majoritairement de limon (~70 %) à structure prismatique et connaît une augmentation de sa teneur en argile (~30 %) (Fig. 4-37). Elle est entièrement représentée par deux sous-populations granulométriques, EM1 centré autour de 1.1 μm (0.5 – 4 μm), et EM3 (7.6 μm) (Fig. 4-41). La sous-unité U2b est fortement oxydée, ce qui est confirmé par les scores les plus élevés sur PC3 (Fig. 4-38), et pourrait correspondre, comme pour l'U1d, à un important battement de la nappe lié à une phase hydrodynamique plus forte et des dépôts plus grossiers enregistrés plus loin dans ce vaste fond de vallée. La base de l'U2b a été datée à 4294 (4157 – 4409) cal. BP.

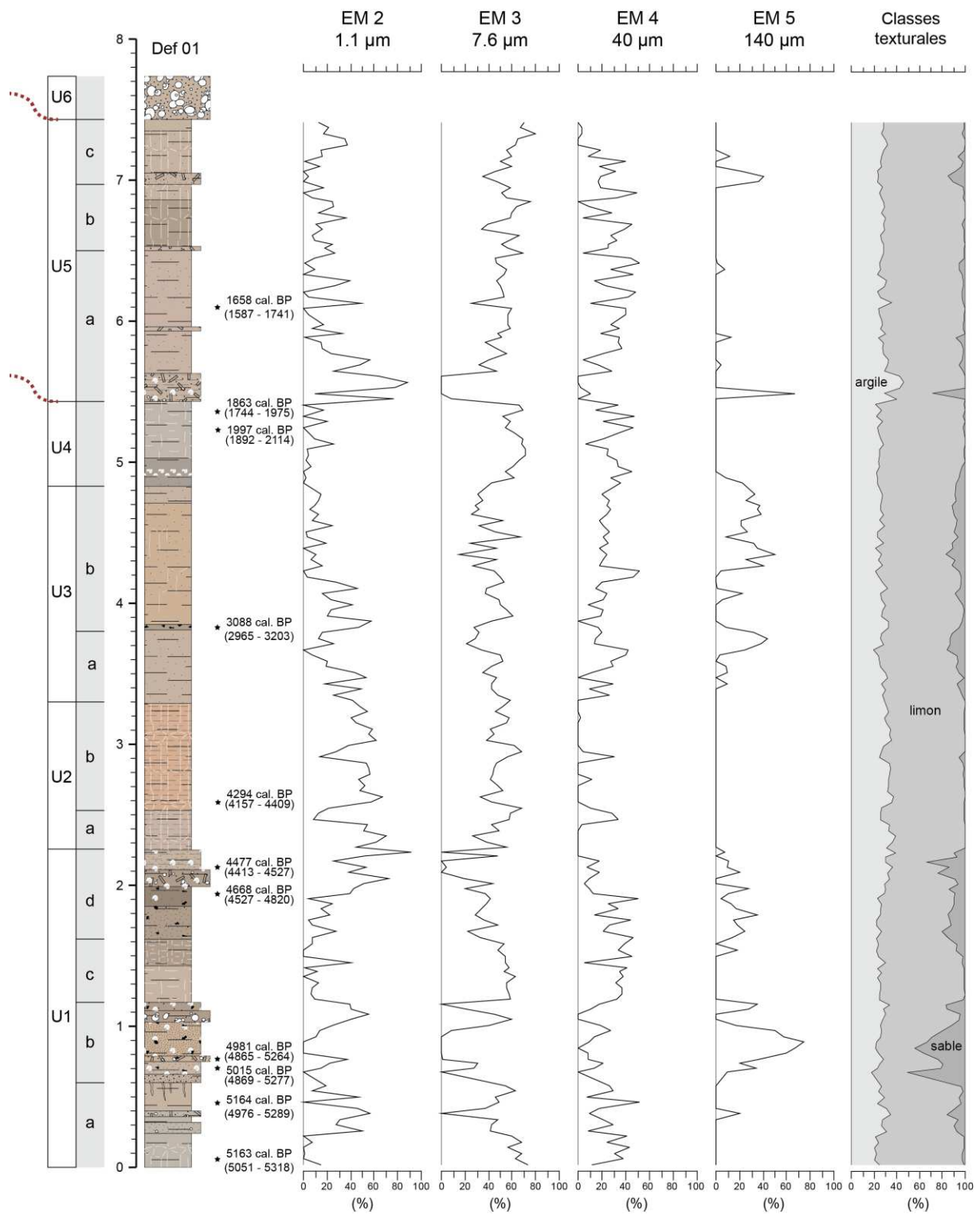


Figure 4-41. End-members ou sous-populations granulométriques, et classes texturales de l'affleurement Def01.

L'unité 3 est caractérisée par une fraction limoneuse toujours importante (60 – 70 %) : le sommet de l'U3a est marqué par une augmentation de la fraction sableuse (10 – 15 %), tandis que la base de l'U3b se compose d'une couche plus sombre riche en charbons remaniés que surmontent des limons sableux un peu oxydés associés à une structure prismatique (Fig. 4-37). Cette nouvelle phase d'hydromorphie, couplée à des indices de détritisme, est datée à 3088 (2965 – 3203) cal. BP. Mis à part les fractions limoneuses, ce dépôt est bien représenté par la sous-population EM5 centrée autour de 140 µm (20 – 40 %), corrélée aux scores positifs de PC2 et à des valeurs élevées du ratio Zr/Rb (Figs. 4-38, 4-41). La sous-unité 3b est marquée par de faibles pourcentages en MO (6 – 7 %) et à des teneurs en SM légèrement supérieures à la moyenne (Fig. 4-42). Cette unité semble présenter de nouveau un dépôt de crue situé en position distale peu avant 3100 cal. BP suivi d'un battement de la nappe.

L'unité 4, de faible épaisseur car partiellement tronquée par l'unité suivante, présente une colorimétrie un peu plus sombre (10YR 7/1 – 6/1 *light gray* à *gray*), une augmentation des valeurs en MO (12 – 13 %), des *scores* négatifs de PC3 (concentration de Zn et Rb) et une légère structure polyédrique (Figs. 4-38, 4-42). Les classes texturales montrent également une teneur en argile toujours constante (25 %), et surtout une hausse de sa teneur en limon (~75 %) au détriment de celle en sable, devenue nulle (Fig. 4-37). La fraction limoneuse est surtout représentée par les limons fins de l'EM3 (4 – 20 µm) à 60 – 70 %, et un peu par les limons grossiers de l'EM4 à 20 – 30 % (Fig. 4-41). Ces éléments traduisent le développement d'une pédogénèse dans des dépôts de plaine d'inondation à la fin du 3^{ème} millénaire et avant 1900 cal. BP.

Une surface d'érosion nette tronque l'U4 dans laquelle s'emboîte légèrement l'U5. Cette dernière présente un dépôt de 20 cm à la base de l'U5a riche en graviers ainsi qu'en fragments de travertins et gastéropodes remaniés. Les données texturales, ne prenant pas ces éléments en compte, indiquent une hausse de la fraction argileuse (30 – 40 %) et de celle du sable pouvant atteindre 30 % (Fig. 4-37). Ce dépôt est également marqué par des valeurs élevées d'EM2 et EM5, ainsi que de faibles valeurs en SM et en MO (Figs. 4-41, 4-42). Une date réalisée juste en-dessous de cette incision fournit un âge de 1863 (1744 – 1975) cal. BP. Le reste de l'U5 est caractérisé par une composition argilo-limoneuse, fortement représenté par l'EM3 (limon fin), puis dans une moindre mesure par l'EM4 et l'EM2 (respectivement limon grossier et argile) (Fig. 4-41). Le milieu de l'U5a est daté à 1658 (1587 – 1741) cal. BP, et placerait ainsi l'U5 autour du milieu du 2^{ème} millénaire BP. Une augmentation de la matière organique est notée pour l'U5b (15 – 20 %) qui, corrélée à des *scores* négatifs des trois PCs et aux fractions fines, pourrait indiquer une possible pédogénèse (Figs. 4-38, 4-41, 4-42). La troncature et l'emboîtement de dépôts remaniés dans l'U4 (Fig. 4-32) traduisent une hausse de l'hydrodynamisme vers 1900 – 1800 cal. BP suivie par une aggradation sédimentaire marquant une décroissance de l'énergie hydrique.

Au sommet de l'affleurement, l'unité 6 est caractérisée par un dépôt de galets et graviers, pouvant atteindre 60 cm d'épaisseur, qui n'a pas fait l'objet d'analyses (Fig. 4-33). Ce dépôt incise partiellement l'U5 jusqu'à totalement la démanteler au sud de la coupe stratigraphique, atteignant ainsi l'U4 (Fig. 4-32). Cette unité traduit un fort hydrodynamisme, et potentiellement l'existence d'une plaine graveleuse à lit très mobile, qui pourrait être de la seconde moitié du 2^{ème} millénaire BP.

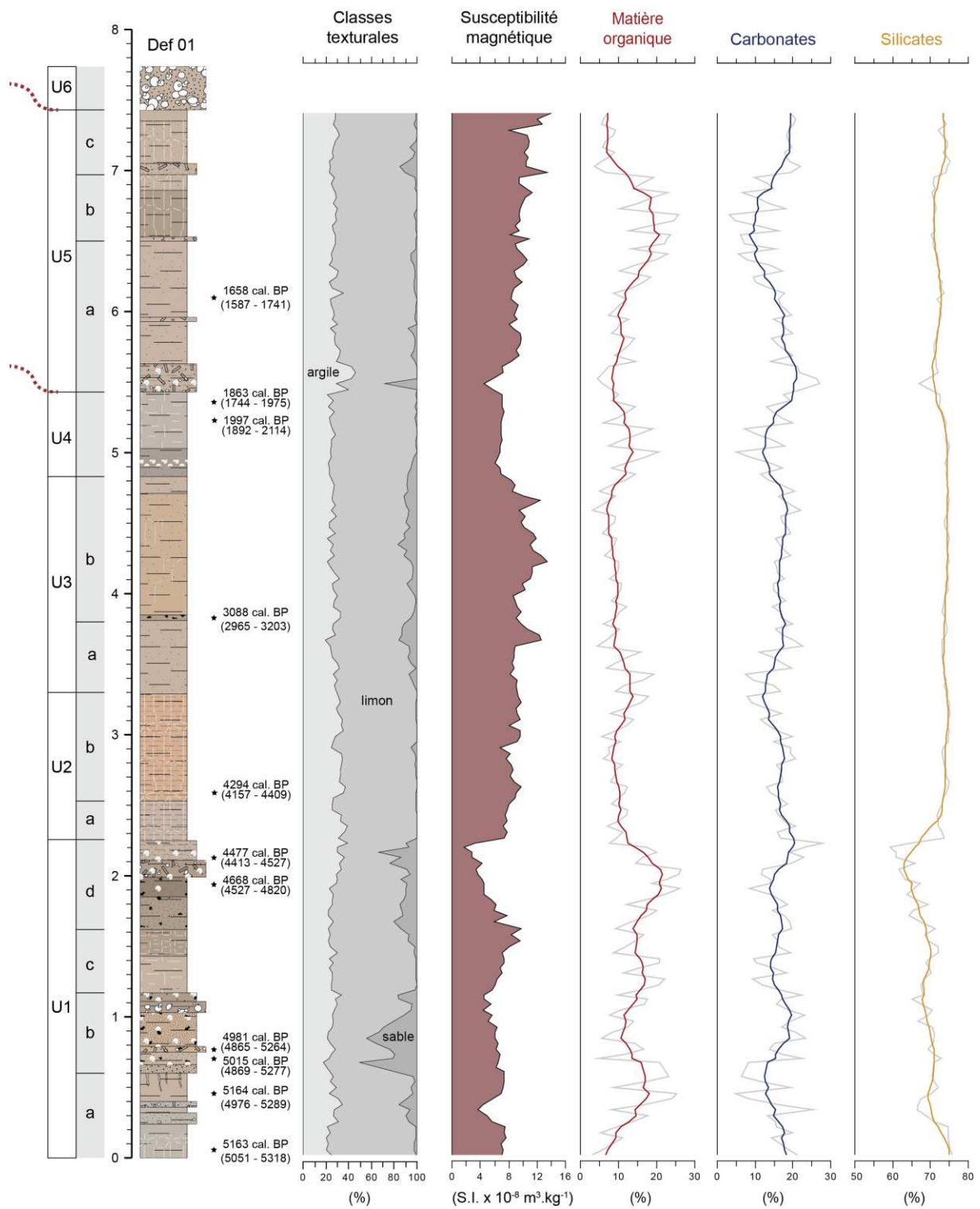


Figure 4-42. Classes texturales, susceptibilité magnétique et composition en matière organique, carbonates et silicates – oxydes (avec moyenne mobile sur 4 points) de l’affleurement Def01.

3.2.2 Autres affleurements dans le bassin amont (plaine de Bliroh)

Plus en amont, dans la plaine de Bliroh (chapitre 2), les dépôts, qui appartiennent pour l'essentiel à l'UMS 1 de l'Holocène ancien et enregistrent les conditions humides qui prévalaient pendant la dernière Période Humide Africaine, présentent de manière discontinue des dépôts de la fin de l'Holocène moyen et de l'Holocène récent (Figs. 1-12, 2-3). Ces dépôts discordants au toit de l'UMS 1, en position haute, sont situés à l'écart du chenal actif. Ils correspondent à des dépôts de berge, en position proximale ou distale, et permettent de compléter la vision de l'UMS 2 acquise sur la coupe Def01.

L'affleurement Bli01 présente également des dépôts de crue qui traduisent une forte activité hydrosédimentaire vers 5200 – 5000 cal. BP (unité VII, Figs. 2-3, 2-6). Cette unité est composée de surcroît de nombreux éléments remaniés, tels des charbons, des coquilles de mollusque, des tubes travertineux et des éclats de silex, qui témoignent de l'érosion d'une plaine alluviale et de ses vestiges archéologiques. L'intervalle entre 5200 et 4700 cal. BP est donc, dans les deux secteurs de Defilia et de Bliroh, une période de forte activité hydrosédimentaire qui se caractérise par une érosion et une incision des dépôts antérieurs et la constitution d'un nouvel ensemble morphosédimentaire (UMS 2) qui débute par des dépôts grossiers de chenaux et s'accompagne de dépôts de crue en position de berge.

Après ce dépôt détritique, l'affleurement Bli01 montre également un changement durable de la colorimétrie des sédiments (d'une teinte grise – 10YR 7/1 *light grey* – à une teinte plus chaude – 7.5YR 7/3 *pink*), comme nous l'avons observé sur l'affleurement Def01. Ce changement est concomitant d'une réduction des populations malacologiques aquatiques au profit des espèces xérophiles (chapitre 2, Limondin-Lozouet *et al.*, 2013 ; Depreux *et al.*, 2021). Ces indices sont des faits complémentaires confirmant une bascule à 4600 cal. BP \pm 100 ans de l'ensemble des environnements de fonds de vallée vers des conditions plus sèches et le développement de biotopes terrestres.

Le dépôt de crue (Bli01 unité IXa) identifié dans la plaine alluviale de Bliroh et qui érode les limons précédents (Fig. 2-6), en cohérence avec celui de Def01 en position distale (U3) daté d'un peu avant 3100 cal. BP et suivi d'un battement de la nappe, traduit l'ampleur de la période de fort hydrodynamisme entre 3200 – 3000 cal. BP.

Enfin, la dernière séquence fluviale de Bli01 (unité Xa), en discordance avec les dépôts du 3^{ème} millénaire BP (Fig. 2-6), montre l'existence d'une forte activité hydrosédimentaire vers 1100 – 1000 cal. BP, potentiellement en lien avec une nappe à galets discordante et étendue en couronnement de la plupart des formations alluviales limoneuses de ce secteur (B-VII et B-VIII, Fig. 1-12). Le dépôt terminal de Def01 (U6), graveleux et discordant, situé quelques kilomètres en amont, pourrait correspondre à cette période. Ainsi, l'hypothèse d'une phase d'activité fluviale à cette période, identifiée au moins pour le bassin de Ksabi, peut être avancée.

4. Discussion

4.1 Synthèse régionale des bassins médians de la Moulouya (entre la fin de l'Holocène moyen et la première moitié de l'Holocène récent)

La comparaison entre les données issues des formations étudiées dans les oueds Charef, Tabouda et Defilia (Cha06, Tab02 et Def01) localisés dans les deux bassins sédimentaires d'ABM et de Ksabi distants de plus de 300 km l'un de l'autre, est riche d'enseignements. Par les corrélations qui ont été établies, elle permet d'évaluer la nature et l'ampleur des dynamiques sédimentaires enregistrées et de mettre en évidence des changements communs à l'échelle régionale des bassins-versants médians de la Moulouya, ou des signaux plus locaux.

La mise en relation entre les trois logs synthétiques, sur une même échelle de profondeur fixée au niveau du substrat géologique, permet de comparer les dynamiques de l'accumulation sédimentaire (Fig. 4-43).

Dans les trois enregistrements, l'accumulation sédimentaire depuis les dépôts grossiers et hydromorphes de base entre 5200 et 5000 cal. BP jusqu'au dépôt des unités sableuses et/ou oxydées entre 4300 et 4100 cal. BP (Cha06 U1 à U3, Tab02 U1 à U3, Def01 U1 à U2) est comparable tant en termes de dynamique sédimentaire que de puissance de l'accumulation.

En revanche, après 4000 cal. BP, la dynamique de l'accumulation diverge entre les différents enregistrements. Le profil composite de Cha06 présente une sédimentation dilatée, avec des dépôts épais, qu'il s'agisse des phases de biostasie des 4^{ème} et 3^{ème} millénaires ou de la phase de forte activité hydrosédimentaire de 3300 – 3000 cal. BP (U4 à U6). L'affleurement Tab02, quant à lui, montre une moindre puissance de l'accumulation sédimentaire. Sur cette même période, l'accrétion de la plaine alluviale n'est de l'ordre de 2 mètres d'épaisseur, marquée par des indices de pédogenèse, mais sans évidence de dépôts de crue ou de chenaux (U3b et U4). Comme nous l'avons déjà évoqué, ce long intervalle correspondant à un ralentissement de la vitesse de sédimentation, en cohérence avec les données sédimentologiques, pourrait être associé à une éventuelle lacune stratigraphique. Cette différence par rapport aux dynamiques en cours dans l'oued Charef voisin, traduirait une évolution locale. Néanmoins, l'existence d'un hiatus sédimentaire ou d'une érosion antérieurement au dépôt d'U4 ne sont pas à exclure. Plusieurs raisons peuvent expliquer l'absence de cette phase de détritisme. L'affleurement, qui correspond au vestige d'un méandre, est de dimension réduite et n'aurait enregistré qu'une partie de l'histoire fluviale au cours de cette période. En effet, pour la période d'activité fluviale précédente (4300 – 4000 cal. BP), l'U3 sableuse de Tab02 est bien synchronisée à l'U3 sableuse de Cha06. Mais cette unité, marquée par une composition plus faible de la fraction sableuse fine (EM3 à 140 µm) et par l'absence de contact érosif clair, suppose déjà un éloignement important du dépôt de crue par rapport au chenal actif. Cet éloignement et la position distale de cet affleurement, en bord de méandre, pourrait être un argument expliquant l'absence d'enregistrement de dépôt de crue associé à la phase d'activité fluviale identifiée vers 3200 – 3000 cal. BP dans l'oued Charef voisin. Par ailleurs, le manque d'affleurements de l'UMS 2 dans cette section de la vallée de l'oued Tabouda ainsi que l'absence d'étude des variations latérales de faciès le long de l'affleurement Tab02 ne nous permettent pas d'affirmer l'absence d'une hausse de l'hydrodynamisme et des taux d'accrétion vers 3200 – 3000 cal. BP, comme celle que nous observons dans les affleurements des oueds Charef et Defilia.

Une différence notable entre l’affleurement Def01 et les deux précédents réside dans l’enregistrement de dépôts du 2^{ème} millénaire BP (U5 et U6) au sommet de la terrasse, tandis qu’ils sont absents des séquences Cha06 et Tab02, ce qui pourrait résulter de la position topographique de l’affleurement Def01 en contrebas d’une importante rupture de pente (Fig. 4-31). L’ensemble du matériel sédimentaire est également plus argileux que les séries Cha06-08 et Tab02 (section 4.3.2.1.2.1). Ce fait peut potentiellement s’expliquer par la topographie encaissée du secteur d’étude de Defilia ou par la différence de lithologie existant entre les deux bassins de Ksabi et d’ABM. Les affleurements des oueds Charef et Tabouda sont situés en aval d’un bassin-versant important drainant des formations géologiques plus variées, alors que l’affleurement Def01 est situé en aval d’un bassin-versant de faible étendue, drainant, en amont du bassin sédimentaire, les cônes de déjection (zone de piedmont) et les premiers contreforts du Haut-Atlas (zone source), constituées quasi-exclusivement de calcaires jurassiques.

Plus que la puissance des accumulations, la comparaison des temporalités s’avère particulièrement intéressante. Pour cela, une synthèse des dynamiques morpho-hydrosédimentaires enregistrées pour chaque section étudiée a été réalisée (Fig. 4-44). Ces dynamiques s’expriment soit en terme d’activité fluviale, lorsque des dépôts grossiers de chenaux, des dépôts de crue, et des événements érosifs avec troncature des dépôts antérieurs, sont identifiés ; soit de stabilité quand des sédiments fins présentent des indices de pédogénèse, de structuration sédimentaire (grumeleuse, polyédrique), de valeurs élevées en susceptibilité magnétique ou en matière organique. Les phénomènes d’incision sont également notés lorsque ceux-ci sont évidents et que différents arguments sont réunis (troncature, emboitement, faciès sédimentaire).

Le premier enseignement important que l’on peut tirer concerne la contemporanéité de ces enregistrements. À une échelle plurimillénaire, les dépôts couvrent en effet les mêmes périodes chronologiques. Le début de la sédimentation et donc de la construction de ces terrasses alluviales est simultané dans les trois sections, à savoir vers 5200 – 5000 cal. BP. À noter qu’il reste délicat de fournir une attribution chronologique précise à la phase d’incision antérieure. La terminaison de ces terrasses alluviales est datée vers 2000 cal. BP pour les oueds Charef et Tabouda, et après 1700 cal. BP pour l’oued Defilia. Les séquences Tab02 et Cha06 présentent toutefois un phénomène érosif terminal qui peut potentiellement expliquer une troncature des formations encore préservées à Def01.

Le deuxième enseignement est qu’à l’échelle séculaire à millénaire, les archives alluviales des deux bassins montrent une bonne synchronie des phases d’activité fluviale et de pédogénèse entre 5200 et 2000 cal. BP. Le bon contrôle à la fois morphologique – qui a montré la bonne représentativité des affleurements étudié au sein du bassin –, lithostratigraphique – par l’étude détaillée des trois affleurements sélectionnés – et chronologique – par le nombre important de dates radiocarbone obtenues par coupe étudiée, permet de proposer un scénario robuste de l’évolution des dynamiques hydrosédimentaires à l’échelle des bassins-versants médians de la Moulouya.

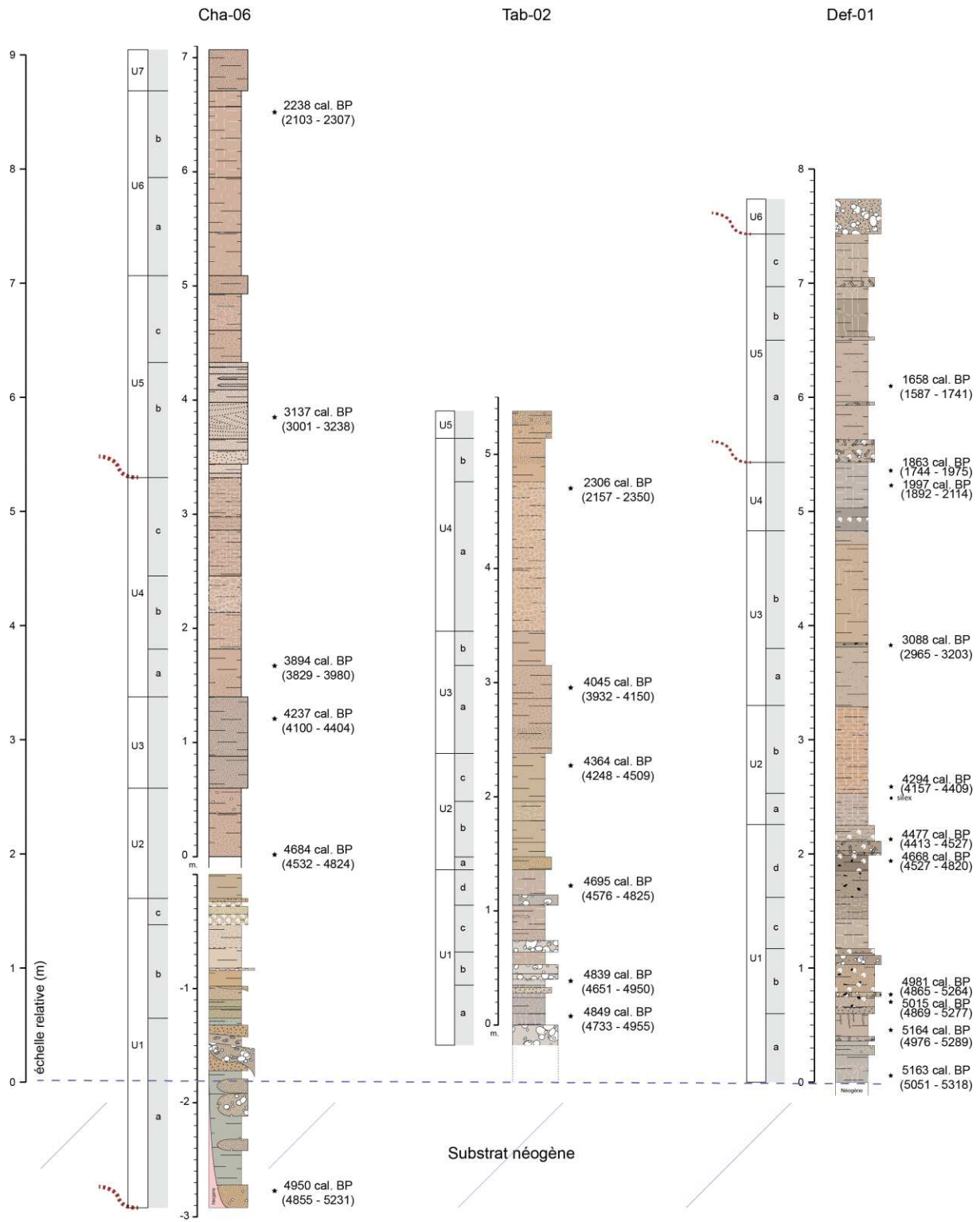


Figure 4-43. Comparaison des logs synthétiques des trois affleurements Cha06, Tab02 et Def01 positionnés sur une même échelle de profondeur fixée au niveau du substrat géologique.

Quatre périodes de fort dynamisme hydrosédimentaire et potentiellement deux phases de stabilité de la plaine alluviale ont ainsi été mises en évidence de la fin de l'Holocène moyen à l'Holocène récent (Fig. 4-44) :

- Entre 5200 – 4700 cal. BP. C'est à partir de 5200-5000 cal. BP que débute l'accumulation sédimentaire dans les oueds Charef, Tabouda et Defilia, marquant la constitution d'un nouvel ensemble morphosédimentaire (UMS 2), suite à une érosion et une incision des dépôts alluviaux antérieurs. La sédimentation est alors caractérisée par des dépôts grossiers de fond de chenal à graviers et galets jusque vers 4800-4700 cal. BP (Cha01 U1, Tab02 U1, Def01 U1a/b), qui s'accompagne de dépôts de crue en position de berge à Tabouda et à Blirh (Tab01 unité XII, Bli01 unité VII). Des dépôts sableux sont enregistrés jusqu'à 4500 cal. BP (Def01 U1d, Tab02 U2a) ;
- 4600 cal. BP ± 100 ans. Cette date marque la fin, d'une part, de l'activité hydrosédimentaire matérialisée par les dépôts de chenaux, et d'autre part, des conditions humides qui prévalaient dans le fond de ces vallées, marquées par une forte hydromorphie (gleyification des sédiments fins) dans les oueds Charef, Tabouda et Defilia (Cha06 U2, Tab02 U2, Def01 U2). Ce phénomène s'accompagne également d'une réduction des populations de mollusques aquatiques au profit d'espèces xérophiles, sur les affleurements Bli01 et Tab02, indiquant le basculement vers des conditions plus sèches et le développement de biotopes terrestres en fond de vallée ;
- 4300 – 4000 cal. BP. Cet intervalle marque une période de haute fréquence de crues enregistrée dans les oueds Charef et Tabouda par des dépôts sableux (Cha06 U3 et Tab02 U3). À Defilia cette phase est marquée par une forte oxydation des dépôts limoneux de l'U2b qui traduit des battements de la nappe alluviale ;
- 3700 – 3200 cal. BP. Cette période est marquée par une stabilité des plaines alluviales à l'échelle régionale, que traduisent une lente accrétion des dépôts limoneux et des indices de pédogénèse cumulative dans les oueds Charef et Tabouda (Cha06 U4 et Tab02 U4). Ces derniers n'ont pas été observés dans la section de Defilia ;
- 3100 – 2800 cal. BP. Cet intervalle marque une nouvelle période de fort détritisme, avec notamment une activité fluviale intense dans l'oued Charef, caractérisée par une forte mobilité latérale et un élargissement du lit actif, qui enregistre l'incision et l'emboîtement dans les dépôts précédents de plusieurs paléochenaux sableux, associés à des dépôts de débordements (Cha06 U5). Cette phase de fort hydrodynamisme est étrangement absente dans l'affleurement voisin Tab02, qui connaît soit une évolution locale, soit une lacune sédimentaire expliquée par la variabilité d'enregistrement des archives alluviales. Cette phase de forte activité fluviale semble également confirmée par les prospections dans l'oued Za (Za02). L'ampleur régionale de cette phase est attestée par l'enregistrement des dépôts de l'U3a au sein de Def01 et de l'unité IXa de la plaine et de Blirh (Bli01) ;
- 2600 – 2100 cal. BP. Cette période est caractérisée par une forte stabilité alluviale à l'échelle des bassins-versants médians de la Moulouya puisqu'elle est marquée par des indices pédogénétiques dans les trois enregistrements étudiés (Cha06 U6, Tab02 U4, Def01 U4), et qu'elle semble également se confirmer dans les oueds Za et El Haÿ (Za01 et Hay04) ;

- 2100 – 1700 cal. BP. Cet intervalle marque une nouvelle phase d'activité hydrosédimentaire dans les trois sections. Toutefois, sa chronologie est moins bien définie car elle correspond aux dépôts terminaux de Cha06 (U7) et Tab02 (U5) qui ne sont pas datés directement. Notons tout de même qu'un dépôt de crue est daté de cette période dans l'oued Za (Za01). À Defilia, l'évènement détritique est marqué par une troncature accompagnée d'une légère incision et d'un remaniement de travertins (base U5).

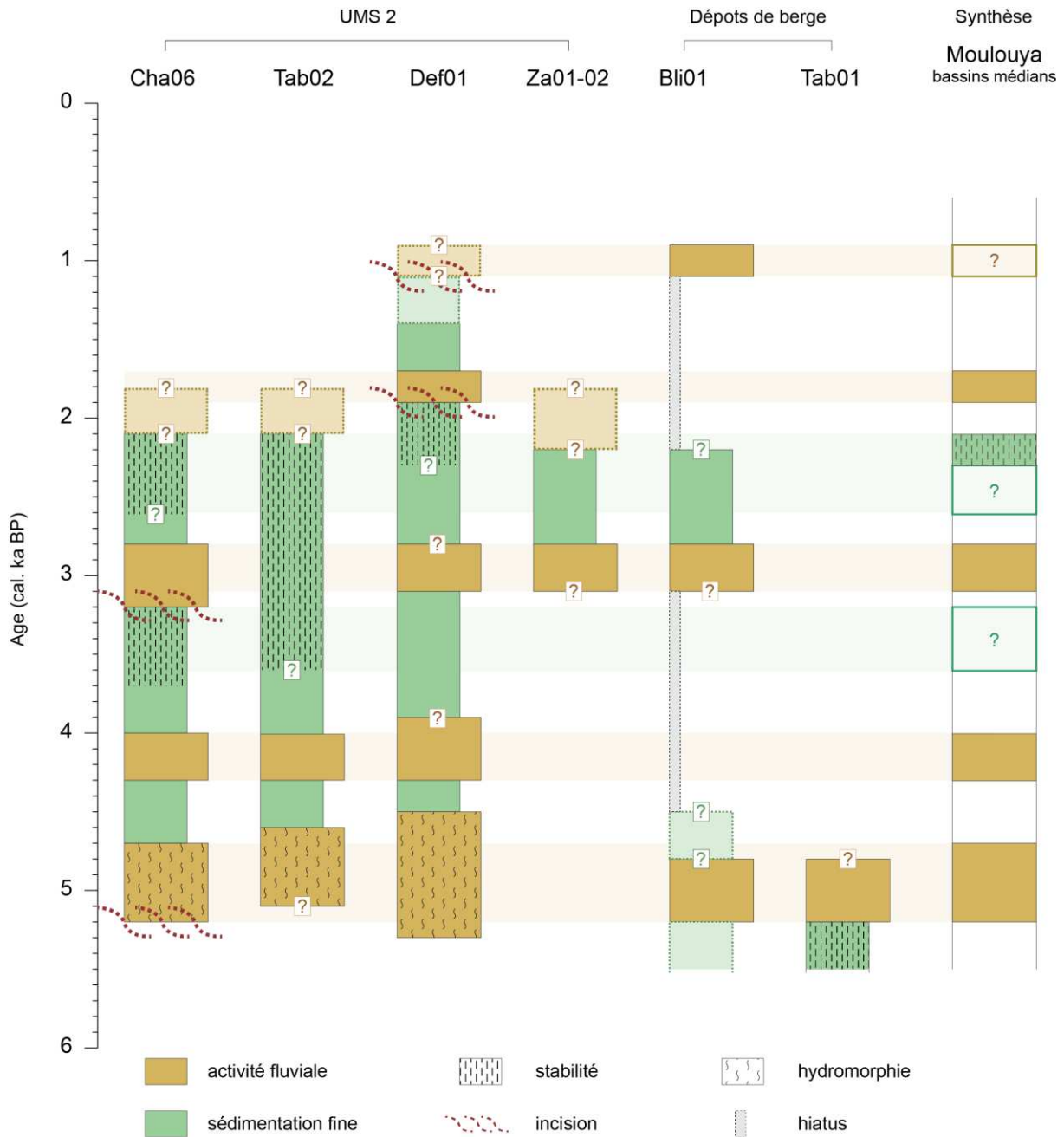


Figure 4-44. Synthèse des dynamiques morpho-hydrosédimentaires au cours des six derniers millénaires à l'échelle des bassins médians de la Moulouya (bassins de Ksabi et d'ABM).

L'ensemble de ces données montre une remarquable synchronie des dépôts et des dynamiques fluviales à l'échelle des bassins-versants médians de la Moulouya. Il convient d'insister sur le fait que cette synchronie s'observe autant à l'échelle plurimillénaire que séculaire. Les enregistrements étudiés (Cha06, Tab02 et Def01), dont les temporalités de l'accumulation sédimentaire ainsi que les faciès

sédimentaires présentent tant de similitudes, résultent à nos yeux d'une même évolution des hydrosystèmes entre 5000 et 2000 cal. BP. Ces accumulations forment une unité morphosédimentaire résultant d'une évolution morphogénétique commune. Cet ensemble défini par les affleurements Cha06, Tab02 et Def01 est nommé UMS 2, à l'instar de la formation de l'Holocène ancien, étudiée dans le chapitre 2, que nous avons nommée UMS 1.

L'ampleur régionale de cette morphogénèse fluviale pour la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent renvoie à la synchronie déjà établie entre les dépôts alluviaux de l'Holocène ancien des bassins de Ksabi et d'ABM (chapitre 2, Depreux *et al.*, 2021). Au même titre que l'UMS 1 enregistre les conditions climatiques d'origine orbitale de la dernière Période Humide Africaine, de telles similitudes et synchronies, entre deux bassins distants de 300 km, mettent en évidence le rôle prédominant d'un forçage externe dans l'évolution de ces dynamiques fluviales, dépassant le cadre géographique et morphostructural de chaque bassin-versant caractérisé par ses propriétés physiques (géologique, géomorphologique, tectonique). Les résultats obtenus pour l'UMS 2 nous conduisent à émettre l'hypothèse que les changements climatiques, à long ou court terme, furent le principal forçage expliquant l'évolution des rivières des bassins médians de la Moulouya depuis la fin de l'Holocène moyen.

Afin de discuter cette hypothèse, la synthèse des dynamiques fluviales de ces bassins sera ainsi comparée à d'autres études portant sur les dynamiques fluviales en Méditerranée occidentale (Maroc, Tunisie et Espagne), mais aussi à divers indicateurs, à la fois sur les changements climatiques rapides issus de sites lacustres et marins méditerranéens et européens, et sur les variations des conditions atmosphériques et astronomiques.

4.2 Les dynamiques fluviales en Méditerranée sud-occidentale depuis 6000 cal. BP

Cette synthèse des dynamiques fluviales des bassins-versants médians de la Moulouya depuis 6000 cal. BP peut, en premier lieu, être comparée aux différentes synthèses fluviales réalisées au Maghreb et en péninsule ibérique (Fig. 4-45). Ces synthèses ne sont pas nombreuses et sont de différentes natures.

Le premier type de synthèse est fondé sur une étude systémique d'un bassin-versant, telle que nous l'avons réalisée dans les bassins médians de la Moulouya. Elles ont été réalisées par D. Faust et C. Zielhofer pour la Medjerda en Tunisie (Faust *et al.*, 2004 ; Zielhofer *et al.*, 2004 ; Faust et Wolf, 2017), et par D. Faust et D. Wolf pour les bassins de Jarama en Espagne centrale et de Guadalete, sous-bassin du Guadalquivir au sud de l'Espagne, qui, comparés entre eux et avec des indicateurs paléoenvironnementaux et paléoclimatiques régionaux, forment une seule synthèse (Wolf et Faust, 2015 ; Faust et Wolf, 2017).

Ces synthèses établies à partir d'études systémiques régionales (Medjerda et Jarama – Guadalete), sont confrontées à un second type de synthèse d'extension géographique plus large, comme celle réalisée par Benito *et al.* (2015a, 2015b) sur le Nord-Est marocain, la Tunisie ou la péninsule ibérique (Fig. 4-45). Ces auteurs utilisent une méthode de probabilité dite fonction de densité cumulative, autrement nommée CPDF (pour *Cumulative Probability Density Function*). Cette analyse probabiliste,

fondée sur des dépôts fluviaux datés au radiocarbone et classés selon leur environnement de dépôt, permet de synthétiser les dates et de mettre en évidence des phases d'activité et de stabilité hydrosédimentaires. Dans cette étude, les épisodes de crue seront identifiés lorsque la probabilité relative dépasse la probabilité relative moyenne et qu'il y a un minimum de trois échantillons datés en deux siècles.

La méthode CPDF peut effectivement être un outil intéressant pour retracer les dynamiques fluviales passées. Toutefois quelques réserves peuvent être émises. La question d'un possible biais lié à la réalisation non-arbitraire de dates doit être soulevée, soit en raison de la sélection des affleurements ou des couches sédimentaires à dater par le chercheur, soit de la disponibilité relative des matériaux à dater ; si l'on date les dépôts à partir de charbons de bois, la quantité de ces derniers peut fortement varier au cours de l'Holocène selon l'évolution des conditions bioclimatiques, et il sera par exemple moins aisé d'en trouver dans des sédiments mis en place au cours de périodes arides qui connaissent une diminution du couvert végétal. En cumulant les dates, cette méthode homogénéise également le signal à l'ensemble du groupe défini, et gomme les différences. Ainsi, les synthèses à l'échelle d'un pays, comme celles réalisées par Benito *et al.* (2015a, 2015b), amalgament les réponses de différentes rivières et bassins-versants, chacun possédant ses propres caractéristiques physio-géographiques. Cette méthode cherche en effet à mettre en évidence des traits communs et non pas des particularismes, ce qui peut justifier son emploi si l'on s'intéresse à l'impact de facteurs externes, telles que les variations climatiques. Toutefois, si les propriétés bioclimatiques des bassins-versants changent, la réponse du système hydrosédimentaire à un même changement externe, notamment climatique, peut fortement varier entre bassins-versants. Le caractère parfois très local des changements environnementaux en réponse à un même événement climatique, largement documenté par des études du bassin méditerranéen (Lespez *et al.*, 2015 ; Berger *et al.*, 2016b), nous incite à avoir un regard critique quant aux données intégrées à ces synthèses ayant recours au CPDF. Ainsi, s'il nous paraît pertinent d'utiliser les données issues de l'analyse d'un bassin-versant ou d'un sous-bassin, il nous semble important d'avoir un regard plus critique dès lors que les synthèses agrègent les données d'un ensemble de bassins dissemblables.

Concernant les dépôts fluviaux du Maroc, les périodes de crue mises en évidence par la synthèse CPDF du Nord-Est marocain réalisée par Benito *et al.* (2015a) depuis 6000 cal. BP, apparaissent anti-corrélées à celles mises en évidence dans notre étude des bassins-versants médians de la Moulouya. En effet, deux périodes de forte activité hydro-sédimentaire sont mises en évidence entre 4000 et 3000 cal. BP et entre 2500 et 2100 cal. BP dans cette synthèse alors que les dépôts des bassins de Ksabi et d'ABM montrent au contraire une stabilité des plaines alluviales au cours de ces périodes.

Deux remarques peuvent être avancées. Cette anti-corrélation pourrait indiquer une déconnection entre l'amont et l'aval du bassin de la Moulouya. Une telle hypothèse nécessiterait alors des études complémentaires et approfondies de sous-bassins en basse Moulouya pour analyser les connections amont-aval dans le bassin de la Moulouya. Mais il faut aussi noter que le faible nombre de dates dans la plupart des études de cas publiées et l'insuffisance du cadre géomorphologique et paléoenvironnemental pourraient induire de nombreux biais, comme nous l'avons discuté ci-dessus. Ainsi une concentration de dates pourrait conduire à une surreprésentation de certaines périodes au détriment des observations stratigraphiques, tel l'intervalle 3200-2700 cal. BP, qui correspond à la période de fréquence maximale de crue identifiée dans l'affleurement de Djamila (Zielhofer *et al.*,

2010), en cohérence avec ce que l'on a mis en évidence dans les bassins médians de la Moulouya, mais qui est oblitérée par la méthode CPDF (Fig. 4-45).

Cette synthèse CPDF du Nord-Est marocain (Benito *et al.*, 2015a) agrège effectivement les données recueillies sur deux oueds situés sur le littoral méditerranéen : l'affleurement de Djamila en basse Moulouya (Ibouhouten *et al.*, 2010 ; Zielhofer *et al.*, 2010) et celles sur plusieurs sections de l'oued Kert (El Amrani *et al.*, 2008 ; Zielhofer *et al.*, 2008). Comme nous l'avons montré dans le chapitre 2, l'état des connaissances sur les dynamiques fluviales du Nord-Est marocain est géographiquement limité et insuffisant. L'étude de la séquence de Djamila est la seule à présenter des données multi-proxies à haute résolution dans le Nord-Est marocain mais souffre de l'absence d'une approche systémique, seul cet affleurement étant étudié (sur plusieurs centaines de mètres). Au contraire, l'étude de l'oued Kert par El Amrani *et al.* (2008) présente plusieurs sections selon un continuum amont-aval mais à faible résolution temporelle et stratigraphique. Ainsi, elle présente des lacunes et nécessiterait d'intégrer plus de données issues d'une approche à haute résolution.

En revanche, la comparaison de nos résultats avec ceux de D. Faust et D. Wolf en Espagne ou en Tunisie montre des similarités (Faust et Wolf, 2017). Les dynamiques fluviales des bassins-versants médians de la Moulouya et celles des bassins de Jarama et Guadalete montrent effectivement des synchronies, avec des périodes d'aggradation sédimentaire vers 5000 – 4000 cal. BP, 2200 – 1500 cal BP, et 1000 cal. BP, ainsi qu'une période de stabilité au cours du 3^{ème} millénaire (Fig. 4-45).

Les similitudes sont encore plus fortes avec les dynamiques hydrosédimentaires mises en évidence ans la Medjerda (Faust *et al.*, 2004 ; Faust et Wolf, 2017). Ces études mettent en lumière une période d'incision vers 5000 cal. BP, suivie d'une phase d'aggradation jusqu'au début du 4^{ème} millénaire. Une autre période de forte aggradation vers 3000 cal. BP est synchrone avec la phase d'activité fluviale enregistrée dans les bassins médians de la Moulouya et la période exceptionnelle de crue enregistrée en aval de la Moulouya (Zielhofer *et al.*, 2010). Le cœur du 3^{ème} millénaire est marqué par des conditions stables de la plaine alluviale à la fois en Medjerda, en Espagne centrale et méridionale, et dans les bassins médians de la Moulouya. Une nouvelle période d'incision au début du second millénaire est mise en évidence à la fois en Medjerda et dans notre synthèse. Enfin la phase d'activité fluviale vers 1000 cal. BP est également enregistré en Medjerda.

Cette confrontation des données montre dans l'ensemble une bonne corrélation des dynamiques fluviales depuis 6000 ans entre les bassins-versants amont de la Moulouya, et ceux de la Medjerda, d'Espagne centrale et méridionale.

En revanche, les analyses CPDF effectuées sur la Tunisie et la péninsule ibérique (Benito *et al.*, 2015a) montrent peu de similarités avec notre synthèse, et des résultats contrastés avec celles réalisées dans les bassins de la Medjerda, de Jarama et Guadalete (Faust et Wolf, 2017). Les données intégrées aux CPDF pour la péninsule ibérique et la Tunisie peuvent à leur tour être interrogées.

Celles de la Tunisie (Benito *et al.*, 2015a) agrègent des données acquises par D. Faust et C. Zielhofer dans le bassin-versant de la Medjerda au nord de la Tunisie, proche du littoral méditerranéen, et caractérisée par un contexte bioclimatique subhumide, avec des données obtenues dans le sud tunisien dans des oueds situés en marge du Sahara en contexte aride à hyperaride. Nous pouvons supposer que les réponses hydrosédimentaires aux variations climatiques puissent différer entre ces deux régions. Dans le détail, l'intervalle 2850 – 2350 cal. BP est interprété par Benito *et al.* (2015a) comme une période d'activité fluviale (Fig. 4-45). Or, leurs courbes d'analyse CPDF montrent d'une

part que la probabilité relative côtoie et dépasse à peine la probabilité moyenne au-dessus de laquelle une période de crue est déduite, mais surtout que les données indicatrices de stabilité sont bien mieux représentées pour cette période que celles qui traduisent une activité fluviale (Benito *et al.*, 2015a). Ce fait est cohérent avec la phase de stabilité montrée par l'étude systémique de la Medjerda, incluse dans cette analyse, et pourrait révéler des réponses contrastées entre la Tunisie méditerranéenne et pré-désertique.

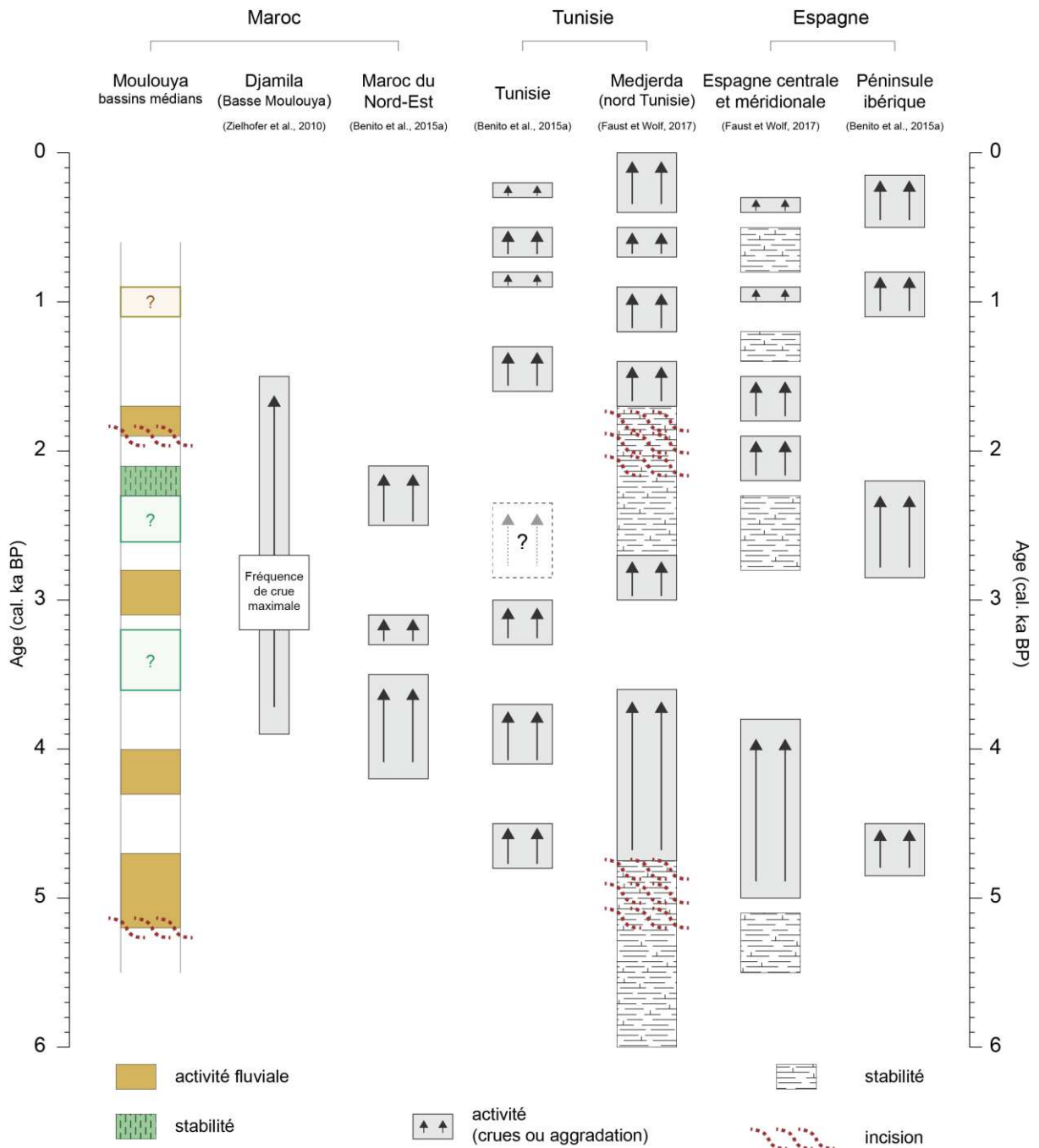


Figure 4-45. Comparaison de la synthèse des dynamiques morpho-hydrosédimentaires établie pour les bassins médians de la Moulouya au cours des six derniers millénaires avec les synthèses fluviales de la Méditerranée sud-occidentale.

Il en va de même pour l'analyse CPDF réalisée sur la péninsule ibérique (Benito *et al.*, 2015a). Les auteurs ont toutefois distingué les rivières selon leur bassin de drainage (atlantiques ou méditerranéennes), et les résultats montrent une certaine hétérogénéité des dynamiques fluviales au cours de l'Holocène. En revanche, nous pouvons également supposer qu'il existe des divergences au sein des systèmes fluviaux méditerranéens pris en compte pour cette synthèse, entre ceux situés dans le Sud-Est espagnol, région qui a démontré ses affinités avec le Maghreb, et ceux prenant leur source dans le massif pyrénéen. De plus, cette analyse intègre également un grand nombre de dates réalisées sur des *slackwater deposits* qui correspondent à des crues extrêmes enregistrées dans des contextes où les capacités d'écoulement sont localement réduites (tels des canyons), et dont les fréquences peuvent différer des inondations en plaine alluviale libre (Brown, 1997 ; Thorndycraft et Benito, 2006).

Cet intervalle entre 2800 et 2200 cal. BP montre de fortes contradictions entre les synthèses selon le type d'étude réalisé (systémique sur un bassin-versant ou probabiliste sur une région plus vaste). Cette période au cœur du 3^{ème} millénaire apparaît en effet extrêmement contrastée : les études régionales (cette étude ; Faust et Wolf, 2017) montrent explicitement le développement de conditions stables et de sols dans les plaines alluviales, tandis que les analyses CPDF (Benito *et al.*, 2015a) indiquent une hausse de l'activité fluviale. Cette contradiction pourrait s'expliquer par les fortes disparités spatiale et bioclimatique des bassins agrégés par les analyses CPDF, les hydrosystèmes de ces bassins-versants pouvant répondre de manière différentielle à un même évènement climatique.

En conclusion, les dynamiques fluviales mises en évidence dans les bassins d'ABM et de Ksabi montrent de fortes similarités avec celles décrites dans d'autres régions de la Méditerranée occidentale. Cette comparaison conforte l'ampleur des changements observés à l'échelle du sud-ouest de la Méditerranée et le nécessaire rôle de facteurs externes de contrôle.

Nous pensons également que cette comparaison démontre la pertinence et la nécessité d'une approche régionale systémique, sur laquelle se fonde le cadre conceptuel de ce travail. En respectant les différentes échelles spatiales, c'est-à-dire en multipliant les coupes pédosédimentaires au sein d'un bassin-versant ou d'un sous-bassin, puis en élargissant progressivement le champ pour inclure et comparer les données à l'échelle régionale puis suprarégionale, cette approche permet d'analyser les dynamiques fluviales – leurs similitudes et leurs différences – et ainsi de révéler de possibles forçages externes.

4.3 Variation orbitale, interactions océan-atmosphère nord-atlantiques et régime des précipitations en Méditerranée occidentale

Nous émettons l'hypothèse que les changements climatiques, à long ou court terme, furent le principal forçage expliquant l'évolution des rivières des bassins médians de la Moulouya depuis la fin de l'Holocène moyen. Confortée par la comparaison avec les résultats d'autres études consacrées aux dynamiques fluviales de Méditerranée occidentale, notre synthèse peut désormais être confrontée à d'autres enregistrements (lacustres, marins, spéléothèmes) afin d'appréhender la nature des facteurs de contrôle.

La figure 4-46 montre les variations des paramètres climatiques et astronomiques à l'échelle orbitale. Une synthèse assez récente et très exhaustive des données paléoenvironnementales holocènes de la Méditerranée centrale et occidentale conclut que les changements paléohydrologiques de l'Holocène eurent lieu en réponse à une combinaison de forçages orbitaux, glaciaires et solaires (Magny *et al.*, 2013). Les auteurs mettent en évidence deux bouleversements climatiques majeurs vers 7500 cal. BP et 4500 cal. BP. Le premier est fortement influencé par la fonte des inlandsis de l'hémisphère nord et par les variations de l'activité solaire. Les conséquences hydrologiques et géomorphologiques de ce changement sur le bassin-versant de la Moulouya ont été discutées dans le chapitre 3. Le second changement paléohydrologique majeur de l'Holocène correspond à un renversement des conditions climatiques autour de la latitude 40°N. Nous avons vu dans les chapitres précédents que cette ligne de partition hydrologique – parfois fluctuante –, séparant le bassin méditerranéen en deux, s'avérait primordiale pour la compréhension des conditions paléoenvironnementales holocènes en Méditerranée et de ses évolutions à long comme à court terme. Ainsi, pour le long terme, une opposition latitudinale a été mise en évidence par de nombreuses études (Magny *et al.*, 2003 ; Vannière *et al.*, 2011 ; Magny *et al.*, 2013 ; Peyron *et al.*, 2017), qui démontrent l'installation pérenne, à l'Holocène moyen, de conditions plus humides que celles qui règnent actuellement sur la rive sud de la Méditerranée, et inversement, de conditions plus sèches en Méditerranée septentrionale.

Dans les enregistrements paléohydrologiques de Méditerranée centrale et occidentale, le bouleversement climatique de 4500 cal. BP a eu pour conséquence le renversement relativement abrupt de ces conditions (Magny *et al.*, 2013). Les auteurs mettent ainsi en lumière une baisse des niveaux lacustres au sud de 40°N, comme celle très rapide du lac Preola en Sicile, et une hausse de ces niveaux pour les lacs septentrionaux. Cette opposition est aussi mise en évidence par les enregistrements du signal incendie et les études sur les régimes des feux (Vannière *et al.*, 2011). La Méditerranée orientale pourrait également être concernée, comme le montre la baisse significative des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de la grotte de Soreq en Israël vers 4500 cal. BP (Bar-Matthews *et al.*, 1998). Ce renversement serait une réponse à un forçage orbital, qui correspondrait à la diminution progressive de l'irradiation solaire accompagnée de changements saisonniers. Effectivement, outre la migration progressive vers le sud de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et de la mousson africaine depuis 9000 cal. BP discutée dans le chapitre 2, l'évolution moyenne de l'irradiation solaire estivale et hivernale, illustrée sur la figure 4-46 pour la latitude 35°N, montre un basculement saisonnier au cours de cette période (Laskar *et al.*, 2004).

Ce changement paléohydrologique majeur en Méditerranée est effectivement déterminant dans le bassin de la Moulouya : les archives alluviales enregistrent toutes la fin des conditions humides dans les cours d'eau vers 4600 cal. BP \pm 100 ans. L'ensemble des fonds de vallée s'exondent et l'aridification climatique se manifeste par le développement des biotopes terrestres et une tendance générale à l'incision des cours d'eau. Cette aridification, qui précède l'évènement climatique du 4.2 ka cal. BP, et qui affecte l'Afrique du Nord et le sud de la Méditerranée, pourrait marquer la transition hydrologique des rivières du Maghreb vers un fonctionnement intermittent tel que nous le connaissons aujourd'hui.

Peu de temps après, un basculement du régime atmosphérique nord-atlantique est observé vers 4000 cal. BP qu'enregistrent les indicateurs issus des données de la grotte de Wintimdouine dans le Haut Atlas (Fig. 4-46 b) et du carottage marin GEOFAR KF16 réalisé au large des Açores (Fig. 4-46 c). Les variations des précipitations enregistrées par les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ du spéléothème du Haut-Atlas témoignent à l'échelle orbitale de la fluctuation de la ZCIT et plus directement de la mousson ouest

africaine (Sha *et al.*, 2019). Celles de l'abondance du foraminifère *Globigerinoides ruber white* indiquent l'oscillation du Front des Açores (FA), ligne de démarcation du courant océanique des Açores constituant la limite entre les eaux subtropicales froides de transition et chaudes oligotrophes (Repschläger *et al.*, 2017).

Ces deux indicateurs, et celui des précipitations hivernales mesurées par les valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur les ostracodes du lac Sidi Ali (Zielhofer *et al.*, 2019), montrent des tendances similaires à l'échelle orbitale, en lien avec les variations de l'irradiation solaire. À l'Holocène moyen, des pluies hivernales nord-atlantiques plus importantes sont enregistrées dans le Moyen Atlas et la ZCIT et le FA sont marqués par des positions septentrionales. Une bascule s'opère vers 4000 cal. BP, et à l'Holocène récent, les moindres pluies hivernales nord-atlantiques à Sidi Ali s'accompagnent d'une migration méridionale de la ZCIT et du FA. Ces tendances à l'échelle plurimillénaire traduisent le rôle du forçage orbital dans l'émergence des conditions humides de la dernière Période Humide Africaine, discuté dans le chapitre 2, et dans l'aridification de l'Holocène récent.

Les corrélations entre ces indicateurs indiquent en effet une réorganisation des interactions océan-atmosphère nord-atlantiques vers 4000 cal. BP en réponse aux changements orbitaux de l'irradiation solaire. La réduction de l'irradiation estivale et la migration vers le sud de la ZCIT aura pour conséquence un affaiblissement de l'anticyclone des Açores, partie descendante de la cellule de Hadley. De même, la position du FA est déterminée par celle des vents d'ouest (*westerlies*), elle-même dictée par la circulation atmosphérique nord-atlantique (Repschläger *et al.*, 2017). La variabilité moderne dominante de cette circulation atmosphérique est définie par l'oscillation nord-atlantique (NAO pour *North Atlantic Oscillation*). La NAO est définie par la différence de pression entre la dépression islandaise et l'anticyclone des Açores, qui fluctue selon deux modes au cours du temps. Un état NAO dit positif (NAO+), qui se traduit par une forte différence de pression en cas d'un anticyclone fort, entraîne une augmentation des vents d'ouest et le décalage de leur trajectoire vers l'Europe du nord : les hivers y seront plus humides tandis qu'ils seront plus secs en Méditerranée. Inversement, l'état NAO négatif (NAO-), marqué par un anticyclone des Açores moins vigoureux, induit un affaiblissement des vents d'ouest et leur direction vers la Méditerranée, apportant ainsi des précipitations en Méditerranée sud-occidentale et en Afrique du Nord plus largement.

Les évolutions plurimillénaires des systèmes de circulations atmosphérique et océanique, et ce renversement observé vers 4000 cal. BP, mis en évidence par les indicateurs que nous venons de discuter (Fig 4-46 a,b,c), ont également des répercussions sur les changements climatiques et la variabilité saisonnière à l'échelle séculaire à millénaire au cours de l'Holocène. En effet, dans le Moyen Atlas, Zielhofer *et al.* (2019) ont montré que dans le contexte plus humide de l'Holocène ancien et moyen, les événements froids atlantiques, en lien avec les événements de Bond, sont corrélés aux minima de précipitations, et se traduisent par des hivers plus secs. Un basculement de ces conditions est mis en lumière entre 5000 et 4600 cal. BP : les mêmes événements atlantiques induiront au contraire des maxima de précipitations, avec des hivers plus humides (Fig. 4-46 d,f). Ces conditions correspondent aux caractéristiques saisonnières actuelles du climat méditerranéen, associant des étés secs et chauds à des hivers frais et humides largement affectés par les tempêtes originaires de l'océan Atlantique (Lionello *et al.*, 2006). En Méditerranée occidentale, les précipitations sont influencées de manière prédominante par la NAO, tandis que les étés sont dominés par les dynamiques subtropicales liées au renforcement du système de hautes pressions des Açores (Giorgi et Lionello, 2008 ; Peyron *et al.*, 2017).

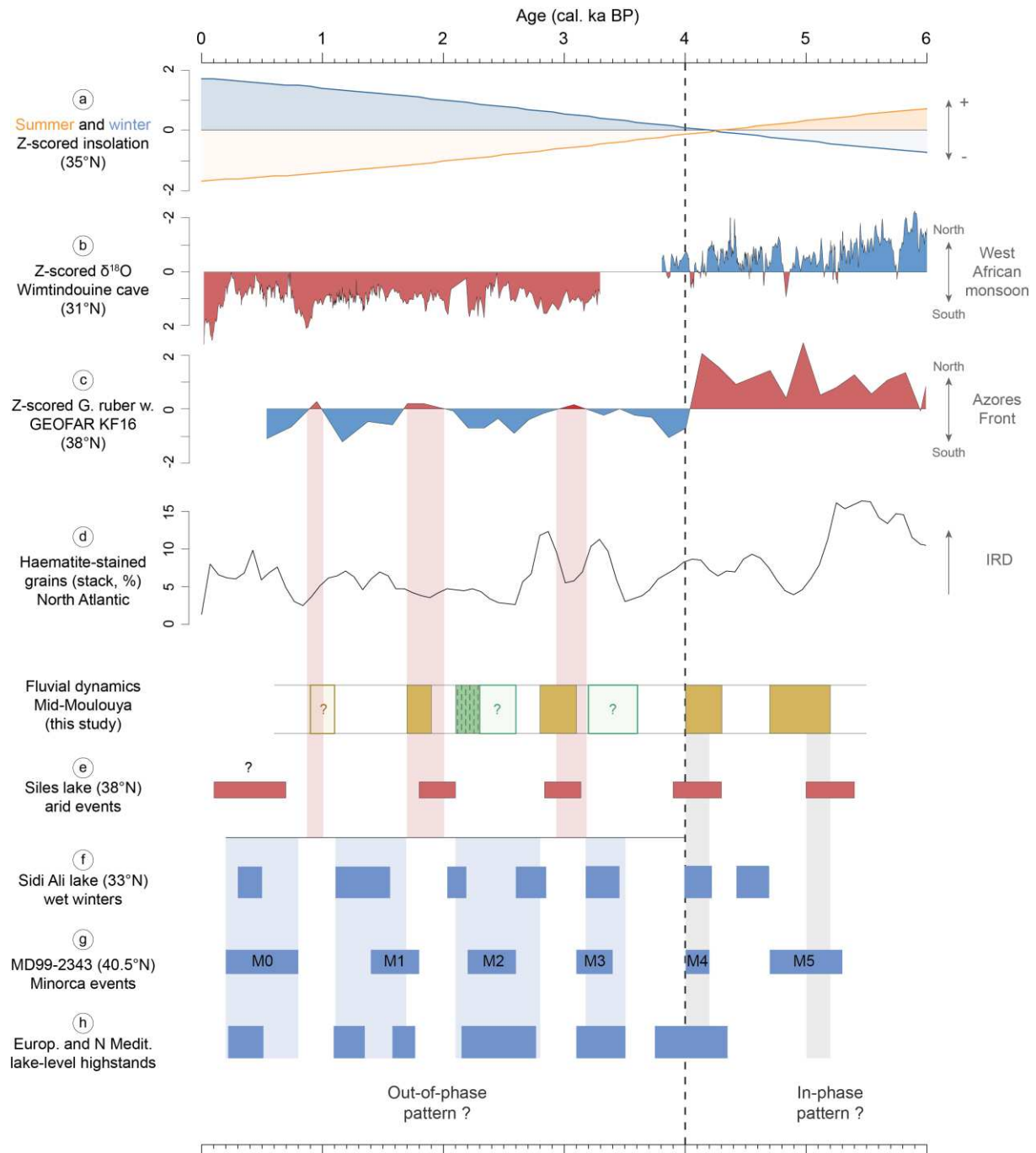


Figure 4-46. Comparaison des dynamiques fluviales des bassins médians de la Moulouya depuis 6000 cal. BP avec divers indicateurs sur les changements climato-environnementaux. (a) score standard des moyennes d'irradiation solaire estivale (juin-août) et hivernale (décembre-février) à 35°N (Laskar *et al.*, 2004), le score standard a été réalisé sur les données depuis le dernier maximum/minimum d'irradiation solaire (0 à 9 ka cal. BP) ; (b) score standard des valeurs en $\delta^{18}O$ de la grotte de Wintimdouine dans le Haut Atlas (Sha *et al.*, 2019) ; (c) score standard de l'abondance en foraminifère *Globigerinoides ruber white* du carottage marin GEOFAR KF16 situé au large des Açores (Repschläger *et al.*, 2017) ; (d) pourcentage des grains riches en hématite d'une série compilée de quatre carottages marins situés en zone subpolaire nord-atlantique (Bond *et al.*, 2001) ; (e) épisodes arides issus des maxima de *Pseudoschizaea* et des dessiccations du lac de Siles situé dans les cordillères Bétiques (Carrión, 2002) ; (f) maxima des précipitations hivernales issus des valeurs en $\delta^{18}O$ des ostracodes du lac Sidi Ali dans le Moyen Atlas (Zielhofer *et al.*, 2019) ; (g) changements rapides détectés à partir des analyses granulométriques, géochimiques et de foraminifères du carottage marin MD99-2343 situé au large des Baléares en Méditerranée septentrionale (Frigola *et al.*, 2007) ; (h) synthèse des hauts niveaux lacustres de divers lacs d'Europe du centre-ouest et du nord de la Méditerranée (Magny *et al.*, 2013).

Nous voyons donc que, depuis la fin des conditions humides liées à la dernière Période Humide Africaine, les RCCs en lien avec les événements froids nord-atlantiques se traduisent par une augmentation des précipitations dans le Moyen Atlas (Fig. 4-46 f). Ces changements sont également bien corrélés aux épisodes humides ou froids identifiés en Méditerranée et en Europe centrale (Fig. 4-46 g,h), dont de nombreuses études ont montré le lien avec les événements de Bond (Cacho *et al.*, 2001 ; Frigola *et al.*, 2007 ; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009 ; Magny *et al.*, 2013).

Les périodes de forte activité fluviale enregistrées dans les bassins médians de la Moulouya, qui étaient jusque-là synchrones avec les changements abrupts arides enregistrés au sud de la Méditerranée et ceux plus humides au nord de 40°N (voir chapitres 2 et 3), n'apparaissent désormais plus en phase avec les événements nord-atlantiques (Fig. 4-46). Alors que le RCC de 4200 – 4000 cal. BP est commun à l'ensemble des indicateurs méditerranéens mais avec des conditions de précipitation variables selon les régions (Bini *et al.*, 2019), la figure 4-46 montre bien après 4000 cal. BP la dé-corrélation des événements détritiques enregistrés dans le bassin de la Moulouya avec les événements de Bond et les RCCs humides en Méditerranée. En revanche, il est intéressant de constater que les périodes d'activité fluviale restent en phase avec les épisodes arides identifiés dans les archives lacustres de Siles au sud-est de l'Espagne (Fig. 4-46 e, Carrión, 2002). Cette corrélation tend à prouver que le détritisme dans le bassin de la Moulouya continue d'être provoqué par une hausse de l'aridité affectant la stabilité du bassin-versant.

Le déphasage temporel du détritisme dans le bassin de la Moulouya et des conditions arides avec les événements froids et humides nord-atlantiques témoignerait donc d'une harmonisation des réponses environnementales à l'échelle de la Méditerranée occidentale. Ainsi, les hausses des précipitations centennales enregistrées dans les archives paléohydrologiques, tels les lacs méditerranéens ou d'Europe centrale (Magny *et al.*, 2013), sont bien corrélées avec les phases de stabilité et de pédogénèse des plaines alluviales de la Moulouya (Fig. 4-46).

Ces résultats, très intéressants, pourraient être expliqués par la réorganisation, que nous venons de discuter, des systèmes de circulations atmosphérique et océanique nord-atlantiques vers 4000 cal. BP. En effet, les périodes d'activité fluviale, que nous avons mises en évidence vers 3100 – 2800, 2100 – 1700 et 1100 – 900 cal. BP, présentent une très bonne corrélation avec les remontées vers le nord du Front des Açores (Fig. 4-46, Repschläger *et al.*, 2017). Après 4000 cal. BP, une corrélation négative entre cet indicateur et celui des dépôts d'IRD au nord de l'Atlantique (Bond *et al.*, 2001) est également mis en lumière : le dépôt d'IRD diminue lorsque que le FA migre vers le nord, et inversement. Nous avons vu que la position du FA, largement dépendant des vents d'ouest, était influencée par la circulation atmosphérique et le phénomène de NAO. L'ensemble de ces paramètres indiquerait donc que les migrations vers le nord du FA vers 3100 – 2800, 2100 – 1700 et 1100 – 900 cal. BP témoigneraient d'un état de type NAO+, à savoir un renforcement de l'anticyclone des Açores et un décalage des vents d'ouest vers l'Europe du Nord, provoquant l'installation de conditions plus arides en Méditerranée et l'essor du détritisme dans les bassins médians de la Moulouya (Fig. 4-46). Inversement, les positions méridionales du FA sont corrélées avec les phases de stabilité en Moulouya et les conditions humides en Méditerranée occidentale. L'ensemble de ces éléments indiquerait, à partir de 4000 cal. BP, l'influence prédominante d'un phénomène type NAO sur le régime des précipitations en Méditerranée occidentale, et l'émergence à cette date des conditions climatiques actuelles méditerranéennes.

5. Conclusion

Magny *et al.* (2013) suggèrent que le schéma opposant les conditions hydroclimatiques autour de la latitude 40°N a fonctionné durant tout l'Holocène, à la fois à l'échelle millénaire et à l'échelle séculaire. Les données issues des archives alluviales du bassin de la Moulouya confirment ce schéma pour l'Holocène ancien et moyen. Elles sont également en cohérence avec l'évolution plurimillénaire identifiée à la transition de l'Holocène moyen et récent, probablement en relation avec la diminution de l'irradiation solaire. Cependant, les dynamiques fluviales identifiées dans notre étude indiqueraient plutôt une modification de ce schéma pour les changements d'ordre séculaire à l'Holocène récent, ceux-ci ne seraient plus opposés de part et d'autre de la Méditerranée, mais au contraire harmonisés. Ce réajustement pourrait s'expliquer par le basculement hydroclimatique de 4500 cal. BP, dû au forçage orbital de l'irradiation solaire, et par la réorganisation du système atmosphérique nord-atlantique dont la Méditerranée occidentale et centrale est fortement dépendante. Cette réorganisation, également initiée par le forçage orbital, se manifesterait par une migration vers le sud de différentes composantes atmosphériques (Wirth *et al.*, 2013), telle la ZCIT, et avec elle la cellule de Hadley et l'anticyclone des Açores. Ce déplacement impliquerait un renforcement des influences nord-atlantiques sur la façade européenne et méditerranéenne, notamment par le régime dominant des vents d'ouest (*westerlies*), et du mode de fonctionnement actuel du phénomène de NAO. L'opposition nord-sud des changements climato-environnementaux rapides en Méditerranée s'atténuerait ainsi, peut-être au profit d'une opposition est-ouest. Des données climatiques quantitatives récentes suggèrent effectivement une opposition est-ouest du climat méditerranéen probablement associé au phénomène Est-Atlantique – Ouest-Russe (Xoplaki *et al.*, 2004), nommée "effet de balancier" (*seesaw pattern*), qui est par ailleurs identifié au cours des derniers millénaires (Dermodoy *et al.*, 2012 ; Roberts *et al.*, 2012). Le basculement hydrologique et atmosphérique entre 4500 et 4000 cal. BP provoquerait ainsi l'émergence, à partir de cette période, des conditions climatiques telles que nous les connaissons aujourd'hui en Méditerranée.

A la lumière des divers indicateurs des variations des conditions atmosphériques et astronomiques et des changements environnementaux rapides issus de sites lacustres et marins méditerranéens et européens, nous pouvons affirmer que depuis 5000 cal. BP, les principales dynamiques hydrosédimentaires mises en évidence dans les bassins-versants médians de la Moulouya, et dans d'autres bassins fluviaux de Méditerranée occidentale, sont majoritairement régies par le forçage climatique, sous l'influence des systèmes de régulation nord-atlantiques.

A stylized, light brown map of the Blirh plain, showing its irregular shape and several narrow, winding channels or rivers extending downwards. The map is set against a white background.

5

Dynamiques morphosédimentaires des
plaines alluviales et occupations humaines :
le cas de la plaine de Blirh

Chapitre 5

Dynamiques morphosédimentaires des plaines alluviales et occupations humaines : le cas de la plaine de Blirh

1. Introduction

Les trois précédents chapitres se sont concentrés sur l'étude des principales formations sédimentaires holocènes mises en évidence dans les bassins d'Aïn Beni Mathar et de Ksabi, à travers des analyses détaillées de plusieurs affleurements représentatifs. Les chapitres 2 et 4 ont étudié respectivement la formation couvrant l'Holocène ancien jusqu'à la fin de l'Holocène moyen, et la formation couvrant la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent. Entre ces deux formations, une période de changements hydrogéomorphologiques majeurs, étudiée dans le chapitre 3, a été documentée dans l'oued Charef, en réponse aux changements climatiques rapides de 8.2 ka et de 7.6 – 7.3 ka cal. BP. Cette période, marquée par des incisions fluviales et des débits liquides et solides exceptionnels, a eu des conséquences importantes sur les conditions de préservation des archives alluviales et des sites archéologiques de plein air de ces régions.

En effet, les phénomènes d'incision et de fort détritisme identifiés en particulier entre 8200 et 7500 cal. BP dans l'oued Charef sont à mettre en relation avec les hiatus sédimentaires local et régional observés dans les lits actifs (9000 – 5000 cal. BP) comme dans les plaines d'inondation (9000 – 6500 cal. BP) du Maroc oriental. Or, l'impact de ces phénomènes sur les plaines alluviales et sur les archives archéologiques est resté jusqu'à présent non étudié. Ainsi, de récentes distributions de probabilité de dates ^{14}C provenant de sites archéologiques, interprétées parfois comme des indicateurs démographiques, montrent une lacune dans les occupations archéologiques entre 8600 et 7600 cal. BP (Linstädter *et al.*, 2018 ; Cheddadi *et al.*, 2019). Cette lacune est en partie expliquée par un effondrement des sites continentaux avec un déplacement vers les zones côtières dans la région du Rif oriental - Basse Moulouya (Linstädter *et al.*, 2018), et par une diminution de la population humaine avec deux pics significatifs à 8400 et 8100 cal. BP à l'échelle du Maroc (Cheddadi *et al.*, 2019). La concomitance de ces changements hydrogéomorphologiques majeurs, induisant des hiatus sédimentaires et la destruction des sites archéologiques situés dans les plaines alluviales, avec un hiatus des archives archéologiques mis en évidence par ces études nous conduit à envisager une interprétation plus complexe qu'une simple chute démographique en lien avec un refroidissement et une aridification du climat dans ces régions. La mobilité étant l'une des capacités adaptatives des sociétés humaines, et probable dans des contextes géographiques aussi contrastés formant une mosaïque d'environnements, il nous apparaît nécessaire de prendre en compte les processus taphonomiques lorsque de telles hypothèses sont proposées (Berger et Guilaine, 2009). De surcroît, il nous paraît indispensable que des études transdisciplinaires, associant les problématiques archéologiques, géomorphologiques et environnementales, soient menées selon une approche intégrée et multiscalaire, qui permet d'analyser les conditions taphonomiques (préservation,

destruction, absence) propres à chaque site d'étude et de les contextualiser dans un schéma régional. Ainsi, par exemple, les impacts de l'évènement climatique du 8.2 ka cal. BP ou d'autres RCCs sur les occupations de grotte et abris ou encore le hiatus sédimentaire qui caractérise leurs dépôts à l'Holocène ancien (Daugas, 2010) sont encore à étudier. Les résultats de ces études, comparés à ceux obtenus dans d'autres contextes comme celui des plaines alluviales de la Moulouya, permettraient d'alimenter les questionnements sur les interactions homme-environnement-climat et sur les périodes de « vides » sédimentaires et archéologiques à des échelles régionales et suprarégionales.

Les vestiges archéologiques découverts le long des oueds, interstratifiés au sein des affleurements sédimentaires des bassins de Ksabi et d'Aïn Beni Mathar n'ont pas été présentés dans les chapitres précédents. Quelquefois identifiés dans les coupes des terrasses (structures ou matériel isolé), ces témoins de l'occupation humaine des plaines alluviales se manifestent surtout en surface par la présence de structures empierrées, souvent avec traces de combustion, ou d'épandages de matériel lithique et/ou céramique. En l'absence de recherches ou de fouilles récentes et de datations radiométriques, associées à des études caractérisant les cultures matérielles, ces sites de plein air du Maroc oriental, et plus largement du Maghreb, pourtant mentionnés dans les travaux anciens et ayant fait l'objet d'études de mobilier (par exemple Jodin, 1956 ; Wengler *et al.*, 1999), restent pour leur grande majorité inconnus et non étudiés. En témoignent les synthèses récentes des occupations ibéromaurusiennes, épipaléolithiques et néolithiques, majoritairement en contexte de grotte, qui soulignent avec netteté le contraste entre des littoraux méditerranéen et atlantique riches en sites et des régions continentales marquées par un vide archéologique (Linstädter, 2008 ; Linstädter *et al.*, 2012 ; Barton *et al.*, 2013 ; Perrin *et al.*, 2020). Cette disparité est sans nul doute le fait d'un état de la recherche dont nous venons de parler. Ce contexte scientifique empêche donc toute attribution chrono-culturelle fiable des vestiges archéologiques découverts dans nos fenêtres d'étude, mais encourage pour ces mêmes raisons leur étude et le développement plus général des recherches archéologiques en contexte alluvial. En raison de l'aggradation sédimentaire rapide propre à ce contexte, les sites de plein air situés en plaine d'inondation furent recouverts peu de temps après leurs périodes d'occupation. Ce sont les processus d'érosion post-dépositionnels qui de nouveau les mettent au jour. De ces processus taphonomiques dépendent fortement la découverte des structures archéologiques dans les fenêtres d'étude de Tabouda, Charef, Defilia et Bliroh. La première étape de cette étude consiste donc à ancrer ces vestiges dans un cadre spatio-temporel et morphosédimentaire robuste. Parallèlement à la compréhension du remplissage sédimentaire de la plaine et de ses évolutions, la datation directe de structures archéologiques en place est privilégiée. Le matériel archéologique collecté en association avec les structures sera par la suite étudié et permettra de fournir une première caractérisation de la culture matérielle de ces occupations de plein air.

Ce chapitre a pour objectif d'illustrer cette démarche, appliquée à l'ensemble des plaines alluviales étudiées, par la présentation de la fenêtre d'étude à la fois la plus riche en vestiges archéologiques et dont l'étude géoarchéologique est la plus aboutie : la plaine de Bliroh. Il présentera d'abord les résultats issus de ces prospections, à savoir les principaux corps sédimentaires holocènes de la plaine alluviale et les périodes d'occupation archéologique. Ces résultats seront synthétisés en grandes phases morphosédimentaires et discutés avec les archives alluviales étudiées dans les précédents chapitres et celles de Méditerranée occidentale.

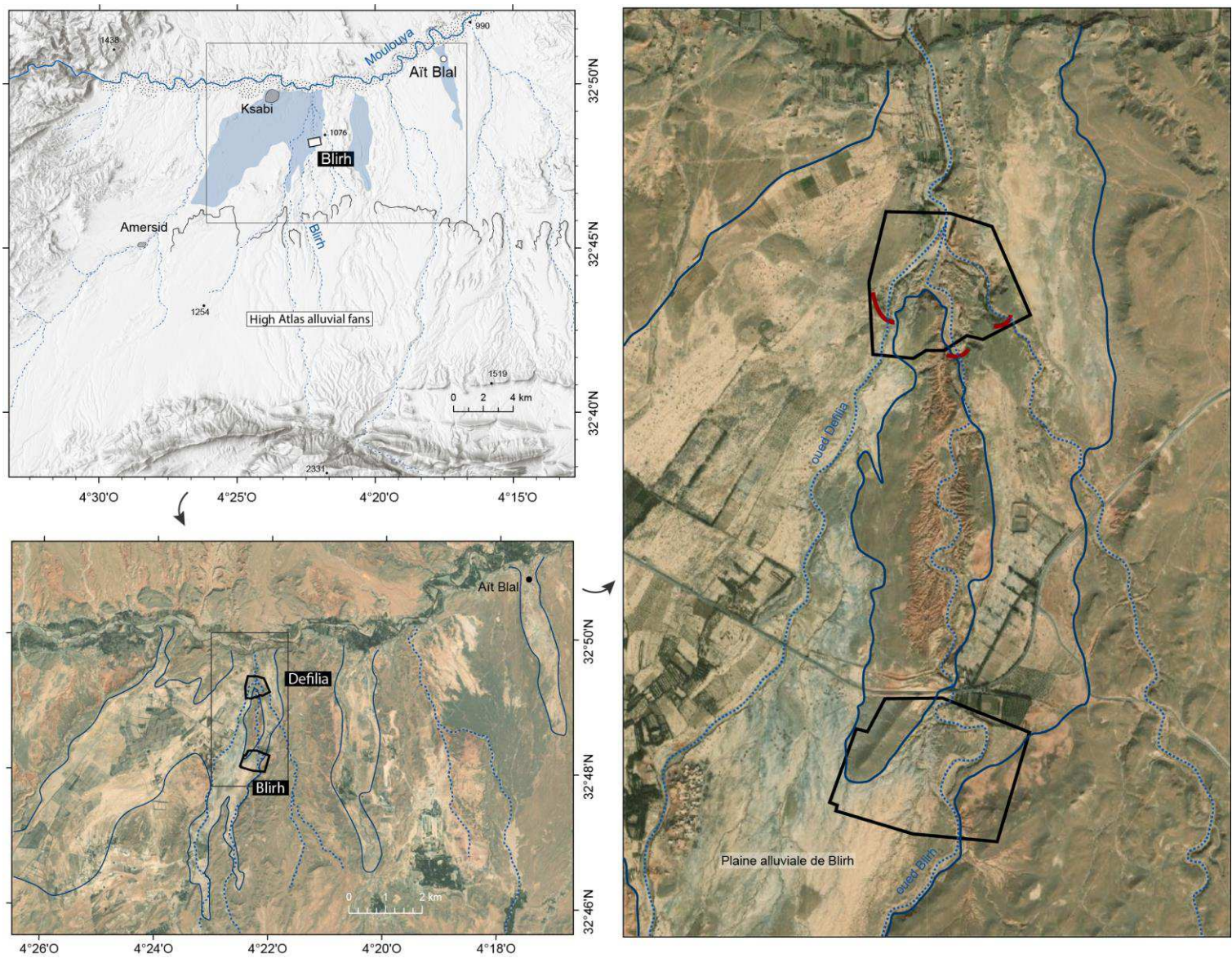


Figure 5-1. Localisation de la fenêtre d'étude de Blirh au sein de sa plaine alluviale et du bassin de Ksabi.

2. Matériels et méthodes

La plaine de Blirh, située en rive droite de l'oued Moulouya, fait partie de plusieurs petits bassins d'accumulation formés au débouché des piedmonts du Haut-Atlas (Fig. 5-1). C'est un vaste lit majeur de 1000 à 1500 mètres de largeur, drainé par le cours de deux oueds à l'est (Blirh) et à l'ouest (Defilia). Ces oueds, qui prennent leur source dans ce massif et drainent ses cônes de déjection, ont des cours subparallèles qui s'écoulent vers le nord et partagent une même plaine d'inondation dans ce secteur (Fig. 5-1). Les dépôts de l'Holocène ancien (UMS 2) s'accumulent de manière continue sur toute la largeur de cette plaine (Fig. 2-9). Cette formation est par ailleurs reconnue dans l'ensemble de ces plaines, comme en témoigne les observations à partir des images satellitaires et le confirme l'étude du barrage travertineux d'Aït Blal (Lefèvre, 1985 ; Lefèvre et Ballouche, 1991). Ces vastes plaines, colmatées au cours de la dernière Période Humide Africaine, deviennent partiellement inactives à la suite de leur incision par les cours des oueds, au moins actuels (Fig. 5-1). Les bassins de drainage des deux oueds Blirh et Defilia se distinguent de nouveau en aval avec le creusement par l'oued Blirh d'une vallée étroite incisée dans une butte témoin marneuse du Néogène couronnée par un conglomérat pléistocène (Fig. 5-1). Du fait de l'incision récente des cours d'eau, un interfluve s'est de nouveau créé dans le prolongement du conglomérat. La fenêtre d'étude se situe juste en amont du creusement dans le massif marneux, et couvre une étendue de plus de 500 x 500 m à l'est de la plaine alluviale (Fig. 5-2).

Ce secteur est caractérisé par une forte dynamique d'érosion régressive, qui provoque le démantèlement des dépôts sédimentaires depuis l'aval vers l'amont ainsi que la formation de *badlands* (Fig. 5-3 A). Le paysage intensément raviné qui en résulte, met au jour le remplissage sédimentaire de la plaine et permet donc sa description grâce aux nombreuses coupes (Fig. 5-2). L'érosion planaire ou aréolaire, qui décape les surfaces, fait apparaître de nombreuses structures archéologiques associées à ces dépôts, avant que les écoulements se concentrent en ravines et finissent de les démanteler. Ces différentes caractéristiques rendent cependant difficile la compréhension du site archéologique dans son ensemble en raison d'une part de l'absence des niveaux archéologiques et d'autre part de la forte hétérogénéité spatiale de sa conservation, certaines parties étant complètement érodées et d'autres encore ensevelies. Les prospections intensives dans cette fenêtre d'étude ont donc eu pour objectifs de : 1) sauvegarder autant que possible l'information archéologique d'occupations de plein air menacées, et peu, voire pas encore étudiées à l'échelle de la moyenne et haute Moulouya, 2) et de fournir des études préliminaires sur la culture matérielle et le potentiel archéologique de la zone permettant de futurs sondages ou fouilles approfondis.

Cette forte concentration de structures et de matériels archéologiques affleurant en surface et en voie de démantèlement – la plus importante parmi les oueds étudiés – a motivé un investissement temporel et humain plus conséquent sur le terrain pour les enregistrer mais aussi décrire les dépôts pédosédimentaires associés. En effet, la plaine alluviale, en tant qu'environnement très dynamique, ne permet pas une lecture stratigraphique simple des dépôts. Comme nous l'avons vu dans les précédents chapitres, en raison d'une forte mobilité latérale mais aussi verticale du lit, ces plaines alluviales sont l'objet d'importants processus d'incision, d'érosion et d'emboîtement des dépôts, qui nécessitent la prise en compte des conditions taphonomiques de manière diachronique. Ainsi, du fait d'une érosion postdépositionnelle au cours de l'Holocène, et qui se perpétue de nos jours par une érosion régressive intense, la fenêtre d'étude de Blirh est marquée par un fort démantèlement de tous

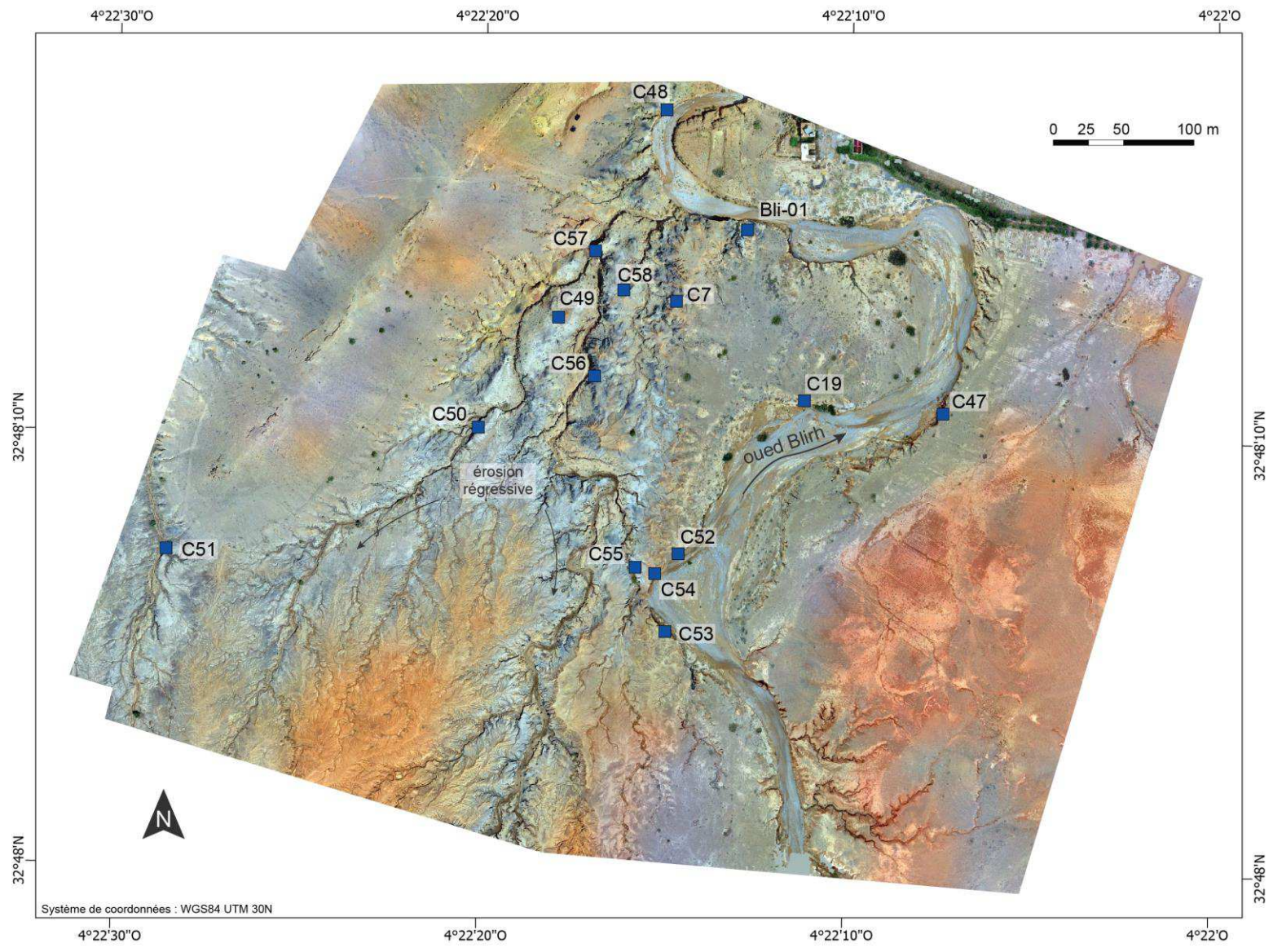


Figure 5-2. Orthophotographie de la fenêtre d'étude et localisation des coupes pédosédimentaires.

les dépôts holocènes qui affleurent par la formation de nombreuses ravines, constituant ainsi une véritable mosaïque sédimentaire.



Figure 5-3. Photographies du remplissage sédimentaire de la plaine alluviale ; A) formation de *badlands* par érosion régressive provoquant le démantèlement des dépôts sédimentaires et des structures archéologiques ; B) vue vers le sud et l'amont de la fenêtre d'étude, le cercle indique un secteur qui, situé à l'interfluve des deux oueds et préservé de l'érosion, a un fort potentiel archéologique et pourrait faire l'objet de fouilles archéologiques.

Seul le recours à une étude géoarchéologique fine de la zone étudiée permet de la déchiffrer. Cette étude consiste en une prospection pédestre détaillée de la zone de 500 x 500 m qui, facilitée par un modèle numérique de terrain construit par photogrammétrie à partir d'acquisitions drone, permet la réalisation d'une cartographie à haute résolution des dépôts pédosédimentaires. Sans compter les buttes témoin marneuses couronnées de conglomérats pléistocènes, 23 hectares de plaine alluviale

ont été prospectés. Cette cartographie a été couplée à la réalisation de plusieurs coupes sédimentaires pour les définir en trois dimensions (Fig. 5-2) ainsi qu'à la description des vestiges archéologiques associés. Ces vestiges sont décrits selon différents critères portant sur la morphologie de la structure, son état de conservation, la présence de matériel et sa nature. Une partie de ces dépôts et structures est datée au radiocarbone afin d'ancrer l'évolution du remplissage sédimentaire et des occupations humaines de la plaine alluviale dans un cadre chronologique. La datation directe de structures archéologiques en place est privilégiée, et repose pour l'essentiel sur l'obtention de dates sur charbon des structures empierrées présentant des niveaux de combustion à leur base. Quand cela est rendu possible, les échantillons de charbon sont sélectionnés pour réduire l'effet « vieux bois ».

Ainsi, la fenêtre de la plaine de Bliroh est un exemple d'étude intégrée qui, en associant les problématiques géomorphologiques et archéologiques en contexte alluvial, permet de mieux comprendre l'évolution de la plaine alluviale, les dynamiques d'occupation humaine et l'impact des changements climatiques rapides, et ainsi de discuter les interactions environnement-homme-climat.

3. Résultats

L'étude de l'affleurement de Bli01, présentée dans le chapitre 2, a permis l'identification de cinq séquences sédimentaires fluviales (S1 à S5), fondées sur le concept de la stratigraphie séquentielle, qui témoignent des changements dans les environnements de dépôt (Fig. 2-6). L'étude exhaustive de la fenêtre d'étude reprend ces données pour les inclure dans un schéma d'évolution morphosédimentaire plus large. Ainsi, les cinq séquences de Bli01 ont été complétées de nombreuses données issues des autres coupes pédosédimentaires pour constituer *in fine* neuf phases morphosédimentaires pour l'ensemble de la fenêtre d'étude. Les correspondances entre ces anciennes séquences et les nouvelles phases sont explicitées sur la figure 5-4.

La série stratigraphique de la coupe Bli01 débute par une première phase, non analysée et non numérotée, qui correspond à un dépôt grossier de 2,5 m d'épaisseur qui incise les marnes du Néogène. Ce dépôt est caractérisé par une alternance de lits sableux à litage entrecroisé et de bancs plus grossiers composés de graviers et de galets, indurés par des précipitations secondaires carbonatées. Un âge tardiglaciaire est probable. La première séquence, caractérisée par le dépôt de 1,5 m d'épaisseur de limons sableux jaunes à structure macro-prismatique date du début de l'Holocène ancien. Le dépôt de limons gris-noir fluvio-palustres et travertineux (séquence 2, Fig. 5-4) caractérise ensuite l'émergence des conditions humides durables vers 10800 cal. BP marquant la dernière Période Humide Africaine. Une couche riche en oncolithes (unité V) était supposée marquer une troncature et un hiatus dans la sédimentation à la transition Holocène ancien-moyen. Après cette unité s'accumulent des limons brun-gris décrits comme moins carbonatés et travertineux (unité VI). La séquence 3 est marquée par un dépôt sableux daté de 4900 – 5300 cal. BP (unité VII) puis l'oxydation des limons brun-gris. Le dépôt d'une couche détritique sableuse discordante puis celui de limons brun-rose caractérise la séquence 4. Ces dépôts, également reconnus en amont de la fenêtre d'étude, sont datés de 2900 – 2200 cal. BP. Enfin une dernière séquence, caractérisée par une couche sableuse à granules en discordance et une aggradation limono-sableuse, est datée entre 1000 et 950 cal. BP.

La réalisation de prospections systématiques dans la fenêtre d'étude ainsi que la description de nouvelles coupes pédosédimentaires ont permis de compléter cette vision morphodynamique partielle. Les principaux apports issus de ces coupes supplémentaires, dont découlent neuf grandes

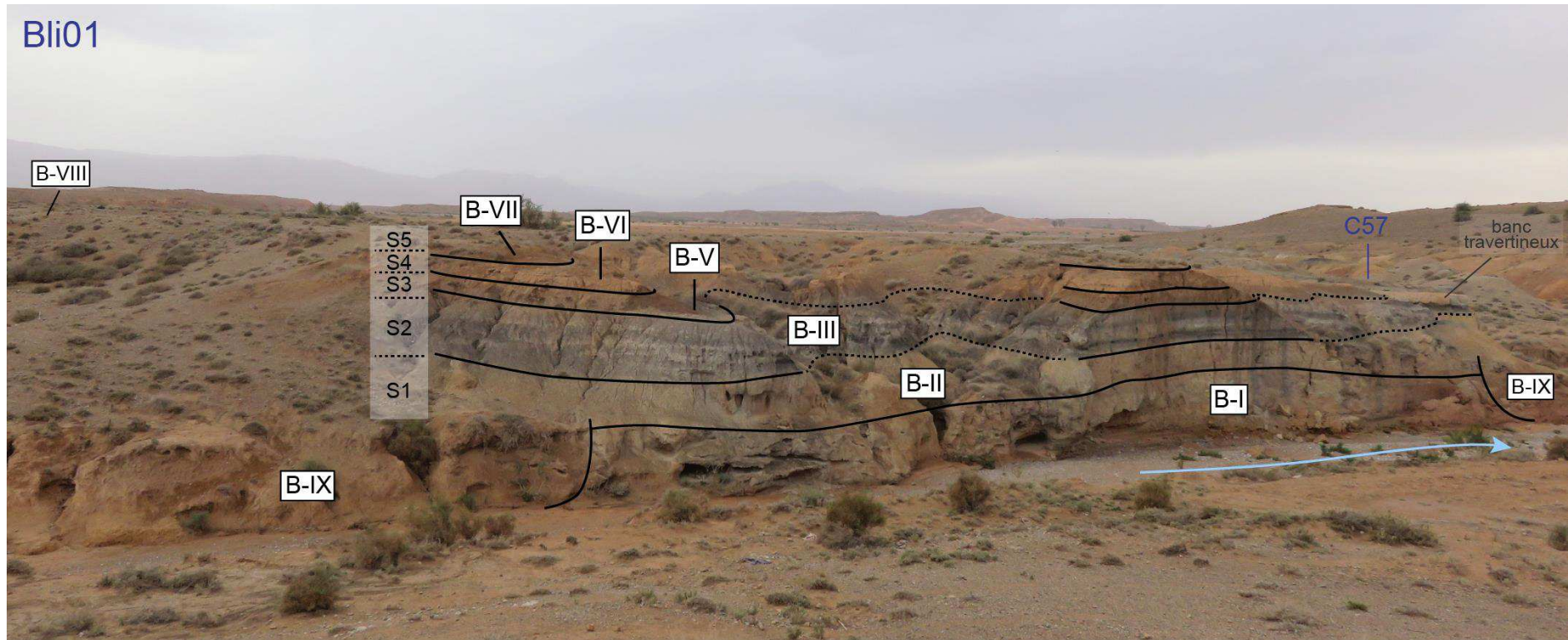


Figure 5-4. Coupe Bli01, anciennement étudiée par Lefèvre et Ballouche (1991) et Limondin-Lozouet *et al.* (2013), puis dans le chapitre 2. Les correspondances des anciennes séquences fluviales avec les nouvelles phases sont précisées.

phases morphosédimentaires, numérotées de B-I à B-IX, sont donc exposés ci-après.

Tout d'abord, peu de nouvelles données viennent enrichir la compréhension des dépôts pré-holocènes (B-I). L'environnement dynamique caractérisé par la coupe Bli01 est toutefois confirmé par la coupe 48, située 100 mètres en aval, qui montre le développement d'un chenal limono-sablo-graveleux à litage horizontal incisant les marnes du Néogène (Fig. 5-5). Ces deux témoins montrent le fort hydrodynamisme juste avant le début de l'Holocène. La préservation de tels dépôts, d'une faible épaisseur (30 à 100 cm), est notée sur les coupes 54 et 52 (Fig. 5-6). En revanche, leur absence à l'extrémité est de la plaine alluviale est explicite. Ces données indiquent donc que l'axe d'écoulement de ce chenal était orienté sud-nord et situé à l'ouest du secteur d'étude.



Figure 5-5. Coupe 48, en aval de la coupe Bli01.

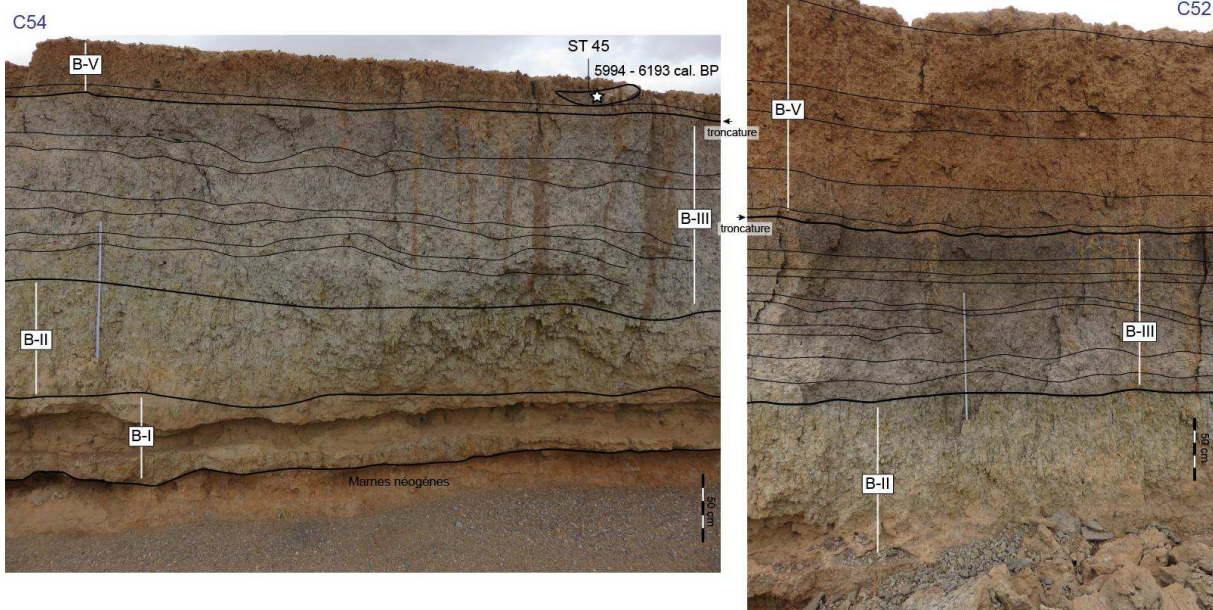
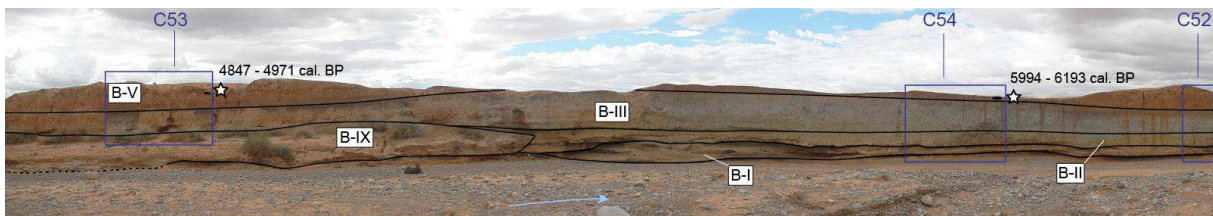


Figure 5-6. Vue d'ensemble des coupes 52, 53 et 54, et de près des coupes 52 et 54.

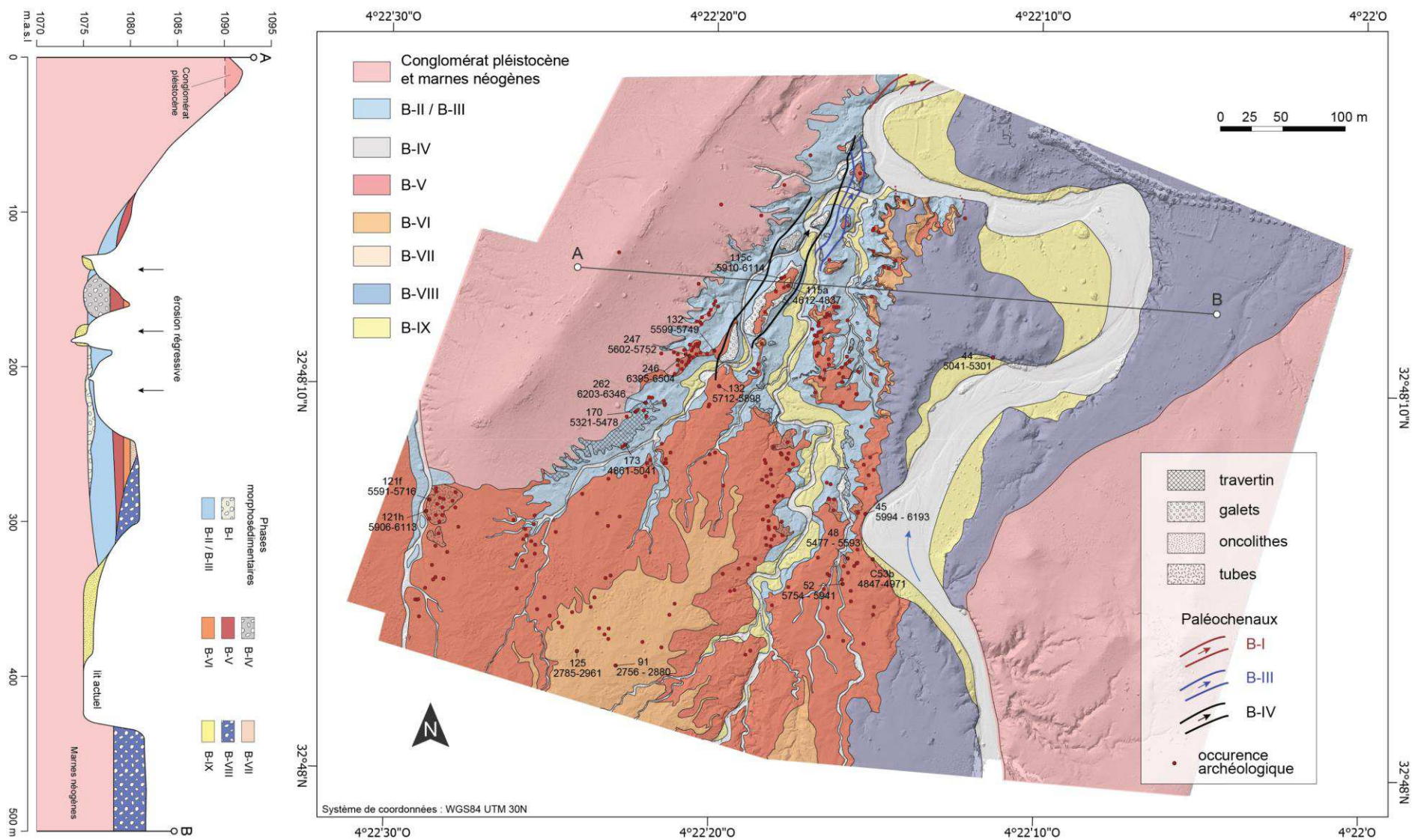


Figure 5-7. A droite, carte géomorphologique des phases morphosédimentaires holocènes avec localisation des occurrences archéologiques, dont celles datées au radiocarbone ; à gauche, transect topographique en travers de la fenêtre d'étude.

Dans la mesure où l'étude de la coupe Bli01 a permis de caractériser en détail les dépôts de l'Holocène ancien (B-II et B-III), les nouvelles coupes n'ont pas amélioré leur résolution mais ont permis de préciser les variations latérales de faciès des différentes unités et leur extension. Tout d'abord, ces dépôts fluvio-palustres sont reconnus dans l'ensemble de la fenêtre d'étude et plus largement de la plaine alluviale (Figs. 2-9, 5-1). La partie nord de la fenêtre d'étude correspond à la mise au jour de ces dépôts par une érosion régressive intense (Fig. 5-7) mais il subsiste quelques secteurs où ils sont peu démantelés. Sur la coupe Bli01, l'évolution latérale des dépôts montre le développement de bancs travertineux (Fig. 5-4). La figure 5-8 montre également l'enregistrement d'un paléochenal lié à la phase B-III et à l'émergence des conditions humides. Cette travertinisation est à mettre en relation avec la proximité de ce chenal. Ce dernier est reconnu sur différents affleurements de ce secteur, ce qui nous permet de retracer son axe d'écoulement sur 100 mètres vers l'amont (Fig. 5-7). Sa morphologie assez évasée, d'une largeur maximale de 8 mètres, son tracé sinueux et son remplissage sédimentaire limoneux semblent traduire un débit peu compétent.

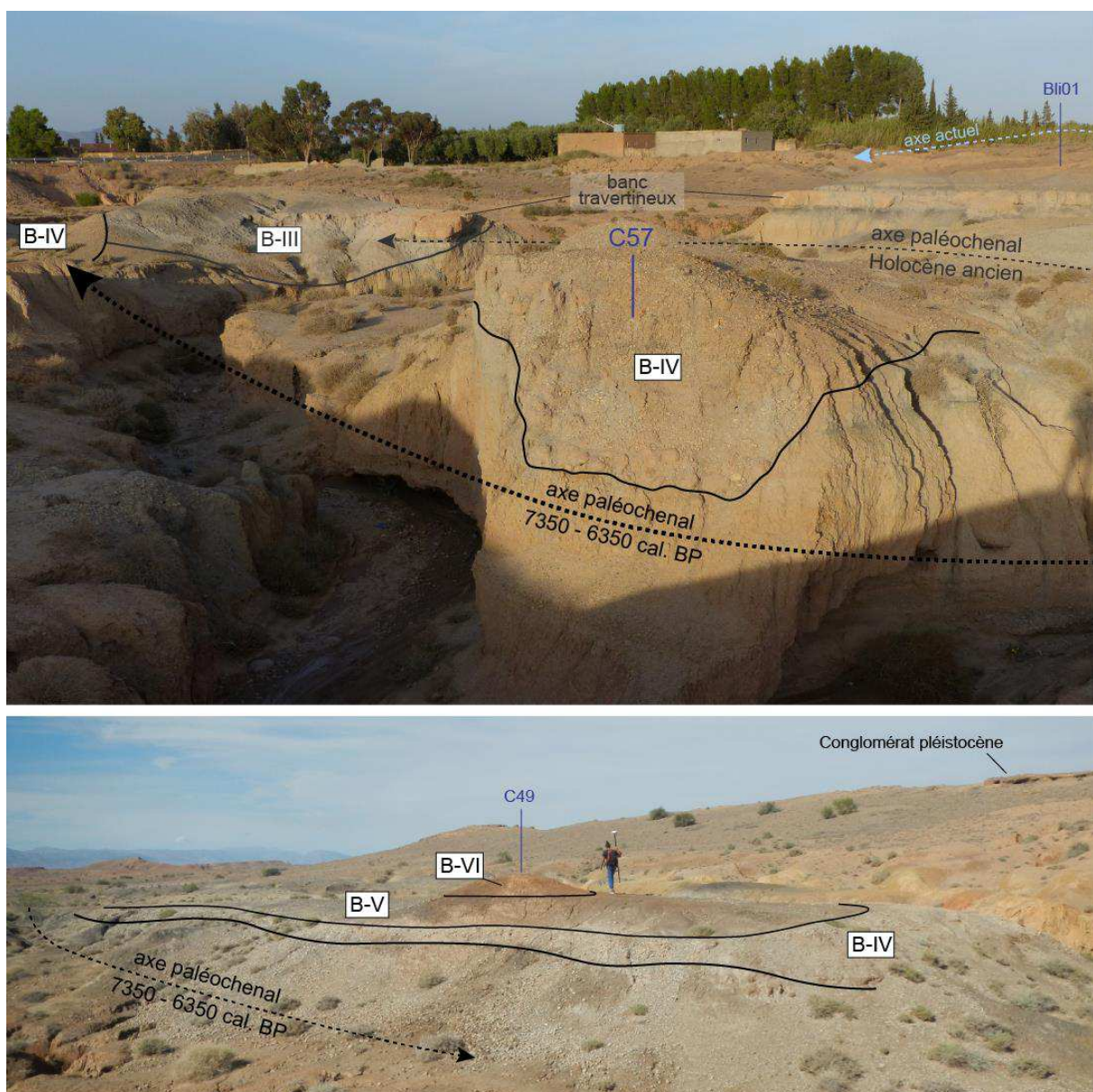


Figure 5-8. En haut, paléoaxes d'écoulement des chenaux des phases B-III et B-IV situées en aval vers la coupe 57 ; en bas, paléoaxe d'écoulement du chenal de la phase B-IV à l'aplomb de la coupe 49.

Les dépôts de l'Holocène ancien sont également identifiés plus à l'est de la fenêtre d'étude sur les coupes 52 et 54, qui montrent des variations latérales de faciès avec l'alternance d'une accumulation de limons gris-blanchâtre et d'horizons travertineux riche en tubes (Fig. 5-6). Ces dépôts signent l'édification d'un barrage travertineux dans cette partie de la plaine. La construction de ce barrage est confirmée par la coupe 55, qui illustre son développement 15 mètres plus à l'ouest (Fig. 5-9). La présence de ce barrage pourrait alors indiquer la proximité du paléochenal de la phase B-III.



Figure 5-9. Coupe 55, située 15 m à l'ouest de la coupe 54.

Sur l'ensemble des coupes présentant à la fois des dépôts de l'Holocène ancien et des dépôts de l'Holocène moyen, une discontinuité est identifiée, matérialisée par une couche limono-sableuse à granules et à tubes travertineux remaniés, parfois à oncolithes (Fig. 5-10). Cette couche détritique marque l'érosion des dépôts fluvio-palustres de l'Holocène ancien et le début de la sédimentation de limons brun à brun-gris à faciès pédogénéisé du 5^{ème} millénaire (B-V). Elle est à distinguer des autres niveaux tufacés *in situ* riches en tubes reconnus dans la phase B-III (Fig. 5-6). La couche détritique est bien identifiée sur les coupes C52, 53, 54 et 55 (Figs. 5-6, 5-9), et s'affine pour complètement disparaître latéralement (C19, extrémité C53).

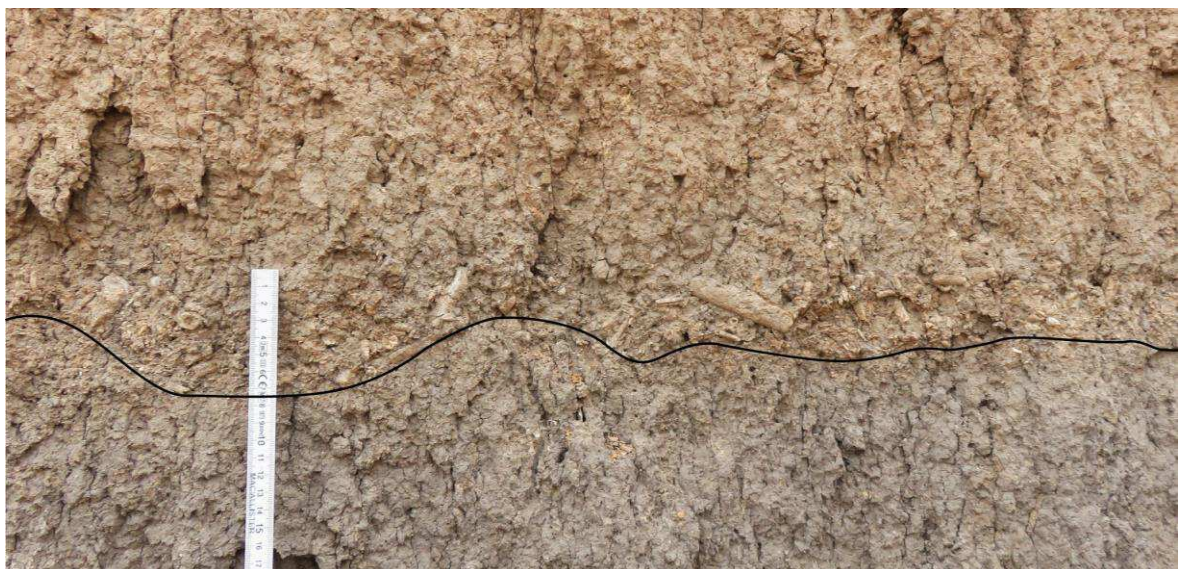


Figure 5-10. Vue de détail sur la coupe 52 de la troncature engendrée par le dépôt détritique à tubes remaniés.



Figure 5-11. Coupe 53, située à l'est dans le lit actuel de l'oued.

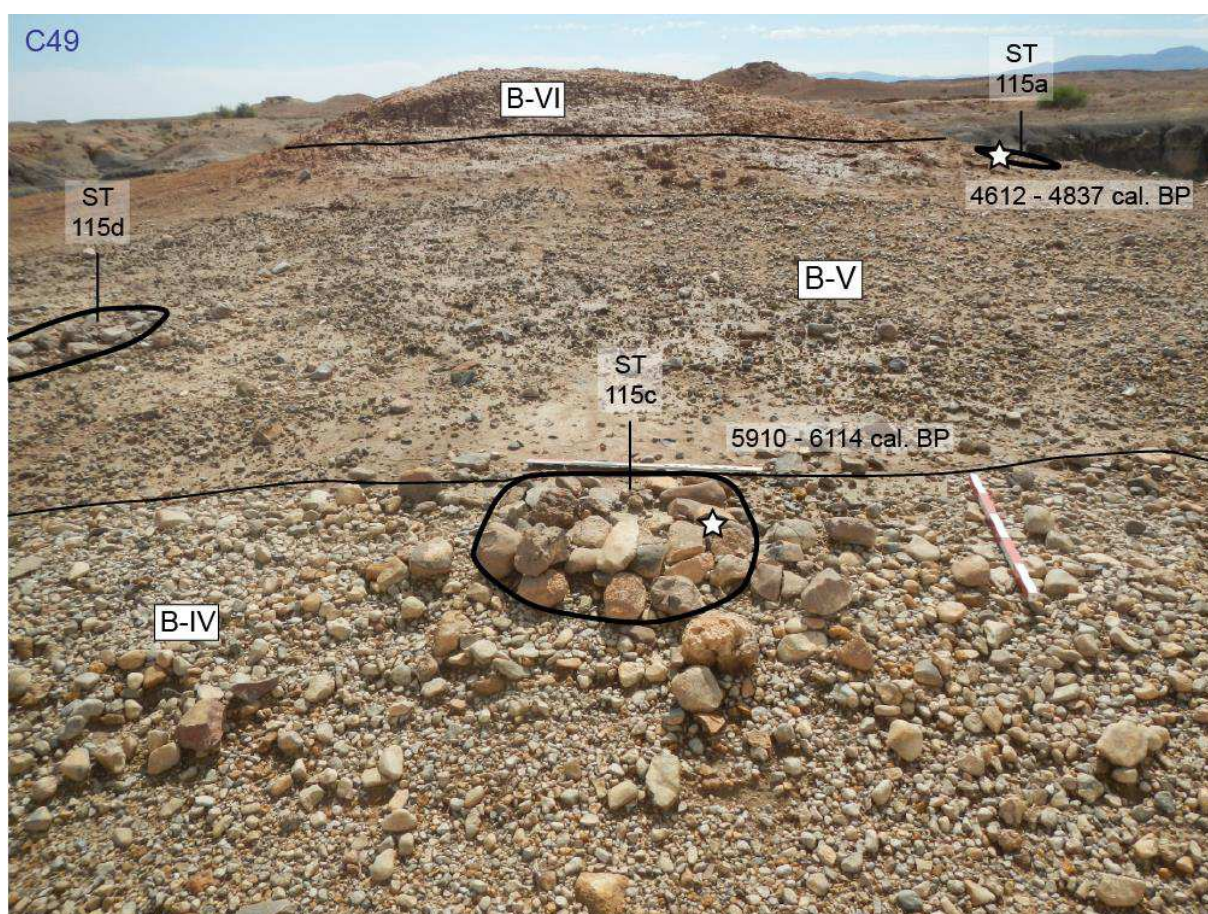


Figure 5-12. Coupe 49, vue vers l'est.

La date au radiocarbone effectuée sur la structure à combustion ST 45 de la coupe 54 (Fig. 5-6), qui est installée sur ce niveau, fournit un *terminus ante quem*. Datée de 5994 – 6193 (6084) cal. BP, cette structure indique que l'évènement détritique est antérieur à 6100 cal. BP et que la sédimentation de 150 cm d'épaisseur (B-V) s'étend de cette date à 4900 cal. BP sur cet affleurement (Fig. 5-11).

Une autre structure située à l'ouest du secteur étudié est riche en enseignements. La structure 115c est installée au sommet du remplissage d'un chenal graveleux, et datée à 5910 – 6114 (5971) cal. BP (Fig. 5-12). Au-dessus de ce chenal s'accumulent des limons brun-gris d'une épaisseur de 50 cm, comprenant plusieurs structures à combustion mises à jour par l'érosion régressive, dont la ST 115a située au sommet de ces dépôts et datée à 4612 – 4837 (4721) cal. BP. Cet affleurement confirme donc la chronologie des dépôts de la phase B-V observée sur les coupes 52-54, et illustre l'enregistrement dans cette partie de la plaine alluviale d'un chenal graveleux partiellement démantelé par les phases d'incision ultérieures.

Celui-ci est reconnaissable à différents endroits, notamment sur les coupes 50 et 57. La coupe 57 (Fig. 5-13) montre effectivement que ce chenal se caractérise par un remplissage limono-sablo-graveleux multiphasé d'une épaisseur de 2,5 mètres, incisant les dépôts de l'Holocène ancien (B-II et B-III). Il est composé d'un dépôt basal à gros galets et à blocs (10 à 40 cm de diamètre) puis d'une alternance de limon gris et de nappes graveleuses fines (1 à 5 cm) sur 1 mètre d'épaisseur. Un deuxième dépôt grossier et discordant est ensuite noté dans l'axe d'écoulement (gravier et galets hétérométriques de 2 à 10 cm de diamètre). Le chenal est colmaté par des limons gris qui sont tronqués par un dépôt graveleux terminal d'une épaisseur variant de 30 à 50 cm. Les faciès limoneux interstratifiés dans le remplissage sont souvent travertinisés.

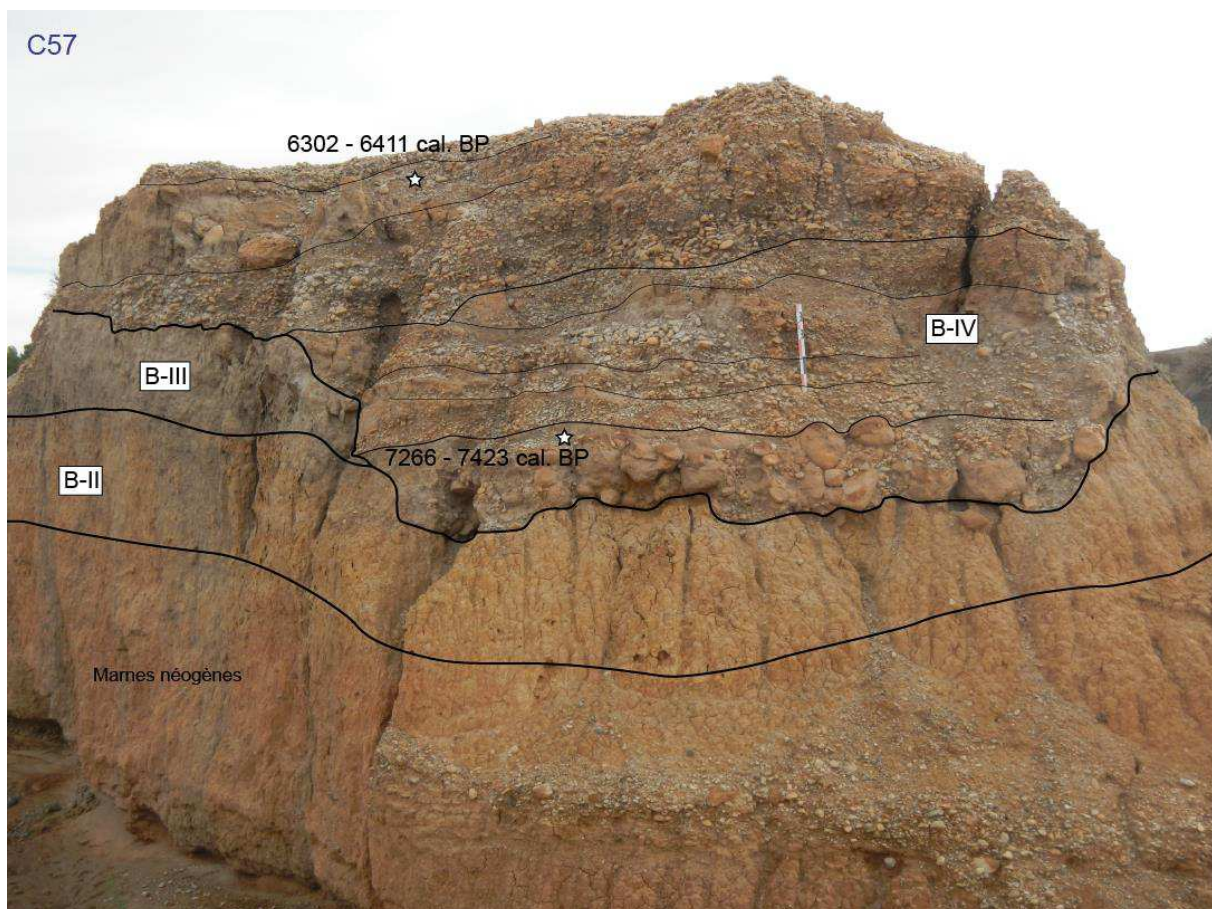


Figure 5-13. Coupe 57 d'un bord latéral droit du paléochenal de la phase B-IV.

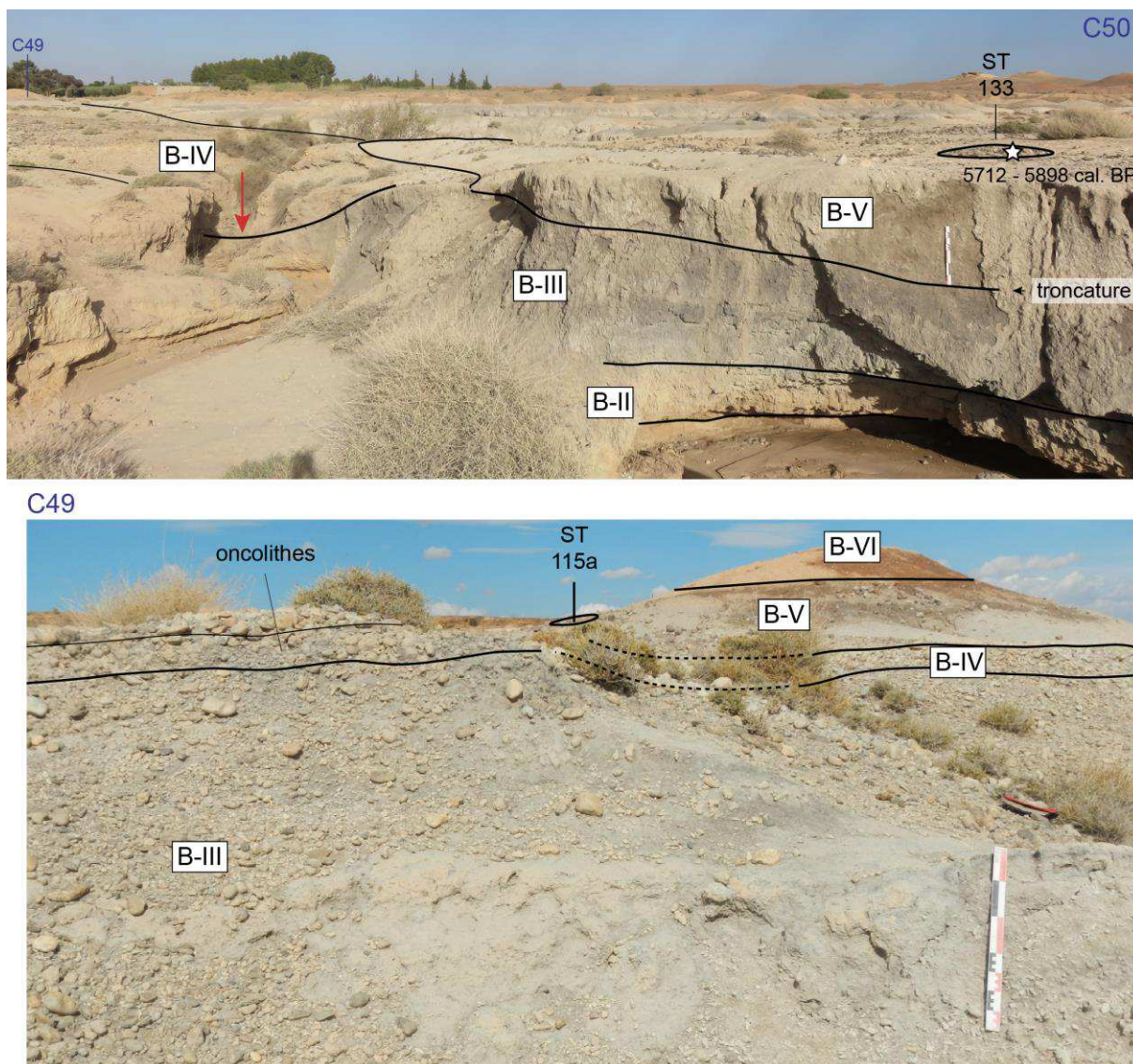


Figure 5-14. En haut, coupe 50 à l'extrémité sud du tracé identifié du paléochenal de la phase B-IV ; en bas, coupe 49, vue vers l'ouest.

Ces éléments indiquent d'importantes variations de l'énergie au cours de cette période d'activité fluviale. Deux dates au radiocarbone, réalisées à la base et au sommet, permettent de la circonscrire temporellement entre 7266 – 7423 (7343) et 6302 – 6411 (6362) cal. BP. Ce chenal, qui indique un fort hydrodynamisme et une aggradation grossière pendant ce millénaire, constituerait alors un des jalons manquants du schéma évolutif des dynamiques fluviales des bassins médians de la Moulouya (chapitres 2 et 3). Une étude approfondie de son remplissage devrait permettre de caractériser et de dater précisément la succession des épisodes de détritisme et de stabilité au cours de ce millénaire. La date au sommet du remplissage est en parfaite cohérence avec celle de la ST 115c qui le surmonte (Fig. 5-12). Ces résultats montrent donc que la fin de cette période d'activité fluviale a dû se dérouler entre 6350 et 6000 cal. BP, puisqu'à cette date, la rivière devait être tarie ou le niveau de base suffisamment abaissé pour permettre l'installation d'habitats ou de camps temporaires.

Seul le bord latéral droit du chenal est conservé sur la coupe 57. Ce chenal est également identifié une vingtaine de mètres en aval, où il recoupe l'extrémité du paléochenal de la phase B-III (Fig. 5-8). Cette figure illustre la pérennité de l'axe d'écoulement depuis l'Holocène ancien, voire depuis le

Tardiglaciaire, jusqu'au début de l'Holocène moyen, malgré un léger décalage de ce chenal vers l'ouest à cet endroit. L'axe d'écoulement pour le paléochenal de la phase B-IV peut être tracé sur plus de 200 m vers l'amont (Fig. 5-7) où ce dernier est seulement recouvert par une butte résiduelle de la phase B-V et B-VI (C49, Fig. 5-12) jusqu'à être définitivement recouvert vers la coupe 50 (Fig. 5-14). La figure 5-14 montre le lien entre le paléochenal graveleux et la couche détritique identifiée à l'est de la fenêtre d'étude. En effet, elle illustre l'incision et l'emboîtement du paléochenal dans les dépôts de l'Holocène ancien (B-II et B-III) ainsi que le recouvrement par les limons B-V à la fois du chenal et des dépôts B-III après troncature. La datation de la structure à combustion ST 133 à 5712 – 5898 (5821) cal. BP permet un bon contrôle chronologique.

De surcroît, la relation entre l'activité fluviale liée à ce paléochenal et la couche riche en oncolithes est également mise en évidence. La coupe 49 (Fig. 5-14) montre l'érosion des dépôts de l'Holocène ancien, dont un banc travertineux, par un bord du paléochenal graveleux. Le sommet de son remplissage couronne un lit d'oncolithes épais de 10 à 15 cm. La présence d'oncolithes, caractérisant des zones de faible profondeur (exondation périodique) et de fort hydrodynamisme (agitation de l'eau), semble donc témoigner logiquement à la fois de la proximité du chenal et de son activité détritique. Cette relation confirme l'interprétation de la couche riche en oncolithes identifiée dans la coupe Bli01, alors considérée comme la signature d'une troncature et d'un hiatus dans la sédimentation, et qui apparaît donc liée à la phase B-IV de forte incision et d'érosion de la plaine alluviale. La couche détritique à tubes a également été reconnue en contact avec ce niveau riche en oncolithes confirmant la possibilité d'une variation latérale de faciès.

L'ensemble de ces données nous éclaire sur la troncature par le dépôt détritique à tubes travertineux remaniés observée à l'est de la fenêtre d'étude, dont les cohérences stratigraphique et chronologique indiquent que celle-ci est également associée à la phase détritique B-IV. De manière générale, ce niveau à tubes remaniés de 6300 – 6100 cal. BP est régulièrement observé sur toute l'étendue de la fenêtre d'étude (Fig. 5-7).



Figure 5-15. Coupe 19, située à l'est dans le lit actuel de l'oued.

La couche sableuse, dont la surface basale est érosive et qui remanie charbons et éclats de silex issus d'une structure empierrée, datée de 5300 – 4900 cal. BP, a quant à elle seulement été identifiée sur la coupe Bli01 probablement en position proximale (chapitre 2, Limondin-Lozouet *et al.*, 2013 ; Depreux *et al.*, 2021), tandis que les coupes 19, 49 et 53-54 qui couvrent cet intervalle ne montrent aucun indice détritique. La coupe 19 montre un âge de 5041 – 5301 cal. BP provenant d'une structure empierrée à traces de combustion installée sur des limons structurés (Fig. 5-15). Les valeurs paléotopographiques indiquent pour la couche sableuse une altitude absolue de 1077,5 m a.s.l., soit 1,5 à 2 m inférieure à la topographie des coupes 19 et 49 à la même période (entre 1079,2 et 1079,5 m a.s.l.). Si l'on ne peut exclure l'effet d'un pendage amont-aval, la conjugaison d'une topographie plus faible et de l'enregistrement d'une couche détritique vers la seule coupe Bli01 vers 5200 – 4800 cal. BP montre que l'axe d'écoulement s'est déplacé vers l'est, depuis celui du paléochenal B-IV, où des dépôts plus proximaux de l'oued seraient conservés.

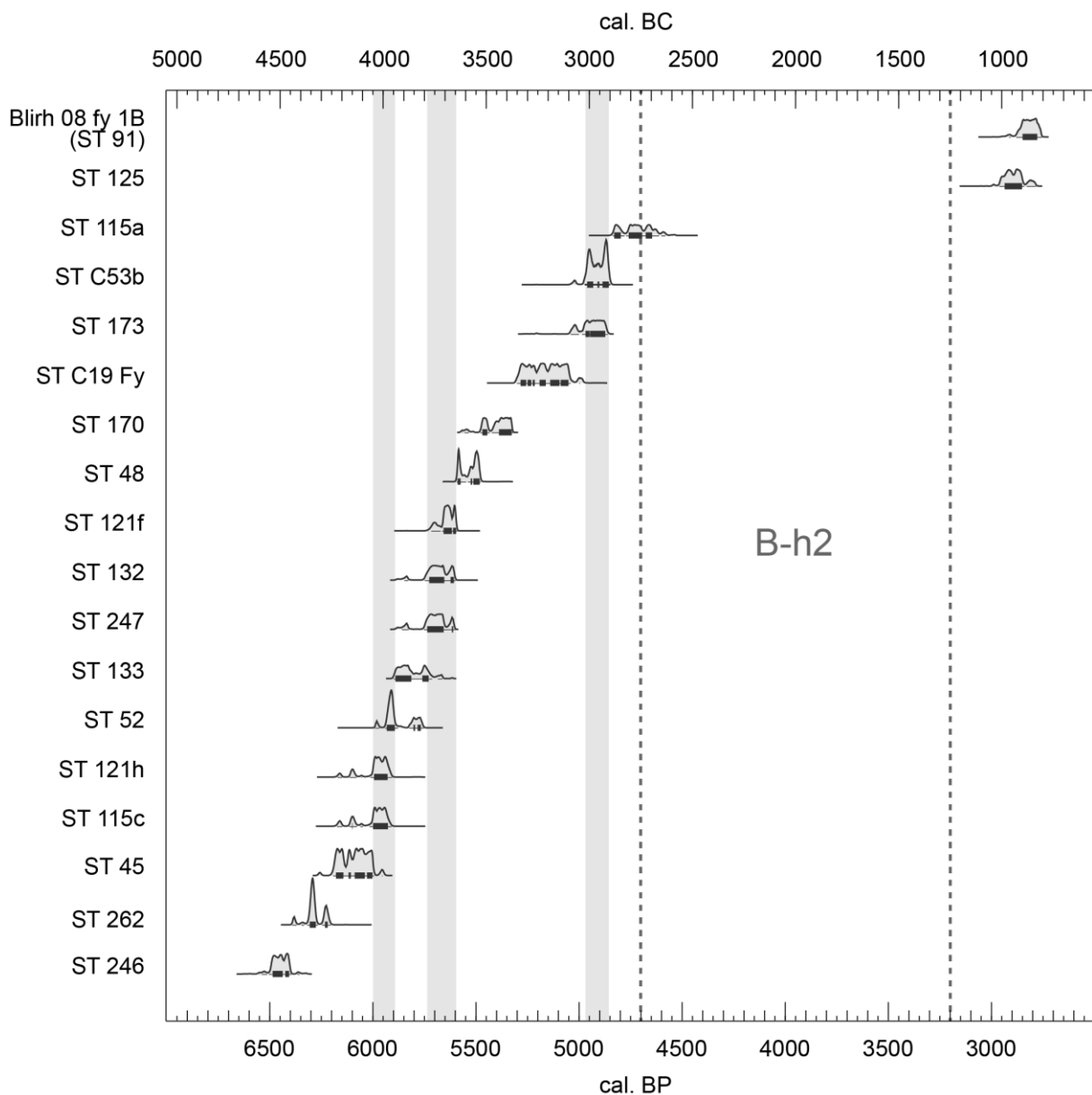


Figure 5-16. Distribution des datations ^{14}C sur structures archéologiques dans la fenêtre d'étude de Blirh, réalisée avec CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993), calibration IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020).

De nombreuses structures archéologiques sont identifiées en relation avec l'horizon à tubes ou oncolithes de 6300 – 6100 cal. BP, parfois avec les limons brun/brun-gris de la phase B-V, parfois directement installées sur la surface d'érosion. La majorité des structures datées sont d'ailleurs associées à cette phase B-V, entre 6500 et 4650 cal. BP (Fig. 5-16), et témoigneraient d'occupations continues de la plaine alluviale de Blirh au cours d'un Néolithique « moyen » selon la périodisation établie par Daugas (2010). L'hypothèse de périodes d'occupation archéologique dense, qui repose sur la concentration de plusieurs dates, peut être avancée pour les intervalles 6000 – 5900, 5750 – 5600 et 4950 – 4850 cal. BP (Fig. 5-16).

Les structures les plus anciennes sont celles installées directement sur le niveau à tubes remaniés. Mis à part la ST 115c surmontant le chenal B-IV déjà mentionnée, la ST 121h et la ST 52 sont installées sur ce niveau érosif dans deux secteurs différents de la fenêtre d'étude. La première, datée de 5906 – 6113 (5970) cal. BP (Fig. 5-17), se situe dans une zone riche en structures, au pied du versant sud du conglomérat et à l'interfluve entre les deux oueds qui drainent actuellement la vaste plaine alluviale (Fig. 5-7). Le niveau à tubes, en discordance avec la phase B-III, est reconnaissable dans l'ensemble de la zone avant d'être recouvert latéralement par des limons brun-gris de la phase B-V. La position distale de cette zone par rapport à l'axe d'écoulement du paléochenal semble expliquer une relative préservation des vestiges archéologiques. Ce potentiel de conservation pourrait motiver la réalisation de fouilles, bien que le ravinement lié à l'érosion régressive menace déjà une partie des structures en voie de démantèlement (Figs. 5-7, 5-17). La seconde structure (ST 52), localisée à l'est de la fenêtre d'étude proche de la coupe 53, se situe à la base des dépôts limoneux brun-roux de la phase B-V, sur le lit de tubes en discordance avec la phase B-III, et a été datée de 5754 – 5941 (5906) cal. BP. Une autre structure voisine (ST 48) se situe dans ces mêmes limons, à 50 cm au-dessus du lit riche en tubes, lui-même surmontant une couche travertineuse indurée correspondant au barrage en aval (Fig. 5-18). Elle est datée de 5477 – 5593 (5520) cal. BP.

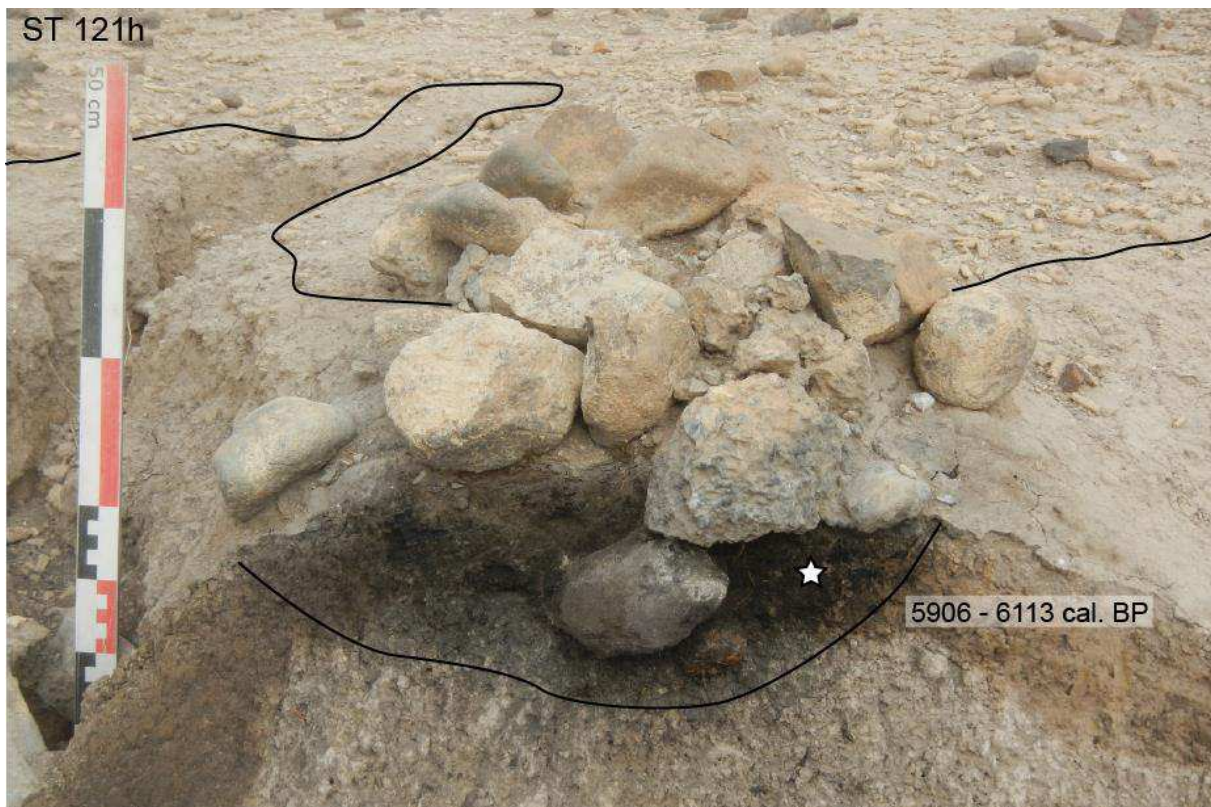


Figure 5-17. Structure 121h, en démantèlement dû au développement d'une ravine à l'ouest de l'interfluve.

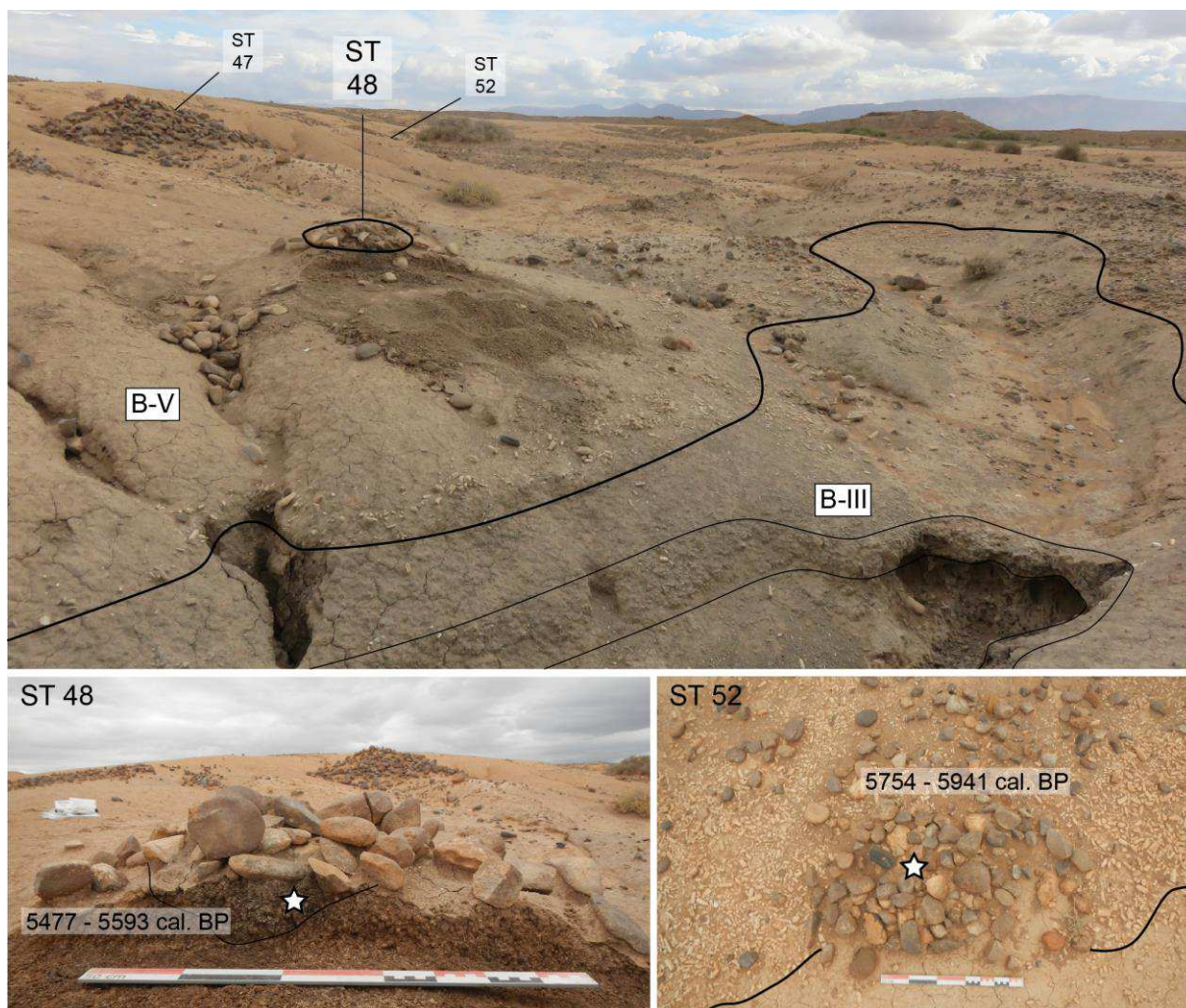


Figure 5-18. En haut, vue d'ensemble des structures 47, 48 et 52, de la couche détritique à tubes remaniés et d'une couche travertineuse indurée ; en bas, vues de détails des structures datées 48 et 52.

Une troisième zone riche en structures archéologiques, dont certaines sont datées, est localisée à proximité du chenal graveleux (B-IV) et à l'interface entre le versant du conglomérat et la plaine. Ce secteur est particulier en raison de sa position ainsi que de l'ancienneté des vestiges. Mis à part des structures datées entre 5400 et 5700 cal. BP (ST 132, 247, 170, Fig. 5-7) creusées dans du limon brun-gris postérieur au lit à oncolithes, deux autres sont antérieures à 6200 cal. BP. La structure à combustion ST 246 et une probable fosse (ST 262), creusées dans un limon brun-gris à brun foncé granulaire accumulé au-dessus d'un banc travertineux, sont datées respectivement de 6395 – 6504 (6449) et 6203 - 6346 (6289) cal. BP. En prenant en compte les marges d'erreur inhérentes aux datations, ces dates situent ces structures à la transition entre le Néolithique moyen et ancien, ce dernier se terminant vers 6300 – 6200 cal. BP sur le littoral méditerranéen (Linstädter *et al.* 2018). Leur ancienneté peut être expliquée par leur position particulière puisque la zone est au contact à la fois du banc travertineux, vraisemblablement d'âge Holocène ancien, et du versant d'où sont issues les colluvions qui la recouvre (Fig. 5-19). Cette situation en marge de la plaine alluviale, sur les flancs du conglomérat et à une altitude un peu plus élevée, semble avoir préservé cette zone de l'incision du chenal. Toutefois, le banc travertineux, qu'il soit de l'Holocène ancien ou du début de l'Holocène moyen, a probablement été tronqué antérieurement au cours du millénaire de la phase détritique B-IV (7350 – 6350 cal. BP) qui apparaît multiphasé. L'étude approfondie de cette accumulation de limon

brun au-dessus du banc travertineux, et dans lequel sont creusées les structures 246 et 262, pourrait compléter notre connaissance sur le 7^{ème} millénaire BP.



Figure 5-19. Structure 246, située à l'ouest de la fenêtre d'étude, à la jonction entre la plaine et le versant.

L'ensemble de ces structures livre un abondant matériel archéologique, essentiellement composé de matériel lithique et de céramique. Ce matériel fera l'objet d'études ultérieures qui permettront de documenter pour la première fois, de manière préliminaire, la culture matérielle des occupations de plaine du Néolithique moyen en moyenne Moulouya.

Cette phase B-V est celle qui contient la majorité des structures archéologiques découvertes dans la fenêtre d'étude. Le stade avancé de son démantèlement par érosion régressive semble expliquer la répartition des structures identifiées (Fig. 5-7). Ces dynamiques érosives, qui paradoxalement permettent leur découverte, est fortement destructrice et menace à moyen terme de faire disparaître l'ensemble des vestiges archéologiques de la plaine alluviale de Blirh. Dans les secteurs préservés de ce démantèlement, les deux affleurements C49 et C52-53 montrent une épaisseur maximale de 1,5 m et des intervalles datés respectivement entre 6000 – 4700 et 6100 – 4900 cal. BP.

La phase B-VI, initialement reconnue sur la coupe Bli01 (Fig. 5-4), est marquée par le dépôt d'une couche détritique sableuse discordante puis celui de limons brun-ocre entre 2900 – 2200 cal. BP. Peu de coupes permettent de la documenter de manière approfondie car ces dépôts sont à un stade de démantèlement avancé. La coupe 49 illustre bien cet état, où il ne reste qu'un lambeau surmontant les limons bruns à brun-gris de la phase B-V (Fig. 5-14). Ces dépôts sont, de manière générale, peu représentés dans la fenêtre d'étude en raison des dynamiques de l'érosion régressive : les dépôts des phases B-III et B-V sont bien représentés car ils sont en voie de démantèlement, au contraire, tous les dépôts plus récents (B-VI et B-VII) ont presque été entièrement érodés (Fig. 5-7). Seule la partie amont de la fenêtre d'étude, peu touchée par l'érosion régressive, présente une bonne conservation de ces dépôts mais à peine plus épais que sur le coupe Bli01. C'est dans ce secteur amont que sont préservés un ensemble de structures empierrées (17 occurrences), de plus grandes dimensions que celles de la phase B-V (130 à 160 cm de diamètre), déjà reconnu par Limondin-Lozouet

et al. (2013). Deux de ces structures ont été datées de 2756 – 2880 (2817) et 2785 – 2961 (2892) cal. BP (Fig. 5-20), et semblent marquer une occupation, peut-être temporaire, entre 2950 et 2750 cal. BP (1000 – 800 cal. BC), correspondant à la fin d'un âge du Bronze indifférencié au Maroc (Daugas, 2010).



Figure 5-20. Structure 125, située en amont de la fenêtre d'étude, l'érosion régressive est moins intense.

Les dépôts de la phase suivante B-VII sont uniquement identifiés sur les coupes Bli01 et C19. Nous l'avons vu, la coupe Bli01 montre, en position sommitale, une troncature nette des dépôts du 3^{ème} millénaire BP (B-VI) par une couche détritique sableuse puis une aggradation limono-sableuse peu épaisse (50 cm) et de nouveau une couche sableuse terminale (ancienne S5, Fig. 5-4). Une date réalisée juste après la première couche détritique donne un âge de 938 – 1080 (1018) cal. BP. Au milieu des limons sableux, datés de 927 – 1006 (964) cal. BP, se développe une légère pédogénèse à structure grumeleuse. La coupe 19, située un peu plus à l'est (Fig. 5-2), montre également une troncature, cette fois-ci dans les dépôts de la phase B-V partiellement incisés (Fig. 5-15). S'ensuit une aggradation limoneuse de 60 à 100 cm d'épaisseur, présentant des lentilles sableuses à la base, à l'origine de cette surface érosive, datée de 1289 – 1355 (1322) cal. BP.

Ces données mettent donc en évidence une période d'incision, antérieure à 1400 cal. BP, située dans l'est de la plaine vers la C19. Ce processus d'incision est associé à un hiatus sédimentaire depuis 2100 cal. BP. Cette incision est ensuite colmatée par des limons à partir de 1400 – 1300 cal. BP. Cette aggradation en position proximale est mise en relation avec le dépôt identifié sur la coupe Bli01, daté vers 1100 cal. BP, considéré en position distale et indiquant donc un pincement des dépôts. Néanmoins, nous devons souligner l'absence de relations stratigraphiques évidentes permettant de l'affirmer. Pour l'instant, seules les données chronologiques nous permettent de mettre en relation ces deux dépôts, et de proposer une aggradation sédimentaire entre 1400 et 1000 cal. BP. Comme évoqué au-dessus, les dépôts de la phase B-VII sont peu représentés à l'échelle de la fenêtre d'étude, vraisemblablement en raison du stade avancé de l'érosion régressive. Toutefois, leur répartition

uniquement dans l'est de la plaine alluviale et la mise en évidence d'un hiatus et d'une période d'incision entre 2100 et 1500 cal. BP plaident en faveur d'une extension limitée de ces dépôts. Ces données confirment par ailleurs la migration du cours d'eau vers l'est de la plaine, probablement liée à la phase d'incision de 5200 – 4800 cal. BP. Un élargissement de la fenêtre d'étude vers l'amont pourrait permettre d'identifier de nouveaux affleurements plus dilatés de la phase B-VII, afin de mieux la définir ainsi que les périodes de hiatus et d'incision associées.



Figure 5-21. Coupe 47, la plus à l'est de la fenêtre d'étude, au sein du lit actuel de l'oued.

La même coupe 19 montre ensuite une troncature majeure dans les limons de la phase B-VII par un dépôt sablo-graveleux de haute énergie (Fig. 5-15). Ce dépôt est caractérisé par une alternance de couches sableuses et de nappes graveleuses à galets et à blocs, présentant des stratifications entrecroisées à sa base puis une aggradation à litage horizontal. D'une épaisseur variant de 1 à 3,5 mètres, ce dépôt érode et couronne l'est de la plaine alluviale (Fig. 5-7). Il est donc observé de maints endroits dans ce secteur, et notamment sur la coupe la plus orientale de la fenêtre d'étude et de la plaine (C47), qui montre la forte incision dans les marnes du Néogène (Fig. 5-21). Aucune datation radiocarbone n'a été effectuée dans ce dépôt. La cartographie de ces dépôts montre que la limite de leur extension, au moins en surface, atteint la coupe Bli01 (Fig. 5-7). Sans datation absolue, il n'est pas possible d'attribuer de manière fiable cette phase de haute énergie B-VIII à une période chronologique précise. Toutefois, deux hypothèses peuvent être émises. Il est possible que l'ancienne séquence S5 de la coupe Bli01, associée précédemment à la phase B-VII sur un fondement chronologique, puisse au contraire correspondre au dépôt proximal de cette phase B-VIII. Le manque de corrélations stratigraphiques claires nous empêche de l'affirmer. Si la corrélation était prouvée, cette phase d'activité hydrologique intense pourrait avoir eu lieu vers 1000 – 900 cal. BP. La seconde possibilité est qu'elle soit bien postérieure à ce dépôt terminal de la coupe Bli01 et donc à l'intervalle 1000 – 900 cal. BP.

Enfin, la dernière phase morphosédimentaire (B-IX) concerne la formation de basses terrasses subactuelles au sein du lit de l'oued. Celles-ci sont identifiées régulièrement en contrebas des coupes étudiées (Figs 5-4, 5-6, 5-15) et dans les ravines creusées par l'érosion régressive (Fig. 5-7). L'absence de datation radiocarbone ne permet pas d'attribuer chronologiquement ces dépôts. Néanmoins, l'encaissement de ces dépôts dans le lit actuel indique une incision majeure de 6 m après l'accumulation grossière de haute énergie de la phase B-VIII. Cette incision, qui reste à mieux cadrer chronologiquement, a eu lieu au cours du dernier millénaire.

4. Synthèse et discussion

Neuf phases morphosédimentaires (B-I à B-IX) entrecoupées de trois phases principales de hiatus sédimentaires (B-h1 à B-h3), ainsi que trois périodes d'occupations archéologiques majeures (Figs. 5-22, 5-23) ont été mises en évidence :

- B-I : Tardiglaciaire (Dryas récent ?). Dépôts de chenaux. Ces sédiments détritiques grossiers à litages obliques à entrecroisés et les limons sablo-graveleux à litage horizontal au nord-ouest de la fenêtre d'étude, qui incisent les marnes du Néogène, indiquent une phase d'activité fluviale caractérisée par un fort hydrodynamisme avant le début de l'Holocène. Cette phase dynamique est également identifiée dans le bassin d'Ain Beni Mathar (chapitre 2). Les conditions paléoenvironnementales tardiglaciaires restent mal définies en Afrique du Nord, et leurs impacts sur les systèmes fluviaux sont inconnus. Les carottes marines d'Alboran indiquent des conditions froides et arides (Fletcher et Sanchez-Goñi, 2008 ; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009) tandis que le Haut-Atlas connaît sa dernière avancée glaciaire (Hughes *et al.*, 2018). Ces indices sont cohérents avec une période de fort détritisme ;

- B-II : avant 10800 cal. BP. Dépôts limoneux blanc-jaunâtre. Par leur position stratigraphique et leur faciès, ces dépôts peuvent être mis en corrélation avec ceux identifiés dans le bassin d'Ain Beni Mathar et datés entre 11500 et 10800 cal. BP (chapitre 2). Cette aggradation limoneuse traduit une diminution de l'énergie fluviale. La minéralogie des argiles et les analyses micromorphologiques montrent que cette sédimentation, abondante en illite, était le produit de l'érosion des marnes néogènes résultant d'un ruissellement intermittent de faible énergie (Lefèvre, 1985 ; Lefèvre et Ballouche, 1991). Sa faible teneur en matière organique et les indices de steppe à chénopodiacées sont cohérents avec les conditions arides du début de l'Holocène ancien en Méditerranée méridionale (Magny *et al.*, 2013 ; Peyron *et al.*, 2017) ;

- B-III : 10800 – 9000 cal. BP. Dépôts fluvio-palustres et travertineux. Largement représentés à l'échelle de la plaine de Bliroh et du bassin de la Moulouya, ils témoignent des conditions humides de la dernière Période Humide Africaine (chapitre 2). Cette formation limoneuse carbonatée et travertineuse à tubes et oncolithes évolue localement en barrage dans l'axe d'un paléo-talweg. Plusieurs structures mises au jour dans ces dépôts indiqueraient une occupation mésolithique mais elle est résiduelle en raison du fort démantèlement de ces dépôts par l'érosion régressive actuelle (Fig. 5-7). Une datation a été effectuée sur une de ces structures et l'a attribuée au Néolithique, âge qui n'est pas en rapport avec sa position stratigraphique ; de nouvelles datations ¹⁴C devront être réalisées pour résoudre cette question. La partie supérieure des dépôts est tronquée par une surface d'érosion que l'on peut mettre en relation avec les phases détritiques et érosives du début de l'Holocène moyen ;

- B-h1 : 9000 et 7350 cal. BP. Hiatus sédimentaire. Ce hiatus s'inscrit dans celui que nous avons mis en évidence dans l'ensemble des bassins médians de la Moulouya entre 9000 et 6000 cal. BP. L'impact du RCC de 8.2 ka cal. BP sur l'hydrosystème de la Moulouya (chapitre 3) pourrait expliquer le hiatus dans les archives sédimentaires et dans les occupations archéologiques entre le début du 9^{ème} millénaire et la fin du 8^{ème} (chapitre 2, Linstädter *et al.*, 2018 ; Cheddadi *et al.*, 2019 ; Depreux *et al.*, 2021) ;

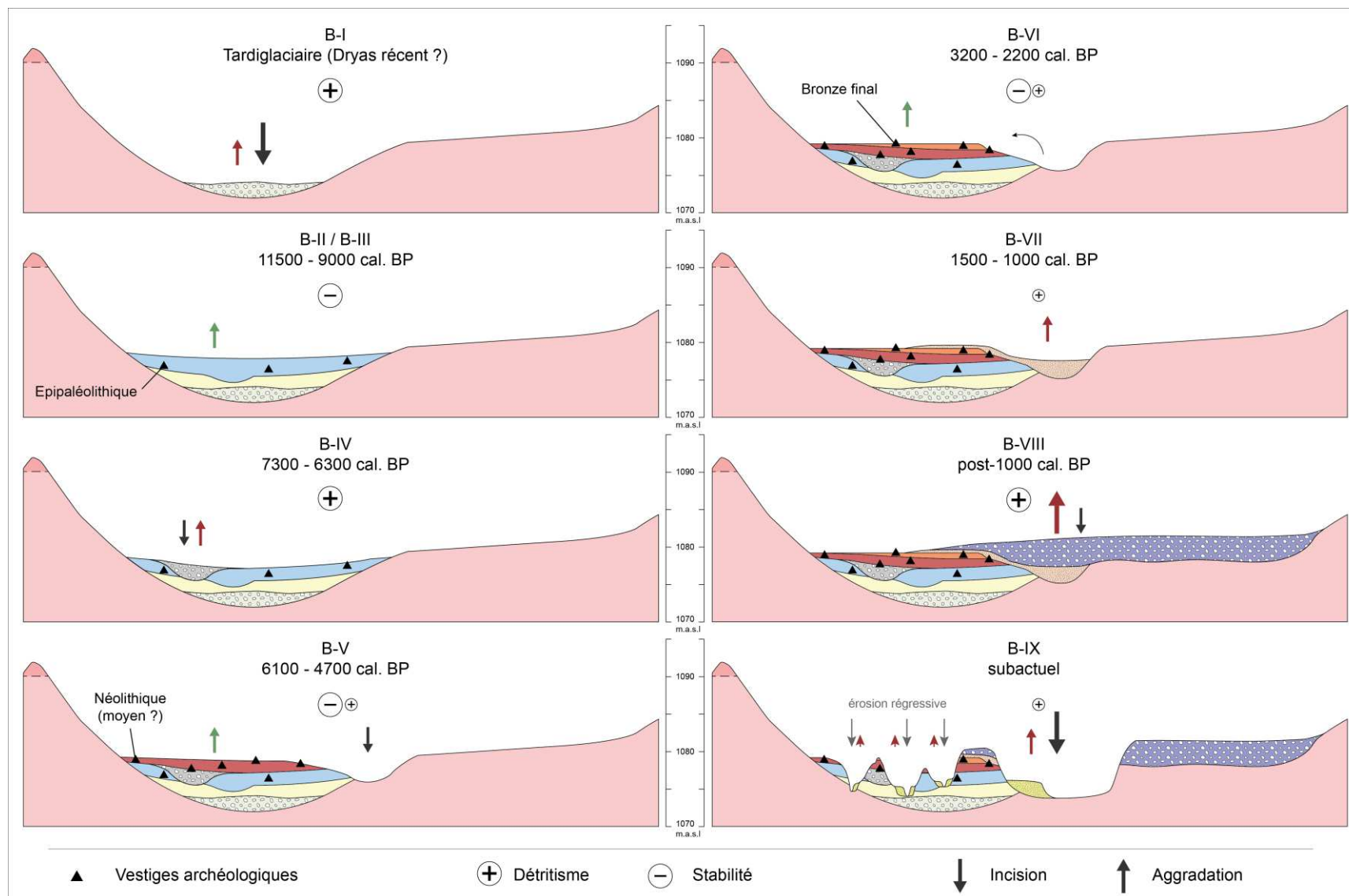


Figure 5-22. Diagramme évolutif du remplissage de la fenêtre d'étude de Blirh depuis le Tardiglaciaire, indiquant les phases morphosédimentaires, la position des vestiges archéologiques, les processus et dynamiques fluviaux dominants.

- B-IV : 7350 – 6350 cal. BP. Paléochenal sablo-graveleux, de 2,5 à 3 m d'épaisseur, incisé dans les formations de l'Holocène ancien, dont il reprend partiellement le tracé du paléo-talweg. L'importance de l'incision et la granulométrie du matériel sédimentaire transporté témoignent d'une phase de forte instabilité et de renversement de la dynamique hydrologique. Les variations de l'énergie observées au sein de son remplissage pourraient toutefois traduire plusieurs phases de détritisme au cours de ce millénaire. À cette phase semble être associé un épisode érosif identifié dans toute la plaine vers 6200 ± 100 cal. BP. Cette nouvelle archive comble partiellement le hiatus du début de l'Holocène moyen, et constituerait alors un des jalons manquants du schéma évolutif des dynamiques fluviales des bassins médians de la Moulouya (chapitres 2 et 3). Elle fournit par ailleurs une première explication taphonomique à l'absence d'occupations du Néolithique ancien (7600 – 6200 cal. BP, Linstädter *et al.*, 2018) dans les plaines alluviales de la Moulouya. L'incision fluviale, antérieure à 7350 cal. BP, est en cohérence avec celle supposée vers 7500 cal. BP dans l'oued Charef et la terminaison du remplissage du paléochenal Cha07 (chapitre 3), ce qui confirmerait l'existence d'une seconde phase d'incision de l'hydrosystème de la Moulouya en réponse aux conditions arides du RCC du 7.6 – 7.3 ka cal. BP. L'étude à haute résolution de son remplissage entre 7350 – 6350 cal. BP devrait permettre de caractériser cette période jusque-là inconnue en amont de la Moulouya et de dater précisément les alternances entre épisodes détritiques et travertineux afin d'étudier les potentiels forçages à l'échelle séculaire ;

- B-V : 6100 – 4700 cal. BP. Limons bruns à brun-gris de la seconde moitié de l'Holocène moyen. Le début de cette phase présente plutôt des faciès grisâtres à l'ouest de la plaine alluviale et plutôt brunifiés à l'est, cette transition semble indiquer le progressif éloignement de l'axe d'écoulement. En effet, les limons brun-gris présentent parfois des faciès légèrement travertineux et une grande présence de restes de tube, ce qui témoigne d'une hydromorphie plus accentuée. Ce fait est cohérent avec l'axe du paléochenal B-IV qui s'écoule selon un axe sud-nord à l'ouest du secteur étudié. En fin de phase, les faciès sédimentaires montrent le développement d'un paléosol brun-roux très structuré entre 5400 – 4900 cal. BP (C19, C52, C53), en cohérence avec les conditions stables des plaines alluviales (pédogenèse) mises en évidence par les synthèses régionales des bassins de la Medjerda et Jarama – Guadelete (Fig. 4-45). Ce paléosol et une partie de la plaine alluviale sont érodés par un événement détritique, identifié sur la coupe Bli01 et daté entre 5200 et 4800 cal. BP, qui remanie charbons et éclats de silex provenant des occupations archéologiques nombreuses à cette période. Cet événement renvoie à la période d'activité hydrologique majeure enregistrée dans les bassins médians de la Moulouya (chapitre 4), caractérisée par une incision généralisée des lits puis une aggradation grossière par des dépôts de chenaux initiant la formation sédimentaire plurimillénaire F3. Cette couche détritique en position proximale, associée à un déplacement du chenal mis en évidence par la paléotopographie, pourrait alors indiquer l'incision du cours d'eau à l'est de la plaine de Bliroh, proche de l'axe actuel, mettant ainsi fin à une permanence de l'axe d'écoulement qui existait depuis probablement le Tardiglaciaire. Que ce soit en position proximale ou distale de la plaine alluviale, les conditions environnementales du 5^{ème} millénaire semblent avoir été favorables à l'installation de populations humaines dans la plaine d'inondation de la rivière, même après la phase d'incision vers 5200 – 4800 cal. BP. En effet, la majorité des structures sont associées à cette phase B-V, entre 6500 et 4650 cal. BP (4550 – 2700 cal. BC) (Fig. 5-16), et témoigneraient donc d'occupations continues de la plaine alluviale de Bliroh au cours d'un Néolithique moyen encore non défini au Maroc oriental (Fig. 5-23) ;

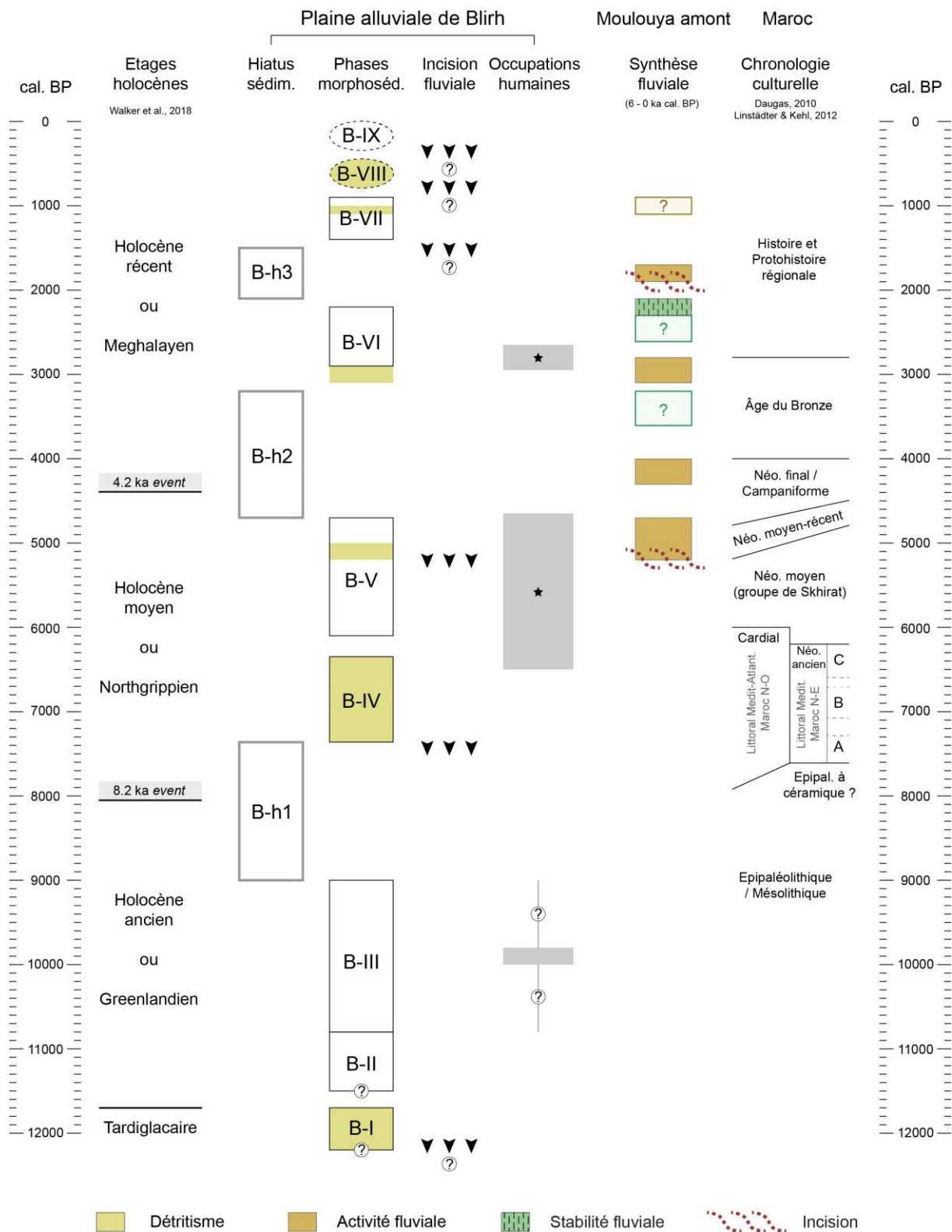


Figure 5-23. Synthèse de l'évolution fluviale et des occupations humaines de la plaine de Blirh en relation avec la synthèse des dynamiques fluviales pour les six derniers millénaires dans les bassins amonts de la Moulouya, la partition de l'Holocène (Walker *et al.*, 2018), et le cadre chronoculturel marocain (Daugas, 2010 ; Linstädter *et al.*, 2018).

- B-h2 : 4700 – 3200 cal. BP. Deuxième hiatus sédimentaire. Il s'agit d'une lacune majeure dans les enregistrements de cette partie de la plaine de Blirh. Il couvre en effet un intervalle de 1500 ans, qui correspond en grande partie à la période d'accumulation sédimentaire de l'UMS 2, mise en évidence deux kilomètres plus en aval dans la fenêtre d'étude de Defilia (Def01, chapitre 4). Cette lacune peut être mise en relation avec la phase d'activité fluviale reconnue entre 4300 – 4000 cal. BP à l'échelle des bassins-versants médians de la Moulouya (chapitre 4) ;

- B-VI : 3100 – 2200 cal. BP. Dépôts limoneux brun-ocre. Fortement démantelés par l'érosion régressive, ils ne sont préservés qu'en amont de la plaine de Blirh. La phase détritique initiale, antérieure à 2900 cal. BP, est cohérente avec la phase d'activité fluviale régionale et suprarégionale identifiée entre 3100 et 2800 cal. BP (chapitre 4 ; Zielhofer *et al.*, 2010). L'accumulation limoneuse peu épaisse au cours du 3^{ème} millénaire BP correspond quant à elle à la période de stabilité mise en évidence dans les plaines alluviales par la synthèse des dynamiques fluviales (chapitre 4 ; Faust et Wolf, 2017). Dans ces dépôts est identifié un ensemble d'empierrements protohistoriques daté vers 2950 – 2650 cal. BP (foyers datés à 1012 – 836 et 931 – 807 cal. BC), qui indiquerait une occupation dans la plaine alluviale, profitant d'une stabilité hydrogéomorphologique et climatique. Cette occupation correspond à la fin d'un âge du Bronze indifférencié au Maroc (Daugas, 2010) (Fig. 5-23) ;

- B-h3 : 2100 et 1500 cal. BP. Troisième hiatus sédimentaire. Il pourrait être associé à un processus d'incision du cours d'eau identifié dans l'est de la plaine alluviale. Cet intervalle correspond à une période d'activité fluviale régionale qui se déroulerait entre 2000 et 1700 cal. BP (Fig. 5-23). Cette période, bien qu'encore mal définie temporellement, correspond à la terminaison de l'UMS 2 dans le bassin d'ABM ainsi qu'à une phase d'incision enregistrée dans l'affleurement de l'oued Defilia Def01. La découverte de nouveaux affleurements hors de la fenêtre d'étude devrait permettre de mieux circonscrire les relations entre ce hiatus et cette phase de détritisme régionale ;

- B-VII : 1400 – 900 cal. BP. Dépôts limoneux brun-jaune. Après cette phase d'incision, des dépôts limoneux datés de la seconde moitié du 1^{er} millénaire de notre ère (1289 – 1355 cal. BP proche de l'axe d'écoulement, 938 – 1080 et 927 – 1006 cal. BP en nappe sommitale de débordement), pourraient témoigner, si les corrélations stratigraphiques entre les différents dépôts étaient établies, d'une phase d'aggradation sédimentaire entre 1400 et 1000 cal. BP, avec un épisode détritique identifié à la fin de celle-ci ;

- B-VIII : Dépôts sablo-graveleux de haute énergie. Cette phase comprend la troncature des précédents dépôts, notamment le substrat néogène à l'est de la fenêtre d'étude, élargissant ainsi grandement la largeur de la plaine d'inondation. S'ensuit le dépôt de plus de 3 mètres d'épaisseur d'une nappe sablo-graveleuse, formant ainsi une nouvelle terrasse (Fig. 5-22). Ces dépôts indiquent une phase de détritisme exceptionnel pour laquelle, faute de datations, demeure une incertitude chronologique. Elle pourrait soit être en lien avec le dernier épisode détritique de la phase B-VII vers 1000 cal. BP, soit s'inscrire plus largement au cours du dernier millénaire. Ces dépôts pourraient également être mis en corrélation avec le dépôt sommital graveleux et discordant identifié sur l'affleurement Def01 situé 2 km en aval (Fig. 5-1) ;

- B-IX : Dépôts limono-sableux subactuels. Ces dépôts forment les basses terrasses du lit de l'oued, et sont également identifiés dans les ravines creusées par l'érosion régressive (Fig. 5-7). L'encaissement de ces terrasses au sein du lit actuel indique une incision majeure de 6 à 7 m après les

dépôts de haute énergie de la phase B-VIII (Fig. 5-22). Cette incision, qui reste à mieux cadrer chronologiquement, a eu lieu au cours du dernier millénaire.

D'un point de vue strictement archéologique, cette étude permet de proposer une vision exhaustive, en l'état actuel, des occupations humaines au cours de l'Holocène dans la plaine de Bliroh. Il faut préciser que ce secteur est un terrain privilégié en raison de la forte érosion régressive qui y démantèle les formations pédosédimentaires et révèle ainsi les structures qui leur sont associées (Fig. 5-7). Un total de 279 occurrences archéologiques a été reconnu au sein de la fenêtre d'étude, associées principalement à des épandages, à des structures de combustion ou empierrées, ou à du mobilier isolé. Ces occurrences se répartissent sur l'ensemble de la plaine alluviale, depuis les pentes du versant coiffé par le conglomérat pléistocène jusqu'au lit actuel de l'oued, hormis les terrasses formées après les incisions du dernier millénaire qui ont érodé en grande partie les berges à l'est de la plaine puis déposé une nappe graveleuse de plus de 3 m d'épaisseur en nette discordance avec les précédentes formations (Fig. 5-22). Ces prospections systématiques ont révélé un mobilier riche et abondant, constitué de matériel lithique, dont notamment plusieurs haches polies (complètes ou partielles) qui étaient alors absentes du corpus recueilli en moyenne Moulouya, de tessons de céramique dont une forte proportion est caractérisée par une quantité et une diversité de décors (impressions et incisions). La majeure partie de ce matériel est associée à la phase morphosédimentaire B-V, correspondant à un Néolithique moyen inconnu en moyenne Moulouya (Fig. 5-23). L'étude de ce mobilier fournira les premières informations sur la culture matérielle de ces populations.

Mise à part une zone de faible étendue à la jonction entre le versant du conglomérat pléistocène et la plaine alluviale, nous voyons que l'ensemble de la plaine fut incisé et érodé au cours de la période de forte activité fluviale entre 7350 et 6350 cal. BP. Ces résultats sont cruciaux pour comprendre les conditions taphonomiques et la préservation des sites archéologiques de plein air dans les vallées en moyenne Moulouya. Cet état de fait renvoie aux hiatus sédimentaire et archéologique identifiés à cette période dans l'ensemble des bassins médians de la Moulouya (chapitre 3). Or, cet intervalle temporel correspond à une période archéologique très importante : la néolithisation de l'Afrique du Nord par le courant cardial. Ainsi s'expliquent à la fois le hiatus sédimentaire et l'absence manifeste d'occupations du Néolithique ancien dans les fonds de vallée de la Moulouya. Cela devrait conduire à orienter les recherches futures sur les parties distales des plaines ou sur les piedmonts de la région. Le fort potentiel archéologique mis en évidence en position distale à Bliroh permet également d'envisager la réalisation d'une fouille en amont de la fenêtre d'étude où la plaine alluviale, potentiellement tout aussi riche en structures archéologiques, est préservée pour quelques années encore jusqu'à ce que l'érosion régressive finisse de déstocker la totalité de l'ancien lit majeur (Fig. 5-3 B).

À l'échelle du Nord-Est marocain, ces résultats permettent de montrer le potentiel des recherches archéologiques sur les sites de plein air au sein des plaines alluviales. Ces recherches apparaissent nécessaires pour contrebalancer la surreprésentation des fouilles en grotte qui, constituant des lieux potentiellement très investis par les populations pré- et protohistoriques (par exemple les nécropoles épipaléolithiques, Camps, 1975), ne reflètent qu'une partie du mode de vie de ces populations. Nous démontrons que, si le cadre morphosédimentaire est maîtrisé, les plaines alluviales peuvent constituer un contexte favorable pour la réalisation de fouilles archéologiques et ainsi permettre de documenter de nouveaux types d'occupations aux fonctions variées, comme des habitats temporaires ou permanents, et des sites de production agricole (pouvant bénéficier des limons de débordement) ou

riches en matière première (site d'approvisionnement et de taille de silex). Ce contexte apparaît complémentaire à celui des grottes et abris. Les grottes peuvent offrir un environnement stable pour des occupations durables et denses et de très bonnes conditions de préservation des matériaux organiques (ossements humains, fauniques ou restes végétaux) qui fournissent une richesse d'informations incomparable, mais présentent également des stratigraphies discontinues et/ou perturbées. Les plaines alluviales peuvent permettre une bonne conservation des structures du fait de l'aggradation sédimentaire rapide. Plus l'environnement sera dynamique, plus ce piégeage par les dépôts alluviaux préservera des occupations temporaires, jusqu'à un seuil hydrologique après lequel l'énergie déployée en termes de débits liquide et solide est trop importante, entraînant ainsi des phases de détritisme et une destruction des archives sédimentaires et archéologiques. Le recours à une approche géoarchéologique, attachée à la reconstitution des dynamiques fluviales sur le temps long, à la construction du cadre morphosédimentaire de la plaine alluviale et à la compréhension du mode d'archivage des vestiges archéologiques, permet de palier à ces contraintes en identifiant les dépôts sédimentaires riches en structures et les zones préservées à fort potentiel archéologique.

5. Conclusion

Cette étude géoarchéologique, fondée sur une prospection systématique, une cartographie à haute résolution, une lecture géomorphologique et lithostratigraphique, et une datation des dépôts pédosédimentaires et des structures archéologiques, a permis d'inscrire la plaine alluviale de Bliroh dans un cadre morphosédimentaire précis à l'échelle de l'Holocène. Elle illustre également le potentiel de reconstitution hydrogéomorphologique et paléoenvironnemental de ces petits bassins-versants affluents de la Moulouya. Toutefois, des incertitudes subsistent quant à la chronologie des dernières phases morphosédimentaires, qu'il nous faudra résoudre par des campagnes de terrain et des datations supplémentaires.

Au regard des trois précédents chapitres portant sur l'Holocène ancien (chapitre 2), le début de l'Holocène moyen (chapitre 3), et la fin de l'Holocène moyen et l'Holocène récent (chapitre 4), l'évolution holocène du remplissage sédimentaire de cette plaine présente de fortes similitudes avec les dynamiques fluviales des bassins médians de la Moulouya. Cela renforce les interprétations qui mettent en évidence la prédominance du forçage climatique dans le contrôle des réponses de l'hydrosystème de la Moulouya, et ce, même dans un petit bassin-versant situé en aval des grands cônes détritiques du piedmont du Haut-Atlas.

Outre la reconstitution de l'évolution hydrogéomorphologique, cette étude s'est attachée à sauvegarder l'information provenant d'occupations archéologiques en cours de destruction, révélant notamment une occupation dense de la plaine au Néolithique moyen, et à l'ancrer dans un cadre chronologique et morphosédimentaire. Elle sera suivie par des études préliminaires sur la culture matérielle. La compréhension du mode d'archivage des occupations depuis l'Épipaléolithique jusqu'aux périodes protohistoriques a permis de documenter la chronologie des occupations successives, et leur position dans les différents ensembles pédosédimentaires holocènes emboîtés.

Cette évaluation du potentiel archéologique permet d'envisager la réalisation de sondages ou de fouilles en amont de la fenêtre d'étude où les niveaux et structures archéologiques sont préservés et le matériel en place, afin de documenter pour la première fois de manière approfondie des occupations de plein air du Néolithique moyen au Maroc oriental.

6

Synthèse et discussion générale

Chapitre 6

Synthèse et discussion générale

Cette recherche doctorale porte sur l'évolution fluviale holocène des bassins-versants médians de la Moulouya, le principal fleuve méditerranéen du Maroc. Elle est fondée sur l'analyse comparée des dépôts alluviaux provenant de deux bassins sédimentaires aux caractères physio-géographiques analogues distants de 300 km : le bassin de Ksabi en moyenne Moulouya, et le bassin d'Aïn Beni Mathar, au nord des Hauts-Plateaux.

Les chapitres 2 à 4 de ce manuscrit, respectant un fil chronologique et une démarche comparative à l'échelle régionale, sont consacrés à l'étude détaillée de plusieurs affleurements situés dans ces deux bassins. Le chapitre 5, de portée diachronique et locale, illustre quant à lui l'approche géoarchéologique développée dans les secteurs d'étude, ici dans la plaine alluviale de Bliroh. Les résultats de ces études ayant déjà été discutés dans ce manuscrit, ce chapitre, agencé en trois parties selon un gradient géographique et thématique, en fera la synthèse et étoffera la discussion à une échelle temporelle plus large, celle de l'Holocène. La première partie est donc centrée sur l'évolution hydrosédimentaire des bassins-versants médians de la Moulouya et sur la taphonomie des dépôts alluviaux et archéologiques. La deuxième partie confronte cette synthèse régionale aux études fluviales du Nord-Est marocain et de Méditerranée occidentale. Enfin, la dernière partie se focalise sur les mécanismes et forçages régissant ces évolutions fluviales au cours de l'Holocène.

1. Synthèse de l'évolution hydrosédimentaire des bassins-versants médians de la Moulouya

1.1 Approche comparée des bassins de Ksabi et d'Aïn Beni Mathar

L'ensemble des résultats décrits dans les chapitres 2, 3, 4 et 5 permet de réaliser une première synthèse de l'évolution hydrosédimentaire des bassins-versants médians de la Moulouya à l'échelle de l'Holocène. Cette synthèse, fondée sur 94 datations radiocarbone réalisées pour la plupart dans le cadre des programmes Paléomar du LabEx ARCHIMEDE et Paléomex-Mistrals du CNRS (Fig. 6-1), enrichit le cadre morphosédimentaire et paléoenvironnemental holocène du Maroc.

Le premier résultat d'importance réside dans la reconnaissance d'unités morphosédimentaires d'ampleur régionale (UMS). Les prospections réalisées le long des oueds qui entaillent les « terrasses récentes » dans les deux bassins ont permis de mettre en évidence l'existence de deux grands ensembles de dépôts. Les dépôts les plus anciens, qui couvrent l'Holocène ancien jusqu'à la fin de l'Holocène moyen ont été décrits et analysés en détail sur deux affleurements représentatifs – Tab01 et Bli01 – sélectionnés dans chacun des deux bassins (chapitre 2). Les plus récents, étudiés et analysés à partir de trois affleurements – Cha06, Tab02 et Def01 – couvrent la fin de l'Holocène moyen et

l'Holocène récent (chapitre 4). L'étude de ces affleurements, mettant en évidence les similitudes et les synchronies des dynamiques fluviales et des positions topogéomorphologiques, a montré une forte homogénéité des dynamiques hydrosédimentaires et de la morphogénèse (Fig. 6-2). Ces dépôts, dont l'évolution est similaire entre les deux bassins d'étude de la moyenne Moulouya et des Hauts-Plateaux, constituent pour chacune de ces périodes une unité morphosédimentaire (UMS) cohérente à l'échelle régionale.

L'unité morphosédimentaire (UMS) 1 a été caractérisée par les affleurements Tab01 et Bli01. Cette unité morphosédimentaire est définie par une sédimentation grossière à la base, surmontée de limons blanc-jaunâtres, puis de limons gris-noirâtres et de dépôts travertineux, en partie tronqués. Ces dépôts sont largement étendus à l'échelle de la moyenne Moulouya et du bassin de Ain Beni Mathar, où nombre d'affleurements ont été prospectés ou étudiés (chapitre 2).

L'UMS 1 commence par une incision généralisée dans les marnes du Néogène suivie d'une sédimentation grossière dans des chenaux évasés au remplissage sablo-graveleux (Fig. 6-3). À Tabouda, ces dépôts sont caractérisés par une progradation de barres graveleuses à litage oblique témoignant d'un style méandriforme. À Bliroh, ils sont composés de bancs de sables et graviers à stratification entrecroisée évoluant latéralement vers des sables à litage horizontal. L'ensemble de ces caractères traduit un fort hydrodynamisme des cours d'eau avant le début de l'Holocène. Dans l'oued Charef, les faciès sédimentologiques de cette séquence diffèrent et montrent une vaste barre sableuse carbonatée, reconnue tout au long de la section (Fig. 1-28) et marquée par un léger pendage vers le sud-est. Ce dépôt, indiquant un contexte palustre avec de potentiels apports éoliens, suggère un axe d'écoulement sensiblement différent de l'actuel, plutôt localisé au sud-est de la section étudiée. En l'absence de ^{14}C , nous attribuons cette période de forte activité fluviale à la fin du Tardiglaciaire, peut-être au Dryas récent, sans exclure le tout début de l'Holocène ancien (Fig. 6-1). La datation par OSL des fractions fines et sableuses des oueds Bliroh et Charef est à envisager pour préciser la chronologie de cette phase initiale.

Cette séquence est ensuite suivie par une sédimentation limono-sableuse blanc-jaunâtre datée du début de l'Holocène (11500 – 10800 cal. BP), qui traduit une diminution de la compétence des cours d'eau. À Bliroh, les indices de steppe à chénopodiacées témoignent de conditions arides (Lefèvre et Ballouche, 1991).

L'UMS 1 est enfin marquée, à partir de 10800 cal. BP, par le dépôt de sédiments limoneux fluviopalustres de couleur gris-noirâtre, fortement érodés au cours de l'Holocène moyen (Figs. 6-3, 6-4). Cette sédimentation s'accompagne d'une travertinisation des dépôts. Dans les affleurements du bassin d'ABM, le long des oueds Charef et Tabouda, de nombreuses concrétions carbonatées, notamment des tubes, sont ainsi retrouvées remobilisées dans les couches détritiques, et témoignent de l'existence de barrages travertineux d'origine fluviale au cours de cette période. Dans le bassin de Ksabi, ces barrages travertineux sont mieux préservés, comme celui d'Aït Blal qui forme un bouchon à la confluence de l'oued avec la Moulouya (Lefèvre et Ballouche, 1991). Dans la plaine alluviale de Bliroh, des barrages travertineux partiellement démantelés sont identifiés en association avec un paléochenal au remplissage limoneux qui traduit des écoulements de faible compétence. L'ensemble de ces observations montre le développement de barrages au travers des rivières, en arrière desquels s'accumulent de manière extensive des limons organiques et carbonatés. A ces dépôts sont associés des assemblages malacologiques qui témoignent du développement d'environnements marécageux marqués par un faible hydrodynamisme et, indirectement, par la stabilité pédologique et végétale du

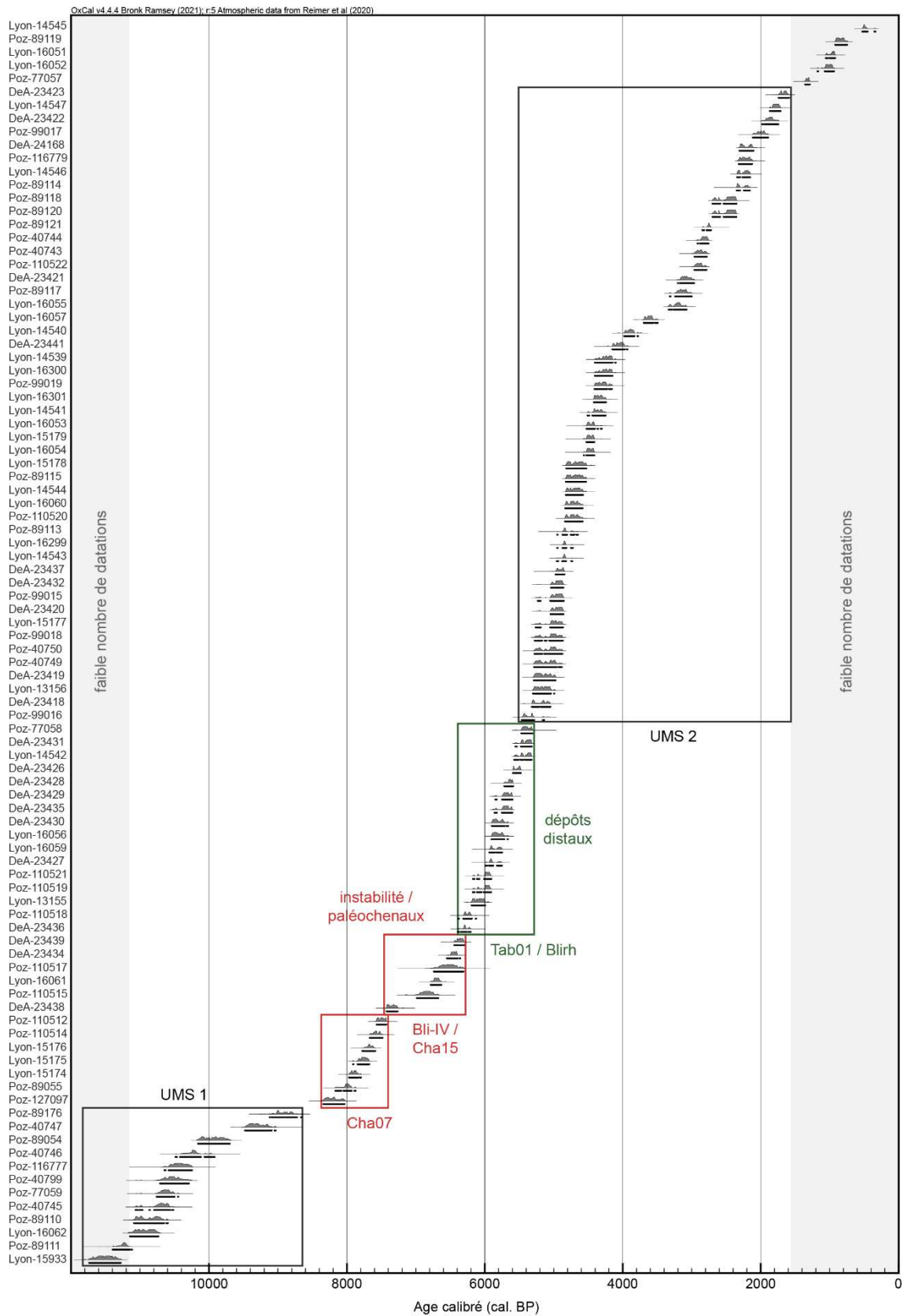


Figure 6-1. Distribution de l'ensemble des datations radiocarbone des fenêtres d'étude de Blairh, Defilia, Charef, Tabouda, et des oueds prospectés de El Haÿ, Za, et Ouziyyane, réalisées dans le cadre des programmes Paléomar du LabEx ARCHIMEDE et Paléomex-Mistrals du CNRS, exceptées les datations issues de Limondin-Lozouet *et al.* (2013). Distribution réalisée à l'aide du logiciel Oxcal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009) et calibrée avec IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020).

bassin-versant (Limondin-Lozouet *et al.*, 2013 ; Depreux *et al.*, 2021). Cette séquence, facilement reconnaissable à ses dépôts, est très étendue spatialement dans les plaines alluviales des secteurs étudiés et plus généralement dans les bassins-versants médians de la Moulouya (chapitre 2, Depreux *et al.*, 2021). Ces dépôts sont observés dans une position topographique perchée, souvent de 5 à 10 mètres, par rapport aux lits des oueds actuels en raison de leur encaissement au cours de l'Holocène, et jusqu'à 15 mètres dans le secteur de Defilia (Fig. 1-16). La terminaison de cette séquence, moins bien préservée, apparaît quant à elle progressive au cours du 6^{ème} millénaire BP (Fig. 6-3). Nous observons qu'il est en effet très difficile d'identifier des enregistrements de la seconde moitié de l'UMS 1 à partir du 9^{ème} millénaire BP, du fait d'un fort démantèlement et de phases d'incisions rapides, encore difficiles à détecter.

La seconde unité morphosédimentaire (UMS 2) forme une terrasse, de 6 à 9 mètres de hauteur, emboîtée dans les dépôts hérités du Pléistocène et de l'Holocène ancien et moyen (Fig. 6-2). Les affleurements Cha06, Tab02 et Def01 caractérisent cette UMS 2 qui se met en place à partir de 5200 cal. BP. L'incision fluviale qui précède sa mise en place, se retrouve dans l'ensemble des bassins médians de la Moulouya et révèle ainsi son ampleur régionale (Figs. 6-3, 6-4). Elle atteint le thalweg actuel des oueds Tabouda et Defilia, et surcreuse le plancher alluvial actuel dans l'oued Charef où le bord d'un chenal est observé. La datation la plus ancienne obtenue pour cette phase, de 5163 (5051 – 5318) cal. BP, a été réalisée sur l'affleurement Def01 proche de la surface d'incision dans les marnes du Néogène. Dans les affleurements Cha06-08 et Tab02, les âges obtenus dans les dépôts de base sont légèrement plus récents, respectivement de 4950 (4855 – 5231) et de 4849 (4733 – 4955) cal. BP. En effet, la base de l'incision se trouve sous le niveau de base actuel de l'oued Charef et le recouvrement par des dépôts récents de la nappe grossière de base dans l'oued Tabouda nous a empêché de la caractériser et de la dater. Dans un autre secteur prospecté dans le bassin d'ABM, la base de cette formation identifiée dans l'oued Ouziyane a fourni une date de 5395 (5284 – 5465) cal. BP (Ouz06, Fig. 1-37). Cette date, légèrement plus ancienne, est à confirmer par une étude approfondie de la séquence Ouz06.

S'ensuit une période de sédimentation jusqu'à 4600 ± 100 cal. BP, d'une épaisseur de 2 à 3 mètres, associée à des dépôts de chenaux. L'alternance rythmée entre dépôts grossiers (sables, graviers et galets) et fins hydromorphes illustre des débits importants et une forte activité hydrosédimentaire des oueds à cette période (Fig. 6-3).

Après 4600 cal. BP, la formation est caractérisée par une sédimentation plus fine, marquée par une alternance de dépôts sableux de crue, d'aggradation limoneuse à suspension uniforme et de paléosols peu évolués. Rares sont les évidences de paléochenaux, uniquement observées dans l'oued Charef. La réduction des populations de mollusques aquatiques au profit d'espèces xérophiles indique, quant à elle, le basculement vers des conditions plus arides et le développement de biotopes terrestres en fond de vallée. Ces résultats indiquent, à cette date, à la fois la fin de la forte dynamique hydrosédimentaire et la fin des conditions humides dans le fond des lits actifs des oueds (Fig. 6-3). Ce bilan sédimentaire, largement en faveur d'une sédimentation des fractions fines, s'explique par le fait que les rivières marocaines, et plus largement du Maghreb, sont celles qui produisent la plus importante charge sédimentaire en suspension parmi les rivières africaines et méditerranéennes actuelles (Thornes *et al.*, 2009). Ce paramètre, fortement influencé par la lithologie du bassin-versant (par exemple, marnes, argilites, calcaires), est favorisé par la faible couverture végétale (steppe semi-aride) et le développement important de ravines latérales par érosion régressive. À l'échelle

plurimillénaire, cette date marque selon toute vraisemblance un changement durable du régime hydrologique des rivières dans le bassin de la Moulouya, passant à un état proche de l'actuel, marqué par une intermittence des débits liquides et une importante charge sédimentaire fine.

La terminaison de l'UMS 2 est moins bien définie temporellement : elle semble s'arrêter vers 2000 cal. BP dans les oueds Charef et Tabouda, et avec plus d'incertitude dans la seconde partie du 2^{ème} millénaire BP dans les oueds Defilia et Blirh (Fig. 6-3). Dans tous les cas, la fin de cette longue période d'aggradation sédimentaire d'ampleur régionale est marquée par le basculement du bilan érosion – sédimentation en faveur d'une érosion et d'une incision majeure et généralisée des cours des oueds.

Les UMS 1 et 2 ont pour point commun de constituer deux grandes périodes plurimillénaires d'aggradation sédimentaire de la plaine alluviale, interrompues par des phases d'incision linéaire majeure des oueds (Fig. 6-4). Elles sont caractérisées par des changements de régime hydrologique, à savoir une sédimentation grossière de chenal à leur base liée à une activité fluviale soutenue, reposant sur une surface érosive, et passant verticalement à des dépôts plus fins, qui témoignent d'une baisse de compétence générale de l'oued à l'échelle plurimillénaire. Ces évolutions synchrones de la morphogenèse fluviale à l'échelle de la région et de l'Holocène traduisent la prédominance d'un forçage climatique.

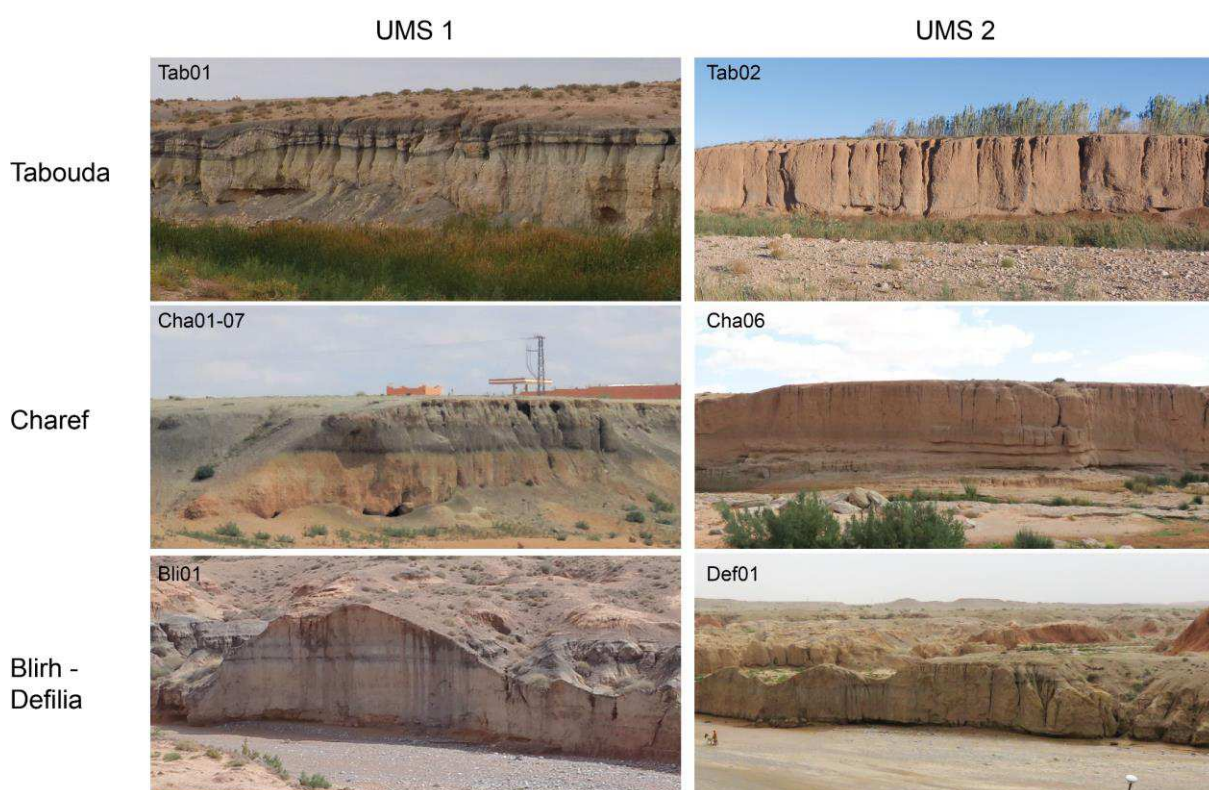


Figure 6-2. Vues des affleurements références pour les unités morphosédimentaires 1 et 2 des oueds Tabouda, Charef, Blirh et Defilia.

Mis à part ces grandes tendances plurimillénaires, des synchronies sont également mises en évidence au sein de ces UMS à l'échelle séculaire. Des épisodes de stabilité géomorphologique d'ampleur régionale sont notamment discernés au sein de l'UMS 1 à travers la formation d'horizons gris-noirs vers 10800 – 10500, 10200 – 9900, 9300 et 8900 cal. BP (Fig. 6-3, chapitre 2, Depreux *et al.*, 2021). Dans ce contexte humide et palustre, ils sont caractérisés par le développement de caractères

vertiques, qui indiquent une saisonnalité du régime hydrique, et par des teneurs élevées à la fois en matière organique, provenant de charbons broyés d'espèces herbacées et arbustives, et en espèces de mollusques xérophiles et hygrophiles. Le caractère régional de ces épisodes est fondé sur la contemporanéité d'au minimum deux datations effectuées sur ces dépôts et provenant d'affleurements distants de 150 à 300 km (Fig. 2-12, chapitre 2, Depreux *et al.*, 2021).

Au sein de l'UMS 1, peu marquée par les dépôts de crue, l'affleurement Tab01 présente tout de même des épisodes détritiques, qui restent mal cernés chronologiquement, potentiellement aux alentours de 9200 – 9000 et de 10400 – 10200 cal. BP, et qui restent à confirmer dans d'autres séquences (Fig. 6-3).

L'UMS 2 quant à elle, est caractérisée par une fréquence régulière de périodes de crue entre 4300 – 4100, 3200 – 2900 et 2000 – 1800 cal. BP. Un épisode déritique, reconnu à Blirh vers 1000 cal. BP, pourrait également être d'ampleur régionale, car il est identifié dans de nombreuses autres séquences en position sommitale mais reste impossible à dater sans recours à l'OSL. Des phases de stabilité de la plaine alluviale avec le développement de sols peu évolués sont également mises en évidence dans les bassins amont de la Moulouya vers 5400 – 5200 (Tab01, B-V) et 2600 – 2100 cal. BP (Cha06, Tab02, Def01). Une probable phase d'ampleur régionale serait également datée entre 3600 et 3200 cal. BP (Fig. 6-3).

Deux périodes bimillénaires apparaissent sous-représentées dans cette synthèse de l'évolution des bassins médians de la Moulouya : l'intervalle entre ~8500 – 6500 cal. BP, et les deux derniers millénaires (Figs. 2-10, 6-1, 6-3, 6-4).

Au regard de la large extension de dépôts des UMS 1 et 2 dans les deux bassins de Ksabi et d'Aïn Beni Mathar, l'absence de dépôts alluviaux entre 8900 et 6500 cal. BP nous a amené à parler de hiatus sédimentaire généralisé pour cette période à l'échelle régionale (chapitre 2).

Ces lacunes de la fin de l'Holocène ancien et de la première moitié de l'Holocène moyen ont, par la suite, été partiellement comblées par la découverte d'enregistrements rares de deux paléochenaux à remplissage sablo-graveleux multiphasé (Cha07 et Bli-IV, Fig. 6-3), qui témoignent d'un hydrodynamisme exceptionnel entrecoupé de retours à des conditions plus calmes. L'enregistrement Cha07, bien cadré chronologiquement entre 8200 et 7500 cal. BP, montre l'existence de quatre phases d'activité fluviale principales, chacune marquée par une charge de fond épaisse composée de galets liée à une reprise de l'érosion (chapitre 3). Elles se distinguent de trois phases de stabilité caractérisées par une travertinisation des dépôts au sein de l'axe d'écoulement et donc d'une diminution de l'énergie hydrique. Ce remplissage fait suite à une incision majeure dans les dépôts de l'UMS 1 avant 8116 (8026 – 8199) cal. BP (Fig. 6-4). La formation de ce paléochenal semble résulter d'une avulsion, qui aurait déplacé le cours de l'oued vers le nord-ouest en bordure de la plaine alluviale à l'Holocène ancien. Après 7500 cal. BP, une seconde incision est supposée, de nouveau en lien avec une migration du thalweg plus au nord, probablement dans l'axe du thalweg actuel. Ces résultats indiquent une évolution géomorphologique rapide de la plaine alluviale de Charef au cours de cette période.

Le second paléochenal identifié dans les dépôts de Blirh – phase Bli-IV coupe 57 – montre la succession de dépôts de charge de fond et de dépôts de limons travertinisés entre 7350 et 6350 cal. BP. Cet enregistrement, identifié à la fin de la dernière mission de terrain de ce travail doctoral, reste encore à analyser en détail afin de caractériser et dater précisément ces variations à l'échelle séculaire. Ces premières données chronologiques révèlent une incision fluviale dans les dépôts palustres de

l'Holocène ancien de la plaine de Blirh avant 7350 cal. BP. Elles sont cohérentes avec l'incision supposée après 7500 cal. BP dans l'oued Charef, et confirmeraient ainsi une incision généralisée entre 7500 et 7350 cal. BP dans les bassins médians de la Moulouya (Fig. 6-3).

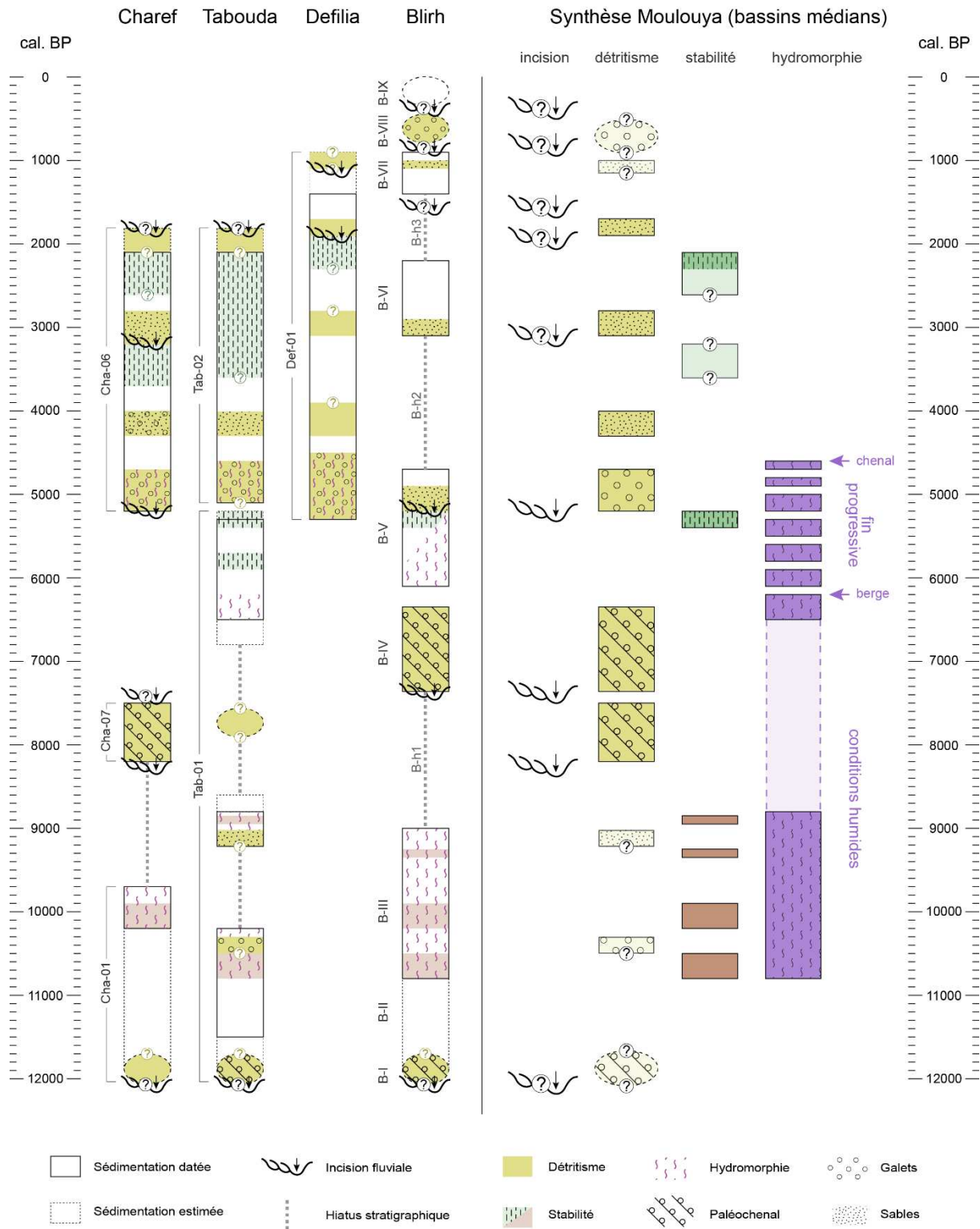


Figure 6-3. Compilation des dynamiques fluviales au cours de l'Holocène des quatre oueds Tabouda, Charef, Blirh et Defilia, et leur synthèse en termes d'incision, de détritisme/stabilité et d'hydromorphie à l'échelle des bassins-versants médians de la Moulouya.

Au sein du secteur d'étude amont de l'oued Charef, un troisième paléochenal a été reconnu dans l'axe d'écoulement actuel d'un petit tributaire (Cha15, Fig. 1-36). Les datations, obtenues au milieu de son remplissage sablo-limoneux (~6900 – 6700 cal. BP) puis au-dessus de ce dernier (5751 – 5933 cal. BP), donnent des âges comparables au paléochenal de Bliroh (Bli-IV). La base et le sommet du remplissage doivent encore être datés.

Tous ces résultats indiquent que les 8^{ème} et 7^{ème} millénaires (environ 8300 – 6200 cal. BP) furent marqués par une forte instabilité hydrogéomorphologique associée à des périodes de forte activité fluviale et d'érosion, encore faiblement documentées aujourd'hui (Fig. 6-4).

Le second intervalle temporel sous-représenté en moyenne Moulouya et dans le bassin d'Aïn Beni Mathar concerne les deux derniers millénaires (Fig. 6-1). En effet, les dépôts alluviaux de ces deux derniers millénaires, ont été moins bien étudiés, et n'ont été documentés que localement dans le bassin de Ksabi, à Defilia et à Bliroh. Ces données ne peuvent donc être extrapolées à l'échelle régionale (Fig. 6-3). Ils sont de surcroît peu ou pas datés, ce qui empêche tout phasage chronologique. Ils semblent toutefois caractérisés par des indices de détritisme vers 1000 ± 100 cal. BP et puis au cours du dernier millénaire. Durant ce dernier millénaire, au moins la dernière phase d'incision majeure est évidente dans l'ensemble des bassins médians de la Moulouya. Elle a conduit à l'encaissement des oueds dans les dépôts pléistocènes et holocènes antérieurs, dont le cours n'a probablement que peu changé jusqu'à aujourd'hui, et permis la formation de très basses terrasses de faible épaisseur (0,5 à 2 mètres) dans le lit mineur (Fig. 6-4). Dans les oueds Tabouda et Charef, ces dépôts et cette dernière phase d'incision sont précédés d'une autre terrasse emboîtée, plus développée (jusqu'à 4 mètres d'épaisseur) et plus récente que les affleurements Cha06 et Tab02, mais qui n'a pu être datée (F4 à Charef, F3 à Tabouda). Cet autre cycle d'incision – sédimentation pourrait correspondre à celui identifié à Bliroh et à Defilia au cours du 2^{ème} millénaire BP.

1.2 Taphonomie et variabilité des archives alluviales et archéologiques

Du dynamisme des environnements fluviaux, impliquant une forte mobilité latérale et verticale des lits au cours de leur évolution ainsi que, plus généralement, un rapport de force entre processus d'érosion et d'aggradation sédimentaire, résulte de fortes discontinuités et une variabilité des conditions de préservation et de destruction des archives alluviales (Fig. 6-4). Leur prise en compte est une étape indispensable dans la compréhension de l'évolution fluviale à l'échelle de la plaine alluviale comme à celle du bassin-versant. Cette variabilité de l'enregistrement des archives alluviales dépend fortement de la nature des dépôts et du type d'archivage sédimentaire. Ainsi, dans les bassins versants médians de la Moulouya, ces disparités spatiotemporelles s'illustrent de différentes manières.

Elles peuvent s'exprimer par des variations latérales au sein d'une plaine alluviale : au cours d'une même période, des disparités sont observées selon la distance des dépôts par rapport à l'axe d'écoulement de l'oued. Dans ce cas, il est nécessaire d'étudier, quand cela est possible, à la fois les dépôts de chenaux du lit actif, qui renseignent sur les dynamiques de l'activité fluviale, et les dépôts distaux de la plaine alluviale, afin d'obtenir une vision complète des processus sédimentaires à une période donnée. Par exemple, lors d'une incision du lit du cours d'eau, les dépôts distaux peuvent simplement connaître une réduction, voire un arrêt, de la vitesse d'aggradation sans que s'exprime

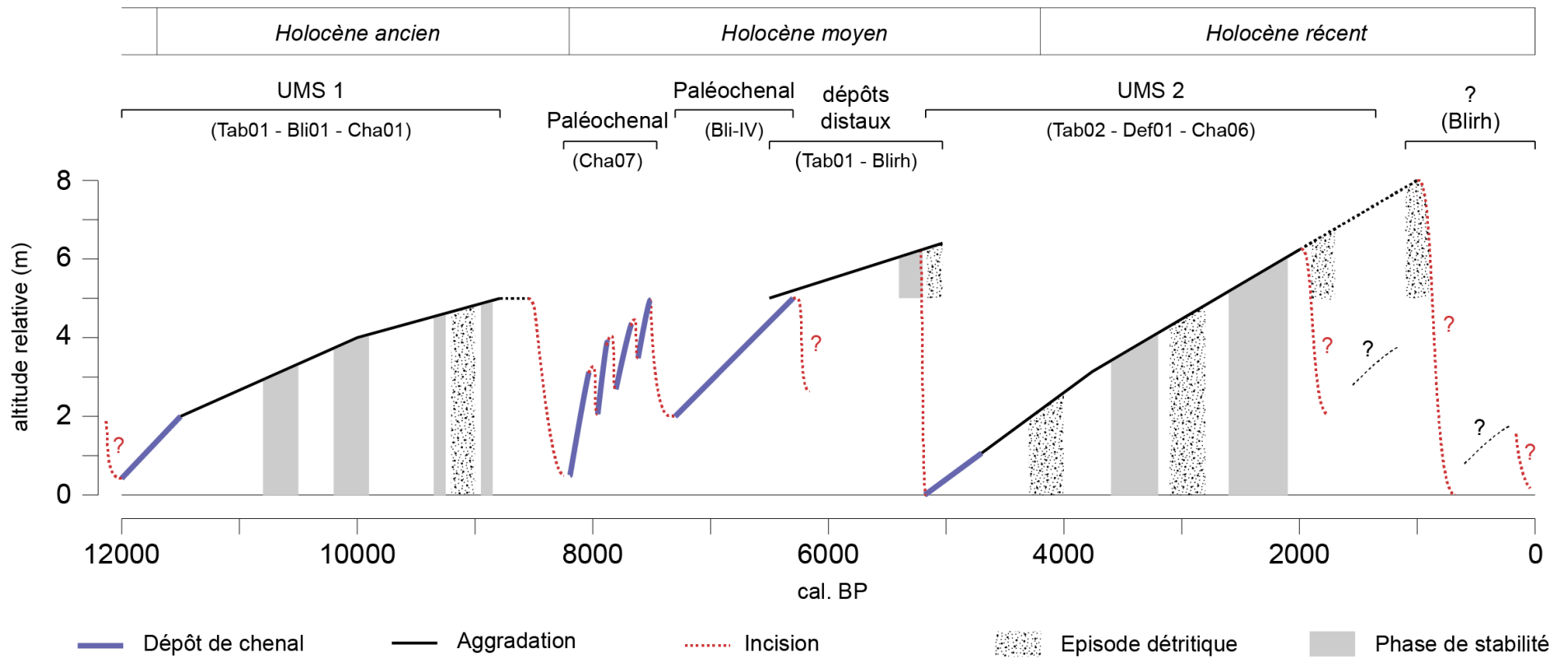


Figure 6-4. Profil d'aggradation et d'incision composite des affleurements étudiés.

une surface érosive ou tout autre indice démontrant l'existence de cette incision et de l'activité fluviale. Ainsi pour la période de détritisme identifiée vers 5200 – 4700 cal. BP, l'incision linéaire des rivières suivie par la formation de dépôts de chenaux sont reconnues à la base de l'UMS 2 dans l'ensemble des oueds au sein du lit actuel, tandis que ces évidences disparaissent en s'éloignant du chenal actif. À Blirh et probablement à Tabouda sont identifiées des couches détritiques proches de l'axe d'écoulement actuel, en lien avec cette période, et aucun indice ni de détritisme ni d'incision n'est observé dans les dépôts distaux de la plaine alluviale de Blirh (coupe 49). Cette différence, évidente selon les positions proximale ou distale au sein de la plaine, est à prendre en compte et doit être intégrée dans l'étude d'une section d'une plaine alluviale, si l'on veut retracer l'histoire fluviale dans son entièreté.

Ces disparités s'expriment aussi par une évolution différentielle des dépôts. Il a notamment été montré que la fin des conditions humides de l'Holocène ancien et moyen fut progressive en Moulouya, enregistrée à partir de 6200 cal. BP dans des dépôts de berge et se terminant vers 4600 cal. BP dans les lits des oueds (Fig. 6-3). Cela vaut également pour les phases d'aggradation sédimentaire : la sédimentation au cours du 6^{ème} millénaire BP n'est observée que dans des dépôts de plaine en position distale (Tab01 ou phase B-V à Blirh, Figs. 6-1, 6-4) tandis que les 5^{ème} et 4^{ème} millénaires BP sont surtout caractérisés par des dépôts dans le lit actif ou en position proximale de l'UMS 2 (Cha06, Tab02 et Def01).

Le dynamisme de l'environnement fluvial induit également une destruction des archives sédimentaires. D'importants hiatus sédimentaires ont été mis en évidence, notamment celui lié à l'érosion et la troncature des dépôts de l'UMS 1 entre approximativement 8900 – 6500 cal. BP dans les dépôts distaux et 8900 – 5200 cal. BP dans les lits des oueds (Figs. 6-3, 6-4).

Au cours de ces millénaires, seuls des paléochenaux liés à des phases d'incision du plancher alluvial ont été découverts. La conjugaison d'un hiatus sédimentaire généralisé au sein des bassins-versants amont de la Moulouya et de ces archives qui témoignent d'un fort détritisme et d'incisions, ne semble pas anodine. En effet, l'enregistrement de paléochenaux charriant des charges sédimentaires grossières entre 8200 – 7500 et 7350 – 6350 cal. BP rompt avec les faciès sédimentaires des séquences alluviales de l'UMS 1. Ce hiatus sédimentaire semble ainsi partiellement expliqué par ces périodes d'activité fluviale marquées par une instabilité hydrogéomorphologique impliquant de forts débits et d'importantes capacités érosives (Fig. 6-4). En s'incisant, les lits fluviaux s'isolent d'une plaine alluviale très large (UMS 1), et vont alors évoluer dans une nouvelle plaine alluviale active plus réduite, à l'espace de mobilité contraint, qui implique nécessairement une concentration de l'énergie hydrique. La difficulté à identifier des témoins d'activité sédimentaire au cours de cette période semble aussi être dépendante de la nature même de ces archives et de leurs conditions de préservation. Les paléochenaux sont des archives alluviales rares, bien moins étendus spatialement que les dépôts de plaine d'inondation puisqu'ils sont limités au lit actif de la rivière et donc souvent complètement remobilisés par les processus d'érosion ultérieurs. Malgré ces contraintes, la prospection systématique des sections des oueds Charef et Blirh a permis de les mettre en évidence. Leur localisation dans des affluents (Blirh et Cha15) a peut-être participé à leur conservation. Dans le cas de Cha07, c'est la migration du cours d'eau au cours de l'Holocène par de potentielles avulsions (chapitre 3) qui semble l'avoir préservé des encaissements postérieurs.

L'absence d'autres dépôts alluviaux au cours de cette période (8200 – 6350 cal. BP) serait donc due à une forte érosion post-dépositionnelle et à la prédominance de dépôts fluviaux grossiers résultant

d'une dynamique hydrosédimentaire accrue et d'une forte instabilité hydrogéomorphologique au sein d'un espace fluvial réduit par la tendance à l'encaissement à partir de la transition de l'Holocène ancien – moyen. Ces conditions taphonomiques ont également des conséquences sur la préservation des vestiges archéologiques, et expliquent notamment l'absence du Néolithique ancien dans l'ensemble des bassins médians de la Moulouya (chapitre 5). Ce fait renvoie, à l'échelle plus vaste du Nord-Est marocain, à un vide archéologique constaté entre 8600 et 7600 cal. BP (Linstädter *et al.*, 2018).

La seconde période importante de hiatus concerne les deux derniers millénaires, et plus particulièrement le dernier qui est affecté par des phases d'incision majeures des oueds (Fig. 6-1). Le 2^{ème} millénaire BP est, quant à lui, marqué par la terminaison de l'UMS 2. Le fait que la période d'aggradation des deux affleurements du bassin d'ABM (Cha06 et Tab02) s'arrête vers 2000 cal. BP et n'enregistre pas de dépôts ultérieurs pourrait être lié à une configuration amont-aval ou à des paramètres topographiques. Lesdits affleurements se situent à l'amont de la zone de rupture de pente dite des Grandes Cascades. Cette position, et l'absence de reliefs contraignant l'écoulement, a pu conduire, suite à une incision, à un emboîtement au sein de l'UMS 2 des dépôts du 2^{ème} millénaire BP (Fig. 6-4). En revanche, le sommet des dépôts situés en aval aux Grandes Cascades, étudiés par Wengler et Vernet (1992), montrent des âges légèrement plus récents (1400 – 1700 cal. BP) en cohérence avec les observations faites à Defilia (Fig. 6-3) ou dans les autres rivières du Nord-Est marocain (Fig. 6-5). La proximité d'une rupture de pente (Grandes Cascades ou Defilia) ou le relief (Blirh) ont pu contraindre la liberté du cours d'eau et son écoulement, et ainsi provoquer l'accumulation de ces dépôts dans une position topographique élevée. Cette hypothèse devra être confirmée ou infirmée par une étude ultérieure de la relation amont-aval à l'échelle des deux bassins d'étude (Ksabi et ABM).

L'approche systémique et intégrée d'un bassin-versant, qui repose sur l'étude de multiples affleurements, permet ainsi de prendre en compte cette forte variabilité d'enregistrement des archives alluviales, et de dresser une synthèse de l'évolution hydrosédimentaire des oueds en y incluant les discontinuités spatiotemporelles.

2. L'évolution fluviale holocène au Maroc et en Méditerranée occidentale

2.1 Chronologies alluviales du Nord-Est marocain

Nous l'avons vu dans les précédents chapitres, le nombre d'études portant sur les archives alluviales avec une bonne résolution temporelle est faible dans le Nord-Est marocain. En dehors des travaux de Wengler dans le bassin d'ABM, les travaux ont été réalisés à proximité du littoral méditerranéen, en basse Moulouya (Zielhofer *et al.*, 2010 ; Bartz *et al.*, 2017), dans l'oued Kert dans le Rif oriental (Barathon *et al.*, 2000 ; El Amrani *et al.*, 2008 ; Zielhofer *et al.*, 2008), et dans l'oued Isly (Wengler et Vernet, 1992 ; Wengler *et al.*, 1994). Une comparaison des chronologies établies par ces différentes études, fondées sur un ensemble de 52 dates dont le cadre stratigraphique est suffisamment maîtrisé, a été menée avec celles des affleurements Tab01 et Bli01 dans la chapitre 2. Cette analyse comparative, désormais complétée par l'apport des affleurements étudiés dans les chapitres 3, 4 et 5, permet d'élaborer une synthèse des chronologies alluviales holocènes à l'échelle

du Nord-Est marocain (Fig. 6-5). La figure 6-5 est subdivisée en sept parties afin d'en faciliter l'interprétation.

1. Quelques dates caractérisées par un écart-type à 2 sigma élevé suggèrent la préservation potentielle de dépôts du Tardiglaciaire dans les régions de l'oued Kert et de la Basse Moulouya (3 dates) et dans le bassin d'ABM (2 dates). Ces dépôts, datés entre 13000 et 15000 cal. BP, équivalant au réchauffement du Bølling-Allerød en Europe, sont caractérisés par un sédiment limoneux organique de couleur sombre et des dépôts de travertin (Barathon *et al.*, 2000 ; El Amrani *et al.*, 2008). Ils pourraient indiquer des environnements de dépôt humides, analogues à ceux de l'Holocène ancien, dès le début du Tardiglaciaire au Maroc. Dans ce cas, l'absence de tels dépôts en amont de la Moulouya pourrait être expliquée par la période de forte activité fluviale potentiellement attribuée au Dryas récent. Wengler *et al.* (1992) présentent également deux dates radiocarbone vers 13000 cal. BP provenant de la base de l'affleurement de Châaba Bayda. Il faut néanmoins être prudent quant à l'interprétation de ces dates, puisqu'elles ont été réalisées sur des œufs d'autruche sans que l'effet réservoir n'ait été étudié pour évaluer la pertinence de ce type de matériel. Certains auteurs le considèrent comme fiable (Vogel *et al.*, 2001) tandis que d'autres soulignent de fortes incohérences (Wuttmann *et al.*, 2012). Nous notons ici le nombre important de datations réalisées sur ce matériel ou sur des coquilles de mollusque dans les études des années 1970 à 1990 (Ballais, 1995 ; Wengler *et al.*, 1999), et la nécessité de développer des analyses méthodologiques appropriées, telle celle réalisée par Hill *et al.* (2019) sur *Helix melanostoma*.
2. Comme nous l'avons discuté dans le chapitre 2, la divergence entre l'amont et l'aval est notable pour l'Holocène ancien. Les dépôts palustres, identifiés dans nos études, ont également été reconnus par Wengler et Vernet (1992) dans l'affleurement de Châaba Bayda. La quasi-absence de dépôts de l'Holocène ancien en aval de la Moulouya et dans l'oued Kert tranche avec la surreprésentation de ces dépôts dans les bassins amont. Cette lacune qui caractérise les fleuves côtiers situés à moins de 40 km de la mer, pourrait résulter de la connexion entre leurs niveaux de base et le niveau marin lors de la remontée pendant l'Holocène. En effet, le niveau de la mer Méditerranée a rapidement augmenté au cours de l'Holocène ancien, passant d'environ -45 m à -15 m par rapport à l'actuel (Vacchi *et al.*, 2016) et ennoyant une morphologie littorale constituée de profondes vallées côtières et de rias, par des dynamiques de rétrogradation (Devillers *et al.*, 2019). Il est ainsi probable que les accumulations alluviales dans les oueds Kert et Moulouya aient été érodées et/ou recouvertes par des dépôts plus récents et ne soient plus visibles. C'est ce que semble montrer la séquence de Djamilia mise au jour par l'incision actuelle de la rivière et qui présente des dépôts de l'Holocène ancien sous plus de 10 m d'épaisseur d'Holocène récent près du niveau de base actuel (Ibouhouten *et al.*, 2010). Au contraire, les niveaux de base des oueds en amont de la Moulouya n'ont pas pu varier avec le niveau de la mer en raison des nombreuses zones de rupture dans le profil en long, par exemple celles des Beni Snassen, des Monts d'Oujda et des gorges de Tamdafelt (Fig. 1-5).

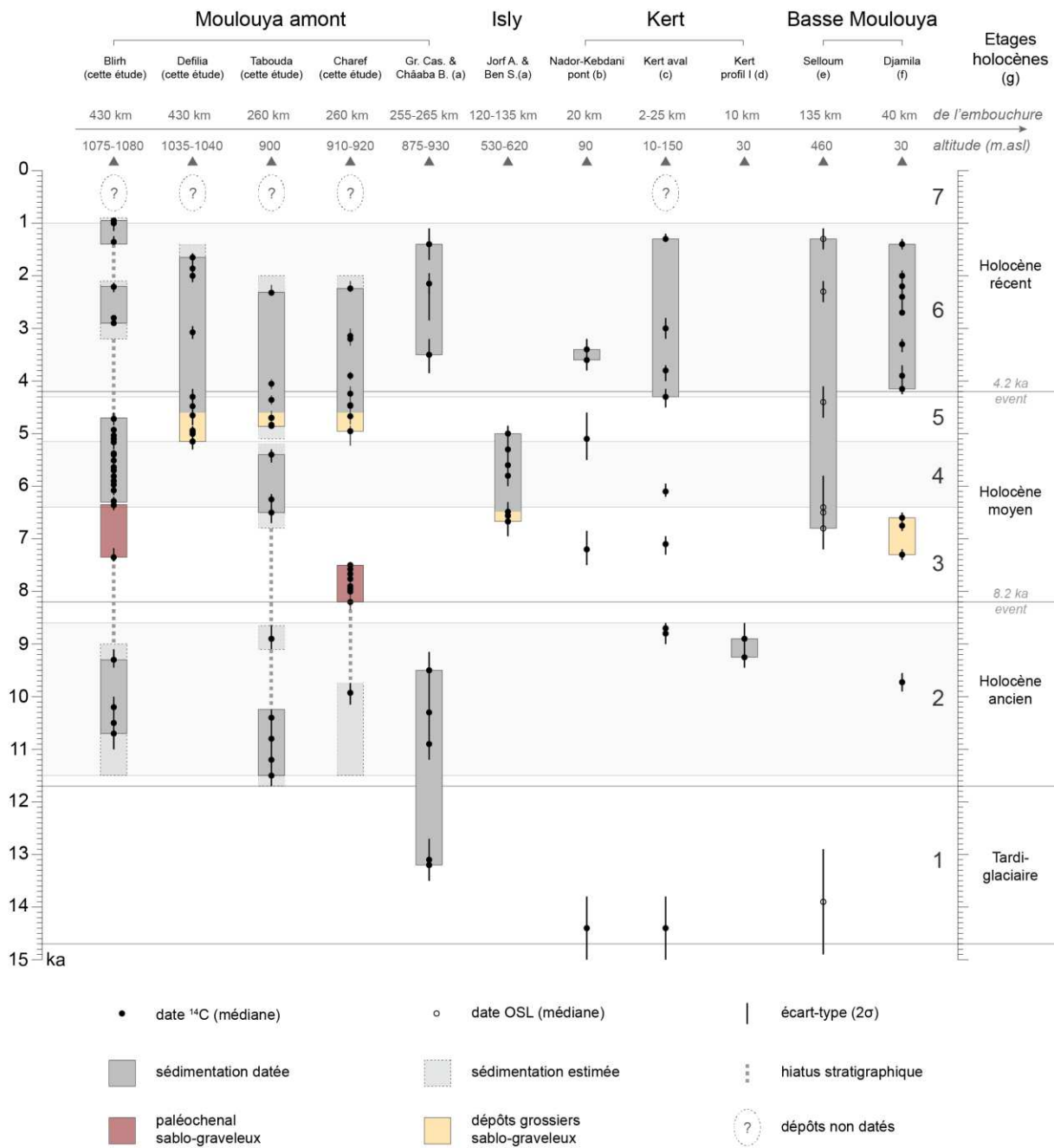


Figure 6-5. Comparaison des chronologies alluviales tardiglaciaire et holocène des bassins-versants médians de la Moulouya avec celles des autres études fluviales du Nord-Est marocain, comprenant, (a) les oueds El Haÿ et Isly (Wengler *et al.*, 1994) ; (b), (c) et (d), l'oued Kert (Barathon *et al.*, 2000 ; El Amrani *et al.*, 2008 ; Zielhofer *et al.*, 2008) ; (e) et (f), l'oued Selloum et l'affleurement de Djamilia en basse Moulouya (Bartz *et al.*, 2017 ; Ibouhouten *et al.*, 2010 ; Zielhofer *et al.*, 2010). Les étages holocènes se réfèrent à Walker *et al.* (2018).

3. La période de hiatus sédimentaire entre 8800 et 6500 cal. BP dans les bassins amont de la Moulouya, couplée à une forte instabilité hydrologique, correspond également à des lacunes sédimentaires dans les archives alluviales du Nord-Est marocain. La stricte absence de datations entre 8700 et 7300 cal. BP dans ces archives est comblée par les données du paléochenal Cha07 (chapitre 3). Comme nous venons de le discuter dans ce chapitre, cette lacune sédimentaire régionale semble s'expliquer par les bouleversements hydrogéomorphologiques qui affectent l'ensemble des systèmes fluviaux marocains en réponse au RCC du 8.2 ka cal. BP. La seconde période de détritisme entre 7350 et 6350 cal. BP, mise en évidence dans un paléochenal à Bliroh (chapitre 4), est partiellement identifiée dans l'affleurement de Djamila (Ibouhouten *et al.*, 2010 ; Zielhofer *et al.*, 2010) et dans celui de Jorf Akhdar dans le bassin de l'oued Isly (Wengler *et al.*, 1994). La base de cet affleurement montre un important dépôt de bancs de galets (1 à 2 m d'épaisseur) incisé dans les formations secondaires ou tertiaires, interprété comme le résultat de crues violentes en conditions fortement rhéostasiques. A Djamila, la période de 7300 à 6600 cal. BP, suivie d'un hiatus, est caractérisée par le dépôt de sables oxydés de 2 m d'épaisseur avec de fines passées humifères, alors que le reste de la séquence est marqué par une sédimentation limono-argileuse finement laminée (Zielhofer *et al.*, 2010). Les dates OSL réalisées sur l'affleurement de l'oued Selloum (Bartz *et al.*, 2015) sont difficiles à interpréter, car, au-delà de l'imprécision plus grande de la mesure, l'oued Selloum est un tributaire de rang 1 à très faible compétence et l'affleurement se situe à quelques kilomètres de sa source. Ses dépôts qui couvrent plus de 5000 ans ne font par ailleurs que 2 m d'épaisseur. L'ensemble de ces résultats est donc cohérent avec une période de deux millénaires (environ 8200 – 6200 cal. BP) de forte instabilité hydrogéomorphologique à l'échelle du Nord-Est marocain.
4. La période entre 6300 et 5200 cal. BP est marquée en amont de la Moulouya par une sédimentation en situation distale ou de berges (Bliroh et Tabouda) indiquant une relative stabilité. En aval, seuls les oueds Selloum et Ben Seguir – Isly présentent des dépôts limono-argileux au cours de cette période (Wengler *et al.*, 1994 ; Bartz *et al.*, 2015). Les analyses anthracologiques réalisées sur ces derniers montrent par ailleurs l'existence de conditions plus humides que l'actuel, dont témoigne la présence d'*Oleo-Lentiscetum* associé à *Pistacia atlantica* et à *Tetraclinis articulata* (Wengler *et al.*, 1992).
5. De nombreuses datations ont été réalisées sur les affleurements des bassins amont de la Moulouya entre 5200 et 4300 cal. BP, alors que cet intervalle est marqué par une quasi-absence de datations et de dépôts dans les autres études. Cette divergence est intéressante et ressemble à celle de la période 3. En effet, la période est marquée, dans les bassins amont de la Moulouya, par la formation de l'UMS 2 sous la forme de dépôts de chenaux grossiers indiquant une période de forte activité fluviale, précédée d'une phase d'incision. Elle est également caractérisée par la fin des conditions humides liées au forçage orbital. En revanche, aucun dépôt n'a été daté de cette période dans l'oued Kert et en basse Moulouya où la sédimentation ne commence qu'en 4200 ± 100 ans cal. BP (El Amrani *et al.*, 2008 ; Zielhofer *et al.* 2010). À noter que le hiatus relevé dans

l'enregistrement de Djamila n'est pas discuté par les auteurs, à l'instar de la mobilité potentielle du lit de la Moulouya et des possibles emboîtements. L'absence dans cette section de l'oued Moulouya d'une étude systématique des affleurements, nous empêche de conclure à un hiatus sédimentaire. Néanmoins, la corrélation entre phase d'activité fluviale d'ampleur régionale en amont – marquée par des dynamiques érosives et une sédimentation grossière –, et l'absence de données en aval nous questionne ; résulte-t-elle d'un état de la recherche ?

6. L'intervalle de temps entre 4200 et 1200 cal. BP est une période d'aggradation sédimentaire observée dans la plupart des rivières du Nord-Est marocain. En effet, l'UMS 2 reconnue dans les bassins-versants médians de la Moulouya correspond approximativement à la phase de sédimentation dans l'oued Kert (UF3, El Amrani *et al.*, 2008), en basse Moulouya (Séries II et III, Zielhofer *et al.*, 2010) et dans l'oued El Haï aux Grandes Cascades (Wengler et Vernet, 1992). Dans l'oued Kert, cet intervalle est représenté par le seul ensemble stratigraphique qui a fourni une chronologie fiable (UF3), fondée sur une série de 11 dates, dont quatre effectuées de la base au sommet d'un même affleurement (Fig. 6-5). Pour l'affleurement de Djamila, Zielhofer *et al.* (2010) notent une amplification des crues à partir de la reprise de l'aggradation vers 4100 cal. BP, qui marque un basculement des dynamiques de sédimentation avec le dépôt presque continu de limons argileux de débordement extrêmement laminés (*overbank fines*) jusqu'à ce que l'aggradation cesse un peu après 1300 cal. BP. À la différence de la suspension uniforme caractérisant les dépôts fins de l'UMS 2, les faciès laminés témoignent d'un granoclassement décroissant et d'une suspension graduée qui indiquent des événements plus longs et une colonne d'eau plus importante (Devillers, 2005). Ces faciès laminés, également observés dans l'oued Za (Fig. 1-40) semblent prépondérants dans les sections aval. En milieu aride, ces disparités pourraient effectivement être liées à des paramètres internes au bassin-versant comme la morphologie des vallées, une même crue pouvant donner lieu à des dépôts à suspension uniforme en amont et à suspension graduée en aval où la plaine s'élargit (Blair, 2000). L'ensemble de ces résultats traduirait le passage vers 4500 – 4000 cal. BP, en relation avec une aridification durable, à un régime hydrologique comparable à l'actuel, caractérisé par des oueds à écoulement intermittent, à forte dynamique de crue et mobilisant un stock sédimentaire important marqué par la prépondérance des fractions fines.
7. Les dernières dates de cette période de sédimentation plurimillénaire, entre 1500 – 1200 cal. BP, sont synchrones sur l'ensemble de ces affleurements, y compris celui de l'oued Selloum (Bartz *et al.*, 2015) (Fig. 6-5). D'après les relevés stratigraphiques disponibles, et les vitesses de sédimentation publiées dans l'étude de Djamila (Zielhofer *et al.*, 2010), la terminaison de cette période s'établirait vers 1000 cal. BP. Les études fluviales du Nord-Est marocain montrent ainsi une absence de dépôts datés au cours du dernier millénaire. Pourtant, ces dépôts sont présents au fond des oueds en amont de la Moulouya, ainsi que dans l'oued Kert. Cette lacune reflèterait donc plutôt un état de la recherche ou un manque de datations réalisées sur ces dépôts. Seuls Barathon *et al.* (2000) présentent une

date isolée de 500 – 605 cal. BP, qui provient d'un dépôt limoneux de 2 m d'épaisseur dans le bassin du Kert. El Amrani *et al.* (2008) révèlent quant à eux une incision importante post-UF3 donc postérieure au moins à 1200 cal. BP, suivie du dépôt et de l'emboîtement d'une nouvelle formation (UF4) au sommet de l'UF3, puis de nouveau une incision jusqu'au niveau de base actuel et le dépôt d'une dernière formation (UF5) au sein du lit de l'oued Kert. Ce schéma renvoie à l'évolution morphosédimentaire de l'oued Bliroh qui met en évidence deux phases d'incision au cours du dernier millénaire, dont une potentiellement vers 1000 cal. BP, sans que nous ayons pour l'instant réussi à les dater. Ce schéma est également cohérent avec la présence de basses terrasses plus récentes que l'UMS 2 dans l'ensemble des oueds Tabouda, Charef et Defilia. L'ensemble de ces résultats montre l'ampleur régionale d'une à deux phases d'incision majeures au cours du dernier millénaire, provoquant l'encaissement des oueds dans les dépôts antérieurs et expliquant la rareté des dépôts au cours de cette période. La pérennité probable des axes d'écoulement au cours du dernier millénaire a probablement participé à l'érosion des dépôts associés. Ces derniers sont relativement de faible épaisseur (0,5 à 4 m) et emboîtés dans les formations héritées de l'Holocène. L'hypothèse d'une baisse généralisée du niveau de base dans tout le bassin de la Moulouya vers 1000 cal. BP devra être confirmée par des études ciblées et la datation de ces terrasses.

Cette comparaison entre la chronologie des dynamiques enregistrées dans les bassins-versants amont de la Moulouya et celles enregistrées sur le littoral méditerranéen met en lumière des similarités mais aussi de fortes divergences qui illustrent l'apport important de l'étude des bassins amont à la compréhension de l'évolution fluviale holocène du bassin de la Moulouya.

2.2 Dynamiques fluviales en Méditerranée occidentale

Les dynamiques fluviales de la Moulouya au cours des six derniers millénaires furent comparées, dans le chapitre 4, aux principales synthèses fluviales de la Méditerranée occidentale. Cette comparaison peut être élargie à l'ensemble de l'Holocène (Fig. 6-6). Rappelons que les synthèses utilisées, fondées sur une étude systémique d'un bassin-versant, comme celles réalisées sur le bassin-versant de la Medjerda en Tunisie (Faust *et al.*, 2004 ; Zielhofer et Faust, 2008), et celles sur les bassins de Jarama et Guadalete en Espagne centrale et méridionale (Wolf et Faust, 2015 ; Faust et Wolf 2017), sont les plus récentes et les plus exhaustives disponibles dans le sud-ouest de la Méditerranée. A ces synthèses de bassins-versants sont ajoutées les analyses CPDF effectuées par Benito *et al.* (2015a, 2015b) sur des régions plus vastes encore (Ouest et Est de la péninsule ibérique, Sud-Est de la France, Nord-Est et Sud-Est de l'Italie, Nord-Est du Maroc, Tunisie, Méditerranée orientale). Cette méthode présente l'avantage de synthétiser l'activité fluviale à l'échelle de la Méditerranée et d'en discuter les principaux forçages. Toutefois, comme nous l'avons discuté dans le chapitre 4, les analyses CPDF doivent être réalisées avec beaucoup de précautions : de l'homogénéité des données et donc de leur classification dépend la pertinence de l'analyse (Starkel *et al.*, 2006 ; Berger *et al.*, 2008 ; Macklin *et al.*, 2010). Des disparités ont été soulignées dans certains ensembles géographiques utilisés pour ces études qui peuvent mener à des incohérences. Eu égard à l'importance de la partition hydroclimatique latitudinale autour du 40°N aux échelles plurimillénaires comme séculaires (Magny *et al.*, 2003 ; Vannière *et al.*, 2011 ; Magny *et al.*, 2013 ; Peyron *et al.*, 2017), l'absence de prise en compte d'un tel

gradient dans les groupements des rivières méditerranéennes et atlantiques de la péninsule ibérique pose question. De la même manière, l'opposition entre rivières méditerranéennes et tempérées effectuée par Benito *et al.* (2015b) nous semble à nuancer en tenant compte des zones bioclimatiques, ce qui a toutefois été fait par Benito *et al.* (2015a). Les résultats de cette dernière étude seront donc préférentiellement utilisés car plus précis (Fig. 6-6) : par exemple, la période de crue majeure supposée entre 2500 – 2000 cal. BP en Méditerranée par Benito *et al.* (2015b), qui apparaît très hétérogène entre les différentes régions, ne couvre que la période 2300 – 2100 cal. BP (Benito *et al.*, 2015a). Certaines analyses reposent par ailleurs sur un faible nombre de datations avec, pour les données marocaines, seulement la prise en compte de 40 dates issues des études de El Amrani *et al.* (2008) et Zielhofer *et al.* (2010). Nous avons montré leur insuffisance à représenter l'évolution holocène du Nord-Est marocain, nous ne les avons donc pas reprises (Fig. 6-6). Ces incertitudes nous ont amené à discuter ces résultats d'analyses CPDF en les comparant avec ceux des études systémiques dont le cadre régional est bien maîtrisé et cohérent (chapitre 4).

La comparaison de la variabilité de l'activité fluviale à l'échelle séculaire, montre une forte hétérogénéité entre les études de bassin-versant et les analyses CPDF. De bonnes similitudes ont été mises en évidence entre les dynamiques dans les bassins-versants de la Medjerda et de Jarama – Guadalete, et celles du bassin de la Moulouya pour les six derniers millénaires, avec notamment des périodes synchrones de détritisme et d'incision à 5000 – 4700, 4300 – 4000, 3000 – 2900, 1900 – 1700, et 1100 – 900 cal. BP, et de stabilité au cours des 6^{ème} et 3^{ème} millénaires BP (Fig. 6-6). Au début de l'Holocène moyen, une période d'aggradation de la plaine d'inondation est observée vers 8000 – 7300 cal. BP en Espagne, bien qu'elle soit encore mal définie temporellement – une date pour le bassin de Jarama et une date pour celui de Guadalete (Faust et Wolf, 2017) –, qui pourrait correspondre à la longue période d'instabilité hydrologique en Moulouya. La fin de cette dernière est également contemporaine d'une période d'incision et de détritisme entre 6600 et 6000 cal. BP en Medjerda (Zielhofer *et al.*, 2004). Au cours de l'Holocène ancien, la Medjerda montre des conditions de sédimentation fine et hydromorphe en cohérence avec l'UMS 1 en Moulouya. Il faut toutefois noter que ces dépôts ont fait l'objet de peu de datations et sur un seul affleurement (Ain Ksir, Zielhofer *et al.*, 2004). De manière générale, les dépôts de l'Holocène ancien sont sous-représentés à la fois en Espagne et en Tunisie (Berger, sous presse), ce qui empêche toute comparaison à une échelle séculaire, et mériteraient d'être étudiés de manière approfondie.

Les analyses CPDF montrent, a contrario, peu de similitudes strictes avec notre synthèse, et des résultats contrastés avec celles réalisées dans les bassins de la Medjerda, de Jarama – Guadalete (chapitre 4).

Toutefois, les deux études de Benito *et al.* (2015a, 2015b), qui ont le mérite d'être les premières à analyser la variabilité de l'activité fluviale à l'échelle du bassin méditerranéen, proposent de grandes tendances riches d'enseignements à l'échelle de l'Holocène. Elles mettent notamment en évidence une augmentation des périodes de crue en Méditerranée depuis 5000 cal. BP, et inversement, une quasi-absence de celles-ci au cours de l'Holocène ancien. Seule une période de crue majeure est observée entre 7500 et 7100 cal. BP (Fig. 6-6). Ces résultats sont en cohérence avec les conditions hydrogéomorphologiques que nous avons mises en évidence dans les bassins médians de la Moulouya. L'absence de période de crue au cours de l'Holocène ancien est en accord avec les conditions humides et stables reconnues en Moulouya ou en Medjerda, et plus généralement en Méditerranée. Ce qui n'exclut pas que des périodes de crue d'ampleur régionale existent, comme celle identifiée dans le

Nord-Est marocain vers 9200 – 9000 cal. BP à la fois dans les oueds Kert et Tabouda (chapitre 2, Zielhofer *et al.*, 2008 ; Depreux *et al.* 2021).

Il est intéressant de noter que la période de crue identifiée à l'échelle du bassin méditerranéen entre 7500 – 7100 cal. BP, et reconnue comme la plus importante parce qu'enregistrée dans l'ensemble des archives alluviales (Benito *et al.*, 2015b), correspond à la période d'incision majeure dans les bassins médians de la Moulouya en réponse aux conditions arides du 7.6 - 7.3 ka cal. BP (Fig. 6-6).

En revanche, les périodes de fort hydrodynamisme marquées par la formation de paléochenaux et la compétence élevée des oueds entre 8200 – 7500 et 7300 – 6300 cal. BP dans les bassins médians de la Moulouya sont quant à elles absentes de ces analyses CPDF (Fig. 6-6).

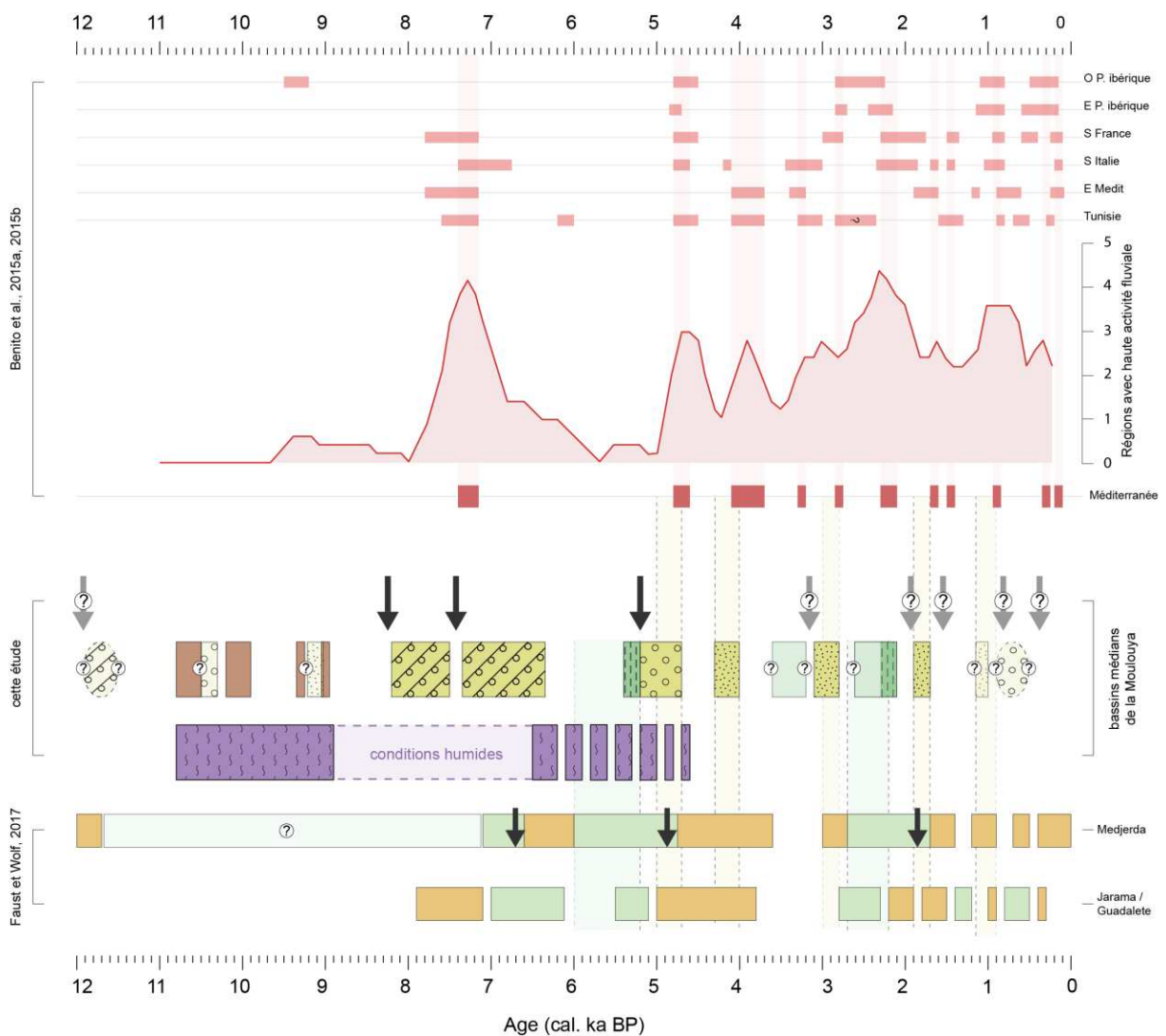


Figure 6-6. Synthèse des dynamiques fluviales holocènes des bassins-versants médians de la Moulouya confrontée à celles des bassins-versants de la Medjerda en Tunisie et de Jarama – Guadalete en Espagne (Wolf et Faust, 2015 ; Faust et Wolf, 2017), et aux analyses CPDF des périodes de crue en Méditerranée (Benito *et al.*, 2015a, 2015b).

Le fait que l'on ne retrouve pas de témoins dans les autres archives de la Méditerranée pourrait s'expliquer par la nature même de ces archives (chapitre 3). En effet, ces synthèses, bien qu'elles soient les plus abouties actuellement à l'échelle de la Méditerranée, reposent sur un jeu de données

évidemment non exhaustif. Les indices d'une forte réponse hydrosédimentaire à l'évènement du 8.2 ka cal. BP existent d'ailleurs en Méditerranée, comme par exemple à Chypre dans la vallée de Maroni où un épisode de crue érôda une partie du site néolithique de Khirokitia et amena à un réagencement du village (Hourani, 2008 ; Berger *et al.*, 2016b). Plus récemment, de nouvelles études contredisent également cette absence d'activité fluviale vers 8200 cal. BP, en la reconnaissant dans le Sud-Est de la France et dans le Nord-Ouest de la Grèce, sur l'île de Corfou (Berger *et al.*, 2016a ; 2016b). Ces deux enregistrements témoignent d'une hausse de l'hydrodynamisme et du détritisme en réponse à cet évènement, mais ici en raison des hausses de précipitations que connut la rive septentrionale de la Méditerranée. Comme nous l'avons discuté dans le chapitre 3, ce schéma est en parfaite cohérence avec la partition hydrologique latitudinale de la Méditerranée autour de 40°N expliquant des anomalies plus humides au nord et plus sèches au sud de cette limite au cours de ce RCC. Toutes les réponses à ce RCC que nous venons de citer correspondent par ailleurs à des conditions hydrologiques exceptionnelles induisant la formation de (paléo)chenaux à charge gravelo-caillouteuse, induisant de la torrentialité. Ces archives sont rares et restent uniques dans les bassins-versants étudiés (Charef, Bliroh, Citelles, Sidari et Maroni). Il faut également noter que ces archives sont toutes découvertes dans de petits bassins-versants, que ce soit des rivières côtières de Grèce et de Chypre ou la Citelles, tributaire du Jabron dans les Préalpes françaises occidentales. Ces différents éléments suggèrent une explication partiellement taphonomique. En effet, les paléochenaux sont spatialement limités au lit mineur, comme nous l'avons mentionné ci-dessus (section 6.1.2). La découverte de ces enregistrements dans de petits affluents apparaît donc cohérente, dans la mesure où la compétence élevée des grandes rivières et bassins-versants est probablement un facteur d'érosion et de remaniement accru des dépôts proximaux au sein du lit mineur. D'ailleurs, dans une synthèse des dynamiques fluviales holocènes à l'échelle européenne – comparant les archives alluviales de Grande Bretagne, de Pologne et d'Espagne –, la sous-représentation des (paléo)chenaux par rapport aux autres types de dépôts est notable dans les données espagnoles, comparés aux données de milieux plus tempérés (Macklin *et al.*, 2006). Cela nous questionne sur les potentielles influences du milieu bioclimatique sur la représentativité des types de dépôts alluviaux.

Un autre biais à prendre en compte dans la stricte comparaison des dynamiques fluviales à l'échelle de la Méditerranée, est la réponse différentielle des hydrosystèmes à un même évènement climatique. En effet, les mécanismes régissant les processus fluviaux diffèrent grandement entre les milieux tempérés caractérisés par un équilibre dynamique de l'hydrosystème et d'importants « effets tampon » comme la couverture végétale, et les milieux semi-arides à arides marqués par une instabilité géomorphologique du bassin-versant et une forte réactivité de l'hydrosystème aux fluctuations des variables climatiques, notamment le régime des précipitations (Devillers, 2005 ; Fletcher et Zielhofer, 2013). Ces différences peuvent induire une opposition des dynamiques hydrologiques, entre les régions semi-arides à arides et les régions sub-humides à humides, en réponse à des conditions climatiques analogues. Cela a été suggéré pour les dynamiques de crue au cours des RCCs vers 3000 cal. BP et du Petit Age Glaciaire entre des archives d'Afrique du Nord et du nord de la péninsule ibérique (Fletcher et Zielhofer, 2013). Nous proposons également une telle opposition à une échelle séculaire au cours des quatre derniers millénaires (chapitre 4). Ces réponses hydrologiques contrastées s'expliquent par le fait qu'une baisse des précipitations réduirait les débits et les inondations en contexte tempéré, tandis qu'elle provoquerait une réduction de la couverture végétale, une instabilité des sols et une augmentation de l'écoulement et de la sédimentation dans les bassins-versants semi-arides à arides. Inversement, une augmentation des précipitations induirait une période de crue dans

les rivières plus tempérées de la rive nord et une période de stabilité géomorphologique et pédologique par une meilleure protection végétale en contexte aride.

À l'Holocène ancien et moyen, la partition hydrologique latitudinale autour de 40°N, opposant spatialement les conditions climatiques de durée séculaire, par exemple des conditions plus humides sur la rive nord et des conditions plus sèches sur la rive sud au cours d'un RCC, aurait pour effet de rendre simultanées les périodes de crue à l'échelle de la Méditerranée. C'est le cas des réponses hydrogéomorphologiques de l'oued Charef ou de la rivière Citelles à l'évènement du 8.2 ka cal. BP (Berger *et al.*, 2016a), et cela pourrait l'être également pour le RCC du 7.6-7.3 ka cal. BP, comme en témoigne la période de crue majeure de 7500 – 7100 cal. BP (Benito *et al.*, 2015b).

Les analyses CPDF mettent de nouveau en évidence une absence quasi-totale de crue entre 6000 et 5000 cal. BP (Fig. 6-6, Benito *et al.*, 2015b). En Moulouya, cette période est également marquée par des conditions stables de la plaine alluviale (section 6.2.1), avec l'enregistrement d'une phase de pédogénèse régionale à la fin de ce millénaire, et par la fin des conditions humides du dernier AHP qui affecte progressivement les dépôts de berge puis les dépôts de chenaux. L'ensemble de ces résultats indique des dynamiques fluviales calmes et stables entre 6000 et 5000 cal. BP à l'échelle de la Méditerranée sud-occidentale.

Enfin, Benito *et al.* (2015b) mettent en lumière l'accroissement général des périodes de crue en Méditerranée depuis 5000 cal. BP (Fig. 6-6). Cette tendance est également reconnue dans les études régionales en Espagne et en Tunisie (Zielhofer *et al.*, 2008 ; Wolf et Faust, 2015), ce que confirment les enregistrements des bassins amont de la Moulouya. En effet, ces derniers montrent un véritable point de bascule dans les dynamiques alluviales, correspondant à l'incision du plancher alluvial et à la constitution d'une nouvelle formation fluviale (UMS 2) emboîtée dans les dépôts antérieurs de l'Holocène ancien et moyen. Cette période correspond également à la terminaison des conditions humides du dernier AHP en Moulouya. Ce basculement des dynamiques hydrosédimentaires à l'échelle plurimillénaire, suivi par une augmentation du nombre et de la fréquence des crues à l'échelle de la Méditerranée témoigne de l'aridification climatique causée par les paramètres orbitaux.

3. De la prédominance des forçages climatiques sur l'évolution fluviale holocène du bassin de la Moulouya

3.1 Variables climatiques et mécanismes des processus hydrosédimentaires en milieu aride

La littérature portant sur les dynamiques alluviales holocènes et actuelles en contexte semi-aride et aride dresse un constat plutôt unanime sur la question des facteurs de contrôle : la variabilité climatique est une commande majeure. Non pas que les sociétés humaines n'aient guère eu d'impact sur les hydrosystèmes dans de tels contextes. De nombreuses études ont en effet montré d'une part leur capacité de résilience face aux changements environnementaux (Devillers et Lecuyer, 2008 ; Berger et Guilaine, 2009 ; Lespez *et al.*, 2015 ; Berger *et al.*, 2016b), et d'autre part, leur capacité à

modifier, à la fois de manière indirecte (par exemple, en affectant le bilan sédimentaire à l'échelle du bassin) et directe (par exemple, par des aménagements hydrauliques) le régime hydrologique d'un bassin-versant (Macklin *et al.*, 1995 ; Thornes *et al.*, 2009). L'occupation du sol, à travers la déforestation ou l'agropastoralisme, a eu des effets notables en Méditerranée au cours de l'Holocène, notamment depuis 3000 ans, date à partir de laquelle les impacts anthropiques deviennent majeurs pour expliquer les changements de couverture végétale (Berger *et al.*, 2019 ; Roberts *et al.*, 2019).

Au Maroc, dans les régions du Moyen Atlas et du Rif et en basse Moulouya, Cheddadi *et al.* (2019) mettent en évidence deux périodes d'impacts anthropiques potentiels sur les écosystèmes : vers 7500 – 7000 cal. BP et après 2000 cal. BP. La première période correspond à une forte baisse des assemblages polliniques d'arbres suivie d'une augmentation des rudérales enregistrées dans les deux grottes de Ifri Oudadane et Ifri n'Etsedda (Zapata *et al.*, 2013 ; Linstädter *et al.*, 2016). Ces deux sites néolithiques attesteraient l'impact de pratiques agricoles et pastorales émergentes sur la végétation locale. Toutefois, l'hypothèse d'une période de forte pression anthropique sur l'environnement, de portée régionale, est à prendre avec précaution puisqu'elle n'est mise en évidence que dans ces deux grottes du littoral méditerranéen. C'est au cours des deux derniers millénaires que les indices d'impacts anthropiques semblent importants dans les régions montagneuses du Moyen Atlas (Cheddadi *et al.*, 2015 ; Cheddadi *et al.*, 2019). Il faut noter qu'aucune étude n'a analysé les liens entre ces changements dans le couvert végétal et leurs conséquences sur les dynamiques sédimentaires ou l'érosion des sols, à l'échelle de bassin-versant, empêchant ainsi toute comparaison au sein du Maroc.

Les études les plus abouties sur l'évolution fluviale holocène de bassins-versants en Méditerranée sud-occidentale et intégrant le rôle des sociétés humaine à leur réflexion, portent sur la Medjerda en Tunisie (Faust *et al.*, 2004 ; Zielhofer *et al.*, 2004 ; Zielhofer et Faust, 2008) et le Jarama et Guadalete en Espagne (Wolf *et al.*, 2013 ; Wolf *et al.*, 2014 ; Wolf et Faust, 2015 ; Faust et Wolf, 2017). Tous ces travaux mettent en évidence une commande climatique prédominante. Mais, même dans un contexte de forte pression anthropique, au cours des deux derniers millénaires, les phases importantes de sédimentation dans ces bassins-versants sont corrélées à des périodes d'aridification climatique (par exemple vers 1000 cal. BP) et, inversement, les périodes de stabilité et de pédogénèse adviennent sous des conditions plus humides. Dans ces bassins, la question de l'impact anthropique sur la sédimentation des deux derniers millénaires reste ouverte, Faust et Wolf (2017) considérant que cet impact pourrait amplifier comme atténuer les réponses de l'hydrosystème aux changements climatiques.

Les impacts anthropiques au cours de l'Holocène dans les bassins-versants du sud-ouest de la Méditerranée sont donc, dans l'état actuel des recherches, mis en évidence à l'échelle locale, celle du site archéologique et de son environnement proche, mais ne semblent pas affecter les grandes tendances de la morphogénèse fluviale à l'échelle du bassin-versant. Ces bassins-versants, qui présentent des synchronies dans leurs dynamiques hydrosédimentaires et des corrélations avec les variations du régime des précipitations, apparaissent principalement régis par des forçages climatiques.

Pour le Maroc, le rôle prédominant du climat dans l'évolution des environnements hydrosédimentaires au cours de l'Holocène a été avancé dès les années 80 dans le bassin de Ksabi (Lefèvre, 1985 ; Lefèvre, 1989 ; Lefèvre et Ballouche, 1991) puis dans les bassins des oueds Isly et El Haÿ (Wengler et Vernet, 1992 ; Wengler *et al.*, 1994). Ces travaux avaient pressenti plusieurs caractéristiques de l'évolution fluviale holocène du Nord-Est marocain, étayées et confirmées par ce travail doctoral. L'hypothèse d'une origine climatique pour expliquer les dépôts fluvio-palustres du bassin de Ksabi a été proposée,

Lefèvre et Ballouche (1991) parlant d'optimum hydrologique puis d'optimum climatique, hydrologique et thermique, pour caractériser l'Holocène ancien et moyen de ce bassin. Wengler *et al.* (1994) soulignent la difficulté de mettre en évidence l'impact anthropique sur ces hydrosystèmes. Ces travaux avaient identifié, avec toutefois une faible résolution temporelle, que cette évolution fluviale holocène était marquée par une succession de périodes d'aggradation et d'incision reconnaissables à une échelle régionale et présentant des similarités entre elles. En accord avec les synthèses portant sur les processus fluviaux (Graf, 1988 ; Tooth, 2000) ou les études géomorphologiques régionales (Waters et Haynes, 2001 ; Wolf et Faust, 2015) en milieu aride, Wengler *et al.* (1994) proposaient d'attribuer les phases de sédimentation grossière à des périodes de rhexistasie marquées par la transition d'un climat aride à un climat plus humide.

Dans le cadre de ce travail doctoral, le recours à une approche régionale systémique d'un bassin-versant couplée à une lecture géomorphologique de la plaine alluviale – intégrant les processus d'incision-aggradation et les mobilités verticale et latérale du lit –, et à de nombreuses datations par le radiocarbone, a permis de confirmer l'importance de la commande climatique sur les dynamiques hydrosédimentaires et sur la morphogenèse fluviale du bassin de la Moulouya. Ce travail a également mis en exergue la forte sensibilité des hydrosystèmes semi-arides et arides à la variabilité climatique et souligné le lien entre périodes de détritisme ou d'inondations et périodes de sécheresse à une échelle séculaire. Plus que la température, c'est bien le régime des précipitations qui est le facteur déterminant des dynamiques hydrosédimentaires au cours de l'Holocène.

En effet, des précipitations plus abondantes et plus régulières permettent le développement de la végétation qui stabilise les berges, participe à la formation de la couverture pédologique à l'échelle du bassin-versant, et favorise une meilleure capacité d'infiltration des eaux. Ces paramètres diminuent ainsi l'érosion et le stock sédimentaire disponible. L'ensemble de ces éléments va induire des conditions biostatiques, qui se traduisent par une plus grande stabilité géomorphologique de la plaine alluviale et du bassin-versant mais qui peut toutefois rester fragile. Inversement, la conjonction de périodes de sécheresse plus longues et plus nombreuses avec un régime des précipitations plus irrégulier et plus violent entraîne un renversement du bilan érosion-sédimentation en raison de la réduction de la couverture végétale et de la capacité d'infiltration. Le développement des surfaces nues et imperméables induit, lors des excès pluviométriques, une moindre infiltration et une augmentation corrélative des écoulements de surface (notamment l'écoulement, dit « hortonien », par dépassement de la capacité d'infiltration), avec pour conséquence une érosion des sols, et une augmentation des débits liquides et solides. Cette déstabilisation du bassin-versant entraîne une forte mobilisation des stocks sédimentaires lors des événements de haute intensité. Les périodes de fort détritisme caractérisées par des processus d'incision et d'emboîtement et le dépôt de charges solides abondantes traduisent donc des conditions arides suffisamment durables pour affecter la végétation et déstabiliser les sols du bassin-versant suivies, soit de pluies plus intenses et irrégulières, soit de conditions humides plus durables.

Les mécanismes de ces processus hydrosédimentaires, propres au contexte alluvial en milieu aride, semblent donc expliquer la forte sensibilité de ces hydrosystèmes à la variabilité des précipitations aux échelles séculaire à plurimillénaire au cours de l'Holocène. Ils expliquent également les contrastes observés dans les dynamiques fluviales, entre bassins-versants de régions (semi-)arides et de régions (sub-)humides, en réponse à des conditions climatiques analogues (chapitre 4 ; ce chapitre, section 6.2).

La sensibilité à la variabilité climatique des bassins médians de la Moulouya diffère aussi de celle des régions montagneuses qui les entourent. Cette différence est à prendre en compte, dans la mesure où la quasi-totalité des enregistrements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques holocènes étudiés au Maroc correspondent à des archives lacustres ou des spéléothèmes, situés dans le Moyen Atlas (Lamb *et al.*, 1995 ; Cheddadi *et al.*, 1998 ; Rhoujjati *et al.*, 2010 ; Reddad *et al.*, 2013 ; Nour El Bait *et al.*, 2014 ; Tabel *et al.*, 2016 ; Wassenburg *et al.*, 2016 ; Campbell *et al.*, 2017 ; Zielhofer *et al.*, 2017a, 2017b ; Ait Brahim *et al.*, 2019). Cette région montagneuse, caractérisée par une diversité de bioclimats, est principalement alimentée par les précipitations d'origine nord-atlantique, comme le montrent à l'échelle de l'Holocène les enregistrements à haute résolution temporelle de la grotte de Piste (Wassenburg *et al.*, 2016) et du lac Sidi Ali (Zielhofer *et al.*, 2017a). Mais elle est aussi fortement influencée par un autre paramètre climatique : la température. Cette dernière étant elle-même dépendante de l'altitude, la topographie et la température sont deux facteurs déterminants dans l'évolution holocène de la végétation de cette région. Le nombre important d'études palynologiques dans le Moyen Atlas met en évidence une importante variabilité spatiale et temporelle dans les évolutions du couvert forestier, qui se traduit par des décalages temporels dans l'évolution des assemblages polliniques holocènes (Lamb et van der Kaars, 1995 ; Cheddadi *et al.*, 1998 ; Rhoujjati *et al.*, 2010 ; Nour El Bait *et al.*, 2014 ; Tabel *et al.*, 2016 ; Campbell *et al.*, 2017), voire des évolutions opposées à l'échelle plurimillénaire, en lien avec la position topographique des archives lacustres (Campbell *et al.*, 2017). Cette variabilité des archives du Moyen Atlas, tant qu'elle ne sera pas finement étudiée, rend difficile leur comparaison stricte avec les changements hydrosédimentaires observés dans les bassins médians de la Moulouya.

3.2 Complexité et imbrication des forçages climatiques : de l'échelle plurimillénaire à séculaire

Notre étude de cette évolution fluviale holocène d'ampleur régionale a permis de mettre en lumière le rôle prédominant des forçages climatiques sur les dynamiques hydrosédimentaires et la morphogenèse fluviale des bassins médians de la Moulouya. Ainsi, il a été montré que la commande climatique était un facteur de contrôle à la fois à l'échelle plurimillénaire et à l'échelle séculaire, des dynamiques qui régissent les dépôts de l'Holocène ancien (chapitre 2), de la transition de l'Holocène ancien-moyen (chapitre 3), et de la fin de l'Holocène moyen et de l'Holocène récent (chapitre 4).

À l'échelle plurimillénaire, deux forçages principaux semblent avoir régi les dynamiques fluviales holocènes dans les bassins médians de la Moulouya : le forçage solaire d'origine orbitale et le forçage issu de la fonte glaciaire des pôles (Fig. 6-7 a,e). En effet, la progressive fonte de l'inlandsis des Laurentides au cours de l'Holocène ancien ainsi que la transition dans l'hémisphère nord de l'irradiation solaire, entre maxima estivaux et minima hivernaux à l'Holocène ancien-moyen et inversement à l'Holocène récent, sont les facteurs de contrôle majeurs des grandes évolutions du climat à l'Holocène (Magny *et al.*, 2013). L'évolution des courbes d'irradiation, opposée entre les deux hémisphères, induit un fort changement dans la distribution de la température hémisphérique, ainsi que dans l'intensité des systèmes de mousson (Mayewski *et al.*, 2004 ; Wanner *et al.*, 2008). Sur cette base, une tripartition de l'Holocène a été proposée (Wanner *et al.*, 2011). Entre ~11700 et 7000 cal. BP, la première période est caractérisée par une forte irradiation estivale dans l'hémisphère nord, la présence de calottes glaciaires et de températures encore assez fraîches aux hautes latitudes (Renssen

et al., 2009) et une forte activité des moussons en Afrique (Demenocal *et al.*, 2000a). La période entre 7000 et 4200 cal. BP marque le « Maximum Thermique de l'Holocène » (Wanner *et al.*, 2011), qui est caractérisé par la fonte complète des principaux inlandsis nord-américains, des températures estivales plus élevées dans les zones de moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord, et des systèmes de mousson encore actifs mais s'affaiblissant. Enfin la dernière période après 4200 cal. BP, parfois nommée « Néoglaciale », est dominée par une baisse des températures estivales dans l'hémisphère nord en raison de la diminution de l'irradiation pendant l'été boréal.

Le rôle des variations orbitales sur les systèmes de moussons s'explique par l'augmentation de l'irradiation estivale, respectant le cycle de la précession, qui non seulement renforce l'intensité mais affecte également la position des moussons par la remontée des composantes atmosphériques telles que la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et la cellule de Hadley. En Afrique, l'intensification et la migration septentrionale de la Mousson Ouest Africaine ont conduit à l'émergence régulière, au cours des 8 derniers millions d'années, de conditions humides au Nord de l'Afrique, appelées « Périodes Humides Africaines » ou AHP pour *African Humid Period* (Larrasoña *et al.*, 2013). Ces AHPs sont marquées par le développement de la savane et de nombreux paléolacs dans l'actuel désert hyperaride du Sahara (Gasse, 2000 ; Lézine *et al.*, 2011). A ces périodes correspondent étroitement la formation de sapropèles en Méditerranée orientale, dépôts organiques traduisant une forte anoxie des eaux profondes (Rohling *et al.*, 2015). La formation de sapropèles résulterait de la migration de la mousson vers le nord, qui causerait l'augmentation des précipitations sur le bassin-versant du Nil et l'afflux d'eau douce dans l'est de la Méditerranée (Revel *et al.*, 2010 ; Weldeab *et al.*, 2014 ; Rohling *et al.*, 2015).

Le développement de dépôts fluvi-palustres qui reflètent des conditions particulièrement humides dans les vallées des bassins médians de la Moulouya (Fig. 6-7f, section 6.1) est synchrone de la dernière période de sapropèle S1 entre 10800 et 6100 cal. BP (Fig. 6-7b, De Lange *et al.*, 2008) et des maxima d'irradiation solaire estivale à 35°N (Fig. 6-7a, Laskar *et al.*, 2004). Leur chronologie est également comparable à celles de nombreux enregistrements nord-sahariens qui traduisent les conditions du dernier AHP, comme par exemple ceux des paléolacs des grands ergs septentrionaux (Gasse, 2002) ou des paléo-précipitations par le carottage marin GC27 au large du Maroc (31°N, Tierney *et al.*, 2017). La formation de ces dépôts dans les bassins de Ksabi et d'ABM apparaît ainsi fortement contrôlée par les variations orbitales (chapitre 2, Depreux *et al.*, 2021).

La question de l'extension septentrionale des pluies de mousson fait encore l'objet de vifs débats. Le spéléothème de la grotte de Wintimdouine, qui offre un enregistrement à très haute résolution des précipitations holocènes dans le Haut Atlas, enregistrerait les variations de la Mousson Ouest Africaine (Fig. 6-7c, Sha *et al.*, 2019). En revanche, les analyses isotopiques des paléolacs nord-sahariens ne montrent quant à elles aucune influence des pluies de mousson mais traduisent plutôt des précipitations originaires des montagnes de l'Atlas saharien (Gasse, 2002). Ces études révéleraient ainsi une étendue limitée des pluies de mousson en Afrique du Nord-Ouest, dont la chaîne du Haut Atlas pourrait constituer la bordure septentrionale, chaîne également atteinte par les masses d'air atlantiques et méditerranéennes. Les bassins médians de la Moulouya, au même titre que les paléolacs nord-sahariens, auraient alors été affectés par des mécanismes subtropicaux de basse latitude au cours du dernier AHP, tandis que les vents d'ouest (*westerlies*) nord-atlantiques et les dépressions méditerranéennes provoquaient probablement l'apport de précipitations hivernales et automnales (chapitre 2, Depreux *et al.*, 2021).

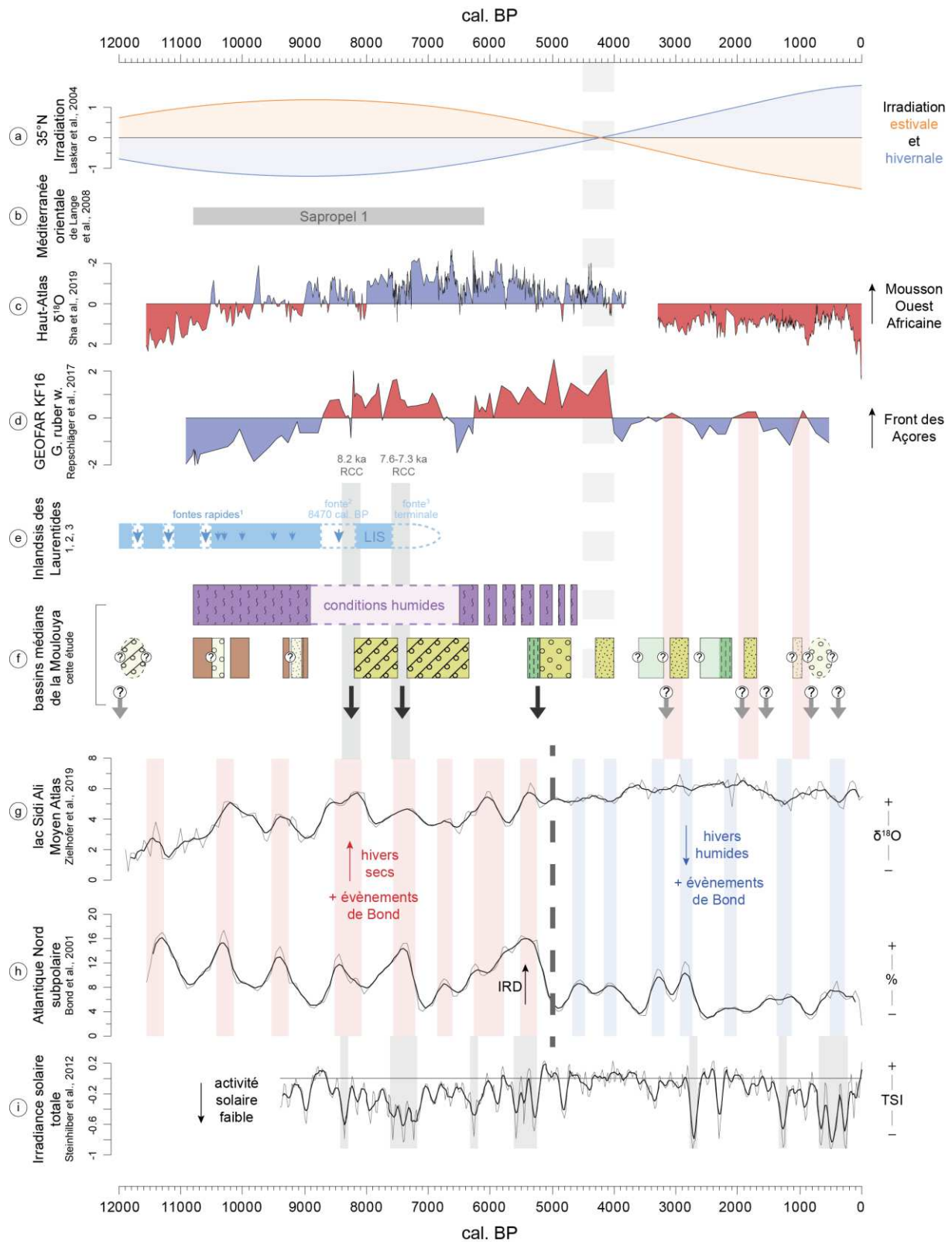


Figure 6-7. Comparaison des dynamiques fluviales des bassins-versants médians de la Moulouya avec divers indicateurs illustrant les principaux forçages climatiques au cours de l’Holocène. (a) score standard des moyennes d’irradiation solaire estivale (juin-août) et hivernale (décembre-février) à 35°N (Laskar *et al.*, 2004), le score standard a été réalisé sur les données depuis le dernier maximum/minimum d’irradiation solaire (0 à 9 ka cal. BP) ; (b) chronologie de la formation Sapropel 1 en Méditerranée orientale (de Lange *et al.*, 2008) ; (c) score standard des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes de la grotte de Wintimdouine dans le Haut Atlas (Sha *et al.*, 2019)

; (d) score standard de l'abondance en foraminifère *Globigerinoides ruber white* du carottage marin GEOFAR KF16 situé au large des Açores (Repschläger *et al.*, 2017) ; (e) chronologies des fontes rapides de l'inlandsis des Laurentides jusqu'à sa complète déglaciation : 1) grandes flèches pour les fontes majeures et petites flèches pour les fontes mineures (Teller *et al.*, 2002), 2) fonte des lacs proglaciaires Agassiz-Obijway datée de 8470 cal. BP et marges d'erreur à 1σ (Barber *et al.*, 1999), 3) fonte terminale de la zone Québec/Labrador entre 7.6 et 6.8 ka cal. BP (Carlson *et al.*, 2008) ; (f) dynamiques fluviales des bassins-versants médians de la Moulouya indiquant les conditions d'hydromorphie, de stabilité/détritisme et les incisions fluviales (cette étude) ; (g) valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 50 ans (en noir), des ostracodes du lac Sidi Ali situé dans le Moyen Atlas (Zielhofer *et al.*, 2019) ; (h) pourcentage (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 50 ans (en noir), des grains riches en hématite d'une série compilée de quatre carottages marins situés en zone subpolaire nord-atlantique (Bond *et al.*, 2001) ; (i) valeurs en TSI (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 20 ans (en noir), issues des radionucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{14}C (Steinilber *et al.*, 2012).

Le caractère abrupt ou graduel de la fin de l'AHP est encore débattu au sein de la communauté scientifique, bien qu'il semble dépendre de la décroissance de l'irradiation estivale et de la progressive migration de la mousson vers le sud (Demenocal *et al.* 2000a, Shanahan *et al.*, 2015). La fin des conditions humides dans les bassins médians de la Moulouya est progressive entre 6200 et 4600 cal. BP. Elle est mise en évidence par un changement des dynamiques hydrosédimentaires et le développement de biotopes terrestres (chapitre 2, chapitre 4, Limondin-Lozouet *et al.*, 2013 ; Depreux *et al.*, 2021). Les premiers témoins de cette transition s'observent dans les dépôts de berge, comme ceux de l'oued Tabouda, tandis que les derniers se situent dans le fond des cours d'eau (chapitre 4). Ces données sont cohérentes avec de nombreux enregistrements indiquant une aridification au cours du 6^{ème} millénaire BP, qu'il s'agisse des dépôts des paléolacs nord-sahariens (Gasse, 2002 ; Callot et Fontugne, 2008), de l'augmentation de l'apport éolien saharien en Tunisie ou dans le Moyen Atlas (Jaouadi *et al.*, 2016 ; Zielhofer *et al.*, 2017b), ou de la décroissance durable des précipitations dans le Haut Atlas après 6000 cal. BP (Fig. 6-7c, Sha *et al.*, 2019).

Le 8^{ème} millénaire BP est marqué par la disparition des principaux inlandsis nord-américains (Fig. 6-7e, Carlson *et al.*, 2008). Les changements climatiques et environnementaux de l'Holocène moyen ne sont alors plus influencés par le forçage glaciaire mais le sont encore par le forçage orbital lié à l'irradiation solaire. Comme nous l'avons dit précédemment, le « Maximum Thermique de l'Holocène » est caractérisé par des températures estivales plus élevées dans l'hémisphère nord (Wanner *et al.*, 2011). Il s'accompagne d'une partition latitudinale autour de la latitude 40°N des conditions environnementales en Méditerranée mise en évidence par le régime des feux qui montre, entre 7500 et 4500 cal. BP, une augmentation des incendies au nord de la Méditerranée et leur diminution au sud associée à des étés plus humides qu'actuellement (Vannière *et al.*, 2011). Ce schéma paléohydrologique contrasté prévaut plus largement au cours de l'Holocène ancien et moyen, et se traduit par des conditions plus sèches au nord de la latitude 40°N, et plus humides au sud de celle-ci (Magny *et al.*, 2013). Les conditions humides se traduisent par une hausse générale des niveaux lacustres entre 10300 et 4500 cal. BP dans le sud de la Méditerranée, et sont expliquées par le forçage orbital (Magny *et al.*, 2013). La synthèse exhaustive des données paléoenvironnementales holocènes de la Méditerranée centrale et occidentale met en évidence deux bouleversements climatiques majeurs vers 7500 cal. BP et 4500 cal. BP. Celui de 7500 cal. BP est fortement influencé par la fonte des inlandsis de l'hémisphère nord, les variations de l'activité solaire et l'irradiation estivale toujours élevée. Outre la faible activité des incendies entre 7500 et 4500 cal. BP (Vannière *et al.*, 2011), les conditions humides de l'Holocène moyen au sud de la Méditerranée sont également mises en évidence

par l'optimum mésophytique dans le Sud-Est de l'Espagne vers 7500 – 5200 cal. BP (Carrión, 2002 ; Gil-Romera *et al.*, 2010), des pourcentages élevés de la forêt tempérée et méditerranéenne entre 7000 et 5400 cal. BP et une baisse durable des apports fluviaux de 7400 à 4500 cal. BP en mer d'Alboran (Fletcher *et al.*, 2013 ; Martinez-Ruiz *et al.*, 2015). De surcroît, plusieurs phases de stabilité des plaines alluviales sont suggérées dans les rivières ibériques au cours des 7^{ème} et 6^{ème} millénaires BP (Faust et Wolf, 2017). Ces enregistrements montrent un développement forestier important et une stabilité croissante des plaines alluviales à partir de 7500 – 7000 cal. BP et leur persistance jusqu'à environ 5000 cal. BP dans le sud-ouest de la Méditerranée.

Dans les bassins médians de la Moulouya, le 8^{ème} millénaire BP est caractérisé par une période d'instabilité hydrologique, marquée par la formation de rares paléochenaux, et de hiatus sédimentaires enregistrés dans les dépôts des plaines alluviales (chapitre 3). Le 6^{ème} millénaire BP est par ailleurs uniquement caractérisé par des dépôts distaux et des indices de pédogenèse dans ces bassins, en cohérence avec les mêmes indices dans les bassins-versants de Méditerranée sud-occidentale et la quasi-absence de périodes de crue dans l'ensemble des rivières méditerranéennes (section 6.2.2, Benito *et al.*, 2015b ; Faust et Wolf, 2017). La pleine entrée dans les conditions interglaciaires, conjuguée à l'irradiation estivale encore élevée, a pu potentiellement conduire à deux millénaires de stabilité dans les hydrosystèmes méditerranéens. Toutefois, le manque de séquences alluviales à cette période nous incite à rester prudents quant à cette interprétation. Le rôle de la végétation, qui stabilise les sols et limite l'érosion, semble primordial pour comprendre l'évolution des dynamiques hydrosédimentaires au cours de ces millénaires dans le Nord-Est marocain. Malheureusement, les études palynologiques ne sont pas disponibles dans cette région et pour cette période. Les comparaisons avec les archives du Moyen Atlas doivent être effectuées avec prudence, car l'altitude devient le principal facteur (section 6.3.1). Néanmoins, l'expansion d'une forêt mixte à conifère/sclérophylle (*Quercus ilex*) vers 7000 cal. BP est enregistrée dans les lacs de Tigalmamine et d'Ait Ichou (~1620 et 1560 m d'altitude), alors qu'elle apparaît plus tardivement, vers 6300 cal. BP dans les enregistrements du lac Sidi Ali (~2080 m a.s.l.) (Cheddadi *et al.*, 1998 ; Tabel *et al.*, 2016 ; Campbell *et al.*, 2017).

Entre 5000 et 4000 cal. BP s'opère une transition durable des conditions climatiques, en raison du renversement de l'irradiation saisonnière et inter-hémisphérique (Fig. 6-7a, Laskar *et al.*, 2004). Dans les enregistrements de Méditerranée centrale et occidentale, le bouleversement climatique de 4500 cal. BP a eu pour conséquence le renversement des conditions hydrologiques liées à la partition latitudinale autour de 40°N (Magny *et al.*, 2013). Les auteurs mettent ainsi en lumière une baisse des niveaux lacustres au sud et une hausse de ces niveaux pour les lacs septentrionaux. Cette opposition est aussi mise en évidence par les enregistrements anthracologiques et les études sur les régimes des feux (Vannière *et al.*, 2011). Ce changement paléohydrologique majeur en Méditerranée est également perceptible dans le bassin de la Moulouya : la fin des conditions humides, liées aux conditions orbitales, est identifiée dans les cours d'eau vers 4600 cal. BP ± 100 ans. Cette aridification, commune à l'Afrique du Nord et au sud de la Méditerranée, marquerait le passage des rivières du Maghreb à un fonctionnement intermittent tel que nous le connaissons aujourd'hui (chapitre 4).

Cette tendance est confirmée par l'amplification de la dynamique des crues dans les bassins-versants tunisien et espagnol (Zielhofer *et al.*, 2008 ; Wolf et Faust, 2015) et l'accroissement général des périodes de crue en Méditerranée depuis 5000 cal. BP (Benito *et al.*, 2015b). Ce basculement des dynamiques hydrosédimentaires dans les rivières méditerranéennes marquerait une réorganisation

des systèmes de circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord (Benito *et al.*, 2015b). Selon ces auteurs, avec l'augmentation de l'irradiation hivernale dans l'hémisphère nord, l'échange de chaleur avec les hautes latitudes aurait favorisé une diminution de la force des vents d'ouest (*westerlies*), entraînant des hivers plus humides et plus doux en Europe et au nord de la Méditerranée. L'accroissement des périodes de crue au cours de l'Holocène récent suggérerait un flux méridional plus fréquent favorisant la cyclogenèse en Méditerranée (Benito *et al.*, 2015b).

Cette hypothèse est renforcée par les données issues d'un spéléothème du Haut Atlas et du carottage marin GEOFAR KF16 réalisé au large des Açores qui montrent vers 4000 cal. BP une migration concomitante vers le sud de la Mousson Ouest Africaine et du Front des Açores, ligne de démarcation du courant océanique des Açores déterminée par la position et la force des vents d'ouest (Fig. 6-7c,d, Repschläger *et al.*, 2017 ; Sha *et al.*, 2019). La réduction de l'irradiation estivale et la migration méridionale de la ZCIT auraient eu pour conséquence un affaiblissement durable de l'anticyclone des Açores. L'ensemble de ces éléments indiquerait, à partir de 4000 cal. BP, une réorganisation des interactions océan-atmosphère nord-atlantiques marquée par l'influence prédominante d'un phénomène type NAO sur le régime des précipitations en Europe et en Méditerranée occidentale.

Le rôle des forçages climatiques est également à prendre en compte à l'échelle séculaire, car l'on sait que l'Holocène est caractérisé par des événements climatiques abrupts et des oscillations climatiques (Mayewski *et al.*, 2004 ; Wanner *et al.*, 2008). Mayewski *et al.* (2004) ont introduit le terme *Rapid Climate Change* (RCC) pour décrire les intervalles temporels d'ordre millénaire qui présentent des évidences géographiquement étendues de changements climatiques. Toutefois, malgré le nombre croissant d'études au cours des deux dernières décennies, les mécanismes sous-jacents de ces événements restent difficiles à circonscrire. Ces RCCs, qui sont de nature et d'amplitude différentes, sont influencés par les grandes tendances plurimillénaires décrites précédemment.

Sous l'influence du forçage glaciaire, l'Holocène ancien a été ponctué par des fontes rapides associées à un apport d'eau douce de lacs proglaciaires nord-américains et nord-européens dans l'océan Atlantique. Ces apports ont conduit à une perturbation de la circulation thermohaline et à des refroidissements en Atlantique Nord vers 11.3, 10.2, 9.2, 8.2 et 7.5 ka cal. BP (Alley *et al.*, 1997 ; Barber *et al.*, 1999 ; Björck *et al.*, 2001 ; Jansson et Kleman, 2004 ; Magny et Bégeot, 2004). La succession de ces refroidissements a notamment été mise en évidence par Bond *et al.* (1997, 2001), à travers le comptage, dans des carottages marins en Atlantique Nord subpolaire, de grains d'hématite transportés par des débris de glace (*ice-rafted debris* ou IRD). Connus sous le terme « événements de Bond », ces refroidissements seraient liés à des périodes de faible activité solaire (Bond *et al.*, 2001). De nombreuses études ont effectivement montré des corrélations claires entre l'activité solaire, la force des systèmes de mousson, les événements IRD de l'Atlantique Nord et l'oscillation australe El Niño au cours de l'Holocène ancien (Bond *et al.*, 2001 ; Neff *et al.*, 2001 ; Fleitmann *et al.*, 2003 ; Marchitto *et al.*, 2010) et leurs impacts sur les conditions hydroclimatiques en Europe et en Méditerranée (Magny *et al.*, 2003 ; Magny et Bégeot, 2004 ; van der Plicht *et al.*, 2004).

Ces événements se traduisent par des anomalies climatiques plus sèches et plus fraîches en Méditerranée occidentale, marquées par le refroidissement de la température de surface de la mer (*sea surface temperature* ou SST) et la diminution du couvert forestier (Cacho *et al.*, 2001 ; Fletcher et Sanchez-Goñi, 2008 ; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009). Cela est confirmé par les archives continentales régionales, tels les épisodes d'aridification du lac de Siles dans le Sud-Est de l'Espagne (Carrión, 2002) ou de baisse des précipitations enregistrées dans le lac de Sidi Ali dans le Moyen Atlas

(Fig. 6-7g, Zielhofer *et al.*, 2017a) et dans la grotte de Wintimdouine dans le Haut Atlas (Fig. 6-7c, Sha *et al.*, 2019). Ces conditions plus froides et plus arides ont pour conséquence des périodes de détritisme dans les bassins-versants médians de la Moulouya, comme par exemple la période de crue enregistrée dans les oueds Kert et Tabouda vers 9200 cal. BP (Zielhofer *et al.*, 2008 ; Depreux *et al.*, 2021).

Les deux derniers évènements nord-atlantiques d'origine glaciaire, en relation avec la disparition de l'inlandsis des Laurentides, correspondent aux RCCs du 8.2 et 7.6-7.3 ka cal. BP (Fig. 6-7e, Barber *et al.*, 1999 ; Carlson *et al.*, 2008). Ces RCCs ont eu un impact majeur sur l'hydrosystème de la Moulouya, causant des périodes de forte instabilité hydrogéomorphologique marquées par des phases d'incision et d'avulsion et une activité fluviale importante (Fig. 6-7f, chapitre 3). Pourtant, les réponses fluviales au RCC de 8.2 ka cal. BP sont largement sous-représentées en Méditerranée. Cette quasi absence d'enregistrement pourrait résulter de la perturbation majeure de ce RCC sur les systèmes fluviaux méditerranéens, et de l'érosion de ces dépôts par l'activité fluviale liée au RCC du 7.6-7.3 ka cal. BP. La période de crue généralisée vers 7500 – 7100 cal. BP est en effet la seule qui a été reconnue à l'échelle de la Méditerranée pour l'Holocène ancien et moyen (Benito *et al.*, 2015b), et elle correspond à la seconde incision majeure dans le bassin de la Moulouya (chapitre 3).

Suite à la réorganisation des interactions océan-atmosphère nord-atlantiques entre 5000 et 4000 cal. BP lié aux paramètres orbitaux, les RCCs résulteraient toujours d'une faible activité solaire mais aussi de la fréquence des éruptions volcaniques et des fluctuations des circulations atmosphériques et océaniques nord-atlantiques à travers le phénomène de la NAO (Mayewski *et al.*, 2004 ; Lamy *et al.*, 2006 ; Wanner *et al.*, 2011 ; Magny *et al.*, 2013). En Méditerranée sud-occidentale, les variations des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ du lac Sidi Ali montrent une bonne corrélation entre une hausse des précipitations hivernales et les évènements de Bond à l'échelle de l'Holocène (Fig. 6-7 g,h, Zielhofer *et al.*, 2019). Alors que les évènements froids atlantiques étaient corrélés à des hivers plus secs au cours de l'Holocène ancien et moyen, ceux-ci se traduisent par des périodes plus humides après 5000 cal. BP dans le Moyen Atlas. Cette corrélation entre évènements de Bond et conditions humides est identifiée plus largement en Méditerranée (Magny *et al.*, 2013). Dans les rivières méditerranéennes, Benito *et al.* (2015a, 2015b) mettent en évidence une relation entre la fréquence des périodes de crue et ces épisodes froids nord-atlantiques. Selon ces auteurs, les principaux forçages expliquant les périodes d'activité fluviale sont l'activité solaire (TSI faible) et le déplacement vers le sud et la Méditerranée des vents d'ouest (*westerlies*) selon un mode NAO- (Benito *et al.*, 2015b).

En accord avec ces éléments, les périodes de forte activité fluviale enregistrées dans les bassins médians de la Moulouya (5200 – 4700, 4300 – 4000, 3100 – 2800, 2100 – 1700 et 1100 – 900 cal. BP), qui étaient jusqu'à 4000 cal. BP synchrones avec les changements abrupts arides enregistrés au sud de la Méditerranée et ceux plus humides au nord de 40°N, montrent une décorrélation avec les évènements de Bond et les conditions humides en Méditerranée au cours de l'Holocène récent (Fig. 6-7f,g,h). Ces périodes d'activité fluviale restent en phase avec les épisodes arides identifiés dans les archives lacustres de Siles au Sud-Est de l'Espagne (chapitre 4, Carrión, 2002), ce qui montre que le détritisme dans le bassin de la Moulouya continue d'être provoqué par une hausse de l'aridité affectant la stabilité du bassin-versant. Elles présentent une bonne corrélation avec les remontées vers le nord du Front des Açores, qui témoigneraient d'un mode NAO+, c'est à dire un renforcement de l'anticyclone des Açores et un décalage des vents d'ouest vers l'Europe du Nord, provoquant l'installation de conditions plus arides en Méditerranée (Fig. 6-7d,f, Repschläger *et al.*, 2017).

L'influence prédominante de la NAO sur le régime des précipitations en Europe et en Méditerranée occidentale après 4000 cal. BP aurait ainsi provoqué une harmonisation des changements de précipitations à l'échelle de la Méditerranée occidentale. Cette harmonisation expliquerait le contraste qui peut être observé dans les temporalités des périodes de crue en Méditerranée ; un même changement climatique abrupt provoquant des réponses hydrosédimentaires opposées entre deux hydrosystèmes aux caractéristiques bioclimatiques différentes, par exemple les conditions humides vers 2800 – 2600 cal. BP provoquant une période de crue au nord de la Méditerranée (Benito *et al.*, 2015a) et une période de stabilité dans le bassin de la Moulouya (chapitre 4, section 6.2).

3.3 Activité solaire et morphogénèse fluviale : une perspective de recherche

Nous le voyons, les bassins médians de la Moulouya, à l'image des hydrosystèmes en contexte semi-aride à aride, se révèlent très sensibles aux changements climatiques, même ténus. Ils subissent une forte influence des événements rapides nord-atlantiques à l'échelle de l'Holocène, à l'instar de nombreuses autres archives de Méditerranée occidentale et centrale, qu'elles soient marines, lacustres ou fluviales. L'évolution morphosédimentaire de ces bassins est également dictée à l'échelle plurimillénaire par les conditions orbitales liées aux variations de l'irradiation solaire, se traduisant en Afrique du Nord par la fin du dernier AHP. L'impact du forçage solaire a également été suggéré à des échelles de temps bien plus restreintes. Par exemple, la haute résolution temporelle du remplissage du paléochenal Cha07 a permis de proposer une relation entre l'hydrodynamisme de l'oued Charef de 8200 à 7500 cal. BP et les variations de l'activité solaire.

La question de l'impact de l'activité solaire sur le climat se pose depuis longtemps et reste l'un des sujets les plus controversés (Denton et Karlén, 1973 ; Magny, 1993 ; Stuiver et Braziunas, 1993 ; Van Geel *et al.*, 1999), l'activité du Soleil étant considérée comme le forçage principal de la machine climatique terrestre (Gray *et al.*, 2010). D'une part, les interprétations associant de manière empirique l'activité solaire et les archives paléoclimatiques, se sont multipliées à la suite des études réalisées par Bond *et al.* (1997, 2001). Depuis lors, le lien entre ces variations et les RCCs a été mis en évidence par de nombreuses études (par exemple, Magny et Bégéot, 2004 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Magny *et al.*, 2013 ; Benito *et al.*, 2015b). En effet, ces RCCs de l'Holocène, reconnus à une échelle mondiale (Wanner *et al.*, 2014), sont pour la plupart liés aux événements de Bond, et bien qu'aucun mécanisme unique ne semble expliquer leur origine (Debret *et al.*, 2007), la variabilité de l'irradiance solaire est le facteur qui est le plus souvent avancé (Wanner *et al.*, 2011). D'autre part, on suppose que les variations mesurées de l'irradiance solaire, d'environ $1,4 \text{ Wm}^{-2}$, sont trop faibles pour modifier substantiellement le climat, sauf si elles peuvent induire des rétroactions dans le système climatique (IPCC, 2013).

Mais qu'est-ce que l'irradiance solaire, autrement appelée activité solaire ? L'irradiance solaire totale (ou TSI pour *total solar irradiance*) définit la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre pour une surface donnée en l'absence d'atmosphère, sa mesure estime donc l'activité du Soleil. Elle est à différencier de l'irradiation, ou rayonnement solaire incident, qui caractérise l'énergie rayonnante pour une surface et une période données ; elle est dissipée à la surface terrestre et donc variable selon l'endroit de mesure. Les variations de TSI sont déterminées par de nombreux cycles solaires, définis par l'alternance de minima et maxima d'activité solaire et régis par le champ magnétique solaire (Gray *et al.*, 2010). Les variations du champ magnétique solaire peuvent être estimées par mesure des radionucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{14}C , issus respectivement de l'étude des carottages glaciaires et

des cernes d'arbres, et on peut ainsi reconstituer l'activité solaire sur le long terme, jusqu'à ~9400 cal. BP (Steinhilber *et al.*, 2009, 2012). La reconnaissance des cycles solaires a débuté par l'observation des taches solaires qui, couvrant les 400 dernières années, révèle des cycles de 11 ans et de 80 – 90 ans, respectivement connus sous les noms de Schwabe et de Gleissberg, et le grand minimum solaire de Maunder entre 1645 et 1715 cal. AD (Usoskin *et al.*, 2007 ; Gray *et al.*, 2010). Les grands minima solaires se produisent lorsque plusieurs cycles solaires présentent une activité inférieure à la moyenne pendant des décennies ou des siècles. L'étude des radionucléides cosmogéniques permirent de confirmer l'existence de cycles plus longs, dont notamment les cycles de Suess ou De Vries (~210 ans), de Eddy (~1000 ans), et de Hallstatt (~2300 ans), et de grands minima solaires au cours des derniers 9000 ans (Figs. 6-7i, 6-8, Stuiver et Braziunas, 1993 ; Usoskin *et al.*, 2007 ; Steinhilber *et al.*, 2012 ; Usoskin *et al.*, 2016).

À l'échelle de l'Holocène, de nombreuses études paléoenvironnementales et paléoclimatiques en Europe et en Méditerranée ont identifié des changements climato-environnementaux rapides, associés aux événements nord-atlantiques, dont les cyclicités sont en accord avec ceux de l'activité solaire (par exemple, Lamy *et al.*, 2006, Debret *et al.*, 2007 ; Dezileau *et al.*, 2016 ; Zielhofer *et al.*, 2017 ; Ait Brahim *et al.*, 2019).

Au-delà de la simple reconnaissance de cyclicités solaires, des enregistrements à haute résolution en Europe centrale ont montré la très bonne corrélation entre une augmentation de la fréquence des crues et une faible activité solaire (Wirth *et al.*, 2013 ; Czymzik *et al.*, 2016). L'étude de Czymzik *et al.* (2016) présente l'intérêt d'intégrer des enregistrements instrumentaux (données journalières depuis 1926) à des indicateurs paléoclimatiques (séquence varvée de 5500 cal. BP à l'actuel) reflétant les fréquences de crue. Ces auteurs montrent que les deux enregistrements sont corrélés aux variations d'activité solaire, reflétant les cycles de Gleissberg et de Suess, en particulier pendant les périodes de grands minima solaires vers 250, 2800 et 5300 cal. BP. Ceci est en cohérence avec l'étude de Steinhilber *et al.* (2012) qui met en évidence que l'amplitude du cycle de Suess a varié selon le cycle de Hallstatt, les amplitudes maximales se déroulant lors des grands minima solaires vers 500, 2500, 5500 et 8200 cal. BP.

Cherchant à expliquer le lien entre forçage solaire et climat, l'ensemble de ces études soutient l'hypothèse d'un mécanisme de rétroaction dit « top-down » proposé par des études de modélisation (Gray *et al.*, 2010 ; Ineson *et al.*, 2011, Lockwood, 2012). Ces derniers suggèrent que d'importants changements dans le rayonnement UV peuvent perturber le vortex polaire stratosphérique et les courants-jets troposphériques, ce qui finalement affecte la cellule de Hadley ainsi que la force et la localisation des vents d'ouest liés à la NAO.

Ces corrélations entre activité solaire, réponses hydrologiques et NAO (Fig. 6-8, Olsen *et al.*, 2012), ainsi que le rôle des grands minima solaires, sont confirmés par l'enregistrement à très haute résolution du lac Meerfelder Maar en Europe centrale (Martin-Puertas *et al.*, 2012). Cette étude, centrée sur le grand minimum solaire dit « homérique » ou « péjoration de Hallstatt » de 2750 – 2550 cal. BP, présente l'avantage de coupler aux analyses paléoenvironnementales une mesure directe de l'activité solaire par ¹⁰Be et de confronter ces données à une modélisation climatique. Elle montre le lien très rapide (moins d'une décennie) et direct entre le minimum solaire et l'intensification de la circulation troposphérique régionale. Cette étude démontre la validité du mécanisme « top-down », en mettant en évidence le rôle du grand minimum solaire dans l'avènement d'un mode NAO- et le

déplacement vers le sud des vents d'ouest, provoquant une augmentation des précipitations en Europe centrale et en Méditerranée.

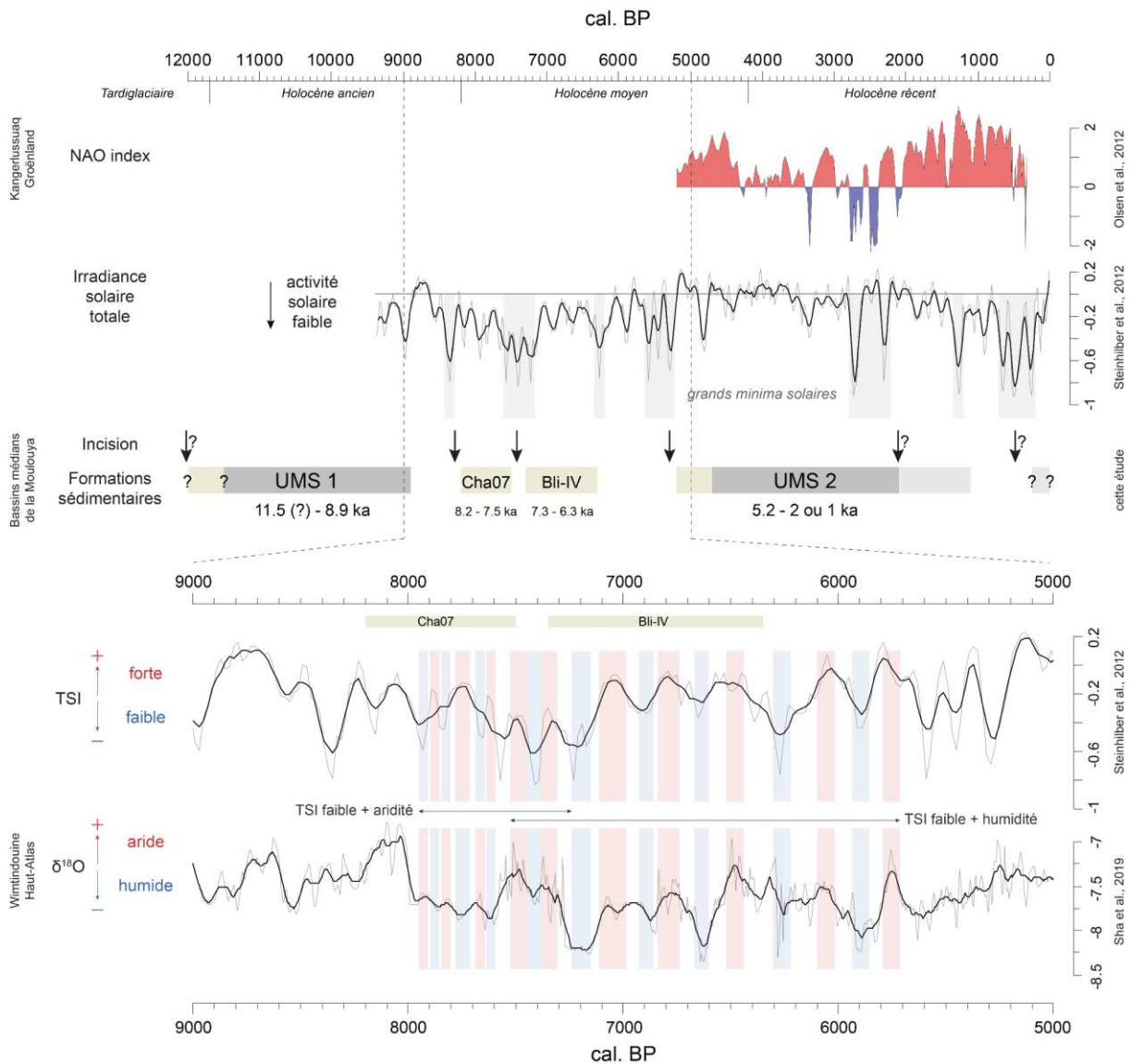


Figure 6-8. Comparaison des chronologies des formations alluviales et des principales incisions des bassins médians de la Moulouya avec l'activité solaire, les fluctuations de la NAO et l'évolution des précipitations dans le Haut-Atlas. (a) l'index NAO (Olsen *et al.*, 2012) ; (b) valeurs en TSI (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 20 ans (en noir), issues des radionucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{14}C , les bandes verticales grises indiquent les grands minima solaires (Steinhilber *et al.*, 2012) ; (c) chronologies des incisions et des périodes d'accumulation sédimentaires au cours de l'Holocène dans les bassins médians de la Moulouya (cette étude) ; (d) valeurs en TSI (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 20 ans (en noir) (Steinhilber *et al.*, 2012), et (e) valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ (en gris), et moyenne mobile sur 13 points suite à un rééchantillonnage de 5 ans (en noir) des spéléothèmes de la grotte de Wintimdouine dans le Haut-Atlas (Sha *et al.*, 2019), entre 9000 et 5000 cal. BP, les bandes verticales bleues indiquent respectivement une plus faible activité solaire et des conditions plus humides et les bandes verticales rouges indiquent respectivement une plus forte activité solaire et des conditions plus arides.

Nous le voyons, le lien de causalité entre variables climatiques et activité solaire reste très difficile à mettre en évidence. Pourtant, ces dernières années, un nombre croissant d'études a documenté l'existence de ce forçage solaire, notamment sur le régime des précipitations, même si les

mécanismes sont encore mal définis. Sur la base de ces précédentes études, de potentiels liens entre activité solaire et dynamiques hydrosédimentaires en Moulouya sont avancés, il s'agit ici d'ouvrir des perspectives et de proposer de futures pistes de réflexion et de recherche.

Au Maroc, l'impact de l'activité solaire sur le régime des précipitations au cours de l'Holocène a été suggéré par la reconnaissance de cycles solaires, identifiés par analyses spectrales, dans les archives du Moyen Atlas (Zielhofer *et al.*, 2017a ; Ait Brahim *et al.*, 2019). Ce forçage solaire a également été proposé en lien avec l'hydrodynamisme de l'oued Charef de 8200 à 7500 cal. BP (chapitre 3). À une échelle plurimillénaire, la chronologie des formations sédimentaires et les principales incisions dans les bassins médians de la Moulouya ont été comparées aux variations de l'activité solaire sur les neuf derniers millénaires (Steinilber *et al.*, 2012). Les incisions majeures, en lien avec les RCCs de 8.2 et 7.6-7.3 ka cal. BP, ou antérieures à la mise en place de l'UMS 2 (5200 cal. BP), sont toutes corrélatives des grands minima solaires de l'Holocène, respectant les cycles de ~1000 et ~2300 ans (Fig. 6-8). Cette relation suggère une influence de ces grands minima solaires sur la morphogenèse fluviale en Moulouya. Une telle relation ne peut être mise en lumière pour l'Holocène récent car les périodes d'incision dans les bassins médians de la Moulouya ne sont pas suffisamment contraintes chronologiquement. La seule incision de forte amplitude et d'ampleur régionale reconnue pendant l'Holocène récent correspond à la dernière phase d'engraissement généralisée de la Moulouya, après laquelle se forment les basses terrasses subactuelles. Cette phase, bien que non datée, se déroule au cours du dernier millénaire. Elle pourrait donc être mise en corrélation avec la dernière période de grand minimum solaire, correspondant au Petit Age Glaciaire (Fig. 6-8). Cette relation s'expliquerait par l'influence, démontrée par les études que nous avons précédemment citées, des variations de l'activité solaire sur le régime des précipitations et la cyclogenèse en Europe et en Méditerranée occidentale à travers le modèle « top-down », et par la très forte sensibilité des hydrosystèmes arides aux fluctuations des précipitations.

L'impact de l'activité solaire semble se confirmer dans le Haut Atlas grâce à la comparaison fine des niveaux de précipitation avec les variations de la TSI, que permet la très haute résolution de l'enregistrement de la grotte de Wintimdouine (Steinilber *et al.*, 2012 ; Sha *et al.*, 2019). Pour la période 8000 – 6000 cal. BP, au cours de laquelle les incisions majeures en Moulouya sont corrélées aux grands minima solaires, la confrontation de ces deux enregistrements montre une très bonne corrélation de leurs variations séculaires à pluri-décennales (Fig. 6-8). Le RCC de 7.6-7.3 ka cal. BP, marqué par une période générale de baisse de l'activité solaire pendant 300 – 400 ans, correspond à une baisse des précipitations dans le Haut Atlas. Entre 8000 et 7600 cal. BP, la même relation entre faible activité solaire et aridité est observée pour les variations pluri-décennales. Cela est cohérent avec l'étude détaillée de l'affleurement Cha07 de l'oued Charef (chapitre 3). Le remplissage du paléochenal (8200 – 7500 cal. BP) montre une travertinisation du cours d'eau qui pourrait indiquer, dans le contexte très dynamique du chenal, une réduction des débits liquides et solides, lors des phases de TSI faible (Fig. 3-7). La hausse de l'hydrodynamisme, marquée par une légère incision puis des dépôts de chenaux, est ainsi synchrone des phases de TSI élevée et de conditions plus humides dans le Haut Atlas. Ce schéma est cohérent avec le fonctionnement du régime hydrosédimentaire en contexte aride, qui explique les périodes d'activité fluviale par une transition de conditions arides à des conditions plus humides.

La relation entre les indicateurs de TSI et de précipitations dans le Haut Atlas s'inverse avec le grand minimum solaire de 7600 – 7300 cal. BP et jusqu'à 5700 cal. BP : la faible activité solaire est désormais

corrélée avec des conditions plus humides dans le Haut Atlas (Fig. 6-8). C'est également le cas pour les variations pluri-décennales au cours de ces 300 – 400 ans de grand minimum solaire et d'aridité. Les conséquences de cette relation entre faible activité solaire et conditions humides ne peuvent pas être étudiées dans l'hydrosystème de la Moulouya, faute de séquences sédimentaires suffisamment bien datées. Les paléochenaux identifiés à Bliroh (Bli-IV) et dans le secteur amont de l'oued Charef (Cha15) peuvent combler cette lacune et constituer des archives privilégiées pour étudier les relations fines entre dynamiques hydrosédimentaires, précipitations et activité solaire entre 7300 et 6300 cal. BP.

Ces grands minima solaires, dont la fréquence respecte les cycles de Eddy et de Hallstatt, ont également eu lieu avant 9400 cal. BP. Il est alors légitime de s'interroger sur leurs impacts sur la morphogenèse fluviale en Moulouya au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène ancien. En lien ou non avec le forçage solaire et les grands minima solaires, une perspective de travail concerne la datation de la phase d'incision et de détritisme du début de l'UMS 1. Une nouvelle campagne de terrain permettra la datation de ces dépôts par OSL. Il en va de même pour le dernier millénaire, qui reste très mal défini dans les bassins médians de la Moulouya, et plus largement dans le Nord-Est marocain (section 6.2). Dans le bassin de la Medjerda, Faust *et al.* (2004) proposaient déjà un lien entre sédimentation fluviale et activité solaire au cours du Petit Age Glaciaire. Ce RCC, fortement influencé par quatre grands minima solaires (minima de Wolf, Spörer, Maunder et Dalton) couplés à une augmentation des éruptions volcaniques majeures (PAGES 2k Consortium, 2013 ; Wanner *et al.*, 2014), est synchrone d'un mode NAO- (Fig. 6-8, Olsen *et al.*, 2012). En accord avec les éléments d'interprétation que nous venons de donner quant à la relation entre dynamiques hydrosédimentaires, activité solaire et NAO, dans la Medjerda, ces quatre grands minima solaires sont corrélés à des phases d'activité fluviale et le maximum solaire qui correspond à l'Optimum Climatique Médiéval, est corrélé à une phase de stabilité (Faust *et al.*, 2004). Les prochaines études dans les bassins médians de la Moulouya, devront s'attacher à caractériser et dater les affleurements les plus récents afin de compléter le cadre morphosédimentaire de ces bassins et de comparer les dynamiques fluviales qui les affectent au cours de cette période avec celles d'autres bassins-versants méditerranéens.



Conclusion et perspectives

Conclusion et perspectives

L'approche régionale et systémique des plaines alluviales holocènes dans le bassin de la Moulouya, couplée à des analyses multi-proxies à haute résolution et à de nombreuses datations au radiocarbone, a notamment confirmé le potentiel de reconstitution paléoenvironnementale des archives alluviales et a ainsi permis de construire un cadre morphosédimentaire et paléoenvironnemental robuste qui faisait défaut à l'Holocène du Nord-Est marocain. Ce travail doctoral a également montré le potentiel archéologique des plaines alluviales et permis de mieux comprendre le mode d'archivage des sites archéologiques dans les séquences fluviales emboîtées, sujettes à une forte variabilité spatiotemporelle. La prise en compte des conditions taphonomiques, c'est-à-dire post-dépositionnelles, s'avère cruciale pour comprendre le fonctionnement et l'évolution holocène des hydrosystèmes, dont résultent des périodes de hiatus sédimentaires et archéologiques qui font parfois l'objet d'interprétations trop simplistes ou déterministes dans la littérature internationale.

Ce travail doctoral a par ailleurs confirmé le rôle prédominant des forçages climatiques, aux échelles plurimillénaire à séculaire, sur les dynamiques des systèmes fluviaux dans le bassin de la Moulouya au cours de l'Holocène. Il a ainsi mis en évidence deux unités morphosédimentaires (UMS) d'ampleur régionale, caractérisées par une forte homogénéité des dynamiques hydrosédimentaires et morphogéniques. Entre 10800 et ~6000/5000 cal. BP, les dynamiques qui caractérisent la formation fluviopalustre qui constitue l'UMS 1, à l'étendue très vaste au sein des plaines alluviales, sont fortement contrôlées par les variations orbitales de la dernière Période Humide Africaine. Cette formation est ensuite fortement érodée lors d'une période d'instabilité hydrogéomorphologique associée à une forte activité fluviale (8200 – 6200 cal. BP), au cours de laquelle les lits fluviaux s'encaissent dans une plaine alluviale active plus réduite, liée à un bouleversement hydroclimatique en Méditerranée occidentale suite à la fonte complète des principaux inlandsis de l'hémisphère nord. Une nouvelle période d'aggradation plurimillénaire met en place l'UMS 2 (5200 – ~2000/1000 cal. BP). Elle marque la transition durable vers un régime hydrologique comparable à l'actuel, caractérisé par des oueds à écoulement intermittent et à forte dynamique de crue, en relation avec le basculement des conditions orbitales et l'aridification progressive que connurent l'Afrique du Nord et le sud de la Méditerranée à l'Holocène récent.

À l'échelle millénaire à séculaire, ce travail a également montré la sensibilité des archives alluviales de la Moulouya aux changements climatiques rapides (RCCs) de l'Holocène. Différentes phases d'activité ou de stabilité hydrogéomorphologiques sont ainsi mises en évidence à l'échelle régionale. Des épisodes de stabilité sont discernés au sein de l'UMS 1 vers 10800 – 10500, 10200 – 9900, 9300, et 8900 cal. BP. Deux phases d'incision majeure suivies d'une forte activité fluviale traduisent les réponses des hydrosystèmes aux RCCs du 8.2 et 7.6-7.3 ka cal. BP. L'UMS 2 est quant à elle caractérisée par une fréquence régulière de périodes de crue entre 5200 – 4700, 4300 – 4100, 3200 – 2900 et 2000 – 1800 cal. BP, ainsi que par des phases de stabilité entre 5400 – 5200, 3600 – 3200 et 2600 – 2100 cal. BP. Ces périodes d'activité fluviale sont décorréliées, à partir de 4000 cal. BP, des événements de Bond et des conditions humides enregistrées en Méditerranée septentrionale, et pourraient refléter la réorganisation et l'influence prédominante des interactions océan-atmosphère nord-atlantiques sur le régime des précipitations en Europe et en Méditerranée occidentale.

In fine, ce travail doctoral suggère que le forçage solaire pourrait avoir agi comme facteur de morphogenèse dans les bassins médians de la Moulouya, à l'échelle de l'Holocène, à travers le rôle qu'ont pu jouer les grands minima solaires sur les périodes de sédimentation et d'incision, ou à l'échelle séculaire à pluri-décennale sur les dynamiques hydrosédimentaires.

Ces résultats permettent d'établir de futurs axes de recherche à développer dans l'étude des dynamiques alluviales holocènes des bassins médians de la Moulouya et du rôle qu'ont joué les forçages climatiques. Parmi ces forçages, le potentiel impact de l'activité solaire, notamment sur les dynamiques hydrosédimentaires de l'échelle séculaire à pluri-décennale, demande à être exploré. La reconnaissance d'un tel forçage à cette échelle temporelle nécessite l'étude de formations fluviales à très haute résolution. En guise de perspectives, après l'étude réalisée sur le paléochenal Cha07, les deux affleurements des paléochenaux Bli-IV et Cha15 devront faire l'objet d'analyses à haute résolution pour confirmer cette hypothèse et compléter l'étude des formations alluviales des bassins médians de la Moulouya au cours des 8^{ème} et 7^{ème} millénaires BP. Par ailleurs, les deux autres périodes qui souffrent d'un manque d'études et de datations – le Tardiglaciaire et le début de l'Holocène d'une part, le dernier millénaire d'autre part – devront être la priorité des recherches à venir.

D'un point de vue méthodologique, nous pouvons regretter l'absence d'analyses micromorphologique et du signal incendie, indispensables pour caractériser les paléosols peu évolués observés dans ces plaines alluviales et reconstituer l'évolution du régime des feux dans ces bassins (semi-)arides. Ces deux méthodes devront être développées dans les futurs travaux. Elles permettront d'approfondir nos connaissances sur les périodes de stabilité hydrogéomorphologique des bassins médians de la Moulouya et sur les réponses de la végétation aux changements climato-environnementaux holocènes.

L'ensemble de ces perspectives de recherche devra permettre, *in fine*, d'améliorer notre compréhension des dynamiques morphosédimentaires et paléoenvironnementales des rivières du Maroc oriental aride et de proposer une vision la plus exhaustive possible de l'évolution fluviale des bassins médians de la Moulouya au cours de l'Holocène.

Outre ce potentiel de reconstitution paléoenvironnementale, qui semble sous-estimé au vu des dynamiques récentes de la recherche délaissant les rivières au profit d'enregistrements sédimentaires « continus » (marins ou lacustres), l'environnement fluvial présente de surcroît l'avantage considérable d'être un milieu ouvert, accueillant, à travers l'espace et le temps, des populations humaines. De milieu à territoire, cet espace vécu devient un objet d'étude privilégié pour aborder les interactions entre environnements, climats et sociétés humaines. Ces interactions n'ont pu être véritablement approfondies, faute de connaissances géomorphologiques, paléoenvironnementales et archéologiques suffisantes préalables à ce travail. Avec ce travail de doctorat, le cadre morphosédimentaire et paléoenvironnemental holocène des bassins médians de la Moulouya et du Nord-Est marocain est désormais mieux défini. Le développement futur d'analyses micromorphologiques ou anthracologiques devrait ainsi permettre de discuter les impacts anthropiques au sein des séquences sédimentaires étudiées qui, malgré un forçage climatique prédominant, pourraient être reconnues.

Néanmoins, la limite majeure pour l'étude des interactions environnement-climat-société dans le bassin de la Moulouya reste le manque de données archéologiques récentes et datées. Il nous paraît ainsi indispensable de développer les recherches archéologiques au sein de cette région, que ce soit

sur des sites de plein air ou de grotte-abris. À court terme, les ensembles intéressants issus des données recueillies par prospection dans les plaines de Bliroh et de Charef devront être étudiés. Le chapitre 5 a montré le potentiel archéologique des contextes alluviaux, la plaine alluviale de Bliroh préservant des occupations néolithiques et protohistoriques inédites. Ces sites pourraient faire l'objet dans un premier temps de fouilles limitées, permettant ainsi une première caractérisation du Néolithique en moyenne Moulouya. Loin d'être isolées, ces occupations témoignent de la quasi absence de recherches actuelles dans les régions continentales du Maghreb occidental. La contribution de ces régions est pourtant cruciale pour la connaissance des périodes épipaléolithique et néolithique, et notamment des processus de néolithisation qui sont encore largement méconnus au Maghreb. Ce dernier connaît une néolithisation sur son littoral par le courant méditerranéen cardial mais il reçoit également les influences méridionales du foyer de néolithisation saharien. L'existence de voies sahariennes, comme celle de la vallée de la Saoura reliant les massifs montagneux du Sahara (Tademaït, Hoggar, Tassili n'Ajjer) au bassin de la Moulouya par la plaine du Tamlelt, apparaît probable, d'autant plus facilitée par les conditions climatiques plus humides de la fin de l'AHP. Les recherches sur les occupations néolithiques en moyenne Moulouya et dans le Haut Atlas oriental, particulièrement pour les périodes anciennes, pourraient s'avérer déterminantes pour aborder ces problématiques.



Références bibliographiques

Références bibliographiques

Adkins J., Demenocal P. & Eshel G., 2006 - The “African Humid Period” and the Record of Marine Upwelling from Excess ^{230}Th in Ocean Drilling Program Hole 658C: Th NORMALIZED FLUXES OFF NORTH AFRICA. *Paleoceanography*, **21**, (4), 10.1029/2005PA001200.

Ait Brahim Y., Wassenburg J.A., Sha L., Cruz F.W., Deininger M., Sifeddine A., Bouchaou L., Spötl C., Edwards R.L. & Cheng H., 2019 - North Atlantic Ice-Rafting, Ocean and Atmospheric Circulation During the Holocene: Insights From Western Mediterranean Speleothems. *Geophysical Research Letters*, **46**, (13), 7614-7623, 10.1029/2019GL082405.

Aitchison J., 1982 - The Statistical Analysis of Compositional Data. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)*, **44**, (2), 139-160, 10.1111/j.2517-6161.1982.tb01195.x.

Aitchison J., 1986 - *The Statistical Analysis of Compositional Data*. Chapman & Hall, London, 416 p.

Allée P. & Lespez L., 2006 - De l’océanique au méditerranéen, la disparité des réponses morphosédimentaires holocènes dans les massifs anciens européens. In P. Allée et L. Lespez (eds.), *L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement: table ronde en l'honneur du professeur René Neboit-Guilhot*. Collection Nature et sociétés, **3**. Presses universitaires Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, 203-214.

Alley R., Mayewski P.A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K.C. & Clark P.U., 1997 - Holocene Climatic Instability: A Prominent, Widespread Event 8200 Yr Ago. *Geology*, **25**, (6), 483-486.

Andrieu-Ponel V., Rochette P., Demory F., Alçiçek H., Boulbes N., Boulès D., Helvacı C., Lebatard A.-E., Mayda S., Michaud H., Moigne A.-M., Nomade S., Perrin M., Ponel P., Rambeau C., Vialet A., Gambin B. & Alçiçek M.C., 2021 - Continuous Presence of Proto-Cereals in Anatolia since 2.3 Ma, and Their Possible Co-Evolution with Large Herbivores and Hominins. *Scientific Reports*, **11**, (1), 8914, 10.1038/s41598-021-86423-8.

Arnaud-Fassetta G., 2000 - *Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône: de l'âge du bronze au siècle du nucléaire*. Collection Grafigéo. Mémoires et documents de l'UMR PRODIG, **11**. Paris.

Aumassip G., 1986 - *Le Bas-Sahara dans la Préhistoire*. Études d'antiquités africaines. Paris, Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique, 612 p.

Ballais J.-L., 1995 - Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb: climate and anthropogenic controls. In M. Macklin et J. Woodward (eds.), *Mediterranean Quaternary River Environments*. Balkema, Rotterdam, 183-194.

Ballouche A. & Marival P., 2003 - Données palynologiques et carpologiques sur la domestication des plantes et l’agriculture dans le Néolithique ancien du Maroc septentrional (site de Kaf Taht El-Ghar). *Revue d'Archéométrie*, **27**, 49-54.

Barathon J.-J., El Abassi H., Lechevalier C., Malek F. & Jolly-Saad M.-C., 2000 - Mise au point sur les formations holocènes dans le Rif oriental (Maroc) / A chronology of Holocene deposits

in the eastern Rif mountains (Morocco). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **6**, (4), 221-238, 10.3406/morfo.2000.1068.

Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., Mcneely R., Southon J., Morehead M.D. & Gagnon J.-M., 1999 - Forcing of the Cold Event of 8,200 Years Ago by Catastrophic Drainage of Laurentide Lakes. *Nature*, **400**, (6742), 344-348, 10.1038/22504.

Barcos L., Jabaloy A., Azdimousa A., Asebriy L., Gómez-Ortiz D., Rodríguez-Peces M.J., Tejero R. & Pérez-Peña J.V., 2014 - Study of Relief Changes Related to Active Doming in the Eastern Moroccan Rif (Morocco) Using Geomorphological Indices. *Journal of African Earth Sciences*, **100**, 493-509, 10.1016/j.jafrearsci.2014.07.014.

Bar-Matthews M., Ayalon A. & Kaufman A., 1998 - Middle to Late Holocene (6,500 Yr. Period) Paleoclimate in the Eastern Mediterranean Region from Stable Isotopic Composition of Speleothems from Soreq Cave, Israel. In A.S. Issar et N. Brown (eds.), *Water, Environment and Society in Times of Climatic Change*. Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, Dordrecht, 203-214, 10.1007/978-94-017-3659-6_9.

Barton R.N.E., Bouzouggar A., Hogue J.T., Lee S., Collcutt S.N. & Ditchfield P., 2013 - Origins of the Iberomaurusian in NW Africa: New AMS Radiocarbon Dating of the Middle and Later Stone Age Deposits at Taforalt Cave, Morocco. *Journal of Human Evolution*, **65**, (3), 266-281, 10.1016/j.jhevol.2013.06.003.

Bartz M., Klasen N., Zander A., Brill D., Rixhon G., Seeliger M., Eiwanger J., Weniger G.-C., Mikdad A. & Brückner H., 2015 - Luminescence Dating of Ephemeral Stream Deposits around the Palaeolithic Site of Ifri n'Ammar (Morocco). *Quaternary Geochronology*, **30**, 460-465, 10.1016/j.quageo.2015.02.012.

Bartz M., Rixhon G., Kehl M., El Ouahabi M., Klasen N., Brill D., Weniger G.-C., Mikdad A. & Brückner H., 2017 - Unravelling Fluvial Deposition and Pedogenesis in Ephemeral Stream Deposits in the Vicinity of the Prehistoric Rock Shelter of Ifri n'Ammar (NE Morocco) during the Last 100 Ka. *Catena*, **152**, 115-134, 10.1016/j.catena.2016.12.007.

Beck H.E., Zimmermann N.E., Mcvicar T.R., Vergopolan N., Berg A. & Wood E.F., 2018 - Present and Future Köppen-Geiger Climate Classification Maps at 1-Km Resolution. *Scientific Data*, **5**, (1), 10.1038/sdata.2018.214.

Benito G., Macklin M.G., Zielhofer C., Jones A.F. & Machado M.J., 2015a - Holocene Flooding and Climate Change in the Mediterranean. *Catena*, **130**, 13-33, 10.1016/j.catena.2014.11.014.

Benito G., Macklin M.G., Panin A., Rossato S., Fontana A., Jones A.F., Machado M.J., Matlakhova E., Mozzi P. & Zielhofer C., 2015b - Recurring Flood Distribution Patterns Related to Short-Term Holocene Climatic Variability. *Scientific Reports*, **5**, (1), 16398, 10.1038/srep16398.

Benslama M., Andrieu-Ponel V., Guiter F., Reille M., Beaulieu J.-L. De, Migliore J. & Djamali M., 2010 - Nouvelles contributions à l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation en Algérie : analyses polliniques de deux profils sédimentaires du complexe humide d'El-Kala. *Comptes Rendus Biologies*, **333**, (10), 744-754, 10.1016/j.crv.2010.08.002.

Berger J., 1996 - *Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdanais (Drôme) à l'Holocène*. Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, Paris, 320 p.

Berger J., 2015 - *Approche socio-environnementale du Néolithique à l'Anthropocène : quelques études intégrées de la vallée du Rhône aux milieux nord Méditerranéens*. Habilitation à Diriger des Recherches, Spécialité: Géographie physique. Université Lyon 2, 780 p.

Berger J., Nuninger L. & Van Der Leeuw S., 2007 - Modeling the Role of Resilience in Socioenvironmental Co-evolution : the Middle Rhône Valley between 1000 BC and AD 1000. In T.A. Kohler et S. van der Leeuw (eds.), *The model-based archaeology of socionatural systems*. SAR Press, Santa Fe, 41-59.

Berger J.-F., 2011 - Hydrological and Post-Depositional Impacts on the Distribution of Holocene Archaeological Sites: The Case of the Holocene Middle Rhône River Basin, France. *Geomorphology*, **129**, (3-4), 167-182, 10.1016/j.geomorph.2011.02.021.

Berger J.-F., Delhon C., Magnin F., Bonté S., Peyric D., Thiébault S., Guilbert R. & Beeching A., 2016a - A Fluvial Record of the Mid-Holocene Rapid Climatic Changes in the Middle Rhone Valley (Espeluche-Lalo, France) and of Their Impact on Late Mesolithic and Early Neolithic Societies. *Quaternary Science Reviews*, **136**, 66-84, 10.1016/j.quascirev.2015.11.019.

Berger J.-F. & Guilaine J., 2009 - The 8200calBP Abrupt Environmental Change and the Neolithic Transition: A Mediterranean Perspective. *Quaternary International*, **200**, (1-2), 31-49, 10.1016/j.quaint.2008.05.013.

Berger J.-F., Lespez L., Kuzucuoğlu C., Glais A., Hourani F., Barra A. & Guilaine J., 2016b - Interactions between Climate Change and Human Activities during the Early ToMid-Holocene in the Eastern Mediterranean Basins. *Climate of the Past*, **12**, (9), 1847-1877, 10.5194/cp-12-1847-2016.

Berger J.-F., Salvador P.-G., Franc O., Vérot-Bourrély A. & Bravard J.-P., 2008 - La chronologie fluviale postglaciaire du haut bassin rhodanien. *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie*, **6**, (1), 117-144, 10.3406/edyte.2008.1034.

Berger J.-F., Shennan S., Woodbridge J., Palmisano A., Mazier F., Nuninger L., Guillon S., Doyen E., Begeot C., Andrieu-Ponel V., Azuara J., Bevan A., Fyfe R. & Roberts C.N., 2019 - Holocene Land Cover and Population Dynamics in Southern France. *The Holocene*, **29**, (5), 776-798, 10.1177/0959683619826698.

Beug H.-J., 2004 - *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 542 p.

Bini M., Zanchetta G., Perşoiu A., Cartier R., Català A., Cacho I., Dean J.R., Di Rita F., Drysdale R.N., Finnè M., Isola I., Jalali B., Lirer F., Magri D., Masi A., Marks L., Mercuri A.M., Peyron O., Sadori L., Sicre M.-A., Welc F., Zielhofer C. & Brisset E., 2019 - The 4.2 Ka BP Event in the Mediterranean Region: An Overview. *Climate of the Past*, **15**, (2), 555-577, 10.5194/cp-15-555-2019.

Bintliff J., 1992 - Erosion in the mediterranean lands: a reconsideration of pattern, process and methodology. In M. Bell et J. Boardman (eds.), *Past and present soil erosion: archaeological and geographical perspectives*. Oxbow monograph, **22**. Oxbow Books, Oxford, 125-131.

- Bintliff J., 2002** - Time, Process and Catastrophism in the Study of Mediterranean Alluvial History: A Review. *World Archaeology*, **33**, (3), 417-435, 10.1080/00438240120107459.
- Björck S., Muscheler R., Kromer B., Andresen C.S., Heinemeier J., Johnsen S.J., Conley D., Koç N., Spurk M. & Veski S., 2001** - High-Resolution Analyses of an Early Holocene Climate Event May Imply Decreased Solar Forcing as an Important Climate Trigger. *Geology*, **29**, (12), 1107-1110.
- Blair T.C., 2000** - Sedimentology and Progressive Tectonic Unconformities of the Sheetflood-Dominated Hell's Gate Alluvial Fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, **132**, (3-4), 233-262, 10.1016/S0037-0738(00)00010-5.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I. & Bonani G., 2001** - Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, **294**, (5549), 2130-2136, 10.1126/science.1065680.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., Demenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. & Bonani G., 1997** - A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, **278**, (5341), 1257-1266, 10.1126/science.278.5341.1257.
- Bosmans J.H.C., Drijfhout S.S., Tuenter E., Lourens L.J., Hilgen F.J. & Weber S.L., 2012** - Monsoonal Response to Mid-Holocene Orbital Forcing in a High Resolution GCM. *Climate of the Past*, **8**, (2), 723-740, 10.5194/cp-8-723-2012.
- Bouazza M., Khattach D., Houari M.R. & Kaufmann O., 2013** - Contribution of the 3D geological model to the study of the Ain Béni Mathar deep aquifer structure, Eastern Morocco. *Bulletin de l'Institut Scientifique*, **35**, 53-61.
- Boughriba M., Melloul A., Zarhloule Y. & Ouardi A., 2006** - Extension spatiale de la salinisation des ressources en eau et modèle conceptuel des sources salées dans la plaine des Triffa (Maroc nord-oriental). *Comptes Rendus Geoscience*, **338**, (11), 768-774, 10.1016/j.crte.2006.07.007.
- Bravard J.-P., 1983** - Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône. *Revue de géographie alpine*, **71**, (4), 363-379, 10.3406/rga.1983.2543.
- Bravard J.-P. & Salvador P.-G., 1999** - Géomorphologie et sédimentologie des plaines alluviales. In *La géologie: les sciences de la Terre appliquées à l'archéologie*. Éditions Errance, Paris, 57-92.
- Bravard J.-P., Vérot-Bourrély A. & Salvador P.-G., 1992** - Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires fluviatiles étudiés sur des sites archéologiques. *Les Nouvelles de l'Archéologie*, **50**, 7-13.
- Brayshaw D.J., Rambeau C.M.C. & Smith S.J., 2011** - Changes in Mediterranean Climate during the Holocene: Insights from Global and Regional Climate Modelling. *The Holocene*, **21**, (1), 15-31, 10.1177/0959683610377528.
- Bronk Ramsey C., 2009** - Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*, **51**, (1), 337-360, 10.1017/S0033822200033865.

- Broodbank C. & Lucarini G., 2019** - Dynamics of Mediterranean Africa, ca. 9600–1000 bc: An Interpretative Synthesis of Knowns and Unknowns. *Journal of Mediterranean Archaeology*, **32**, (2), 195-267, 10.1558/jma.40581.
- Brown A.G., 1997** - *Alluvial geoarchaeology: floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge manuals in archaeology. Cambridge University Press, Cambridge ; New York, 377 p.
- Brückner H., Vött A., Schriever A. & Handl M., 2005** - Holocene delta progradation in the eastern Mediterranean– case studies in their historical context. *Méditerranée*, (104), 95-106, 10.4000/mediterranee.2342.
- Butzer K.W., 2012** - Collapse, Environment, and Society. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **109**, (10), 3632-3639, 10.1073/pnas.1114845109.
- Cacho I., Grimalt J.O., Canals M., Sbaffi L., Shackleton N.J., Schönfeld J. & Zahn R., 2001** - Variability of the Western Mediterranean Sea Surface Temperature during the Last 25,000 Years and Its Connection with the Northern Hemisphere Climatic Changes. *Paleoceanography*, **16**, (1), 40-52, 10.1029/2000PA000502.
- Callot Y. & Fontugne M., 2008** - Les sites lacustres d'âge holocène dans l'est du Grand Erg occidental (nord-ouest du Sahara algérien): interprétation géomorphologique et paléoclimatique. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, **14**, (3), 187-200, 10.4000/geomorphologie.7173.
- Campbell J.F.E., Fletcher W.J., Joannin S., Hughes P.D., Rhanem M. & Zielhofer C., 2017** - Environmental Drivers of Holocene Forest Development in the Middle Atlas, Morocco. *Frontiers in Ecology and Evolution*, **5**, 113, 10.3389/fevo.2017.00113.
- Camps G., 1975** - Les Industries épipaléolithiques du Maghreb et du Sahara septentrional. In *L'Épipaléolithique méditerranéen*. Actes du colloque d'Aix-en-Provence, juin 1972. CNRS, Paris, 83-118.
- Carlson A.E., Legrande A.N., Oppo D.W., Came R.E., Schmidt G.A., Anslow F.S., Licciardi J.M. & Obbink E.A., 2008** - Rapid Early Holocene Deglaciation of the Laurentide Ice Sheet. *Nature Geoscience*, **1**, (9), 620-624, 10.1038/ngeo285.
- Carozza L., Berger J.-F., Burrens-Carozza A. & Marciny C., 2015** - Society and environment in Southern France from the 3rd millennium BC to the beginning of the 2nd millennium BC: 2200 BC a tipping point? In *2200BC-A climatic breakdown as a cause for the collapse of the old world?* In Tagungen des Landesmuseum für Vorgeschichte, Halle, Band 12. 333-362.
- Carrión J.S., 2002** - Patterns and Processes of Late Quaternary Environmental Change in a Montane Region of Southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews*, **21**, (18-19), 2047-2066, 10.1016/S0277-3791(02)00010-0.
- Chalouan A., Michard A., Kadiri Kh.E., Negro F., Lamotte D.F. De, Soto J.I. & Saddiqi O., 2008** - The Rif Belt. In A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan et D.F. de Lamotte (eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 203-302, 10.1007/978-3-540-77076-3_5.

Cheddadi R., Bouaissa O., Rhoujjati A. & Dezileau L., 2016 - Environmental changes in the Moroccan western Rif mountains over the last 9,000 years. *Quaternaire*, (vol. 27/1), 15-25, 10.4000/quaternaire.7517.

Cheddadi R., Lamb H.F., Guiot J. & Van Der Kaars S., 1998 - Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate Dynamics*, **14**, (12), 883-890, 10.1007/s003820050262.

Cheddadi R., Nourelbait M., Bouaissa O., Tabel J., Rhoujjati A., López-Sáez J.A., Alba-Sánchez F., Khater C., Ballouche A., Dezileau L. & Lamb H., 2015 - A History of Human Impact on Moroccan Mountain Landscapes. *African Archaeological Review*, **32**, (2), 233-248, 10.1007/s10437-015-9186-7.

Cheddadi R., Palmisano A., López-Sáez J.A., Nourelbait M., Zielhofer C., Tabel J., Rhoujjati A., Khater C., Woodbridge J., Lucarini G., Broodbank C., Fletcher W.J. & Roberts C.N., 2019 - Human Demography Changes in Morocco and Environmental Imprint during the Holocene. *The Holocene*, **29**, (5), 816-829, 10.1177/0959683619826657.

Choubert G. & Faure-Muret A., 1971 - Nouvelle contribution à l'étude radiométrique du Quaternaire du Maroc. *Quaternaria*, **14**, 205-207.

Comas-Cufí M. & Thió-Henestrosa S., 2011 - CoDaPack 2.0: a stand-alone, multi-platform compositional software. In J.J. Egozcue, R. Tolosana-Delgado et M.I. Ortego (eds.), *Proceedings of the 4th International Workshop on Compositional Data Analysis*. Sant Feliu de Guíxols.

Combourieu Nebout N., Peyron O. & Dormoy I., 2009 - Rapid Climatic Variability in the West Mediterranean during the Last 25 000 Years from High Resolution Pollen Data. *Climate of the Past Discussions*, **5**, (1), 671-707, 10.5194/cpd-5-671-2009.

Combourieu-Nebout N., Peyron O., Bout-Roumazeilles V., Goring S., Dormoy I., Joannin S., Sadori L., Siani G. & Magny M., 2013 - Holocene Vegetation and Climate Changes in the Central Mediterranean Inferred from a High-Resolution Marine Pollen Record (Adriatic Sea). *Climate of the Past*, **9**, (5), 2023-2042, 10.5194/cp-9-2023-2013.

Cortés Sánchez M., Jiménez Espejo F.J., Simón Vallejo M.D., Gibaja Bao J.F., Carvalho A.F., Martínez-Ruiz F., Gamiz M.R., Flores J.-A., Paytan A., López Sáez J.A., Peña-Chocarro L., Carrión J.S., Muñiz A.M., Izquierdo E.R., Riquelme Cantal J.A., Dean R.M., Salgueiro E., Martínez Sánchez R.M., De La Rubia De Gracia J.J., Lozano Francisco M.C., Vera Peláez J.L., Rodríguez L.L. & Bicho N.F., 2012 - The Mesolithic–Neolithic Transition in Southern Iberia. *Quaternary Research*, **77**, (2), 221-234, 10.1016/j.yqres.2011.12.003.

Cullen H.M., Demenocal P.B., Hemming S., Hemming G., Brown F.H., Guilderson T. & Sirocko F., 2000 - Climate Change and the Collapse of the Akkadian Empire: Evidence from the Deep Sea. *Geology*, **28**, (4), 379, 10.1130/0091-7613(2000)28<379:CCATCO>2.0.CO;2.

Czymzik M., Muscheler R. & Brauer A., 2016 - Solar Modulation of Flood Frequency in Central Europe during Spring and Summer on Interannual to Multi-Centennial Timescales. *Climate of the Past*, **12**, (3), 799-805, 10.5194/cp-12-799-2016.

Dallmeyer A., Claussen M., Lorenz S.J. & Shanahan T., 2020 - The End of the African Humid Period as Seen by a Transient Comprehensive Earth System Model Simulation of the Last 8000 Years. *Climate of the Past*, **16**, (1), 117-140, 10.5194/cp-16-117-2020.

Daugas J.-P., 2010 - Le néolithique du Maroc, 25 ans de coopération franco-marocaine: Évolution des concepts, bilan documentaire et perspectives de recherche. *Les Nouvelles de l'Archéologie*, (120-121), 116-121, 10.4000/nda.1028.

Daugas J.-P., Raynal J.-P., El Idriss A., Ousmoi M., Fain J., Miallier D., Montret M., Sanzelle S., Pilleyre T., Occhietti S. & Rhodes E.J., 1999 - Synthèse radiochronométrique concernant la séquence néolithique au Maroc. In J. Evin, C. Oberlin, J.-P. Daugas et J.-F. Salles (eds.), *3ème Congrès international / 3rd international Symposium: 14C et archéologie / 14C and archaeology*, Lyon, 6-10 avril 1998. Mémoire de la Société préhistorique française ; 26 / Revue d'Archéométrie - Supplément. Spf / Gmpca, Paris / Rennes, 349-353.

De Lange G.J., Thomson J., Reitz A., Slomp C.P., Speranza Principato M., Erba E. & Corselli C., 2008 - Synchronous Basin-Wide Formation and Redox-Controlled Preservation of a Mediterranean Sapropel. *Nature Geoscience*, **1**, (9), 606-610, 10.1038/ngeo283.

Dearing J., 1999 - *Environmental Magnetic Susceptibility: Using the Bartington MS2 System*. Chi Publishing, Kenilworth, second.

Debret M., Bout-Roumazeilles V., Grousset F., Desmet M., Mcmanus J.F., Massei N., Sebag D., Petit J.-R., Copard Y. & Trentesaux A., 2007 - The Origin of the 1500-Year Climate Cycles in Holocene North-Atlantic Records. *Climate of the Past*, **3**, (4), 569-575, 10.5194/cp-3-569-2007.

Demenocal P., Ortiz J., Guilderson T., Adkins J., Sarnthein M., Baker L. & Yarusinsky M., 2000a - Abrupt Onset and Termination of the African Humid Period: *Quaternary Science Reviews*, **19**, (1-5), 347-361, 10.1016/S0277-3791(99)00081-5.

Demenocal P., Ortiz J., Guilderson T. & Sarnthein M., 2000b - Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period. *Science*, **288**, (5474), 2198-2202, 10.1126/science.288.5474.2198.

Demenocal P.B., 2001 - Cultural Responses to Climate Change During the Late Holocene. *Science*, **292**, (5517), 667-673, 10.1126/science.1059287.

Denton G.H. & Karlén W., 1973 - Holocene Climatic Variations—Their Pattern and Possible Cause. *Quaternary Research*, **3**, (2), 155-205, 10.1016/0033-5894(73)90040-9.

Depreux B., Lefèvre D., Berger J.-F., Segaoui F., Boudad L., El Harradji A., Degeai J.-P. & Limondin-Lozouet N., 2021 - Alluvial Records of the African Humid Period from the NW African Highlands (Moulouya Basin, NE Morocco). *Quaternary Science Reviews*, **255**, 106807, 10.1016/j.quascirev.2021.106807.

Dermody B.J., Boer H.J. De, Bierkens M.F.P., Weber S.L., Wassen M.J. & Dekker S.C., 2012 - A Seesaw in Mediterranean Precipitation during the Roman Period Linked to Millennial-Scale Changes in the North Atlantic. *Climate of the Past*, **8**, (2), 637-651, 10.5194/cp-8-637-2012.

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**, (2), 767-787, 10.5194/cp-9-767-2013.

Devillers B., 2005 - *Morphogenèse et anthropisation holocènes d'un bassin versant semi-aride : le Gialias, Chypre*. Université de Provence, Aix-en-Provence, 2 vol., 416 p.

- Devillers B., Bony G., Degeai J.-P., Gascò J., Lachenal T., Bruneton H., Yung F., Oueslati H. & Thierry A., 2019** - Holocene Coastal Environmental Changes and Human Occupation of the Lower Hérault River, Southern France. *Quaternary Science Reviews*, **222**, 105912, 10.1016/j.quascirev.2019.105912.
- Devillers B. & Lecuyer N., 2008** - Le Petit Age Glaciaire En Milieu Semi-Aride : Le Bassin Versant Du Gialias (Chypre) et Ses Relations Avec l'occupation Des Sols. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **52**, (2), 207-224, 10.1127/0372-8854/2008/0052-0207.
- Dezileau L., Pérez-Ruzafa A., Blanchemanche P., Degeai J.-P., Raji O., Martinez P., Marcos C. & Von Grafenstein U., 2016** - Extreme Storms during the Last 6500 Years from Lagoonal Sedimentary Archives in the Mar Menor (SE Spain). *Climate of the Past*, **12**, (6), 1389-1400, 10.5194/cp-12-1389-2016.
- Dietze M. & Dietze E., 2013** - *EMMAgeo: end-member modelling algorithm and supporting functions for grain-size analysis. R package version 0.9.0*, <http://CRAN.R-project.org/>.
- Dufaure J.-J., 1976** - La terrasse holocène d'Olympie et ses équivalents méditerranéens. *Bulletin de l'Association de géographes français*, **53**, (433), 85-94, 10.3406/bagf.1976.4890.
- El Amrani M., Macaire J.-J., Zarki H., Bréhéret J.-G. & Fontugne M., 2008** - Contrasted Morphosedimentary Activity of the Lower Kert River (Northeastern Morocco) during the Late Pleistocene and the Holocene. Possible Impact of Bioclimatic Variations and Human Action. *Comptes Rendus Geoscience*, **340**, (8), 533-542, 10.1016/j.crte.2008.05.004.
- El Harradji A., 1985** - "Le Massif de Debdou", *Etude géomorphologique*. PhD Thesis. Paris I Panthéon-Sorbonne, 250 p.
- El Harradji A., 1994** - Structuration géologique et évolution géomorphologique du Massif de Debdou (Maroc Oriental). *Rev. Géogr. Maroc*, **16**, 127-148.
- El Harradji A., 1997** - Aménagement, érosion et désertification sur les Hauts-Plateaux du Maroc oriental. *Méditerranée*, **86**, (1), 15-23, 10.3406/medit.1997.2985.
- El Harradji A., 2019** - *Morphodynamique et Environnement au Nord-Ouest des Hauts-Plateaux de l'Est Marocain : De la Dynamique Naturelle des Paysages à la Désertification*. Université Mohammed Premier, Oujda, 646 p.
- Erhart H., 1955** - « Biostasie » et « Rhexistasie ». Esquisse d'une théorie sur le rôle de la pédogénèse en tant que phénomène géologique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **241**, 1218-1220.
- Esri, 2009** - *Satellite Image" [basemap]. Scale Not Given. World Imagery. 2009.*
- Faust D. & Wolf D., 2017** - Interpreting Drivers of Change in Fluvial Archives of the Western Mediterranean - A Critical View. *Earth-Science Reviews*, **174**, 53-83, 10.1016/j.earscirev.2017.09.011.
- Faust D., Zielhofer C., Escudero R.B. & Del Olmo F.D., 2004** - High-Resolution Fluvial Record of Late Holocene Geomorphic Change in Northern Tunisia: Climatic or Human Impact? *Quaternary Science Reviews*, **23**, (16-17), 1757-1775, 10.1016/j.quascirev.2004.02.007.
- Filzmoser P., Hron K. & Templ M., 2018** - *Applied Compositional Data Analysis: With Worked Examples in R*. Springer Series in Statistics. Springer International Publishing, Cham, 10.1007/978-3-319-96422-5.

- Fleitmann D., Burns S.J., Mudelsee M., Neff U., Kramers J., Mangini A. & Matter A., 2003** - Holocene Forcing of the Indian Monsoon Recorded in a Stalagmite from Southern Oman. *Science*, **300**, (5626), 1737-1739, 10.1126/science.1083130.
- Fletcher W.J., Debret M. & Goñi M.F.S., 2013** - Mid-Holocene Emergence of a Low-Frequency Millennial Oscillation in Western Mediterranean Climate: Implications for Past Dynamics of the North Atlantic Atmospheric Westerlies. *The Holocene*, **23**, (2), 153-166, 10.1177/0959683612460783.
- Fletcher W.J. & Sánchez Goñi M.F., 2008** - Orbital- and Sub-Orbital-Scale Climate Impacts on Vegetation of the Western Mediterranean Basin over the Last 48,000 Yr. *Quaternary Research*, **70**, (3), 451-464, 10.1016/j.yqres.2008.07.002.
- Fletcher W.J., Sanchez Goñi M.F., Peyron O. & Dormoy I., 2010** - Abrupt Climate Changes of the Last Deglaciation Detected in a Western Mediterranean Forest Record. *Climate of the Past*, **6**, (2), 245-264, 10.5194/cp-6-245-2010.
- Fletcher W.J. & Zielhofer C., 2013** - Fragility of Western Mediterranean Landscapes during Holocene Rapid Climate Changes. *Catena*, **103**, 16-29, 10.1016/j.catena.2011.05.001.
- Fletcher W.J., Zielhofer C., Mischke S., Bryant C., Xu X. & Fink D., 2017** - AMS Radiocarbon Dating of Pollen Concentrates in a Karstic Lake System. *Quaternary Geochronology*, **39**, 112-123, 10.1016/j.quageo.2017.02.006.
- Flohr P., Fleitmann D., Matthews R., Matthews W. & Black S., 2015** - Evidence of Resilience to Past Climate Change in Southwest Asia: Early Farming Communities and the 9.2 and 8.2 Ka Events. *Quaternary Science Reviews*, **136**, 23-39, 10.1016/j.quascirev.2015.06.022.
- Fontes J.Ch., Gasse F., Callot Y., Plaziat J.-C., Carbonel P., Dupeuble P.A. & Kaczmariska I., 1985** - Freshwater to Marine-like Environments from Holocene Lakes in Northern Sahara. *Nature*, **317**, (6038), 608-610, 10.1038/317608a0.
- Frigola J., Moreno A., Cacho I., Canals M., Sierro F.J., Flores J.A., Gimalt J.O., Hodell D.A. & Curtis J.H., 2007** - Holocene Climate Variability in the Western Mediterranean Region from a Deepwater Sediment Record: HOLOCENE CLIMATE VARIABILITY. *Paleoceanography*, **22**, (2), 10.1029/2006PA001307.
- Frisia S., Borsato A., Mangini A., Spötl C., Madonia G. & Sauro U., 2006** - Holocene Climate Variability in Sicily from a Discontinuous Stalagmite Record and the Mesolithic to Neolithic Transition. *Quaternary Research*, **66**, (3), 388-400, 10.1016/j.yqres.2006.05.003.
- Frizon De Lamotte D., Zizi M., Missenard Y., Hafid M., Azzouzi M.E., Maury R.C., Charrière A., Taki Z., Benammi M. & Michard A., 2008** - The Atlas System. In A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan et D.F. de Lamotte (eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 133-202, 10.1007/978-3-540-77076-3_4.
- Gasse F., 2000** - Hydrological Changes in the African Tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **19**, (1-5), 189-211, 10.1016/S0277-3791(99)00061-X.

- Gasse F., 2002** - Diatom-Inferred Salinity and Carbonate Oxygen Isotopes in Holocene Waterbodies of the Western Sahara and Sahel (Africa). *Quaternary Science Reviews*, **21**, (7), 737-767, 10.1016/S0277-3791(01)00125-1.
- Gasse F., T  het R., Durand A., Gibert E. & Fontes J.-C., 1990** - The Arid–Humid Transition in the Sahara and the Sahel during the Last Deglaciation. *Nature*, **346**, (6280), 141-146, 10.1038/346141a0.
- Gil-Romera G., Carrión J.S., Pausas J.G., Sevilla-Callejo M., Lamb H.F., Fernández S. & Burjachs F., 2010** - Holocene Fire Activity and Vegetation Response in South-Eastern Iberia. *Quaternary Science Reviews*, **29**, (9-10), 1082-1092, 10.1016/j.quascirev.2010.01.006.
- Giorgi F. & Lionello P., 2008** - Climate Change Projections for the Mediterranean Region. *Global and Planetary Change*, **63**, (2-3), 90-104, 10.1016/j.gloplacha.2007.09.005.
- Graf W.L., 1988** - *Fluvial Processes in Dryland Rivers*. Springer Series in Physical Environment. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 10.1007/978-3-642-83048-8.
- Gray L.J., Beer J., Geller M., Haigh J.D., Lockwood M., Matthes K., Cubasch U., Fleitmann D., Harrison G., Hood L., Luterbacher J., Meehl G.A., Shindell D., Geel B. Van & White W., 2010** - SOLAR INFLUENCES ON CLIMATE. *Reviews of Geophysics*, **48**, (4), RG4001, 10.1029/2009RG000282.
- Gr  b  nart D., 1976** - *Le Capsien des régions de T  bessa et d'Ouled-Djellal, Algérie: contribution    son étude*.   tudes méditerranéennes, **1**.   ditions de l'Université de Provence, Aix-en-Provence, 335 p.
- Harding A., Palutikof J. & Holt T., 2009** - The Climate System. In J. Woodward (ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, 69-88, 10.1093/oso/9780199268030.003.0013.
- Heiri O., Lotter A.F. & Lemcke G., 2001** - Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, **25**, (1), 101-110, 10.1023/A:1008119611481.
- Hill E.A., Lubell D. & Mclaughlin T.R., 2019** - Re-Evaluation of Radiocarbon Dates Using Helix Melanostoma Shell at Two Capsian Sites – A  n Misteheyia and Kef Zoura D – In the T  lidj  ne Basin of Eastern Algeria. *Journal of Archaeological Science: Reports*, **28**, 102004, 10.1016/j.jasrep.2019.102004.
- Hoffmann T., Lang A. & Dikau R., 2008** - Holocene River Activity: Analysing 14C-Dated Fluvial and Colluvial Sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews*, **27**, (21-22), 2031-2040, 10.1016/j.quascirev.2008.06.014.
- Hourani F., 2008** - Khirokitia (Chypre): un village néolithique les pieds dans l'  au. In A.-M. Guimier-Sorbets (ed.), *L'  au: enjeux, usages et représentations*. Colloques de la Maison René-Ginouv  s, **5**. De Boccard, Paris, 159-169.
- Hughes P.D., Fink D., Rod  s   ., Fenton C.R. & Fujioka T., 2018** - Timing of Pleistocene Glaciations in the High Atlas, Morocco: New 10Be and 36Cl Exposure Ages. *Quaternary Science Reviews*, **180**, 193-213, 10.1016/j.quascirev.2017.11.015.

- Hughes P.D., Gibbard P.L. & Woodward J.C., 2004** - Quaternary glaciation in the Atlas mountains, North Africa. In J. Ehlers et P.L. Gibbard (eds.), *Quaternary Glaciation - Extent and Chronology. Volume 3: Asia, Latin America, Africa, Australia, Antarctica*. Elsevier, Amsterdam, 255-260.
- Hylander L.D., Meili M., Oliveira L.J., Castro E Silva E. De, Guimarães J.R.D., Araujo D.M., Neves R.P., Stachiw R., Barros A.J.P. & Silva G.D., 2000** - Relationship of mercury with aluminum, iron and manganese oxy-hydroxides in sediments from the Alto Pantanal, Brazil. *The Science of The Total Environment*, **260**, (1-3), 97-107, 10.1016/S0048-9697(00)00544-1.
- Ibouhouten H., Zielhofer C., Mahjoubi R., Kamel S., Linstädter J., Mikdad A., Busmann J., Werner P., Härtling J.W. & Fenech K., 2010** - Archives alluviales holocènes et occupation humaine en Basse Moulouya (Maroc nord-oriental). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **16**, (1), 41-56, 10.4000/geomorphologie.7812.
- Ineson S., Scaife A.A., Knight J.R., Manners J.C., Dunstone N.J., Gray L.J. & Haigh J.D., 2011** - Solar Forcing of Winter Climate Variability in the Northern Hemisphere. *Nature Geoscience*, **4**, (11), 753-757, 10.1038/ngeo1282.
- IPCC, 2013** - *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 10.1017/CBO9781107415324.
- IUSS Working Group WRB, 2014** - *World Reference Base for Soil Resources 2014: International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps*. World Soil Resources Reports, **106**. FAO, Rome.
- Jansson K.N. & Kleman J., 2004** - Early Holocene Glacial Lake Meltwater Injections into the Labrador Sea and Ungava Bay: EARLY HOLOCENE GLACIAL LAKE MELTWATER. *Paleoceanography*, **19**, (1), n/a-n/a, 10.1029/2003PA000943.
- Jaouadi S., Lebreton V., Bout-Roumazeilles V., Siani G., Lakhdar R., Boussoffara R., Dezileau L., Kallel N., Mannai-Tayech B. & Combourieu-Nebout N., 2016** - Environmental Changes, Climate and Anthropogenic Impact in South-East Tunisia during the Last 8 Kyr. *Climate of the Past*, **12**, (6), 1339-1359, 10.5194/cp-12-1339-2016.
- Jodin A., 1956** - La grotte néolithique du «Kheneg Kenadsa» à Tendrara (Maroc oriental). *Bulletin d'Archéologie Marocaine*, **1**, 121-157.
- Jones A.F., Macklin M.G. & Brewer P.A., 2012** - A Geochemical Record of Flooding on the Upper River Severn, UK, during the Last 3750years. *Geomorphology*, **179**, 89-105, 10.1016/j.geomorph.2012.08.003.
- Kabata-Pendias A., 2001** - *Trace Elements in Soils and Plants*. CRC Press, 3^e éd.
- Knippertz P., Christoph M. & Speth P., 2003** - Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **83**, (1-2), 67-88, 10.1007/s00703-002-0561-y.
- Knippertz P. & Wernli H., 2010** - A Lagrangian Climatology of Tropical Moisture Exports to the Northern Hemispheric Extratropics. *Journal of Climate*, **23**, (4), 987-1003, 10.1175/2009JCLI3333.1.

- Knox J.C., 1972** - Valley Alluviation in Southwestern Wisconsin. *Annals of the Association of American Geographers*, **62**, (3), 401-410, 10.1111/j.1467-8306.1972.tb00872.x.
- Kröpelin S., Verschuren D., Lézine A.-M., Eggermont H., Cocquyt C., Francus P., Cazet J.-P., Fagot M., Rumes B., Russell J.M., Darius F., Conley D.J., Schuster M., Suchodoletz H. Von & Engstrom D.R., 2008** - Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science*, **320**, (5877), 765-768, 10.1126/science.1154913.
- Kylander M.E., Ampel L., Wohlfarth B. & Veres D., 2011** - High-Resolution X-Ray Fluorescence Core Scanning Analysis of Les Echets (France) Sedimentary Sequence: New Insights from Chemical Proxies: XRF CORE SCANNING ANALYSIS OF LES ECHETS SEDIMENTARY SEQUENCE. *Journal of Quaternary Science*, **26**, (1), 109-117, 10.1002/jqs.1438.
- Lamb H.F., Gasse F., Benkaddour A., El Hamouti N., Van Der Kaars S., Perkins W.T., Pearce N.J. & Roberts C.N., 1995** - Relation between Century-Scale Holocene Arid Intervals in Tropical and Temperate Zones. *Nature*, **373**, (6510), 134-137, 10.1038/373134a0.
- Lamb H.F. & Van Der Kaars S., 1995** - Vegetational Response to Holocene Climatic Change: Pollen and Palaeolimnological Data from the Middle Atlas, Morocco. *The Holocene*, **5**, (4), 400-408, 10.1177/095968369500500402.
- Lamy F., Arz H.W., Bond G.C., Bahr A. & Pätzold J., 2006** - Multicentennial-Scale Hydrological Changes in the Black Sea and Northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation: HOLOCENE BLACK AND RED SEA. *Paleoceanography*, **21**, (1), n/a-n/a, 10.1029/2005PA001184.
- Larrasoaña J.C., Roberts A.P. & Rohling E.J., 2013** - Dynamics of Green Sahara Periods and Their Role in Hominin Evolution. *PLoS ONE*, **8**, (10), e76514, 10.1371/journal.pone.0076514.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M. & Levrard B., 2004** - A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, **428**, (1), 261-285, 10.1051/0004-6361:20041335.
- Lefèvre D., 1985** - *Les formations plio-pléistocènes du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc)*. PhD Thesis. Bordeaux 1, 265 p.
- Lefèvre D., 1989** - Formations continentales pléistocènes et paléoenvironnements sédimentaires dans le bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, **26**, (2), 101-113, 10.3406/quate.1989.1897.
- Lefèvre D. & Ballouche A., 1991** - Evolution des paléoenvironnements de la marge saharienne à l'Holocène : exemple du bassin de Ksabi (Moyenne Moulouya, Maroc). *In Datations et caractérisation des Milieux Pléistocènes*. Cahiers du Quaternaire. CNRS, 451-477.
- Lespez L., 2003** - Geomorphic Responses to Long-Term Land Use Changes in Eastern Macedonia (Greece). *Catena*, **51**, (3-4), 181-208, 10.1016/S0341-8162(02)00164-9.
- Lespez L., 2007** - Dynamiques holocènes de systèmes fluviaux en Grèce du Nord : une approche comparative et multi-scalaire des interactions entre Nature et Société. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **13**, (1), 10.4000/geomorphologie.669.
- Lespez L., Carozza L., Berger J.-F., Kuzucuoglu C., Ghilardi M., Carozza J.-M. & Vanniere B., 2016** - Rapid Climatic Change and Social Transformations: Uncertainties, Adaptability and

Resilience. In J.-P. Moatti et S. Thiébaud (eds.), *The Mediterranean region under climate change*. IRD Éditions, 35-45, 10.4000/books.irdeditions.22959.

Lespez L., Le Drezen Y., Garnier A., Rasse M., Eichhorn B., Ozainne S., Ballouche A., Neumann K. & Huysecom E., 2011 - High-Resolution Fluvial Records of Holocene Environmental Changes in the Sahel: The Yamé River at Ounjougou (Mali, West Africa). *Quaternary Science Reviews*, **30**, (5-6), 737-756, 10.1016/j.quascirev.2010.12.021.

Lespez L., Tsirtsoni Z., Sáez J.-A.L., Drézen Y.L., Glais A. & Davidson R., 2015 - Dépasser le déterminisme: pour une approche locale des interactions Nature/société dans le sud des Balkans à la transition du Néolithique à l'Âge du Bronze. In N. Carcaud et G. Arnaud-Fassetta (eds.), *La géoarchéologie française au XXI^e siècle*. CNRS Éditions, 159-174, 10.4000/books.editions-cnrs.22089.

Lézine A.-M., Hély C., Grenier C., Braconnot P. & Krinner G., 2011 - Sahara and Sahel Vulnerability to Climate Changes, Lessons from Holocene Hydrological Data. *Quaternary Science Reviews*, **30**, (21-22), 3001-3012, 10.1016/j.quascirev.2011.07.006.

Limondin-Lozouet N., Haddoumi H., Lefèvre D., Ghamizi M., Aouraghe H. & Salel T., 2013 - Holocene Molluscan Succession from NE Morocco: Palaeoenvironmental Reconstruction and Biogeographical Implications. *Quaternary International*, **302**, 61-76, 10.1016/j.quaint.2012.11.036.

Linstädter J., 2008 - The Epipalaeolithic-Neolithic-Transition in the Mediterranean region of Northwest Africa. *Quartär*, **55**, 41-62.

Linstädter J., Broich M. & Weninger B., 2018 - Defining the Early Neolithic of the Eastern Rif, Morocco – Spatial Distribution, Chronological Framework and Impact of Environmental Changes. *Quaternary International*, **472**, 272-282, 10.1016/j.quaint.2016.07.042.

Linstädter J., Eiwanger J., Mikdad A. & Weniger G.-C., 2012 - Human Occupation of Northwest Africa: A Review of Middle Palaeolithic to Epipalaeolithic Sites in Morocco. *Quaternary International*, **274**, 158-174, 10.1016/j.quaint.2012.02.017.

Linstädter J., Kehl M., Broich M. & López-Sáez J.A., 2016 - Chronostratigraphy, Site Formation Processes and Pollen Record of Ifri n'Etsedda, NE Morocco. *Quaternary International*, **410**, 6-29, 10.1016/j.quaint.2015.11.017.

Lionello P., Malanotte-Rizzoli P. & Boscolo R. (eds.), 2006 - *Mediterranean climate variability*. Developments in earth & environmental sciences, **4**. Elsevier, Amsterdam ; Oxford, 1st ed, 438 p.

Lockwood M., 2012 - Solar Influence on Global and Regional Climates. *Surveys in Geophysics*, **33**, (3-4), 503-534, 10.1007/s10712-012-9181-3.

Macklin M.G., Lewin J. & Woodward J.C., 1995 - Quaternary fluvial systems in the Mediterranean basin. In M. Macklin et J. Woodward (eds.), *Mediterranean Quaternary River Environments*. Balkema, Rotterdam, 1-25.

Macklin M.G. & Woodward J.C., 2009 - River Systems and Environmental Change. In J. Woodward (ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, 319-352, 10.1093/oso/9780199268030.003.0023.

Macklin M.G., Benito G., Gregory K.J., Johnstone E., Lewin J., Michczyńska D.J., Soja R., Starkel L. & Thorndycraft V.R., 2006 - Past Hydrological Events Reflected in the Holocene Fluvial Record of Europe. *Catena*, **66**, (1-2), 145-154, 10.1016/j.catena.2005.07.015.

Macklin M.G., Jones A.F. & Lewin J., 2010 - River Response to Rapid Holocene Environmental Change: Evidence and Explanation in British Catchments. *Quaternary Science Reviews*, **29**, (13-14), 1555-1576, 10.1016/j.quascirev.2009.06.010.

Macklin M.G., Lewin J. & Woodward J.C., 2012 - The Fluvial Record of Climate Change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **370**, (1966), 2143-2172, 10.1098/rsta.2011.0608.

Magny M., 1993 - Solar Influences on Holocene Climatic Changes Illustrated by Correlations between Past Lake-Level Fluctuations and the Atmospheric ¹⁴C Record. *Quaternary Research*, **40**, (1), 1-9, 10.1006/qres.1993.1050.

Magny M., 2004 - Holocene Climate Variability as Reflected by Mid-European Lake-Level Fluctuations and Its Probable Impact on Prehistoric Human Settlements. *Quaternary International*, **113**, (1), 65-79, 10.1016/S1040-6182(03)00080-6.

Magny M. & Bégeot C., 2004 - Hydrological Changes in the European Midlatitudes Associated with Freshwater Outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas Event and the Early Holocene. *Quaternary Research*, **61**, (2), 181-192, 10.1016/j.yqres.2003.12.003.

Magny M., Bégeot C., Guiot J. & Peyron O., 2003 - Contrasting Patterns of Hydrological Changes in Europe in Response to Holocene Climate Cooling Phases. *Quaternary Science Reviews*, **22**, (15-17), 1589-1596, 10.1016/S0277-3791(03)00131-8.

Magny M., Combourieu-Nebout N., Beaulieu J.L. De, Bout-Roumazeilles V., Colombaroli D., Desprat S., Francke A., Joannin S., Ortu E., Peyron O., Revel M., Sadori L., Siani G., Sicre M.A., Samartin S., Simonneau A., Tinner W., Vannièrè B., Wagner B., Zanchetta G., Anselmetti F., Brugiapaglia E., Chapron E., Debret M., Desmet M., Didier J., Essallami L., Galop D., Gilli A., Haas J.N., Kallel N., Millet L., Stock A., Turon J.L. & Wirth S., 2013 - North-South Palaeohydrological Contrasts in the Central Mediterranean during the Holocene: Tentative Synthesis and Working Hypotheses. *Climate of the Past*, **9**, (5), 2043-2071, 10.5194/cp-9-2043-2013.

Magny M., Vannièrè B., Calo C., Millet L., Leroux A., Peyron O., Zanchetta G., La Mantia T. & Tinner W., 2011 - Holocene Hydrological Changes in South-Western Mediterranean as Recorded by Lake-Level Fluctuations at Lago Preola, a Coastal Lake in Southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews*, **30**, (19-20), 2459-2475, 10.1016/j.quascirev.2011.05.018.

Manning K. & Timpson A., 2014 - The Demographic Response to Holocene Climate Change in the Sahara. *Quaternary Science Reviews*, **101**, 28-35, 10.1016/j.quascirev.2014.07.003.

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**, (6009), 1378-1381, 10.1126/science.1194887.

Martinez-Ruiz F., Kastner M., Gallego-Torres D., Rodrigo-Gámiz M., Nieto-Moreno V. & Ortega-Huertas M., 2015 - Paleoclimate and Paleoceanography over the Past 20,000 Yr in the

Mediterranean Sea Basins as Indicated by Sediment Elemental Proxies. *Quaternary Science Reviews*, **107**, 25-46, 10.1016/j.quascirev.2014.09.018.

Martínez-Sánchez R.M., Vera-Rodríguez J.C., Pérez-Jordà G., Peña-Chocarro L. & Bokbot Y., 2018 - The Beginning of the Neolithic in Northwestern Morocco. *Quaternary International*, **470**, 485-496, 10.1016/j.quaint.2017.05.052.

Martin-Puertas C., Matthes K., Brauer A., Muscheler R., Hansen F., Petrick C., Aldahan A., Possnert G. & Van Geel B., 2012 - Regional Atmospheric Circulation Shifts Induced by a Grand Solar Minimum. *Nature Geoscience*, **5**, (6), 397-401, 10.1038/ngeo1460.

Mauquoy D. & Van Geel B., 2007 - Plant Macrofossil Methods and Studies: Mire and Peat Macros. In S.A. Elias (ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, 2315-2336, 10.1016/B0-44-452747-8/00229-5.

Mayewski P.A., Rohling E.E., Curt Stager J., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., Kreveld S. Van, Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R. & Steig E.J., 2004 - Holocene Climate Variability. *Quaternary Research*, **62**, (3), 243-255, 10.1016/j.yqres.2004.07.001.

Mcgee D., Demenocal P.B., Winckler G., Stuut J.B.W. & Bradtmiller L.I., 2013 - The Magnitude, Timing and Abruptness of Changes in North African Dust Deposition over the Last 20,000yr. *Earth and Planetary Science Letters*, **371-372**, 163-176, 10.1016/j.epsl.2013.03.054.

McLennan S.M. & Murray R.W., 1999 - Geochemistry of sediments. In C.P. Marshall et R.W. Fairbridge (eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 282-292.

Médioni R., 1960 - Contribution à l'étude géologique des Hauts Plateaux méridionaux marocains. *Notes du Service géologique du Maroc*, **19**, 7-53.

Michard A., Frizon De Lamotte D., Saddiqi O. & Chalouan A., 2008 - An Outline of the Geology of Morocco. In A. Michard, O. Saddiqi, A. Chalouan et D.F. de Lamotte (eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction*. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 1-31, 10.1007/978-3-540-77076-3_1.

Mihaljevic M., 1999 - Zinc. In C.P. Marshall et R.W. Fairbridge (eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 674-675.

Moore P.D., Webb J.A. & Collinson M.E., 1991 - *Pollen analysis*. Blackwell, Oxford, Second edition, 216 p.

Morales J., Pérez-Jordà G., Peña-Chocarro L., Zapata L., Ruíz-Alonso M., López-Sáez J.A. & Linstädter J., 2013 - The Origins of Agriculture in North-West Africa: Macro-Botanical Remains from Epipalaeolithic and Early Neolithic Levels of Ifri Oudadane (Morocco). *Journal of Archaeological Science*, **40**, (6), 2659-2669, 10.1016/j.jas.2013.01.026.

Nakagawa T., Brugiapaglia E., Digerfeldt G., Reille M., Beaulieu J.-L.D. & Yasuda Y., 1998 - Dense-Media Separation as a More Efficient Pollen Extraction Method for Use with Organic Sediment/Deposit Samples: Comparison with the Conventional Method. *Boreas*, **27**, (1), 15-24, 10.1111/j.1502-3885.1998.tb00864.x.

NASA/METI/AIST/JAPAN Spacesystems and U.S./JAPAN ASTER Science Team, 2009 - *ASTER Global Digital Elevation Model*. 2009.

Neff U., Burns S.J., Mangini A., Mudelsee M., Fleitmann D. & Matter A., 2001 - Strong Coherence between Solar Variability and the Monsoon in Oman between 9 and 6 Kyr Ago. *Nature*, **411**, (6835), 290-293, 10.1038/35077048.

Nour El Bait M., Rhoujjati A., Eynaud F., Benkaddour A., Dezileau L., Wainer K., Goslar T., Khater C., Tabel J. & Cheddadi R., 2014 - An 18 000-Year Pollen and Sedimentary Record from the Cedar Forests of the Middle Atlas, Morocco: POLLEN/SEDIMENTARY RECORD FROM THE MIDDLE ATLAS. *Journal of Quaternary Science*, **29**, (5), 423-432, 10.1002/jqs.2708.

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, 10.1016/j.quascirev.2012.08.008.

Olsen J., Anderson N.J. & Knudsen M.F., 2012 - Variability of the North Atlantic Oscillation over the Past 5,200 Years. *Nature Geoscience*, **5**, (11), 808-812, 10.1038/ngeo1589.

PAGES 2K Consortium, 2013 - Continental-Scale Temperature Variability during the Past Two Millennia. *Nature Geoscience*, **6**, (5), 339-346, 10.1038/ngeo1797.

Passega R., 1964 - Grain Size Representation by CM Patterns as a Geologic Tool. *Journal of Sedimentary Research*, **34**, (4), 830-847, 10.1306/74D711A4-2B21-11D7-8648000102C1865D.

Pastor A., Babault J., Owen L.A., Teixell A. & Arboleya M.-L., 2015 - Extracting Dynamic Topography from River Profiles and Cosmogenic Nuclide Geochronology in the Middle Atlas and the High Plateaus of Morocco. *Tectonophysics*, **663**, 95-109, 10.1016/j.tecto.2015.06.007.

Pausata F.S.R., Messori G. & Zhang Q., 2016 - Impacts of Dust Reduction on the Northward Expansion of the African Monsoon during the Green Sahara Period. *Earth and Planetary Science Letters*, **434**, 298-307, 10.1016/j.epsl.2015.11.049.

Perrin T., Dachy T., Guéret C., Lubell D., Chaïd-Saoudi Y. & Green W., 2020 - Pressure Knapping and the Timing of Innovation: New Chrono-Cultural Data on Prehistoric Groups of the Early Holocene in the Maghreb, Northwest Africa. *Radiocarbon*, **62**, (2), e1-e51, 10.1017/RDC.2019.157.

Petrie L.M., 1999 - Manganese. In C.P. Marshall et R.W. Fairbridge (eds.), *Encyclopedia of Geochemistry*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 382-384.

Peyron O., Combourieu-Nebout N., Brayshaw D., Goring S., Andrieu-Ponel V., Desprat S., Fletcher W., Gambin B., Ioakim C., Joannin S., Kotthoff U., Kouli K., Montade V., Pross J., Sadori L. & Magny M., 2017 - Precipitation Changes in the Mediterranean Basin during the Holocene from Terrestrial and Marine Pollen Records: A Model–Data Comparison. *Climate of the Past*, **13**, (3), 249-265, 10.5194/cp-13-249-2017.

Profe J., Zolitschka B., Schirmer W., Frechen M. & Ohlendorf C., 2016 - Geochemistry Unravels MIS 3/2 Paleoenvironmental Dynamics at the Loess–Paleosol Sequence Schwalbenberg II, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **459**, 537-551, 10.1016/j.palaeo.2016.07.022.

Puisségur J.J., 1976 - *Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne*. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon 3. Doin, Paris.

Rahmstorf S., 2003 - Timing of Abrupt Climate Change: A Precise Clock: TIMING OF ABRUPT CLIMATE CHANGE. *Geophysical Research Letters*, **30**, (10), n/a-n/a, 10.1029/2003GL017115.

Reddad H., Etabaai I., Rhoujjati A., Taieb M., Thevenon F. & Damnati B., 2013 - Fire Activity in North West Africa during the Last 30,000 Cal Years BP Inferred from a Charcoal Record from Lake Ifrah (Middle Atlas–Morocco): Climatic Implications. *Journal of African Earth Sciences*, **84**, 47-53, 10.1016/j.jafrearsci.2013.03.007.

Reille M., 1992 - *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord*. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille, 543 p.

Reille M., 1995 - *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord: supplément 1*. Laboratoire de Botanique historique et Palynologie, Marseille, 327 p.

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Plicht J. Van Der, Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A. & Talamo S., 2020 - The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 Cal KBP). *Radiocarbon*, **62**, (4), 725-757, 10.1017/RDC.2020.41.

Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D.M., Goosse H. & Fichet T., 2009 - The Spatial and Temporal Complexity of the Holocene Thermal Maximum. *Nature Geoscience*, **2**, (6), 411-414, 10.1038/ngeo513.

Repschläger J., Garbe-Schönberg D., Weinelt M. & Schneider R., 2017 - Holocene Evolution of the North Atlantic Subsurface Transport. *Climate of the Past*, **13**, (4), 333-344, 10.5194/cp-13-333-2017.

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**, (11-12), 1342-1362, 10.1016/j.quascirev.2010.02.006.

Rhoujjati A., Cheddadi R., Taïeb M., Baali A. & Ortu E., 2010 - Environmental Changes over the Past c. 29,000 Years in the Middle Atlas (Morocco): A Record from Lake Ifrah. *Journal of Arid Environments*, **74**, (7), 737-745, 10.1016/j.jaridenv.2009.09.006.

Roberts C.N., Woodbridge J., Palmisano A., Bevan A., Fyfe R. & Shennan S., 2019 - Mediterranean Landscape Change during the Holocene: Synthesis, Comparison and Regional Trends in Population, Land Cover and Climate. *The Holocene*, **29**, (5), 923-937, 10.1177/0959683619826697.

Roberts N., Moreno A., Valero-Garcés B.L., Corella J.P., Jones M., Allcock S., Woodbridge J., Morellón M., Luterbacher J., Xoplaki E. & Türkeş M., 2012 - Palaeolimnological Evidence for an East–West Climate See-Saw in the Mediterranean since AD 900. *Global and Planetary Change*, **84-85**, 23-34, 10.1016/j.gloplacha.2011.11.002.

Robinson G.D., 1981 - Adsorption of Cu, Zn and Pb near Sulfide Deposits by Hydrous Manganese—Iron Oxide Coatings on Stream Alluvium. *Chemical Geology*, **33**, (1-4), 65-79, 10.1016/0009-2541(81)90085-1.

Rognon P., 1994 - *Biographie d'un désert: le Sahara*. Ed. l'Harmattan, Paris.

Rohling E.J., Marino G. & Grant K.M., 2015 - Mediterranean Climate and Oceanography, and the Periodic Development of Anoxic Events (Sapropels). *Earth-Science Reviews*, **143**, 62-97, 10.1016/j.earscirev.2015.01.008.

Rothwell R.G. & Croudace I.W., 2015 - Twenty Years of XRF Core Scanning Marine Sediments: What Do Geochemical Proxies Tell Us? In I.W. Croudace et R.G. Rothwell (eds.), *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences*. Developments in Paleoenvironmental Research, **17**. Springer Netherlands, Dordrecht, 25-102.

Roubet C., 1968 - Nouvelles observations sur l'Épipaléolithique de l'Algérie orientale. Le gisement de Koudiat Kifène Lahda. *Libyca*, **XVI**, 55-101.

Sancho C., Peña J.L., Muñoz A., Benito G., McDonald E., Rhodes E.J. & Longares L.A., 2008 - Holocene Alluvial Morphopedosedimentary Record and Environmental Changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena*, **73**, (3), 225-238, 10.1016/j.catena.2007.09.011.

Sebbar A., 2013 - *Etude de la variabilité et de l'évolution de la pluviométrie au Maroc (1935-2005): Réactualisation de la carte des précipitations*. PhD Thesis. Hassan II Mohammedia, Casablanca.

Sha L., Ait Brahim Y., Wassenburg J.A., Yin J., Peros M., Cruz F.W., Cai Y., Li H., Du W., Zhang H., Edwards R.L. & Cheng H., 2019 - How Far North Did the African Monsoon Fringe Expand During the African Humid Period? Insights From Southwest Moroccan Speleothems. *Geophysical Research Letters*, **46**, (23), 14093-14102, 10.1029/2019GL084879.

Shanahan T.M., McKay N.P., Hughen K.A., Overpeck J.T., Otto-Bliesner B., Heil C.W., King J., Scholz C.A. & Peck J., 2015 - The Time-Transgressive Termination of the African Humid Period. *Nature Geoscience*, **8**, (2), 140-144, 10.1038/ngeo2329.

Sordoillet D. & Voruz J.-L., 2002 - Un nouvel enregistrement climatique dans un système karstique, la stratigraphie du Gardon. In H. Richard et A. Vignot (eds.), *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes depuis 20000 ans en Europe de l'Ouest, Actes du colloque international de Besançon, 18-20 septembre 2000*. Annales littéraires, **730**. Besançon, 91-106.

Starkel L., Soja R. & Michczyńska D.J., 2006 - Past Hydrological Events Reflected in Holocene History of Polish Rivers. *Catena*, **66**, (1-2), 24-33, 10.1016/j.catena.2005.07.008.

Steinilber F., Abreu J.A., Beer J., Brunner I., Christl M., Fischer H., Heikkilä U., Kubik P.W., Mann M., McCracken K.G., Miller H., Miyahara H., Oerter H. & Wilhelms F., 2012 - 9,400 Years of Cosmic Radiation and Solar Activity from Ice Cores and Tree Rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **109**, (16), 5967-5971, 10.1073/pnas.1118965109.

Steinilber F., Beer J. & Fröhlich C., 2009 - Total Solar Irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, **36**, (19), L19704, 10.1029/2009GL040142.

- Stretta E., 1952** - *Etude hydrogéologique du bassin de l'Oued El Hai (Hauts Plateaux du Maroc oriental)*. Notes et Mémoires, **102**. Service géologique du Maroc, Rabat, 225 p.
- Stuiver M. & Braziunas T.F., 1993** - Sun, Ocean, Climate and Atmospheric ^{14}C : An Evaluation of Causal and Spectral Relationships. *The Holocene*, **3**, (4), 289-305, 10.1177/095968369300300401.
- Stuiver M. & Reimer P.J., 1993** - Extended ^{14}C Data Base and Revised CALIB 3.0 ^{14}C Age Calibration Program. *Radiocarbon*, **35**, (1), 215-230, 10.1017/S0033822200013904.
- Tabel J., Khater C., Rhoujjati A., Dezileau L., Bouimetarhan I., Carre M., Vidal L., Benkaddour A., Nourelbait M. & Cheddadi R., 2016** - Environmental Changes over the Past 25 000 Years in the Southern Middle Atlas, Morocco: PAST ENVIRONMENTAL CHANGES IN MOROCCO. *Journal of Quaternary Science*, **31**, (2), 93-102, 10.1002/jqs.2841.
- Teller J.T., Leverington D.W. & Mann J.D., 2002** - Freshwater Outbursts to the Oceans from Glacial Lake Agassiz and Their Role in Climate Change during the Last Deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, **21**, (8-9), 879-887, 10.1016/S0277-3791(01)00145-7.
- Thornalley D.J.R., Elderfield H. & Mccave I.N., 2009** - Holocene Oscillations in Temperature and Salinity of the Surface Subpolar North Atlantic. *Nature*, **457**, (7230), 711-714, 10.1038/nature07717.
- Thorndycraft V.R. & Benito G., 2006** - The Holocene Fluvial Chronology of Spain: Evidence from a Newly Compiled Radiocarbon Database. *Quaternary Science Reviews*, **25**, (3-4), 223-234, 10.1016/j.quascirev.2005.07.003.
- Thornes J., López-Bermúdez F. & Woodward J., 2009** - Hydrology, river regimes and sediment yield. In J. Woodward (ed.), *The physical geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, Oxford, 229-253.
- Tierney J.E., Pausata F.S.R. & Demenocal P.B., 2017** - Rainfall Regimes of the Green Sahara. *Science Advances*, **3**, (1), e1601503, 10.1126/sciadv.1601503.
- Tixier J., 1963** - *Typologie de l'Épipaléolithique du Maghreb*. Mémoires du Centre de recherches anthropologiques, préhistoriques et ethnographiques ; 2. Arts et Métiers graphiques, Paris, 212 p.
- Tooth S., 2000** - Process, Form and Change in Dryland Rivers: A Review of Recent Research. *Earth-Science Reviews*, **51**, (1-4), 67-107, 10.1016/S0012-8252(00)00014-3.
- Triat-Laval H., 1978** - *Contribution pollenanalytique à l'histoire Tardiglaciaire et Postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*. Université d'Aix-Marseille III, 343 p.
- Usoskin I.G., Gallet Y., Lopes F., Kovaltsov G.A. & Hulot G., 2016** - Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima. *Astronomy & Astrophysics*, **587**, A150, 10.1051/0004-6361/201527295.
- Usoskin I.G., Solanki S.K. & Kovaltsov G.A., 2007** - Grand minima and maxima of solar activity: new observational constraints. *Astronomy & Astrophysics*, **471**, (1), 301-309, 10.1051/0004-6361:20077704.
- Vacchi M., Marriner N., Morhange C., Spada G., Fontana A. & Rovere A., 2016** - Multiproxy Assessment of Holocene Relative Sea-Level Changes in the Western Mediterranean: Sea-Level

Variability and Improvements in the Definition of the Isostatic Signal. *Earth-Science Reviews*, **155**, 172-197, 10.1016/j.earscirev.2016.02.002.

Van Andel T.H., Zangger E. & Demitrack A., 1990 - Land Use and Soil Erosion in Prehistoric and Historical Greece. *Journal of Field Archaeology*, **17**, (4), 379, 10.2307/530002.

Van Damme D., 1984 - *The freshwater mollusca of Northern Africa: distribution, biogeography, and palaeoecology*. Developments in hydrobiology, **25**. Dr. W. Junk Publishers, Dordrecht, 164 p.

Van Geel B., Raspopov O.M., Renssen H., Plicht J. Van Der, Dergachev V.A. & Meijer H.A.J., 1999 - The Role of Solar Forcing upon Climate Change. *Quaternary Science Reviews*, **18**, (3), 331-338, 10.1016/S0277-3791(98)00088-2.

Van Der Plicht J., Geel B. Van, Bohncke S.J.P., Bos J.A.A., Blaauw M., Speranza A.O.M., Muscheler R. & Björck S., 2004 - The Preboreal Climate Reversal and a Subsequent Solar-Forced Climate Shift. *Journal of Quaternary Science*, **19**, (3), 263-269, 10.1002/jqs.835.

Vannièrè B., Power M.J., Roberts N., Tinner W., Carrión J., Magny M., Bartlein P., Colombaroli D., Danialu A.L., Finsinger W., Gil-Romera G., Kaltenrieder P., Pini R., Sadori L., Turner R., Valsecchi V. & Vescovi E., 2011 - Circum-Mediterranean Fire Activity and Climate Changes during the Mid-Holocene Environmental Transition (8500-2500 Cal. BP). *The Holocene*, **21**, (1), 53-73, 10.1177/0959683610384164.

Vita-Finzi C., 1969 - *The Mediterranean valleys: geological changes in historical times*. Cambridge U.P, London, 140 p.

Vogel J.C., Visser E. & Fuls A., 2001 - Suitability of Ostrich Eggshell for Radiocarbon Dating. *Radiocarbon*, **43**, (1), 133-137, 10.1017/S0033822200031714.

Wagstaff J.M., 1981 - Buried Assumptions: Some Problems in the Interpretation of the "Younger Fill" Raised by Recent Data from Greece. *Journal of Archaeological Science*, **8**, (3), 247-264, 10.1016/0305-4403(81)90002-9.

Walker M., Head M.J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar 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**, (4), 213-223, 10.18814/epiiugs/2018/018016.

Wang M., Zheng H., Xie X., Fan D., Yang S., Zhao Q. & Wang K., 2011 - A 600-Year Flood History in the Yangtze River Drainage: Comparison between a Subaqueous Delta and Historical Records. *Chinese Science Bulletin*, **56**, (2), 188-195, 10.1007/s11434-010-4212-2.

Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M. & Widmann M., 2008 - Mid- to Late Holocene Climate Change: An Overview. *Quaternary Science Reviews*, **27**, (19-20), 1791-1828, 10.1016/j.quascirev.2008.06.013.

Wanner H., Mercolli L., Grosjean M. & Ritz S.P., 2014 - Holocene Climate Variability and Change; a Data-Based Review. *Journal of the Geological Society*, **172**, (2), 254-263, 10.1144/jgs2013-101.

- Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S.P. & Jetel M., 2011** - Structure and Origin of Holocene Cold Events. *Quaternary Science Reviews*, **30**, (21-22), 3109-3123, 10.1016/j.quascirev.2011.07.010.
- Wassenburg J.A., Dietrich S., Fietzke J., Fohlmeister J., Jochum K.P., Scholz D., Richter D.K., Sabaoui A., Spötl C., Lohmann G., Andrae M.O. & Immenhauser A., 2016** - Reorganization of the North Atlantic Oscillation during Early Holocene Deglaciation. *Nature Geoscience*, **9**, (8), 602-605, 10.1038/ngeo2767.
- Waters M.R. & Haynes C.V., 2001** - Late Quaternary Arroyo Formation and Climate Change in the American Southwest. *Geology*, **29**, (5), 399, 10.1130/0091-7613(2001)029<0399:LQAFAC>2.0.CO;2.
- Weiss H., Courty M.-A., Wetterstrom W., Guichard F., Senior L., Meadow R. & Curnow A., 1993** - The Genesis and Collapse of Third Millennium North Mesopotamian Civilization. *Science*, **261**, (5124), 995-1004, 10.1126/science.261.5124.995.
- Weldeab S., Menke V. & Schmiedl G., 2014** - The Pace of East African Monsoon Evolution during the Holocene: WELDEAB ET. AL.; EAST AFRICAN MONSOON EVOLUTION. *Geophysical Research Letters*, **41**, (5), 1724-1732, 10.1002/2014GL059361.
- Wengler L., 1986** - Erosion et sites de surface au Maghreb, Marja, site du Maroc oriental. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **83**, (2), 47-55.
- Wengler L., Delibrias G., Evin J. & Fontugne M., 1999** - Datations par le radiocarbone des cultures préhistoriques en relation avec l'environnement dans l'est du Maroc. In J. Evin, C. Oberlin, J.-P. Dugas et J.-F. Salles (eds.), *3ème Congrès international / 3rd international Symposium : 14C et archéologie / 14C and archaeology, Lyon, 6-10 avril 1998*. Mémoire de la Société préhistorique française ; 26 / Revue d'Archéométrie - Supplément. Spf / Gmpca, Paris / Rennes, 371-378.
- Wengler L. & Vernet J.-L., 1992** - Vegetation, Sedimentary Deposits and Climates during the Late Pleistocene and Holocene in Eastern Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **94**, (1-4), 141-167, 10.1016/0031-0182(92)90117-N.
- Wengler L., Vernet J.-L., Ballouche A., Damblon F. & Michel P., 1992** - Signification des paléomilieux et évolution du climat au Maghreb. Le Maroc oriental au Pléistocène récent. *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques*, **139**, (2-4), 507-529, 10.1080/01811789.1992.10827124.
- Wengler L., Vernet J.L. & Michel P., 1994** - Événements et chronologie de l'Holocène en milieu continental au Maghreb. Les données du Maroc oriental . [Holocene events and chronology in the continental environment of the Maghreb. Data from eastern Morocco]. *Quaternaire*, **5**, (3), 119-134, 10.3406/quate.1994.2023.
- Weninger B., Alram-Stern E., Bauer E., Clare L., Danzeglocke U., Jöris O., Kubatzki C., Rollefson G., Todorova H. & Van Andel T., 2006** - Climate Forcing Due to the 8200 Cal Yr BP Event Observed at Early Neolithic Sites in the Eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, **66**, (3), 401-420, 10.1016/j.yqres.2006.06.009.

- Weninger B., Clare L., Gerritsen F., Horejs B., Krauss R., Linstädter J., Özbal R. & Rohling E.J., 2014** - Neolithisation of the Aegean and Southeast Europe during the 6600–6000 calBC period of Rapid Climate Change. *Documenta Praehistorica*, **41**, 1-31, 10.4312/dp.41.1.
- Wirth S.B., Glur L., Gilli A. & Anselmetti F.S., 2013** - Holocene Flood Frequency across the Central Alps – Solar Forcing and Evidence for Variations in North Atlantic Atmospheric Circulation. *Quaternary Science Reviews*, **80**, 112-128, 10.1016/j.quascirev.2013.09.002.
- Wolf D. & Faust D., 2015** - Western Mediterranean Environmental Changes: Evidences from Fluvial Archives. *Quaternary Science Reviews*, **122**, 30-50, 10.1016/j.quascirev.2015.04.016.
- Wolf D., Seim A., Diaz Del Olmo F. & Faust D., 2013** - Late Quaternary Fluvial Dynamics of the Jarama River in Central Spain. *Quaternary International*, **302**, 20-41, 10.1016/j.quaint.2013.02.012.
- Wolf D., Seim A. & Faust D., 2014** - Fluvial System Response to External Forcing and Human Impact - Late Pleistocene and Holocene Fluvial Dynamics of the Lower Guadalete River in Western Andalucía (Spain): Fluvial System Response to External Forcing and Human Impact, Guadalete River, Spain. *Boreas*, **43**, (2), 422-449, 10.1111/bor.12044.
- Wuttmann M., Briois F., Midant-Reynes B. & Dachy T., 2012** - Dating the End of the Neolithic in an Eastern Sahara Oasis: Modeling Absolute Chronology. *Radiocarbon*, **54**, (3-4), 305-318, 10.1017/S0033822200047093.
- Xoplaki E., González-Rouco J.F., Luterbacher J. & Wanner H., 2004** - Wet Season Mediterranean Precipitation Variability: Influence of Large-Scale Dynamics and Trends. *Climate Dynamics*, **23**, (1), 63-78, 10.1007/s00382-004-0422-0.
- Zanchetta G., Drysdale R.N., Hellstrom J.C., Fallick A.E., Isola I., Gagan M.K. & Pareschi M.T., 2007** - Enhanced Rainfall in the Western Mediterranean during Deposition of Saproel S1: Stalagmite Evidence from Corchia Cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews*, **26**, (3-4), 279-286, 10.1016/j.quascirev.2006.12.003.
- Zapata L., López-Sáez J.A., Ruiz-Alonso M., Linstädter J., Pérez-Jordà G., Morales J., Kehl M. & Peña-Chocarro L., 2013** - Holocene environmental change and human impact in NE Morocco: Palaeobotanical evidence from Ifri Oudadane. *The Holocene*, **23**, (9), 1286-1296.
- Zielhofer C., Bussmann J., Ibouhouten H. & Fenech K., 2010** - Flood Frequencies Reveal Holocene Rapid Climate Changes (Lower Moulouya River, Northeastern Morocco). *Journal of Quaternary Science*, **25**, (5), 700-714, 10.1002/jqs.1347.
- Zielhofer C. & Faust D., 2008** - Mid- and Late Holocene Fluvial Chronology of Tunisia. *Quaternary Science Reviews*, **27**, (5-6), 580-588, 10.1016/j.quascirev.2007.11.019.
- Zielhofer C., Faust D., Escudero R.B., Olmo F.D. Del, Kadereit A., Moldenhauer K.-M. & Porras A., 2004** - Centennial-Scale Late-Pleistocene to Mid-Holocene Synthetic Profile of the Medjerda Valley, Northern Tunisia. *The Holocene*, **14**, (6), 851-861, 10.1191/0959683604hl765rp.
- Zielhofer C., Faust D. & Linstädter J., 2008** - Late Pleistocene and Holocene Alluvial Archives in the Southwestern Mediterranean: Changes in Fluvial Dynamics and Past Human Response. *Quaternary International*, **181**, (1), 39-54, 10.1016/j.quaint.2007.09.016.

Zielhofer C., Fletcher W.J., Mischke S., De Batist M., Campbell J.F.E., Joannin S., Tjallingii R., El Hamouti N., Junginger A., Stele A., Bussmann J., Schneider B., Lauer T., Spitzer K., Strupler M., Brachert T. & Mikdad A., 2017 - Atlantic Forcing of Western Mediterranean Winter Rain Minima during the Last 12,000 Years. *Quaternary Science Reviews*, **157**, 29-51, 10.1016/j.quascirev.2016.11.037.

Zielhofer C., Köhler A., Mischke S., Benkaddour A., Mikdad A. & Fletcher W.J., 2019 - Western Mediterranean Hydro-Climatic Consequences of Holocene Ice-Rafted Debris (Bond) Events. *Climate of the Past*, **15**, (2), 463-475, 10.5194/cp-15-463-2019.

Zielhofer C. & Linstädter J., 2006 - Short-term mid-Holocene climatic deterioration in the west Mediterranean region: climatic impact on Neolithic settlement pattern? *Zeitschrift für Geomorphologie*, **142**, 1-17.

Zielhofer C., Suchodoletz H. Von, Fletcher W.J., Schneider B., Dietze E., Schlegel M., Schepanski K., Weninger B., Mischke S. & Mikdad A., 2017 - Millennial-Scale Fluctuations in Saharan Dust Supply across the Decline of the African Humid Period. *Quaternary Science Reviews*, **171**, 119-135, 10.1016/j.quascirev.2017.07.010.

Zolitschka B., Rolf C., Bittmann F., Binot F., Frechen M., Wonik T., Froitzheim N. & Ohlendorf C., 2014 - Pleistocene Climatic and Environmental Variations Inferred from a Terrestrial Sediment Record – the Rodderberg Volcanic Complex near Bonn, Germany. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **165**, (3), 407-424, 10.1127/1860-1804/2014/0071.



Annexes

Annexe I

Table des datations radiocarbone

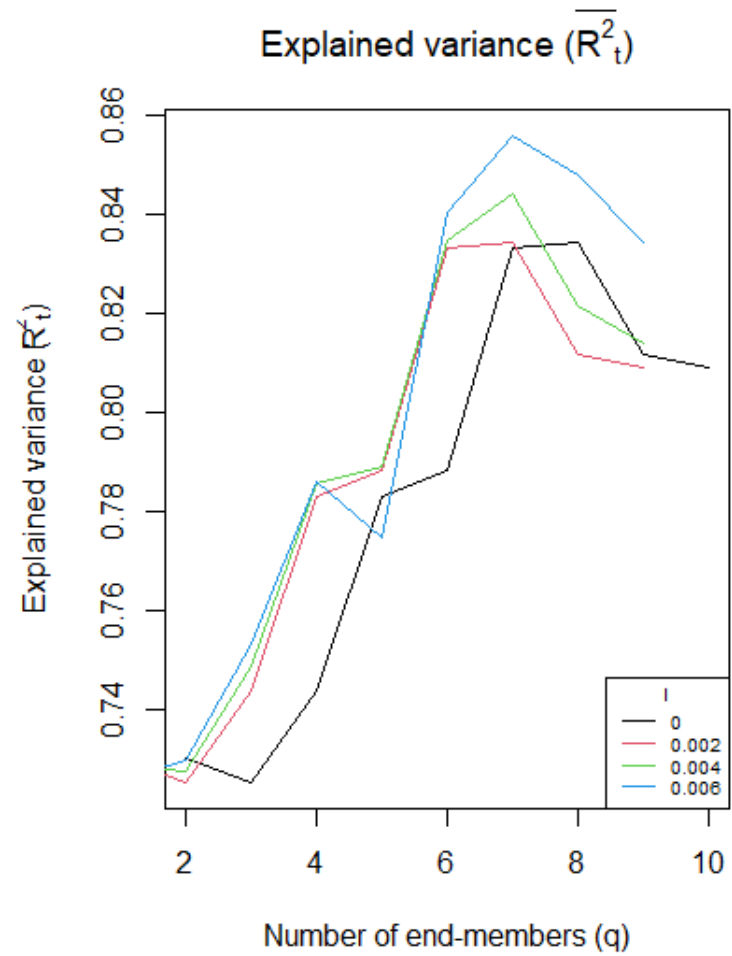
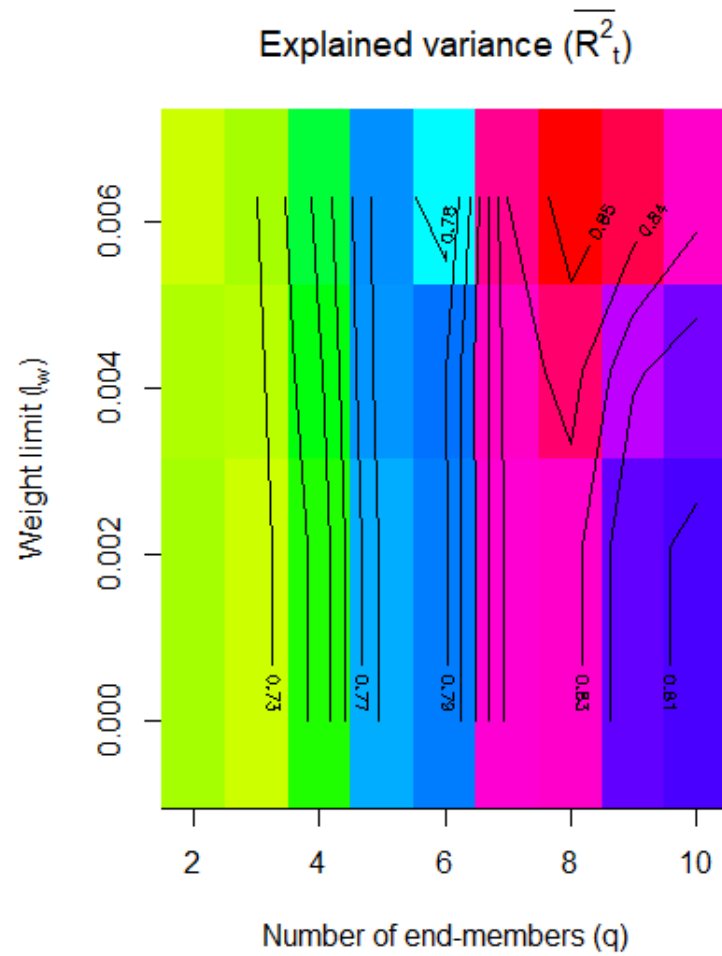
Site	Echantillon	Code labo	Matériel	14C BP	cal. BP (2σ)	cal. BP (médiane)
BLI01	BLI-01 55/56cm	Lyon-16051	charbon	1060 ± 30	920 - 1055	958
BLI01	BLI-01 80cm	Lyon-16052	charbon	1115 ± 30	937 - 1174	1013
BLI01	BLI01 C4 50cm	Poz-116779	charbon	2205 ± 30	2124 - 2320	2231
BLI01	Blirh 08-01 2A	Poz-40799	séd. organique	9330 ± 70	10290 - 10708	10531
BLI01	Blirh 08-01 2B	Poz-40745	séd. organique	9450 ± 50	10515 - 11066	10686
BLI01	Blirh 08-01 3	Poz-40746	séd. organique	9060 ± 70	9918 - 10484	10223
BLI01	Blirh 08-01 4	Poz-40747	séd. organique	8310 ± 70	9034 - 9477	9312
BLI01	Blirh 08-02 20A	Poz-40749	charbon	4450 ± 35	4883 - 5285	5110
BLI01	Blirh 08-02 20B	Poz-40750	charbon	4435 ± 35	4874 - 5280	5038
Blirh	BLI-115 A	Poz-110520	charbon	4180 ± 35	4612 - 4837	4719
Blirh	BLI-115 C	Poz-110519	charbon	5225 ± 35	5910 - 6114	5975
Blirh	BLI-121 H	Poz-110521	charbon	5215 ± 35	5906 - 6113	5970
Blirh	BLI-125	Poz-110522	charbon	2790 ± 30	2785 - 2961	2892
Blirh	BLI2019 C53b Fy	DeA-23437	charbon	4342 ±27	4847 - 4971	4907
Blirh	BLI2019 C57 ech.1	DeA-23438	charbon	6414 ±40	7266 - 7423	7343
Blirh	BLI2019 C57 ech.2	DeA-23439	charbon	5597 ±31	6302 - 6411	6362
Blirh	BLI2019 Fy121f	DeA-23428	charbon	4921 ±28	5591 - 5716	5638
Blirh	BLI2019 Fy132	DeA-23429	charbon	4969 ±32	5599 - 5749	5684
Blirh	BLI2019 Fy133	DeA-23430	charbon	5036 ±29	5712 - 5898	5821
Blirh	BLI2019 Fy170	DeA-23431	charbon	4695 ±27	5321 - 5478	5388
Blirh	BLI2019 Fy173	DeA-23432	charbon	4381 ±28	4861 - 5041	4933
Blirh	BLI2019 Fy246	DeA-23434	charbon	5672 ±28	6395 - 6504	6449
Blirh	BLI2019 Fy247	DeA-23435	charbon	4982 ±29	5602 - 5752	5696
Blirh	BLI2019 Fy48	DeA-23426	charbon	4812 ±28	5477 - 5593	5520
Blirh	BLI2019 Fy52	DeA-23427	charbon	5138 ±29	5754 - 5941	5906
Blirh	BLI2019 Pt262	DeA-23436	charbon	5487 ±32	6203 - 6346	6289
Blirh	Blirh 08 foyer 1A	Poz-40743	charbon	2780 ± 35	2782 - 2958	2876
Blirh	Blirh 08 foyer 1B	Poz-40744	charbon	2725 ± 35	2756 - 2914	2817
Blirh	C12 ech.16	Poz-77059	charbon	9400 ± 50	10499 - 10757	10628
Blirh	ech.28	Lyon-13155	charbon	5305 ± 30	5994 - 6193	6084
Blirh	ech.29	Poz-77058	charbon	4650 ± 40	5309 - 5471	5402
Blirh	ech.31	Poz-77057	charbon	1415 ± 30	1289 - 1355	1322
Blirh	ech.33	Lyon-13156	charbon	4495 ± 30	5041 - 5301	5165
CHA01	CHA-01 no 1	Poz-89054	charbon	8840 ± 50	9700 - 10157	9927
CHA06	CHA-06 n°2	Lyon-14540	charbon	3590 ± 30	3829 - 3980	3894
CHA06	CHA-06 n°4	Lyon-14539	charbon	3835 ± 30	4100 - 4404	4237
CHA06	CHA-06 no 1	Poz-89115	charbon	4140 ± 35	4532 - 4824	4684
CHA06	CHA-06 no 3	Poz-89117	charbon	2970 ± 35	3001 - 3238	3137
CHA06	CHA06 top 45cm	DeA-24168	charbon	2178 ±23	2103 - 2307	2238
CHA07	CHA07 105	Lyon-15175	charbon	6935 ± 35	7677 - 7910	7758
CHA07	CHA07 129	Lyon-15176	charbon	6845 ± 35	7590 - 7776	7673

CHA07	CHA07 79	Lyon-15174	charbon	7070 ± 35	7797 - 7968	7893
CHA07	CHA07 log1 mal53	Poz-127097	charbon	7390 ± 60	8035 - 8342	8212
CHA07	CHA07 log6 164	Poz-110514	charbon	6710 ± 50	7485 - 7668	7579
CHA07	CHA07 log7 182	Poz-110512	charbon	6610 ± 40	7429 - 7569	7499
CHA07	CHA-07 no 3	Poz-89055	charbon	7190 ± 50	7874 - 8168	7997
CHA07	CHA-07 no 7	Poz-89109	charbon	7110 ± 40	7847 - 8014	7940
CHA08	CHA-08 188	Lyon-16055	charbon	3010 ± 30	3076 - 3334	3203
CHA08	CHA-08 75	Lyon-16053	charbon	3980 ± 30	4403 - 4525	4468
CHA08	CHA-08 92	Lyon-16054	charbon	4005 ± 30	4413 - 4529	4477
CHA08	CHA08 no2	Poz-99015	charbon	4390 ± 35	4855 - 5231	4950
CHA12	CHA-12 n°2	Lyon-16057	charbon	3380 ± 30	3493 - 3695	3615
CHA15	CHA15 log1 ch.3	Poz-110515	charbon	6000 ± 60	6675 - 6986	6840
CHA15	CHA-15 n°2	Lyon-16059	charbon	5120 ± 30	5751 - 5933	5828
CHA15	CHA-15 n°6	Lyon-16060	charbon	4175 ± 30	4582 - 4834	4717
CHA15	CHA-15 n°7	Lyon-16061	charbon	5875 ± 30	6631 - 6784	6701
Charef	CHA15 - Pt15 - Fy1	Lyon-16299	charbon	4270 ± 30	4725 - 4951	4845
Charef	CHA15 - Pt16B - Fy	Lyon-16301	charbon	3910 ± 30	4245 - 4418	4346
Charef	CHA15 - Pt16D - Fy	Lyon-16300	charbon	3840 ± 30	4150 - 4404	4246
Charef	CHA-S2 n°2	Lyon-16062	charbon	9580 ± 45	10733 - 11144	10933
DEF01	DEF01 08	Poz-99018	charbon	4425 ± 35	4869 - 5277	5015
DEF01	DEF01 10	Lyon-15177	charbon	4410 ± 30	4865 - 5264	4981
DEF01	DEF01 185cm	Poz-99019	charbon	3865 ± 30	4157 - 4409	4294
DEF01	DEF01 40	Lyon-15178	charbon	4125 ± 35	4527 - 4820	4668
DEF01	DEF01 45	Lyon-15179	charbon	4000 ± 30	4413 - 4527	4477
DEF01	DEF01 log 1b 0	DeA-23420	charbon	4390 ±31	4861 - 5047	4945
DEF01	DEF01 log 1c 47	DeA-23423	charbon	1784 ±32	1587 - 1741	1658
DEF01	DEF01 log1a 12	DeA-23419	charbon	4472 ±31	4976 - 5289	5164
DEF01	DEF01 log1a 2	DeA-23418	charbon	4547 ±31	5051 - 5318	5163
DEF01	DEF01 log1b 250-254	DeA-23421	charbon	2933 ±31	2965 - 3203	3088
DEF01	DEF01 log1b 405	DeA-23422	charbon	1940 ±36	1744 - 1975	1863
DEF01	DEF01 top1	Poz-99017	charbon	2050 ± 35	1892 - 2114	1997
HAY01	HAY-01 n°19	Lyon-14545	charbon	430 ± 30	334 - 526	496
HAY01	HAY-01 no 17	Poz-89119	charbon	930 ± 30	749 - 918	847
HAY04	HAY-04 no 4	Poz-89118	charbon	2420 ± 35	2349 - 2698	2455
OUZ06	OUZ06 bot1	Poz-99016	charbon	4610 ± 35	5089 - 5465	5395
TAB01	TAB-01 n°14	Lyon-14542	charbon	4710 ± 30	5323 - 5574	5400
TAB01	TAB-01 no 1	Poz-89110	charbon	9520 ± 50	10596 - 11085	10851
TAB01	TAB01 no 12	Poz-110517	charbon	5730 ± 100	6311 - 6735	6529
TAB01	TAB01 no 13	Poz-110518	charbon	5460 ± 40	6127 - 6387	6249
TAB01	TAB-01 no 3a	Poz-89111	charbon	9820 ± 60	11115 - 11396	11235
TAB01	TAB01 no 8	Poz-116777	charbon	9260 ± 70	10247 - 10645	10431
TAB01	TAB-01 no 9	Poz-89176	charbon	8050 ± 50	8654 - 9120	8910
TAB02	TAB-02 ch.7	Lyon-14543	charbon	4280 ± 30	4733 - 4955	4849
TAB02	TAB02 ch.8	DeA-23441	charbon	3712 ±32	3932 - 4150	4045
TAB02	TAB-02 n°5	Lyon-14544	charbon	4150 ± 30	4576 - 4825	4695
TAB02	TAB-02 n°9	Lyon-14541	charbon	3930 ± 30	4248 - 4509	4364
TAB02	TAB-02 no 10	Poz-89114	charbon	2280 ± 30	2157 - 2350	2306

TAB02	TAB-02 no 6a	Poz-89113	charbon	4260 ± 35	4651 - 4950	4839
Tabouda	TAB S3 n°15b	Lyon-15933	charbon	10015 ± 45	11281 - 11737	11507
ZA01	ZA-01 n°11	Lyon-14546	charbon	2250 ± 30	1711 - 1866	1778
ZA01	ZA-01 n°12	Lyon-14547	charbon	1870 ± 30	2154 - 2340	2228
ZA01	ZA-01 no 8	Poz-89120	charbon	2425 ± 30	2352 - 2697	2455
ZA02	ZA-02 no 14	Poz-89121	charbon	2630 ± 35	2720 - 2844	2753

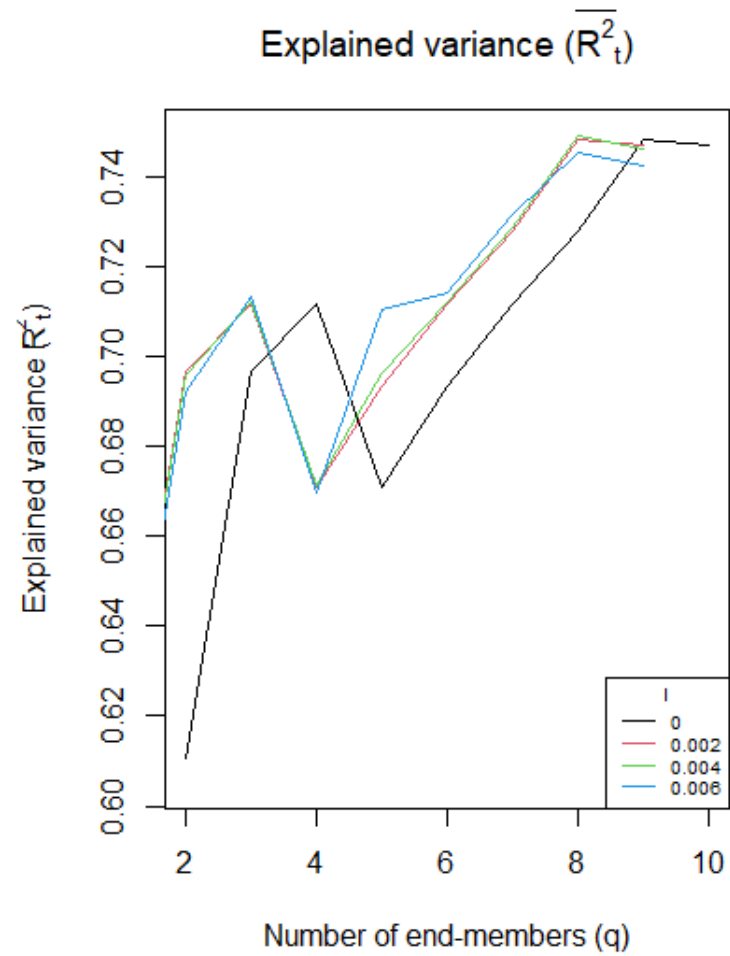
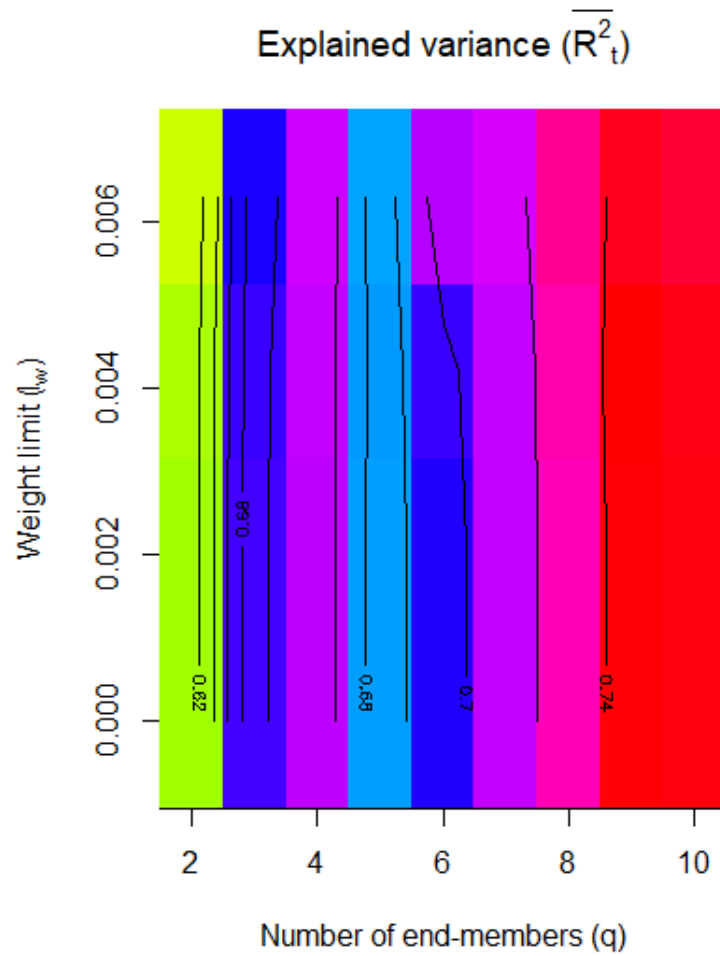
Annexe II

Paramètres de l'analyse par *end members* (Cha06)



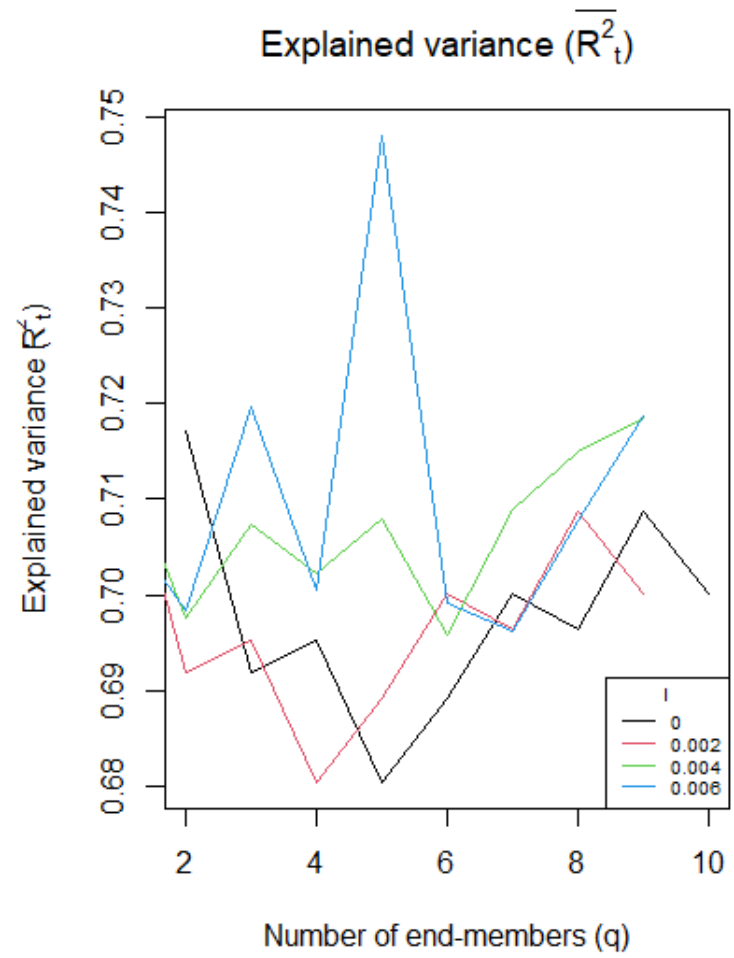
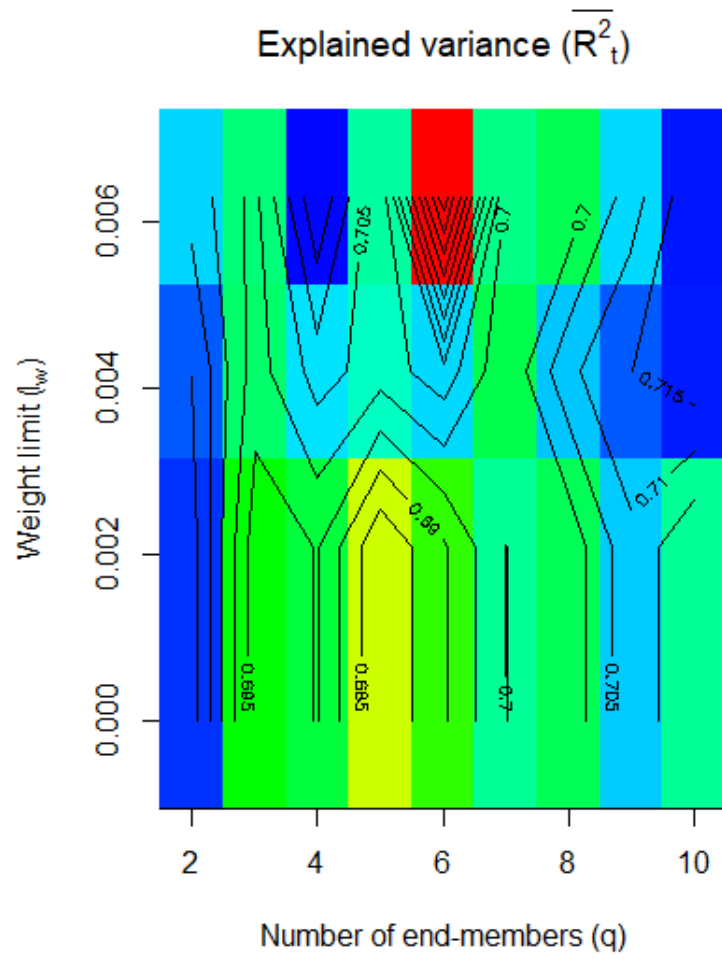
Annexe III

Paramètres de l'analyse par *end members* (Tab02)



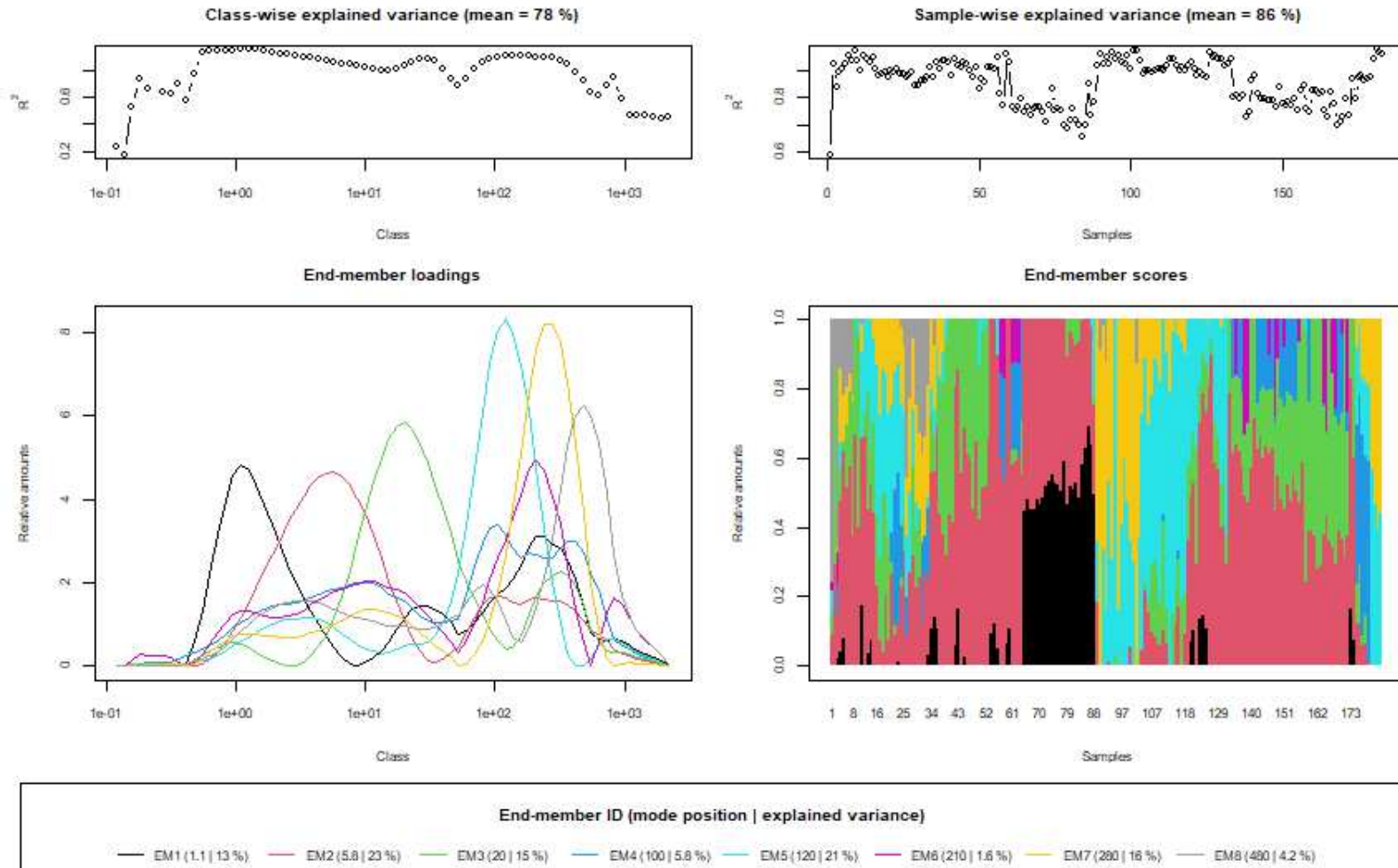
Annexe IV

Paramètres de l'analyse par *end members* (Def01)



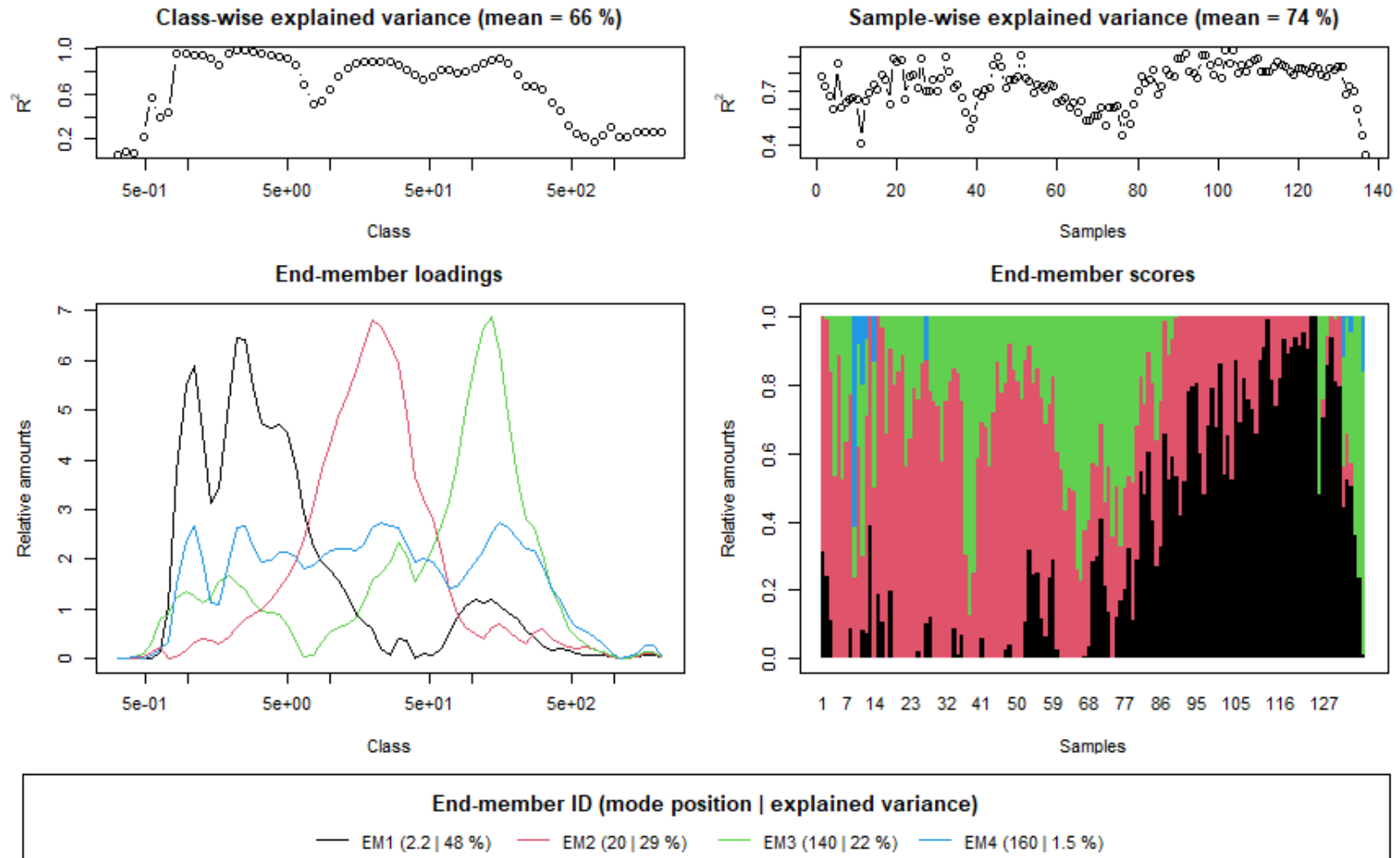
Annexe V

Distributions effectives des *end members* (Cha06)



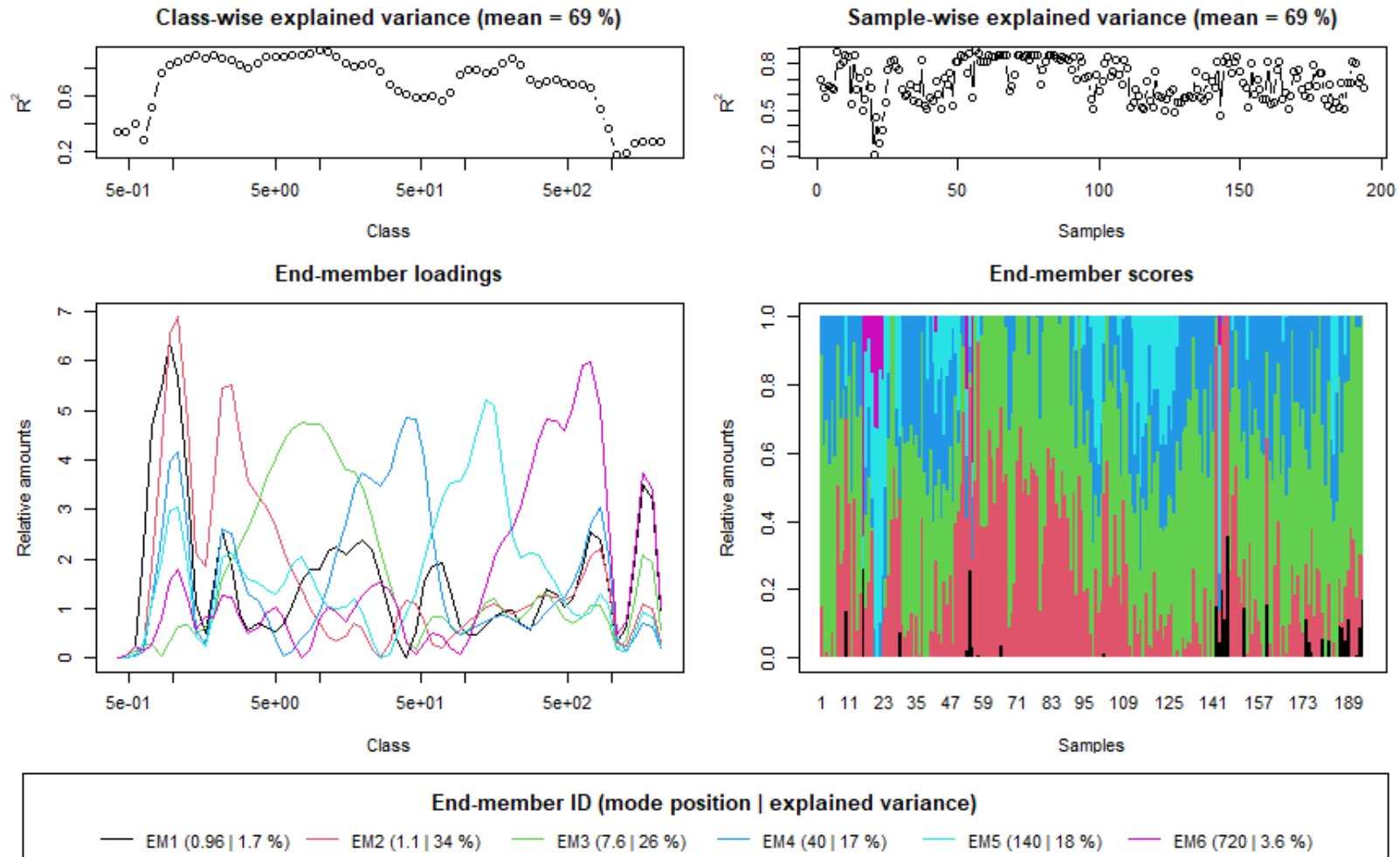
Annexe VI

Distributions effectives des *end members* (Tab02)



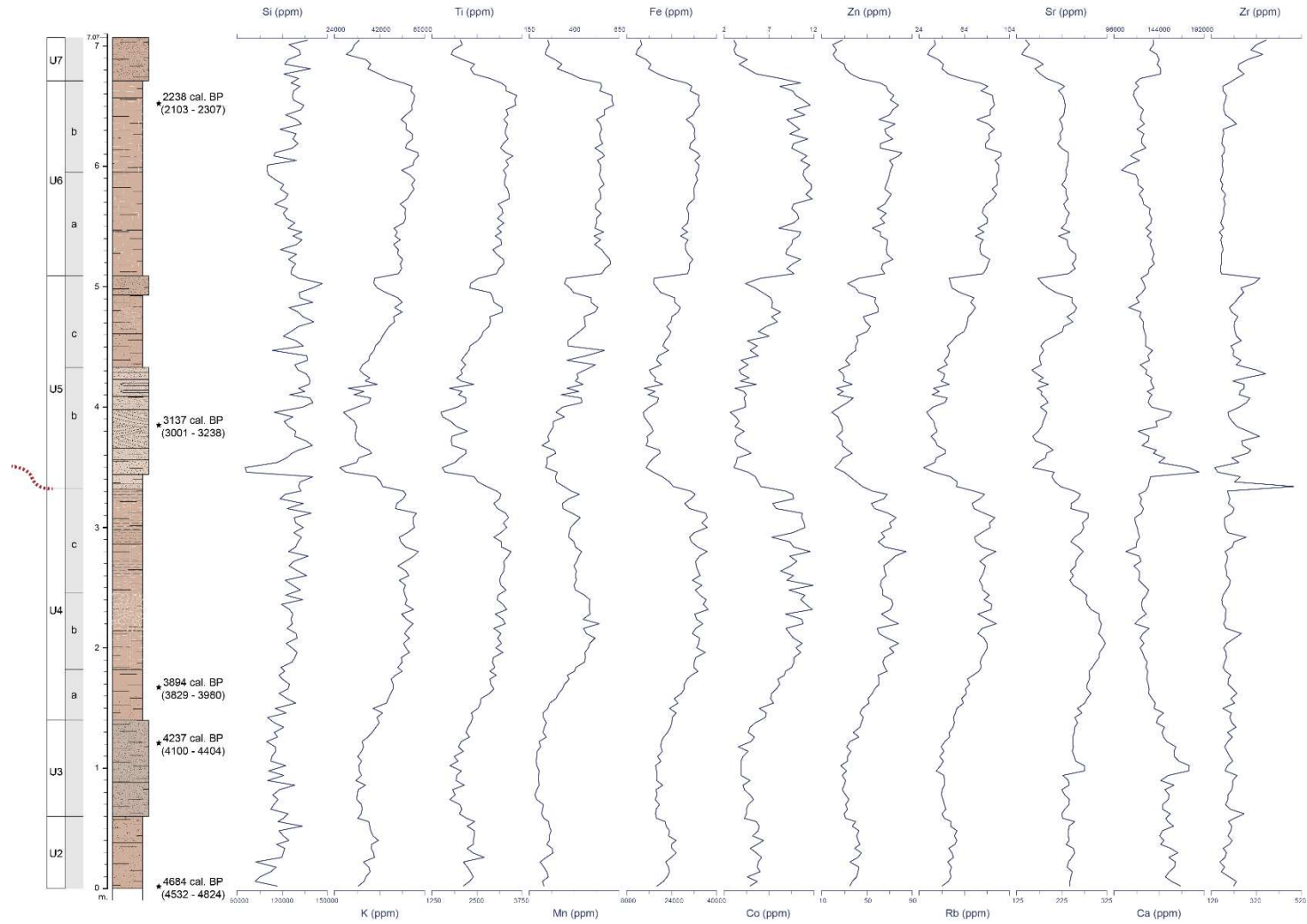
Annexe VII

Distributions effectives des *end members* (Def01)



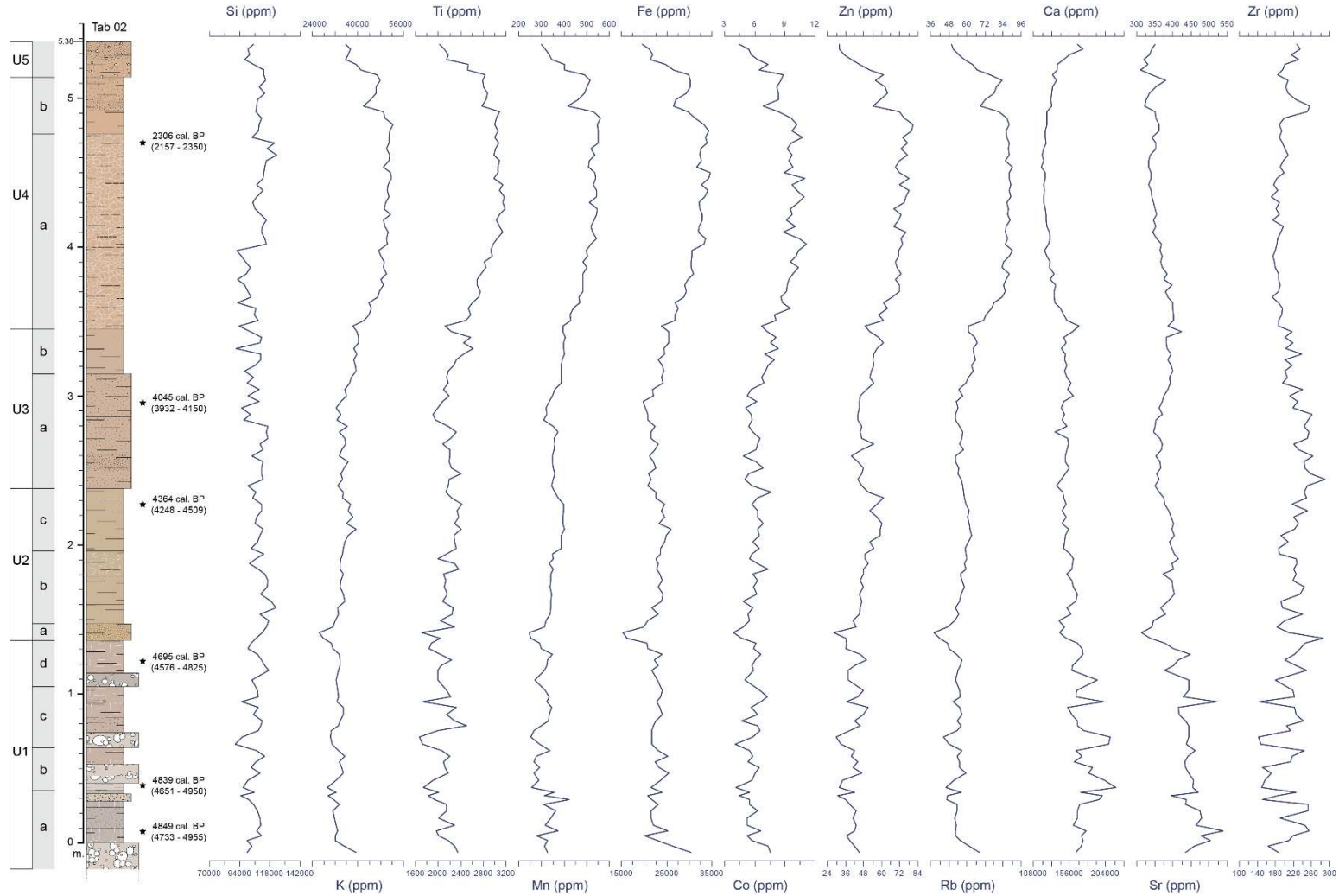
Annexe VIII

Composition élémentaire par analyse XRF (Cha06)



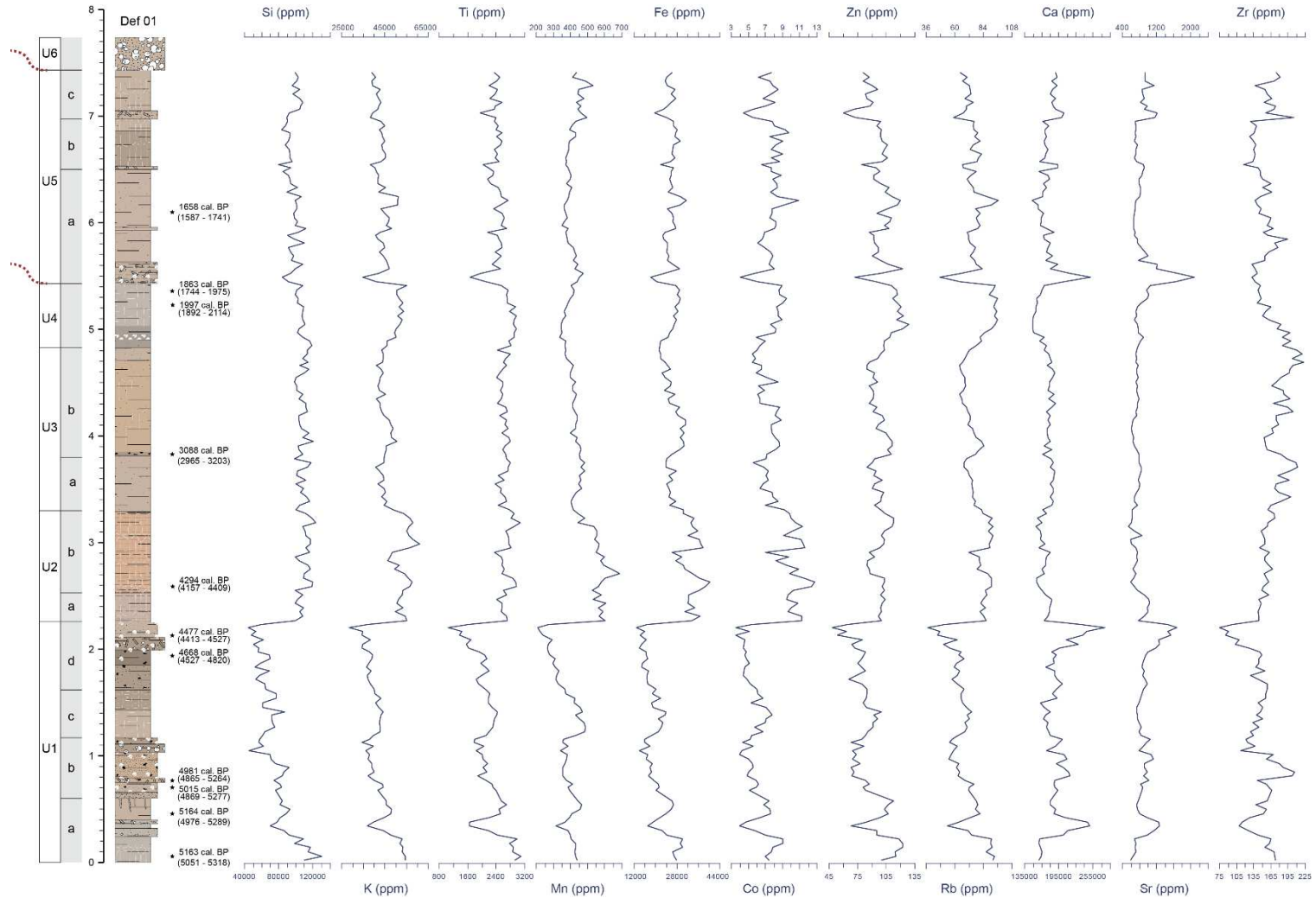
Annexe IX

Composition élémentaire par analyse XRF (Tab02)



Annexe X

Composition élémentaire par analyse XRF (Def01)



Annexe XI

Tables des assemblages malacologiques de Tab01 et Tab02

Groupes	Taxa	Echantillons malacologiques (Tab01)																		
		M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13	M14	M15	M16	M17	M18	M19
Aquatiques	<i>Giustia</i> nov. sp. 1					2							1							
	<i>Mercuria similis</i>	6	180	120	450	32	35	170	95	39	166	68	58	10	5	3	9	9	9	3
	<i>Pisidium</i> sp.		68	33	45	12	11	60	39		21	4	2							
	<i>Ancylus fluviatilis</i>	7	80	55	32	11	40	9	35	28	32	1		1				1		
	<i>Melanopsis</i> cf. <i>praemorsa</i>	1		2	2	94	469	22	228	78	53	31	9	2	1	2	8	11	5	5
	<i>Galba truncatula</i>		26	37	15	7	15	26	32		14	17	6			3	1	2		
	<i>Bulinus truncatus</i>																			
	<i>Gyraulus albus</i>																			
	<i>Gyraulus crista</i>		12						8	5		1	2	11		1			1	
	<i>Planorbis</i> sp.					1				1										
Hygrophiles	<i>Zonitoides nitidus</i>																			
	<i>Vallonia enniensis</i>			2			8	50	43	5	51	80	46	17	28	3	11	8		
	<i>Vallonia pulchella</i>	2			32	15	10	24	38		14	32	42	68	18	4	10	7	10	1
	Limaces				15	6	3	17	6		15	8	6					1		
	<i>Vertigo antivertigo</i>			2	26	3	8	88	66	4	72	31	10			3		2	1	1
	<i>Vertigo angustior</i>																			
	<i>Oxyloma elegans</i>		2	3	25	11	14	33	28		10	11	9	4		1				
	<i>Carychium minimum</i>	3	4	14	109	27	14	45	64	1	50	57	10	2	2		2	2	1	3
	<i>Cochlicopa lubrica</i> agg.							6	12		13	15	2	6	3	1	2			
	<i>Euconulus</i> sp.				2						1									
<i>Vertigo pygmea</i>										2	11	28								
<i>Vallonia costata</i>														12						
Hygromidae sp2	<i>Hygromiidae</i> sp.2		2						22											
Xérophiles	<i>Cochlicella barbara</i>		2		1			3	24	1	13	37	34	29	1	3	2	3		
	<i>Otala tigris</i>						2	6	8		4	19	4	3		2		4	2	3
	<i>Rumina decollata</i>						1		4					1	1		1	2	1	1
	<i>Granopupa granum</i>				1	2														
	<i>Truncatellina cylindrica</i>								1				2	12	41	16	2	4		1
	<i>Ceruella virgata</i>	1		1		1	1				2	10	22	54	16	34	28	18	18	10
	<i>Sphincterochila candidissima</i>																			
	<i>Pupilla muscorum</i>						1					1		17	24	3	6	6	1	
Autres	<i>Ceciloides acicula</i>					1		1										1		
	Ostracodes	8		30	22	10	8		1		2									
	Charophytes											1				1				
Nombre d'individus		20	376	269	755	224	632	567	751	156	532	426	284	255	153	78	82	80	49	28

Groupes	Taxa	Echantillons malacologiques (Tab02)																					
		M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M1	M2	M2	
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0	1										
Aquatiques	<i>Giustia nov. sp. 1</i>			1	1																		
	<i>Mercuria similis</i>		55	66	43	28	60	29		80	59	38	52	53	45	18	10	24	14	12	2	3	
	<i>Pisidium sp.</i>	73	4	23	6	3	11	4	3	12	3							2					
	<i>Ancylus fluviatilis</i>	8	8	19	6	2	9	3	4	45	5	2	2	2	2	4		2					
	<i>Melanopsis cf. praemorsa</i>	30	35	34	20	31	42	28	23	73	44	28	17	36	29	27	11	15	15	4		23	
	<i>Galba truncatula</i>	12	24	14	6	5	16	13	8		13	11	5	3	1	3		1	1			9	
	<i>Bulinus truncatus</i>			1	2	3			1		1				2								
	<i>Gyraulus albus</i>						1																
	<i>Gyraulus crista</i>	1		2	2		3		4	1	2			2			1	1					
<i>Planorbis sp</i>																							
Hygrophiles	<i>Zonitoides nitidus</i>					1					6												
	<i>Vallonia enniensis</i>	18	20	25	26	8	28	5	38	25	20	13	13	12	20	13	5	10	3				
	<i>Vallonia pulchella</i>	27	32	38	32	17	30	3	25	18	49	7	19	20	12		2	9		1			
	Limaces	5	5	1	3	4	6	3	3	5	5	2	3	1	3	1	2	2	5				
	<i>Vertigo antivertigo</i>	13	12	10	11	7	24	2	20	38	12	2	13	3	6	7	2	11	4				
	<i>Vertigo angustior</i>																						
	<i>Oxyloma elegans</i>	11	7	21	15	6	4	1	5	7	5	1	3	9	4	3		1					
	<i>Carychium minimum</i>	21	26	32	19	7	35	5	22	30	27	6	6	8	10	6	4	15	4	1			
	<i>Cochlicopa lubrica</i>	5	6	4	3	4	7	1	6	4	3	1	3	13	3	5	4	3	1				
	<i>Euconulus sp.</i>	1		1						3													
	<i>Vertigo pygmea</i>	4	1		5				4		7	3	1	3	3								
<i>Vallonia costata</i>																							
Hygromidae sp2	<i>Hygromiidae sp.2</i>	1							1	1													
Xérophiles	<i>Cochlicella barbara</i>	13	15	11	16	14	21	5	26	10	26	9	9	21	31	1	2	2	4	1			
	<i>Otala tigris</i>	1	1		3	6	1	1	1	3	3			5	6	2	4	4	6	2	14	5	
	<i>Rumina decollata</i>		1	1		1	1	1	1	1			3	1	1	3	1	1	12				
	<i>Granopupa granum</i>	4								2	1		1						1				
	<i>Truncatellina cylindrica</i>	15	5	1	4		10		8	1	16	11	16	3	29	8	6	7	6	2			
	<i>Cerņuella virgata</i>	9	15	7	7	6	17	4	28	7	20	12	23	27	34	31	20	15	19	2	5	6	
	<i>Sphincterochila candidissima</i>	2					8		2														
	<i>Pupilla muscorum</i>	7	18	4	11	2	14	1	44	4	36	9	31	29	23	15	2	5					
Autres	<i>Ceciloides acicula</i>	1	2						1	1	2	3	2	2	1	3	5	18	13	3	3		
	Ostracodes	3				1				2	1	2	1		1								
	Charophytes									1	1				2	1		1					
	Nombre d'individus	28	29	31	24	15	34	10	27	37	35	16	22	25	26	14		12		95	25	21	46



Tables de référence

Table des figures

Chapitre 1

Figure 1-1. A) Image satellite du bassin méditerranéen avec localisation du Maghreb (source : TerraColor imagery, Esri, 2009) ; B) Topographie du Maghreb (source : ASTER, NASA <i>et al.</i> , 2009) et localisation des deux secteurs étudiés dans le cadre de ce travail doctoral (carré rouge) et des principales archives sédimentaires marines, lacustres <i>et alluviales</i> en Méditerranée sud-occidentale. 1. Martinez-Ruiz <i>et al.</i> , 2015 ; 2. Fletcher <i>et al.</i> , 2013 ; 3. Wassenburg <i>et al.</i> , 2016, Ait Brahim <i>et al.</i> , 2019 ; 4. Lamb <i>et al.</i> , 1995, Rhoujjati <i>et al.</i> , 2010, Reddad <i>et al.</i> , 2013, Nour El Bait <i>et al.</i> , 2014, Campbell <i>et al.</i> , 2017, Zielhofer <i>et al.</i> , 2017a ; 5. Tabel <i>et al.</i> , 2016 ; 6. Carrión, 2002 ; 7. Faust <i>et al.</i> , 2004, Zielhofer <i>et al.</i> , 2004, Zielhofer et Faust, 2008 ; 8. Barathon <i>et al.</i> , 2000, El Amrani <i>et al.</i> , 2008 ; 9. Ibouhouten <i>et al.</i> , 2010, Zielhofer <i>et al.</i> , 2010 ; 10. Wengler <i>et al.</i> , 1992, Wengler <i>et al.</i> , 1994 ; 11. Lefèvre, 1985, Lefèvre et Ballouche, 1991 ; Limondin-Lozouet <i>et al.</i> , 2013.....	19
Figure 1-2. Démarche adoptée dans ce travail doctoral, et succession des étapes suivant une logique scalaire. Les flèches grises indiquent les étapes pouvant nécessiter des rétroactions dans les processus réflexifs ou d'acquisition des données.	25
Figure 1-3. Cartes géologiques du Nord-Est marocain (modifiés d'après Barcos <i>et al.</i> , 2014 et Pastor <i>et al.</i> , 2015).....	34
Figure 1-4. Cadre géographique du bassin-versant de la Moulouya : A) Image satellite du bassin méditerranéen avec localisation du Maghreb (source : TerraColor imagery, Esri, 2009) ; B) Topographie du Maghreb et localisation du bassin de la Moulouya (source : ASTER, NASA <i>et al.</i> , 2009) ; C) Topographie et localisation du bassin-versant de la Moulouya, des principaux oueds et reliefs, et des deux fenêtres d'étude : le bassin de Ksabi en moyenne Moulouya et le bassin d'Aïn Beni Mathar (ABM) au nord des Hauts-Plateaux.	36
Figure 1-5. Profil en long du cours de la Moulouya et de son principal affluent, l'oued Za-El Haÿ-Charef (modifié d'après Pastor <i>et al.</i> , 2015).	37
Figure 1-6. Cartes des variabilités absolue et relative de la pluviométrie annuelle du Maroc calculées pour la période 1935 – 2005 (modifié d'après Sebbar, 2013).....	39
Figure 1-7. Distribution de l'ensemble des datations radiocarbone des fenêtres d'étude de Bliroh, Defilia, Charef, Tabouda, et des oueds prospectés de El Haÿ, Za, et Ouziyyane, réalisées dans le cadre des programmes Paléomar du LabEx ARCHIMEDE et Paléomex-Mistrals du CNRS, exceptées les datations issues de Limondin-Lozouet <i>et al.</i> (2013). Distribution réalisée à l'aide de Oxcal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009) et calibrée avec IntCal20 (Reimer <i>et al.</i> , 2020).	42
Figure 1-8. Localisation des principales séquences alluviales étudiées dans le bassin de Ksabi (source : TerraColor imagery, Esri, 2009).....	44
Figure 1-9. Vues aériennes du secteur de Bliroh : A) vue (vers le sud) de la plaine de Bliroh et de la forte dynamique d'érosion régressive dans ce secteur, et B) vue (vers le nord) de l'incision de l'oued Bliroh dans la butte témoin néogène et de l'oued Moulouya en arrière-plan.	45
Figure 1-10. A) Vue du secteur de Defilia et de la confluence de ses trois oueds ; B) Vue de la rupture de niveau de l'oued Defilia et des blocs effondrés du lit fluvialite conglomératique pléistocène ; C) Vue de la barre conglomératique situé dans le secteur de Bliroh.	47

Figure 1-11. Profil en long des deux secteurs d'étude de Bliroh et de Defilia jusqu'à la confluence de ces oueds avec l'oued Moulouya.	48
Figure 1-12. Carte géomorphologique du secteur d'étude de Bliroh illustrant les neuf phases morphosédimentaires identifiées dans la plaine alluviale et la localisation des occurrences archéologiques documentées.	49
Figure 1-13. A) Vue de la séquence Bli01 et localisation des levés lithostratigraphiques ; B) Vue de la coupe 47 et de la phase B-VIII.	50
Figure 1-14. Distribution des datations obtenues sur les séquences alluviales Bli01 et Def01, réalisée à l'aide de CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993) et calibrée avec IntCal20 (Reimer <i>et al.</i> , 2020).....	50
Figure 1-15. Logs synthétiques des séquences Bli01 et Def01, avec position des datations radiocarbones et des échantillons, et description des faciès sédimentaires.	51
Figure 1-16. Carte géomorphologique synthétique du secteur d'étude de Defilia et des principales formations alluviales (source : TerraColor imagery, Esri, 2009).....	52
Figure 1-17. Vue de la séquence Def01 et localisation des levés lithostratigraphiques.	53
Figure 1-18. A) Vue de la séquence du barrage travertineux d'Aït Blal ; B) et C) Vues de la formation de l'Holocène ancien respectivement dans les secteurs de Si Bou Ramdane et Ait Ichou.	54
Figure 1-19. Localisation des principales séquences alluviales étudiées dans le bassin d'Aïn Beni Mathar (source : TerraColor imagery, Esri, 2009).	56
Figure 1-20. A) Vue aérienne du secteur de Tabouda ; B) Vue aérienne du secteur de Charef amont.	57
Figure 1-21. A) Vue du glaciaire d'accumulation du secteur Charef amont ; B) Vue aérienne (vers l'est) de l'extension de la formation de l'Holocène ancien hors de la section étudiée de l'oued Charef.	58
Figure 1-22. Vues du fond du lit de l'oued Charef : A) Vue du lit conglomératique fluviatile pléistocène servant de niveau de base ; B) Vue des marnes néogènes striées par le transport de la charge de fond.	59
Figure 1-23. Vue des ruptures de niveau et des blocs effondrés du lit fluviatile conglomératique pléistocène : A) de l'oued Tabouda ; B) de l'oued El Haÿ.	60
Figure 1-24. Carte géomorphologique synthétique du secteur d'étude de Tabouda et des principales formations alluviales (source : TerraColor imagery, Esri, 2009).....	61
Figure 1-25. Vues des séquences alluviales du secteur de l'oued Tabouda : A) Vue de la séquence Tab01 et localisation des levés lithostratigraphiques ; B) Vue de la séquence Tab02 et localisation des levés lithostratigraphiques ; C) Vue de détail des dépôts de l'Holocène ancien (Tab01) ; D) Vue de détail des dépôts de chenaux situés à la base de Tab01.....	62
Figure 1-26. Distribution des datations obtenues sur les séquences alluviales Tab01 et Tab02, réalisée à l'aide de CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993) et calibrée avec IntCal20 (Reimer <i>et al.</i> , 2020).....	63
Figure 1-27. Logs synthétiques des séquences Tab01 et Tab02, avec position des datations radiocarbones et des échantillons, et description des faciès sédimentaires.	63
Figure 1-28. Carte géomorphologique synthétique du secteur d'étude de Charef et des principales formations alluviales.	65
Figure 1-29. Vue de la séquence alluviale Cha10 dans le secteur d'étude de Charef.....	66

Figure 1-30. A) Vue d'ensemble de l'affleurement Cha01-07 de l'oued Charef, à savoir du paléochenal (Cha07) incisé et emboîté dans les formations F2, F1 et dans les marnes néogènes ; B) et C) Vues de détail de la séquence Cha01.....	67
Figure 1-31. Log synthétique de la séquence Cha07, avec position des datations radiocarbone et des échantillons, et description des faciès sédimentaires.....	68
Figure 1-32. A) Vue partielle de l'affleurement Cha06-08 (séquence Cha06) et localisation d'un des deux logs principaux (profil 0) ; B) Distribution des datations obtenues sur l'ensemble de l'affleurement Cha06-08, réalisée à l'aide de CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993) et calibrée avec IntCal20 (Reimer <i>et al.</i> , 2020) ; C) Vue de détail de la séquence Cha12.	69
Figure 1-33. Log synthétique de la séquence Cha06 (profil 0), avec position des datations radiocarbone et des échantillons, et description des faciès sédimentaires.	70
Figure 1-34. Vue de la séquence alluviale Cha09 dans le secteur d'étude de Charef.....	71
Figure 1-35. Orthophotographie du secteur d'étude de Charef amont, et localisation de la séquence Cha15 et des occurrences archéologiques documentées.	72
Figure 1-36. A) Vue d'ensemble de la séquence Cha15 située dans le secteur Charef amont ; B) et C) Vues de détail de la séquence avec position des datations radiocarbone.....	73
Figure 1-37. Vues de plusieurs affleurements de l'oued Ouziyyane : A) Vue de la séquence Ouz06 et position de la datation radiocarbone ; B) et C) Vues d'autres affleurements montrant des dépôts de chenaux à des positions topographiques différentes.	75
Figure 1-38. Vues de l'oued Al Gazmir : vers l'amont du lit de l'oued récemment creusé par une forte dynamique d'érosion régressive, et de la séquence Gaz02.	75
Figure 1-39. Vues de la séquence Hay01 et de sa position à la confluence des oueds Tabouda et El Haÿ, ainsi que de la séquence Hay04, avec position des datations radiocarbone.	76
Figure 1-40. Vues de la séquence Za01 et de sa position dans le cours de l'oued Za, ainsi que de la séquence Za02, avec position des datations radiocarbone.	77
Figure 1-41. Vues des affleurements des oueds Tabouda, Charef, Blirh et Defilia qui ont permis de définir les unités morphosédimentaires 1 et 2.	78

Chapitre 2

Figure 2-1. Geographical settings. A) Satellite image of North Africa with the NW Africa digital elevation model (DEM) and the location of the Moulouya catchment. B) Map of the Moulouya catchment with localisation of the Ksabi basin in the middle reach of the Moulouya, the Aïn Beni Mathar basin (ABM basin) in the northern High Plateaus region, and the main geophysical features discussed in the paper. C) Satellite image with hill-shade elevation of the Ksabi basin and localisation of the Blirh river section. D) Satellite image with hill-shade elevation of the ABM basin and localisation of the Tabouda river section. The DEM and satellite images were obtained from ASTER (NASA <i>et al.</i> , 2009) and TerraColor imagery respectively (Esri, 2009).	87
Figure 2-2. Geomorphological and sedimentological settings of the Tabouda formation, including a synthetic geomorphological map of the Tabouda river section with localisation of the Holocene cut-and-fill and nested alluvial formations (F1 to F4). F1 indicates the Early to Mid-Holocene unaltered wetland formation revealed by headward erosion. Tab01 outcrop: synthetic cross-section with corresponding sedimentological features and calibrated radiocarbon dates, and photograph of the outcrop.....	89

Figure 2-3. Geomorphological and sedimentological settings of the Blirh formation, including a synthetic geomorphological map of the Blirh river section with localisation of the Holocene cut-and-fill and nested alluvial formations (F1 to F3). F1 indicates the Early to Mid-Holocene unaltered wetland formation revealed by headward erosion. Bli01 outcrop: synthetic cross-section with corresponding sedimentological features and calibrated radiocarbon dates, and photograph of the outcrop.....	90
Figure 2-4. Analyses of the Tabouda formation – Tab01 – with chronological features, including calibrated ages, a Holocene subdivision timeframe (after Walker <i>et al.</i> , 2018), and sedimentological features including descriptions of facies and sedimentary units, grain-size from clay to sand fractions, median and coarse (90 and 99 percentiles) grain-size indices, mass-specific magnetic susceptibility, and organic matter (O.M.) and carbonate contents.	95
Figure 2-5. Analyses of the Tabouda formation – Tab01 – with the statistical results from the ED-XRF analyses, including the first three principal components and their correlations with the variables and their interpretations, and the malacological results (i.e. hygrophilous, xerophilous, aquatic shell contents, and terrestrial [hygrophilous + xerophilous] vs aquatic species percentages with the abundance of shell and mollusc zones).	97
Figure 2-6. Analyses of the Blirh formation – Bli01 – and its chronological features, including calibrated ages, Holocene subdivision times (after Walker <i>et al.</i> , 2018), and sedimentological features (i.e. descriptions of facies and sedimentary units, grain-sizes from clay to sand fractions, median and coarse (90 and 99 percentiles) grain-size indices, mass-specific magnetic susceptibility, and organic matter (O.M.) and carbonate contents).	101
Figure 2-7. Analyses of the Blirh formation – Bli01 – including the statistical results from the ED-XRF analyses, the third principal component with its correlations with the variables and their interpretations, and the malacological results (i.e. hygrophilous, xerophilous, and aquatic shell contents, and terrestrial [hygrophilous + xerophilous] vs aquatic percentages with abundance of shells and mollusc zones.	103
Figure 2-8. Photographs of Early – Mid-Holocene alluvial deposits discovered in upper and middle Moulouya and ABM basin. Maps show satellite images with hill-shade elevation, obtained from TerraColor imagery (Esri, 2009), and localisation of the alluvial deposits (included the Châaba Bayda formation from Wengler and Vernet, 1992) and the Blirh alluvial plain in figure 2-9.	106
Figure 2-9. Satellite image of the Blirh alluvial plain, showing the large extension of Early – Mid-Holocene silty formation which were covered by Late Holocene pink overbank silty to fine sandy deposits. The satellite images were obtained from TerraColor imagery (Esri, 2009).	109
Figure 2-10. Comparison of alluvial formation chronologies of the upstream studied river sections (Tabouda and Blirh) with other fluvial studies from NE Morocco: the El Hay River and Isly River ((a) Wengler <i>et al.</i> , 1994); Kert River ((b) Barathon <i>et al.</i> , 2000, (c) El Amrani <i>et al.</i> , 2008, (d) Zielhofer <i>et al.</i> , 2008); and lower Moulouya River ((e) Bartz <i>et al.</i> , 2017, (f) Ibouhouten <i>et al.</i> , 2010 and Zielhofer <i>et al.</i> , 2010). Vertical grey bars indicate continuous sedimentary formation with successive radiocarbon dates. Vertical light grey bars concerning the Tabouda and Blirh outcrops are taken into account possible sedimentary hiatuses. Holocene subdivisions refer to Walker <i>et al.</i> , 2018 (g).	111
Figure 2-11. Photographs of Early – Mid-Holocene alluvial formation showing successive dark deposits at Blirh, Tabouda, and Charef Rivers.	113
Figure 2-12. Radiocarbon dates performed directly on the dark deposits from six alluvial formations at Blirh, Si Bou Ramdane, Tabouda, Charef, and Kert Rivers. Dates performed in the Kert River	

section (Kert I profile) are taken from Zielhofer <i>et al.</i> , 2008. Blue bars indicate 1 σ errors, red bars indicate 2 σ errors.	114
Figure 2-13. Comparison of the wetland formation and rapid palaeoenvironmental changes timing from the Moulouya basin with Atlantic, Mediterranean, and Saharan climatic records. At the top: solar and AHP records. Purple bars: timing of the Moulouya wetland formation. At the bottom: Western Mediterranean proxies showing centennial-scale variations. Grey bars: stability phases.	116
Figure S2-1. ED-XRF elemental compositions and LOI analyses from the Tabouda formation.	125
Figure S2-2. ED-XRF elemental compositions and LOI analyses from the Blirh formation.	126
Figure S2-3. AHC analysis of the geochemical data from the Tabouda formation, with proximity type based on covariance similarities.	127
Figure S2-4. AHC analysis of the geochemical data from the Blirh formation, with proximity type based on covariance similarities.	127

Chapitre 3

Figure 3-1. Geographical setting. (A) Location of the studied area and the references discussed in the Mediterranean basin, and (B) within the topographic frame of NW Africa. (C) Geomorphological map of the superficial sedimentary formations of the studied section of the Charef River. Data source and software: (A) data from TerraColor imagery, (B) data from ASTER GDEM2 both plotted by means of ArcGIS Pro [2.7], (C) map created by B. Depreux.....	133
Figure 3-2. (A) Overview of the Cha07 outcrop, showing the Cha07 palaeochannel record and its incision into F2, F1, and Neogene bedrock. (B) and (C) Views of the palaeochannel infilling and limits of the fluvial sequences. The palaeochannel does not present a straight outcrop but has been hollowed out by erosion and has a landing at the top of the sequence 1. Data source: (A), (B), and (C) pictures from D. Lefèvre, J.-F. Berger, and B. Depreux, respectively.	136
Figure 3-3. (A) Transverse section across the Cha07 palaeochannel infilling showing the main litho-stratigraphic units, positions of radiocarbon datings (2 σ cal. BP), and underlying formations: Early Holocene F2, pre-Holocene F1, and Neogene bedrock. (B), (C), and (D) detailed views of parts of the palaeochannel infilling with stratigraphic units. (E) Cumulative stratigraphic log with litho-sedimentary units grouped into fluvial sequences. Data source and software: drawing by B. Depreux using Adobe Illustrator CC, and pictures from B. Depreux and J.-F. Berger.	138
Figure 3-4. Synthetic results from the stratigraphic, sedimentological, malacological, and pollen analyses of the Cha07 palaeochannel infilling.	139
Figure 3-5. A synthesis of river activity in the Mediterranean at the Early–Mid-Holocene transition, including the main flood periods in SE Italy, Iberia, eastern Mediterranean, Tunisia, and Morocco ¹⁶ , the sedimentary gap in NE Moroccan rivers from 8700 to 7300 cal. BP ²⁵ , indices of aggradation in Iberia ²² , the braided phases identified at Lalo-Espeluche ¹⁹ , the aggradation phases identified at Sidari ²⁰ , and the base-level variations of the Charef River with the I-1 and I-2 incision phases and the four aggradation phases.	141
Figure 3-6. Palaeoenvironmental and palaeoclimatic proxies. (a) Stacked ice-rafted debris events ³ , (b) mid-European high lake levels ³⁵ , (c) $\delta^{18}\text{O}$ depletion from the CR1 speleothem record at the Carburangeli cave in Sicily ¹³ , (d) K/Al ratio at the 293G site in the Alboran Sea ³⁷ , (e) temperate and Mediterranean forest trees at the MD95-2043 site in the Alboran Sea ¹¹ , (f) mesophytic optimum at the Siles lake in SE Iberia ¹² , (g) thermo-Mediterranean fire activity in SW	

Mediterranean ³⁶ , (h) total sediment flux at the ODP 658C site off Mauritania ⁴³ , (i) water density difference at the RAPID-12-K site in the subpolar North Atlantic ⁴⁴ , (j) $\delta^{18}\text{O}$ from the speleothem record at the Wintimdouine cave in Morocco ¹⁴ , (k) total solar insolation (TSI, W m^{-2}) derived from ^{14}C and ^{10}Be radionuclides ³⁴	143
Figure 3-7. Comparison of the Charef record, mid-European high lake levels ³⁵ , and the speleothem record from the Corchia cave in northern Italy ²¹ with the main solar proxies: $\delta^{14}\text{C}$ ⁴⁹ and total solar insolation (TSI, W m^{-2}) derived from ^{14}C and ^{10}Be radionuclides ³⁴	144
Figure S3-1. Cumulative stratigraphic log with positions of the malacological, palynological, and geochemical samples (those analysed are in dark grey), and descriptions of the associated lithofacies.	157
Figure S3-2. Malacological ecological diagrams of the Cha07 outcrop by species and by individuals.	158
Figure S3-3. Percentage frequency histogram of the Cha07 outcrop.	159
Figure S3-4. Simplified pollen and NPP diagram of the Cha07 outcrop (equidistant scale).	160
Figure S3-5. PCA biplot of the geochemical elements and associated values of variance and eigenvectors.	160
Figure S3-6. Cumulative stratigraphic log with principal components and ratios of geochemical elements and organic matter contents.	161
Figure S3-7. View of the Cha08 outcrop. Data source: picture from B. Depreux.	162

Chapitre 4

Figure 4-1. Cadre géographique. A) Image satellite du bassin méditerranéen (source : TerraColor imagery, Esri, 2009), topographie du Maghreb (source : ASTER, NASA <i>et al.</i> , 2009) et localisation du bassin-versant de la Moulouya. B) Topographie et localisation du bassin-versant de la Moulouya, des principaux oueds et reliefs, et des deux fenêtres d'étude : le bassin de Ksabi en moyenne Moulouya et le bassin d'Aïn Beni Mathar (ABM) au nord des Hauts-Plateaux. C) Image satellite superposée à la topographie du bassin de Ksabi et localisation de la section étudiée de Defilia. D) Image satellite superposée à la topographie du bassin d'ABM et localisation des sections étudiées de Tabouda et de Charef.	172
Figure 4-2. Carte géomorphologique synthétique de la section étudiée de l'oued Charef et localisation de l'affleurement Cha06-08.	176
Figure 4-3. Coupe stratigraphique de l'affleurement Cha06-08, localisation des principaux profils étudiés, et vue d'une partie de l'affleurement.	178
Figure 4-4. Vue du profil 1 de l'affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.	179
Figure 4-5. Vue du profil 2 de l'affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.	180
Figure 4-6. Vue du profil 3 de l'affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires.	181
Figure 4-7. Vue de la base du profil 0 de l'affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.	181
Figure 4-8. Vue du sommet du profil 0 de l'affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbones.	182

Figure 4-9. Vue du profil 6 de l’affleurement Cha06-08 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.	183
Figure 4-10. Diagramme ternaire des données granulométriques des fractions argileuse, limoneuse et sableuse de l’affleurement Cha06 et projection de la première composante principale réalisée sur ce jeu de données. Classification adaptée de l’IUSS Working Group WRB (2014).....	184
Figure 4-11. Image CM des données granulométriques de l’affleurement Cha06, où la droite C=M indique un tri parfait.	184
Figure 4-12. Classes texturales et indices granulométriques (D50 et D90) de l’affleurement Cha06.	185
Figure 4-13. Scores des composantes principales de l’ACP et ratios réalisés sur les données géochimiques de l’affleurement Cha06.	187
Figure 4- 14. Loadings ou vecteurs propres des composantes principales de l’ACP et biplot des loadings des PC1 et PC2 des données géochimiques de l’affleurement Cha06.	187
Figure 4-15. Biplot de l’ACP multiple réalisée sur les données géochimiques et granulométriques (classes texturales) de l’affleurement Cha06.	188
Figure 4-16. End-members ou sous-populations granulométriques, et classes texturales de l’affleurement Cha06.....	189
Figure 4-17. Classes texturales, susceptibilité magnétique et composition en matière organique, carbonates et silicates – oxydes (avec moyenne mobile sur 4 points) de l’affleurement Cha06.	190
Figure 4-18. Carte géomorphologique synthétique de la section étudiée de l’oued Tabouda et localisation de l’affleurement Tab02.....	192
Figure 4-19. Vue d’une partie de l’affleurement Tab02 et localisation des profils.....	192
Figure 4-20. Vue de la base de l’affleurement Tab02 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.	193
Figure 4-21. Vue du sommet de l’affleurement Tab02 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.	194
Figure 4-22. Diagramme ternaire des données granulométriques des fractions argileuse, limoneuse et sableuse de l’affleurement Tab02 et projection de la première composante principale réalisée sur ce jeu de données. Classification adaptée de l’IUSS Working Group WRB (2014).....	196
Figure 4-23. Image CM des données granulométriques de l’affleurement Tab02, où la droite C=M indique un tri parfait.	196
Figure 4-24. Classes texturales et indices granulométriques (D50 et D90) de l’affleurement Tab02.....	197
Figure 4-25. Scores des composantes principales de l’ACP et ratios réalisés sur les données géochimiques de l’affleurement Tab02.	199
Figure 4-26. Loadings ou vecteurs propres des composantes principales de l’ACP et biplot des loadings des PC1 et PC2 des données géochimiques de l’affleurement Tab02.	199
Figure 4-27. Biplot de l’ACP multiple réalisée sur les données géochimiques et granulométriques (classes texturales) de l’affleurement Tab02.	200
Figure 4-28. End-members ou sous-populations granulométriques, et classes texturales de l’affleurement Tab02.....	201
Figure 4-29. Classes texturales, susceptibilité magnétique et composition en matière organique, carbonates et silicates – oxydes (avec moyenne mobile sur 4 points) de l’affleurement Tab02.....	202

Figure 4-30. Assemblage malacologique de l’affleurement Tab02, à savoir les compositions par individus et par espèces des mollusques aquatiques, hygrophiles et xérophiles, ainsi que leur abondance totale.	204
Figure 4-31. Carte géomorphologique synthétique de la section étudiée de l’oued Defilia et localisation de l’affleurement Def01.	207
Figure 4-32. Coupe stratigraphique de l’affleurement Def01, localisation des principaux profils étudiés, et vue de l’affleurement.....	209
Figure 4-33. Vue du profil 1 de l’affleurement Def01 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.	210
Figure 4-34. Vue du profil 3 de l’affleurement Def01 et localisation des unités sédimentaires et des dates radiocarbone.	211
Figure 4-35. Diagramme ternaire des données granulométriques des fractions argileuse, limoneuse et sableuse de l’affleurement Def01 et projection de la première composante principale réalisée sur ce jeu de données. Classification adaptée de l’IUSS Working Group WRB (2014).....	213
Figure 4-36. Image CM des données granulométriques de l’affleurement Def01, où la droite C=M indique un tri parfait.	213
Figure 4-37. Classes texturales et indices granulométriques (D50 et D90) de l’affleurement Def01.	214
Figure 4-38. Scores des composantes principales de l’ACP et ratio réalisés sur les données géochimiques de l’affleurement Def01.....	216
Figure 4-39. Loadings ou vecteurs propres des composantes principales de l’ACP et biplot des loadings des PC1 et PC2 des données géochimiques de l’affleurement Def01.....	217
Figure 4-40. Biplot de l’ACP multiple réalisée sur les données géochimiques et granulométriques (classes texturales) de l’affleurement Def01.....	217
Figure 4-41. End-members ou sous-populations granulométriques, et classes texturales de l’affleurement Def01.	219
Figure 4-42. Classes texturales, susceptibilité magnétique et composition en matière organique, carbonates et silicates – oxydes (avec moyenne mobile sur 4 points) de l’affleurement Def01.....	221
Figure 4-43. Comparaison des logs synthétiques des trois affleurements Cha06, Tab02 et Def01 positionnés sur une même échelle de profondeur fixée au niveau du substrat géologique.	225
Figure 4-44. Synthèse des dynamiques morpho-hydrosédimentaires au cours des six derniers millénaires à l’échelle des bassins médians de la Moulouya (bassins de Ksabi et d’ABM).	227
Figure 4-45. Comparaison de la synthèse des dynamiques morpho-hydrosédimentaires établie pour les bassins médians de la Moulouya au cours des six derniers millénaires avec les synthèses fluviales de la Méditerranée sud-occidentale.	231
Figure 4-46. Comparaison des dynamiques fluviales des bassins médians de la Moulouya depuis 6000 cal. BP avec divers indicateurs sur les changements climato-environnementaux. (a) score standard des moyennes d’irradiation solaire estivale (juin-août) et hivernale (décembre-février) à 35°N (Laskar <i>et al.</i> , 2004), le score standard a été réalisé sur les données depuis le dernier maximum/minimum d’irradiation solaire (0 à 9 ka cal. BP) ; (b) score standard des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ de la grotte de Wintimdouine dans le Haut Atlas (Sha <i>et al.</i> , 2019) ; (c) score standard de l’abondance en foraminifère <i>Globigerinoides ruber white</i> du carottage marin GEOFAR KF16 situé au large des Açores (Repschläger <i>et al.</i> , 2017) ; (d) pourcentage des grains riches en hématite d’une série compilée de quatre carottages marins situés en zone subpolaire nord-atlantique	

(Bond *et al.*, 2001) ; (e) épisodes arides issus des maxima de *Pseudoschizaea* et des dessiccations du lac de Siles situé dans les cordillères Bétiques (Carrión, 2002) ; (f) maxima des précipitations hivernales issus des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des ostracodes du lac Sidi Ali dans le Moyen Atlas (Zielhofer *et al.*, 2019) ; (g) changements rapides détectés à partir des analyses granulométriques, géochimiques et de foraminifères du carottage marin MD99-2343 situé au large des Baléares en Méditerranée septentrionale (Frigola *et al.*, 2007) ; (h) synthèse des hauts niveaux lacustres de divers lacs d'Europe du centre-ouest et du nord de la Méditerranée (Magny *et al.*, 2013)..... 235

Chapitre 5

Figure 5-1. Localisation de la fenêtre d'étude de Blirh au sein de sa plaine alluviale et du bassin de Ksabi.	243
Figure 5-2. Orthophotographie de la fenêtre d'étude et localisation des coupes pédosédimentaires.	245
Figure 5-3. Photographies du remplissage sédimentaire de la plaine alluviale ; A) formation de <i>badlands</i> par érosion régressive provoquant le démantèlement des dépôts sédimentaires et des structures archéologiques ; B) vue vers le sud et l'amont de la fenêtre d'étude, le cercle indique un secteur qui, situé à l'interfluve des deux oueds et préservé de l'érosion, a un fort potentiel archéologique et pourrait faire l'objet de fouilles archéologiques.	246
Figure 5-4. Coupe Bli01, anciennement étudiée par Lefèvre et Ballouche (1991) et Limondin-Lozouet <i>et al.</i> (2013), puis dans le chapitre 2. Les correspondances des anciennes séquences fluviales avec les nouvelles phases sont précisées.	248
Figure 5-5. Coupe 48, en aval de la coupe Bli01.	249
Figure 5-6. Vue d'ensemble des coupes 52, 53 et 54, et de près des coupes 52 et 54.	249
Figure 5-7. A droite, carte géomorphologique des phases morphosédimentaires holocènes avec localisation des occurrences archéologiques, dont celles datées au radiocarbone ; à gauche, transect topographique en travers de la fenêtre d'étude.	250
Figure 5-8. En haut, paléoaes d'écoulement des chenaux des phases B-III et B-IV situées en aval vers la coupe 57 ; en bas, paléoaes d'écoulement du chenal de la phase B-IV à l'aplomb de la coupe 49.	251
Figure 5-9. Coupe 55, située 15 m à l'ouest de la coupe 54.	252
Figure 5-10. Vue de détail sur la coupe 52 de la troncature engendrée par le dépôt détritique à tubes remaniés.	252
Figure 5-11. Coupe 53, située à l'est dans le lit actuel de l'oued.	253
Figure 5-12. Coupe 49, vue vers l'est.	253
Figure 5-13. Coupe 57 d'un bord latéral droit du paléochenal de la phase B-IV.	254
Figure 5-14. En haut, coupe 50 à l'extrémité sud du tracé identifié du paléochenal de la phase B-IV ; en bas, coupe 49, vue vers l'ouest.	255
Figure 5-15. Coupe 19, située à l'est dans le lit actuel de l'oued.	256
Figure 5-16. Distribution des datations ^{14}C sur structures archéologiques dans la fenêtre d'étude de Blirh, réalisée avec CALIB 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993), calibration IntCal20 (Reimer <i>et al.</i> , 2020).	257

Figure 5-17. Structure 121h, en démantèlement dû au développement d'une ravine à l'ouest de l'interfluve.	258
Figure 5-18. En haut, vue d'ensemble des structures 47, 48 et 52, de la couche détritique à tubes remaniés et d'une couche travertineuse indurée ; en bas, vues de détails des structures datées 48 et 52.....	259
Figure 5-19. Structure 246, située à l'ouest de la fenêtre d'étude, à la jonction entre la plaine et le versant.....	260
Figure 5-20. Structure 125, située en amont de la fenêtre d'étude, l'érosion régressive est moins intense.....	261
Figure 5-21. Coupe 47, la plus à l'est de la fenêtre d'étude, au sein du lit actuel de l'oued.	262
Figure 5-22. Diagramme évolutif du remplissage de la fenêtre d'étude de Bliroh depuis le Tardiglaciaire, indiquant les phases morphosédimentaires, la position des vestiges archéologiques, les processus et dynamiques fluviaux dominants.	264
Figure 5-23. Synthèse de l'évolution fluviale et des occupations humaines de la plaine de Bliroh en relation avec la synthèse des dynamiques fluviales pour les six derniers millénaires dans les bassins amonts de la Moulouya, la partition de l'Holocène (Walker <i>et al.</i> , 2018), et le cadre chronoculturel marocain (Daugas, 2010 ; Linstädter <i>et al.</i> , 2018).	266

Chapitre 6

Figure 6-1. Distribution de l'ensemble des datations radiocarbone des fenêtres d'étude de Bliroh, Defilia, Charef, Tabouda, et des oueds prospectés de El Haÿ, Za, et Ouziyyane, réalisées dans le cadre des programmes Paléomar du LabEx ARCHIMEDE et Paléomex-Mistrals du CNRS, exceptées les datations issues de Limondin-Lozouet <i>et al.</i> (2013). Distribution réalisée à l'aide du logiciel Oxcal 4.4 (Bronk Ramsey, 2009) et calibrée avec IntCal20 (Reimer <i>et al.</i> , 2020).	275
Figure 6-2. Vues des affleurements références pour les unités morphosédimentaires 1 et 2 des oueds Tabouda, Charef, Bliroh et Defilia.	277
Figure 6-3. Compilation des dynamiques fluviales au cours de l'Holocène des quatre oueds Tabouda, Charef, Bliroh et Defilia, et leur synthèse en termes d'incision, de détritisme/stabilité et d'hydromorphie à l'échelle des bassins-versants médians de la Moulouya.	279
Figure 6-4. Profil d'aggradation et d'incision composite des affleurements étudiés.	281
Figure 6-5. Comparaison des chronologies alluviales tardiglaciaire et holocène des bassins-versants médians de la Moulouya avec celles des autres études fluviales du Nord-Est marocain, comprenant, (a) les oueds El Haÿ et Isly (Wengler <i>et al.</i> , 1994) ; (b), (c) et (d), l'oued Kert (Barathon <i>et al.</i> , 2000 ; El Amrani <i>et al.</i> , 2008 ; Zielhofer <i>et al.</i> , 2008) ; (e) et (f), l'oued Selloum et l'affleurement de Djamilia en basse Moulouya (Bartz <i>et al.</i> , 2017 ; Ibouhouten <i>et al.</i> , 2010 ; Zielhofer <i>et al.</i> , 2010). Les étages holocènes se réfèrent à Walker <i>et al.</i> (2018).	285
Figure 6-6. Synthèse des dynamiques fluviales holocènes des bassins-versants médians de la Moulouya confrontée à celles des bassins-versants de la Medjerda en Tunisie et de Jarama – Guadaleta en Espagne (Wolf et Faust, 2015 ; Faust et Wolf, 2017), et aux analyses CPDF des périodes de crue en Méditerranée (Benito <i>et al.</i> , 2015a, 2015b).....	290
Figure 6-7. Comparaison des dynamiques fluviales des bassins-versants médians de la Moulouya avec divers indicateurs illustrant les principaux forçages climatiques au cours de l'Holocène. (a) score standard des moyennes d'irradiation solaire estivale (juin-août) et hivernale (décembre-février)	

à 35°N (Laskar *et al.*, 2004), le score standard a été réalisé sur les données depuis le dernier maximum/minimum d'irradiation solaire (0 à 9 ka cal. BP) ; (b) chronologie de la formation Sapropel 1 en Méditerranée orientale (de Lange *et al.*, 2008) ; (c) score standard des valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ des spéléothèmes de la grotte de Wintimdouine dans le Haut Atlas (Sha *et al.*, 2019) ; (d) score standard de l'abondance en foraminifère *Globigerinoides ruber white* du carottage marin GEOFAR KF16 situé au large des Açores (Repschläger *et al.*, 2017) ; (e) chronologies des fontes rapides de l'inlandsis des Laurentides jusqu'à sa complète déglaciation : 1) grandes flèches pour les fontes majeures et petites flèches pour les fontes mineures (Teller *et al.*, 2002), 2) fonte des lacs proglaciaires Agassiz-Obijway datée de 8470 cal. BP et marges d'erreur à 1σ (Barber *et al.*, 1999), 3) fonte terminale de la zone Québec/Labrador entre 7.6 et 6.8 ka cal. BP (Carlson *et al.*, 2008) ; (f) dynamiques fluviales des bassins-versants médians de la Moulouya indiquant les conditions d'hydromorphie, de stabilité/détritisme et les incisions fluviales (cette étude) ; (g) valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 50 ans (en noir), des ostracodes du lac Sidi Ali situé dans le Moyen Atlas (Zielhofer *et al.*, 2019) ; (h) pourcentage (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 50 ans (en noir), des grains riches en hématite d'une série compilée de quatre carottages marins situés en zone subpolaire nord-atlantique (Bond *et al.*, 2001) ; (i) valeurs en TSI (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 20 ans (en noir), issues des radionucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{14}C (Steinilber *et al.*, 2012). 297

Figure 6-8. Comparaison des chronologies des formations alluviales et des principales incisions des bassins médians de la Moulouya avec l'activité solaire, les fluctuations de la NAO et l'évolution des précipitations dans le Haut-Atlas. (a) l'index NAO (Olsen *et al.*, 2012) ; (b) valeurs en TSI (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 20 ans (en noir), issues des radionucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{14}C , les bandes verticales grises indiquent les grands minima solaires (Steinilber *et al.*, 2012) ; (c) chronologies des incisions et des périodes d'accumulation sédimentaires au cours de l'Holocène dans les bassins médians de la Moulouya (cette étude) ; (d) valeurs en TSI (en gris), et moyenne mobile sur 5 points suite à un rééchantillonnage de 20 ans (en noir) (Steinilber *et al.*, 2012), et (e) valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ (en gris), et moyenne mobile sur 13 points suite à un rééchantillonnage de 5 ans (en noir) des spéléothèmes de la grotte de Wintimdouine dans le Haut-Atlas (Sha *et al.*, 2019), entre 9000 et 5000 cal. BP, les bandes verticales bleues indiquent respectivement une plus faible activité solaire et des conditions plus humides et les bandes verticales rouges indiquent respectivement une plus forte activité solaire et des conditions plus arides..... 304

Table des tableaux

Chapitre 2

Table 2-1. Chronological data for the Tabouda and Bliroh alluvial deposits: conventional radiocarbon ages and calibrated ages (* taken from Limondin-Lozouet <i>et al.</i> 2013).	91
Table 2-2. Principal components analysis of the Tabouda outcrop. Highest values are marked in bold.	98
Table 2-3. Principal components from the Bliroh outcrop. Highest values are marked in bold.	104

Chapitre 3

Table S3-1. Radiocarbon dates.....	163
Table S3-2. Malacological data of the Cha07 outcrop classified by ecological groups.	164
Table S3-3. Pollen data of the Cha07 outcrop (CV: counting values).....	166

Table des matières

Sommaire	15
Chapitre 1	15
1. État de l'art	15
2. Problématique et objectifs	20
3. Contexte et démarche scientifiques	22
4. Méthodologies des analyses employées	25
4.1 Échantillonnage	25
4.2 Susceptibilité magnétique massique	26
4.3 Perte au feu	26
4.4 Granulométrie laser	27
4.5 Spectrométrie de fluorescence-X (XRF)	28
4.6 Malacologie	29
4.7 Palynologie	29
4.8 Datations	30
4.9 Traitements statistiques	30
5. Le terrain d'étude	33
5.1 Le bassin-versant de la Moulouya	33
5.1.1 Cadre géologique, structural et géographique	33
5.1.1.1 Cadre structural et géodynamique du Nord-Est marocain	33
5.1.1.2 Caractéristiques géologiques et géomorphologiques du bassin de la Moulouya	35
5.1.2 Caractéristiques bioclimatiques et hydrologiques	38
5.1.3 Les bassins sédimentaires de Ksabi et d'Aïn Beni Mathar	40
5.2 Les formations alluviales holocènes étudiées	43
5.2.1 Le bassin de Ksabi	43
5.2.1.1 État de l'art	43
5.2.1.2 Contexte hydrogéomorphologique et localisation des affleurements	46
5.2.1.3 Présentation des secteurs d'étude	48
5.2.2 Le bassin d'Aïn Beni Mathar	55
5.2.2.1 État de l'art	55
5.2.2.2 Contexte hydrogéomorphologique et localisation des affleurements	58

5.2.2.3	Présentation des secteurs d'étude.....	60
5.2.3	Identification d'unités morphosédimentaires régionales	78
6.	Organisation du manuscrit	79
Chapitre 2	81
1.	Introduction.....	84
2.	Regional settings	85
2.1	The Moulouya catchment	85
2.2	Study areas	87
3.	Material and Methods.....	88
3.1	Lithostratigraphy and sampling.....	88
3.2	Chronology	91
3.3	Sedimentological analyses	92
3.3.1	Mass-specific magnetic susceptibility	92
3.3.2	Grain size	92
3.3.3	Loss-on-ignition	92
3.3.4	ED-XRF geochemistry and statistical treatment.....	92
3.4	Malacology	93
4.	Results	93
4.1	Tabouda River.....	93
4.1.1	Chronostratigraphy and morphodynamic evolution.....	93
4.1.2	Palaeoecology.....	96
4.1.3	Geochemical proxies	96
4.1.3.1	Statistical features	96
4.1.3.2	Interpretation of the principal components	98
4.2	Blih River	99
4.2.1	Chronostratigraphy and morphodynamic evolution.....	99
4.2.2	Palaeoecology.....	102
4.2.3	Geochemical proxies	102
4.2.3.1	Statistical features	102
4.2.3.2	Interpretation of the principal components	104
5.	Discussion.....	105
5.1	Holocene morphodynamic changes in the upstream Moulouya rivers	105

5.2	Regional fluvial evolution during the Early to Mid-Holocene in NE Morocco.....	109
5.3	Early to Mid-Holocene wetland and timing of the AHP in NW Africa	114
6.	Conclusion	118
7.	Acknowledgments	119
8.	References.....	119
	Supplementary figures	124
Chapitre 3	129
1.	Introduction.....	132
2.	Results	134
2.1	Geomorphology, sedimentology, and chronostratigraphy.....	134
2.2	Palaeoecology and geochemistry.....	135
3.	Discussion.....	137
3.1	The missing event: the 8.2 ka event in the Mediterranean and arid North African rivers .	137
3.2	Hydroclimatic shifts during the 8 th millennium: forcing and taphonomic effects	140
3.2.1	A long-term fluvial instability at the EH–MH transition	140
3.2.2	Holocene deglaciation, insolation, and solar forcing	144
4.	Conclusion	146
5.	Methods	147
5.1	Chronology	147
5.2	ED-XRF geochemistry and statistical treatment.....	147
5.3	Loss-on-ignition	147
5.4	Malacology	147
5.5	Palynology	148
6.	References.....	148
	Supplementary material.....	152
	Supplementary information	153
	Supplementary figures	157
	Supplementary tables	163
	Supplementary references.....	167
Chapitre 4	169
1.	Introduction.....	171
2.	Matériels et méthodes	173

2.1	Granulométrie laser	173
2.2	Susceptibilité magnétique massique.....	174
2.3	Perte au feu	174
2.4	Géochimie par fluorescence-X	174
2.5	Malacologie	175
3.	Résultats.....	175
3.1	Le bassin d'Aïn Beni Mathar	175
3.1.1	L'oued Charef	175
3.1.1.1	Lithostratigraphie et chronologie.....	177
3.1.1.2	Interprétation des analyses granulométriques et géochimiques	183
3.1.1.3	Dynamiques morpho- et pédosédimentaires	188
3.1.2	L'oued Tabouda.....	191
3.1.2.1	Lithostratigraphie et chronologie.....	194
3.1.2.2	Interprétation des analyses granulométriques et géochimiques	195
3.1.2.3	Dynamiques morpho- et pédosédimentaires	200
3.1.2.4	Assemblage malacologique	203
3.1.3	Corrélations et autres affleurements dans le bassin d'ABM.....	205
3.2	Le bassin de Ksabi.....	206
3.2.1	L'oued Defilia.....	208
3.2.1.1	Lithostratigraphie et chronologie.....	208
3.2.1.2	Interprétation des analyses granulométriques et géochimiques	212
3.2.1.3	Dynamiques morpho- et pédosédimentaires	218
3.2.2	Autres affleurements dans le bassin amont (plaine de Bliroh)	222
4.	Discussion.....	223
4.1	Synthèse régionale des bassins médians de la Moulouya (entre la fin de l'Holocène moyen et la première moitié de l'Holocène récent)	223
4.2	Les dynamiques fluviales en Méditerranée sud-occidentale depuis 6000 cal. BP.....	228
4.3	Variation orbitale, interactions océan-atmosphère nord-atlantiques et régime des précipitations en Méditerranée occidentale.....	232
5.	Conclusion	237
	Chapitre 5	239
1.	Introduction.....	241
2.	Matériels et méthodes	244

3. Résultats	247
4. Synthèse et discussion	263
5. Conclusion	269
Chapitre 6	271
1. Synthèse de l'évolution hydrosédimentaire des bassins-versants médians de la Moulouya.....	273
1.1 Approche comparée des bassins de Ksabi et d'Aïn Beni Mathar	273
1.2 Taphonomie et variabilité des archives alluviales et archéologiques	280
2. L'évolution fluviale holocène au Maroc et en Méditerranée occidentale	283
2.1 Chronologies alluviales du Nord-Est marocain.....	283
2.2 Dynamiques fluviales en Méditerranée occidentale.....	288
3. De la prédominance des forçages climatiques sur l'évolution fluviale holocène du bassin de la Moulouya	292
3.1 Variables climatiques et mécanismes des processus hydrosédimentaires en milieu aride	292
3.2 Complexité et imbrication des forçages climatiques : de l'échelle plurimillénaire à séculaire	295
3.3 Activité solaire et morphogenèse fluviale : une perspective de recherche	302
Conclusion et perspectives	307
Références bibliographiques	313
Annexes	339
Tables de référence	355
Tables des figures	357
Tables des tableaux	368
Tables des matières	369

Abstract

Dynamics of fluvial systems and their responses to different forcing during the Holocene are still poorly documented in the Maghreb. In the Moulouya basin, the main Mediterranean catchment in Morocco and one of the largest in the Mediterranean, pioneering studies had already suggested the role of climatic control and revealed the potential of the alluvial archives of its upstream basins.

This strong potential led us to develop a comparative and systemic approach to the Holocene evolution of the alluvial plains in two sub-basins of the Moulouya. With this regional approach, coupled with high-resolution multi-proxy analyses and numerous radiocarbon dates, this work has confirmed the potential for palaeoenvironmental reconstruction of the alluvial archives and has thus allowed the construction of a robust morphosedimentary and palaeoenvironmental framework for the Holocene of the upstream basins of the Moulouya and northeast Morocco. It has also shown the archaeological potential of the alluvial plains and allowed a better understanding of the archival mode of archaeological sites in the cut-and-fill fluvial sequences, subject to a strong spatiotemporal variability. Taking into account taphonomic conditions, i.e. post-depositional conditions, is important for understanding the functioning and Holocene evolution of hydrosystems, which result in periods of sedimentary and archaeological hiatus that are sometimes interpreted too simplistically or deterministically in the international literature.

This work also confirmed the predominant role of climatic forcing, on multi-millennial to centennial scales, on the dynamics of Holocene fluvial systems in the Moulouya basin. Two morphosedimentary units (MSU) of regional extent, characterized by a strong homogeneity of the hydrosedimentary and morphogenetic dynamics, have been highlighted. Between 10800 and ~6000/5000 cal. BP, the fluvio-palustrine formation (MSU 1), which is very extensive within the alluvial plains, is strongly controlled by the orbital variations of the last African Humid Period. This formation was then strongly eroded during a period of hydrogeomorphological instability associated with strong fluvial activity (8200 - 6200 cal. BP), during which the river beds were encased in a smaller active alluvial plain, linked to a hydroclimatic reversal in the western Mediterranean. A new multi-millennial period of aggradation (MSU 2, 5200 - ~2000/1000 cal. BP) marks the lasting transition to a hydrological regime comparable to the present one, characterised by wadis with intermittent flow and strong flood dynamics, linked to the progressive aridification experienced by North Africa and the southern Mediterranean during the Late Holocene.

On a millennial to centennial-scale, this work has also highlighted the sensitivity of the Moulouya alluvial archives to rapid climatic changes (RCCs) during the Holocene. Episodes of stability are discernible within the UMS 1 around 10800 - 10500, 10200 - 9900, 9300, and 8900 cal. BP. Two phases of major incision followed by strong fluvial activity reflect the responses of the hydrosystems to the 8.2 and 7.6-7.3 ka RCCs. MSU 2 is characterised by a regular frequency of flood periods between 5200 - 4700, 4300 - 4100, 3200 - 2900 and 2000 - 1800 cal. BP, and by phases of stability between 5400 - 5200, 3600 - 3200 and 2600 - 2100 cal. BP. Finally, this work suggests that solar forcing could have acted as a factor of morphogenesis in the upstream basins of the Moulouya, at the Holocene scale through the role that grand solar minima could have played on sedimentation and incision periods, or at the centennial to multi-decadal scale on hydrosedimentary dynamics.

Keywords: Fluvial geomorphology; Geoarchaeology; Palaeoenvironment; Climatic changes; Morocco; Holocene

Résumé

Les dynamiques des systèmes fluviaux et leurs réponses aux différents forçages au cours de l'Holocène sont encore peu documentées au Maghreb. Dans le bassin de la Moulouya, principal bassin-versant méditerranéen du Maroc et l'un des plus étendus de la Méditerranée, des études pionnières avaient déjà suggéré le rôle du contrôle climatique et révélé le potentiel des archives alluviales de ses bassins médians.

Ce fort potentiel nous a conduit à développer une approche comparative et systémique de l'évolution holocène des plaines alluviales dans deux sous-bassins de la Moulouya. Avec cette approche régionale, couplée à des analyses multi-proxies à haute résolution et à de nombreuses datations au radiocarbone, ce travail doctoral a notamment confirmé le potentiel de reconstitution paléoenvironnementale des archives alluviales et a ainsi permis de construire un cadre morphosédimentaire et paléoenvironnemental robuste pour l'Holocène des bassins médians de la Moulouya et du Nord-Est marocain. Il a également montré le potentiel archéologique des plaines alluviales et permis de mieux comprendre le mode d'archivage des sites archéologiques dans les séquences fluviales emboîtées, sujettes à une forte variabilité spatiotemporelle. La prise en compte des conditions taphonomiques, c'est-à-dire post-dépositionnelles, s'avère cruciale pour comprendre le fonctionnement et l'évolution holocène des hydrosystèmes, dont résultent des périodes de hiatus sédimentaires et archéologiques qui font parfois l'objet d'interprétations trop simplistes ou déterministes dans la littérature internationale.

Ce travail doctoral a par ailleurs confirmé le rôle prédominant des forçages climatiques, aux échelles plurimillénaire à séculaire, sur les dynamiques des systèmes fluviaux dans le bassin de la Moulouya au cours de l'Holocène. Deux unités morphosédimentaires (UMS) d'ampleur régionale, caractérisées par une forte homogénéité des dynamiques hydrosédimentaires et morphogéniques, ont été mises en évidence. Entre 10800 et ~6000/5000 cal. BP, la formation fluvio-palustre (UMS 1), à l'étendue très vaste au sein des plaines alluviales, est fortement contrôlée par les variations orbitales de la dernière Période Humide Africaine. Cette formation est ensuite fortement érodée lors d'une période d'instabilité hydrogéomorphologique associée à une forte activité fluviale (8200 – 6200 cal. BP), au cours de laquelle les lits fluviaux s'encaissent dans une plaine alluviale active plus réduite, liée à un bouleversement hydroclimatique en Méditerranée occidentale. Une nouvelle période d'aggradation plurimillénaire (UMS 2, 5200 – ~2000/1000 cal. BP) marque la transition durable vers un régime hydrologique comparable à l'actuel, caractérisé par des oueds à écoulement intermittent et à forte dynamique de crue, en relation avec l'aridification progressive que connurent l'Afrique du Nord et le sud de la Méditerranée à l'Holocène récent.

À l'échelle millénaire à séculaire, ce travail a également mis en évidence la sensibilité des archives alluviales de la Moulouya aux changements climatiques rapides (RCCs) de l'Holocène. Des épisodes de stabilité sont discernés au sein de l'UMS 1 vers 10800 – 10500, 10200 – 9900, 9300, et 8900 cal. BP. Deux phases d'incision majeure suivies d'une forte activité fluviale traduisent les réponses des hydrosystèmes aux RCCs du 8.2 et 7.6-7.3 ka cal. BP. L'UMS 2 est quant à elle caractérisée par une fréquence régulière de périodes de crue entre 5200 – 4700, 4300 – 4100, 3200 – 2900 et 2000 – 1800 cal. BP, ainsi que par des phases de stabilité entre 5400 – 5200, 3600 – 3200 et 2600 – 2100 cal. BP. *In fine*, ce travail doctoral suggère que le forçage solaire pourrait avoir agi comme facteur de morphogénèse dans les bassins médians de la Moulouya, à l'échelle de l'Holocène à travers le rôle qu'ont pu jouer les grands minima solaires sur les périodes de sédimentation et d'incision, ou à l'échelle séculaire à pluri-décennale sur les dynamiques hydrosédimentaires.

Mots-clefs : Géomorphologie fluviale ; Géoarchéologie ; Paléoenvironnement ; Changements climatiques ; Maroc ; Holocène