

**THESE DE DOCTORAT DE L'ETABLISSEMENT
UNIVERSITE BOURGOGNE FRANCHE-COMTE**

**Préparée à l'UFR Sciences Vie Terre Environnement
Laboratoire Biogéosciences, UMR 6282**

**École doctorale n°554
Environnements-Santé**

Doctorat de GEODYNAMIQUE DES ENVELOPPES SUPERIEURES

Par

Adeline ROCHE

**Dépôts carbonatés microbiens en domaine lacustre et fluvial :
Fabriques et facteurs de contrôle**

Thèse présentée et soutenue à Dijon, le 28 août 2020

Composition du Jury :

Pr. SWENNEN Rudy
Pr. BOULVAIN Frédéric
Dr. BRIGAUD Benjamin
Dr. HAMON Youri
Pr. VISSCHER Pieter
Pr. VENNIN Emmanuelle
Dr. BUNDELEVA Irina
Dr. GAUCHER Éric
Dr. VIRGONE Aurélien

Katholieke Universiteit Leuven, Belgique
Université de Liège, Belgique
Université Paris-Saclay
IFP énergies nouvelles
University of Connecticut, USA ; UBFC
Université de Bourgogne Franche-Comté
Université de Bourgogne Franche-Comté
TOTAL SA, CSTJF, Pau
TOTAL SA, CSTJF, Pau

Président
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directrice de thèse
Co-directrice de thèse
Invité
Invité



Remerciements

« C'est une bonne situation, ça, [doctorant] ? » « Mais, vous savez, moi je ne crois pas qu'il y ait de bonne ou de mauvaise situation. Moi, si je devais résumer ma [thèse] aujourd'hui avec vous, je dirais que c'est d'abord des rencontres, des gens qui m'ont tendu la main, peut-être à un moment où je ne pouvais pas, où j'étais seul chez moi. Et c'est assez curieux de se dire que les hasards, les rencontres forgent une destinée... Parce que quand on a le goût de la chose, quand on a le goût de la chose bien faite, le beau geste, parfois on ne trouve pas l'interlocuteur en face, je dirais, le miroir qui vous aide à avancer. Alors ce n'est pas mon cas, comme je le disais là, puisque moi au contraire, j'ai pu ; et je dis merci à la vie, je lui dis merci, je chante la vie, je danse la vie... [...] » (Otis, 2002). C'est donc le moment d'exprimer toute ma gratitude aux personnes qui m'ont entourée, aidée, conseillée, re(re)lue, guidée, corrigée, accompagnée, (re)motivée, (sup)portée, encouragée, ...

Ce travail n'aurait pas été possible sans le soutien de l'École Doctorale 554 Environnements-Santé qui m'a permis de réaliser cette thèse, grâce à une allocation de recherche. L'élaboration de cette thèse a été rendue possible grâce à l'accueil et au soutien technique, administratif et financier du Laboratoire Biogéosciences et toute son équipe.

Je tiens, en tout premier lieu, à remercier vivement, Messieurs **Frédéric Boulvain** et **Rudy Swennen** d'avoir accepté de rapporter ce travail de thèse, ainsi que Messieurs **Benjamin Brigaud**, **Youri Hamon** et **Pieter Visscher** d'avoir accepté d'examiner ce travail. Merci également, à Messieurs **Aurélien Virgone** et **Eric C. Gaucher** d'avoir porté un suivi attentif au déroulement de cette thèse.

Je remercie très amicalement **Emmanuelle** d'avoir fait en sorte que je sois dans les meilleures conditions possibles pour réaliser cette thèse. Merci de t'être rendue disponible et à l'écoute à chaque fois que j'en avais besoin. Durant cette thèse, tu m'as transmis ta rigueur scientifique (notamment l'amour de la figure soignée), ta vision globale de la géologie et, un certain amour pour la sédimentologie en général et les microbialites en particulier. Merci de m'avoir ~~supportée~~ accompagnée durant plus de 5 ans. De manière moins formelle, merci à Pierre et toi de nous avoir régulièrement accueillis chez vous. Merci de m'avoir fournie des chambres avec fenêtres durant nos séjours à Pau. Un grand merci pour avoir été à mes côtés lorsqu'on a frôlé la ~~mort~~ catastrophe, deux fois ; lors de notre crevasson dans le désert de Winnemucca et, surtout, lors de notre repas à l'Auberge de la Marine en Limagne. (Merci aussi à Géraldine, d'avoir contribué au plus gros fou rire de ces trois ans).

Je remercie très chaleureusement **Irina** de m'avoir également accompagnée tout au long de cette thèse, même si j'ai préféré me tourner vers les microbes morts plutôt que les vivants. Merci de nous avoir accompagnée de nombreuses fois sur le terrain et de ton aide précieuse au laboratoire. Merci d'avoir cru en moi et de m'avoir toujours apportée bienveillance et compréhension.

Je remercie également **Emmanuelle Poli**, **Aurélien Virgone** et **Eric Gaucher**, de m'avoir offert l'opportunité de travailler sur le bassin de Winnemucca et de nous avoir accueillies au CSTFS de Total à Pau. Merci de m'avoir accordé une grande confiance en me permettant de participer à de nombreuses présentations et réunions, ça été très formateur pour moi. Merci également à **Christophe Kolodka** pour le partage de données, d'expériences et de points de vue sur le bassin Winnemucca.

Un grand merci à **Pieter Visscher**, de m'avoir suivi avec constance et bienveillance tout au long de cette thèse, et, pour sa grande implication, les discussions et son aide précieuse pour la rédaction des articles.

Je tiens aussi à remercier les membres de mon comité de suivi de thèse : **Frédéric Marin** et **Elias Samankassou**, pour leurs retours positifs, leurs encouragements et leurs commentaires qui ont fait progresser ce travail.

Je remercie également toutes les personnes qui ont apporté leur pierre à ce travail. Merci à **Jean-François Deconinck** pour son aide sur l'analyse des argiles des Limagnes. Merci à **Philippe Amiotte-Suchet** pour les analyses de l'eau de la Mérentaise sur le terrain ou en labo. Merci à **Masafumi Saitoh** de m'avoir initiée à la manipulation de l'extraction du soufre dans les carbonates et **Christophe Thomazo** pour le coup de main sur l'analyse des données isotopiques et son aide sur le terrain des USA. Par ce biais, je remercie **Théophile Coquerez** pour les analyses isotopiques. Je remercie **Pascal Taubaty** pour avoir façonné, avec dextérité, environ 580 653 lames minces. Merci à **Ludovic Bruneau**, pour sa bonne humeur (ou pas) et les analyses DRX d'argiles et autres poudres. Merci à **Emilie Steimetz** d'avoir été mon binôme de formation MEB et pour la gestion de la salle des roches (en vous souhaitant bien du courage...) ! Merci à **Rémi Laffont** de ne m'avoir jamais séquestré pour me pervertir aux statistiques sous R. Merci à **François-Xavier d'Abzac** de relever le défi de dater les bioconstructions des Limagnes. Merci aux personnes qui nous ont accompagnés sur le terrain, en nous apportant bonne humeur et enrichissantes discussions : **Olivier Nicolas**, **Hélène Courvoisier**, **Eric Portier**, **Jean-François Buoncristiani**, **Fabrice Monna**, **Olivier Musset**, **César Alvares**.

Merci aux personnes qui nous ont facilité l'accès pour nos investigations de terrain : **Lionel Weitz** et la société Vicat qui nous ont donné accès aux carrières des Limagnes. Merci à la mairie de Clermont-Ferrand de faciliter l'accès à la carrière de Grand Gandaillat. Un grand merci à l'association Arkose et notamment à **Michel Assolent** et **François Piochon** de faire vivre le patrimoine de Chadrat et de nous avoir chaleureusement accueillis. Je remercie également la mairie de Villiers-le-Bâcle et le propriétaire du château de nous avoir permis d'accéder au tributaire de la Mérentaise de la source jusqu'à l'exutoire. Je remercie vivement **Smith'n Tobey** (*Off Road Recovery Specialist*) de nous avoir dépanné au milieu de nulle part !

J'envoie toute ma gratitude aux personnes indispensables au fonctionnement du labo qui rendent les démarches administratives presque agréables : **Edwijs**, **Isabelle**, **Corinne**, **Laëtitia**, **Claire** et **Agnès**. Dans le même esprit, merci à **Stéphanie** et **Angélique**.

Un grand merci à **Dahédrey Payandi-Rolland**, d'avoir mené les analyses en labo de la Mérentaise et **Anaëlle Despiegalaere** de m'avoir épaulée dans la thématique du substrat, ainsi que son aide précieuse dans le travail SIG de Winnemucca et ses nombreuses illustrations. Une pensée aux stagiaires qui se sont frottés à la thématique microbialites : **Baptiste**, **Camille** et **Nicolas**.

Mes collègues doc, post-doc, ATER (par ordre de préférence bien entendu*) : **Miguel**, **Antón**, **Cefe**, **Aurélië**, **Romain** et **Pauline** qui ont égayé ma première année et écrit l'Histoire. Parmi les anciens, il y a aussi **Paulo l'asticot**, merci pour nos discussions potagères et le partage de Schnitzel à Vienne ! Un clin d'œil au bureau du 4ème : **Paulette**, **Momo la gestapo** (le

* C'est du second degré, Justine !

surnom : c'est pas moi !), et **Louis**, amateur de rongeurs buveurs de vodka ! Les nouveaux encore jeunes, innocents et inconscients : **Christopher** et **Pierre**, alias Frodon et Sam (PS : laissez Morgane tranquille). Merci à **Nicolas F.**, **Salomé**, **Cerguet** (le surnom : c'est pas moi non plus ! ; merci pour les analyses d'argiles sur la fin) et **Marlisa** qui sont ou ont été, à un moment donné, mes co-bureaux. Un big-up particulier à **Bouton** (et un bisou à Amandine) : merci pour ton aide sur les nombreux terrains (microbialite d'or du meilleur pilote conducteur du monde, surtout sur le verglas en Limagnes!), de ton support moral (ou pas) dans mes phases en synclinal ; de ton accueil à ta maison lors de nos séjours à Pau, et merci d'avoir ouvert la voie et notamment avoir appris à Emmanuelle que : travailler soirs et week-ends, c'était pas normal et que dormir 8h minimum par nuit, c'était normal, et non l'inverse, ;p). Enfin, mes cop's, mon trio infernal, ma team de l'Akastuki : la **petite Momo**, **Margout** (alias Sylvie) et **RaspouTitine**. Merci pour votre amitié indéfectible, vos (sou)rires et vos encouragements qui m'ont été tellement précieux (surtout sur la fin). Un merci plein de couleurs à Margot dont les aquarelles illuminent ce manuscrit (si je pouvais, je mettrais un gif cœur !).

A mes amis dijonnais (de gré ou de force) et/ou géologues (au moins par alliance). Merci de m'avoir accompagnée, de près ou de loin, (et, surtout tellement fait rire) depuis la première année de Licence (ou plus) et d'être toujours là : **Manue d'amour (Jeff** et **Capucine**, bien sûr), **Mon Bibi** (et tes trois femmes), **Mahie**, **Clawa**, **Camcam**, **Adrien**, **Lolo**, **La Patronne**, **Romain**, **Victor**, **Saba**, **Irvin**, **Matimi**, **Lucile**, **Cédric** (mon Moelleux), **Hélène**, **Loïs**, **Honorine**, **Laure** et **Anne-Lyse**. Veuillez trouver ici, un témoignage de ma profonde et sincère amitié.

Merci à **Noëlle**, **Denis**, **Jean-Charles**, **Stéphanie**, **Roman**, **Leslie** et **Océane**, (partie landaise de la famille) de m'avoir nourrie, logée, blanchie, véhiculée lors de mes séjours dans le Sud-Ouest.

Je remercie profondément **ma famille** pour leur amour et leur soutien inconditionnel (enfin, je crois...). Merci également d'avoir toujours eu une vision de mon travail pleine de légèreté (i.e., être toujours à l'école, voyager et lécher des cailloux) cela a été immensément libérateur pour moi. Merci à **mes parents** de m'avoir doté dès mon plus jeune âge de cette curiosité et cet émerveillement face à la nature. Je vous dois mon œil de naturaliste, qui m'a bien été utile dans mes études de géologie.

Enfin, le plus immense des mercis à mon binôme de vie, **Francisco**, qui fût en première ligne de mes joies, déceptions, doutes et réussites, bref, de mes humeurs et émotions, durant toutes ces années.

P.S. : Il reste de la place... si j'ai oublié quelqu'un, rajoutez-le discrètement, merci !

Sommaire

Introduction générale : Les carbonates microbiens fluviaux et lacustres	- 1 -
Contexte général et enjeux de l'étude	- 3 -
Les carbonates lacustres et fluviaux	- 7 -
1. Carbonates fluviaux et lacustres : une nomenclature controversée	- 7 -
1.1. Définitions	- 7 -
1.2. Classifications des dépôts carbonatés continentaux	- 9 -
2. Les modalités de précipitation des carbonates continentaux	- 13 -
2.1. Interaction entre processus biotiques et abiotiques dans la minéralisation des dépôts carbonatés continentaux	- 13 -
2.2. Rappel des modalités de précipitation des carbonates	- 14 -
2.3. Influence abiotique sur la précipitation des carbonates	- 16 -
2.4. Influence biotique sur la précipitation des carbonates	- 17 -
2.4.1. <i>Tapis et biofilms microbiens</i>	- 17 -
2.4.2. <i>Organominéralisation</i>	- 17 -
2.4.3. <i>Influence des paramètres extrinsèques</i>	- 20 -
2.5. Influence des facteurs environnementaux sur la précipitation des carbonates	- 20 -
Problématiques	- 24 -
Sites d'études	- 26 -
Construction du manuscrit de thèse	- 27 -
Références bibliographiques de l'introduction générale	- 30 -

Chapitre I : Les microbialites oligo-miocènes du bassin des Limagnes, Massif Central (France) - 43 -

Introduction	- 45 -
Partie 1 : Contexte général du bassin des Limagnes	- 48 -
1. Contexte géographique et géologique	- 48 -
2. Contexte géodynamique	- 50 -
2.1. Paléozoïque : L'orogène Varisque	- 50 -
2.2. Mésozoïque	- 50 -
2.3. Cénozoïque : Rifting et orogénèse alpine	- 52 -
2.3.1. <i>Rifting et amincissement crustal</i>	- 52 -
2.3.2. <i>Plissement lithosphérique</i>	- 53 -
2.3.3. <i>Volcanisme cénozoïque</i>	- 54 -
3. Sédimentation du bassin des Limagnes	- 56 -
Partie 2 : Les facteurs de contrôle de la sédimentation du bassin des Limagnes au Châtien et à l'Aquitainien : les carrières de Grand Gandaillat et Créchy	- 62 -
1. Résumé étendu de l'article	- 64 -
2. Article 1 publié à <i>Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology</i>	- 67 -
Partie 3 : L'apport des affleurements de Chadrat et Jussat	- 94 -
1. Introduction	- 95 -
2. Matériel et méthodes	- 96 -
3. Composition des bioconstructions	- 100 -
3.1. Fabriques des bioconstructions	- 100 -
3.2. Spécificité des bioconstructions de Chadrat et Jussat	- 104 -
4. Environnement de dépôts	- 107 -

4.1.	Domaine palustre	- 107 -
4.2.	Domaine deltaïque	- 107 -
4.2.1.	<i>Domaine deltaïque proximal</i>	- 107 -
4.2.2.	<i>Domaine deltaïque lacustre</i>	- 109 -
4.3.	Lacustre peu profond	- 111 -
4.4.	Modèle d'environnement de dépôts et cycles	- 112 -
5.	Fiabilité et validation des datations	- 116 -
6.	Facteurs de contrôle de la sédimentation oligo-miocène du bassin des Limagnes	- 118 -
6.1.	Contrôle climatique à long terme	- 120 -
6.2.	Contrôle tectonique	- 121 -
6.2.1.	<i>Période de quiescence à une tectonique active</i>	- 121 -
6.2.2.	<i>Distribution des bioconstructions à grande échelle</i>	- 122 -
6.3.	Contrôle volcanique	- 123 -
6.4.	Contrôle paléocéologique	- 125 -
6.4.1.	<i>Accumulation à fourreaux de phryganes</i>	- 125 -
6.4.2.	<i>Cladophorites incrustata</i>	- 126 -
6.4.3.	<i>Microfabriques filamenteuses</i>	- 126 -
7.	Rôle du substrat	- 128 -
8.	Reconstitution et questionnement du cadre paléographique	- 130 -
9.	Principaux résultats	- 130 -
Conclusions et perspectives		- 132 -
Références bibliographiques du Chapitre I		- 134 -

Chapitre II : Les tufas microbiens actuels de la Vallée de la Mérantaise (Bassin de Paris, France) - 151 -

Introduction	- 153 -
Partie 1 : Le rôle du substrat sur le potentiel de minéralisation des tapis microbiens	- 156 -
1. Résumé étendu de l'article 2	- 158 -
2. Article 2 publié à <i>Minerals</i>	- 161 -
Partie 2 : La précipitation des carbonates dans les biofilms cyanobactériens : comparaison entre une approche expérimentale en laboratoire et des observations de terrain	- 194 -
1. Résumé étendu de l'article 3	- 195 -
2. Article 3 publié à <i>Minerals</i>	- 197 -
Conclusions et perspectives	- 219 -
Références bibliographiques du Chapitre II	- 221 -

Chapitre III : Les dépôts lacustres carbonatés pléistocènes du lac Winnemucca (Nevada, USA) - 223 -

Introduction	- 225 -
Partie 1 : Contexte général du lac Winnemucca	- 228 -
1. Contexte géodynamique	- 228 -
1.1. La province du « <i>Basin and Range</i> »	- 228 -
1.2. La zone de la Walker Lane Belt	- 230 -
1.3. La « Pyramid Lake fault zone » : indices de l'activité tectonique récente	- 232 -
2. Contexte géographique et géologique des lacs Winnemucca et Pyramid	- 233 -
3. Contexte hydrologique	- 235 -

Partie 2 : Évolution des systèmes lacustres du bassin Lahontan et du sous-bassin de Winnemucca au cours des derniers 48 000 ans _____ - 236 -

1.	Le bassin Lahontan (48 000 – 11 000 ans cal BP)	- 236 -
1.1.	Caractéristique du bassin Lahontan	- 237 -
1.1.1.	Les sous-bassins du bassin Lahontan	- 238 -
1.1.2.	Les rivières alimentant le bassin Lahontan	- 240 -
1.2.	Chronologie	- 240 -
1.2.1.	Historique	- 240 -
1.2.2.	Phase d'élévation du plan d'eau (48 000 à 15 500 ans cal BP)	- 244 -
1.2.3.	Phase de baisse du plan d'eau (15 500 à 13 200 ans cal BP)	- 246 -
1.2.4.	Younger Dryas highstand (13 200 à 11 000 ans cal BP)	- 247 -
1.3.	Rebond isostatique	- 248 -
2.	Les lacs Pyramid et Winnemucca (11 000 ans cal BP – actuel)	- 250 -
2.1.	Chronologie	- 250 -
2.2.	L'évolution récente des lacs Pyramid et Winnemucca	- 251 -
3.	Discussion sur la courbe du niveau d'eau du lac Lahontan	- 252 -
3.1.	Datations radiocarbone sur les tufas ?	- 252 -
3.2.	Absence de datations des terrasses	- 254 -
4.	État de l'art sur les « tufas » des sous-bassins Pyramid et Winnemucca	- 254 -
4.1.	Historique	- 255 -
4.2.	Les travaux de Benson	- 255 -
4.2.1.	Variétés de tufas	- 255 -
4.2.2.	Séquence de formation	- 256 -
4.2.3.	Élévation des terrasses	- 258 -
4.2.4.	Élévation des tufas	- 259 -
5.	Discussion sur les tufas	- 261 -
5.1.	Confusion des morphologies des tufas	- 261 -
5.2.	Variation spatiale et temporelle de la formation des tufas	- 261 -

Partie 3 : Caractérisation des dépôts carbonatés lacustres du sous-bassin de Winnemucca _____ - 264 -

1.	Introduction	- 264 -
2.	Fabriques des dépôts carbonatés lacustres du sous-bassin Winnemucca	- 265 -
2.1.	Matériels et méthodes	- 265 -
2.2.	Macrofabriques et mésofabriques	- 266 -
2.3.	Microfabriques des dépôts carbonatés de Winnemucca	- 275 -
3.	Spatialisation des dépôts carbonatés dans le sous-bassin Winnemucca	- 279 -
3.1.	Matériels et méthodes	- 279 -
3.2.	Transect : répartition verticale des macrofabriques	- 280 -
3.3.	Cartographie de la répartition des dépôts carbonatés	- 284 -
4.	Origine biotique – abiotique des dépôts lacustres de Winnemucca	- 292 -
4.1.	Influence abiotique	- 292 -
4.1.1.	Sources souterraines ou géothermales	- 292 -
4.1.2.	Formation de la thimolite	- 292 -
4.2.	Influence microbienne	- 294 -
5.	Facteurs de contrôle des dépôts carbonatés du sous-bassin de Winnemucca	- 297 -
5.1.	Paléo-lignes de rivage : climat et héritage topographique	- 297 -
5.2.	Sources sous-lacustres : contexte géodynamique et substrat	- 300 -
5.3.	Rôle du substrat sur le développement et la distribution des dépôts microbiens	- 301 -
6.	Variation du niveau d'eau	- 304 -

Conclusions et perspectives _____ - 309 -

Références bibliographiques du Chapitre III _____ - 311 -

Synthèse : Conclusions & Perspectives _____ - 325 -

Discussion générale _____ - 327 -

Perspectives _____ - 339 -

Références Conclusions et perspectives	- 342 -
Liste des figures	- 344 -
Liste des tableaux	- 350 -
ANNEXE 1	- 352 -
Fiche d'aide à la lecture - Chapitre I- Partie 3	- 357 -
Fiche d'aide à la lecture - Chapitre III- Parties 2 & 3	- 359 -

Introduction générale

Les carbonates microbiens fluviaux et lacustres

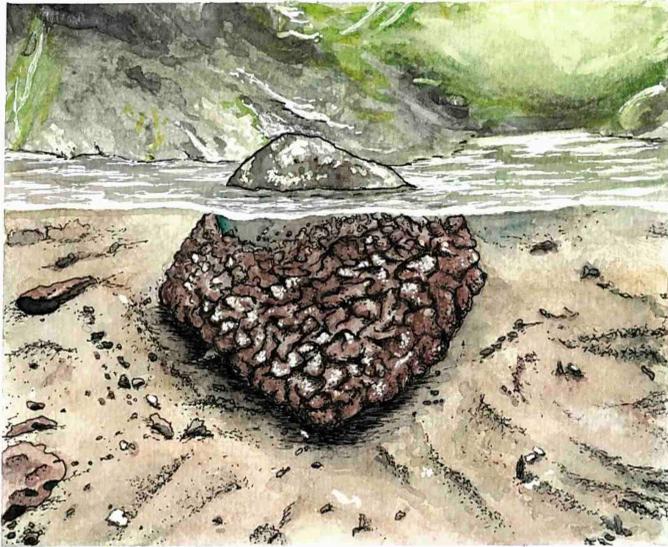


Illustration d'un tufa-microbien de la Vallée de la Mérantaise ; M. Bernardi

Contexte général et enjeux de l'étude

En domaine continental, les roches sédimentaires constituent seulement une infime fraction du volume de la croûte terrestre et sont réparties sur environ 75 % de la surface continentale. Les carbonates continentaux sont une composante importante de cette couverture continentale (Alonso-Zarza et Tanneur, 2010). Ces carbonates sont qualifiés de continentaux ou de non marins (*non-marine*) pour indiquer qu'ils se forment dans des environnements continentaux et aquatiques sans influences marines (Flügel, 2004). Certains auteurs étendent cette définition en suggérant que les carbonates non marins sont les « dépôts carbonatés qui se forment, et peuvent être transformés de façon syndépositionnelle (diagénétiquement altérés), sous une forte influence d'eaux météoritiques, mais également de mélanges à différents degrés entre des eaux météoritiques et l'eau de mer, de saumures ou de fluides de bassins » (De Boever *et al.*, 2017a).

Les carbonates continentaux se déposent dans une large variété d'environnement de dépôts et diagénétiques (e.g., Flügel, 2004 ; Alonso-Zarza et Tanneur, 2010 ; De Boever *et al.*, 2017a ; Figure Intro.1). Les environnements continentaux se divisent en deux catégories (Flügel, 2004) : (1) les environnements où les carbonates se forment en milieux subaériens exposés : il s'agit des **sols** où se forment les paléosols carbonatés, les calcrètes et caliches (e.g., Verrecchia, 2011 ; Alonso-Zarza et Wright 2010a) ; du **domaine palustre** où les carbonates se forment dans la zone de transition entre le domaine subaérien et subaqueux (e.g., Platt et Wright, 1992 ; Freytet et Verrecchia, 2002 ; Alonso-Zarza et Wright, 2010b) ; des **grottes** ou en **domaine karstique** où se forment des spéléothèmes (e.g., Frisia et Borsato, 2010) ; ou encore en **domaine glaciaire** (e.g., Thomazo *et al.*, 2017) ; (2) les environnements continentaux aquatiques, tels que le **domaine fluvial**, où les dépôts carbonatés se forment dans les rivières, les ruisseaux et les chutes d'eau (e.g., Pedley, 1990 ; Arenas-Abad *et al.*, 2010 ; Arenas *et al.*, 2019 ; Roche *et al.*, 2019) ; en **domaine lacustre** d'eau douce, alcaline ou salée (e.g., Winsborough *et al.*, 1994 ; Arp *et al.*, 1999a ; Gierlowski-Kordesch, 2010) ; ou sont associés à des **sources** thermales ou non, chaudes ou froides (e.g., Jones et Renaut, 2010 ; De Boever *et al.*, 2017b ; Török *et al.*, 2019). Cependant, il existe un continuum dans le temps et dans l'espace entre les différents environnements et leurs productions carbonatées qu'il est plus facile d'inclure sous le terme générique de carbonates continentaux (Figure Intro.1 ; De Boever *et al.*, 2017a).

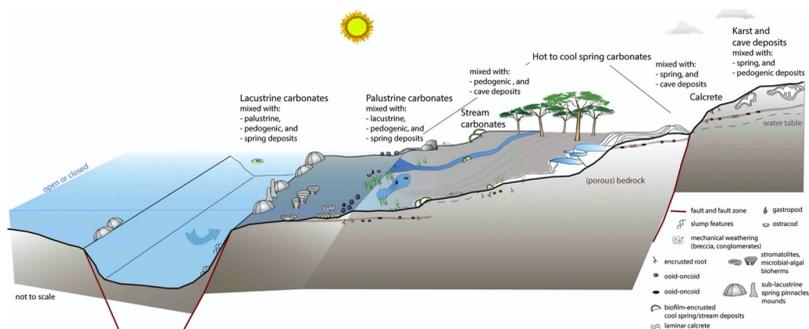


Figure Intro.1 : Dessin schématique illustrant les différents environnements continentaux et leur dépôts carbonatés (d'après De Boever et al., 2017a, d'après Freydet et Plaziat, 1982 ; Arp, 1995 ; Pedley et Rogerson, 2010 ; Brasier, 2011 ; Wright, 2012 ; Della Porta, 2015).

Une synthèse de la littérature montre que les dépôts carbonatés continentaux anciens sont nombreux à partir du Dévonien jusqu'à l'Holocène, notamment parce que la formation de ces dépôts est en partie liée à la colonisation par les plantes du domaine continental à partir du Dévonien (Alonso-Zarza et Tanneur, 2010). Le développement de systèmes racinaires des plantes vasculaires, à partir du Silurien, aurait favorisé la libération d'ions calcium par l'altération des minéraux silicatés, favorisant le développement des dépôts carbonatés continentaux (e.g., Alonso-Zarza et Tanneur, 2010 ; Brasier, 2011). Cependant, la présence de carbonates continentaux est attestée depuis l'Archéen ; les stromatolites lacustres dans la Formation de Tumbiana en Australie (e.g., Lepot et al., 2008 ; Awramik et Buccheim, 2009) ; dans le Supergroupe de Ventersdrop en Afrique du sud (Wilmeth et al., 2019) ; la présence de calcrètes à 2,6 Ga en Afrique du Sud (Watanabe et al., 2004) ou des dépôts liés à des sources chaudes dans la Formation de Dresser, Craton de Pilbara daté à 3,5 Ga (Djokic et al., 2017). Ces dépôts carbonatés sont des archives précieuses pour la reconstitution des paléo-environnements continentaux anciens et fournissent des informations clés concernant les facteurs contrôlant leur formation tels que le climat ou les écosystèmes dans lesquels ils s'inscrivent (Alonso-Zarza et Tanneur, 2010).

L'étude des carbonates continentaux actuels ou fossiles concernent plusieurs enjeux de recherche à la fois, académiques sociétales et économiques.

- **Enjeux académiques**

Les dépôts carbonatés continentaux sont fréquemment utilisés comme des proxys paléoenvironnementaux et paléoclimatiques (Tanner, 2010). Leurs compositions et leur morphologie peuvent nous informer sur les paléo-environnements et les écosystèmes anciens (e.g., Straccia et al., 1990 ; Frantz et al., 2014 ; Leggitt et al., 2007). Leurs présences donnent des

informations sur les conditions d'aridité/humidité (ex : calcrètes ; [Tanner, 2010](#)). La composition isotopique de ces carbonates ($\delta^{13}\text{C}$; $\delta^{18}\text{O}$; *clumped isotopes*) fournit des enregistrements à hautes résolutions des événements climatiques à court ou à long terme (dans les tufas fluviaux, les sédiments lacustres ou les spéléothèmes ; [Andrews, 2006](#)), permet de reconstituer les paléotempératures (e.g., stromatolites ; [Frantz et al., 2014](#) ; [Wattinne et al., 2018](#)) ou indique les valeurs de paléo- pCO_2 ([Ekart et al., 1999](#)).

- **Enjeux sociétaux**

Les dépôts carbonatés continentaux, qui sont étudiés pour comprendre les interactions entre les micro- et les macroorganismes (bactéries, algues, bryophytes et plantes), les processus de précipitations minérales, les fluides et les fabriques résultantes, offrent une opportunité pour contribuer à l'identification des formes de vie anciennes et extraterrestres ([De Boever et al., 2017a](#)). De plus, les systèmes hydrothermaux continentaux sont des environnements privilégiés pour étudier les habitats et les mécanismes ayant conduits à la naissance des premières formes de vie sur Terre (e.g., [Allen et al., 2000](#) ; [Osinski et al., 2013](#)).

L'étude des carbonates continentaux sert également à appréhender le comportement du CO_2 et prédire les performances à long terme du stockage géologique profond du CO_2 dans les aquifères, notamment en cas de fuite du réservoir ([Prado-Pérez et Pérez del Villar, 2011](#) ; [Rodrigo-Naharro et al., 2019](#)). L'étude des mécanismes biotiques et abiotiques favorisant la précipitation des carbonates en domaine continental permet également d'envisager un stockage du CO_2 dans le sous-sol, piégé dans des précipitations carbonatées résultant de l'action des micro-organismes (e.g., [Bénézeth et al., 2009](#)). L'étude de ces systèmes permet d'apporter des réponses à la problématique du stockage de CO_2 dans le contexte actuel où le réchauffement climatique est une question sociétale centrale.

- **Enjeux économiques**

Les dépôts carbonatés ont de nombreux intérêts économiques, lesquels sont conditionnés par leurs propriétés physiques (porosité, perméabilité, leur résistance à la compression et à l'abrasion) ou leur composition chimique (Ca, Mg, Na, Au, U, Al et hydrocarbures ; [Herrero et Escavy, 2010](#)). Les carbonates palustres, les calcrètes et les travertins sont utilisés en tant que pierres de construction ([Herrero et Escavy, 2010](#)). Les calcrètes constituent des traceurs géochimiques pour les explorations d'or en Australie, au Mexique, ou en Afrique du Sud ([Lintern, 2007](#)) ou pour les gisements superficiels d'uranium ([Carlisle, 1983](#)). Les carbonates lacustres peuvent constituer à la fois des roches sources et réservoirs pour les hydrocarbures ([Herrero et Escavy, 2010](#)). Depuis 2006, les carbonates continentaux, en particulier ceux se développant en zone de rifting, ont fait l'objet d'une intensification des recherches motivée par la découverte des champs pétroliers au large des côtes brésiliennes ([Terra et al., 2010](#) ;

Wright et Barnett, 2015) ou à l'est des côtes sud-américaines et ouest-africaines (Thompson *et al.*, 2015 ; Saller *et al.*, 2016) dont les roches réservoirs sont composées de dépôts carbonatés désignés comme des « microbialites » (Mancini *et al.*, 2013) et/ou des tufas ou travertins (Terra *et al.*, 2010 ; Ariza Ferreira *et al.*, 2019). Les processus à l'origine de leur formation, leur environnement de dépôts et leur possible origine microbienne restent débattus (e.g., Mancini *et al.*, 2013 ; Wright et Barnett, 2015). De même, la présence et l'occurrence de bioconstructions carbonatées microbiennes restent soumises à interrogation (e.g., Buarque *et al.*, 2017 ; Ariza Ferreira *et al.*, 2019). Une meilleure compréhension des dépôts continentaux carbonatés, en particulier ceux dont la formation est liée à la présence d'une activité microbienne, est alors cruciale pour améliorer les outils de prédiction pour l'exploration pétrolière des réservoirs carbonatés continentaux.

Les carbonates lacustres et fluviatiles

1. Carbonates fluviaux et lacustres : une nomenclature controversée

1.1. Définitions

Parmi la variété des dépôts continentaux, ce travail de thèse s'est concentré sur les dépôts lacustres et fluviaux en lien avec une activité microbienne (Figure Intro.2).

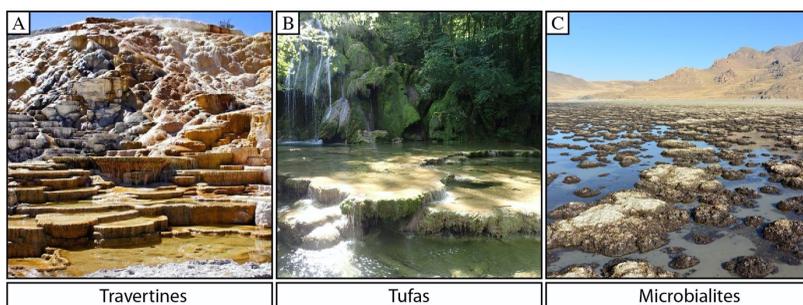


Figure Intro.2 : Illustration des travertins, tufas et des microbialites. A) Travertin de Mammoth Hot Spring, Yellow Stone (Wyoming, USA; photographie : <https://www.yellowstoneparknet.com/>); B) Tufa de la cascade des Planches (Jura, France); C) Microbialites du Grand Lac Salé (Utah, USA; photographie : A. Bouton).

La littérature regorge de termes pour nommer les dépôts carbonatés continentaux fluviatiles et lacustres : travertine, tufa, travertine-tufa, calc tufa, calcareous tufa, plant-tufa, thermal tufa, algal tufa, *Oscillatoriaceae* tufa, sinter, ... (Jones et Renaut, 2010; Della Porta, 2015). Les termes tufas et travertins sont les termes les plus souvent utilisés mais les définitions diffèrent selon les auteurs. La plupart de ces définitions sont génétiques et basées sur l'origine de la source de dioxyde de carbone, la température de l'eau, l'environnement de dépôts, la présence ou l'absence de micro-organismes ou de dureté ou l'âge des dépôts (Jones et Renaut, 2010). Par exemple, Ford (1989) utilise le terme tufa, en désignant tous les dépôts de carbonates de calcium dans les milieux fluviatiles et lacustres, tandis que le terme travertin peut être utilisé pour les matériaux plus durs et plus vieux stratigraphiquement. Pedley (1990) et Ford et Pedley (1996) désignent comme tufa les produits résultant de la précipitation des carbonates en milieu d'eau douce froide ou à température ambiante qui contiennent généralement des restes de micro- et macrophytes, d'invertébrés et de bactéries. De manière similaire, Pedley *et al.* (2003) appliquent le terme tufa à l'ensemble des carbonates, indépendamment de leur cristallinité, se développant à travers une biomédiation et/ou des processus physico-

chimiques dans des conditions de température ambiante associées à une source d'eau douce. Le terme tufa peut alors être utilisé dans des environnements de dépôts variés : fluvial, lacustre, palustre et pédogénétique (Pedley, 1990 ; Ford et Pedley, 1996). Tandis que les travertins font référence à tous les dépôts carbonatés continentaux précipités à partir d'eau thermale ayant une température supérieure à 20-30°C et sont dominés par des processus physico-chimiques et microbiens en l'absence de macrophytes ou de restes animaux *in situ* (Pedley 1990 ; Ford et Pedley, 1996). Pentecost (2005) rejette l'utilisation du terme tufa et nomme travertin tous les calcaires continentaux à médiation chimique qui ont été formés autour d'infiltrations d'eaux souterraines, de sources et le long des ruisseaux et des rivières, à l'exclusion des lacs et des calcrètes. Les travertins peuvent être subdivisés en deux sous-catégories : les travertins météogènes quand l'origine du CO₂ provient de l'atmosphère ou du sous-sol (dissolution des roches carbonatées) et thermogènes quand le CO₂ provient d'une origine hydrothermale (d'origine magmatique, mantellique ou par décarbonatation dans les zones de métamorphisme).

Ces définitions, principalement génétiques, sont difficiles à utiliser notamment parce qu'une partie de ces carbonates résulte d'un continuum dans le temps et dans l'espace. Della Porta (2015) souligne que ces classifications sont intéressantes et utiles pour l'étude des carbonates issus de sources uniques comme les carbonates fluviaux d'eau douce (tufa ou travertin météogène) et les carbonates précipités près des sources thermales (travertin ou travertin thermogène). Toutefois, cet auteur souligne que leur utilisation devient difficile dans les environnements où les eaux météoritiques et thermales se mélangent ; dans les parties distales des systèmes hydrothermaux où les micro- et macrophytes sont abondants ; en milieu lacustre où des accumulations de « *spring mounds* » sont liées à un mélange entre des eaux météoritiques et hydrothermales et des eaux lacustres ; ou encore dans les lacs évaporatifs où l'eau est à température ambiante, où les précipitations de carbonates sont dépourvues de macrophytes et où la signature géochimique ne permet pas de déterminer la source de CO₂. Plusieurs auteurs (e.g., Pentecost, 2003 ; Jones et Renaut, 2010 ; Brasier, 2011) alertent également sur le fait que les classifications deviennent également problématiques lorsque l'on s'intéresse à des dépôts anciens où les critères de température de l'eau ou de l'origine du CO₂ sont difficiles à appréhender. La détermination des températures va alors se baser sur les fabriques cristallines ou des restes biologiques dans les précipitations, de ce fait la distinction entre tufa et travertin va devenir matière à interprétation (Jones et Renaut, 2010). Brasier (2011) conseille d'éviter l'emploi des termes « tufa » et « travertin » pour caractériser les objets anciens, et propose l'utilisation des termes de « *stream carbonate* », « *spring carbonate* » ou de « *lacustrine carbonate* » quand les environnements de dépôts peuvent être déduits de la stratigraphie, sinon du terme plus général de « *spring, stream and lacustrine (SSL) carbonate* ».

De plus, certains auteurs assimilent les tufas et travertins à des microbialites en mettant en avant l'importance de l'activité microbienne dans la formation de ces objets (e.g., [Riding, 1991](#) ; [Shiraishi et al., 2008](#) ; [Dupraz et al., 2009](#) ; [2011](#)). Les microbialites sont définies comme des dépôts organo-sédimentaires formés par l'interaction entre des communautés benthiques et des sédiments détritiques et chimiques ([Burne et Moore, 1987](#)). Cette définition est communément acceptée et a été, en partie, élaborée sur l'étude de carbonates lacustres (lac Pink et Clifton, Australie ; [Burne et Moore, 1987](#)). Dans les environnements lacustres, le terme microbialite est souvent préféré aux termes tufas ou travertins pour désigner les dépôts carbonatés en lien avec une activité microbienne ; e.g., dans des lacs d'eau douce ([Laval et al., 2000](#) ; [Gischler et al., 2008](#)) alcalins et/ou salés ([Kempe et al., 1991](#) ; [Last et al., 2010](#) ; [Bouton et al., 2016 a, b](#)). Les termes tufas et travertins (ou travertins météogènes/thermogènes) ne sont pas antinomiques au terme microbialite, car leurs définitions font appel à des origines ou des processus de formation différents (température de l'eau, origine du CO₂, rôle de l'activité microbienne) qui peuvent être complémentaires.

1.2. Classifications des dépôts carbonatés continentaux

Les dépôts carbonatés fluviaux et lacustres présentent une très forte variabilité de tailles, de morphologies, de textures et de minéralogies. Cette forte variabilité a généré une grande complexité dans les classifications de ces dépôts. La texture de ces derniers peut être décrite selon les classifications de [Dunham \(1962\)](#), d'[Embry et Klovan \(1971\)](#) et [Wright \(1992\)](#). Mais ces descriptions, conçues pour les carbonates marins trouvent leurs limites quand il s'agit de classer et décrire les objets. Pour pallier cette difficulté, les classifications aux tufas, travertins et microbialites se sont multipliées.

Pour les carbonates continentaux, il existe de nombreuses classifications, certaines sont descriptives, d'autres impliquent des processus de formation. Dès lors que les classifications se servent des environnements de dépôts comme critères distinctifs (e.g., [Pedley, 1990](#) ; [Pentecost et Viles, 1994](#)), elles ne sont utilisables que lorsque l'environnement de dépôt est clairement identifiable. La plupart des classifications ciblent un environnement de dépôt en particulier et sont restreintes aux géométries, textures et faciès inféodés à ces milieux. Ces classifications concernent les travertins (e.g., [Gandin et Capezzuoli, 2014](#) ; [Claes et al., 2017](#)), les travertins et les tufas (ou travertins météogènes et thermogènes ; e.g., [Pedley, 1990](#) ; [Pentecost et Viles, 1994](#)) ou les microbialites (e.g., [Pierson et al., 1992](#) ; [Riding, 2000](#)). [Della Porta \(2015\)](#) propose un diagramme de synthèse des différentes fabriques pétrographiques construit à partir d'exemples de travertins, tufas et microbialites lacustres. Cependant, cette synthèse se concentre essentiellement sur les microfabriques. En 2011, [Dupraz et al.](#) proposent une

classification des microbialites (ces auteurs y englobent les travertins et tufas) à 3 échelles de travail différentes : la macrostructure, la mésostructure et la microstructure (Figure Intro.3).

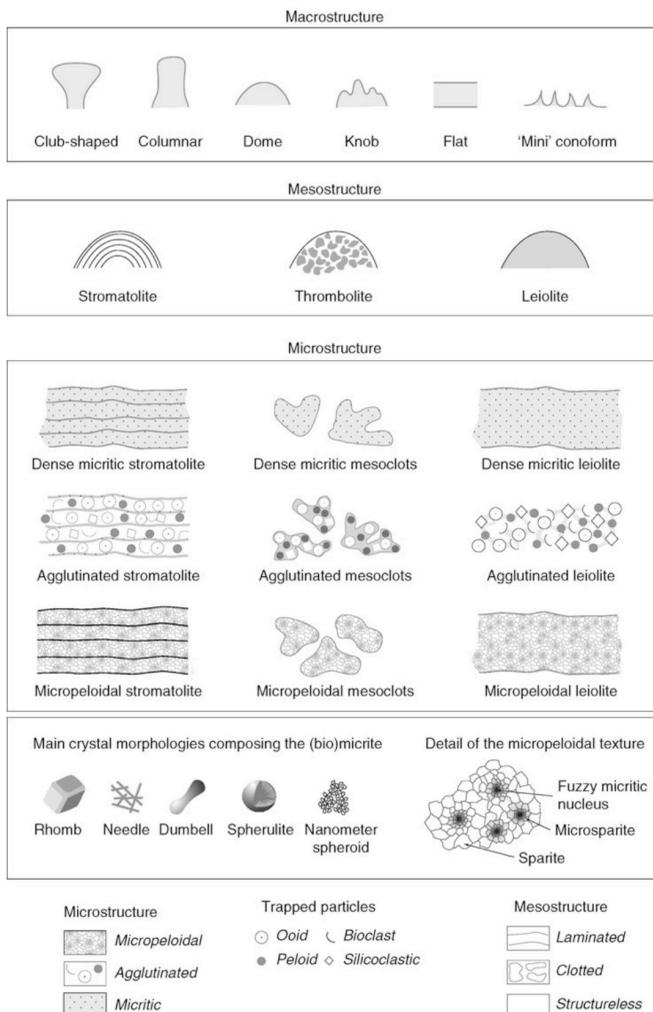


Figure Intro.3 : Classification descriptive pour les microbialites modernes proposée par Dupraz et al. (2011) d'après Kennard et James (1986) ; Riding (1991) ; Schmid (1996) ; Dupraz et Strasser (1999) et Shapiro (2000).

Cette classification, même si elle ne concerne que les dépôts microbiens, a l'avantage de présenter des termes descriptifs à trois échelles. Toutefois, son application n'est valable que pour les microbialites modernes. Ainsi, cette classification ne reprend pas le terme de dendrolite désignant les microbialites du registre fossile dont la mésostructure est caractérisée par un réseau ramifié ou arborescent (Riding, 1991). Toutefois, certaines structures comparables à des dendrolites et présentant « des structures arborescentes en forme d'arbustes ou de fougères qui se ramifient vers le haut » sont décrites sous le terme *shrub* (d'après Chafetz et Folk, 1984) et reprises dans d'autres classifications (e.g., Gandin et Capezzuoli, 2014 ; Claes et al., 2017). De plus, une étude récente a montré la formation de tapis microbiens dendrolitiques actuels (Suosaari et al., 2018). De même, les cristaux de sparite n'apparaissent pas dans les microstructures de la classification de Dupraz et al. (2011). Les cristaux de sparite sont communément observés dans les dépôts anciens et actuels (e.g., Bertrand-Sarfati et al., 1994 ; Chafetz et Guidry, 1999 ; Freytet et Verrecchia, 1999 ; Della Porta et al., 2017). Il en est de même pour certaines structures montrant des alternances de plusieurs microfabriques différentes, fréquentes dans les microbialites anciens et/ou continentaux (Riding, 2008). Riding (2008) nomme ces structures hybrides et propose qu'elles résulteraient d'une combinaison de précipitations microbiennes et abiotiques (Figure Intro.4).

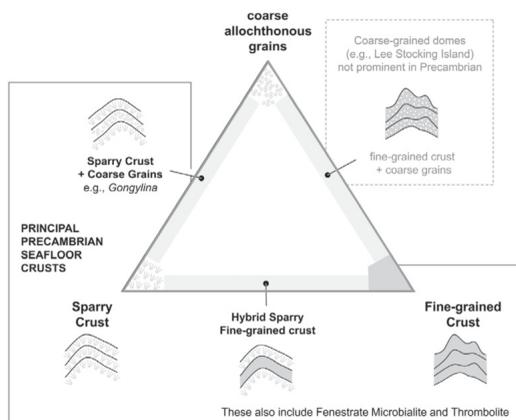


Figure Intro.4 : Diagramme ternaire présenté par Riding (2008) montrant 3 pôles : grains grossiers alloctones, croûtes à grains fins, et croûte de sparite, avec pour chacun de deux pôles des structures hybrides.

Les échelles utilisées dans la classification de Dupraz *et al.* (2011) sont tirées du travail de Shapiro (2000) qui préconise de caractériser les microbialites à 4 échelles d'étude (Figure Intro.5) : (1) la mégastructure fait référence à l'organisation des structures entre elles ; elles peuvent être qualifiées de biohermes ou des biostromes ; (2) la macrostructure fait référence à la morphologie d'un édifice individualisé ; (3) la mésostructure est utilisée pour décrire les structures internes de la macrostructure, qui sont visibles à l'œil nu, et (4) la microstructure correspond aux fabriques microscopiques observées en pétrographie ou en microscopie électronique à balayage. L'utilisation de ces échelles d'investigation est particulièrement opportune car, d'une part, elle permet de caractériser un objet dans son ensemble, et d'autre part, ces échelles peuvent être appliquées à un grand nombre de carbonates continentaux. Ces échelles seront systématiquement utilisées dans ce manuscrit pour la description des objets étudiés.

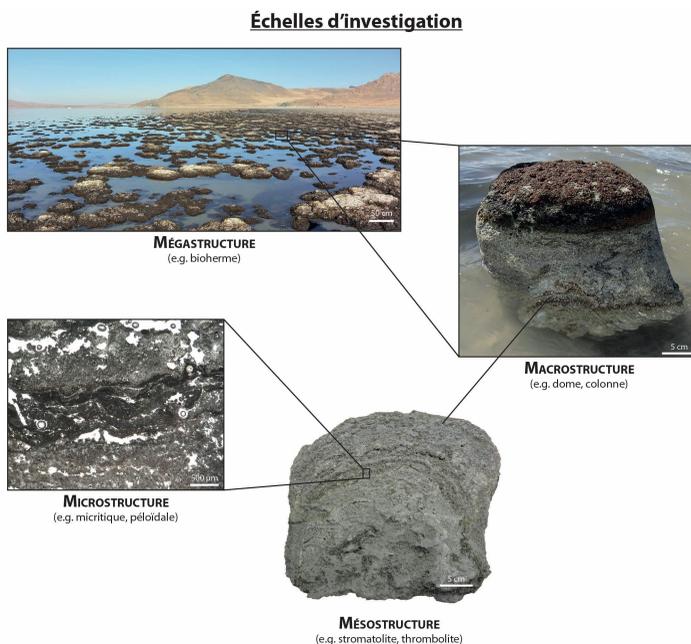


Figure Intro.5 : Les différentes échelles d'investigation (d'après Shapiro, 2000) appliquées aux microbialites du Grand Lac Salé (Utah, Nevada ; Bouton, 2016).

En résumé, peu de classification s'intéresse à l'ensemble des dépôts carbonatés continentaux (biotiques ou abiotiques). Un premier verrou scientifique a été rencontré dans ce travail qui est, l'absence d'un consensus autour d'une terminologie/classification universellement acceptée pour traiter les carbonates non marins, comme le souligne Della Porta (2015). Les terminologies et classifications présentes dans la littérature sont souvent restreintes à un environnement de dépôt (fluvial, lacustre), un objet (travertins, tufas, microbialites ; récents *vs* anciens) ou une échelle de travail (macro-, méso-, micro-), rendant leur utilisation systématique difficile. Pourtant, une identification précise des termes est fondamentale pour identifier les roches auxquelles il est fait référence et pour mieux communiquer les informations sur les caractéristiques des roches et permettre de proposer une discussion sur les caractérisations et sur les interprétations de ces dernières. De ce fait, les termes doivent rester descriptifs pour permettre de laisser place à une nouvelle interprétation et à la proposition de modèles de dépôts alternatifs (Gomes *et al.*, 2020).

2. Les modalités de précipitation des carbonates continentaux

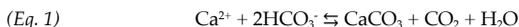
2.1. Interaction entre processus biotiques et abiotiques dans la minéralisation des dépôts carbonatés continentaux

Plusieurs mécanismes de précipitation minérale sont proposés pour expliquer la formation des travertins, tufas et microbialites et ceux-ci évoluent de pôles abiotiques à biotiques. Il revient souvent que les travertins sont dominés par des processus de formation abiotique (e.g., Capezuoli *et al.*, 2014). Cependant, Farmer (2000) et Fouke *et al.* (2000) montrent l'impact d'une activité microbienne même lorsque les processus abiotiques sont dominants. Selon les auteurs (références ci-après), les mécanismes impliqués dans la formation des tufas varient d'un pôle abiotique à un pôle biotique. Kano *et al.* (2003) et Kawai *et al.* (2006) prônent la dominance d'une influence physico-chimique, donc une prédominance forte de l'influence abiotique sur l'influence biotique. Ford et Pedley (1996), Merz-Preiß et Riding (1999) et Arp *et al.*, (2001a) ont une position intermédiaire avec une combinaison des processus biotiques et abiotiques. Et parfois, un rôle prépondérant est donné aux biofilms dans la formation des tufas (e.g., Rogerson *et al.*, 2008 ; 2010 ; Pedley *et al.*, 2009 ; Manzo *et al.*, 2012). L'implication d'une activité microbienne dans la formation des tufas va conduire à l'utilisation de termes extraits du registre des microbialites par exemple, « *microbial tufa* » (Pedley, 2000 ; Riding, 1991) et/ou avec « *stromatolites* » (e.g., Freydet et Plet, 1996 ; Shiraishi *et al.*, 2010 ; Brasier *et al.*, 2011). Dès lors, certains auteurs considèrent que les dépôts tufas répondent à la définition de microbialites. Ainsi les « tufas stromatolitiques » d'un ruisseau karstique en Allemagne sont

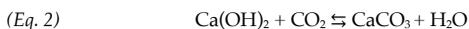
considérés comme un type de microbialites (Shiraishi *et al.*, 2008) car le mécanisme primaire de précipitation est la photosynthèse cyanobactérienne. De même, Dupraz *et al.* (2009) considèrent que, bien que le moteur principal de la formation des tufas/travertins soit physico-chimique, la précipitation est initiée sur des substrats biologiques, notamment les tapis microbiens. De ce fait, les minéralisations répondent à des processus d'organo-minéralisation. La grande majorité des auteurs s'accorde à dire que les carbonates continentaux fluviaux et lacustres résultent d'une interaction complexe entre des processus abiotiques et biotiques (e.g., Ford et Pedley, 1996 ; Merz-Preiß et Riding, 1999 ; Manzo *et al.* 2012).

2.2. Rappel des modalités de précipitation des carbonates

La réaction essentielle contrôlant la précipitation des carbonates de calcium est la suivante :

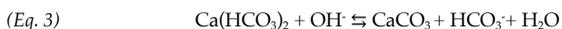


Pentecost (2005) mentionne deux autres réactions pouvant conduire à la précipitation physico-chimique de minéraux carbonatés continentaux. La première concerne la réaction entre le CO₂ atmosphérique et des eaux hyperalcalines :



Ces réactions sont fréquentes dans les régions présentant des roches ultramafiques et des serpentinites (e.g., O'Neil et Barnes, 1971 ; Kelemen *et al.*, 2011).

La deuxième réaction provient du mélange entre des eaux souterraines riches en calcium et des eaux de surface alcalines des lacs. Les ions hydroxydes présents dans le lac réagissent avec les ions bicarbonates (HCO₃⁻) pour former des ions carbonates (CO₃²⁻) suivant l'équation :



Ces réactions ont lieu principalement dans les lacs où la concentration en OH⁻ est élevée. Cet exemple concerne, notamment, les édifices carbonatés de l'Ouest des États-Unis dans les bassins des lacs de Searles (Scholl, 1960) ; Mono (Scholl et Taft, 1964) et Pyramid (Arp *et al.*, 1999b ; Figure Intro.6). Pentecost (2005) ne considère pas ces précipitations comme des travertins car elles ne résultent pas d'un transfert direct du CO₂ depuis ou vers l'atmosphère et les qualifie de *travertine-related*. D'autres auteurs définissent ces dépôts comme des *saline travertines* car ils résultent de l'interaction entre une source thermale entrant dans un lac salé (Capezzuoli *et al.*, 2014). Ceci montre encore une fois les difficultés de nommer les précipitations carbonatées continentales quand ceux-ci présentent des origines mixtes.

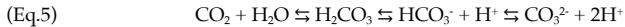


Figure Intro.6 : Les édifices carbonatés de Needles Rocks, Pyramid Lake (Nevada, USA).

Le paramètre le plus important permettant aux carbonates de calcium de précipiter est l'atteinte d'un état de saturation vis-à-vis d'un minéral en solution (Arenas-Abad *et al.*, 2010 ; Manzo *et al.*, 2012). Celui-ci est exprimé à travers l'indice de saturation (*Saturation Index*, SI) par rapport à un minéral, qui est calculé de la manière suivante (pour la calcite, par exemple) :

$$(Eq. 4) \quad SI_{\text{calc}} = \log ([Ca^{2+}] \times [CO_3^{2-}]) / K_s$$

Où K_s est la constante de solubilité, donnée à $10^{-6,37}$ à 25° et à 1 bar. $[CO_3^{2-}]$ dépend de l'équilibre des carbonates :



L'indice de saturation dépend de deux paramètres : (1) la disponibilité en ions carbonate CO_3^{2-} (correspondant à l'alcalinité, d'après Dupraz *et al.*, 2009) et (2) la disponibilité d'ions spécifiques (Ca^{2+} , Mg^{2+} , ...). En fonction de la concentration de chacun de ces ions dans la solution, le milieu sera ou non saturé vis-à-vis d'un minéral. Le milieu sera sursaturé lorsque $SI_{\text{calc}} > 0$. Dans les milieux naturels, des travaux montrent que lorsque le SI_{calc} atteint la valeur de 0,8 la calcite précipite spontanément (dans les rivières d'eau douce ; Merz-Preiß *et Riding*, 1999 ; ou dans les lacs alcalins ; Kempe *et Zazmierczak*, 1993).

Les deux paramètres principaux (alcalinité et disponibilité des ions spécifiques) régissant l'indice de saturation constituent le potentiel de précipitation (ou de dissolution des carbonates) qui sont régis par des processus abiotiques et des processus biotiques.

2.3. Influence abiotique sur la précipitation des carbonates

La précipitation des carbonates est favorisée par des variations de paramètres physico-chimiques dont certains peuvent être influencés par plusieurs processus. Ces changements vont conduire à la modification de la saturation du milieu, notamment en contrôlant la disponibilité et la concentration des ions.

Le dégazage de CO₂ : les sources émergentes vont spontanément dégazer leur excédant de CO₂ et le réajustement du système, qui correspond à un retour à l'équilibre avec la pCO₂ atmosphérique, va conduire à une augmentation du pH. L'élimination du CO₂ conduit à une consommation des ions H⁺ et HCO₃⁻ (Eq. 1) et une augmentation des ions CO₃²⁻ (Pentecost, 2005 ; p.205-206). La concentration aqueuse de dioxyde de carbone est exprimée par sa pression partielle d'équilibre : pCO₂. La valeur de la pCO₂ est alors inversement proportionnelle à la valeur du pH.

L'hydrodynamisme agit comme le principal mécanisme d'élimination du CO₂. Ainsi le dégazage de CO₂ en solution est plus efficace dans les eaux agitées, tels que les courants forts et dans les zones de turbulences (e.g., cascades, rapides et rives des lacs ; Arp *et al.*, 2001a ; Shiraishi *et al.*, 2008 ; Chen *et al.*, 2004 ; Gradziński, 2010).

Les variations de température vont affecter la SI_{calc} et la pCO₂. La solubilité du CO₂ est plus élevée en conditions froides (Arenas-Abad *et al.*, 2010) donc l'augmentation des températures peut provoquer le dégazage de CO₂ et entraîner la précipitation des carbonates.

Le rapport évaporation/précipitation va contrôler la concentration des ions dans le système (Warren, 2006). Ce processus a un impact sur la concentration des ions et également sur la pCO₂ : l'augmentation de la salinité en solution a pour effet de diminuer la solubilité du CO₂ (Messabeh *et al.*, 2016) favorisant le dégazage du CO₂, pouvant entraîner la précipitation des carbonates. Ce processus peut être particulièrement important dans les lacs salins (Vennin *et al.*, 2019).

Les apports du sous-sol : des apports d'eau additionnels peuvent modifier les teneurs en calcium, l'alcalinité, les températures de l'eau ou les valeurs de pCO₂ favorisant ou inhibant la précipitation des carbonates (e.g., Auqué *et al.*, 2013 ; Arenas *et al.*, 2014 ; Pentecost, 2005).

2.4. Influence biotique sur la précipitation des carbonates

Les processus biotiques jouent un rôle fondamental dans les précipitations dans les environnements continentaux. Ces processus biotiques dépendent des communautés bactériennes dont l'activité va conduire à des précipitations nommées organominéralisation (Perry *et al.*, 2007) ou biominéralisation (Couradeau *et al.*, 2012).

2.4.1. Tapis et biofilms microbiens

Le terme de tapis microbien désigne des structures organosédimentaires, physiquement cohérentes, verticalement stratifiées (Stahl *et al.*, 1985 ; Decho, 2000 ; Ley *et al.*, 2006). Tandis que les biofilms désignent des lamines microbiennes non structurées liées à une surface solide (Decho, 2000 ; Krumbein *et al.*, 2003). Les tapis et les biofilms forment des écosystèmes composés de diverses communautés microbiennes pouvant être regroupées selon six groupes fonctionnels en fonction du métabolisme dominant (Visscher et Stolz, 2005 ; Dupraz *et al.*, 2009) : (1) phototrophes oxygéniques (e.g., les cyanobactéries) ; (2) les phototrophes anoxygéniques (e.g., *purple sulfur bacteria*, *PSB*) ; (3) les hétérotrophes anaérobiques (e.g., bactéries sulfato-réductrices) ; (4) les hétérotrophes aérobiques, (5) les sulfoxydants et (6) les fermenteurs. Ces différents groupes fonctionnels se développent au sein d'une matrice organique exopolymérique (EOM : *Extracellular Organic Matter*), constituée de substances exopolymériques (EPS : *exo-polymeric substances*) et de carbone organique à bas poids moléculaire (Dupraz *et al.*, 2009).

2.4.2. Organominéralisation

Le rôle des micro-organismes et des EPS dans les minéralisations biologiquement induites et influencées sont complexes et ont été étudiées à la fois dans le domaine marin et continental (e.g., Reid *et al.*, 2000 ; Visscher *et al.*, 2000 ; Arp *et al.*, 2001b ; 2003 ; Dupraz *et al.*, 2009). L'ensemble de ces processus de précipitation liés à une activité du tapis ou biofilms microbiens correspond à des processus d'organominéralisation selon Dupraz *et al.* (2009) ou de biominéralisation selon Couradeau *et al.* (2012). L'organominéralisation est définie comme l'ensemble des minéraux précipités par interaction avec des organopolymères, des composés bioorganiques et/non biologiques, sans preuve de contrôle biologique direct du squelette, intracellulaire ou extracellulaire (Perry *et al.*, 2007). L'organominéralisation est dépendante de la (sur)saturation de la solution vis-à-vis d'un minéral (Eq.4). Cette saturation dépend, en particulier, de la disponibilité des ions carbonates (ou alcalinité ; Dupraz *et al.*, 2009). L'alcalinité peut être influencée par certains métabolismes qui vont favoriser les précipitations en modifiant directement leur micro-environnement, on parle alors de précipitations

biologiquement induites ; Figure Intro.7.a ; Dupraz *et al.*, 2009). Dans le cas où l'alcalinité est forte mais contrôlée par des paramètres extérieurs aux tapis/biofilms, ces derniers vont fournir un substrat pour la précipitation des carbonates, notamment via la production d'EPS, on parle alors de précipitation biologiquement influencée (Figure Intro.7.b ; Dupraz *et al.*, 2009).

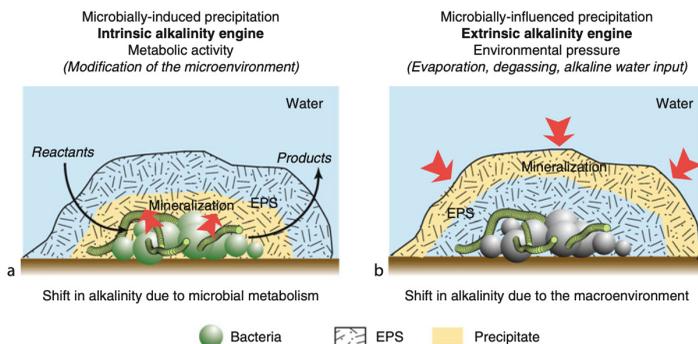


Figure Intro.7: Modèle de précipitation carbonatée à l'intérieur des biofilms. L'augmentation de l'alcalinité conduisant à la précipitation peut être (a) intrinsèque, i.e. résultant de l'action des métabolismes ou (b) extrinsèque, i.e. résultant des facteurs environnementaux. Dans les deux cas, la matrice d'EPS joue un rôle clé dans la morphologie, la composition et la minéralogie des dépôts précipités (Dupraz *et al.*, 2011).

- **Précipitations biologiquement-induites (paramètres intrinsèques)**

Certains métabolismes microbiens modifient la chimie de leur micro-environnement et peuvent favoriser une hausse de l'alcalinité du milieu ce qui aura pour conséquence de favoriser la précipitation de carbonates. Un de ces mécanismes est la photosynthèse assurée par les groupes fonctionnels des phototrophes oxygéniques ou anoxygéniques (auxquelles appartiennent les cyanobactéries et les PSB ; Visscher *et al.*, 1998 ; Dupraz *et al.*, 2009). La contribution de ces processus dans l'élimination du CO₂ dans les milieux fluviatiles d'eau douce est estimée autour de 10 à 20 % (en complément du dégazage mécanique du CO₂ ; Shiraishi *et al.*, 2008 ; Arp *et al.*, 2010 ; Pentecost et Franke, 2010). Il a été longtemps pensé que la consommation de CO₂ lors de la photosynthèse conduisait à un déplacement de l'équilibre dans l'équation de précipitation des carbonates (Eq.1), induisant la précipitation de carbonates (e.g., Merz-Preiß et Riding, 1999 ; Riding, 2000 ; Arp *et al.*, 2001a ; Pentecost, 2005). Cependant l'augmentation de l'alcalinité par photosynthèse dans le micro-environnement est attribuée à un échange d'ions HCO₃⁻ et OH⁻ à travers la membrane de la cellule. Les ions HCO₃⁻ sont transportés dans les cellules des cyanobactéries comme source de carbone inorganique pour la photosynthèse et convertis en CO₂ par des enzymes carboniques anhydrases. Lors de la conversion d'un ion HCO₃⁻ en CO₂, un ion OH⁻ va être produit et relâché dans le micro-

environnement (en particulier dans les EPS), lequel va voir sa concentration en ions carbonate augmentée. Si des ions calcium sont disponibles, le carbonate de calcium peut précipiter dans les EPS (Figure Intro.8 ; Dupraz *et al.*, 2009). La photosynthèse n'est pas le seul processus à influencer sur la précipitation des carbonates : la respiration, effectuée par le groupe fonctionnel des hétérotrophes anaérobiques (i.e, bactéries sulfato-réductrices) favorise également la précipitation des carbonates (Visscher *et al.*, 1998 ; Visscher et Stolz, 2005).

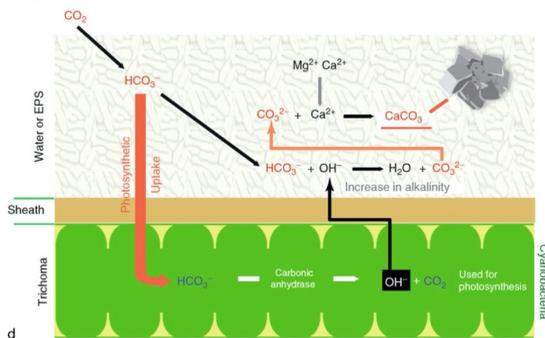


Figure Intro.8 : Rôle de la photosynthèse dans la précipitation des minéraux carbonatés. Le CO_2 dissout dans l'eau forme des ions HCO_3^{2-} (les plus communs à $5 < \text{pH} < 9$). Les ions HCO_3^{2-} sont utilisés par la cellule ; les enzymes carboniques anhydrases produisent du CO_2 en relâchant des ions OH^- , conduisant à une augmentation de l'alcalinité dans le micro-environnement de la cellule, favorisant la précipitation de CaCO_3 (Dupraz *et al.*, 2011).

- **Précipitation biologiquement influencée**

Lorsque les conditions de sursaturation de la solution sont assurées par des paramètres abiotiques (voir paragraphe précédent), les tapis/biofilms microbiens vont constituer un substrat pour la précipitation des carbonates. De nombreuses études ont montré l'importance des EPS dans les minéralogies et morphologies des précipitations minérales continentales (e.g., Braissant *et al.*, 2003 ; Turner et Jones, 2005 ; Pedley *et al.*, 2009). Les EPS jouent un rôle prépondérant dans la minéralisation en constituant des points de nucléation pour la précipitation et la croissance des carbonates (Turner et Jones, 2005 ; Dupraz *et al.*, 2009). Ce processus a un fort impact même dans les milieux où le dégazage de CO_2 est important, comme dans les travertins/travertins thermogènes (Farmer, 2000 ; Fouke *et al.*, 2000) ou dans la formation des tufas, où les auteurs considèrent que le dégazage de CO_2 de l'eau conduit à une calcification passive des substrats organiques à inorganiques (Kano *et al.*, 2003 ; Kawai *et al.*, 2006). La composition chimique des EPS a un impact sur les conditions de sursaturation du micro-environnement autour des cellules, favorisant ou inhibant la précipitation des carbonates. Les EPS contiennent des groupes acides chargés négativement qui piègent les cations mono- et divalents, dont les ions Ca^{2+} . Cette fixation a pour conséquence d'appauvrir

le micro-environnement en Ca^{2+} , conduisant à une inhibition de la précipitation en absence de Ca^{2+} libres. Pour que la minéralisation ait lieu, il faut que la capacité de piégeage des ions soit réduite ou dépassée, ou encore que les EPS soient dégradées. La libération des ions Ca^{2+} piégés dans les EPS va conduire à une augmentation de la saturation du milieu vis-à-vis des carbonates de calcium favorisant des précipitations *in situ*. La dégradation des EPS peut résulter de l'action des métabolismes au sein du tapis (paramètres intrinsèques) ou de paramètres extrinsèques comme des changements de pH, une exposition intense aux UV, ou une déshydratation du tapis (Dupraz *et al.*, 2009) qui sont le résultat de processus abiotiques.

2.4.3. Influence des paramètres extrinsèques

Les communautés microbiennes peuvent être impactées par de nombreux processus abiotiques. Ceux-ci agissent directement ou indirectement (en changeant les gradients physico-chimiques de l'environnement) sur la présence et le développement des tapis/biofilms microbiens, et par conséquent, peuvent influencer l'intensité de l'organominéralisation. Parmi ces processus, il y a l'hydrodynamisme (dégradation des tapis et biofilms ; modification de la pCO_2 et du pH), les variations de température (favorisant ou inhibant le développement des tapis ou modifiant les conditions physico-chimiques), les variations du bilan radiatif (intensité de la lumière, exposition aux UV), le rapport évaporation/précipitation (hydratation/dessiccation, variation de la salinité), les apports sédimentaires (agit sur le taux d'ensablement, une abrasion ou la turbidité), la bathymétrie, l'accommodation ou encore la direction du vent (e.g., Stal *et al.*, 1985 ; Pinckney *et al.*, 1995 ; Pedley, 2000 ; Decho, 2000 ; Dupraz *et al.*, 2009 ; Gradziński, 2010 ; Bowlin *et al.*, 2012 ; Jahner et Collins, 2013 ; Arenas *et al.*, 2014 ; Bouton *et al.*, 2016c).

2.5. Influence des facteurs environnementaux sur la précipitation des carbonates

Alors que les paramètres intrinsèques et extrinsèques concernent les processus abiotiques et biotiques impliqués dans la minéralisation des tapis microbiens et le rôle de leur environnement immédiat, des facteurs plus globaux (climat), régionaux (tectonique, lithologie du substratum, volcanisme, ...) ou locaux (failles, topographies, substrat, ...) peuvent également agir sur les modalités de précipitations des carbonates.

Le climat est un facteur global dont les variations s'enregistrent dans les faciès, textures, minéralogies et taux de sédimentation des dépôts carbonatés continentaux. Les variations climatiques peuvent être enregistrées à l'échelle saisonnière (Gradziński, 2010 ; Manzo *et al.*, 2012 ; Arenas *et al.*, 2015), mais également à plus grande échelle, notamment dans les dépôts

anciens (e.g., *Faccenna et al.*, 2008). Le climat peut influencer directement les variations de température ou le rapport précipitation/évaporation (e.g., *Pedley et al.*, 1996 ; *Evans*, 1999). Ces paramètres peuvent agir directement sur la saturation du système ou indirectement en influant sur la position et le débit des sources (*Evans*, 1999), l'hydrodynamisme (*Chen et al.*, 2004 ; *Viles et al.*, 2007), les taux d'érosion (apport de carbonate dissous et de calcium ; *Evans*, 1999). Les conditions climatiques impactent également la biologie des milieux concernés et notamment les communautés microbiennes. En réponse aux variations climatiques, ces dernières peuvent proliférer (e.g., *Pedley et al.*, 1996 ; *Gradziński*, 2010), se dégrader (e.g., *Bouton et al.*, 2016c) ou encore voir leur compositions évoluées (e.g., *Arenas et al.*, 2014 ; *Bowlin et al.*, 2012).

La **tectonique** va contrôler la structuration des bassins, le potentiel de préservation de la sédimentation par le taux de subsidence, la réjuvenation des bassins versants et donc l'étendue des roches exposées (*Zamarreño et al.*, 1997), ainsi que le drainage souterrain, et notamment les caractéristiques des aquifères (*Arenas-Abad et al.*, 2010). Ces paramètres couplés à la lithologie des roches vont influencer les paramètres chimiques des eaux (pH, pCO₂, concentrations des ions calcium, magnésium, ...). Couplée au climat, la structuration des bassins va définir les positions des lignes de rivage et le niveau d'eau, en particulier dans les lacs, impactant la répartition et le développement des microbialites (e.g., *Moore et Burne*, 1994 ; *Jahnert et Collins*, 2013 ; *Bouton et al.*, 2016b). Localement, le contexte structural et les failles associées vont déterminer les topographies locales, en créant des ressauts topographiques dans les profils longitudinaux des rivières favorisant la précipitation des carbonates (*Peña et al.*, 2000 ; *Glover et Robertson*, 2003), ou en créant des variations topographiques contrôlant le développement et la distribution des microbialites dans les lacs (e.g., *Bouton et al.*, 2016a). Par ailleurs, ce contrôle structural est souvent mis en évidence par l'alignement des microbialites/tufas le long des failles dans les lacs (e.g., *Guo et Chaftez*, 2012 ; *Cukur et al.*, 2015 ; *Bouton et al.*, 2016a). Cet alignement le long des failles peut être favorisé par des circulations de fluides favorisant la précipitation des carbonates (e.g., *Arenas et al.*, 2015).

La **lithologie du substratum** (couplée aux facteurs climatiques et tectoniques) va impacter la nature et la quantité des ions délivrée dans les systèmes hydrothermaux, fluviaux et lacustres (e.g., *Horton et al.*, 1999 ; *Das et Kaur*, 2001 ; *Popov*, 2004). A l'échelle locale, la lithologie peut créer des variations de topographies locales, lorsque le substrat présente des différences de lithologie conduisant à un différentiel d'érosion favorisant la précipitation des carbonates (*Peña et al.*, 2000).

L'impact de l'**hydrothermalisme**, et parfois du volcanisme, est largement étudié dans les systèmes où les précipitations sont dominées par les processus abiotiques (e.g., *Faccenna et al.*,

2008 ; Brogi *et al.*, 2012 ; Della Porta, 2015). En domaine lacustre, l'hydrothermalisme permet des modifications de la chimie des eaux conduisant à la précipitation des carbonates avec des influences abiotiques et biotiques (e.g., Pentecost, 2005 ; Arp *et al.*, 1999b). A l'échelle régionale ou locale, le **volcanisme** a un impact direct sur les dépôts subaériens et lacustres, en particulier dans les systèmes de rift (e.g., Cerling, 1994 ; Wright, 2012), où il contribue aux changements des paramètres physico-chimiques de l'eau (e.g., Armienta *et al.*, 2008). Cependant, l'influence de l'hydrothermalisme et/ou du volcanisme sur le développement, la minéralisation et la diagénèse des carbonates lacustres restent difficiles à contraindre dans le registre fossile (e.g., Wright, 2012).

Quelques études font mention **du rôle du substrat** comme facteur local, celui-ci agissant comme support physique pour le développement des tapis/biofilms microbiens (e.g., Ginsburg et Planavsky, 2008 ; Dromart *et al.* 1994 ; Benson, 1994). Cependant, le rôle du substrat est peu mentionné comme facteur de contrôle sur les dépôts carbonatés, même si celui-ci semble jouer un rôle dans le développement, la croissance et la préservation des tapis microbiens et des minéralisations associées. De plus, la composition chimique du substrat semble jouer un rôle dans le développement des tapis/biofilms microbiens (e.g., Emeis *et al.*, 1987 ; Chafetz *et al.*, 1991 ; Janssen *et al.*, 1999 ; Gradziński, 2010).

Le deuxième verrou scientifique provient du fait que la précipitation des carbonates continentaux résulte d'interactions complexes entre des processus biotiques et abiotiques, ces derniers sont eux-mêmes impactés par des facteurs environnementaux globaux, régionaux ou locaux. En fonction du ou des processus qui sera (seront) dominant(s) dans la précipitation des carbonates, l'impact des facteurs environnementaux n'aura pas la même intensité et n'agira pas à la même échelle. Par exemple, la répartition des microbialites en domaine lacustre est principalement liée à la position de la ligne de rivage ou la position des failles. La géométrie des travertins sera contrôlée par les failles, les flux d'eaux thermales et la topographie du substrat, tandis que les géométries des tufas seront contrôlées par le climat, la végétation et la lithologie du substrat (Della Porta, 2015).

L'étude des dépôts actuels permet d'accéder aux processus biotiques et abiotiques qui contrôlent la minéralisation mais leur évolution spatiale et temporelle, notamment gouvernée par les facteurs externes, est difficile à prévoir. En revanche, dans le registre fossile, il est difficile d'accéder à l'importance du rôle joué par les processus biotiques, notamment parce que les signaux primaires peuvent être modifiés, voir effacés par la diagénèse. Ce constat montre la nécessité de combiner les études d'objets actuels et les objets anciens et de multiplier les échelles d'investigation pour avoir le panorama le plus complet des processus et des facteurs contrôlant les précipitations carbonatées en domaine continental.

Problématiques

Dans ce travail de recherche, trois problématiques seront abordées : (1) la caractérisation des fabriques et compositions des dépôts carbonatés lacustres et fluviaux, (2) le rôle des micro-organismes dans les minéralisations des dépôts récents et anciens, et (3) l'identification des facteurs externes sur le développement, la minéralisation et les préservations des dépôts carbonatés continentaux en lien avec une activité microbienne.

Problématique 1

Caractérisation des fabriques et compositions des dépôts carbonatés continentaux

Cette première problématique part du constat qu'il n'existe pas de consensus autour de terminologies et de classifications à employer pour les carbonates continentaux, en général et les carbonates fluviaux et lacustres, en particulier. L'hétérogénéité des carbonates continentaux a conduit à la multiplication des terminologies et des classifications. La plupart de ces classifications sont restreintes à un environnement de dépôt, un objet ou à une échelle de travail, rendant leur utilisation systématique difficile. Il apparaît nécessaire d'homogénéiser et de simplifier ces classifications, en utilisant des termes exempts de références à des environnements de dépôts ou des processus. L'utilisation de termes purement descriptifs permettra de ne pas restreindre les interprétations et permettra de proposer des modèles et des processus de dépôts alternatifs, pour une utilisation ultérieure. De manière transversale et par soucis d'homogénéisation, tous les cas d'étude ont été abordés avec les mêmes modalités de classification.

Peut-on proposer une classification permettant de caractériser les dépôts carbonatés continentaux en lien avec une activité microbienne ?

Problématique 2

Le rôle des micro-organismes dans les minéralisations des dépôts récents et anciens

La reconnaissance d'une activité biologique dans les dépôts fossiles et l'identification d'éventuelles traces de vie extraterrestre, dont les origines biotiques abiotiques sont souvent discutées, se basent notamment sur la recherche des morphologies reflétant une biosignature (e.g., [Sumner, 2000](#) ; [Banfield et al., 2001](#), [Cady et al., 2003](#)). Les travaux sur les dépôts carbonatés continentaux ont montré que ces derniers résultent d'une interaction complexe entre des processus abiotiques et biotiques. La compréhension des mécanismes impliqués dans les minéralisations et les fabriques en résultant offre une opportunité pour déceler

L'implication des processus biotiques dans la formation des dépôts anciens. Cependant, l'identification de l'implication des micro-organismes dans les minéralisations n'est pas aisée, en particulier dans les dépôts carbonatés continentaux, car la diagénèse modifie les signaux primaires, à différentes échelles (macro-, micro- et nano-échelle), de manière parfois très rapide (de l'ordre de quelques minutes à quelques jours) et très tôt dans la formation des cristaux ; *De Boever et al., 2017a*). Cette problématique sera abordée par une comparaison entre des minéralisations actuelles et récentes en lien avec une activité microbienne et des dépôts anciens présentant des structures analogues.

Peut-on caractériser l'implication d'une activité des micro-organismes dans la minéralisation des dépôts anciens ?

Problématique 3

Facteurs de contrôle environnementaux sur le développement, la distribution et la préservation des dépôts carbonatés liés à une activité microbienne

L'importance économique des dépôts carbonatés, notamment par la découverte des champs pétroliers géants associés à des dépôts carbonatés continentaux a interrogé sur les outils permettant de prédire la distribution, les tailles et les morphologies de ces dépôts carbonatés (e.g., *Harris et al., 2013*). De même, l'utilisation des dépôts carbonatés, pour prédire l'évolution du stockage géologique profond de CO₂ dans les aquifères, nécessite de comprendre l'impact des facteurs externes dans la minéralisation de ces carbonates (e.g., *Rodrigo-Naharro et al., 2019*). L'étude de l'implication des facteurs externes est particulièrement importante dans la compréhension de l'évolution spatiale et temporelle des dépôts carbonatés continentaux, mais aussi de leurs morphologies. L'impact de ces facteurs n'aura pas la même intensité en fonction du système étudié ou de l'âge des objets étudiés. Ainsi, les objets récents permettent d'étudier l'influence des facteurs de contrôle externes à une échelle de temps court (ex : variations climatiques saisonnières), tandis que les objets anciens peuvent fournir un enregistrement à grande échelle de temps. Pour approcher au mieux l'influence des facteurs de contrôle environnementaux sur le développement, les morphologies et la répartition des dépôts carbonatés continentaux, nous avons choisi des dépôts carbonatés se développant en domaine fluvial et lacustre, d'âge différents.

Quels sont les facteurs environnementaux impactant sur la formation et la préservation des dépôts carbonatés microbiens ?

Sites d'études

Les différentes problématiques abordées dans ce travail de recherche nous ont conduit à considérer trois cas d'études (Figure.Intro.9). Ces trois cas présentent des dépôts carbonatés continentaux d'âge différent en lien avec une activité microbienne. Le bassin oligo-miocène des Limagnes et le lac pléistocène asséché de Winnemucca sont deux exemples fossiles de dépôts lacustres dans des contextes géodynamiques extensifs présentant une grande variété de morphologies de dépôts carbonatés en lien avec une activité microbienne. Le dernier cas correspond à la Vallée de la Mérantaise qui présente des structures minéralisées et en cours de minéralisation associées à des biofilms microbiens dont les morphologies (méso et microfabriques) présentent des analogies avec les structures fossiles des deux exemples précédents.

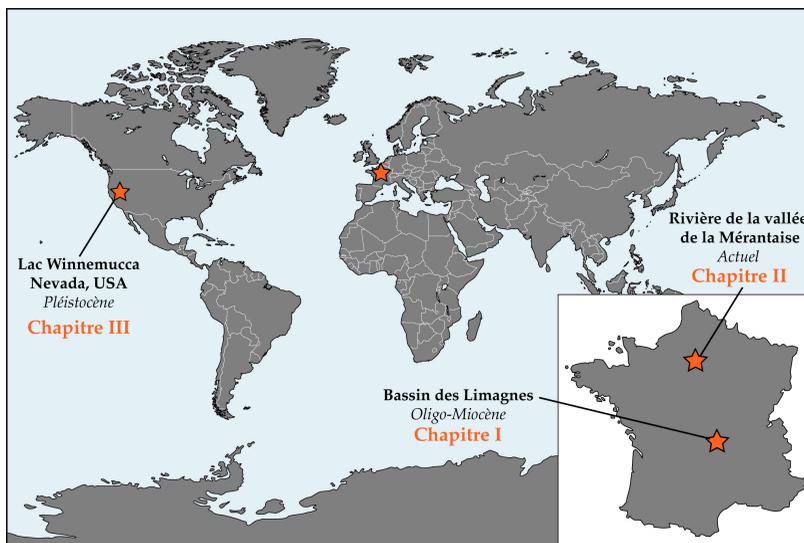


Figure Intro.9 : Localisation des trois sites d'études ; le bassin des Limagnes et une rivière de la Vallée de la Mérantaise (France) et le lac asséché de Winnemucca (Nevada, USA).

Construction du manuscrit de thèse

Ce travail de recherche entrepris au cours de cette thèse a abouti à la publication de 3 articles scientifiques dans des revues internationales :

Article 1.

A. Roche, E. Vennin, A. Bouton, N. Olivier, A. Wattinne, I. Bundeleva, J.-F. Deconinck, A. Virgone, E.C. Gaucher, P.T. Visscher, 2018. Oligo-Miocene lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 504, 34-59. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.001>

Article 2.

A. Roche, E. Vennin, I. Bundeleva, A. Bouton, D. Payandi-Rolland, P. Amiotte-Suchet, E.C. Gaucher, H. Courvoisier, P.T. Visscher, 2019. The role of the substrate on the mineralization potential of microbial mats in a modern freshwater River (Paris Basin, France). *Minerals*, 9(6) 34-59. <https://doi.org/10.3390/min9060359>

Article 3.

D. Payandi-Rolland, **A. Roche**, E. Vennin, P.T. Visscher, P. Amiotte-Suchet, C. Thomas, I. Bundeleva, 2019. Carbonate precipitation in mixed cyanobacterial biofilms forming freshwater microbial tufa. *Minerals* 9 (7), 409. <https://doi.org/10.3390/min9070409>

Ce manuscrit de thèse est composé de trois chapitres correspondant aux trois sites d'étude présentés précédemment. Ils s'articulent autour d'articles scientifiques publiés et de travaux complémentaires.

Chapitre I : Les microbialites oligo-miocènes du bassin des Limagnes, Massif Central (France)

Ce premier chapitre est consacré aux bioconstructions à microbes et métazoaires oligo-miocènes du bassin des Limagnes. L'étude de quatre affleurements répartis en Limagne Centrale et Bourbonnaise a permis de mettre en évidence la grande variabilité de morphologies et de compositions constituant les bioconstructions, ainsi que l'identification de différents facteurs de contrôles, notamment externes. Ce chapitre est divisé en trois parties :

Partie 1. La première partie est consacrée à définir le cadre géographique, géologique et géodynamique du secteur d'étude.

Partie 2. La seconde partie est consacrée à la comparaison de deux sites d'étude permettant de mettre en évidence l'influence de facteurs externes, sur la distribution, des morphologies et les compositions des bioconstructions, à la transition oligo-miocène. Cette partie fait l'objet d'un article (Article 1) publié dans la revue *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Partie 3. La troisième partie vient compléter la partie précédente avec l'étude de deux nouveaux sites. Elle permet de compléter l'étude des morphologies affichées par les bioconstructions et de souligner l'importance des variations latérales de faciès et de valider les modalités de sédimentation (environnements de dépôts, paraséquences et paléogéographie) développées dans la partie 2.

Chapitre II : Les tufas microbiens actuels de la Vallée de la Mérantaise (Bassin de Paris, France)

Ce second chapitre s'intéresse aux minéralisations actuelles en lien avec des tapis et biofilms microbiens dans une rivière de la Vallée de la Mérantaise. Ce chapitre combine l'étude de l'impact des facteurs externes, extrinsèques et intrinsèques sur la répartition et les fabriques des minéralisations qui font l'objet de deux parties :

Partie 1. Cette première partie propose d'évaluer l'influence des facteurs de contrôle externes et extrinsèques sur la distribution, les fabriques, la minéralisation des biofilms microbiens et les dépôts carbonatés associés, en insistant sur le rôle du substrat dans le

développement et la préservation des minéralisations. Cette partie fait l'objet d'un premier article (Article 2) publié dans la revue *Minerals*.

Partie 2 : La deuxième partie permet d'approcher l'influence de l'activité microbienne dans la minéralisation via les paramètres intrinsèques et extrinsèques. Cette partie se base sur la comparaison des microfabriques observées en milieu naturel et les microfabriques obtenues lors d'expériences de précipitation résultant de la mise en culture de biofilms extraits du milieu naturel. Cette seconde partie a fait l'objet d'un deuxième article (Article 3) publié dans la revue *Minerals*.

Chapitre III : Les dépôts lacustres carbonatés pléistocènes du lac Winnemucca (Nevada, USA)

Le troisième et dernier chapitre concerne l'étude des édifices carbonatés se développant depuis le Pléistocène dans le sous-bassin de Winnemucca (Nevada, USA). Le sous-bassin de Winnemucca et son voisin le lac Pyramid ont enregistré une grande partie des dépôts carbonatés et de l'histoire du lac Lahontan qui a connu de nombreuses fluctuations depuis les derniers 48 000 ans.

Partie 1. Cette première partie présentera le contexte géodynamique, géographique et géologique du sous-bassin de Winnemucca.

Partie 2. La seconde partie est consacrée à l'état de l'art sur l'évolution des systèmes lacustres du bassin de Lahontan et du sous-bassin de Winnemucca au cours des 48 000 ans. Cet état de l'art permettra de souligner quelques incertitudes dans les reconstitutions du niveau d'eau du bassin du Lahontan.

Partie 3. La troisième partie est consacrée à une description détaillée des morphologies, compositions et de la répartition des concrétions carbonatées du sous-bassin de Winnemucca afin de déterminer les facteurs de contrôle influençant leur développement et préservation.

Une synthèse des principaux résultats de ce travail de thèse sera présentée à la fin de ce manuscrit afin de répondre aux problématiques posées dans cette partie introductive pour finalement discuter des perspectives ouvertes par ce travail.

Références bibliographiques de l'introduction générale

- Allen, C., Albert, F.G., Chafetz, H.S., Combie, J., Graham, C.R., Kieft, T.L., Kivett, S.J., McKay, D.S., Steele, A., Taunton, A.E., Taylor, M.R., Thomas-Keptra, K.L., Westall, F., 2000. Microscopic physical biomarkers in carbonate hot springs: implications in the search for life on Mars. *Icarus* 147 (1), 49–67. <https://doi.org/10.1006/icar.2000.6435>
- Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H., 2010. Preface, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010a. Chapter 5 - Calcretes, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: facies, environments and processes*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, pp. 225–267. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06105-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06105-6)
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010b. Chapter 2 - Palustrine carbonates, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: facies, environments and processes*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam. pp. 103–131. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06102-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06102-0)
- Andrews, J.E., 2006. Palaeoclimatic records from stable isotopes in riverine tufas: Synthesis and review. *Earth-Science Reviews* 75 (1-4), 85–104. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.08.002>
- Arenas, C., Osácar, M.C., Auqué, L., Sancho, C., 2019. Coupling textural and stable-isotope variations in fluvial stromatolites: Comparison of Pleistocene and recent records in NE Spain. *Journal of Palaeogeography*, 8 (13) 1-20. <https://doi.org/10.1186/s42501-019-0021-Y>
- Arenas, C., Piñuela, L., García-Ramos, J.C., 2015. Climatic and tectonic controls on carbonate deposition in syn-rift siliciclastic fluvial systems: A case of microbialites and associated facies in the Late Jurassic. *Sedimentology* 62 (4), 1149–1183. <https://doi.org/10.1111/sed.12182>
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C., Pardo, G., 2014. Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology* 61 (1), 90–132. <https://doi.org/10.1111/sed.12045>
- Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcén, C., 2010. Chapter 3 - Fluvial and associated carbonate deposits, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: facies, environments and processes*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam. pp. 133–175. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06103-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06103-2)
- Ariza Ferreira, D.J., Moreira Lupinacci, W., de Andrade Neves, I., Rodrigues Zambrini, J.P., Luiz Ferrari, A., Pierantoni Gamboa, L.A., Olho Azul, M., 2019. Unsupervised seismic facies classification applied to a presalt carbonate reservoir, Santos Basin, offshore Brazil. *AAPG Bulletin* 103 (4), 997–1012. <https://doi.org/10.1306/10261818055>
- Armienta, M.A., Vilaclara, G., De la Cruz-Reyna, S., Ramos, S., Ceniceros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Arcega-Cabrera, F., 2008. Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178 (2), 249–258. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.019>

- Arp, G., 1995. Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-impact-crater (Miocene, Southern Germany). *Facies* 33 (1), 35–89. <https://doi.org/10.1007/BF02537444>
- Arp, G., Bissett, A., Brinkmann, N., Cousin, S., De Beer, D., Friedl, T., Mohr, K.I., Neu, T.R., Reimer, A., Shiraishi, F., Stackebrandt, E., Zippel, B., 2010. Tufa-forming biofilms of German karstwater streams: microorganisms, exopolymers, hydrochemistry and calcification. *Geological Society, London, Special Publications* 336 (1), 83–118. <https://doi.org/10.1144/SP336.6>
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J., 2003. Microbialite formation in seawater of increased alkalinity, Satonda Crater Lake, Indonesia. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 73 (1), 105–127. <https://doi.org/10.1306/071002730105>
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J., 1999a. Calcification in cyanobacterial biofilms of alkaline salt lakes. *European Journal of Phycology* 34 (4), 393–403. <https://doi.org/10.1080/09670269910001736452>
- Arp, G., Thiel, V., Reimer, A., Michaelis, W., Reitner, J., 1999b. Biofilm exopolymers control microbialite formation at thermal springs discharging into the alkaline Pyramid Lake, Nevada, USA. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 159–176. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00038-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00038-X)
- Arp, G., Wedemeyer, N., Reitner, J., 2001a. Fluvial tufa formation in a hard-water creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies* 44 (1), 1–22. <https://doi.org/10.1007/BF02668163>
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J., 2001b. Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans. *Science* 292 (5522), 1701–1704. <https://doi.org/10.1126/science.1057204>
- Auqué, L., Arenas, C., Osácar, C., Pardo, G., Sancho, C., 2013. Tufa sedimentation in changing hydrological conditions: the River Mesa (Spain). *Geologica acta* 11 (1), 85–102. <https://doi.org/10.1344/105.000001774>
- Awramik, S.M., Buchheim, H.P., 2009. A giant, Late Archean lake system: The Meentheena Member (Tumbiana Formation; Fortescue Group), Western Australia. *Precambrian Research* 174 (3-4), 215–240. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.07.005>
- Banfield, J.F., Moreau, J.W., Chan, C.S., Welch, S.A., Little, B., 2001. Mineralogical biosignatures and the search for Life on Mars. *Astrobiology* 1 (4), 447–465. <https://doi.org/10.1089/153110701753593856>
- Bénézech, P., Ménez, B., Noiriel, C., 2009. CO₂ geological storage: Integrating geochemical, hydrodynamical, mechanical and biological processes from the pore to the reservoir scale. *Chemical Geology* 265 (1-2), 1-2. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.006>
- Benson, L., 1994. Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 1. Sequence of formation and elevational distribution of carbonate deposits (Tufas). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109 (1), 55–87. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90118-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90118-X)
- Bertrand-Sarfati, J., Freytet, P., Plaziat, J.C., 1994. Microstructures in Tertiary nonmarine stromatolites (France). Comparison with Proterozoic, in: Bertrand-Sarfati, Janine, Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 155–191. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_7

- Bouton, A., 2016.** *Facteurs de contrôle extrinsèques des dépôts microbiens récents en domaine de transition continental-marin.* Thèse de doctorat de l'Université de Bourgogne Franche-Comté, Dijon.
- Bouton, A., Vennin, E., Boule, J., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Goslar, T., Yokoyama, Y., Dupraz, C., Visscher, P.T., 2016a.** Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences* 13 (19), 5511–5526. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5511-2016>
- Bouton, A., Vennin, E., Mulder, T., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Goslar, T., Buoncristiani, J.-F., Désaubliaux, G., Visscher, P.T., 2016b.** Enhanced development of lacustrine microbialites on gravity flow deposits, Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 341, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.05.004>
- Bouton, A., Vennin, E., Pace, A., Bourillot, R., Dupraz, C., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Visscher, P.T., 2016c.** External controls on the distribution, fabrics and mineralization of modern microbial mats in a coastal hypersaline lagoon, Cayo Coco (Cuba). *Sedimentology* 63 (4), 972–1016. <https://doi.org/10.1111/sed.12246>
- Bowlin, E.M., Klaus, J.S., Foster, J.S., Andres, M.S., Custals, L., Reid, R.P., 2012.** Environmental controls on microbial community cycling in modern marine stromatolites. *Sedimentary Geology* 263–264, 45–55. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.08.002>
- Braissant, O., Cailleau, G., Dupraz, C., Verrecchia, E.P., 2003.** Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 73 (3), 485–490. <https://doi.org/10.1306/111302730485>
- Brasier, A.T., 2011.** Searching for travertines, calcretes and speleothems in deep time: Processes, appearances, predictions and the impact of plants. *Earth-Science Reviews* 104 (4), 213–239. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.10.007>
- Brasier, A.T., Andrews, J.E., Kendall, A.C., 2011.** Diagenesis or dire genesis? The origin of columnar spar in tufa stromatolites of central Greece and the role of chironomid larvae. *Sedimentology* 58 (5), 213–239. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01208.x>
- Broggi, A., Capezuoli, E., Buracchi, E., Branca, M., 2012.** Tectonic control on travertine and calcareous tufa deposition in a low-temperature geothermal system (Sarteano, Central Italy). *Journal of the Geological Society* 169, 461–476. <https://doi.org/10.1144/0016-76492011-137>
- Buarque, B.V., Barbosa, J.A., Oliveira, J.T.C., Magalhães, J.R.G., Correia Filho, O.J., 2017.** Carbonate Buildups in the Pernambuco Basin, NE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 89 (2), 841–857. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201720160544>
- Burne, R.V., Moore, L.S., 1987.** Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaio* 2, 241. <https://doi.org/10.2307/3514674>
- Cady, S.L., Farmer, J.D., Grotzinger, J.P., Schopf, J.W., Steele, A., 2003.** Morphological biosignatures and the search for life on Mars. *Astrobiology* 3 (2), 351–368. <https://doi.org/10.1089/153110703769016442>
- Capezuoli, E., Gandin, A., Pedley, M., 2014.** Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art. *Sedimentology* 61 (1), 1–21. <https://doi.org/10.1111/sed.12075>

- Carlisle, D., 1983.** Concentration of uranium and vanadium in calcretes and gypcretes. *Geological Society, London, Special Publications* 11 (1), 185–195. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1983.011.01.19>
- Cerling, T.E., 1994.** Chemistry of closed basin lake waters: comparison between African Rift Valley and some central North American rivers and lakes., in: Gierlowski-Kordesch, E. H. & Kelts, K. (Eds) *The Global Geological Record of Lake Basins*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 29–30.
- Chafetz, H.S., Folk, R.L., 1984.** Travertines: Depositional Morphology and the Bacterially Constructed Constituents. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 54 (1). <https://doi.org/10.1306/212F8404-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Chafetz, H.S., Guidry, S.A., 1999.** Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 57–74. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00032-9)
- Chafetz, H.S., Utech, N.M., Fitzmaurice, S.P., 1991.** Differences in the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 61, 1015–1028. <https://doi.org/10.1306/D426782A-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Chen, J., Zhang, D.D., Wang, S., Xiao, T., Huang, R., 2004.** Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sedimentary Geology* 166 (3-4), 353–366. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.02.003>
- Claes, H., Marques Erthal, M., Soete, J., Özkul, M., Swennen, R., 2017.** Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballık-Belevi area (Denizli, SW Turkey). *Quaternary International* 437, 147–163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.002>
- Couradeau, E., Benzerara, K., Gérard, E., Moreira, D., Bernard, S., Brown Jr, G. E., López-García, P., 2012.** An early-branching microbialite cyanobacterium forms intracellular carbonates. *Science* 336 (6080), 459–462. <https://doi.org/10.1126/science.1216171>
- Cukur, D., Krastel, S., Çağatay, M.N., Damcı, E., Meydan, A.F., Kim, S.-P., 2015.** Evidence of extensive carbonate mounds and sublacustrine channels in shallow waters of Lake Van, eastern Turkey, based on high-resolution chirp subbottom profiler and multibeam echosounder data. *Geo-Marine Letters* 35 (5), 329–340. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0410-x>
- Das, B., Kaur, P., 2001.** Major ion chemistry of Renuka Lake and weathering processes, Sirmaur District, Himachal Pradesh, India. *Environmental Geology* 40 (7), 908–917. <https://doi.org/10.1007/s002540100268>
- De Boever, E., Brasier, A.T., Foubert, A., Kele, S., 2017a.** What do we really know about early diagenesis of non-marine carbonates? *Sedimentary Geology* 361, 25–51. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.011>
- De Boever, E., Foubert, A., Lopez, B., Swennen, R., Jaworowski, C., Özkul, M., Virgone, A., 2017b.** Comparative study of the Pleistocene Cakmak quarry (Denizli Basin, Turkey) and modern Mammoth Hot Springs deposits (Yellowstone National Park, USA). *Quaternary International* 437, 129–146. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.09.011>
- Decho, A.W., 2000.** Microbial biofilms in intertidal systems: an overview. *Continental Shelf Research* 20 (10-11), 1257–1273. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00022-4](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00022-4)

- Della Porta, G., 2015.** Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. *Geological Society, London, Special Publications* 418 (1), 17–68. <https://doi.org/10.1144/SP418.4>
- Della Porta, G., Capezzuoli, E., De Bernardo, A., 2017.** Facies character and depositional architecture of hydrothermal travertine slope aprons (Pleistocene, Acquasanta Terme, Central Italy). *Marine and Petroleum Geology* 87, 171–187. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.03.014>
- Djokic, T., Van Kranendonk, M.J., Campbell, K.A., Walter, M.R., Ward, C.R., 2017.** Earliest signs of life on land preserved in ca. 3.5 Ga hot spring deposits. *Nature Communications* 8 (16149), 1-8. <https://doi.org/10.1038/ncomms16149>
- Dromart, G., Gaillard, C., Jansa, L.F., 1994.** Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of Western Tethys, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites* II. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 295–318. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_12
- Dunham, R.J., 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rock: American of Petroleum Geologists Memoir*, pp 108-121.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009.** Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96 (3), 141–162. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.005>
- Dupraz, C., Reid, R.P., Visscher, P.T., 2011.** Microbialites, Modern, in: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*, Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 617–635. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1_195
- Dupraz, C., Strasser, A., 1999.** Microbialites and micro-encrusts in shallow coral bioherms (Middle to Late Oxfordian, Swiss Jura mountains). *Facies* 40 (1), 101–129. <https://doi.org/10.1007/BF02537471>
- Ekart, D.D., Cerling, T.E., Montanez, I.P., Tabor, N.J., 1999.** A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate; implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *American Journal of Science* 299 (10), 805–827. <https://doi.org/10.2475/ajs.299.10.805>
- Embry, A.F., Klován, J.E., 1971.** A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19 (4), 730–781.
- Emeis, K.-C., Richnow, H.-H., Kempe, S., 1987.** Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology* 34 (4), 595–609. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00789.x>
- Evans, J.E., 1999.** Recognition and implications of Eocene tufas and travertines in the Chadron Formation, White River Group, Badlands of South Dakota. *Sedimentology* 46 (5), 771–789. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00250.x>
- Faccenna, C., Soligo, M., Billi, A., De Filippis, L., Funicello, R., Rossetti, C., Tuccimei, P., 2008.** Late Pleistocene depositional cycles of the Lapis Tiburtinus travertine (Tivoli, Central Italy): Possible influence of climate and fault activity. *Global and Planetary Change* 63 (4), 299–308. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.06.006>
- Farmer, J.D., 2000.** Hydrothermal systems: doorways to early biosphere evolution. *Geological Society of America Bulletin Today* 10 (7), 1–10.

- Flügel, E., 2004.** *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 976 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8>
- Ford, T.D., 1989.** Tufa: a freshwater limestone. *Geology Today* 5 (2), 60–63. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2451.1989.tb00619.x>
- Ford, T.D., Pedley, H.M., 1996.** A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews* 41 (3-4), 117–175. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00030-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00030-X)
- Fouke, B.W., Farmer, J.D., Des Marais, D.J., Pratt, L., Sturchio, N.C., Burns, P.C., Discipulo, M.K., 2000.** Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.). *SEPM Journal of Sedimentary Research* 70 (3), 565–585. <https://doi.org/10.1306/2DC40929-0E47-11D7-8643000102C1865D>
- Frantz, C.M., Petryshyn, V.A., Marengo, P.J., Tripathi, A., Berelson, W.M., Corsetti, F.A., 2014.** Dramatic local environmental change during the Early Eocene Climatic Optimum detected using high resolution chemical analyses of Green River Formation stromatolites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 405, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.04.001>
- Freytet, P., Plaziat, J.C., 1982.** *Continental carbonate sedimentation and pedogenesis: late Cretaceous and early Tertiary of southern France*, Contributions to Sedimentology. E. Schweizerbart, Stuttgart, 213 p.
- Freytet, P., Plet, A., 1996.** Modern freshwater microbial carbonates: the Phormidium stromatolites (tufa-travertine) of southeastern Burgundy (Paris Basin, France). *Facies* 34 (1), 219–237. <https://doi.org/10.1007/BF02546166>
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., 2002.** Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27 (2), 221–237. <https://doi.org/10.1023/A:1014263722766>
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., 1999.** Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust? *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 97–102. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00034-2)
- Frisia, S., Borsato, A., 2010.** Chapter 6 - Karst, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: facies, environments and processes*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, pp. 269–318. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06106-8](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06106-8)
- Gandin, A., Capezzuoli, E., 2014.** Travertine: Distinctive depositional fabrics of carbonates from thermal spring systems. *Sedimentology* 61 (1), 264–290. <https://doi.org/10.1111/sed.12087>
- Gierlowski-Kordesch, E.H., 2010.** Chapter 1 - Lacustrine carbonates, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: facies, environments and processes*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam. pp. 1–101. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06101-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06101-9)
- Ginsburg, R.N., Planavsky, N.J., 2008.** Diversity of Bahamian Microbialite Substrates, in: Dilek, Y., Furnes, H., Muehlenbachs, K. (Eds.), *Links between geological processes, microbial activities & evolution of life: microbes and geology, modern approaches in solid earth sciences*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 177–195. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8306-8_6

- Gischler, E., Gibson, M.A., Oschmann, W., 2008. Giant Holocene freshwater microbialites, Laguna Bacalar, Quintana Roo, Mexico: freshwater microbialites, Bacalar, Mexico. *Sedimentology* 55 (5), 1293–1309. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00946.x>
- Glover, C., Robertson, A.H.F., 2003. Origin of tufa (cool-water carbonate) and related terraces in the Antalya area, SW Turkey. *Geological Journal* 38 (3-4), 329–358. <https://doi.org/10.1002/gj.959>
- Gomes, J.P., Bunevich, R.B., Tedeschi, L.R., Tucker, M.E., Whitaker, F.F., 2020. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. *Marine and Petroleum Geology* 113, 104–176. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104176>
- Gradziński, M., 2010. Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Geological Society, London, Special Publications* 336, 143–191. <https://doi.org/10.1144/SP336.8>
- Guo, X., Chafetz, H.S., 2012. Large tufa mounds, Searles Lake, California: Large tufa mounds, Searles Lake, California. *Sedimentology* 59 (5), 1509–1535. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01315.x>
- Harris, P.M. (Mitch), Ellis, J., Purkis, S.J., 2013. Assessing the extent of carbonate deposition in early rift settings. *AAPG Bulletin* 97 (1), 27–60. <https://doi.org/10.1306/06121212003>
- Herrero, M.J., Escavy, J.I., 2010. Chapter 6 - Economic aspects of continental carbonates and carbonates transformed under continental conditions, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, pp. 275–296. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06206-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06206-2)
- Horton, T.W., Chamberlain, C.P., Fantle, M., Blum, J.D., 1999. Chemical weathering and lithologic controls of water chemistry in a high-elevation river system: Clark's Fork of the Yellowstone River, Wyoming and Montana. *Water Resources Research* 35 (5), 1643–1655. <https://doi.org/10.1029/1998WR900103>
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., 2013. Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology* 60 (4), 1071–1099. <https://doi.org/10.1111/sed.12023>
- Janssen, A., Swennen, R., Podoor, N., Keppens, E., 1999. Biological and diagenetic influence in Recent and fossil tufa deposits from Belgium. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 75–95. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00033-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00033-0)
- Jones, B., Renaut, R.W., 2010. Chapter 4 - Calcareous spring deposits in continental settings, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, pp. 177–224. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06104-4](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06104-4)
- Kano, A., Matsuoka, J., Kojo, T., Fujii, H., 2003. Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 191 (2), 243–262. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(02\)00717-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(02)00717-4)
- Kawai, T., Kano, A., Matsuoka, J., Ihara, T., 2006. Seasonal variation in water chemistry and depositional processes in a tufa-bearing stream in SW-Japan, based on 5 years of monthly observations. *Chemical Geology* 232 (1-2), 33–53. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.011>

- Kelemen, P.B., Matter, J., Streit, E.E., Rudge, J.F., Curry, W.B., Blusztajn, J., 2011.** Rates and mechanisms of mineral carbonation in peridotite: natural processes and recipes for enhanced, in situ CO₂ capture and storage. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39 (1), 545–576. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-092010-152509>
- Kempe, S., Kaźmierczak, J., 1993.** Satonda Crater Lake, Indonesia: hydrogeochemistry and biocarbonates. *Facies* 28 (1), 1–31. <https://doi.org/10.1007/BF02539726>
- Kempe, S., Kazmierczak, J., Landmann, G., Konuk, T., Reimer, A., Lipp, A., 1991.** Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature* 349 (6310), 605–608. <https://doi.org/10.1038/349605a0>
- Kennard, J.M., James, N.P., 1986.** Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. *Palaios* 1 (5), 492. <https://doi.org/10.2307/3514631>
- Krumbein, W.E., Brehm, U., Gerdes, G., Gorbushina, A.A., Levit, G., Palinska, K.A., 2003.** Biofilm, biodictyon, biomat microbialites, oolites, stromatolites geophysiology, global mechanism, parahistology, in: Krumbein, Wolfgang Elisabeth, Paterson, D.M., Zavarzin, G.A. (Eds.), *Fossil and recent biofilms: a natural history of life on Earth*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1–27. https://doi.org/10.1007/978-94-017-0193-8_1
- Last, F.M., Last, W.M., Halden, N.M., 2010.** Carbonate microbialites and hardgrounds from Manito Lake, an alkaline, hypersaline lake in the northern Great Plains of Canada. *Sedimentary Geology* 225 (1-2), 34–49. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.01.006>
- Laval, B., Cady, S.L., Pollack, J.C., McKay, C.P., Bird, J.S., Grotzinger, J.P., Ford, D.C., Bohm, H.R., 2000.** Modern freshwater microbialite analogues for ancient dendritic reef structures. *Nature* 407 (6804), 626–629. <https://doi.org/10.1038/35036579>
- Leggitt, V.L., Biaggi, R.E., Buchheim, H.P., 2007.** Palaeoenvironments associated with caddisfly-dominated microbial-carbonate mounds from the Tipton Shale Member of the Green River Formation: Eocene Lake Gosiute. *Sedimentology* 54 (3), 661–699. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00854.x>
- Lepot, K., Benzerara, K., Brown, G.E., Philippot, P., 2008.** Microbially influenced formation of 2,724-million-year-old stromatolites. *Nature Geoscience* 1 (2), 118–121. <https://doi.org/10.1038/ngeo107>
- Ley, R.E., Harris, J.K., Wilcox, J., Spear, J.R., Miller, S.R., Bebout, B.M., Maresca, J.A., Bryant, D.A., Sogin, M.L., Pace, N.R., 2006.** Unexpected diversity and complexity of the Guerrero Negro hypersaline microbial mat. *Applied and Environmental Microbiology* 72 (5), 3685–3695. <https://doi.org/10.1128/AEM.72.5.3685-3695.2006>
- Lintern, M.J., 2007.** Vegetation controls on the formation of gold anomalies in calcrete and other materials at the Barns gold prospect, Eyre peninsula, South Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 7 (3), 249–266. <https://doi.org/10.1144/1467-7873/07-139>
- Mancini, E.A., Morgan, W.A., Harris, P.M. (Mitch), Parcell, W.C., 2013.** Introduction: AAPG Hedberg research conference on microbial carbonate reservoir characterization - conference summary and selected papers. *AAPG Bulletin* 97 (11), 1835–1847. <https://doi.org/10.1306/intro070913>
- Manzo, E., Perri, E., Tucker, M.E., 2012.** Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley - southern Italy): Carbonate fluvial tufa deposition, processes and products. *Sedimentology* 59 (2), 553–577. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01266.x>

- Merz-Preiß, M., Riding, R., 1999.** Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 103–124. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00035-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00035-4)
- Messabeb, H., Contamine, F., Cézac, P., Serin, J.P., Gaucher, E.C., 2016.** Experimental measurement of CO₂ solubility in aqueous NaCl solution at temperature from 323.15 to 423.15 K and pressure of up to 20 MPa. *Journal of Chemical & Engineering Data* 61 (10), 3573–3584. <https://doi.org/10.1021/acs.jced.6b00505>
- Moore, L.S., Burne, R.V., 1994.** The modern thrombolites of Lake Clifton, Western Australia, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 3–29. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_1
- O’Neil, J.R., Barnes, I., 1971.** C¹³ and O¹⁸ compositions in some fresh-water carbonates associated with ultramafic rocks and serpentinites: western United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35 (7), 687–697. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(71\)90067-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(71)90067-6)
- Osinski, G.R., Tornabene, L.L., Banerjee, N.R., Cockell, C.S., Flemming, R., Izawa, M.R.M., McCutcheon, J., Parnell, J., Preston, L.J., Pickersgill, A.E., Pontefract, A., Sapers, H.M., Southam, G., 2013.** Impact-generated hydrothermal systems on Earth and Mars. *Icarus* 224 (2), 347–363. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2012.08.030>
- Pedley, H.M., 1990.** Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology* 68 (1-2), 143–154. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90124-C](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90124-C)
- Pedley, H.M., Rogerson, M., 2010.** Introduction to tufas and speleothems. *Geological Society, London, Special Publications* 336 (1), 1–5. <https://doi.org/10.1144/SP336.1>
- Pedley, M., 2000.** Ambient temperature freshwater microbial tufas, in: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 179–186. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04036-2_20
- Pedley, M., Andrews, J., Ordonez, S., del Cura, M.A.G., Martin, J.-A.G., Taylor, D., 1996.** Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 121 (3-4), 239–257. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00080-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00080-1)
- Pedley, M., Martin, J.A.G., Delgado, S.O., Garcia Del Cura, M., 2003.** Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology* 50 (1), 23–44. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00502.x>
- Pedley, M., Rogerson, M., Middleton, R., 2009.** Freshwater calcite precipitates from *in vitro* mesocosm flume experiments: a case for biomediation of tufas. *Sedimentology* 56 (2), 511–527. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2008.00983.x>
- Peña, J.L., Sancho, C., Lozano, M.V., 2000.** Climatic and tectonic significance of Late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares River canyon, eastern Iberian Range, northeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1403–1417. [https://doi.org/10.1002/1096-9837\(200012\)25:13<1403::AID-ESP147>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/1096-9837(200012)25:13<1403::AID-ESP147>3.0.CO;2-N)
- Pentecost, A., 2005.** *Travertine*. Springer, Berlin, pp 445.
- Pentecost, A., 2003.** Cyanobacteria associated with hot spring travertines. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40 (11), 1447–1457. <https://doi.org/10.1139/e03-075>

- Pentecost, A., Franke, U., 2010.** Photosynthesis and calcification of the stromatolitic freshwater cyanobacterium *Rivularia*. *European Journal of Phycology* 45 (4), 345–353. <https://doi.org/10.1080/09670262.2010.492914>
- Pentecost, A., Viles, H., 1994.** A review and reassessment of travertine classification. *Géographie physique et Quaternaire* 48 (3), 305–314. <https://doi.org/10.7202/033011ar>
- Perry, R.S., Mcloughlin, N., Lynne, B.Y., Sephton, M.A., Oliver, J.D., Perry, C.C., Campbell, K., Engel, M.H., Farmer, J.D., Brasier, M.D., Staley, J.T., 2007.** Defining biominerals and organominerals: Direct and indirect indicators of life. *Sedimentary Geology* 201 (1-2), 157–179. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.05.014>
- Pierson, B.K., Bauld, J., Castenholz, R.W., D'Amelio, E., Marais, D.J.D., Farmer, J.D., Grotzinger, J.P., Jørgensen, B.B., Nelson, D.C., Palmisano, A.C., Schopf, J.W., Summons, R.E., Walter, M.R., Ward, D.M., 1992.** Modern mat-building microbial communities: a key to the interpretation of proterozoic stromatolitic communities, in: Schopf, J.W., Klein, C. (Eds.), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, pp. 245–342. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511601064.008>
- Pinckney, J., Paerl, H.W., Bebout, B.M., 1995.** Salinity control of benthic microbial mat community production in a Bahamian hypersaline lagoon. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 187 (2), 223–237. [https://doi.org/10.1016/0022-0981\(94\)00185-G](https://doi.org/10.1016/0022-0981(94)00185-G)
- Platt, N.H., Wright, V.P., 1992.** Palustrine carbonates and the florida everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment? *SEPM Journal of Sedimentary Research* 62 (6), 1058–1071. <https://doi.org/10.1306/D4267A4B-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Popov, V.G., 2004.** Lithological and hydrogeochemical implications of ion exchange in sedimentary basins: evidence from the Volga–Ural Basin. *Lithology and Mineral Resources* 39 (1), 41–50. <https://doi.org/10.1023/B:LIML.0000010769.00385.28>
- Prado-Pérez, A.J., Pérez del Villar, L., 2011.** Dedolomitization as an analogue process for assessing the long-term behaviour of a CO₂ deep geological storage: The Alicún de las Torres thermal system (Betic Cordillera, Spain). *Chemical Geology* 289 (1-2), 98–113. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.07.017>
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.F., Bebout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F., DesMarais, D.J., 2000.** The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406 (6799), 989–992. <https://doi.org/10.1038/35023158>
- Riding, R., 2008.** Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geological Croatia* 61, 73–103.
- Riding, R., 2000.** Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179–214. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>
- Riding, R., 1991.** Classification of microbial carbonates, in: Riding, Robert (Ed.), *Calcareous algae and stromatolites*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 21–51. https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9_2
- Roche, A., Vennin, E., Bundeleva, I., Bouton, A., Payandi-Rolland, D., Amiotte-Suchet, P., Gaucher, E.C., Courvoisier, H., Visscher, P.T., 2019.** The role of the substrate on the mineralization potential of microbial mats in a modern freshwater River (Paris Basin, France). *Minerals*, 9(6) 34–59. <https://doi.org/10.3390/min9060359>

- Rodrigo-Naharro, J., Herrero, M.J., Delgado-Huertas, A., Granados, A., Pérez del Villar, L., 2019.** Current travertines precipitation related to artificial CO₂ leakages from a natural reservoir (Gañuelas-Mazarrón Tertiary Basin, SE Spain). *Journal of Hydrology* 577, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.123997>
- Rogerson, M., Pedley, H.M., Middleton, R., 2010.** Microbial influence on macroenvironment chemical conditions in alkaline (tufa) streams: perspectives from *in vitro* experiments. *Geological Society, London, Special Publications* 336 (1), 65–81. <https://doi.org/10.1144/SP336.5>
- Rogerson, M., Pedley, H.M., Wadhawan, J.D., Middleton, R., 2008.** New insights into biological influence on the geochemistry of freshwater carbonate deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72 (20), 4976–4987. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.06.030>
- Saller, A., Rushton, S., Buambua, L., Inman, K., McNeil, R., Dickson, J.A.D. (Tony), 2016.** Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. *AAPG Bulletin* 100 (07), 1135–1164. <https://doi.org/10.1306/02111615216>
- Schmid, D.U., 1996.** Marine microbolithe und mikroinkrustierer aus dem Oberjura. *Profil* 9, 101–125.
- Scholl, D.W., 1960.** Pleistocene algal pinnacles at Searles Lake, California. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 30 (3), 414–431. <https://doi.org/10.1306/74D70A51-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Scholl, D.W., Taft, W.H., 1964.** Algae, contributors to the formation of calcareous tufa, Mono Lake, California. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 34. <https://doi.org/10.1306/74D71041-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Shapiro, R.S., 2000.** A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaios* 15 (2), 166–169. [https://doi.org/10.1669/0883-1351\(2000\)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2)
- Shiraishi, F., Bissett, A., de Beer, D., Reimer, A., Arp, G., 2008.** Photosynthesis, respiration and exopolymer calcium-binding in biofilm calcification (Westerhöfer and Deinschwanger Creek, Germany). *Geomicrobiology Journal* 25 (2), 83–94. <https://doi.org/10.1080/01490450801934888>
- Shiraishi, F., Okumura, T., Takahashi, Y., Kano, A., 2010.** Influence of microbial photosynthesis on tufa stromatolite formation and ambient water chemistry, SW Japan. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74 (18), 5289–5304. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.025>
- Stal, L.J., van Gernerden, H., Krumbein, W.E., 1985.** Structure and development of a benthic marine microbial mat. *FEMS Microbiology Ecology* 1 (2), 111–125. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6968.1985.tb01138.x>
- Straccia, F.G., Wilkinson, B.H., Smith, G.R., 1990.** Miocene lacustrine algal reefs—southwestern Snake River Plain, Idaho. *Sedimentary Geology* 67 (1-2), 7–23. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90024-N](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90024-N)
- Sumner, D.Y., 2000.** Microbial vs environmental influences on the morphology of late Archean fenestrate microbialites, in: Riding, R.E., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 307–314. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04036-2_33

- Suosaari, E.P., Awramik, S.M., Reid, R.P., Stolz, J.F., Grey, K., 2018. Living dendrolitic microbial mats in Hamelin Pool, Shark Bay, Western Australia. *Geosciences* 8 (6), 1-17. <https://doi.org/10.3390/geosciences8060212>
- Tanner, L.H., 2010. Chapter 4 - Continental carbonates as indicators of paleoclimate, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.) *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications*, 1^{ère} ed, Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam, pp. 179–214. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06204-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06204-9)
- Terra, G.J.S., Spadini, A.R., França, A.B., Sombra, C.L., Zambonato, E.E., Costa de Silva Juschaks, L., Arienti, L.M., Erthal, M.M., Blauth, M., Franco, M.P., Matsuda, N.S., da Silva, N.G.C., Moretti Junior, P.A., D'Avila, R.S.F., Schiffer de Souza, R., Tonietto, S.N., Couto dos Aujos, S.M., Campinho, V.S., Winter, W.R., 2010. Carbonate rock classification applied to Brazilian sedimentary basins. *Boletim Geociencias Petrobras* 18 (1), 9-29.
- Thomazo, C., Buoncristiani, J.-F., Vennin, E., Pellenard, P., Cocquerez, T., Mugnier, J.L., Gérard, E., 2017. Geochemical processes leading to the precipitation of subglacial carbonate crusts at Bossons Glacier, Mont Blanc Massif (French Alps). *Frontiers in Earth Science* 5, 1-16. <https://doi.org/10.3389/feart.2017.00070>
- Thompson, D.L., Stilwell, J.D., Hall, M., 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research* 28 (1), 26–51. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2014.12.005>
- Török, Á., Claes, H., Brogi, A., Liotta, D., Tóth, Á., Mindszenty, A., Kudó, I., Kele, S., Huntington, K.W., Shen, C., Swennen, R., 2019. A multi-methodological approach to reconstruct the configuration of a travertine fissure ridge system: The case of the Cukor quarry (Süttő, Gerecse Hills, Hungary). *Geomorphology* 345, 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106836>
- Turner, E.C., Jones, B., 2005. Microscopic calcite dendrites in cold-water tufa: implications for nucleation of micrite and cement. *Sedimentology* 52 (5), 1043–1066. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00741.x>
- Vennin, E., Bouton, A., Bourillot, R., Pace, A., Roche, A., Brayard, A., Thomazo, C., Virgone, A., Gaucher, E.C., Desaubliaux, G., Visscher, P.T., 2019. The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology* 66 (1), 165–204. <https://doi.org/10.1111/sed.12499>
- Verrecchia, E.P., 2011. Pedogenetic carbonates, in: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*, Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 721–725. <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-9212-1>
- Viles, H.A., Taylor, M.P., Nicoll, K., Neumann, S., 2007. Facies evidence of hydroclimatic regime shifts in tufa depositional sequences from the arid Naukluft Mountains, Namibia. *Sedimentary Geology* 195 (1-2), 39–53. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.07.007>
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., 2000. Microscale observations of sulfate reduction: Correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology* 28 (10), 919–922. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<919:MOOSRC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<919:MOOSRC>2.0.CO;2)
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., Hoefft, S.E., Macintyre, I.G., Thompson, J.A., 1998. Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (Bahamas); the

- role of sulfur cycling. *American Mineralogist* 83 (11-12), 1482–1493. <https://doi.org/10.2138/am-1998-11-1236>
- Visscher, P.T., Stolz, J.F., 2005.** Microbial mats as bioreactors: populations, processes, and products. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219 (1-2), 87–100. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.10.016>
- Warren, J.K., 2006.** *Evaporites: Sediments, resources and hydrocarbons*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/3-540-32344-9>
- Watanabe, Y., Stewart, B.W., Ohmoto, H., 2004.** Organic- and carbonate-rich soil formation ~2.6 billion years ago at Schagen, East Transvaal district, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (9), 2129–2151. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.036>
- Wattinne, A., Lécuyer, C., Vennin, E., Chateaufneuf, J.-J., Martineau, F., 2018.** Environmental changes around Oligocene/Miocene boundary in the Limagne graben, Massif Central, France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 189 (4-6), 1-19. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018019>
- Wilmeth, D.T., Corsetti, F.A., Beukes, N.J., Awramik, S.M., Petryshyn, V., Spear, J.R., Celestian, A.J., 2019.** Neoproterozoic (2.7 Ga) lacustrine stromatolite deposits in the Hartbeesfontein Basin, Ventersdorp Supergroup, South Africa: Implications for oxygen oases. *Precambrian Research* 320, 291–302. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.11.009>
- Winsborough, B.M., Seeler, J.-S., Golubic, S., Folk, R.L., Maguire, B., 1994.** Recent freshwater lacustrine stromatolites, stromatolitic mats and oncoids from Northeastern Mexico, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 71–100. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_4
- Wright, V.P., 2012.** Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. *Geological Society, London, Special Publications* 370 (1), 39–47. <https://doi.org/10.1144/SP370.2>
- Wright, V.P., 1992.** A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology* 76 (3-4), 177–185. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90082-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90082-3)
- Wright, V.P., Barnett, A.J., 2015.** An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications* 418 (1), 209–219. <https://doi.org/10.1144/SP418.3>
- Zamarreño, I., Anadón, P., Utrilla, R., 1997.** Sedimentology and isotopic composition of Upper Palaeocene to Eocene non-marine stromatolites, eastern Ebro Basin, NE Spain. *Sedimentology* 44 (1), 159–176. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1997.tb00430.x>

Chapitre I

Les microbialites oligo-miocènes du bassin des Limagnes, Massif Central (France)

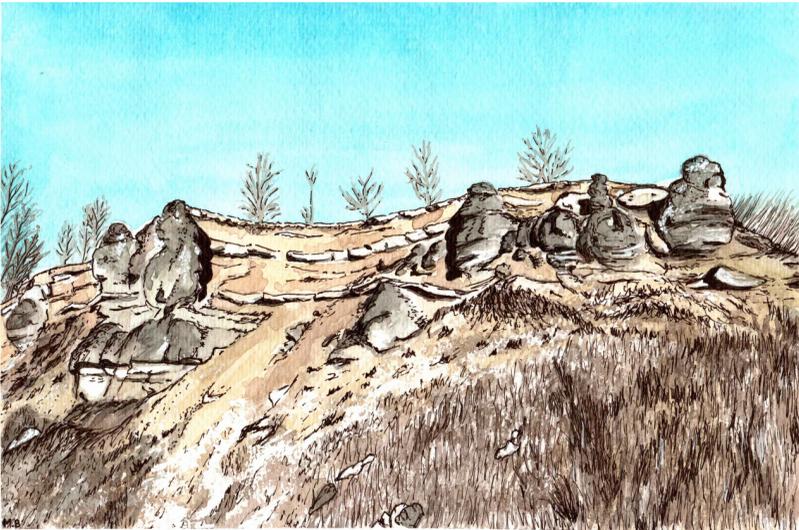


Illustration de la carrière de Créchy ; Margot Bernardi

Introduction

Ce premier chapitre est consacré aux microbialites oligo-miocènes du bassin lacustre des Limagnes (Massif Central, France). En plus, d'être remarquables par leur abondance, leur diversité et leur préservation, ces microbialites ont la particularité d'être associés à des accumulations de fourreaux de phrygane (insectes de l'ordre des Trichoptères qui fabriquent un tube protecteur : le fourreau, durant leur stade larvaire et l'abandonnent après leur nymphose ; [Huguency et al., 1990](#)). Cette association de microbialites et de métazoaires forme des bioconstructions qui caractérisent la sédimentation oligo-miocène des Limagnes. De telles bioconstructions sont rares dans le registre fossile : certaines sont identifiées dans le Crétacé inférieur d'Asie (e.g., Chine : [Gong et al., 2017](#) ; [He et al., 2015](#) ; Corée : [Paik, 2005](#) ; Mongolie : [Adiya et al., 2017](#)), d'autres sont rapportées dans le Pléistocène de Tunisie ([Ben Ahmed et al., 2018](#)). Mais les plus connues et étudiées sont probablement les bioconstructions éocènes de la Formation Green-River aux États-Unis (e.g., [Bradley, 1924](#) ; [Loewen et al., 1999](#) ; [Leggitt et Cushman, 2001](#) ; [Leggitt et al., 2007](#) ; [Seard et al., 2013](#) ; [Hurst et al., 2018](#)).

Bien que montrant de grandes similitudes avec les bioconstructions de la Formation Éocène de la Green River (e.g., morphologies, composition, distribution, sédimentation associée et présence d'hydrocarbure...), les bioconstructions du bassin des Limagnes ont été beaucoup moins étudiées, même si leur existence est rapportée depuis longtemps. Dès 1812, Omalius d'Halloy, décrit ces objets comme des « calcaires concrétionnés [...] de forme globuleuse ou mamelonnée » et leur attribue une origine dulçaquicole. En 1867, Lecoq les considère comme des calcaires d'eau douce, en s'attachant à interpréter les faunes associées. En 1931, Dangeard suggère que la formation de ces calcaires concrétionnés correspond à des « algues inférieures ». Ce n'est qu'en 1966, que ces objets sont identifiés comme des stromatolites par Bertrand-Sarfati *et al.* (1966). Donsimoni (1975) et Donsimoni et Giot (1977) s'intéressent à la morphologie et la répartition de ces « calcaires concrétionnés » dans le bassin. Freytet (1998 ; 2000) détermine les différentes « algues » et les microbes qui participent à l'édification de ces bioconstructions. Jusqu'alors les auteurs se sont attachés à décrire et cartographier les objets, cependant les facteurs contrôlant le développement, la morphologie et la distribution des microbialites restent peu discutés. Au début des années 2000, Wattinne *et al.* (2003) et Wattinne (2004), après avoir caractérisé les divers édifices stromatolitiques, et reconstituer les paléoenvironnements, proposent que les morphologies et la distribution des bioconstructions soient contrôlées par les organismes participant à l'édification des structures, l'espace disponible et les fluctuations des lignes de rivage en lien avec les variations du plan d'eau. Cependant, ces travaux se concentrent principalement dans le nord du bassin des Limagnes.

Dans le cadre de ce travail, quatre sites ont été sélectionnés : le premier correspond à la carrière de Créchy, au nord, et les trois derniers localisés dans le sud du bassin des Limagnes, près de Clermont-Ferrand sont : la carrière de Grand Gandaillat, les affleurements de Chadrat et de Jussat. Le principal verrou de ce travail repose sur une absence de datation pour ces différents affleurements. Les datations des sédiments fossilifères oligo-miocènes du bassin des Limagnes sont basées sur les biozones de mammifères (Huguency, 1997), de gastéropodes (Rey, 1971), de charophytes (Riveline *et al.*, 1988 ; 1996) et de pollens (Gorin, 1975). Cependant, en l'absence de ces indicateurs fossiles, les datations des sites restent délicates.

Ces travaux dans le bassin des Limagnes, nous amènent à (1) caractériser les morphologies et compositions des bioconstructions de certains secteurs du bassin des Limagnes ; (2) déterminer les paléoenvironnements associés ; (3) reconstituer à l'échelle du bassin les modalités de la sédimentation palustro-lacustre à partir de la comparaison des différents secteurs étudiés ; (4) identifier les principaux facteurs externes contrôlant le développement et la distribution des bioconstructions, et finalement (5) s'interroger sur la répartition et la préservation des bioconstructions.

Problématiques

Ce chapitre s'articulera autour d'une question principale qui est :

Quels sont les facteurs contrôlant l'installation, le développement et la distribution des bioconstructions du bassin des Limagnes ?

et sera divisé en trois parties :

Partie 1

Contexte général du bassin des Limagnes

La première partie de ce chapitre décrit le contexte général du bassin des Limagnes. Il comprend les contextes géographique, géologique, géodynamique et sédimentaire du bassin des Limagnes.

Partie 2

Les facteurs de contrôle de la sédimentation du bassin des Limagnes au Chattien et à l'Aquitainien : les carrières de Grand Gandaillat et Crêchy

La seconde partie de ce chapitre est consacrée à l'étude et la comparaison de deux secteurs du bassin des Limagnes d'âges différents : Grand Gandaillat (Chattien) et Crêchy (Aquitainien). Les résultats de ce travail nous ont permis de discuter l'influence de multiples paramètres externes (climatique, tectonique, paléocéologique, volcanique, ...) qui influencent la sédimentation, la morphologie et la distribution des microbialites. Cette partie a fait l'objet d'un article accepté en 2018 dans la revue *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.

Partie 3

L'apport des affleurements de Chadrat et Jussat

La troisième partie porte sur deux sites complémentaires situés dans le sud du bassin des Limagnes : les affleurements de Jussat et Chadrat. Il permet d'insister sur les variations latérales des faciès, de valider les paraséquences proposées afin de discuter des variations de l'accommodation dans le bassin des Limagnes. Ces nouvelles observations questionnent les reconstitutions paléogéographiques proposées à la fin des années 90 (Huguency *et al.*, 1999). Cette partie a été présentée lors d'une excursion de deux jours dans le cadre du premier Workshop M-Fed (Microbialites: Formation-Evolution-Diagenesis) qui s'est tenu à Dijon, du 25 au 30 octobre 2019. Le livret-guide réalisé à cette occasion fera prochainement l'objet d'une publication dans la revue du *BSGF-Earth Sciences Bulletin*.

Partie 1 : Contexte général du bassin des Limagnes

1. Contexte géographique et géologique

Le bassin des Limagnes se situe au nord-est du Massif Central, dans la région Auvergne, à cheval sur les départements de l'Allier, du Puy-de-Dôme et du Cantal. Il fait partie d'un ensemble de grabens d'orientation N-S, avec le bassin du Forez et le bassin de Roanne-Montbrisson. Le bassin des Limagnes s'étend, du nord au sud, sur 90 km de long avec une largeur variant de 15 à 40 km. Géographiquement, il est bordé à l'ouest par la chaîne des Puys, au sud par les Monts Dore et le massif du Cézallier, à l'est par les Monts du Forez et s'ouvre sur le bassin de Paris au nord (Figure I.1.A). Le bassin des Limagnes est subdivisé en trois sous-bassins du nord au sud : La Limagne Bourbonnaise, la Limagne Centrale et la Limagne d'Issoire (Figure I.1.A).

La complexité de la structuration du socle paléozoïque du bassin des Limagnes a été mise évidence dès 1958, par les études réalisées par la Régie Autonome des Pétroles (Morange *et al.*, 1971). Le socle est recoupé par d'importants accidents structuraux délimitant des sous-bassins formés de fossés et de seuils (Giot *et al.*, 1976 ; Alsac *et al.*, 1988 ; Riveline *et al.*, 1988). Un haut-fond, situé au niveau de Saint-Pourçain, permet d'individualiser un premier sous-bassin nord (correspondant à la Limagne Bourbonnaise ; Giot *et al.*, 1976). En Limagne Centrale, les profils sismiques réalisés dans la région mettent également en évidence l'asymétrie prononcée du bassin, avec des profondeurs dépassant les 2500 m dans le fossé de Riom (Figure I.1.B & C ; Grolier et Tchimichkian, 1963 ; Morange *et al.*, 1971). Le bassin est séparé, à l'est, du socle paléozoïque par la Faille de la Limagne d'orientation N-S et traversé par la faille d'Aigueperse d'orientation NE-SO (Figures I.1.B).

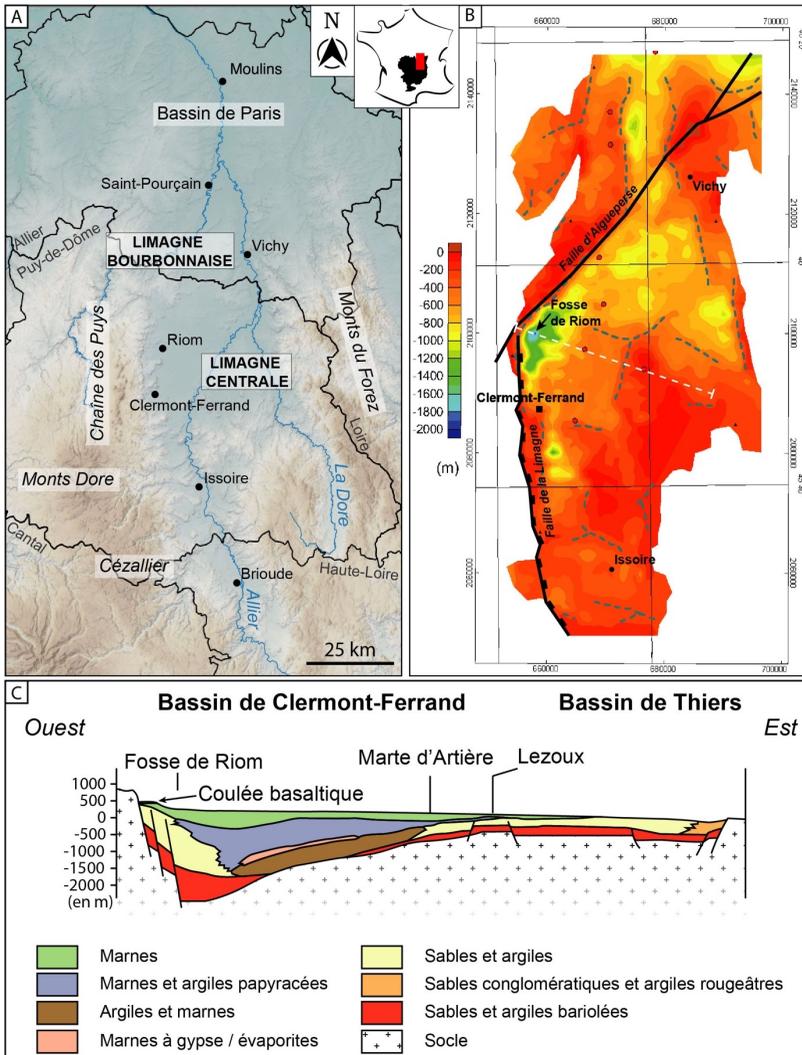


Figure 1.1 : A) Carte des principaux ensembles géographiques du bassin des Limagnes ; B) Carte des isobathes du toit du socle montrant les deux failles majeures et le transect correspondant à la figure C modifié d'après Wattinne (2004) ; C) Transect Ouest-Est de la Limagne Centrale, modifié d'après Morange et al. (1971) et Autran et Peterlongo (1980).

2. Contexte géodynamique

2.1. Paléozoïque : L'orogène Varisque

Le socle du bassin sédimentaire des Limagnes est composé de formations métamorphiques, magmatiques et volcanogéniques contemporaines de l'orogénèse Varisque (Figure I.2). L'orogène Varisque (490 - 290 Ma) résulte de la collision de plusieurs microplaques se trouvant entre deux supercontinents ; le Gondwana et la Baltica-Laurentia qui entrent eux-mêmes en collision (e.g. [Matte, 2001](#) ; [Kroner et Romer, 2013](#)). Cette configuration particulière rend la compréhension de l'évolution géodynamique de l'orogénèse Varisque difficile. Ainsi les questions de la nature, des limites et de la chronologie de la collision des microplaques péri-Gondwaniennes restent débattues (e.g., [Franke et al., 2017](#)). Dans l'est du Massif Central, la collision continentale a lieu à la fin du Dévonien-début du Carbonifère (360-340 Ma ; [Couzinié et al., 2016](#)) et conduit à la formation de roches métamorphiques de haute pression et basse température (e.g., [Lotout et al., 2018](#)). Au Carbonifère et au début du Permien, l'extension post-orogénique et l'effondrement de la chaîne provoquent (1) une importante fusion crustale entraînant un magmatisme granitique généralisé et la formation de dômes de granite migmatiques (e.g., [Ledru et al., 2001](#) ; [Couzinié et al., 2016](#) ; [Chelle-Michou, 2017](#)) et (2) une forte activité tectonique responsable de la formation de longues failles de décrochement de directions NE-SO et NO-SE (Figure I.2 ; [Arthaud et Matte, 1975](#)). Ces failles de décrochement structurent de nombreux petits bassins houillers intramontagneux, interprétés soit comme des demi-grabens associés à des failles de détachements majeures (e.g., [Faure, 1995](#)), soit comme des bassins de *pull-apart* se structurant lors de la réactivation de zones de cisaillement majeures (e.g., [Choulet et al., 2012](#)).

2.2. Mésozoïque

Au Permo-Trias, l'activité tectonique est fortement réduite ([Sissingh, 2001](#)), laissant place aux processus d'érosion et de sédimentation. Durant le Trias, il semble qu'une grande partie du Massif Central reste émergée conduisant à un hiatus sédimentaire et la formation d'une paléosurface triasique (e.g., [Bourquin et al., 2011](#)). Cette paléosurface est datée par les mesures K-Ar sur des minéraux secondaires liés aux albitisations ([Bonhomme et al., 1980](#) ; [Schmitt et al., 1984](#)) ou par l'étude du paléomagnétisme de coupes albitisées affectant l'ensemble du socle du Massif Central au Trias ([Ricordel et al., 2007](#)).

de 2 000 à 2 500 m d'épaisseur dont l'érosion aurait débuté, au Crétacé, entre 130 et 100 Ma (Barbarand *et al.*, 2001 ; Séranne *et al.*, 2002 ; Peyaud *et al.*, 2005). Cependant, les nouvelles datations des altérites, autrefois attribuées à l'Éocène, mettent en évidence des paléosurfaces à la limite Jurassique-Crétacé, suggérant que le substratum affleurerait à cette époque, indiquant une absence de couverture sédimentaire (Ricordel-Prognon *et al.*, 2010). Ces derniers travaux remettent alors en cause, sinon l'existence, au moins l'importance de l'épaisseur de la couverture carbonatée mésozoïque.

2.3. Cénozoïque : Rifting et orogène alpine

Durant le Cénozoïque, l'Europe de l'Ouest est marquée par deux événements géodynamiques majeurs : (1) l'orogène alpine qui commence dès la fin du Crétacé (e.g., Rosenbaum *et al.*, 2002) et (2) l'ouverture du Système de Rift Cénozoïque Européen (European Cenozoic Rift System : ECRIS) débutant à l'Éocène (e.g., Sissingh, 2001 ; Bourgeois *et al.*, 2007). Le lien entre les deux événements, ainsi que l'âge des deux événements restent fortement débattus (e.g., Merle et Michon, 2001 ; Michon et Merle, 2001 ; 2005 ; Dèzes *et al.*, 2004, 2005 ; Ziegler et Dèzes, 2005). Ces deux événements vont avoir pour conséquence, dans le Massif Central, (i) d'initier une phase rifting conduisant à un amincissement crustal, (ii) de former un pli lithosphérique, puis (iii) d'induire une phase de volcanisme qui affecte l'Europe durant tout le Cénozoïque.

2.3.1. Rifting et amincissement crustal

Durant l'Oligocène, l'ECRIS va s'ouvrir affectant une grande partie de l'Europe de l'Ouest (de la mer Méditerranée à la Mer du Nord jusqu'au Massif de Bohême à l'est ; Figure I.3). L'ouverture des bassins de rifting s'effectue de manière diachrone. A l'Éocène, les premiers bassins à se former sont les bassins du Haut-Rhin, de la Bresse, du Massif Central (Limagnes, Forez et Roanne-Montbrisson) de Valence et du Bas-Rhône. La distension va ensuite se propager vers le nord à l'Oligocène, avec l'ouverture du Bas Rhin, de l'Hesse et de l'Eger, et vers le sud (golfe du Lion et de Valence), jusqu'à l'ouverture du bassin océanique provençal à partir de la fin de l'Aquitainien (Figure I.3 ; Sissingh, 2001 ; Bourgeois *et al.*, 2007). L'augmentation des forces de compression résultant des zones de collision alpines va réactiver les anciens systèmes de failles varisques permo-carbonifères (Schumacher, 2002 ; Dèzes *et al.*, 2004). Leur réactivation conduit à un amincissement crustal et la formation de bassins en transtension séparés les uns des autres par des failles de transfert d'orientation NE-SO (Michon *et al.*, 2003 ; Derer *et al.*, 2005 ; Bourgeois *et al.*, 2007). C'est notamment le cas pour la faille d'Aigueperse et qui va être une zone favorable à la mise en place du volcanisme au Cénozoïque (Babuška *et al.*, 2002). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer

l'amincissement crustal responsable de l'ECRIS : rift actif lié à un plume mantellique (e.g., [Granet et al., 1995](#)), une division d'avant-pays en réponse à l'orogène Alpine (e.g., [Dèzes et al., 2004 ; 2005](#)), un rift d'arrière-arc ([Jowett, 1991](#)) lié à l'étiement de la croûte par la création d'une racine lithosphérique dense lors de la subduction ([Merle et Michon, 2001 ; Michon et al., 2003 ; Michon et Merle, 2005](#)). Cet amincissement de la lithosphère passant de 100-120 km à 70-80 km d'épaisseur conduit à la formation des trois principaux bassins du Massif Central : le bassin des Limagnes, du Forez et de Roanne-Montbrisson (Figure I.3 ; [Michon et Merle, 2001 ; Babuška et al., 2002](#)).

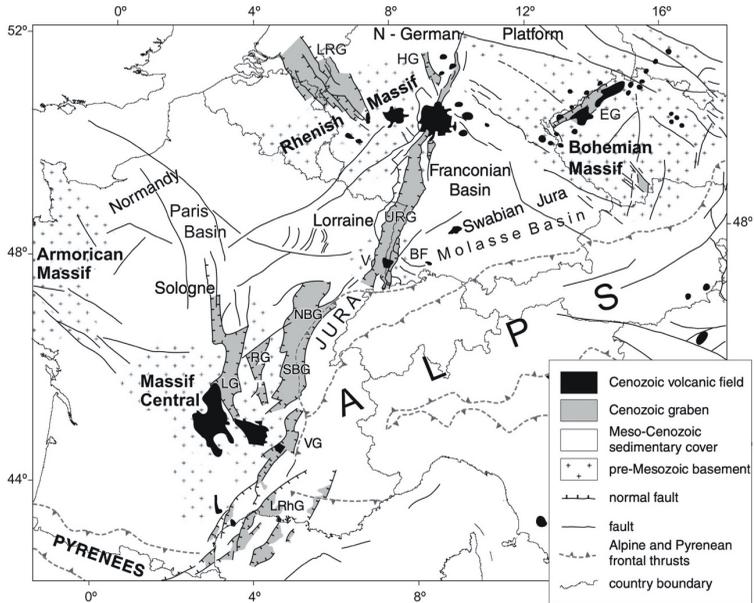


Figure I.3 : Carte structurale de l'ECRIS dans l'avant-bassin alpin, [Bourgeois et al. \(2007\)](#). BF : Black Forest, EG : Eger (Ore) Graben, FP : Franconian Platform, HG : Hessian grabens, LG : Limagne Graben, LRG : Lower Rhine (Roer Valley) Graben, LrhG : Lower Rhône Grabens, NBG : Northern Bresse Graben, RG : Roanne Graben, SBG : Southern Bresse Graben, URG : Upper Rhine Graben, V : Vosges, VG : Valence Graben.

2.3.2. Plissement lithosphérique

L'amincissement crustal est suivi par un plissement de très grande longueur d'onde dans l'avant-pays européen associé à l'orogénèse alpine. Là encore, les hypothèses sont nombreuses pour expliquer l'origine de ce pli : un pli flexural d'avant-pays (*foreland flexural bending* ; e.g. [Bourgeois et al., 2007](#)), une flexure de la lithosphère européenne (*far-field intraplate buckling* ; e.g. [Gillocheau et al., 2000 ; Michon et Merle, 2001 ; 2005 ; Michon et al., 2003 ; Dèzes](#)

et al., 2004 ; 2005) ou un support dynamique par flux asthénosphérique (*dynamic support by asthenospheric flow* ; *Merle et al.*, 1998 ; *Merle et Michon*, 2001).

2.3.3. Volcanisme cénozoïque

Une importante phase de volcanisme se développe dans l'ensemble de l'Europe du Cénozoïque au Quaternaire. Cette phase de volcanisme atteint son paroxysme durant le Miocène et le Pliocène et perdure jusqu'au Pléistocène dans certaines régions, comme la région du Massif Central (*Lustrino et Wilson*, 2007). Cette dernière est la plus importante province volcanique de l'ECRIS, consistant en des séries alcalines typiques du volcanisme intraplaque. L'activité volcanique du Massif Central est triphasée (*Michon et Merle*, 2001) :

- (1) **Un magmatisme pré-rift.** Du Paléocène à la fin de l'Éocène, l'activité volcanique est très dispersée et limitée au nord du Massif Central. Les laves caractéristiques de cette phase sont fortement sous-saturées et correspondent à des basaltes alcalins à des méliilitites (*Michon et Merle*, 2001).

- (2) **L'évènement de magmatisme de rift.** De l'Éocène supérieur à la fin du Miocène, le Massif Central est affecté par une extension est-ouest produisant un fort amincissement crustal. Cette phase tectonique est marquée par une quiescence volcanique au Rupélien et un magmatisme de rift, à la fin de l'Oligocène, associée à une phase d'asymétrie du rifting. Ce magmatisme de rift se matérialise dans le bassin des Limagnes sous forme de pépérites (Figure I.4 ; *Michon et Merle*, 2001). Les pépérites des Limagnes sont, en général, des chutes pyroclastiques polyolithologiques (composées d'un mélange de clastes volcaniques juvéniles et d'allocastes argilo-calcaires) ou de dépôts volcanoclastiques primaires (*Goër de Hervé*, 2000). Elles sont interprétées comme des roches résultant d'éruptions phréatomagmatiques subaériennes durant lesquelles les roches sédimentaires sont pulvérisées lors de l'interaction entre le magma et l'eau (Figure I.5 ; *Goër de Hervé*, 2000) ce qui diffère légèrement de l'acceptation générale de la définition pépérite, qui sont des roches formées par l'intrusion du magma dans des sédiments humides (*Skilling et al.*, 2002). Le phréatomagmatisme devient fréquent dans le bassin des Limagnes à partir du Chattien (25 Ma) et notamment en Limagne Centrale et, au sud en Limagne d'Issoire et perdure jusqu'à la fin du Miocène (10 Ma ; *Goër de Hervé*, 2000). La plupart des laves ont une composition de basanites ou téphrites (*Cheguer*, 1996 in *Chazot et Mergoïl-Daniel*, 2012). Les basanites et les téphrites contiennent moins de 20 % de néphéline (pauvres en silice) et moins de 5 % d'albite (pauvres en Na et K ; *Chazot et Mergoïl-Daniel*, 2012). Les magmas à l'origine de ces pépérites ont la particularité d'être particulièrement riche en carbonate (dolomite, magnésite et calcite) et en silice (*Bailey et al.*, 2006 ; *Chazot et Mergoïl-Daniel*, 2012).

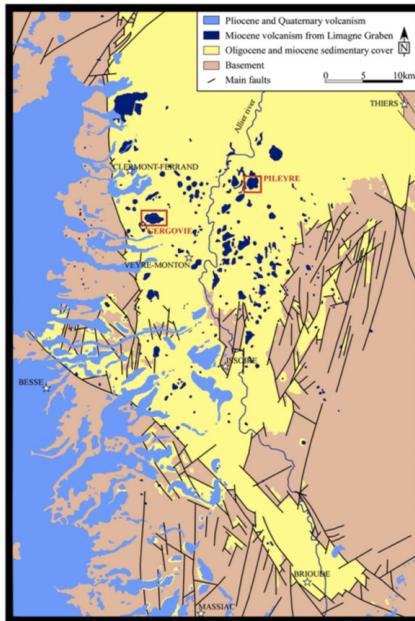


Figure 1.4 : Carte géologique simplifiée indiquant les principales structures tectoniques du graben des Limagnes, et les roches volcaniques appartenant à la province volcanique des Limagnes (bleu foncé) et de la Chaîne des Puys (bleu clair ; Chazot et Mergoïl-Daniel, 2012).

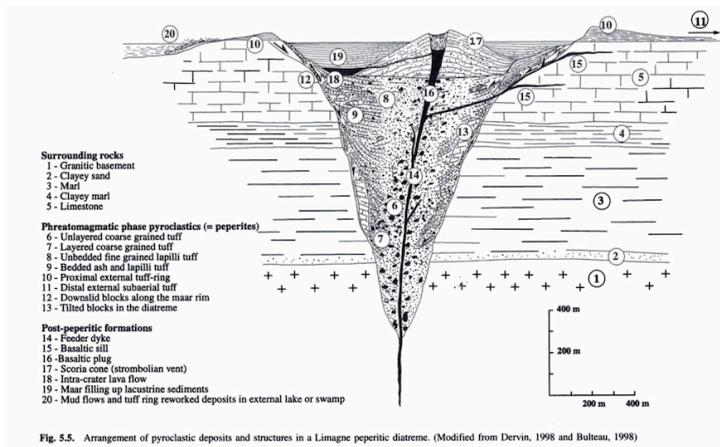


Fig. 5.5. Arrangement of pyroclastic deposits and structures in a Limagne peperitic diatreme. (Modified from Dervin, 1998 and Bulteau, 1998)

Figure 1.5 : Structures des dépôts pyroclastiques et structures d'un diatème pépéritique en Limagne (Goër de Heroë, 2000).

(3) **L'évènement magmatique majeur.** A partir de la fin du Miocène, l'évènement majeur commence au sud et se propage vers le nord durant le Quaternaire. Ce dernier évènement est caractérisé par trois phases successives :

- **de 9 à 6,3 Ma** : développement des plus grandes provinces magmatiques au sud-est du Massif Central, avec l'éruption des volcans du Cantal, de l'Aubrac, du Velay et des Corions (Michon et Merle, 2001).
- **de 3,5 à 0,23 Ma** : développement d'une nouvelle province magmatique (par exemple, le Massif des Monts Dore et du Dèves) et la réactivation des anciennes provinces (dans le bassin des Limagnes et du Velay). Les magmas sont sub-alkalins (basalte et rhyolite) à alcalins (basanite à phonolite) et sont interprétés comme issus d'un volcanisme intraplaque (Michon et Merle, 2001).
- **0,04 à 0,007 Ma** : Mise en place de la Chaîne des Puys, du Massif des Monts Dore et du Cézallier et du Bas-Vivarais (Négrelet *et al.*, 2015).

3. Sédimentation du bassin des Limagnes

Les dépôts cénozoïques du bassin des Limagnes suscitent l'intérêt depuis longtemps et de nombreux découpages stratigraphiques ont été proposés (e.g., Lecoq, 1897 ; De Launay, 1923 ; Giot *et al.*, 1976). En 2003, à l'issue du projet COPGEN (Compilation du Potentiel Géothermique National), Genter *et al.* (2003) proposent une synthèse lithostratigraphique basée sur l'étude de forages et de données sismiques. Elle est divisée en cinq séquences (de S1 à S5) reposant sur le socle (S0), chacune débutant par des dépôts détritiques sableux et carbonatés, suivis par des dépôts sablo-argileux et carbonatés et se terminant par des dépôts carbonatés, parfois évaporitiques (Figure I.6).

La base de la colonne stratigraphique (Séquence S1) est encore mal connue et la nature des dépôts et leur âge laisse encore place aux questionnements. Les dépôts de la partie inférieure de la séquence S1, reposant directement sur le socle S0, sont dépourvus de fossiles et, par déduction, un âge Yprésien leur est attribué (Figure I.6). Cependant, certains auteurs font état de sédiments détritiques rouges non fossilifères reposant directement sur le socle (e.g., Alsac *et al.*, 1988). Ces dépôts pourraient correspondre aux formations sidérolithiques riches en kaolinite et en oxydes de fer identifiées dans les grabens du Massif Central (Gorin, 1975 ; Giot *et al.*, 1976 ; Ricordel-Prognon *et al.*, 2010 ; Vanderhaeghe *et al.*, 2012) présentant des caractéristiques de dépôts fluviaux à fluvio-deltaïques et des paléosols (Wattinne, 2004 ; Ricordel-Prognon *et al.*, 2010). Jusqu'en 2010, ces dépôts d'altérations, étaient attribués à l'Éocène inférieur à moyen, ceux-ci se trouvant directement sous les sédiments éocènes (Giot *et al.*, 1976). Cependant, Ricordel-Prognon *et al.* (2007 ; 2010) montrent que ces dépôts

d'altération se seraient mis en place au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (140 - 160 Ma \pm 10 Ma) par des datations en paléomagnétisme. Ces auteurs suggèrent alors que ces dépôts sont déconnectés de la sédimentation oligo-miocène et, par conséquent, émettent l'hypothèse que la couverture mésozoïque du Massif Central soit plus réduite, voire peut-être absente à cette période (voir paragraphe 2.2).

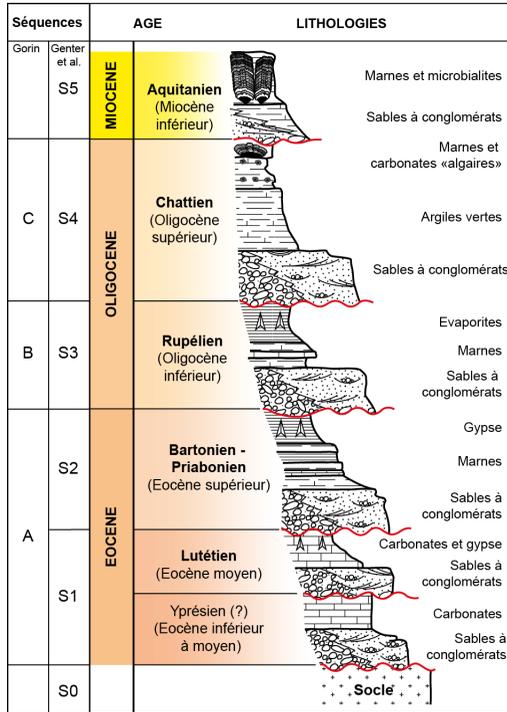


Figure I.6 : Colonne stratigraphique du bassin des Limagnes indiquant les différentes séquences proposées par Gorin (1975) et Genter et al., (2008), modifié d'après Wattinne (2004).

Les premières datations obtenues pour la partie supérieure de la séquence S1 sont effectuées sur les pollens et les charoflores et affichent un âge lutétien (47,8 - 41,2 Ma ; Figure I.6). Les dépôts lutétiens correspondent à des sables, des marnes et des argiles (Riveline et al., 1988). En général, les séries sédimentaires de l'Éocène supérieur sont composées d'une succession de sables, de marnes et de sédiments calcaires et de roches évaporitiques principalement situées dans le sud du bassin des Limagnes (Gorin, 1975 ; Riveline et al., 1988). Ces sédiments, majoritairement siliciclastiques, correspondent à des environnements fluvio-

lacustres déposés sous un climat chaud et humide (Gorin, 1975) évoluant vers une généralisation des dépôts lacustres (Gorin, 1975 ; Huguency *et al.*, 1999).

Les dépôts oligocènes comprennent deux séquences (S3 et S4) qui se déposent respectivement au cours du Rupélien et du Chattien. Au Rupélien (33,9 - 28,1 Ma ; anciennement Stampien ; Figure I.6), la sédimentation lacustre est relativement étendue, et est caractérisée par la présence locale d'évaporites (notamment dans la fosse de Riom) et de marnes et « schistes papyracés » qui s'enregistrent au sein de la séquence S3. Intercalés dans la sédimentation lacustre, certains niveaux contiennent des organismes euryhalins tels que les coccolithophoridés (Noël, 1993a), les dinoflagellés (Gorin, 1975), les foraminifères (milioles ; Dangeard, 1933) et les gastéropodes *Potamides lamarcki* (Rey, 1964). La présence de ces associations floro-fauniques d'affinité marine a interrogé sur l'origine de la salinité des eaux du bassin des Limagnes au Rupélien. Pour expliquer les variations de salinité, deux hypothèses ont été proposées. La première hypothèse soutient la remobilisation des évaporites des sédiments sous-jacents (Noël *et al.*, 1993a ; 1993b ; Gaudant, 2012). Ces auteurs réfutent une possible connexion marine et argumentent que la sédimentation environnante, le caractère monospécifique des coccolithophoridés, la faible diversité d'une faune marine (Noël *et al.*, 1993a ; 1993b) et la présence du poisson *Prolebias stenoura* Sauvage, 1874 (poisson d'eau douce à saumâtre ; Gaudant, 2012) témoignent plutôt d'un milieu lagunaire à lacustre avec des périodes d'eutrophisation. La deuxième hypothèse est celle de possibles incursions marines dans le domaine lacustre (Rey, 1971 ; Turland *et al.*, 1994 ; Bodergat *et al.*, 1999 ; Briot *et al.*, 2001) en se basant sur la présence de nombreux organismes halophiles (notamment *Potamides lamarcki*, Rey, 1971 ; des radiolaires et des débris d'échinodermes ; Turland *et al.*, 1994) et sur les données isotopiques du Sr se rapprochant du pôle marin oligocène (Bodergat *et al.*, 1999 ; Briot *et al.*, 2001). Les voies possibles de ces incursions marines sont multiples et cette interprétation a été sujette à débat et, à ce jour, aucun consensus n'a été acté (Rey, 1971 ; Gorin, 1975 ; Bodergat *et al.*, 1999). Trois voies possibles ont été proposées : par le nord via une connexion avec le bassin de Paris (Alimen, 1948 ; Gorin, 1975) ; par le sud-est où le bassin des Limagnes serait connecté à la mer d'avant-pays des Alpes (Sissingh, 2001 ; Dèzes *et al.*, 2004 ; Ziegler et Dèzes, 2005) ou encore par le nord-est via le seuil de Bourgogne et le graben du Rhin (Rey, 1971). Cependant, les dernières analyses isotopiques du Sr semblent infirmer l'hypothèse d'une connexion marine, les bassins du Massif Central sont alors interprétés comme des lacs continentaux salés (Briot, 2008). L'étude des pollens, des associations mammaliennes et de la sédimentation mettent en évidence un climat chaud devenant progressivement plus sec au Rupélien (Gorin, 1975 ; Giot *et al.*, 1976 ; Huguency, 1984).

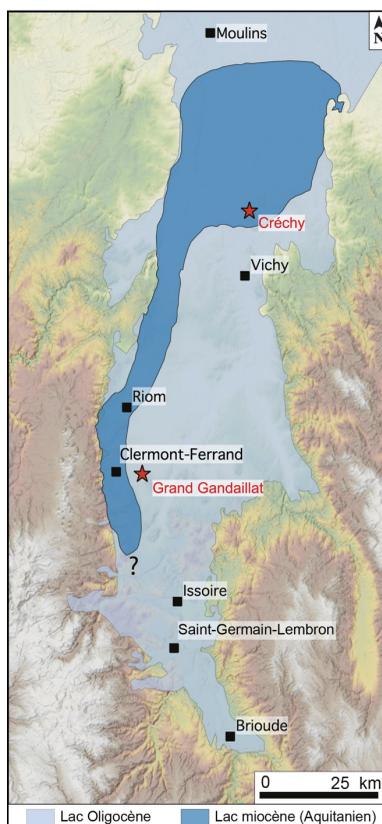


Figure I.7 : Carte proposant une reconstitution de l'évolution de l'étendue du lac durant l'Oligocène et le Miocène (d'après Huguéney et al., 1999).

A partir du Chattien (28,1 - 23,03 Ma ; Figure I.6), la sédimentation lacustre est généralisée à l'ensemble du bassin des Limagnes (Figure I.7) mais devient dulçaquicole comme l'attestent, les gastéropodes *Pseudamnicola arvernensis* et les ostracodes *Cyprinotus aff. parvus*. Cette sédimentation d'eau douce est interrompue par des épisodes saumâtres indiqués par les ostracodes *Candona Cypidopsis*, les gastéropodes *Hydrobia sp.* et les oiseaux *Palaelodus* correspondant aux flamants actuels (Huguéney et al., 2003). Les sédiments de la séquence S4 sont essentiellement marneux et contiennent des « concrétions calcaires d'eau douce » ou stromatolites (Bertrand-Sarfati et al., 1966 ; Rey, 1971 ; Donsimoni, 1975 ; Gorin, 1975 ; Donsimoni et Giot, 1977 ; Wattinne et al., 2003). L'étude de pollens et les associations mammaliennes indiquent que les dépôts sont associés à un épisode de refroidissement généralisé et un climat sec (Figure I.8 ; Gorin, 1975 ; Giot et al., 1976 ; Huguéney, 1984).

La limite Oligo-Miocène, correspondant à la base de la séquence S5 (Figure I.6), est marquée par un important changement de configuration lacustre (Figure I.7). Alors qu'à l'Oligocène, la sédimentation fluvio-lacustre est étendue à l'ensemble du bassin, le dépointe va progressivement migrer du sud vers le nord des Limagnes, concentrant ainsi la sédimentation en Limagne Bourbonnaise (Gorin, 1975). Toutefois, un étroit canal subsiste au sud le long de la faille des Limagnes (Huguéney *et al.*, 1999). Au début du Miocène, un soulèvement volcano-tectonique est responsable de la diminution du taux de subsidence (Sissingh, 2001 ; Dèzes *et al.*, 2004). Cependant, des calcaires concrétionnés ou stromatolites sont également mentionnés dans les dépôts du Miocène supérieur (Rey, 1971 ; Donsimoni, 1975 ; Donsimoni et Giot, 1977 ; Huguéney *et al.*, 1990 ; 1999 ; Sissingh, 2001 ; Huguéney *et al.*, 2003 ; Wattinne *et al.*, 2003). Durant l'Aquitainien, un climat chaud et relativement humide s'instaure (Huguéney, 1984). Les sédiments les plus récents sont datés du Miocène moyen et se situent dans le sous-bassin Bourbonnais, et sont connus sous le nom de « sables du Bourbonnais » (Rey, 1971 ; Merle *et al.*, 1998).

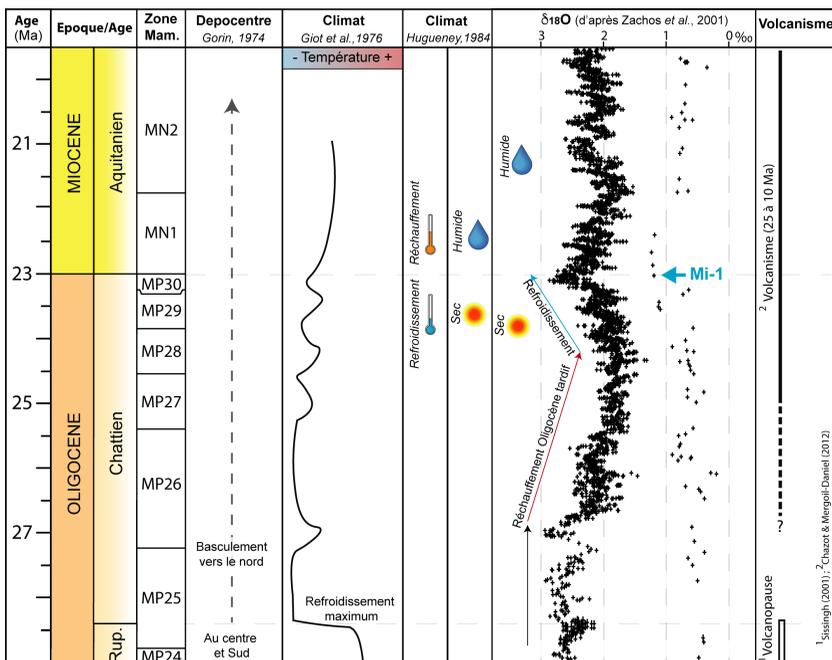


Figure I.8 : Synthèse des principaux événements climatiques, tectoniques et volcaniques affectant la sédimentation du bassin des Limagnes au Chattien à l'Aquitainien ; zone mam : biozones mammaliennes d'après Huguéney (1997).

Partie 2 : Les facteurs de contrôle de la sédimentation du bassin des Limagnes au Chattien et à l'Aquitainien : les carrières de Grand Gandaillat et Créchy

Cette seconde partie fait l'objet d'un article accepté dans la revue *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* :

« **Oligo-Miocène lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central)** »
doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.001

Cette partie a également fait l'objet de posters présentés lors de congrès internationaux :

En 2017, à l'IMS (International Meeting of Sedimentology), à Toulouse (France).

En 2018, à l'EGU (European Geosciences Union), à Vienne (Autriche). Ce poster est présenté ci-contre, afin de faciliter la visualisation des résultats et la lecture du résumé étendu de l'article faisant l'objet de cette partie.

Cet article et ce poster sont basés sur l'étude sédimentologique de deux carrières situées dans le bassin des Limagnes d'âges différents : Grand Gandaillat datée du Chattien, située en Limagne Centrale, et Créchy datée de l'Aquitainien, située en Limagne Bourbonnaise. Nos observations nous ont permis de proposer une synthèse des faciès sédimentaires ; une étude de détail nous a permis d'illustrer la variabilité des morphologies et des compositions des bioconstructions présentes dans ces carrières. Ces observations, associées à l'étude de la distribution verticale des faciès, nous amènent à discuter des facteurs de contrôle influençant la sédimentation, la formation et le développement des bioconstructions.

Les objectifs de ce travail étaient de :

- ❖ Caractériser les morphologies et les compositions des bioconstructions ainsi que la sédimentation environnante pour les deux secteurs du bassin des Limagnes au Chattien et à l'Aquitainien.
- ❖ Évaluer l'influence des différents facteurs de contrôles externes sur la sédimentation et sur la formation et le développement de ces bioconstructions à la transition oligo-miocène.

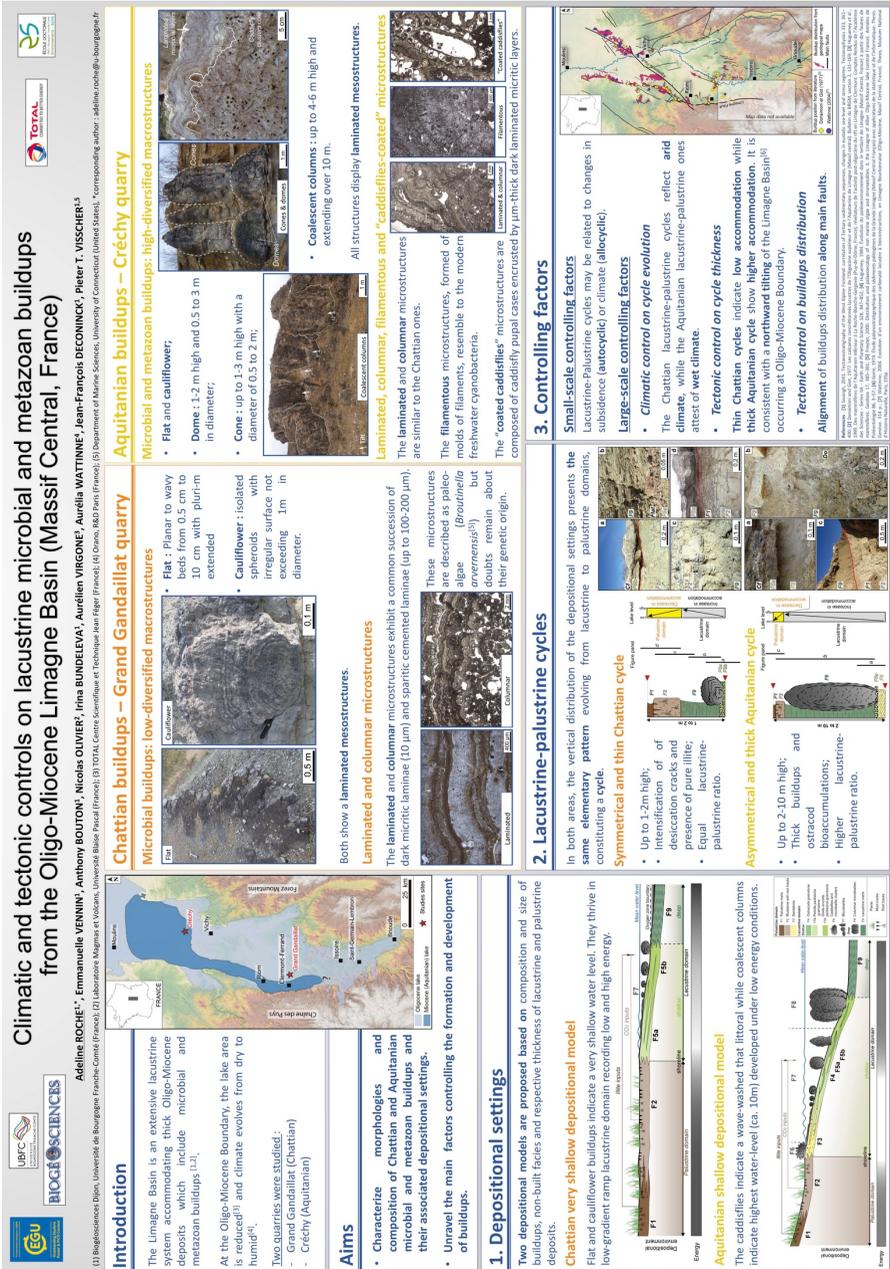


Figure I.9 : Poster présenté en 2018, à l'EGU (Vienne, Autriche).

1. Résumé étendu de l'article

Cet article se base sur l'étude comparative de la sédimentation de deux carrières d'âge et de localisation différents. Cette comparaison permet d'évaluer les facteurs influençant la sédimentation, la morphologie, la composition et le développement des bioconstructions à microbes et métazoaires oligo-miocènes dans le bassin des Limagnes.

Le bassin des Limagnes est situé dans le nord du Massif Central. Il résulte de la structuration du Système de Rift Cénozoïque Européen et l'orogène alpine. Le bassin des Limagnes est un système extensif de l'Éocène à la fin du Miocène, permettant l'enregistrement d'une sédimentation fluviatile et lacustre. Durant le Chattien et l'Aquitarien, la sédimentation mixte terrigène et carbonatée est principalement lacustre avec le développement de bioconstructions à microbes et métazoaires.

Des études sédimentologiques et des descriptions détaillées des morphologies et compositions des bioconstructions ont été réalisées dans (1) la carrière de Grand Gandaillat, d'âge Chattien, située en Limagne Centrale (sud) et (2) la carrière de Créchy, d'âge Aquitarien, située en Limagne Bourbonnaise (nord). Ces observations ont été complétées par l'analyse microscopique de 132 lames minces, l'analyse par Diffraction des Rayons X des minéraux et des cortèges argileux.

Les bioconstructions peuvent être classées suivant 5 morphologies ou macrofabriques : (1) plane ; (2) en chou-fleur ; (3) en dômes ; (4) en cônes ou (5) en colonnes coalescentes. Ces bioconstructions présentent une mésofabrique principalement laminée et des microfabriques très variées : laminée, en colonne, filamenteuse ou composée d'accumulation de fourreaux de phrygane. Neuf faciès sédimentaires ont été déterminés décrivant la composition des bioconstructions et les sédiments environnements. Ces faciès s'organisent selon trois domaines : un domaine palustre, un domaine lacustre proximale et un domaine lacustre distal. Basés sur les différentes morphologies et compositions des bioconstructions, ainsi que la spatialisation des différents faciès, nous proposons deux modèles de dépôts : le premier présentant un modèle avec un faible gradient de pente pour le Chattien et le deuxième présentant un modèle avec un gradient de pente plus accentué pour l'Aquitarien.

L'analyse de la distribution verticale des faciès permet de mettre en évidence des cycles sédimentaires lacustres-palustres. Ces cycles enregistrent une première phase lacustre indiquant une augmentation de l'accommodation, suivie par une phase palustre attestant d'une diminution de l'accommodation. La phase lacustre est caractérisée par la présence des bioaccumulations à phrygane et microbialites, et dont les morphologies varient en fonction du positionnement du cycle ; puis le dépôt de marnes riches en matière organique, indiquant un

domaine lacustre plus distal pouvant être soumis à des périodes d’anoxie. La deuxième phase du cycle est, quant à elle, caractérisée par le développement de paléosols, identifiables notamment par les nombreuses traces de racines.

Bien qu’affichant le même motif, les cycles diffèrent d’une carrière à l’autre en termes d’épaisseur et d’importance du rapport lacustre/palustre. Le cycle Chattien montre une épaisseur assez faible de 1 à 2 m avec des dépôts palustres d’épaisseur aussi importante que les dépôts lacustres ; on parle alors de cycle symétrique. En revanche, les cycles aquitaniens sont plus épais de 1 à 10 m avec des dépôts lacustres plus épais que les dépôts palustres ; on parle dès lors de cycles asymétriques. La différence entre les dépôts chattiens et aquitaniens est également exprimée dans les morphologies des bioconstructions : avec des macrostructures chattiennes peu épaisses (moins d’un mètre de hauteur) et exclusivement microbiennes, et des macrostructures aquitaniennes présentant une grande variété de morphologie et atteignant plusieurs mètres de hauteur.

Après avoir replacé le bassin des Limagnes dans son contexte géodynamique, tectonique et climatique, les différences de modalités de la sédimentation entre les deux carrières permettent de souligner le contrôle des facteurs externes sur la formation et le développement des bioconstructions :

- **Facteur climatique** : ce facteur permet d’expliquer la différence de symétrie entre les cycles lacustres-palustres. La symétrie des cycles chattiens et le développement important des paléosols sont cohérents avec le climat sec régnant à cette époque. En revanche, les dépôts asymétriques de l’Aquitaniens et le développement peu important des paléosols sont en adéquation avec un climat plus humide à l’Aquitaniens.
- **Facteur tectonique** : ce facteur est proposé pour expliquer la différence d’épaisseur des cycles entre les deux secteurs géographiques. Celle-ci traduit une différence d’accommodation qui peut être liée à une différence locale de subsidence. La transition oligo-miocène est marquée par un basculement vers le nord du bassin associé à une migration du dépo-centre et une augmentation de la subsidence au nord durant l’Aquitaniens.
- **Facteur écologique** : la pauvreté de la diversité des morphologies et de la composition des bioconstructions du Chattien dominée par des microbialites peuvent s’expliquer, en partie, par des conditions plus délétères régnant à cette période (stratification chimique et thermique du lac, anoxie à l’interface eau-sédiment). En revanche, la grande diversité de morphologies et des compositions (bioaccumulations de fourreaux de phrygane et microbialites) des bioconstructions de l’Aquitaniens témoignent de conditions plus propices à leur développement.

- **Facteur volcanique** : certaines bioconstructions présentent des parois lisses sans surfaces d'émergence internes. Ces altérations de la paroi externe des bioconstructions pourraient être attribuées à une augmentation de l'acidité des eaux du lac. Cette acidification peut être reliée à une activité hydrothermale, elle-même mise en évidence par l'enregistrement dans la sédimentation lacustre de dépôts phréatomagmatiques. De plus, ces dépôts magmatiques peuvent fournir, par leur composition, et au cours de leur altération, des ions calcium dans le système lacustre, nécessaire à la formation des bioconstructions.

Finalement, la dernière partie de ce travail met en lumière une différence de rapport de sédimentation carbonatée *vs* siliciclastique dans la phase lacustre des cycles lacustres-palustres. Cette différence de rapport est faible pour le Chattien et fort pour l'Aquitainien. Au Chattien, les petites bioconstructions (sédimentation carbonatée) sont rapidement recouvertes par des dépôts siliciclastiques. En revanche, à l'Aquitainien, les imposantes bioconstructions attestent d'une phase importante de sédimentation carbonatée lesquelles seront ensuite englobées dans des dépôts siliciclastiques. Ces observations sont contre-intuitives par rapport au climat, qui voudrait que la sédimentation siliciclastique soit favorisée à l'Aquitainien (climat humide) par rapport au Chattien (climat aride). Cette différence de rapport entre sédimentation carbonatée *vs* siliciclastique peut s'expliquer par une différence de topographie des bordures du lac et de l'étendue des domaines palustre et de la végétation associée, ceux-ci gouvernant l'érosion chimique (apports de HCO_3^- et de Ca^{2+}) et l'altération physique (apports clastiques) des domaines palustres.

Le bassin des Limagnes s'avère être un lieu d'observation privilégié pour pouvoir comprendre l'influence des différents facteurs sur la formation et le développement des microbialites dans un contexte géodynamique en extension, et ce, de manière temporelle et spatiale. L'étude sédimentologique comparative de deux sites d'âges différents, nous a permis d'illustrer la grande diversité des morphologies et de la composition des bioconstructions. Les facteurs environnementaux impliqués sont le climat, la tectonique, le volcanisme et, plus localement, la topographie des bords du lac. L'influence des processus biotiques sur le développement des bioconstructions repose, dans cette étude, uniquement sur une compréhension de leur écologie.

2. Article 1 publié à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 504 (2018) 34–59



Contents lists available at ScienceDirect

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology

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



Oligo-Miocene lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central)

Adeline Roche^{a,*}, Emmanuelle Vennin^a, Anthony Bouton^{a,b}, Nicolas Olivier^c, Aurélie Wattinne^d, Irina Bundeleva^a, Jean-François Deconinck^a, Aurélien Virgone^b, Eric C. Gaucher^b, Pieter T. Visscher^{a,c}

^a Université de Bourgogne Franche-Comté, Lab. Biogéosciences UMR/CNRS 6282, 6 boulevard Gabriel, Dijon 21000, France

^b TOTAL CSTJF, Avenue Larribau, F-64018 Pau Cedex, France

^c Université Clermont Auvergne, CNRS, Laboratoire Magmas et Volcans, F-63000 Clermont-Ferrand, France

^d ORANO, 1 place Jean Millier, 92084 Paris La Défense, France

^e University of Connecticut, Department of Marine Sciences & Center for Integrative Geosciences, 1080 Shennecossett Road, Groton, CT 06340, USA



ARTICLE INFO

Keywords:

Carbonates
Lacustrine/palustrine
Cycle
Climate
Tectonic
Volcanism

ABSTRACT

The Limagne Basin (French Massif Central) is an extensive continental lacustrine system accommodating microbial and metazoan buildups from Chattian to Aquitanian age. A description of these buildups and their associated biotic components in Grand Gandallat and Creehy quarries provides insights into their spatio-temporal distribution patterns. Flats, cauliflowers, domes, cones and coalescent columnar morphologies have been identified with a main laminated mesofabric and laminated, columnar, filamentous and caddisfly-coated microfabrics. Two low-gradient margin models emerged based on the changes in the distribution, morphology and size of the microbial and metazoan-rich deposits through time: the first model applies to the Chattian deposits in the Grand Gandallat quarry and the second to the Aquitanian deposits in the Creehy quarry.

This study emphasizes the heterogeneity of marginal lacustrine carbonate-siliciclastic cycles. The lacustrine/palustrine cycles of the Limagne Basin record (i) lacustrine deposits composed of microbial and metazoan buildups and organic matter-rich marls indicating periods of high accommodation, and (ii) palustrine deposits composed of mudstone and clayey paleosols, indicative of periods of low accommodation. The cycles differ with thin and symmetrical deposits that dominate the Chattian cycles whereas thicker and asymmetrical deposits mark the Aquitanian cycles. In addition, the Chattian cycles are exclusively microbial and only a few centimeters thick whereas the Aquitanian ones are multiple meters in height and are composed of both microbes and metazoans. Climatic, tectonic, volcanic and local parameters are involved in the deposition of buildups and their organization in each different cycle. Climate may control the long-term arid/humid sedimentary succession, tectonic may explain the difference in the deposit thickness between two cycles of different ages and localizations as well as the specific distribution of the buildups throughout the basin, volcanism may control the chemical lacustrine conditions and local physiography may impact the soil removal ability of the lake margin.

1. Introduction

The study of facies models for lacustrine carbonates is at an early stage in its development with an emphasis on using these models as proxies for reconstructing the climatic history (Wright and Barnett, 2015). Non-marine carbonates precipitate in numerous depositional settings (Della Porta, 2015) and are frequently associated with inorganic, biologically controlled and mediated carbonate processes in continental aquatic settings. For example, carbonates from recent lacustrine environments always show a predominantly algal and bacterial

composition (Anadón and Zamarreño, 1981; Arenas et al., 1993; Arp, 1995; Casanova, 1986, 1987; Casanova and Nury, 1989; Casanova and Tiercelin, 1982; Casanova and Thouin, 1990; Icole et al., 1990; Winsborough et al., 1994) and are considered as microbialites in case a microbial origin can be demonstrated (Vennin et al., 2018). Microbialites are considered to be “organosedimentary deposits that have accreted as a result of a benthic microbial community trapping and binding detrital sediment and/or forming locus of mineral precipitation” (Burne and Moore, 1987). The biotic role in lacustrine carbonate precipitation may involve several processes: from biologically mediated

* Corresponding author.

E-mail address: adeline.roche@u-bourgogne.fr (A. Roche).

<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.001>

Received 8 January 2018; Received in revised form 20 April 2018; Accepted 1 May 2018

Available online 07 May 2018

0031-0182/© 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

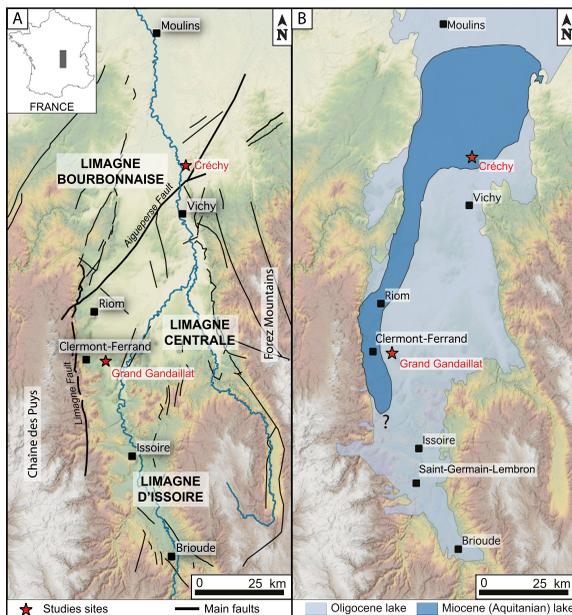


Fig. 1. (A) Map of the Limagne Basin and location of the two study sites: the Grand Gandalliat Quarry in the Central Limagne area and the Créchy quarry in the Limagne Bourbonnaise area; (B) Map showing the paleogeographic extensions of the lake during the Oligocene and Miocene (adapted from Hugueney et al., 1999); the base maps correspond to the Digital Elevation Model over Europe from the GMES RDA project (EU-DEM).

(induced or influenced) carbonates precipitation resulting from micro-mineral interactions (Dupraz et al., 2009) to the biologically controlled processes of eukaryotic-controlled processes (Weiner and Dove, 2003). Precipitation of minerals is a function of water chemistry and biota (Dupraz et al., 2009). The Oligo-Miocene lacustrine buildups of the Limagne Basin are not only dominated by microbes but are also composed of algae (*Cladophorites*) and metazoans (most of them are insects, especially caddisflies and mollusks). Caddisflies belong to the Order Trichoptera; their larvae live in aquatic environments and make a protective (pupal) case that can be stacked in clusters (Mackay and Wiggins, 1979; Hugueney et al., 1990).

D'Halloy (1812) first described simple concretions and large masses of concentric scales named “freshwater limestones” in the Limagne Basin. In 1931, Dangeard attributed the formation of “concreted limestones” to “inferior algae”. These structures were compared to stromatolites for the first time by Bertrand-Sarfati et al. (1966) and their morphologies and distribution were studied by Donsimoni (1975) and Donsimoni and Giot (1977). More recently, Freyter (2000) suggested that algae dominated the formation of these stromatolites. Wattinne et al. (2003) proposed a paleo-environmental reconstruction for these stromatolites based on the controlling factors (biological composition and accommodation) involved in their formation. The term “stromatolites” was extended by Freyter and Verrecchia (2002) to include “laminated rocks, resulting from the induration of biological felts, trapping and binding particles and precipitating minerals. A biological felt is a complex bioconcretion including archaeobacteria, cyanobacteria,

eukaryotic algae, fungi and small invertebrates”. However, stromatolites are arranged in an orderly fashion under the microbialite umbrella, which encompassed microbial structures (Riding, 2011). Since the terminology evolved over time with the successive completion or re-definition of the original definition, numerous uses and interpretations have rendered the various previously published terms ambiguous. In order to avoid confusion, the term “buildup” is used in this study when it refers to microbial or microbial and metazoan macrofabrics. Similar morphologies of stromatolites and abiogenic precipitates (Reis, 1908; Bucher, 1918) and possible biotic associations (e.g., algae) could question their origin and complicated the use of this term. Riding (2011) proposed the term “hybrid” to combine biotic and abiotic processes involved in carbonate precipitation, but restricted this to stromatolites. The interplay of biotic and abiotic processes obscures the role of microorganisms in the formation of buildups. We proposed the term “hybrid” for all buildups combining both biotic and abiotic processes, especially when these are overprinted by diagenesis.

The discovery of extensive microbial deposits associated with petroleum reservoirs has increased the interest in modern (e.g., Jahnert and Collins, 2013; Bouton et al., 2016a) and ancient lacustrine system analogues and especially those with microbialites (e.g., Seard et al., 2013; Chidsey et al., 2015). Lacustrine microbialites have been linked to significant petroleum systems, especially prolific ones in the Lower Cretaceous “pre-salt” systems found offshore Brazil and Angola (Awramik and Buchheim, 2012; Wasson et al., 2012; Mello et al., 2012; Muniz and Bosence, 2015) and the Eocene Green River Formation

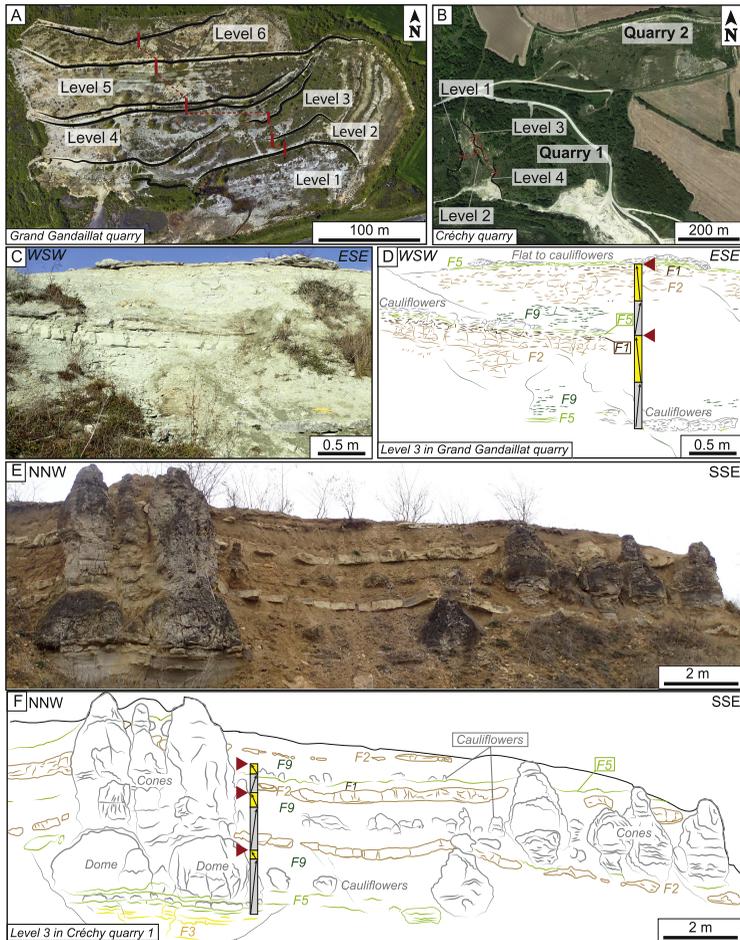


Fig. 2. (A) Satellite image (Google, Landsat/Copernicus) showing the successive levels of the Grand Gandaillet quarry and the location of the logged section; (B) Satellite image (Google, DigitalGlobe) showing the different levels of the Crèchy quarry and the location of the logged sections; (C) Panorama of the Grand Gandaillet quarry (Level 2) showing the lacustrine/palustrine cycles and the relationships between the microbial cauliflower and the surrounding marls and palustrine carbonate deposits; (D) Panoramic drawing highlighting the lithological succession, the facies (F1 to F9) distribution, the buildup morphologies and the cycles (with increasing accommodation in grey and decreasing one in yellow); (E) Panorama of the Crèchy quarry (level 3) showing the relationships between the buildups and the surrounding marls and palustrine carbonate deposits (red triangles correspond to cycle surfaces); (F) Panoramic drawing highlighting the lithological succession, the facies (F1 to F9) distribution, the buildup morphologies and the cycles (with increasing accommodation in grey and decreasing one in yellow). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

within the Uinta Basin in Utah, USA (Chidsey et al., 2015). The Limagne Basin represents an appropriate analogue for lacustrine hydrocarbon reservoirs, as well as microbial-dominated lakes in general. It shares

numerous geodynamical characteristics with pre-salt deposits (e.g., a normal fault system framework linked to a rifting system and volcanic activity; Davison, 2007) and in addition, it shows highly diverse and

abundant lacustrine microbialites (e.g., Bertrand-Sarfati et al., 1966; Donsimoni and Giot, 1977; Freyret, 2000; Wattinne et al., 2003).

Even if the Limagne buildups have been known for a long time, they have not been given much attention despite their exceptional appearance. Most of the previous studies only involve a detailed description of the morphology and composition of these buildups, while their dynamic spatial and temporal dimension as well as paleo-environmental significance are scarce. The aims of this study are to: (1) describe the microbial and metazoan buildups based on the macro- to micro-fabrics combined with the surrounding carbonate-siliciclastic sediments (in particular clay assemblages); (2) present the lateral and vertical distribution of the buildups in order to postulate new models for the depositional environments and their organization in the lacustrine/palustrine cycles; and (3) discuss the factors controlling of the formation, composition and development of the microbial and metazoan buildups within an atypical geodynamic context (i.e., tectonics and active volcanism) and the evolving climatic conditions.

2. Geological context

The north-south oriented Limagne half-graben is the largest of the Massif Central Rift that formed during the Tertiary (Bergerat, 1987) and belongs to the European Cenozoic Rift System (Merle et al., 1998; Michon and Merle, 2001; Sissingh, 2001; Dézes et al., 2004). The basin is divided into the “Limagne Bourbonnaise” in the north, the “Limagne de Clermont” in its central part and the “Limagne d’Issoire” in the south (Fig. 1A). The Limagne half-graben is bounded on the west by a major north-south normal fault, the Limagne fault (Michon, 2000). This basin is subdivided by secondary transverse strike-slip faults, the largest of which is the Aigueperse fault, responsible for the formation of several sub-basins with varying sizes, such as the Moulins, Vichy, Riom, Lembron and Brioude grabens (Fig. 1A; Donsimoni, 1975; Riveline et al., 1988; Merle et al., 1998; Sissingh, 2001). Due to its asymmetrical shape, the Limagne Basin shows a thick sedimentary succession reaching 2500 m in its western part, in the Riom Trough, while thinner deposits are recorded in the eastern part (Grolier and Tchimidkian, 1963; Morange et al., 1971; Pelletier, 1972).

The oldest preserved sediments date back to the Lutetian (Eocene) and correspond to sands, marls and clays (Riveline et al., 1988). The following Eocene sedimentary series consists of successions of sands, marls and calcareous sediments mainly located in the southern Limagne Basin (Gorin, 1974; Riveline et al., 1988). These sediments, mainly siliciclastic, were deposited in a fluvio-lacustrine environment under warm and humid conditions (Gorin, 1974). The subsidence accelerated at the end of the Eocene, continued throughout the Oligocene (Sissingh, 2001), and led to a widespread deposition of lacustrine carbonates and clays (Gorin, 1974; Huguéney et al., 1999). The Rupelian was characterized by the presence of local evaporites and halotolerant organisms such as coccolithophorids, dinoflagellates, foraminifera or the gastropod *Potamides lamarkii*. This association highlighted a climate that was still warm but becoming progressively drier (Gorin, 1974; Giot et al., 1976; Huguéney, 1984). Salinity variations were tentatively explained by marine incursions (Rey, 1971; Bodergat et al., 1999; Briot et al., 2001). However, the brackish nature could also be attributed to the remobilization of Lower or Middle Rupelian evaporites from the underlying sediments (Noël et al., 1993a, 1993b; Gaudant, 2012). The Chattian was characterized by the deposition of marls and concreted (“concretionned” sensu Dangeard, 1931) limestones in freshwater lacustrine environments (Bertrand-Sarfati et al., 1966; Rey, 1971; Donsimoni, 1975; Gorin, 1974; Donsimoni and Giot, 1977; Sissingh, 2001), reflecting a widespread cooling episode (Gorin, 1974; Giot et al., 1976; Huguéney, 1984). During the Aquitanian, warm and relatively wet conditions prevailed (Huguéney, 1984). The Miocene sedimentation, still lacustrine, mainly consisted of siliciclastic sands called “Bourbonnais sands”, even though concreted limestones occurred in the Lower Miocene (Rey, 1971; Donsimoni, 1975; Donsimoni and Giot,

1977; Huguéney et al., 1990, 1999; Sissingh, 2001; Huguéney et al., 2003; Wattinne et al., 2003). During the Miocene, the main depocenter was positioned within the “Limagne Bourbonnaise” sub-basin, the southern part of which only showed a narrow channel following the Western Limagne main fault (Fig. 1B; Huguéney et al., 1999). During the early Miocene, a volcano-tectonic uplift was responsible for the lowering of the subsidence rate (Sissingh, 2001; Dézes et al., 2004). Finally, the youngest preserved sediments dated from the Middle Miocene (Rey, 1971; Merle et al., 1998).

The present study is based on two sites distributed along the Limagne basin: the Grand Gandaillat quarry (Fig. 2A) and the Crechy (Fig. 2B) quarry. The Grand Gandaillat quarry is located 5 km to the east of Clermont-Ferrand in the “Central Limagne” sub-basin (Fig. 1A). It parts of the Cournon-Lempdes Plateau, the age of which is estimated to be late Oligocene based on mammalian and malacological biozones (Rey, 1971; Aubert et al., 1973). The Crechy quarry is located 14 km to the north of Vichy in the “Limagne Bourbonnaise” sub-basin (Fig. 1A). Four mammalian biozones date these deposits as Oligocene to Miocene (Huguéney et al., 2003).

3. Materials and methods

Geological field observations (GPS, facies description, etc.) and sampling were carried out during three field campaigns from January 2015 to April 2017. The Crechy and Grand Gandaillat areas were logged to study the vertical sedimentary succession and lateral relationship of the microbial and metazoan buildups and surrounding sediments (Figs. 2, 3 and 4). Field observations were combined with data from the literature (Donsimoni, 1975; Wattinne, 2004) and geological maps of France at the 1:1,000,000 and 1:500,000 scales in order to propose an updated distribution of the microbial and metazoan buildups throughout the Limagne Basin. Petrographic analyses were conducted both macroscopically on polished slabs and microscopically on thin sections. 132 thin sections were optically analyzed (Leica polarizing microscope) to determine the microfabrics and to differentiate between primary and diagenetic phases. Mineralogical analyses were performed by X-ray diffraction (XRD) at the Biogéosciences Laboratory, University of Bourgogne Franche-Comté, France. Diffractograms were obtained using a Bruker D4 Endeavor diffractometer with CuK α radiations combined with a LynxEye detector and Ni filter, under 40 kV voltage and 25 mA intensity. Bulk analyses were carried out to determine the primary mineralogy, especially for the calcareous components. Clay mineral assemblages were identified on oriented mounts of clay-sized particles (< 2 μ m) after removal of calcareous minerals following the procedure described by Moore and Reynolds (1997). In this case, three preparations were used: the first analysis was performed after air-drying, the second analysis after ethylene-glycol solvation and the third analysis after heating at 490 °C for 2 h. The goniometer scanned from 2.5° to 28.5° in each run. Clay minerals were identified by the position of their main diffraction peaks on the three XRD runs, while semi-quantitative estimates were generated in relation to their surface area (Moore and Reynolds, 1997). Surface areas were determined on the diffractograms of the glycolated runs with the MacDiff 4.2.5. Software (Petchick, 2000).

The depositional settings were defined according to a facies classification based on texture, grain types (diagnostic and complementary) and sedimentary structures (including bioturbation). The shoreline, used to describe the boundary line between the lake water and the land, separated the lacustrine and palustrine depositional environments. The position of the shoreline can shift frequently and rapidly in relation to the relative water level, making the lacustrine and the palustrine systems particularly sensitive to subtle changes in accommodation driven by climate and/or tectonic (Tucker and Wright, 1990; Carroll and Bohacs, 1999; Bohacs et al., 2000; Alonso-Zarza, 2003; Alonso-Zarza and Tanner, 2010). The palustrine zone is considered as the emerged land along the shore of the lake and is usually colonized by plants. This

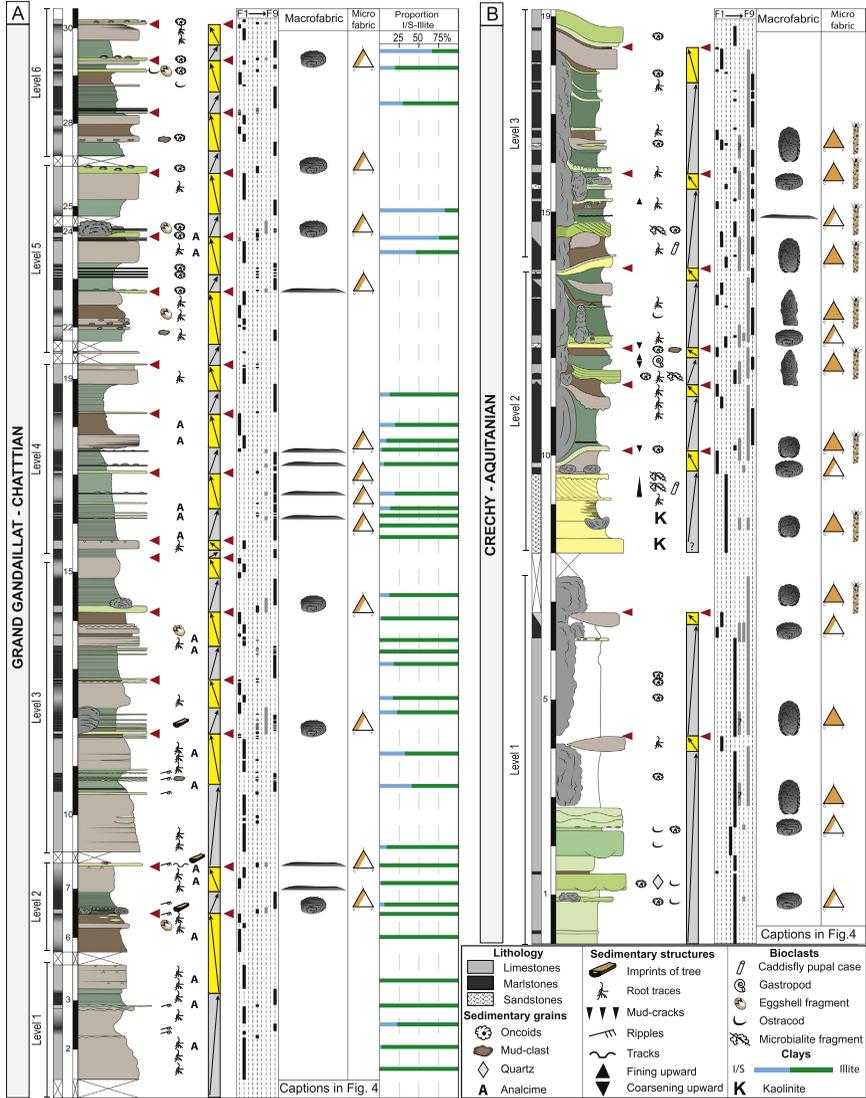


Fig. 3. Sections of the (A) Grand Gandallat and (B) Crechy quarries with the lithology, cycle distribution (grey and yellow), facies, fabrics (macro and micro) of the buildups and clay assemblages (only for Grand Gandallat; see Fig. 4 for the captions, Table 3 for the detailed description of the facies and their depositional environments and Table 1 for information on the buildups; I/S: interstratified illite-smectite). The palustrine-lacustrine cycles are indicated by their limits (red arrows). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

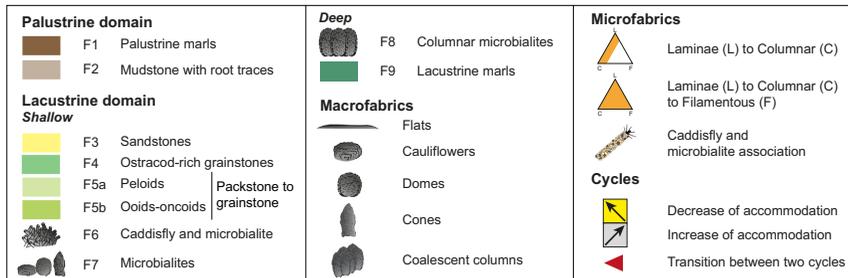


Fig. 4. Captions for Figs. 2, 3, 6, 8, 10 and 12.

zone, subject to subaerial exposures, is often dominated by a fine-grained carbonate sedimentation impacted by pedogenic processes (Alonso-Zarza and Tanner, 2010). The lacustrine zone extends from the shoreline to the open-water depositer, i.e., the area that is submerged (Alonso-Zarza and Tanner, 2010). The nature of the lacustrine deposits strongly varies from fine-to-coarse siliciclastics to carbonates depending on their location, climate and/or tectonic contexts (Carroll and Bohacs, 1999). Buildup architectures were defined according to Shapiro (2000) on three commonly used scales: the macrofabric (or growth morphology) corresponds to the external shape of a single buildup. The mesofabric is the internal organization of the buildups as seen with the naked eye. Traditionally, the terms stromatolites and thrombolites (and others: dendrolites, leiolites) are used but imply a specific microbial development (Riding, 2011). Finally, the microfabric refers to the smallest scale that can be distinguished with an optical microscope.

4. Composition of the buildups

4.1. Buildup fabrics

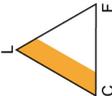
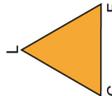
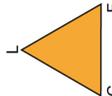
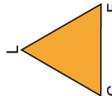
Five types of buildup morphologies were identified and considered as main macrofabrics (Table 1): (1) flats; (2) cauliflowers; (3) domes; (4) cones and (5) coalescent columns. The flat morphology (1) is mainly composed of microbial deposits and exhibits thin planar to wavy beds from 0.5 to 10 cm thick (Fig. 5A). They usually have a smooth to warty surface that may preserve imprints of fallen wood fragments (up to 1 m long and up to 10 cm wide) on top (Fig. 5B and C). Flat morphology occurs as carbonate beds extending multiple meters and covering composite substrates (see the depositional environments, below). The cauliflower morphology (2) is composed of either a microbial or microbial-metazoan association. These buildups display a slightly flattened spheroid shape with a smooth to bulbous surface. They form a synoptic relief over the lake bottom and exhibit a wide size range, from 2 cm to 1 m in height and 5 cm to 1 m in diameter (Fig. 5D). The buildups occur in the same bed but are isolated from each other with a random spacing distribution ranging from few centimeters to multiple meters; they develop over peloid, ooid, and oolite packstones-grainstones (Figs. 2C, D and 5E; Table 1). Domes (3) and cones (4) are composed of complex microbial and metazoan associations. The domes are 1 to 2 m high with a diameter of 0.5 to 3 m; the cones are up to 1 to 3 m high with a diameter of 0.5 to 2 m (Fig. 5F). Both display a marked synoptic relief on the lake bottom consisting of upward-thickened anisopachous microbial layers developing from the base to the top of the buildups. Some domes (3) evolve upward to cones (4), recording several growth phases (Fig. 5F). These buildups develop on top of and pass laterally to sandstones, marls and carbonate layers (Table 1; Fig. 2E and F). Columns (5) are 4 to 6 m high and up to 1.5 m wide

individually, but are only observed as coalescent complex structures extending over tens of meters (Fig. 5G and H); their tops are frequently truncated.

All of the previously described morphologies display a laminated mesofabric (Fig. 5D and H). The cm- to dm-thick lamination is only composed of dark and light millimetric alternations particularly well-developed in the flat (1) and some cauliflower (2) morphologies. When caddisfly pupal cases are abundant, they are systematically included as clusters or layers in the laminations. The growth pattern of the laminae exhibits a vertical stacking; each laminae covers the previous one with a partial to complete coating (Fig. 5D and I). Locally, irregular laminated outgrowths form pustules inducing this specific cauliflower morphology.

Four main microfabrics were identified in thin sections (Table 2). The first “coated-caddisfly” microfabric, described as heterogeneous stromatolites by Freytag (2000), is composed of caddisfly pupal cases for which the sheaths are encrusted with μm-thick dark laminated and undulated micritic structures, considered as microbial coatings (Fig. 6A and B). The laminae grow inward and outward from the sheaths of the pupal cases and coalesce into mm- to cm-thick layers filling in the pores between and inside the cases (Fig. 6A and B). Fossil caddisflies may be exceptionally well-preserved within their pupal cases (Hugueney et al., 1990; Wattime, 2004). The three other microfabrics, all described as homogeneous stromatolites by Freytag (2000), are identified and referred to here as (Table 2): laminated (L; Fig. 6C and D); columnar (C; Fig. 6E and F) and filamentous (F; Fig. 6G and H). Each microfabric may be dominated by either micrite or cements. Cements are interpreted as early or late diagenetic products, based on the relative chronology of their development. The respective association of the three microfabrics composing the different buildups is illustrated through ternary diagrams (reported in Table 1). Laminated (L) and columnar (C) microfabrics exhibit a common succession of dark micritic (ca. 10 μm) and cemented laminae (up to 100–200 μm), and are common in all of the macrofabrics. On the contrary, the filamentous (F) microfabric composed of molds of filaments is only observed in domes (3) and coalescent columns (5). The filaments resemble modern cyanobacteria *Phormidium*, *Rivularia*, *Oscillatoria*, *Anabaena*, etc., the presence of which enables to designate a microbial origin whereas there is still a doubt regarding the genetic attribution of laminated and columnar microfabrics. Most of the structures in the Limagne Basin, filamentous or not, have been identified by Freytag (2000) as algae using a morphogenetic approach. However, there is still uncertainty with regard to their taxonomic affiliation, in particular for the structures referred to as *Brotinella arvensis*. The association with early spartic precipitation indicates a possible combination of biotic and abiotic carbonate precipitation processes. Their coexistence makes it difficult to determine if microbes were involved in the formation of the buildups. In this case,

Table 1
Buildup fabrics.

Macrofabrics			Meso-fabrics				Microfabrics ¹	
Types of deposits	Key	Morphology features	Surface	Dimension	Lateral arrangement	Substratum	Morphologies	Associations
(1) Flat		Planar to wavy beds	Lumpy to warty	Thickness: from 0.5 to 10 cm	Pluri-m lateral extension	Peloids, ooids and oncolites grainstone-packstone (F5a and F5b); Mudstone with root traces (F2); palustrine or lacustrine marls (F1, F9)	Laminated	
(2) Cauliflower-like		Spheroids with irregular and blistered surface; isolated buildups	Lumpy to warty	Height: from 2 cm to 1 m; diameter: from 5 cm to 1 m	Spaced from a few cm to a few m	Peloids grainstone-packstone (F5a)	Core: caddisfly pupal case cluster; Layers: Laminated	
(3) Domes		Domes composed of an insect-rich core and pluri-cm microbial layers	Smooth to bulbous	Height: 1 m to 3 m; wideness: up to 1 m to 5 m	Spaced from a few cm to a few m	Peloids, ooids and oncolites grainstone-packstone (F5a and F5b) or sandstones (F3)	Core: caddisfly pupal case cluster; Layers: Laminated	
(4) Cones		Cones composed of an insect-rich core and pluri-cm microbial layers	Smooth to bulbous	Height: 1 m to 3 m; wideness: up to 0.5 m to 2 m	Fused columns: 4 m to 28 m wide	Peloids, ooids and oncolites grainstone-packstone (F5a and F5b)	Core: caddisfly pupal case cluster; Layers: Laminated and caddisfly pupal case clusters	 + 
(5) Coalescent columns		Fused columns composed of insect-rich core and top surfaces covered by pluri-cm microbial layers	Smooth to bulbous	Height: 4 m to over 6 m; diameter: 1.5 to 5 m; tilt: 5° to 14° toward the ENE				

¹L: laminated; C: columnar; F: filamentous.

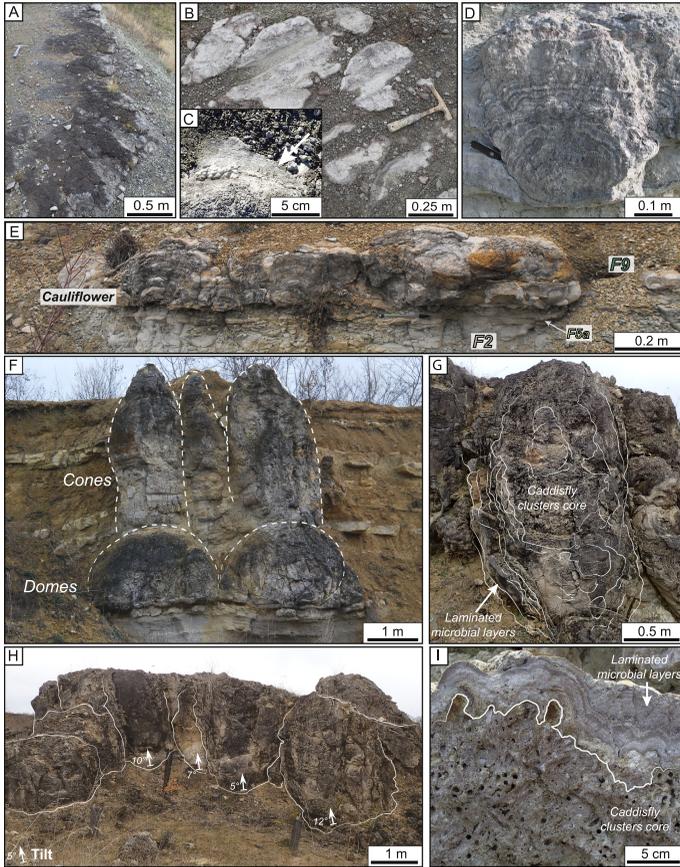


Fig. 5. Illustration of the microbial and metazoan buildups found in the Grand Gandaillat and Crechy quarries: (A) Extended flat deposits; (B) Flat deposits with imprints of tree trunks; (C) Details of the preserved imprint of the wood fragments (white arrow); (D) Cauliflower showing a typical laminated mesofabric; (E) Coalescent cauliflowers (F7) that developed over peloid packstones (F5a) and covered by marls (F9); (F) Domes passing upward to cones; (G) An eroded column revealing its core, composed of massive caddisfly-rich cluster encrusted with continuous microbial layers extending from the base to the top; (H) Coalescent columns inclined in the same direction (ENE); (I) Clusters of caddisfly pupal cases covered by microbial laminations (detail of typical laminated mesofabric).

the term “hybrid” is particularly useful for referring to these buildups combining both processes, especially when these are diagenetically overprinted (Riding, 2011; Vennin et al., 2018). More specifically, early diagenetic impacts observed in microfabrics are easy to recognize if the microbial activity is partly preserved as mold or filament. A secondary diagenetic mineralization superimposed on the primary lamination makes difficult to establish a biotic origin for the development of the cemented structures in the buildups. As proposed by Freydet and Verrecchia (1999), the presence of a calcitic radial palisadic fabric in recent freshwater stromatolites composed of *Schizothrix* is not a purely

physico-chemical process, but instead results from a secondary (biologically-mediated) recrystallization. These processes can be used to interpret *Broutinella arvernensis* described in the Limagne Basin.

4.2. The specificity of the Grand Gandaillat and Crechy fabrics

The Grand Gandaillat and Crechy areas exhibit two contrasting records of microbial and metazoan buildups in terms of composition and morphology. The Grand Gandaillat buildups are exclusively composed of flat (1) and cauliflower (2) macrofabrics (Figs. 2A, B, 3A and 4). They

Table 2
Description of microbialites.

Micro-fabrics	Structure	Microstructure	Morphology	Illustration	References
Coated-cadidfly	Cadidfly pupal cases, 3–5 cm long and 5 mm large (some with 10–20 mm long appendages) such as gastropods, disarticulated ostracods or pelecypods (e.g. pellets); elements are bounded together by thin dark micritic layer.	Laminated (L) to columnar (C) in thin stacked layers, with 10-µm-thick micritic interlayers and upward cadidfly pupal cases.	Cadidfly pupal cases in cluster and microbialites.		Freyet (2000) bacterial coatings of <i>Brounifella</i> and <i>Brounifella arenensis</i> .
	Planar laminae composed of cement-fringes with homogeneous thickness (~100 µm); fringes composed of joined micro-grains or vertically elongated fibrous calcite-crystals with palisade or radial patterns sometimes associated with very fine (<1 µm) straight filaments; laminae are whitish to light grey in color; micritic cement in microscope and undulating extinction in polarized light.	Planar laminae associated with spherical microstructures (~150 µm in diameter) included within laminae or infilling dissolution cavities; layers separated by 10-µm thick dark micritic laminae.	Planar cemented-laminae stack to form light laminations with regular thickness (until several cm thick).		Cemented-laminae: Frey et (2000); <i>Brounifella arenensis</i> and <i>Chlorolepisma colomata</i> Reis; Donsimoni and Giot (1977); Bacterial spheroids, bacterial sticks and insect eggs.
	~10-µm-thick planar laminae composed of opaque and dark micrite without inner structures.	Frequently associated with other microbial microfabrics.	Planar laminae are isolated or form micrite-laminae up to 500 µm thick.		Freyet (2000) bacterial coatings of cyanobacteria and fungi; Donsimoni and Giot (1977) dense algae mats associated with bacteria.
Laminated (L)	Irregular wavy laminae with variations of thickness (from 0 to 100 µm), composed of cloited to homogeneous texture showing sometimes acicular calcite crystals (<100 µm thick; <15 µm wide) and sometimes associated with very fine (<1 µm) straight filaments; laminae are whitish to brownish in color; micritic cement in microscope and light to dark shades in unpolarized light.	Laminae are separated by thin dark micritic one (10 to 30 µm thick); often alternating with columnar micritic-dominated microfabrics.	Laminae light colored layers forming, domes and columns (100 µm to 2 mm high and wide); Laminae up to 1 cm thick.		Freyet (2000) <i>Brounifella arenensis</i> ; Donsimoni and Giot (1977) associated algae crusts or mixed crusts.
	Flat to bulbous dark massive micritic laminae up to 10 to 40 µm thick.	Alternating with columnar cement-dominated microfabrics.	Laminae form dark colored domes or columns (100 µm to 2 cm height and wide) which can coalesce upwards; boundaries between two laminae are often blurred and sometimes missing.		Freyet (2000) complex coatings; Donsimoni and Giot (1977) coliform microstructures.
Columnar (C)	Laminae composed of filaments (500 µm to 2 mm thick) with wide range of length (10 µm to 500 µm) and width (5 µm to 150 µm); they present ovoid (rounded to elongated), straight, acute or sinuous cross-sections; they show a regular organization, surrounding matrix composed of sparry cement to micrite.	Associated with laminated micrite-dominated microstructure (L) and columnar micrite-dominated (C).	Filamentous laminae organized in flat laminations (several cm thick); columns height: <5 cm, width <1 cm) or ovoid-like stipes (7 cm in diameter).		Freyet (2000) <i>Brounifella ramulosa</i> , <i>Purserella gracilis</i> , <i>Verrechiaella concinna</i> , <i>Plazetiella colomata</i> forms, <i>Sphaeropyramis</i> , <i>S. mitabilis</i> ; Donsimoni and Giot (1977) sulfated sheaths related to chemical activity of algae.
Filamentous (F)					

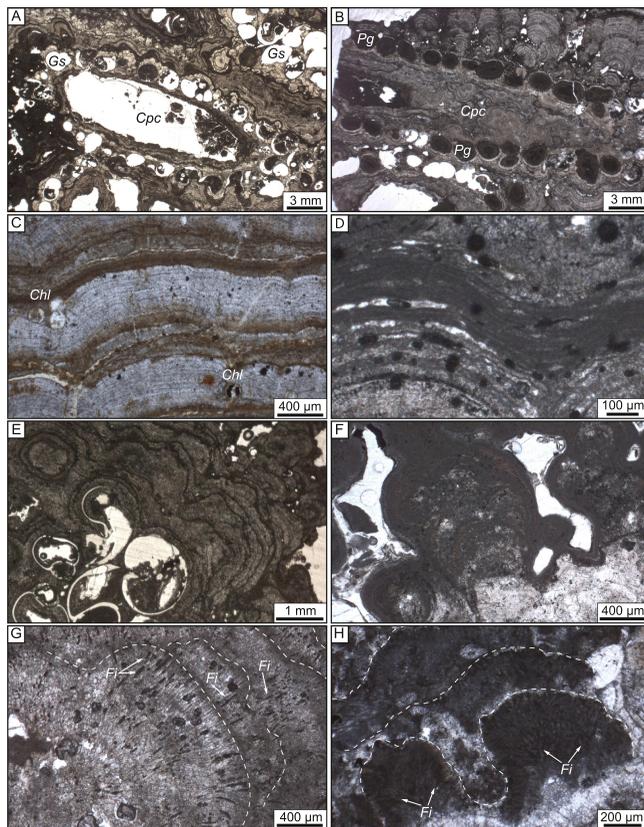


Fig. 6. Thin section views characterizing the microfabrics making up the microbial-metazoan buildups: (A) Cross-section of the caddisfly pupal cases (Cpc) trapping gastropod shells (Gs); (B) Longitudinal section of caddisfly pupal cases (Cpc) trapping peloid grains (Pg); (C) Laminated cement-dominated microfabric showing light colored cemented laminae containing *Chlorellopsis*-like structures (Chl), alternating with ca. 100 μm-thick brown micritic laminae; (D) Dark laminae composed of micrite-dominated microfabrics; (E) Columnar cement-dominated microfabric showing calcitic wavy laminae developed on gastropod shells; (F) Dark micrite-dominated laminae stacked to form a column; (G) Successive layers composed of filaments (Fi) embedded in calcitic cement; (H) Successive filaments (Fi) embedded in micrite-dominated columns; see Table 2 for detailed descriptions. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

are characterized by a low diversity of other organisms such as ostracods, gastropods and egg-fragments and by a high peloid content. These both macrofabrics are only composed of laminated and columnar microfabrics with few caddisfly pupal cases trapped in the successive growth phases. In Crechy, the buildups are more diversified with all five macrofabrics and four microfabrics present, succeeding each other in space and time. The lower part of the Crechy quarry presents buildups measuring multiple centimeters to 1–2 m (Fig. 3B) and the upper part is characterized by higher buildups up to 6 m (Figs. 2D, E and 3B). The flat and cauliflower macrofabrics here are only observed in the initiation of buildup development and have the same microfabrics as in Grand Gandaillet, but with local clusters of caddisfly pupal cases. These macrofabrics transition vertically into domes, cones and columns characterized by an increasing microfabric complexity and diversity. As buildup complexity increases, the filamentous microfabric dominates in association with the layers of micrite-rich and sparite-rich laminae and columns (Tables 1 and 2).

5. Depositional environment of northern and central part of the Limagne Basin

Nine facies (F1 to F9) corresponding to the microbial and metazoan buildups and the surrounding sediments are described in detail in Table 3. These facies are distributed along two palustrine to lacustrine profiles organized in three main depositional domains: (1) palustrine, (2) shallow lacustrine and (3) deep lacustrine (Fig. 7A and B) of Chattian and Aquitanian age, respectively. Following the lacustrine carbonate facies model proposed by Platt and Wright (1991), the distribution of facies responds to a lacustrine ramp margin.

5.1. Palustrine domain

This domain is mainly comprised of palustrine marls (F1) and mudstones with root traces (F2). The palustrine marls (F1) are organized in cm- to dm-thick greenish, grey or brown marly beds (Fig. 8A).

Table 3
Facies and depositional environments.

Domain	Facies	Sub-facies	Main components	Secondary components	Sedimentary structures/statutal organization	Matrix	Preservation/diagenesis/bitumen	Depositional environment
Palustrine	F1	Marls	Clay assemblage (abundant illite, interstratified illite-smectite)	Angular detrital quartz (infra-mm), feldspars, microbial crust fragments	Compact or finely laminated, green, grey or brown claystones to marls with root traces, gleabules, circumgranular cracking mottled and mud-crack features	-	Strong pedogenic processes	Bank to soil environment (intensive pedogenesis and subaerial exposure)
	F2	Mudstones with root traces	Carbonate mud	Detrital quartz (50 µm to 200 µm), peloids (50 µm to 400 µm), ooids, oncoids, intraclasts (mudstone), isolated ostracod valves (length: 500 µm), gastropods (infra mm), microbial crust fragments (mm), eggshell fragments, manganese nodules (mm), clays minerals (illite and interstratified illite-smectite)	Mud-crack and chips level; bioturbation and primary pedogenesis (root traces and gleabules)	Micrite (carbonate) and clay	Strong pedogenic processes, few rhomboedric micro-crystals of secondary dolomite and local impregnations of bitumen	
	F3	Sandstones	Angular quartz and feldspars (250 µm to pluri-mm)	Peloids (rounded to elongated-shapes, size > 300 µm), microbial crust fragments, extracta (mudstones and peloids packstones), ooids (500 µm), associated with kaolinite-rich clay assemblage	Biocorrosion, oblique to low-angle laminations, ripple structures	Micrite	-	High energy near-shoreline environment (wave-influenced)
	F4	Grainstones	Ostracod valves (500 µm to 1mm) highly encrusted	Oncoids (mm) and microbial crust fragments (mm to cm)	Bioaccumulation mm- to pluri-dm-thick	Sparry cement or micrite	Isolated, fragmented and encrusted ostracod valves	High energy shallow lacustrine environment (wave-influenced)
Shallow lacustrine	F5a	Peckstones to granitones	Peloids (rounded, ovoids or elongated, 50 to 500 µm)	Angular detrital quartz (infra mm), feldspars (10 µm to 300 µm), intraclasts (infra-mm to pluri-mm), isolated ostracod valves (~200 to 600 µm), gastropods (500 µm to 2 cm), microbialites fragments (micro-m to mm), oncoids, ooids (200 to 800 µm), corroids (<100 µm), cerebroid ooids (200 µm), eggshells	Infra-m channels at the base of some beds; bioturbation, ripples and gleabules	Sparry cement or micrite	Rhomboidic micro-crystals of secondary dolomite and local impregnations of bitumen	High energy near-shoreline environment
	F5b	Peckstones to granitones	Ooids with tangential or radial laminae (200 µm to 1 cm of diameter), oncoids (1 mm to 2 cm of diameter) and peloids (rounded, ovoids or elongated; 50 to 400 µm)	Angular detrital quartz grains (50 to 500 µm), isolated ostracod valves (200 to 500 µm), gastropods (500 µm), microbial crust fragments (µm to 150 µm), <i>Chorellopsis</i> -like (100 to 150 µm), extracta (mudstone; 200 to 600 µm), cerebroid ooids (500 µm)	Basal erosion surfaces, ripples and bioturbation; rip-up clasts	Micro-sparite, silica recrystallization	Rhomboidic micro-crystals of secondary dolomite and local impregnations of bitumen, secondary pedogenesis	High energy near-shoreline environment
	F6	Caddisfly and microbialite	Caddisfly pupal cases and microbialites (see Table 2)	Gastropods, oncoids, peloids, ostracods, detrital quartz grains	Caddisfly pupal cases clusters evolving to cm- to pluri-dm cauliflower	-	-	Near-shore to shallow lacustrine environment
	F7	Microtaillies	Flat and cauliflower mainly composed of micrite-dominated laminae and columns; filaments in domes and cones (see Tables 1 and 2)	<i>Chorellopsis</i> -like, ostracods, oncoids, peloids, volcanic grains, plant fragments	Flat to wavy or cauliflower organizes in pluri-dm thick beds and dm to pluri-m domes and cones with cores composed of F6	-	Dissolution surfaces (karstification) observed in flats and cauliflowers; impregnations of bitumen	Shallow to very shallow lacustrine environment
Deep lacustrine	F8	Coalescent columnar microbialites	Microbialites composed of micrite-dominated and cemented-dominated laminae, columns and filaments (see Tables 1 and 2)	Caddisflies and microbialites (F6), gastropods, ostracods, oncoids, ooids, peloids, quartz grains	Coalescent columnar structures organized in stratified beds with cores and top surfaces composed of F6	Sparry cement	Dissolution surfaces and increasing cementation on top of columns	Deep lacustrine environment
	F9	Lacustrine marls	Clay assemblage (interstratified I-S and reworked illite)	Microbial crust fragments, organic matter-rich (3.25% TOC), analcime	Compact, finely laminated, grey or brown marlstones; interlayered with mm- to cm-thick oncod packstones (F5b) and ostracod-rich bioaccumulations (F4); varve-like succession composed of alternation of clay and marl to carbonated layers	-	-	Low energy deep lacustrine environment

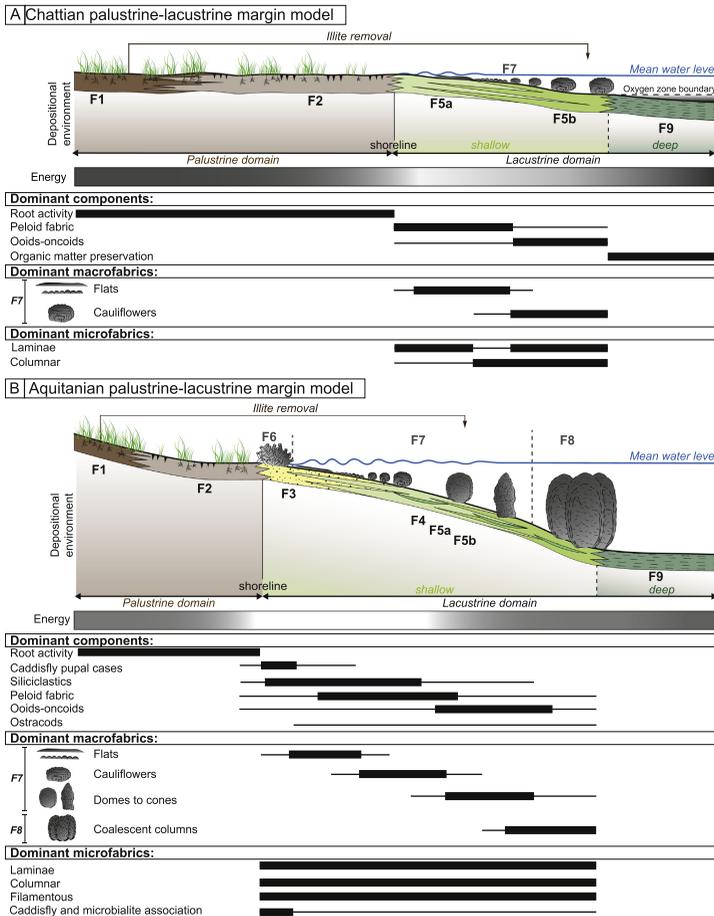


Fig. 7. Reconstructions of the palustrine to lacustrine depositional environment with the distribution of the dominant components, macrofabrics and microfabrics: (A) Chattian low-gradient margin model and (B) Aquitanian high-gradient margin model; (see Fig. 4 for captions, Tables 1, 2 and 3 for detailed description).

The grey and brown marls are observed laterally to the microbial deposits (F7 and F8, Fig. 2D), whereas the greenish marls usually cover them. The clay assemblages are primarily illite-rich and contain root traces (Fig. 8B) or emersion features, particularly desiccation cracks and fissures. Illite shows high values of the 001/002 reflection indicating their iron-rich composition (Brindley and Brown, 1980). Marls resting either on mudstones (F2) or directly on top of the microbial and metazoan buildups (F7, F8 or F9; Fig. 2C, D, E and F) comprise numerous root traces. The mottled-to-fine laminated mudstones (F2) are organized in cm- to dm-thick massive beds (Fig. 8C) with mm-sized

manganese-rich nodules and mud-crack features at the top. The micritic matrix preserves root traces indicated by the presence of orange-red colored mottled marks and glaebules (Fig. 8D) with circumgranular cracks. The mudstones contain < 10% of other grains such as quartz, peloids, ooids, oncoids, isolated ostracod valves, gastropods, microbialites and eggshell fragments.

The high mud content, moderate fragmentation of the bioclasts and high marl content all suggest a very shallow low-energy depositional environment. Emersion episodes are indicated by mud cracks and may last long enough to induce pedogenesis, as evidenced by root traces,

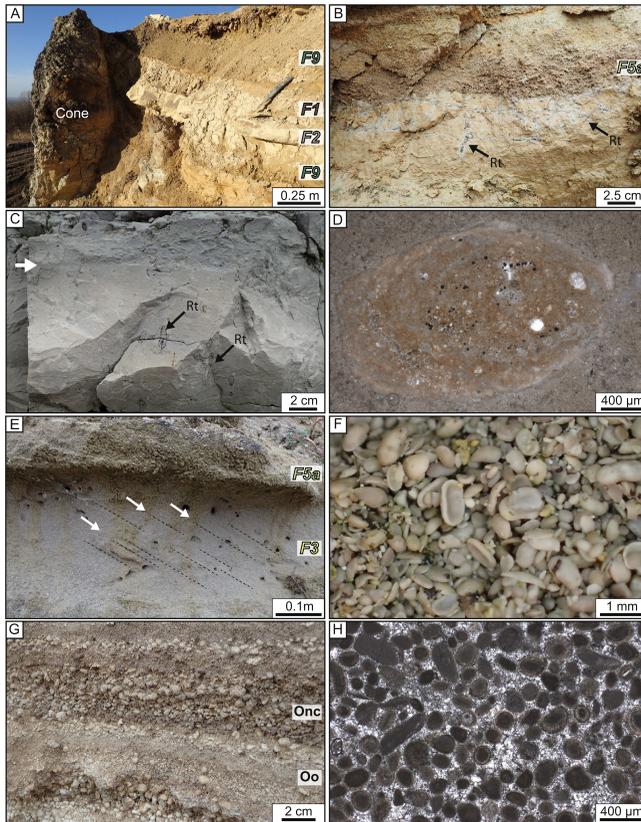


Fig. 8. Illustrations of the main sedimentary facies: (A) Marls (F1 and F9) and mudstone with root traces (F2) with a lateral microbial and metazoan cone (Crechy quarry); (B) Root traces (Rt) in palustrine marls (F2) filled by peloid grainstones (F5a; Crechy quarry); (C) Mudstone with root traces (Rt, F2) showing an erosional surface (white arrow; Grand Gandaillat quarry); (D) Microscopic view of a gleabule in mudstone with root traces (F2; Grand Gandaillat quarry); (E) Sandstones (F3) showing oblique laminations (white arrows) covered by a peloid packstone (F5a; Crechy quarry); (F) Bioaccumulation composed of disarticulated ostracod-rich grainstones (F4; Crechy quarry); (G) Alternation of cm-sized ooids (Oo) and oncoids (Onc; F5b; Crechy quarry); (H) Microscopic view of ooid grainstones (F5b; Crechy quarry).

gleabules and marmorization (Freytet and Verrecchia, 2002) as well as the development of illite-rich soils (Robinson and Wright, 1987). Circumgranular cracking is interpreted as alternating shrinkage and expansion processes induced by seasonal drying and wetting cycles (Flügel, 2004). F1 and F2 are interpreted as palustrine deposits undergoing emersion and plant colonization (Tucker and Wright, 1990; Alonso-Zarza and Tanner, 2010). Palustrine carbonates, commonly associated with claystones and marls, are considered as paleosoils (Freytet and Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza, 2003). Micritic accumulations probably indicate short flooding events interrupted by successive emersions. Micrite may result from either biotic (Vasconcelos and McKenzie, 1997) or abiotic processes, in relation with pCO₂ or temperature changes (Kelts and Hsu, 1978; Alonso-Zarza et al., 2006). The increase in carbonate precipitation in this palustrine domain indicates higher ionic concentration combined with a high rate of photosynthesis inducing CO₂ removal (inferred from the richness in root traces). The presence of clay fractions that are predominantly or even exclusively

composed of pure illites is surprising. Illite, which is derived from micas, is a clay mineral whose presence indicates intense erosion of continental areas when associated with chlorite and highly diverse clay assemblages. It is pertinent to address the question of the origin of illite in the lacustrine carbonate facies of the Limagne Basin as they lack other detrital components. Several authors (see Deconinck et al., 1988 for a review) have described nearly pure illites from marls deposited in lagoonal and lacustrine environments. Most authors suggest that these particular illites enriched in iron content replaced smectite in subaerial environments submitted to wetting and drying and are related to supratidal environments of carbonate platforms (Deconinck et al., 1988). Experiments show that the conversion of smectites to illite-smectite mixed-layers is possible at low temperature and high pH (Eberl et al., 1993; Drief et al., 2002). Then the presence of pure iron-rich illites and the sedimentary context in the Limagnes argue for successive wetting and dryings at low temperature and high pH (Huggett and Cudros, 2005). Illitization takes place in soils (Robinson and Wright, 1987;

Huggett et al., 2016) and the role of microbes in the conversion of smectite to illite has been suggested by the reduction of structural Fe (III) to Fe(II) in nontronite, responsible for the greenish color of the sediment (Dong et al., 2003; Stucki and Koska, 2006; Jaisi et al., 2011; Dong, 2012). The occurrence of this mechanism in the Limagne basin is not yet demonstrated, and further experimental investigations are needed, but according to the sedimentary environment dominated by microbial buildups, the role of microbes in the conversion of smectite to illite is likely. Similar to clay, micrite will undergo pedogenic transformation. Submerged plants baffle the water flow and reduce its velocity (Sand-Jensen and Pedersen, 1999), thus increasing sedimentation and the retention of fine materials including organic particles (Sand-Jensen, 1998). Furthermore, these submerged plants provide an important substratum for suspension feeders (Cotton et al., 2006) and other organisms, such as caddisflies (Wiggins, 2004).

5.2. Shallow lacustrine domain

The shallow lacustrine domain is composed of five facies: sandstones (F3), ostracod-rich grainstones (F4), peloid/ooid-oncoid packstones-grainstones (F5a and F5b, respectively), caddisfly and microbialites (F6) and microbialites (F7). Sandstones (F3) form 1 to multiple decimeter thick accumulations with oblique laminations (Fig. 8E), basal erosion surfaces and cover truncated microbialite-rich deposits (F7). These deposits include quartzwackes (Pettijohn et al., 2012) composed of poorly-sorted angular quartz grains (250 µm to a few mm), associated with feldspars, kaolinite, extraclasts (F2 mudstones and F5a peloid packstones), peloids, ooids and microbialite extraclasts. Ostracod-rich grainstones (F4) form mm- to dm-thick accumulations consisting of 0.5 to 1 mm disconnected, poorly fragmented and highly micritized to microbially-encrusted ostracod valves (Fig. 8F). They are associated with mm- to cm oncoids and microbialite fragments. Peloid (F5a) and ooid-oncoid (F5b) packstones-grainstones form beds from a few millimeters to multiple decimeters thick with basal erosional surfaces (Fig. 8G) and ripples on top. These beds are usually observed either at the base of the microbial and metazoan buildups or laterally to them (Figs. 2C to F, 3A and B). F5a is mainly made up of peloids of different shapes and sizes (Fig. 8H) that are associated with quartz grains, feldspars, intraclasts, ostracods, gastropods and microbialite fragments as well as minor ooids, cerebroid ooids and cortoids. All of these components are embedded in a micritic matrix and are locally cemented by sparite and rhombs. F5b is mainly composed of well-sorted ooids, cerebroid ooids and oncoids and minor components such as quartz grains, feldspars, ostracod valves, gastropods, microbialite fragments, extraclasts (mudstone) and eggshell fragments. The ooids (0.2 to 1 mm) have spheroidal, ovoid and elongated shapes; the nuclei consist of peloids, ostracod valves or microbialite fragments. The ooid cortex is made up of alternating tangential (micritic) and radial (fibrous cements) laminae. In the grainstones, they are embedded in a microsparitic matrix developed after a first isopachous calcitic cement lining the grains. The oncoids (1 mm to 2 cm) have an ovoid shape and are composed of irregular micritic laminae trapping quartz and carbonate grains. The caddisfly and microbialite facies (F6) appear as caddisfly pupal case clusters or layers associated with the microbial deposits (Fig. 5I). The caddisflies are identified as Phryganeidae or Linnephilidae by Huguency et al. (1990). The microbialite facies (F7) includes flat, cauliflower, dome and cone macrofabrics (Table 1; Fig. 5A, B, C, D, E, and F). The cauliflowers are frequently affected by penetrative dissolution as shown by the presence of cross-cutting microbial laminae, mm- to cm large cavities and fissures infilled by peloid packstones and cements (Fig. 9A and B).

The angular shape and poor sorting of the quartz and feldspar grains from the F3 sandstones suggest low transportation distance from the source area, confirming a near-shoreline environment (Wattinne et al., 2003). The occurrence of kaolinite associated with detrital quartz grain is probably derived from a fluvial input (Huguency et al., 1999;

Wattinne, 2004). The ostracod-rich bioaccumulations (F4) reflect communities living in a shallow freshwater to brackish environment (depth < 10 m), likely with periods of emersion. The emersion is evidenced by the presence of birds living close to the shore and the association of two ostracod species (*Candona - Cypridopsis*; Huguency et al., 2003). These periods may be related to low-energy and eutrophic conditions (Tiercelin et al., 1987). The presence of caddisfly pupal cases (F6) supports such shallow conditions and indicates high-energy freshwater lacustrine nearshore environments (Bradley, 1926; Mackay and Wiggins, 1979; Leggitt and Cushman, 2001; Leggitt et al., 2007). Caddisflies are considered as aquatic during their larval and pupal stages; they develop underwater and are indicators of nearshore lacustrine conditions (Leggitt et al., 2007).

A wave-influenced high-energy depositional environment is assumed from the presence of a highly fragmented biotic content (F3, F4, F5a and F5b), shell accumulation (F4), a mixture of components of various natures, oblique laminations, ripples and erosional surfaces, as well as the truncation of some microbial deposits (Schuster and Nutz, 2017). Lacustrine ooids resemble other carbonate ooids as they consist of a nucleus and a cortex characterized by radial and tangential laminae (e.g., Pedone and Norgauer, 2002). The origins of the radial vs. tangential laminae remain highly debated, especially for lacustrine environments. Radial cortices are frequently associated with quiet water environments (Geno and Chafetz, 1982; Strasser, 1986), but in some cases, e.g., the Great Salt Lake (Utah, USA), they can be observed under stronger hydrodynamic conditions compared with tangential cortices (Pedone and Norgauer, 2002), which contradicts the conventional assumption. The growth mechanism of the cortex is still poorly understood and probably not related to hydrodynamics condition alone. Geno and Chafetz (1982) and Strasser (1986) suggested that the initial mineralogy plays a role in forcing the structure of the cortex, as shown by a low-Mg calcite content of radial fluvial ooids. Nevertheless, ooids and oncoids are deposited in a shallow lacustrine environments (Eardley, 1938; Flügel, 2004) under the influence of waves (Tucker and Wright, 1990; Wattinne, 2004). Oncoids are composed of *Brounina avrenensis* (Freytet, 2000), but are generally associated with high-energy nearshore environments (Freytet and Plazaat, 1982; Flügel, 2004). The input of microsparite to micrite occurred after a first cementation lining the grains and postdates the sedimentation of F5b. The development of flat, cauliflower, domal and conical buildups (F7) is related to shallow water conditions, as suggested above. The presence of successive dissolution surfaces within cauliflowers when associated with pendant cements, vadose silts and successive planar surfaces attest of frequent emersion during their growth (Fig. 9A and B). Flat macrofabrics develop preferentially under low-energy conditions whereas cauliflowers, domes and cones form under moderate to high-energy conditions. This assumption is confirmed for the cauliflowers through their association with successive peloid/ooid-oncoid packstones-grainstones (Fig. 3A and B). The development of microbial-rich carbonate deposits, free of a clastic component, may result from a rapid increase in the water level, fast growth and the presence of vegetation in the littoral zone which traps fine sediments and protects them from removal (Koinig et al., 2003).

5.3. Deep lacustrine domain

The deep lacustrine domain is only composed of coalescent columnar microbialites (F8; Fig. 5G and H) and lacustrine marls (F9). The columnar microbialites (F8) form a high synoptic relief, measuring up to 6 m, and exhibit the most complex microfabric organization consisting of layers that overlap each other, like the layers of an onion (Tables 1 and 3). The columns have the same composition as some shallow microbialites (F7), but without emersion surfaces. Locally, dissolution affects the superficial layers of some buildups (Fig. 9C). It corresponds to a smooth and homogeneous surface without the characteristic fissures, cavities and infilling sediments and cements

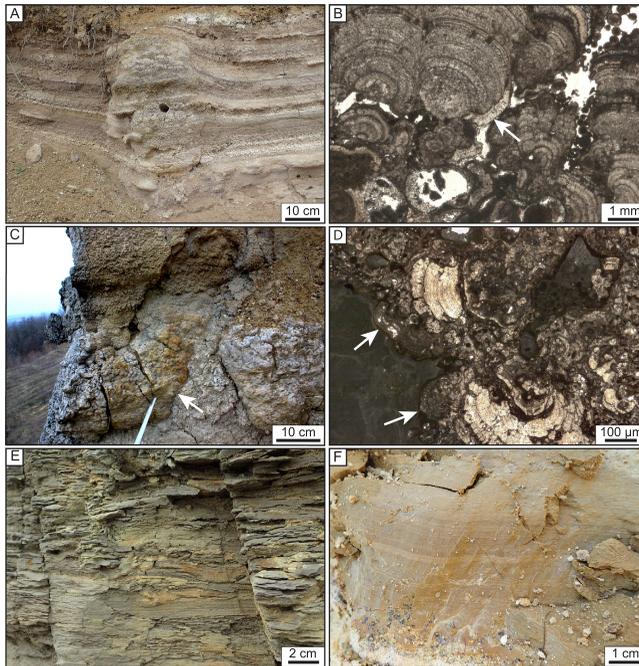


Fig. 9. Illustration of the dissolution pattern: (A) Buildups with successive surfaces and local emersion (Crechy quarry); (B) Pendant cements in dissolved cavities lining the microbial structures (white arrow, Crechy quarry); (C) Smooth surface related to dissolution overlapped by marls (white arrows, Crechy quarry); (D) Detail of the contact between dissolved microbial deposits, encrusted by an iron-rich crust and covered by a mudstone (white arrows, Crechy quarry); (E) and (F) Varves composed of dark organic matter-rich and light clay to carbonate-rich layers (Grand Gandaillet and Crechy, respectively).

associated with the subaerial exposures observed in shallow lacustrine buildups. The microbial structures located on the edge present a sharp cut and are directly covered by an iron-rich crust and then overlapped by marls or mudstones (Fig. 9C and D). Lacustrine marls (F9) form cm-to-dm beds of grey to brown compact or laminated marls alternating with organic-rich clay layers and carbonate, organized in varve-like sedimentary succession (Fig. 9E and F). Clay assemblages consist of illite and interstratified illite-smectite (I/S) and are enriched in organic matter (average value of 3.25% TOC; Wattinne, 2004), which is preserved as laminae and contains mm-wide manganese hydroxide nodules. The clay mineral association in the Grand Gandaillet quarry is interpreted as a reworking and transport of soils (F1) during the flooding of the margin. The organic matter-rich layers are composed of accumulations of the green algae *Botryococcus* (Wattinne, 2004), related to non-mature type I kerogen (e.g., Schnyder et al., 2009) and which probably correspond to periods of eutrophication. These layers are preserved in anoxic conditions with a low sedimentation rate (Jones, 1987). The precipitation of carbonate layers, observed in the marls, may either be inorganic or biologically-induced and reflects a certain degree of Ca^{2+} and HCO_3^- supersaturation. The increase in HCO_3^- may be related to a seasonal rise in the water temperature, which increases the pH or may be due to photosynthesis as described

for Lake Zürich and Lake Greifensee in Switzerland (Talbot and Allen, 1996). In addition, the dissolution of carbonates deposited on the lake margin related to an increase in pH may also buffer the alkalinity (Sherlock et al., 1995). The lacustrine marls are mostly distinguished from palustrine marls (F2) by the absence of pedogenic features and higher organic matter content (Wattinne, 2004).

As the composition of the columns (F8) is similar to the composition of F7, their height and peculiar onion layers morphology suggest greater accommodation and development in a totally submerged environment. The synoptic relief indicates that the maximum depth of the water column would correspond to the height of the columnar microbialites. Massive or laminated marls (F9) with little terrigenous contents may be interpreted as low-energy lacustrine deposits in a deep environment, as proposed by Beraldi-Campesi et al. (2006) and Thompson et al. (2015). However, their intercalation with peloid grainstones (F5a) and ostracod-rich bioaccumulations (F4) and the presence of pure illite in the lacustrine marls may be related to a reworking of palustrine or shallow lacustrine deposits and soils during periods of lake level rise and storms. The presence of organic matter-rich marls suggests deep lacustrine conditions protected from the influence of waves. However, the depositional environments of laminated fine carbonate "oil shales" of the Tertiary Green River Formation are

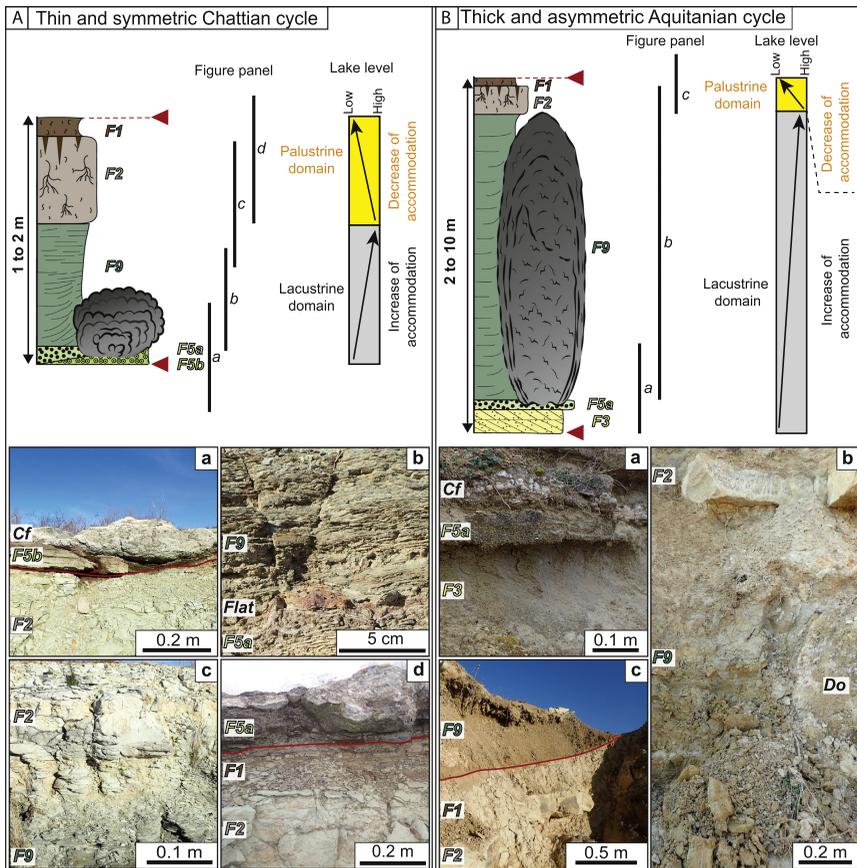


Fig. 10. Elementary Chattian (Grand Gandaillat quarry) and Aquitanian cycles (Crechy quarry). (A) Thin symmetric Chattian cycle, the buildups only correspond to flat and cauliflower macrofabrics; the illustrations of the facies are referred to as (Aa) to (Ad): (Aa) Cauliflower (Cf, F7) developed on an oncoid-rich packstone (F5b). The red line indicates the limit with the palustrine part of the previous cycle; (Ab) Lacustrine organic matter-rich marls (F9), and a flat microbial structure (F7) intercalated in the marls; (Ac) Transitional distribution from organic-rich matter marls (F9) to palustrine mudstone with desiccation cracks and root traces (F2); (Ad) Abrupt transition from palustrine (progressive transition from F2 to F1) to lacustrine deposits (evolution from F5a to F7, Cf) corresponding to the cycle boundary (red line); (B) Thick asymmetric Aquitanian cycle, the buildups are diversified and comprised of all five macrofabrics (the illustrations of the facies are referred to as (Ba) to (Bc): (Ba) Lacustrine deposits composed of sandstones (F3) passing vertically to peloid packstones (F5a) and then to a cauliflower (Cf, F7); (Bb) Dome (Do) passing laterally to organic matter-rich marls (F9) which evolves vertically into mudstone with root traces (F2); (Bc) Transition from palustrine to lacustrine deposits corresponding to the cycle boundary (red line). The palustrine deposits exhibit an evolution from mudstone with root traces (F2) to palustrine marls (F1), see Fig. 4 for captions. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

interpreted either as shallow anoxic, brackish saline playa lake or deeper lake. It is generally assumed these shales are associated with shallow lacustrine carbonates and evaporites, but the depositional environment is still under discussion (Talbot, 1988). Recently, Chidsey et al. (2015) considered the Mahogany Oil Shale as the deeper facies of

an open lacustrine shallow ramp. The relatively small size of many lakes compared with marine basins results in a reduced fetch length and a shallow wave base, allowing the deposition of low-energy marls even at depths of a few meters (Wright and Barnett, 2015). Therefore, the low-energy organic matter-rich marls observed in Grand Gandaillat

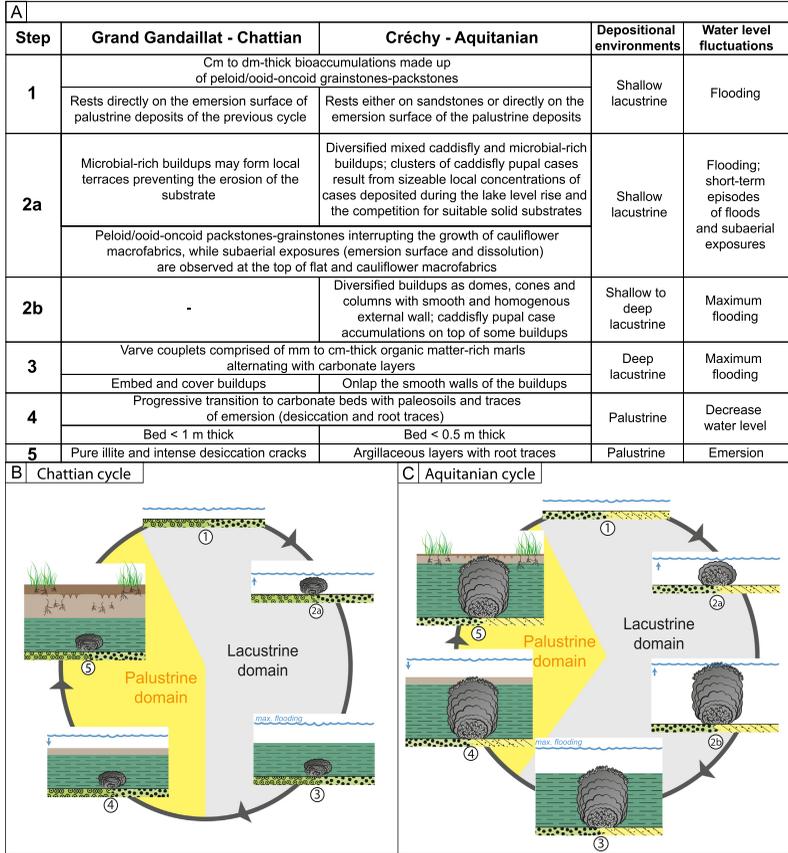


Fig. 11. Lacustrine/palustrine ratio for the Chattian and Aquitanian cycles. Each cycle is organized in five steps: (A) main characteristics of the steps in Grand Gandaillet and Créchy quarries; (B) Chattian cycles with a low carbonate versus siliciclastic ratio with thin microbial buildups, presence of pure illite and intense desiccation cracks; (C) Aquitanian cycles with a high carbonate versus siliciclastic ratio with thick microbial and metazoan buildups (see Fig. 4 for caption).

were likely deposited in the deep parts of a (shallow) lake.

5.4. Depositional environment models

In the Grand Gandaillet and Créchy areas, the vertical distribution of the successive depositional environments presents the same pattern: evolving from lacustrine to palustrine domains (Figs. 3A, B; 10A and B). However, the two areas mostly differ in terms of the composition and size of the buildups, in some of the non-built facies and in the respective thicknesses of the lacustrine- and palustrine-related sediments (lacustrine/palustrine ratio), which resulted in two depositional environment models for each area (Fig. 7A and B). Both models propose shallow-to-

very shallow marginal settings for the initiation of the microbial and metazoan deposits, with a water depth probably lower than 5–10 m, even in the deeper environment of the Créchy area, based upon the thickness of the buildups. Successive palustrine/lacustrine systems were also described for the Eocene Green River Formation (Buchheim, 1994; Wiggins and Harris, 1994). The lacustrine deposits of the Limagne differ from the microbialites observed in Lake Tanganyika because these develop in up to 40 m deep water (Cohen et al., 1997). In both quarries of this study, the flat and cauliflower macrofabrics indicate the shallowest part of the lacustrine domain and record a high-frequency water level fluctuation (Fig. 7A). Flat macrofabrics develop in low-energy conditions whereas cauliflower macrofabrics thrive

under stronger hydrodynamic conditions. In addition, the morphology of cauliflowers can evolve depending on sedimentation rate and resulting accommodation (Wattinne et al., 2003). In the Crechy quarry, a shallower domain is supported by the abundant caddisfly pupal cases, which develop in wave-washed littoral areas (Huguéney et al., 1990; Leggett et al., 2007) and usually constitute the initial step of buildup formation as they are observed at the base the buildups. The transition from dome, cone to column macrofabrics is a consequence of increasing accommodation, in analogy with the Great Salt Lake (USA, Bouton et al., 2016a). In the entire Limagne Basin, these morphologies are exclusive to Aquitanian lacustrine deposits. Numerous authors (e.g., Straccia et al., 1990; Wattinne et al., 2003; Bohacs et al., 2013; Jahner and Collins, 2013; Vennin et al., 2015; Bouton et al., 2016b) have shown that the size, composition and morphology of buildups are relevant for the estimation of the water column depth. Therefore, the maximum water level elevation is estimated from the maximum vertical development of the microbialites without interruption during their growth until the formation of an erosion or emersion surface, i.e., when the buildups grow up to the lake surface. Consequently, the macrofabric diversity could be controlled by environmental (i.e., extrinsic) factors (e.g., Bouton et al., 2016b), even though the microbial mat composition (i.e., intrinsic controls) has been considered as a primary control on microbialite morphology in modern depositional settings (e.g., Dupraz et al., 2013).

The well-developed palustrine facies associated with subaerial exposures, desiccation cracks, chip levels and karstification indicate a low-energy platform along a gentle lake margin (Alonso-Zarza and Wright, 2010), whereas microbial and metazoan buildups as well as siliclastic and bioclastic sands relate to higher-energy ramp margins influenced by strong wave activity. In contrast with the two Waltherian specific models proposed by Platt and Wright (1991), that correlate to low-energy and high-energy margin environments, respectively, the Limagne deposits show a continuous vertical evolution from high- to low-energy shallow ramp margins.

6. Lacustrine/palustrine sedimentary cycles

Repetitive successions from lacustrine to palustrine facies represent periods of lake expansion and contraction (Smoot, 1983), also referred to as “cycles” (Pietras and Carroll, 2006). In Grand Gandaillat, the lacustrine/palustrine cycles are up to 2 m thick (Fig. 10A). Cycles are composed of a lower unit of poorly developed lacustrine microbial buildups with only cauliflowers, smaller than 1 m, embedded in the lacustrine marls which constitute most of the lacustrine sedimentation. Each cycle ends with a palustrine unit composed of argillaceous and carbonate soils (F1 and F2). The cycles observed in the Crechy record the same lacustrine/palustrine pattern but are up to 10 m thick (Fig. 10B). The lacustrine part of the cycle is composed of well-developed microbial deposits (up to 6 m thick in Crechy; Fig. 2B) and lateral marls. Both facies are covered by thinner palustrine deposits (< 2–4 m thick). Each cycle is characterized by succession of deepening and shallowing-upward that indicate environmental changes related to high-frequency fluctuations in the lake level and high-to-low hydrodynamic conditions (Fig. 10A and B).

Figs. 11 and 12 illustrate a five-step model that summarizes the deposition of the mixed sedimentary system for both studied quarries. Steps 1 to 3 develop within a context of increasing accommodation, while steps 4 to 5 document decreasing accommodation. The basal surface of each cycle (step 1), covered by sands or peloid/oooid-oncoid-rich accumulations, is abrupt and reflects an advancement of the shoreline associated with an increase in water depth. Step 2a corresponds to the initiation and development of the first buildups with a low synoptic relief implying a shallower water level and resulting increased accommodation. Local flats develop and prevent the erosion of the substrate as proposed for Cuba by Bouton et al. (2016a). The synoptic relief of the buildups (step 2b) and organic matter-rich marls

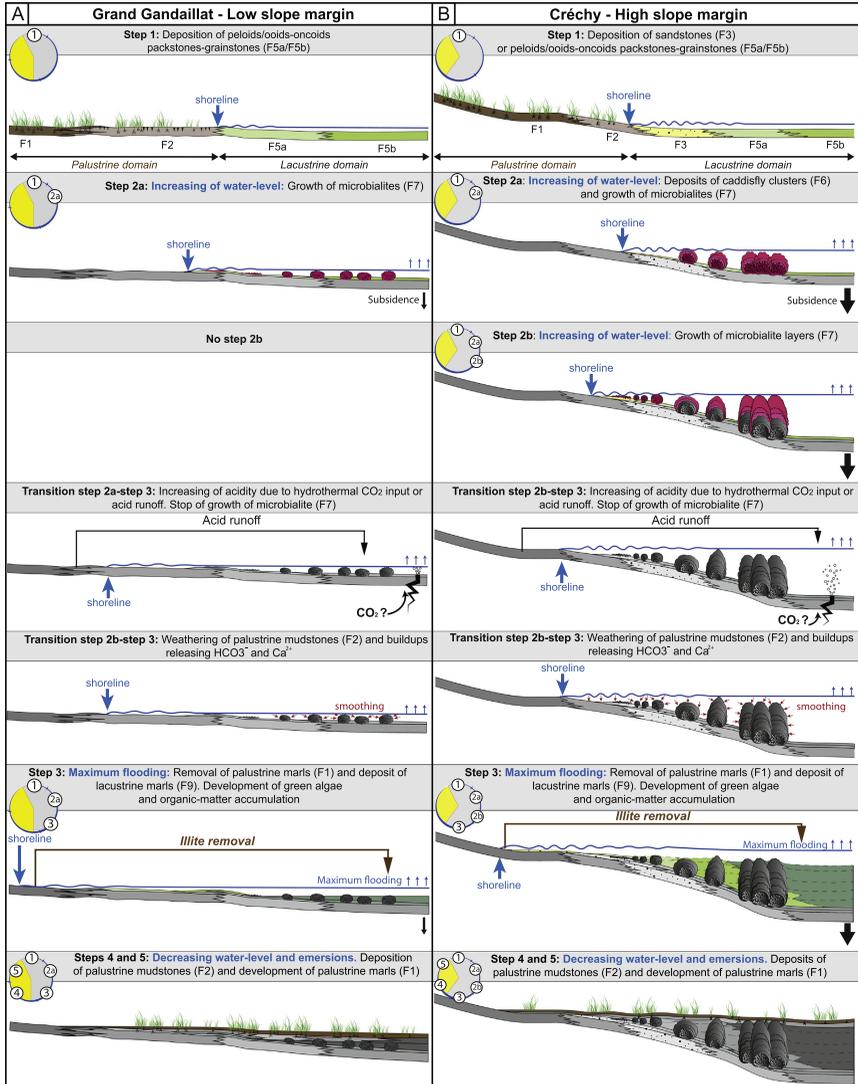
filling the inter-buildup spaces (step 3) represent the maximum lake level and thus expansion. In Grand Gandaillat, the cycle is symmetrical with equal palustrine and lacustrine deposits (Figs. 2C, D, 3A, 10A and 11B). In Crechy, the sedimentation thickness is asymmetrical: two-thirds of the succession corresponds to lacustrine deposits (and thus shoreline expansion) while the remaining third is comprised of palustrine deposits (Figs. 2E, F, 3B, 10B and 11C). The progressive increase in shallow carbonate content in the marls argues for continuous sedimentation during the transition from lacustrine to palustrine deposition within the cycle, suggesting a gradual shoreline retreat and decreasing water depth. The palustrine deposits represent stages of reduced accommodation (Alonso-Zarza and Wright, 2010). Each cycle is limited by widely traceable surfaces that are marked by desiccation cracks and root traces (Figs. 2 and 3). Throughout the Chattian and Aquitanian succession, the restoration of full lacustrine conditions requires a positive water budget during a relatively short time. Lake-level fluctuations could have been forced by various mechanisms, such as climate and tectonic (Madsen et al., 2001), as will be discussed below.

7. Controlling factors on the northern and central parts of the Limagne Basin sedimentation

7.1. Large-scale climatic control

Microbial-rich lacustrine/palustrine cycles can be recognized from the Chattian to the Aquitanian. Although, the duration of these cycles is difficult to constrain it is helpful to address short-term lake level fluctuations. Several authors have explained these cycles by alternating wet and dry periods under the influence of climatic oscillations, which are driven by the orbital cycles of the Earth (Berger, 1980, 1988; Olsen, 1986; Soria et al., 2012; Drummond et al., 1996; Steenbrink et al., 2006; Weber et al., 2010). Seard et al. (2013) concluded that the comparable high-frequency cycles observed in the Green River Formation are related to climate forcing with periodical changes in the precipitation/evaporation ratio. In the Limagne Basin, similar cycles are interpreted as seasonal changes controlled by precession based on the mammalian biozone in Crechy (Huguéney et al., 2003). The interpretation of the cycles is frequently related to climate in open lake area, but short-term subsidence episodes cannot be ruled out (Alonso-Zarza and Wright, 2010). The extensive continental system of the Limagnes argues for an intense subsidence favoring autocyclic processes as proposed for lacustrine Pennsylvanian deposits (Valero Garcés and Gierlowski-Kordesch, 1994).

In detail, the Lower Chattian climate is warm, the Upper Chattian cool and arid (Gorin, 1974) and the Lower Aquitanian is warmer and wetter (Chateaufort, 1972; Huguéney, 1984; Uetscher et al., 2000; Scherler et al., 2013; Fig. 13). These changes are in agreement with global climatic changes illustrated by the Zachos's curve (Fig. 13; Zachos et al., 2001). During the largest Chattian lacustrine extension, the thin deposits were preserved in symmetrical cycles associated with strictly microbial-rich buildups that were < 1 m thick. The well-developed palustrine deposits of each cycle affected by numerous desiccation cracks, composed of pure-illite and an increase in carbonate precipitation observed during the Chattian are related to an increase in evaporation under drier conditions (McLachlan, 1979). These deposits are consistent with the global dry conditions prevailing during the Upper Oligocene as proposed by Gorin (1974) and Huguéney (1984). The Oligo-Miocene transition is characterized by a brackish fauna (i.e., gastropods and ostracods; Huguéney et al., 2003) and low development of the buildups. During the Aquitanian period, the deposits become thicker (up to 10 m) and cycles are asymmetrical with thin palustrine deposits. The warmer and humid aquitanian climatic conditions are indicated by an increase in clastic inputs (kaolinite), a diversified biota characteristic of a well-oxygenated, wave-dominated lacustrine system and thick buildups. This wetter Aquitanian condition could explain the reduction of the palustrine deposits, with low desiccation cracks



(caption on next page)

Fig. 12. A five-step depositional model for both the Chattian (A) and Aquitanian (B) deposits and the development of the buildups. (A) Grand Gandaillet with the low-gradient margin; steps 1 to 3 correspond to an increase in the lake water level, with a thin growth of microbialites (step 2b is not recorded), and marl accumulation (step 3); step 4 corresponds to a decrease in the lake water level and the development of an extensive palustrine domain topped by an emersion (step 5) and (B) Créchy with the high-gradient margins; steps 1 to 3 correspond to an increase in the lake water level, with a large growth of microbialites (step 2b is well developed) and marl accumulation (step 3); step 4 corresponds to a decrease in the lake water level and the development of a narrow palustrine belt topped by an emersion (step 5).

compared to the lacustrine ones in the Chattian cycles.

7.2. Tectonic control

A major difference in thickness of deposits exists with thin and thick ones during the Chattian and the Aquitanian, respectively. The paleogeographic reconstruction of the lake extension from the Oligocene up to the Miocene proposed by Huguéney et al. (1999) is marked by a maximum extension during the Oligocene and a severe decrease at the Oligo-Miocene transition (Fig. 1B). Surprisingly, during the Aquitanian, the main body of the lake was restricted to the Limagne Bourbonnaise region, with only a narrow channel remaining extending toward the south close to Issoire (Fig. 1B; Huguéney et al., 2003). This narrow lake morphology initially implies thin deposits during the lacustrine/palustrine cycle with poorly developed buildups, which is in contrast to the observations made in the Créchy quarry. Instead, the thicker well-developed buildups that were observed during the Aquitanian cycle suggest much larger, but very localized, accommodation than expected based on the lake physiography. The presence of inclined buildups in the same direction and tilted to the ENE (Fig. 5H) along the Aigueperse fault system argues for tectonic activity in the northern part of the Limagne Basin, probably driving a local increase in subsidence (Fig. 14). In addition, the change in paleogeography coincides with the first phases of volcanic activity leading to a regional uplift tilting

northward in the Central Limagnes sub-basin and a concomitant northward migration of the depocenter (Gorin, 1974; Huguéney et al., 2003; Etlicher, 2005; Fig. 13). This tectonic influence have probably modified the regional drainage and exerted a primary long-term control on the basin's sedimentation pattern. An increase in clastic inputs at the Chattian to Aquitanian transition is related to landscape changes as proposed by Schnurrenberger et al. (2003). The uniformity of the Chattian deposits over a large area (Fig. 1B) and the general scarcity of coarse-grained facies, other than those found close to the basin margins (Huguéney et al., 1999), indicate that the sediments accumulated in an area of low topographic relief, by contrast with the ones observed during the Aquitanian characterized by an increase in coarse clastic inputs.

7.3. Paleoclimatic control

Chattian and Aquitanian deposits are also characterized by changes in the buildup diversity and composition (Fig. 13). The low diversity and predominance of *Broutinella avernensis* during the Chattian in association with the low bioclast content, and the preservation of organic matter-rich deposits in marls may be related to deleterious changes in physico-chemical conditions and low terrigenous inputs. These specific conditions occurred just after the widespread Chattian cooling episode (Gorin, 1974; Giot et al., 1976; Huguéney, 1984), which have resulted

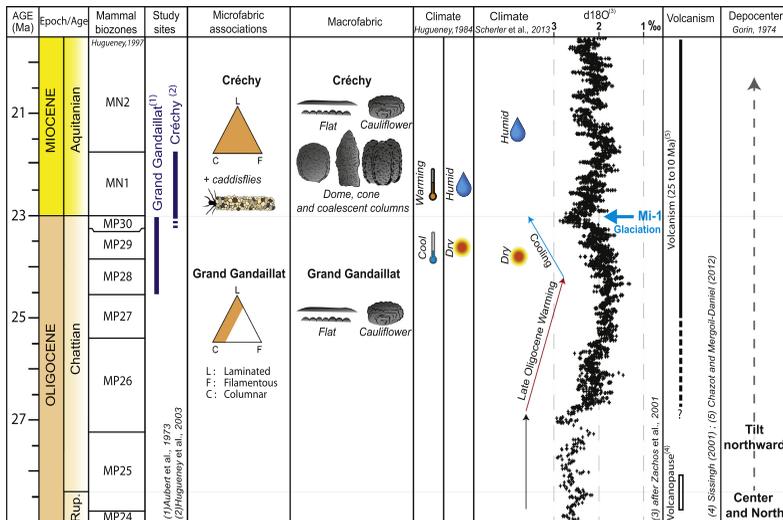


Fig. 13. Summary of the stratigraphy and morphology of the buildups as well as the main controlling factors (climatic, tectonic and volcanic events) affecting the Limagne Basin since the Early Oligocene (the ages are deduced from the geochronology and biostratigraphy based on palynology and mammalogy data; Huguéney, 1997; see Fig. 4 for captions).

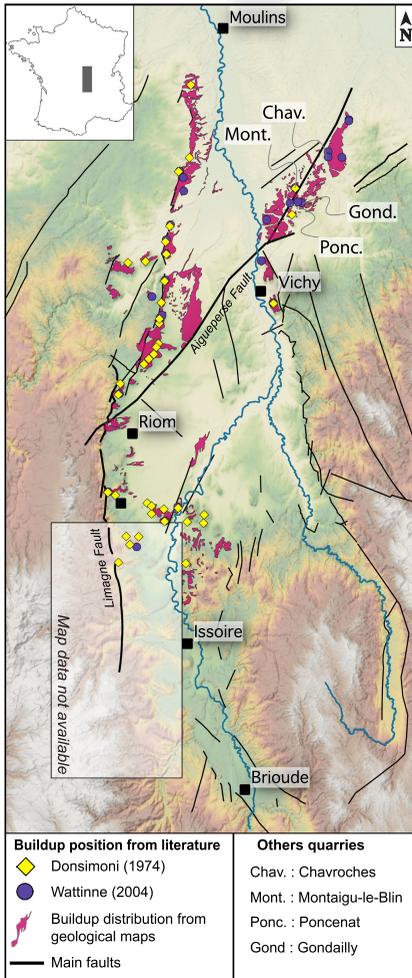


Fig. 14. Map of the Limagne Basin showing the relationship between the distribution of the buildups and the main faults. The position of the outcrops with microbial-metazoan buildups are represented by yellow diamonds (data from Donsimoni, 1975) and blue circles (data from Wattinne, 2004; this study) and buildup distribution in pink (data from geological maps at the 1:50,000 scale: Montmarault (620); Saint-Pourçain-sur-Sioule (646); Gannat (645); Gannat (645); Vichy (646); Aigueperse (669); Marignies (670); Clermont-Ferrand (693); Thiers (694); Issoire (718); Saint-Germain-Lembron (742); Brioude (766); BRGM). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

in the particular chemical and thermal stratification of the lake (Anderson and Dean, 1988; Zolitschka et al., 2015). These conditions may have favored shallow anoxic conditions, even at only a few meters water depth (Wright and Barnett, 2015; Zolitschka et al., 2015; Boutin et al., 2016a). The facies succession and thin deposits of symmetrical lacustrine/palustrine cycles argue for a low gradient margin in a low subsiding domain during the Chattian. The flat margin configuration may explain the lack of significant siliciclastic inputs in Grand Gandailly. The poor siliciclastic content may be related to: 1) the distal position of Grand Gandailly with respect to the lake margin, 2) a high lake level combined with a flat topographic area, 3) a rise in the base level that trapped the sediment in higher areas (Picard and High, 1981), and/or 4) the catchment by vegetation (Sand-Jensen, 1998). In contrast, during the Oligo-Miocene transition and the Aquitanian, the cyclic deposits become thicker (up to 10 m thick). As mentioned above, the cycles of the Oligo-Miocene transition are characterized by a brackish faunal association (i.e., gastropods and ostracods; Huguéney et al., 2003) and a low development of the buildups. In contrast, the Aquitanian cycles became dominated by larger and diversified buildups composed mainly of microbialites and caddisflies. Mixed caddisfly pupal cases and microbial buildups are found in Crechy (F7 and 8; Figs. 3B, 5F, G and H) and in other Aquitanian outcrops such as Chavroches, Montauigu le Blin, Gondailly or Poncenat (Fig. 14; Wattinne et al., 2003; Wattinne, 2004). The aggregation of caddisfly pupal cases in the Crechy buildups is randomly located and organized in 25–50 cm high and 15–60 cm large clusters fixed over peloid/oooid-oncoid packstones-grainstones (F5). This arrangement differs from the one observed in the Green River Formation (Eocene, USA), where the pupal cases are aligned perpendicular to the bedding and the cephalic end is oriented upwards (Leggitt et al., 2007). The ordered arrangement of the cases led Leggitt and Cushman (2001) to propose that the larvae developed each year in the lake on solid substrates to pupate. After pupation, the layers of the cases are covered by microbial laminated carbonates. The random organization of the pupal cases within the clusters observed in the Limagne Basin may not respond to the same mechanism and may instead result from a yearly accumulation of empty pupal cases at the base of plants, as proposed by Bertrand-Sarfati et al. (1966). Another hypothesis proposes a congregation of larvae in water-filled depressions to pupate (Donsimoni, 1975; Donsimoni and Giot, 1977). The next generations used silk to set their cases on the solid substratum that is made up of mounds of cases from the previous generations. However, the development of caddisfly pupal cases on horizontal continuous peloid/oooid-oncoid layers or on the top of some buildups, as well as the absence of a depression disagrees with this hypothesis. Caddisfly clusters played a prominent role in the initiation and development of the highest buildups, especially the dome, cone and column macrofabrics. The pupal case formed a basal nucleus that helped produce a hard and stable substrate for the development of the buildups as pupal cases are systematically encrusted by thick capping microbialites (Fig. 5I). Consequently, the caddisfly clusters controlled the distribution of the buildups. In turn, the development of microbialites improved the stabilization and preservation of the caddisfly pupal clusters. The presence of caddisfly pupal case accumulations on top of some buildups indicates the proximity to the water surface implying a new shallow substrate for their development on a topographic high, forming a small localized island (Wattinne et al., 2003).

In addition to pupal cases, other potential contributors to microbial buildups, such as *Cladophorites incrustata* Reis, have also been observed in the Gondailly, Montauigu-le-Blin and Poncenat quarries (Fig. 14; Donsimoni, 1975; Freyret, 2000; Wattinne et al., 2003; Wattinne, 2004). Due to the resemblance to the modern *Cladophora* genus, *Cladophorites incrustata* is considered as filamentous green algae (Reis, 1926; Riding, 1979). However in the Limagne Basin, *C. incrustata* was first described as a bryophyte, i.e., a non-vascular plant (Bertrand-Sarfati et al., 1966). *Cladophorites incrustata* developed in fresh to slightly saline shallow waters, such as present in the Miocene German

Ries Crater where they were originally described (Reis, 1921; Riding, 1979; Arp, 1995). Their absence in the Crechy and Grand Gandaillat quarries can be attributed to the fact that their ecological niche was largely occupied by caddisflies and restricted by specific physico-chemical conditions, respectively.

7.4. Volcanic control

The Grand Gandaillat lacustrine deposits mark the beginning of periods of intense phreato-magmatic activity that persisted from the Chattian up to Early Aquitanian (Fig. 13; Goër de Hervé, 2000; Michon, 2000; Chazot and Mergoïl-Daniel, 2012). The influence of volcanism on subaerial and lacustrine deposits in a rift setting has been extensively discussed (Cerling, 1994; Wright and Barnett, 2015; Szatmari and Milani, 2016). Volcanism contributes to changes in alkaline conditions with modification of concentrations of magnesium, calcium and silica (Cerling, 1994; Armienta et al., 2008) in lakes. The buildups present an unusual smooth and homogeneous external wall, from the base to the top, indicative of leaching period. The absence of emersion surfaces within these buildups disagrees with the hypothesis of aerial weathering, thereby implying underwater leaching (Fig. 9C). The smoothing affecting the entire wall surface of the buildups and the dissolution of the palustrine carbonate mudstone observed in the lake margin may be caused by an increase in the CO₂ saturation state of the lake water and an associated decrease in pH. Occasional acidification may result from hydrothermal activity linked with magmatic processes which has also been widely documented and has a strong impact on the water chemistry (Tiercelin et al., 1993; Dekov et al., 2014). Recent hydrothermal springs from the Limagne graben are systematically associated with discrete to intense CO₂ degassing (Bräuer et al., 2017). In addition, the accumulations of gastropods such as *Valvatae* along the Aigueperse fault are related to hydrothermal activity (Rey, 1964; Wattinne, 2004). However, the dissolution of carbonates may also favor an increase in alkaline conditions. High alkalinity is confirmed by the presence of analcime, NaAlSi₃O₈, a common mineral in alkaline lacustrine environments (Rouchy et al., 1993; English, 2001; Mees et al., 2005; Owen et al., 2008; Karakaya et al., 2013). Analcime was first discovered in Oligocene deposits from the Limagne Basin (Giot and Jacob, 1972) and formed through the reaction between saline solutions and volcanic glass in sediments containing pyroclastic particles. Analcime can also form in sediments free of volcanic glass from various detrital minerals immersed in brines. However, detrital material is low in the Grand Gandaillat quarry and their scarcity and particularly the one of kaolinite is surprising within a context of rift with active borders. Kaolinite is considered as stable in an acidic environment and its dissolution or transformation into illite, after deposition, can be explained by alkaline conditions (Do Campo et al., 2007). Such conditions are also suggested by the common occurrence of iron-rich illite originating from smectitic minerals (Brindley and Brown, 1980; Deconinck et al., 2000). Such similar changes in pH may have occurred in the Limagne Basin, as suggested by alternating carbonate deposition (e.g., buildups; high pH) and subsequent dissolution (smoothing; low pH).

Goër de Hervé (2000) assumed a relationship between the microbial carbonate sedimentation and the expansion of volcanism as well as abundant releases of CO₂ from the mantle accompanying the expulsion of alkaline basaltic magmas. Phreatomagmatic eruptions, evidenced by the common occurrence of peperites in the Limagne basin (Goër de Hervé, 2000), may also have delivered calcium-bearing deposits as the Ca-rich magma of the Limagne is thought to be formed in the mantle by a low degree of partial melting of an enriched lithology rather than from a simple mixing between basaltic magma and carbonate sediments (Bailey et al., 2006; Chazot and Mergoïl-Daniel, 2012). A Ca-rich contribution may also be related to the wide distribution of the upper Cretaceous sedimentary cover over the northern Massif Central (Quesnel et al., 2009; Wattinne et al., 2010; Barbarand et al., 2013).

8. Carbonate versus siliciclastic lacustrine sedimentation: physico-chemical and topographic effects?

Following the previous discussion of factors controlling cycles, this section focuses on the lacustrine part of the cycle inferred from the development of the buildups (Figs. 10A, B, 11A and B; Step 1 to Step 3). In Grand Gandaillat, the deposition of organic matter-rich marls (Step 3) starts immediately after the initiation of the buildups (Step 2a), whereas in Crechy, the buildups continue growing during Step 2b before being embedded in the marls (Step 3). The carbonate versus siliciclastic ratio outlined in Grand Gandaillat is low (a few carbonates, many siliciclastics) compared with this ratio observed in Crechy. In both cases, the ratios are counter-intuitive with respect to the global climatic conditions identified by Huguéney (1984), as the climate is drier for the Chattian with a low carbonate versus siliciclastic ratio and is wetter for the Aquitanian period with a higher carbonate production. This unexpected ratio can be impacted by changes in the physico-chemical conditions and the physiography of the lake as illustrated in Figs. 7 and 11. The carbonate versus siliciclastic ratio is marked by contrasting chemical to physical weathering conditioned by the development of dense vegetation along the lake margin, thereby keeping or releasing the sediments in place (Platt and Wright, 1991; Sand-Jensen, 1998). Consequently, the ability to remove fine sediments depends on the elevation of the water level and the physiography of the lake.

The lower carbonate versus siliciclastic ratio during the deepening trend of the Chattian cycles may result from an efficient chemical weathering supported by the large carbonate palustrine extension (Fig. 7A). Marcé et al. (2015) showed that CO₂ supersaturation in lakes is directly related to carbonate weathering in the watershed at both regional and global scales. The weathering of the extensive carbonate palustrine deposits (F2) provides a significant input of dissolved inorganic carbon into the lake and an increase in HCO₃⁻ and Ca²⁺. Moreover, this period corresponds to a retreat of the forest vegetation and an increased swamp surface area associated with a shallow lake configuration (Gorin, 1974), favoring the development of a large palustrine domain. When the lake level rises to its maximum flooding, it reaches the argillaceous soil area on the margin, thereby inducing sediment reworking and favoring the deposition of organic matter-rich marls in the basin (F9, Fig. 12). The presence of organic matter-rich marls covering the buildups attests of a period of proliferation of green algae and intense photosynthesis in the lake surface during the lake level rise. Margin flooding drives the transport of fine sediments toward the lake and prevents the development of microbial buildups.

In contrast, the higher carbonate versus siliciclastic ratio highlighted during the deepening trend of the Aquitanian cycles may be related to a more pronounced margin profile compared to the Chattian cycles. The wetter conditions, as well as the tectonically related increase in subsidence prevailing since the early Aquitanian, are in agreement with an increase in accommodation, as indicated by the thicker deposits. The well-developed Aquitanian buildups (Step 2b) argue for this, as do the favorable environmental conditions for their formation. The absence of the sedimentation of fine clastic particles (especially clays) during the development of the buildups can be explained by the intense trapping of fine sediments by vegetation in the margin, by the distal transport of fine particles or by a steeper margin gradient. The swamp surface area is reduced during this period (Gorin, 1974) as indicated by the low extension of the palustrine domain, which only forms a narrow belt. Consequently, the sediment trapping efficiency is greatly reduced. The steeper physiography of the lake margin proposed for the Aquitanian period (Fig. 12) can explain the absence of fine clastic material in association with the buildups but suggests higher water level elevation to flood the lake margins. The margins remain protected from the alteration and then from the marl reworking until the maximum flooding is reached.

9. Conclusions

The morphology, composition and distribution of microbial and metazoan buildups are sensitive indicators of environmental changes (e.g., water level fluctuations), and geomorphological inheritance. The buildups have the potential to provide further insights into the reconstruction of paleoenvironments and paleoclimatic changes through time. The remarkable microbial and metazoan buildups from the Chattian to Aquitanian from the Limagne Basin display five macro-fabrics (flats, cauliflowers, domes, cones and coalescent columns), a laminated mesofabric and four microfabrics (laminae, columns, filaments and their association with caddisflies). Two depositional models are postulated for the Crechy and Grand Gandallat quarries based on the current sedimentological study.

The Limagne Basin records several lacustrine/palustrine cycles, ranging from 1 m to multiple meters thick. A change in the cycle symmetry is observed at the Oligo-Miocene transition and is explained by a long-term climatic control, with thin and symmetrical cycles during the drier Chattian and thick and asymmetrical ones during the wetter Aquitanian. The difference in the thickness of deposits constituting the cycles and the non-random distribution of the microbial and metazoan buildups along the fault corridors are related to the tectonic framework of the Limagne basin. In the deepening trend of the lacustrine/palustrine cycles, the transition from carbonate buildups to fine siliclastic sediments is interpreted as a consequence of the local weathering, vegetation cover and physiography of the lake. The decrease in carbonate production corresponds to a change in lake chemistry and the reworking of the soils composed of pure illite during periods of high water level. Thus, the detailed investigations into microbial and metazoan buildups highlight a superimposition of regional (climatic, tectono-volcanism) to local controlling factors (chemical and physical changes, vegetation covers and physiography of the lake margin).

Acknowledgments

The authors would like to thank Total E&P (FR00008732) for funding the project and in particular, we would like to thank Emmanuelle Poli who was in charge of the project and contributed with useful discussions. This work is a contribution from the SEDS team at the Biogéosciences Laboratory (University of Bourgogne/Franche-Comté, France). We are very grateful to Lionel Weitz and the Vicat Society providing access the quarries. Floriane Dumont is thanked for her participation in the field and the mineralogical data set. We are grateful to Christophe Durlot, Gwénaél Caravaca and Anne-Sabine Grosjean for taking part in the fieldwork. We also thank Pascal Taubaty for preparing the thin sections and Ludovic Bruneau for the clay analyses. The authors would like to thank the anonymous reviewer, Ricardo Jahner and Robert Riding whose work has helped to greatly improve the manuscript.

References

Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and cakeretes in the geological record. *Earth Sci. Rev.* 60, 261–298. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00106-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00106-X).

Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H., 2010. Carbonates in Continental Settings; Facies, Environments and Processes. Elsevier, pp. 133–175.

Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010. Palustrine carbonates. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), Carbonates in Continental Settings; Facies, Environments, and Processes. Elsevier, pp. 103–131. [http://dx.doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)05122-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0070-4571(09)05122-0).

Alonso-Zarza, A.M., Dorado-Valiño, M., Valdeolmillos-Rodríguez, A., Ruiz-Zapata, M.B., 2006. A recent analogue for palustrine carbonate environments: the Zanata deposits of Las Tablas de Daimiel wetlands, Ciudad Real, Spain. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 416, 153–168.

Anadón, P., Zamarrero, I., 1981. Paleogene nonmarine algal deposits of the Ebro Basin, Northeastern Spain. In: Monty, C. (Ed.), Phanerozoic Stromatolites. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 140–154. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642->

67913-1-12.

Anderson, R.Y., Dean, W.E., 1988. Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 62, 215–235. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90055-7](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(88)90055-7).

Arenas, C., Pardo, G., Casanova, J., 1993. Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 1, 9–22 Special.

Armienta, M.A., Vilaclara, G., De la Cruz-Reyna, S., Ramos, S., Ceniceros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Arcega-Cabrera, F., 2008. Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 178, 249–258. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.019>.

Arp, G., 1995. Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-impact-crater (Mösee, Southern Germany). *Facies* 33, 35–89. <http://dx.doi.org/10.1007/BF02537444>.

Aubert, M., Bouiller, R., Camus, G., Cochet, A., D'Arcy, D., Giot, D., Jeanbrun, M., Roche, A., Bonhomme, N., 1973. Notice de la carte géologique 1/50000ème. Clermont-Ferrand, BRGM (63 pp).

Awramik, S.M., Buchheim, H.P., 2012. The Quest for Microbialite Analogs to the South Atlantic Pre-Salt Carbonate Hydrocarbon Reservoirs of Africa and South America. *55*, pp. 21–27.

Bailey, K., Kearns, S., Mergoil, J., Daniel, J.M., Paterson, B., 2006. Extensive dolomitic volcanism through the Limagne Basin, central France: a new form of carbonatite activity. *Mineral. Mag.* 70, 231–236. <http://dx.doi.org/10.1180/0026461067020327>.

Barbarand, J., Quesnel, F., Pagel, M., 2013. Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleoseismicity. *Tectonophysics* 608, 1310–1327.

Beraldi-Campesi, H., Cevallos-Ferriz, S.R., Centeno-García, E., Arenas-Abad, C., Ferrández, L.P., 2006. Sedimentology and palaeogeology of an Eocene-Oligocene alluvial-lacustrine arid system, Southern Mexico. *Sediment. Geol.* 191, 227–254.

Berger, A., 1980. The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. *Vistas Astron.* 24, 103–122.

Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.* 26, 624–657.

Bergerat, F., 1987. Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au front de l'érosion Alpine. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3, 611–620.

Bertrand-Sarfati, J., Freyret, P., Flaziat, J.C., 1966. Les calcaires concrétionnés de la limite Oligocène-Miocène des environs de Saint-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier): rôle des algues dans leur édification; analogie avec les stromatolites et rapport avec la sédimentation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 652–662.

Bodergat, A.-M., Briot, D., Huguency, M., Poidevin, J.-L., Picot, L., Giraud, F., Berger, J.-P., Levy, A., Poignant, A., 1999. Incurions marines dans l'environnement lacustre du rift oligocène de Limagne (Massif Central, France): apport des organismes halophiles et des isotopes du strontium; datation par les mammifères. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170, 499–511.

Bobaes, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. In: *Lake Basins Through Space and Time: AAPG Studies in Geology*, 46, pp. 3–34.

Bobaes, K.M., Lamb-Wozniak, K., Demko, T.M., Elson, J., McLaughlin, O., Lash, C., Cleveland, D.M., Kaczmarek, S., 2013. Vertical and lateral distribution of lacustrine carbonate diatomites at the parasequence scale in the Miocene Fort Spring limestone, Idaho: an analog addressing reservoir presence and quality. *AAPG Bull.* 97 (11), 1967–1995.

Bouton, G., Vennin, E., Boule, J., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Goslar, T., Yokoyama, Y., Dupraz, C., Visscher, P.T., 2015a. Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosci. Discuss.* 1–26. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-2015-647>.

Bouton, A., Vennin, E., Pace, A., Bourillot, R., Dupraz, C., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Visscher, P.T., 2015b. External controls on the distribution, fabrics and mineralization of modern microbial mats in a coastal hypersaline lagoon, Cayo Coco (Cuba). *Sedimentology* 63, 972–1016. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12246>.

Bradley, W.H., 1926. Shore phases of the Green River Formation in northern Sweetwater County, Wyoming. In: *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 140–D, pp. 121–131.

Briuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Wetzel, H.-U., 2017. Regional distribution pattern of carbon and helium isotopes from different volcanic fields in the French Massif Central: evidence for active mantle degassing and water transport. *Chem. Geol.* 469, 4–18.

Brindley, G.W., Brown, G., 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineral. Soc. Monogr.* 5.

Briot, D., Poidevin, J.-L., Huguency, M., 2001. Apports de l'étude isotopique Sr et Nd des sédiments cénozoïques de Limagne à la compréhension du fonctionnement du rift du Massif central français. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 17–24. <http://dx.doi.org/10.2113/172.1-17>.

Bucher, W.H., 1918. On oolites and spherulites. *J. Geol.* 26, 593–609. <http://dx.doi.org/10.1086/622622>.

Buchheim, H.P., 1994. Palaeoenvironments, lithofacies and varves of the Fossil Butte Member of the Eocene Green River Formation, southwestern Wyoming. In: *Contributions to Geology*, 30. University of Wyoming, pp. 3–14.

Burne, R.V., Moore, L.S., 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *PALAIOS* 2, 241–254. <http://dx.doi.org/10.2307/3514674>.

Carroll, A.R., Bobaes, K.M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27, 99–102.

Casanova, J., 1986. Les stromatolites continentaux: paléocologie, paléohydrologie, paléoclimatologie, application au Rift Gregory. Thesis. Univ. Aix-Marseille (256pp).

A. Roche et al.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 504 (2018) 34–59

Casanova, J., 1987. Microbiology and geochemistry of modern lacustrine stromatolites, lake Anney, France, 4th Intern. In: *Symp. on Fossil Algae Cardiff*.

Casanova, J., Nury, D., 1989. Biosédimentologie des stromatolites fluviolacustres du fossé oligocène de Marseille. *Bulletin de la Société géologique de France* 1173–1184.

Casanova, J., Thoreau, G., 1990. Biosédimentologie des stromatolites du lac Tanganyika (Burundi): implications hydrologiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* 6, 647–656.

Casanova, J., Tiercelin, J.J., 1982. Constructions stromatolitiques en milieu carbonaté sodique: les oncolites des plaines inondables du lac Magadi (Kenya). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 295, 1139–1144.

Cerling, T.E., 1994. Chemistry of closed basin lake waters: comparison between African Rift Valley and some central North American rivers and lakes. In: Gierlowski, Kordecki, E.H., Kelts, K. (Eds.), *The Global Geologic Record of Lake Basins*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 29–30.

Chateaufneuf, J.J., 1972. Contribution à l'étude de l'Aquitainien. La coupe de Carry-le-Rouet (Bouches-du-Rhône, France). V° Congrès du Néogène méditerranéen. Volume III, Étude palynologique. *Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 4, 59–65.

Chazot, G., Mergoil-Daniel, J., 2012. Co-eruption of carbonate and silicate magmas during volcanism in the Limagne graben (French Massif Central). *Lithos* 154, 130–146.

Chidsey, T.C., Vanden Berg, M.D., Eby, D.E., 2015. Petrography and characterization of microbial carbonates and associated facies from modern Great Salt Lake and Uinta Basin's Eocene Green River Formation in Utah, USA. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 418, 261–286. <http://dx.doi.org/10.1144/SP418.6>.

Cohen, A.S., Talbot, M.R., Avramik, S.M., Dettman, D.L., Abell, P., 1997. Lake level and paleoenvironmental history of Lake Tanganyika, Africa, as inferred from late Holocene and modern stromatolites. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 444–460.

Cotton, J.A., Wharton, G., Bass, J.A.B., Heppell, C.M., Wotton, R.S., 2006. The effects of seasonal changes to in-stream vegetation cover on patterns of flow and accumulation of sediment. *Geomorphology* 77, 320–334. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.010>.

Dangard, L., 1931. Algues inférieures dans le calcaire concrétionné de la Limagne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 192, 172–174.

Davison, I., 2007. Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 274, 345–359. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.274.118>.

Deconinck, J.F., Strasser, A., Debrarant, P., 1988. Formation of lithic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay Miner.* 23, 91–103.

Deconinck, J.F., Blanc-Valleron, M.M., Rouchy, J.M., Camoin, G., Badaut-Trauth, D., 2000. Palaeoenvironmental and diagenetic control of the mineralogy of Upper Cretaceous-Lower Tertiary deposits of the Central Palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area). *Sediment. Geol.* 132 (3–4), 263–278. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00035-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00035-X).

Dekov, V.M., Egeueh, N.M., Kamenov, G.D., Bayon, G., Lalonde, S.V., Schmidt, M., Liebertau, V., Munnik, F., Fouquet, Y., Tanizumi, M., 2014. Hydrothermal carbonate chimneys from a continental rift (Afar Rift): mineralogy, geochemistry, and mode of formation. *Chem. Geol.* 387, 497–500.

Della Porta, G., 2015. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 418, 17–68. <http://dx.doi.org/10.1144/SP418.4>.

Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2004.06.011>.

D'Hallay, J.J., 1812. Sur le gisement du calcaire d'eau douce dans les départements du Cher, de l'Ailier et de la Nièvre. *Journal des mines* 32, 43–64.

Do Campo, M., del Papa, C., Jiménez-Millán, J., Nieto, F., 2007. Clay mineral assemblages and analcime formation in a Palaeogene fluviolacustrine sequence (Maíz Gordo Formation Palaeogene) from northwestern Argentina. *Sediment. Geol.* 201, 56–74. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.04.007>.

Dong, H., 2012. Clay-microbe interactions and implications for environmental mitigation. *Elements* 8, 113–118. <http://dx.doi.org/10.2113/gselements.8.2.113>.

Dong, H., Kostka, J.E., Kim, J., 2003. Microscopic evidence for microbial dissolution of Smectite. *Clay Miner.* 51, 502–512. <http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.2003.0510504>.

Donsimoni, M., 1975. Étude des calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitain du bassin de Limagne (Massif Central, France). (Thèse de 3e cycle Paris VI 197pp).

Donsimoni, M., Giot, D., 1977. Les calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitain de Limagne (Massif central). *Bulletin du BRGM* 2, 131–169 section.

Drief, A., Martinez-Ruiz, F., Nieto, F., Sanchez, N.V., 2002. Transmission Electron Microscopy evidence for experimental illitization of smectite in K-enriched seawater solution at 50 °C and basic pH. *Clay Miner.* 50, 746–756. <http://dx.doi.org/10.1346/000986002762090146>.

Drummond, C.N., Wilkinson, B.H., Lohmann, K.C., 1996. Climatic control of fluviolacustrine cyclicity in the Cretaceous Cordilleran Foreland Basin, western United States. *Sediment. Geol.* 43, 677–689.

Dupraz, C., Reid, R.F., Brainsatt, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Sci. Rev.* 96, 141–162. <http://dx.doi.org/10.1016/j.mscres.2008.10.005>.

Dupraz, C., Fowler, A., Tobias, C., Visscher, P.T., 2013. Stromatolitic microbes in Storr's Lake (San Salvador, Bahamas): a model system for formation and alteration of laminae. *Geobiology* 11, 527–548. <http://dx.doi.org/10.1111/gbi.12063>.

Eardley, A.J., 1938. Sediments of Great Salt Lake, Utah. *AAPG Bull.* 22, 1305–1411.

Eberl, D.D., Velde, B., McCormick, T., 1993. Synthesis of illite-smectite from smectites at earth surface temperatures and high pH. *Clay Miner.* 28, 49–60.

English, P.M., 2001. Formation of analcime and moganite at Lake Lewis, central Australia: significance of groundwater evolution in diagenesis. *Sediment. Geol.* 143, 219–232. [http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00063-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00063-X).

Eltcher, 2005. French and Belgian Oxford. In: Kostner, E.A. (Ed.), *The Physical Geography of Western Europe*. OUP Oxford, pp. 231–250.

Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer (976 pp).

Freynet, P., 2000. Distribution and palaeoecology of non-marine algae and stromatolites: II, the Limagne of Allier Oligo-Miocene lake (central France). *Annales de Paléontologie* 86, 3–57. [http://dx.doi.org/10.1016/S0033-2969\(00\)88723-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0033-2969(00)88723-6).

Freynet, P., Plazaiz, J.C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis: late Cretaceous and early Tertiary of southern France. In: *Contributions to Sedimentology. E. Schweizerbart*, Stuttgart (213 pp).

Freynet, P., Verrecchia, E.P., 1999. Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust? *Sediment. Geol.* 126, 97–102.

Freynet, P., Verrecchia, E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *J. Paleolimnol.* 27, 221–237. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1014263722766>.

Gaudant, J., 2012. Révision de Prolebias stenoura Sauvage, 1874 du Stampien (= Rupélien) de Limagne (central France), espèce type du genre Prolebias (poisson téleostéen, Cyprinodontiformes). *Geodiversitas* 34, 409–423.

Geno, K.R., Chafetz, H.S., 1982. Petrology of Quaternary fluviolacustrine calcite coated grains from central Texas. *J. Sediment. Res.* 52, 833–842.

Giot, D., Jacob, C., 1972. Présence d'analcime et de clinoptilolite (zéolites) dans les formations sédimentaires oligocènes de la Limagne de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, série D* 274, 166–169.

Giot, D., Gentilhomme, P., Bouiller, R., Clozier, L., Fleury, R., Gagnière, G., Rey, R., Chateaufneuf, J.J., Tourenq, J., 1976. Notice de la carte géologique 1/50000ème. Saint Pourçain sur Soule, BRGM (35 pp).

Goër de Hervé, A., 2000. *Perpites from the Limagne Trench (Auvergne, French Massif Central): a distinctive facies of phreatomagmatic pyroclastic. History of a semiotic drift*. In: Leyrit, H., Montenant, C. (Eds.), *Volcaniclastic Rocks from Magmas to Sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, pp. 91–110.

Gorin, G., 1974. Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif Central Français) avec applications de la statistique et de l'informatique. (Thèse Genève, 314 pp).

Grolier, J., Tchémichian, G., 1963. Connaissances nouvelles sur la géologie du socle de la Limagne d'après les sondages de la Régie autonome des pétroles. *Bulletin de la Société Géologique de France* 57–V, 930–937. <http://dx.doi.org/10.2113/gssgfbull.57-V.930>.

Huggett, J.M., Cuadros, J., 2005. Low-temperature illitization of smectite in the late eocene and early Oligocene of the Isle of Wight (Hamshire basin), U.K. *Am. J. Sci.* 303, 1192–1202.

Huggett, J.M., Cuadros, J., Gale, A.S., Wray, D., Adetunji, J., 2016. Low temperature, authigenic illite and carbonates in a mixed dolomite-clastic lagoonal and pedogenic setting. *Spanish Stratigraphy, Spain. Appl. Clay Sci.* 132–133, 296–312. <http://dx.doi.org/10.1016/j.clay.2016.06.016>.

Huguency, M., 1984. Évolution du paléoenvironnement dans le tertiaire de Limagne (Massif Central, France) à partir des faunes de mammifères. *Geobios* 17, 385–391. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995\(84\)80195-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0016-6995(84)80195-3).

Huguency, M., 1997. Biochronologie mammalienne dans le Paléogène et le Miocène inférieur du centre de la France: Synthèse actualisée. In: Aguilar, J.P., Legendre, S., Michaux, J. (Eds.), *Actes Du Congrès Biochron'97: Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier EPHE*, pp. 417–430.

Huguency, M., Tachet, H., Escuillé, F., 1990. *Cadiffy pupae from the Miocene industrial limestone of Saint-Gérand-le-Puy, France*. *Paléo* 33, 495–502.

Huguency, M., Poidevin, J.-L., Bodergat, A.-M., Caron, J.-B., Guérin, C., 1999. Des mammifères de l'Aquitainien inférieur à La Roche-Blanche-Gervoise (Puy-de-Dôme, France): révélateurs de l'activité post-oligocène du rift en Limagne de Clermont. *C. R. Acad. Sci. Ser. II A Earth Planet. Sci.* 328, 847–852. [http://dx.doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80201-8](http://dx.doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80201-8).

Huguency, M., Berthet, D., Bodergat, A.-M., Escuillé, F., Mourer-Chauviré, C., Watinne, A., 2003. La limite Oligocène-Miocène en Limagne: changements fauniques chez les mammifères, oiseaux et ostracodes des stratigraphies de Billy-Créchy (Allier, France). In: *Geobios, 3e Congrès français de différenciation*. 36, pp. 719–731. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geobios.2003.01.002>.

Icole, M., Masse, J.-P., Perinet, G., Taieb, M., 1990. Pleistocene lacustrine stromatolites, composed of calcium carbonate, fluorite, and dolomite, from Lake Natron, Tanzania: depositional and diagenetic processes and their paleoenvironmental significance. *Sediment. Geol.* 69, 139–153.

Jahner, R.J., Collins, L.B., 2013. Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shikoku, Western Australia. *Sedimentology* 60, 1071–1099. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12023>.

Jaisi, D.P., Eberl, D.D., Dong, H., Kim, J., 2011. The formation of illite from nontronite by mesophilic and thermophilic bacterial reaction. *Clay Miner.* 59, 21–33. <http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.2011.0590105>.

Jones, R.W., 1987. *Organic Facies*. In: Brooks, J., Welte, D. (Eds.), *Advances in Petroleum Geochemistry*. Academic Press, New York, pp. 1–80.

Karakaya, N., Karakaya, M.C., Temel, A., 2013. Mineralogical and chemical properties and the origin of two types of analcime in SW Ankara, Turkey. *Clay Miner.* 61, 231–257. <http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.2013.0610306>.

Kelts, K., Hsu, K.J., 1978. *Freshwater carbonate sedimentation*. In: Lerman, A. (Ed.), *Lakes*. Springer, pp. 295–323.

Koynig, G.A., Sholyk, W., Lotter, A.F., Ohlendorf, C., Sturm, M., 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake—the role of climate, vegetation, and land-use history. *J. Paleolimnol.* 30, 307–320.

Leggett, V.L., Cushman Jr., R.A., 2001. Complex caddyphid-dominated bioherms from the Eocene Green River Formation. *Sediment. Geol.* 145, 377–396. [http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00155-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00155-5).

Leggett, V.L., Biaggi, R.E., Buchheim, H.P., 2007. Palaeoenvironments associated with caddyphid-dominated microbial-carbonate mounds from the Tipton Shale Member of the Green River Formation: Eocene Lake Gosüite. *Sedimentology* 54, 661–699. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00854.x>.

Mackey, R.J., Wiggin, G.B., 1979. Ecological diversity in *Trichoptera*. *Annu. Rev. Entomol.* 24, 185–208. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.en.24.0110179.001153>.

Madsen, D.B., Rhode, D., Grayson, D.K., Broughton, J.M., Livingston, S.D., Hunt, J., Quade, J., Schmitt, D.N., Shaver, M.W., 2001. Late Quaternary environmental change in the Bonneville basin, western USA. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 167, 245–271. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00240-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00240-6).

Marcé, R., Obrador, B., Morgu, J.-A., Lluís Riera, J., López, P., Armengol, J., 2015. Carbonate weathering as a driver of CO₂ supersaturation in lakes. *Nat. Geosci.* 8, 107–111. <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo2341>.

McLachlan, A.J., McLachlan, A.J., 1979. The aquatic environment: I. Chemical and physical characteristics of Lake Chilwa. In: Kalk, M., Howard-Williams, C. (Eds.), *Lake Chilwa*. Monographie Biologica. vol. 35 Springer, Dordrecht.

Mees, F., Stoops, G., Van Ranst, E., Paeppe, R., Van Overloop, E., 2005. The nature of zeolite occurrences in deposits of the Olduvai Basin, northern Tanzania. *Clay Clay Miner.* 53, 659–673. <http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.2005.0530612>.

Mello, M.R., De Azambuja Filho, N.C., Bender, A.A., Barbanti, S.M., Mohriak, W., Schmitt, P., De Jesus, C.L.C., 2012. The Namibian and Brazilian southern South Atlantic petroleum systems: are they comparable analogues? *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 369, 249–266. <http://dx.doi.org/10.1144/SP369.18>.

Merte, O., Michon, L., Camus, G., de Goer, A., 1998. Extension ligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif Central. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169, 615–626.

Michon, L., 2000. Dynamique de l'extension continentale: application au Rift Euro-Éuropéen par l'étude de la province du Massif Central. PhD Thesis. Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II (266 pp).

Michon, L., Merte, O., 2001. The evolution of the Massif Central Rift: spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 201–211. <http://dx.doi.org/10.2113/172.2.201>.

Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of 679 Clay Minerals. Oxford University Press, New York.

Morange, A., Hertzler, F., Villemain, J., 1971. Contribution de l'exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne, dans le Massif Central. In: Jung, J. (Ed.), *Géologie, Géomorphologie et Structure Profonde Du Massif Central*. Symp. Clermont-Ferrand, pp. 295–308.

Muniz, M.C., Bosence, D.W.J., 2015. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (off-shore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 418, 221–242. <http://dx.doi.org/10.1144/SP418.10>.

Noël, D., Busson, G., Corné, A., 1993a. Importance et signification des coccolithophorées dans des dépôts lagunaires de l'Oligocène inférieur (Stampien-Rupélien) de Brunon. *Rev. Micropaléontol.* 36, 29–43.

Noël, D., Busson, G., Corné, A., Mangin, A.-M., 1993b. Les coccolithophorées fossiles ne peuvent pas être considérées comme caractéristiques du seul environnement océanique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 164, 493–502.

Péligot, P.E., 1986. A 40-million-year lake record of early Mesozoic orbital climatic forcing. *Science* 224, 842–848.

Owen, R.A., Owen, R.B., Renaut, R.W., Scott, J.J., Jones, B., Ashley, G.M., 2008. Mineralogy and origin of rhizoliths on the margins of saline, alkaline Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sediment. Geol.* 203, 143–163. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.11.007>.

Pedone, V.A., Norgauer, C.H., 2002. Petrology and Geochemistry of Recent Oxids From the Great Salt Lake, Utah, in Great Salt Lake—An Overview of Change. Utah Department of Natural Resources Special Publication, Salt Lake City, UT, pp. 33–41.

Pelletier, H., 1972. Notes géologiques sur la Limagne. *Revue des Sciences Naturl.* pp. 33–41.

Petschick, R., 2000. MacDiff 4.2. 2. Powder Diffraction Software. Available from the author at <http://www.geol.uni-erlangen.de/html/software/Macdiff.html>.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 2012. Sand and Sandstone. Springer-Verlag, Berlin (618 pp).

Picard, M.D., High, L.R., 1981. Physical stratigraphy of ancient lacustrine deposits. *SEPM Spec. Publ.* 233–259.

Pietras, J.T., Carroll, A.R., 2006. High-resolution stratigraphy of an underfilled lake basin: Wilkins Peak member, Eocene Green River Formation, Wyoming, USA. *J. Sediment. Res.* 76, 1197–1214.

Platt, N.H., Wright, V.P., 1991. Lacustrine carbonates: facies, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: Anadón, P., Cabrera, L., Kels, K. (Eds.), *Lacustrine Facies Analysis*. International Association of Sedimentologists/Blackwell Scientific, Oxford, pp. 57–74 Special Publications.

Quessel, F., Dupuis, C., Yans, J., Ricordel-Prognon, C., Rad, S., Storme, J.-Y., Barbier, F., Roche, E., Bourdillon, C., Smith, T., Lucchini, P., 2009. Reconstructing the Late Palaeocene-Early Eocene continental palaeoenvironment in and around the Paris and adjacent basins: new insights for palaeogeographic, geodynamic and climatic studies. *GNS Misc. Ser.* 18, 102–106.

Reis, O.M., 1908. Kalkovsky: Über Oolith und Stromatolith im norddeutschen Bunsandstein. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 2, 114–138.

Reis, O.M., 1921. Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (Nr. XXI) der Geognostische Karte von Bayern: (1: 100.000). Piloty & Loehle.

Reis, O.M., 1926. Zusammenfassung über die im Ries südlich von Nördlingen auftretenden Süs swasserkalke und ihre Entstehung. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, Neue Folge 14, 176–190.

Rey, R., 1964. L'Oligocène et le Miocène inférieur de la Limagne Bourbonnaise. *Revue Scientifique du Bourbonnais* 56–81.

Rey, R., 1971. Biostatigraphie des bassins tertiaires du Massif Central. In: Jung, J. (Ed.), *Géologie, Géomorphologie et Structure Profonde Du Massif Central*. Symp. Clermont-Ferrand, pp. 309–330.

Riding, R., 1979. Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries crater, Upper Miocene, southern Germany. *Sedimentology* 26, 645–680.

Riding, R., 2011. In: Retiner, J., Thiel, V. (Eds.), *Microbials, stromatolites, and thrombolites*. Springer, Encyclopedia of Geobiology, pp. 635–654.

Riveline, J., Giot, D., Farjanel, G., Paquet, A., 1988. Mise en évidence de dépôts Eocène moyen (Lutétien supérieur) à la base des formations tertiaires du bassin de Moulins (Allier, France): implications tectoniques. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2* 306, 55–62.

Robinson, D., Wright, V.P., 1987. Ordered illite-smectite and kaolinite-smectite: pedogenic minerals in a Lower carboniferous paleosol sequence, South Wales. *Clay Miner.* 22 (1), 109–118.

Rouchy, J.M., Camoin, G., Casanova, J., Deconinck, J.F., 1993. The central Palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosí area) during the late Cretaceous and early Tertiary: reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, palaeoclimatic and stable isotope records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 105, 179–198. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90083-U](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(93)90083-U).

Sand-Jensen, K., 1998. Influence of submerged macrophytes on sediment composition and near-bed flow in lowland streams. *Freshw. Biol.* 39, 663–679.

Sand-Jensen, K., Pedersen, O., 1999. Velocity gradients and turbulence around macrophyte stands in streams. *Freshw. Biol.* 42, 315–328.

Scherler, L., Meneucart, B., Hird, F., Becker, D., 2013. Evolutionary history of hoarf mammals during the Oligocene-Miocene transition in Western Europe. *Swiss J. Geosci.* 106, 349–369. <https://doi.org/10.1007/s00015-013-0140-x>.

Schnurrenberger, D., Russell, J., Kells, K., 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *J. Paleolimnol.* 29, 141–154.

Schneider, J., Baudin, F., Deconinck, J.-F., 2009. Occurrence of organic-matter-rich beds in Early Cretaceous coastal evaporite settings (Dorset, UK): a link to long-term palaeoclimatic changes? *Cretac. Res.* 30, 356–366. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cretres.2008.07.014>.

Schuster, M., Nutz, A., 2017. Lacustrine wave-dominated clastic shorelines: modern to ancient littoral landforms and deposits from the Lake Turkana Basin (East African Rift System, Kenya). *J. Paleolimnol.* 1–25. <http://dx.doi.org/10.1007/s11093-017-9560-9>.

Seard, C., Camoin, G., Rouchy, J.-M., Virgone, A., 2013. Composition, structure and evolution of a lacustrine carbonate margin dominated by microbialites: case study from the Green River Formation (Eocene; Wyoming, USA). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 381–382, 128–144. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.04.023>.

Shapiro, R.S., 2000. A comment on the systematic classification of thrombolites. *PALAEONTOL.* 15, 166–169. [http://dx.doi.org/10.1669/0883-1351\(2000\)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2).

Sherlock, E.J., Lawrence, R.W., Poulin, R., 1995. On the neutralization of acid rock drainage by carbonate and silicate minerals. *Geology* 25, 43–54. <https://doi.org/10.1007/BF01061829>.

Sinistgh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics* 333, 361–400. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00202-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00202-8).

Smoot, J.P., 1983. Depositional subenvironments in an arid closed basin: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, USA. *Sedimentology* 30, 801–827. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00712.x>.

Soria, A.R., Muñoz, A., Llorens, C.L., Luzón, A., Meléndez, A., Meléndez, M.N., 2012. Climate-driven cyclicity in an Early Cretaceous synrift lacustrine series (Aguilón sub-basin, NE Spain): climate signal in a Cretaceous lacustrine synrift series. *Terra Nova* 24, 407–416. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.01080.x>.

Steenbrink, J., Hilgen, F.J., Krüggman, W., Wijbrans, J.R., Meulenkamp, J.E., 2006. Late Miocene to Early Pliocene depositional history of the intramontane Florina-Polea-Servia Basin, NW Greece: interplay between orbital forcing and tectonics. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.* 238, 151–178.

Straccia, F.G., Wilkinson, B.H., Smith, G.R., 1990. Miocene lacustrine algal reefs—southwestern Snake River Plain, Idaho. *Sediment. Geol.* 67, 7–23. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90024-N](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90024-N).

Strasser, A., 1986. Oolites in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology* 33, 711–727.

Stucki, J.W., Koska, J.E., 2006. Microbial reduction of iron in smectite. *Compt. Rendus Geosci.* 338, 468–475. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crge.2006.04.010>.

Szatmari, P., Milani, E.J., 2016. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. *Mar. Pet. Geol.* 77, 567–596.

Talbot, M.R., 1988. The origins of lacustrine oil source rocks: evidence from the lakes of tropical Africa. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 40, 29–43.

Talbot, M.R., Allen, P.A., 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd, Oxford, pp. 63–124.

Thompson, D.L., Stilwell, J.D., Hall, M., 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Res.* 28, 26–51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.005>.

Tiercelin, J.-J., Vincens, A., Barton, C.E., 1987. Le Demi-graben de Baringo-Bogoria, Rift Gregory, Kenya: 30 000 ans d'histoire hydrologique et sédimentaire. *Bulletin des*

- Centres Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 11, 249–540.
- Tiercelin, J.-J., Pflumio, C., Castrec, M., Boulogne, J., Genty, P., Rolet, J., Couesnon, C., Stetter, K.O., Huber, R., Buku, S., Mifundu, W., 1993. Hydrothermal vents in Lake Tanganyika, East African, Rift system. *Geology* 21, 499–502. [http://dx.doi.org/10.1130/0099-7613\(1993\)021](http://dx.doi.org/10.1130/0099-7613(1993)021).
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. Carbonate sedimentology. Blackwell Publishing Ltd, Oxford, UK. <http://dx.doi.org/10.1002/9781444314175>. (481pp).
- Utscher, T., Mosbrugger, V., Ashraf, A.R., 2000. Terrestrial climate evolution in north-west Germany over the last 25 million years. *PALAIOS* 15, 430–449.
- Valero Garcés, B.L., Gierlowski-Kordesch, E., 1994. Lacustrine carbonate deposition in Middle Pennsylvanian cyclothem — the Upper Freeport Formation, Appalachian Basin, USA. *J. Paleolimnol.* 11, 109–132. <https://doi.org/10.1007/BF00683273>.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A., 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *J. Sediment. Res.* 67, 378–390.
- Vennin, E., Olivier, N., Brayard, A., Bour, I., Thomazo, C., Escarguel, G., Fara, E., Bylund, K.G., Jenks, J.F., Stephen, D.A., Hofmann, R., 2015. Microbial deposits in the aftermath of the end-Permian mass extinction: a diverging case from the Mineral Mountains (Utah, USA). *Sedimentology* 62, 753–792. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12166>.
- Vennin, E., Bouton, A., Bourillot, R., Pace, A., Roche, A., Brayard, A., Thomazo, C., Virgone, A., Gaucher, E.C., Desaubiaux, G., Visscher, P.T., 2018. The Lacustrine Microbial Carbonate Factory of the Successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology* (accepted since last week).
- Wasson, M.S., Saller, A., Andres, M., Self, D., Lomando, A., 2012. Lacustrine Microbial Carbonate Facies in Core From the Lower Cretaceous Toca Formation, Block 0, Offshore Angola. (Presented at the Abstracts of the American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Conference: "Microbial Carbonate Reservoir Characterization," Houston, Texas, Search and Discovery Article N°90153).
- Wattinne, A., 2004. Evolution d'un environnement carbonaté lacustre à bioconstructions, en Limagne Bourbonnaise (Oligo-Miocène, Massif Central, France). Thesis. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris (195p).
- Wattinne, A., Vennin, E., De Wever, P., 2003. Evolution d'un environnement carbonaté lacustre à stromatolithes, par l'approche paléo-écologique (carrière de Montagu-le-Blin, bassin des Limagnes, Allier, France). *Bulletin de la Société géologique de France* 174, 243–260.
- Wattinne, A., Quesnel, F., Mèlières, F., Guillou, H., Bourdillon, C., Barbarand, J., Baele, J.-M., Yans, J., 2010. Upper Cretaceous feldspars in the Cenozoic Limagne Basin: a key argument in reconstructing the palaeocover of the Massif Central (France). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 298, 175–188. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.031>.
- Weber, M.E., Tougiannidis, N., Kleineder, M., Bertram, N., Ricken, W., Rolf, C., Reinsch, T., Antoniadis, P., 2010. Lacustrine sediments document millennial-scale climate variability in northern Greece prior to the onset of the northern hemisphere glaciation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 291, 360–370. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.007>.
- Weiner, S., Dove, P.M., 2003. An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect. *Rev. Mineral. Geochem.* 54, 1–29.
- Wiggins, G.B., 2004. Caddisflies: The Underwater Architects. University of Toronto Press.
- Wiggins, W.D., Harris, P.M., 1994. Lithofacies, depositional cycles, and stratigraphy of the lower Green River Formation, southwestern Uinta basin, Utah. In: Lomando, A.J., Schreiber, B.C., Harris, P.M. (Eds.), *Lacustrine Reservoirs and Depositional Systems*, SEPM Core Workshop, pp. 105–143.
- Winsborough, B.M., Seeler, J.S., Golubic, S., Folk, R.L., Maguire Jr, B., 1994. Recent freshwater lacustrine stromatolites, stromatolitic mats and oncoids from northeastern Mexico. In: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer, pp. 71–100.
- Wright, V.P., Barnett, A.J., 2015. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 418, 209–219. <http://dx.doi.org/10.1144/SP418.3>.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>.
- Zolitschka, B., Frances, P., Ojala, A.E., Schimmelmann, A., 2015. Varves in lake sediments—a review. *Quat. Sci. Rev.* 117, 1–41.

Partie 3 : L'apport des affleurements de Chadrat et Jussat

Cette troisième partie est consacrée à l'étude de deux affleurements se trouvant au sud du bassin, en Limagne Centrale : Chadrat et Jussat. Ces sites ont été choisis pour venir compléter l'étude des sites de Grand Gandaillat et Créchy (Partie 2). L'affleurement de Jussat est un des rares sites présentant des bioconstructions à phryganes et à *Cladophorites* en Limagne Centrale, et à l'avantage d'affleurer de manière continue sur une quarantaine de mètres. Quant à l'affleurement de Chadrat, celui-ci présente des bioconstructions avec des morphologies biostromales, uniques en Limages.

Afin de comparer l'ensemble des sites entre eux, nous avons utilisé les méthodologies présentées dans la partie 2. Nous proposons un nouveau tableau de faciès intégrant les faciès décrits précédemment et présentant les nouveaux faciès propres au secteur géographique de Chadrat et de Jussat. Certaines morphologies et compositions des bioconstructions sont similaires. Afin de guider le lecteur, les différences majeures seront présentées en gras dans les tableaux de description. Cette mise en lumière des points communs et différences nous permettra finalement, de comparer et discuter les résultats obtenus dans cette partie.

Les objectifs de cette partie sont de :

- ❖ Caractériser les morphologies et les compositions des bioconstructions et la sédimentation associée, de Limagne Centrale.
- ❖ Discuter les facteurs de contrôle affectant la sédimentation aquitanaise en comparant les dépôts de la Limagne Centrale (Jussat) et ceux de la Limagne Bourbonnaise au nord (Créchy).
- ❖ Discuter des facteurs de contrôle sur la distribution, le potentiel de préservation et les morphologies des bioconstructions, et de souligner le rôle du substrat sur le développement des bioconstructions.
- ❖ Discuter des reconstitutions paléogéographiques.

1. Introduction

L’affleurement de Jussat se trouve sur la commune de Chanonat dans le Puy de Dôme, à environ 10 km au sud de Clermont-Ferrand, à moins de 5 km au nord-est de l’affleurement de Chadrat et moins de 2 km au nord-ouest de l’affleurement de la Roche Blanche (Figure I.10). Plusieurs âges sont proposés pour cet affleurement ; Donsimoni (1975) propose un âge oligo-miocène sans trancher, Freytet (2000) indique un âge rupélien à début chattien, et la carte géologique de Clermont-Ferrand au 1/80 000^{ème} indique un âge oligocène. Cependant, la présence, à la base de la coupe, des gastéropodes *Cepaea moroguesi* (anciennement nommés *Helix arvernensis*), espèces caractéristiques du Miocène inférieur (Rey, 1971) pourrait permettre de rattacher cet affleurement à l’Aquitanien.

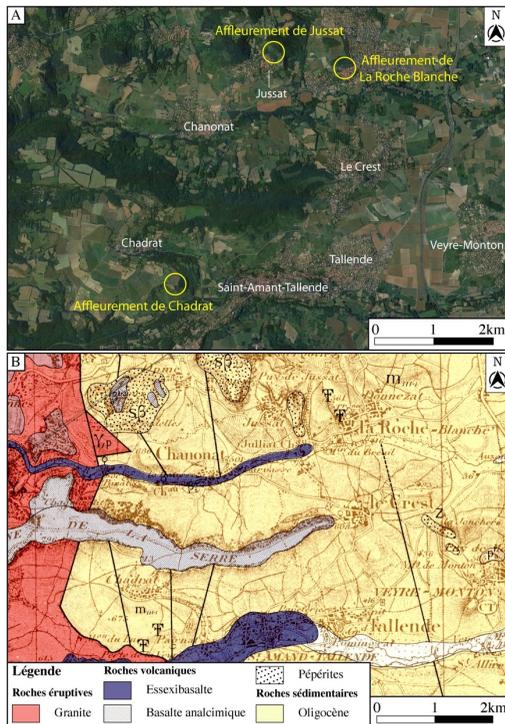


Figure I.10 : A) Image satellite présentant la zone de localisation des affleurements de Chadrat, Jussat et la Roche Blanche. L’image satellite provient de Google Earth (26/06/2018) © 2019 Maxar Technologies. 45°40’44’’N, 3°6’6’’E ; B) Extrait de la carte géologique au 1/80 000^{ème} de Clermont Ferrand correspondant à la même zone que (A).

L'affleurement de Chadrat se trouve à proximité du village de Chadrat, sur la commune de Saint-Saturnin dans le Puy de Dôme. L'affleurement se trouve à 12 km au sud de Clermont-Ferrand, à proximité des affleurements de Jussat et de la Roche Blanche (Figure I.10). Cet affleurement est remarquable et unique par les morphologies tabulaires des bioconstructions. Cependant, nous n'avons trouvé que de rares mentions de ce site dans la littérature concernant les bioconstructions, à l'exception de Freytet (1998) qui y détermine l'holotype de *Broutinella ramulosa*, une des algues participant à l'édification des bioconstructions et de Donsimoni (1975) qui le décrit comme un édifice tabulaire composé d'« encroûtements en trottoirs continus » résultant de la formation d'un barrage naturel. La principale difficulté repose sur l'absence d'éléments de datation nous permettant d'attribuer un âge à ce site. La carte géologique au 1/80 000^{ème} indique un âge oligocène (Figure I.10) et Freytet (1998) attribue un âge oligocène à *Broutinella ramulosa*.

2. Matériel et méthodes

Les observations géologiques et échantillonnages ont été effectués durant plusieurs campagnes de terrain entre 2015 et 2019. L'affleurement de Jussat a été visité du 12 au 14 janvier 2018 dans le cadre des travaux de Master 1 de Baptiste Meyer (2017-2018). Une coupe synthétique de 43 m a été levée (Figure I.11) et 86 échantillons ont été prélevés. L'affleurement de Chadrat a été étudié en janvier 2015 dans le cadre de mes travaux de Master 1 (2014-2015). Une coupe synthétique de 5,10 m (Figure I.12) a été levée et 22 échantillons ont été prélevés.

Des analyses pétrographiques ont été effectuées (1) à méso-échelle, sur les échantillons sciés et polis, ce qui permet de mieux appréhender la morphologie, les surfaces remarquables et l'organisation interne des structures ; et (2) à micro-échelle, par l'étude de 35 lames minces pour Jussat et 26 lames minces pour Chadrat. Des analyses minéralogiques par diffraction des rayons X, effectuées au Laboratoire Biogéosciences à l'Université de Bourgogne, sont venues compléter les données sur les deux sites.

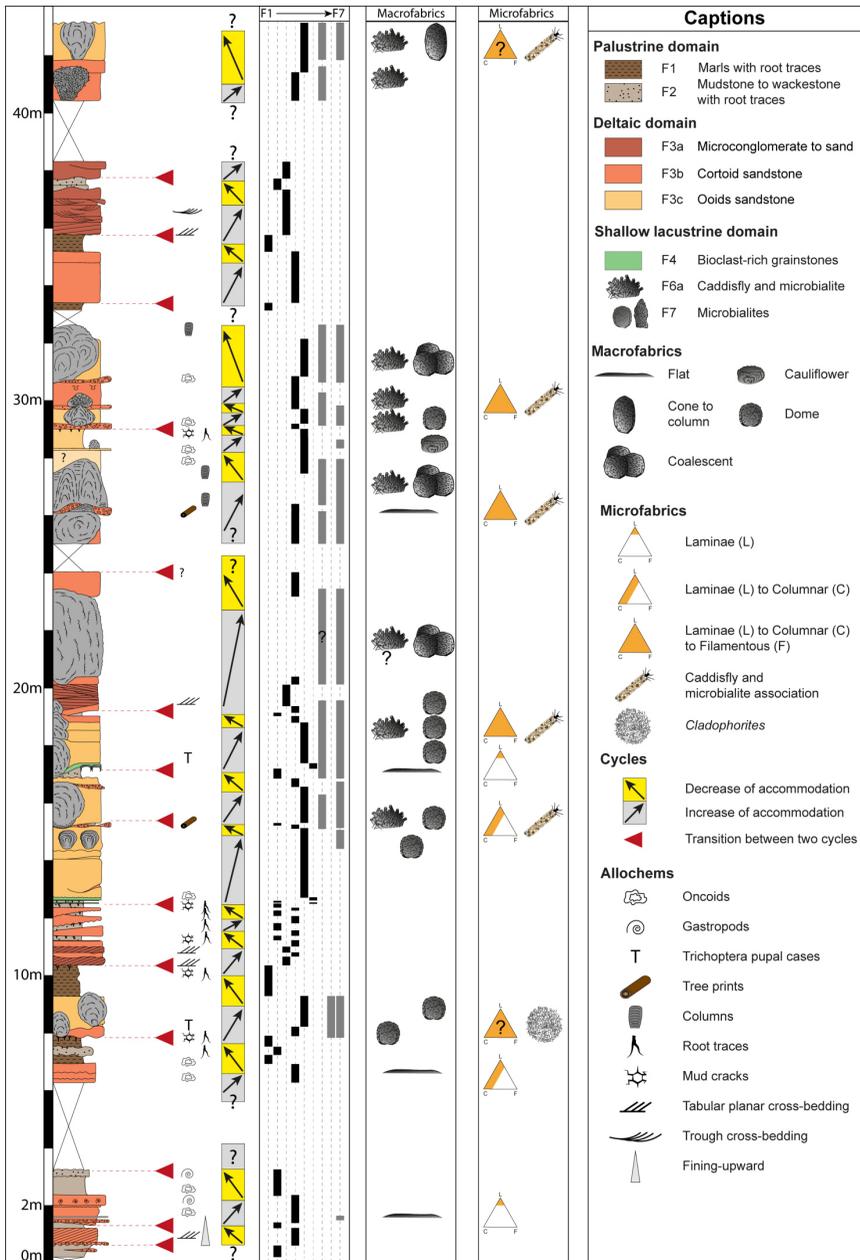


Figure I.11 : Coupe synthétique de l'affleurement de Jussat présentant la distribution verticale des faciès, des cycles (gris et jaune, leur limite est indiquée par les flèches rouges), des macro- et micro-fabriques des bioconstructions.

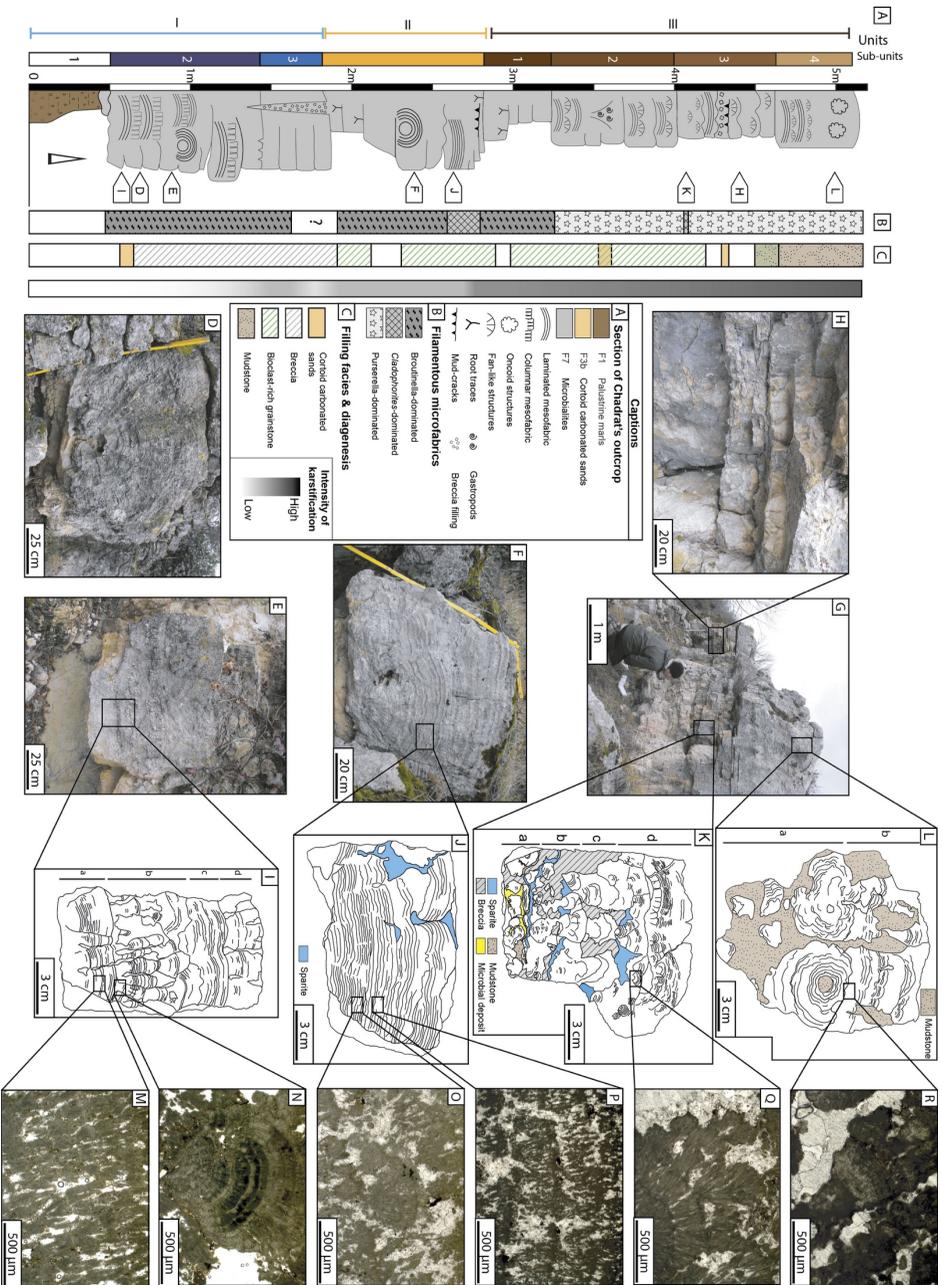


Figure I.12 (ci-contre): A) Coupe synthétique de l’affleurement de Chadrat avec positionnement des macrostructures ; B) Distribution verticale des microfabriques filamenteuses ; C) Distribution verticale des faciès de remplissage de poches karstiques et paléosols ; D) Macrofabrique tabulaire de l’unité I montrant un encroûtement d’un substrat (tronc d’arbre) ; (E) Macrofabrique tabulaire et domale de l’unité I ; F) Macrofabrique tabulaire de l’unité II ; G) Illustration de l’unité III ; H) Structure tabulaire laminée puis en éventail ; I) Alternance de mésofabriques laminées et colonnaires ; J) Mésofabrique laminée ; (K) Mésofabriques laminées et en colonnes ; L) Structure oncoïdale dans matrice mudstone ; M à R) Détails des microfabriques filamenteuses, identifiées d’après Freydet (2000) ; M) *Broutinella ramulosa* ; N) *Broutinella arvensensis* ; O) *Cladophorites incrustata* ; P) *Verrucchiella concinna* ; Q) *Purserella gracilis* ; R) *Plaziatella colleniaeformis*.

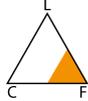
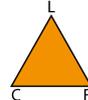
Comme précédemment définis dans la partie 2, les critères des environnements de dépôt sont définis en fonction de la classification des différents faciès basée sur la texture, la nature des grains et des structures sédimentaires. Concernant les environnements de dépôts, la ligne de rivage est utilisée pour signifier la limite entre le domaine lacustre et le domaine palustre. La position de la ligne de rivage fluctue fréquemment et rapidement, ce qui rend les systèmes lacustres et palustres particulièrement sensibles aux moindres changements induits par la tectonique et/ou le climat (e.g. ; Tucker et Wright, 1990). La zone palustre correspond aux terres émergées le long des rives du lac. Cette zone est dominée par une sédimentation fine impactée par des processus pédogénétiques et des expositions subaériennes (Alonso-Zarza et Wright, 2010). La zone lacustre s’étend de la ligne de rivage au dépocentre et, est immergée (Alonso-Zarza et Wright, 2010). La nature de la sédimentation lacustre est très variable ; elle peut être fine à grossière, carbonatée à siliciclastique, en fonction de sa position dans le lac, des contextes climatique et tectonique (Caroll et Bohacs, 1999). La zone deltaïque correspond à une zone de transition où une rivière entre en contact un plan d’eau. La sédimentation de cette zone peut donc enregistrer, à la fois, des processus fluviaux et lacustres. Cette zone est caractérisée par des chenaux éphémères ou encore par des rivières pérennes (Schuster et Nutz, 2018). La description des structures microbiennes est définie suivant les échelles d’étude proposée par Shapiro (2000).

3. Composition des bioconstructions

3.1. Fabriques des bioconstructions

Cinq morphologies ont été identifiées et sont considérées comme les principales macrofabriques réparties sur les sites de Jussat et Chadrat : (1) plane ; (2) en chou-fleur ; (3) dômes ; (4) cônes/en colonnes ; (5) coalescentes (Tableau I.1). Certaines de ces morphologies sont similaires à celles décrites à Grand Gandaillat et Créchy, dans la partie 2, celles présentant des différences sont mises en évidence en gras dans le Tableau I.1.

La macrofabrique plane (1) (*flat*) est composée de dépôts microbiens présentant des couches planes à ondulées de quelques millimètres à plusieurs centimètres d'épaisseur s'étendant latéralement sur plusieurs mètres (Figure I.12.D, E, F, H ; I.13.A & B). La macrofabrique plane épouse la forme du substrat qu'elle recouvre, tels que des troncs d'arbres (Figure I.12.D) ou de niveaux composés d'autres faciès (e.g., mudstone à wackestone à trace de racine (F2 ; Figure I.13.A & B) ou microbialites (F7 ; Figure I.12.D, E, F, H). Les macrofabriques planes sont soit isolées (*uni-layered* ; Figure I.13.A, B), soit se superposent les unes sur les autres (*pluri-layered*) jusqu'à former des structures biostromales (Figure I.12.A). Ces structures planes montrent deux types de mésosfabriques : laminées ou en colonnes (Figure I.12.I, J, K). Les mésosfabriques laminées sont constituées par une alternance de lamines millimétriques calcitiques (Figure I.12.J). Les mésosfabriques colonnaires présentent de petites colonnes de 1 à 2 cm de large, de quelques centimètres de haut (Figure I.12.I, K). Les macrofabriques en chou-fleur (2) forment des structures isolées d'environ 30 cm de hauteur et 60 cm de large, espacées de plusieurs décimètres à plusieurs mètres (Figure I.13.D). Les structures internes sont très altérées et non identifiables. Les dômes (3) ont une hauteur et de largeur métriques (Figure I.13.E & G). Ils sont isolés les uns des autres, mais peuvent se superposer pour former des structures de plusieurs mètres de haut (Figure I.14). Les cônes et colonnes (4) forment des structures cylindriques verticalement allongées pouvant prendre une forme de cône, de colonne ou d'ampoule (Figure I.13.H). Ces structures peuvent atteindre jusqu'à 3 m de hauteur et 2 m de largeur. Les macrofabriques coalescentes (5) forment les structures les plus imposantes, atteignant 3,40 m et plusieurs mètres de large. Elles résultent de la coalescence de plusieurs dômes ou colonnes, formant des structures biohermales (Figure I.14). Les dernières macrofabriques en dômes (3), en cônes à colonnes (4), coalescentes (5) présentent des caractéristiques similaires : d'une part, ces structures se développent toujours sur le même niveau (Figure I.14), d'autre part, elles affichent une surface lisse et/ou rugueuse. Enfin, toutes ses structures présentent un cœur composé de bioaccumulations à fourreaux de phryganes ou plus rarement de boundstones à *Cladophorites*. Les structures microbiennes recouvrant ce cœur présentent des mésosfabriques laminées (Figure I.13.F).

Types of deposits		Key	Morphology features	Surface	Dimensions	Lateral arrangement	Substratum	Mesofabrics	Microfabrics	Sites
								Morphologies	Association	
(1) Flat	Uni-layered		Planar to wavy beds	Lumpy, warty	Thickness: from 0.5 to 10 cm	Pluri-m lateral extension; isolated, molding the underlying substrate	Marls and mudstone to wackestone with root traces (F1; F2); Cortoid sandstones (F3b) or Microbialites (F7)	Laminated		Jussat
	Pluri-layered			Warty to bulbous	Thickness: cm, stacking in each other until to form biostromal structures	Pluri-m lateral extension; stacking on each other molding the underlying substrate		Laminated to columnar		Jussat; Chadrat
(2) Cauliflower-like		Spheroids with irregular and blistered surface; isolated bioconstructions	Lumpy to warty	Height: ≈30 cm; Diameter: ≈60 cm.	Spaced from a few dm to a few m.	Ooid sandstone (F3c)	Structureless (?)		Jussat	
(3) Domes		Domes composed of an insect-rich core and pluri-cm microbial layers	Smooth to bulbous	Height: 1 m to 2 m; Width: up to 2 m	Spaced from a few cm to a few m.	Cortoid sandstone (F3b) or bioclast-rich calcarenites (F4)	Domes: Core: caddisfly pupal case cluster or Cladophorites boundstone; Layers: Laminated		Jussat	
(4) Cones to columns		Cones to columns composed of an insect-rich core and pluri-cm microbial layers		Height: 1 m to 3 m; Width: up to 0.5 m to 2 m						Cone and column: Core: caddisfly pupal case cluster or Cladophorites boundstone (?); Layers: Laminated
(5) Coalescent		Domes, columns composed of an insect-rich core and pluri-cm microbial layers and stacked flat		Height: 1 m to 2 m; Diameter: 1 m to 2 m	Fused m-domes or columns, sometimes stacking in each other forming biohermal structures reaching: (up to 3.4 m height and pluri-m in diameter)	Cortoid sandstones (F3b)	Stacked flat: Laminated to columnar	 Coated-caddisflies		

* L: Laminated; C: Columnar; F: Filamentous

Tableau I.1 : Tableau décrivant les différentes échelles des fabriques (macro-, méso- et micro-) des bioconstructions de Jussat et Chadrat ; en gras sont indiquées les structures qui diffèrent de celles décrites dans la partie 2.

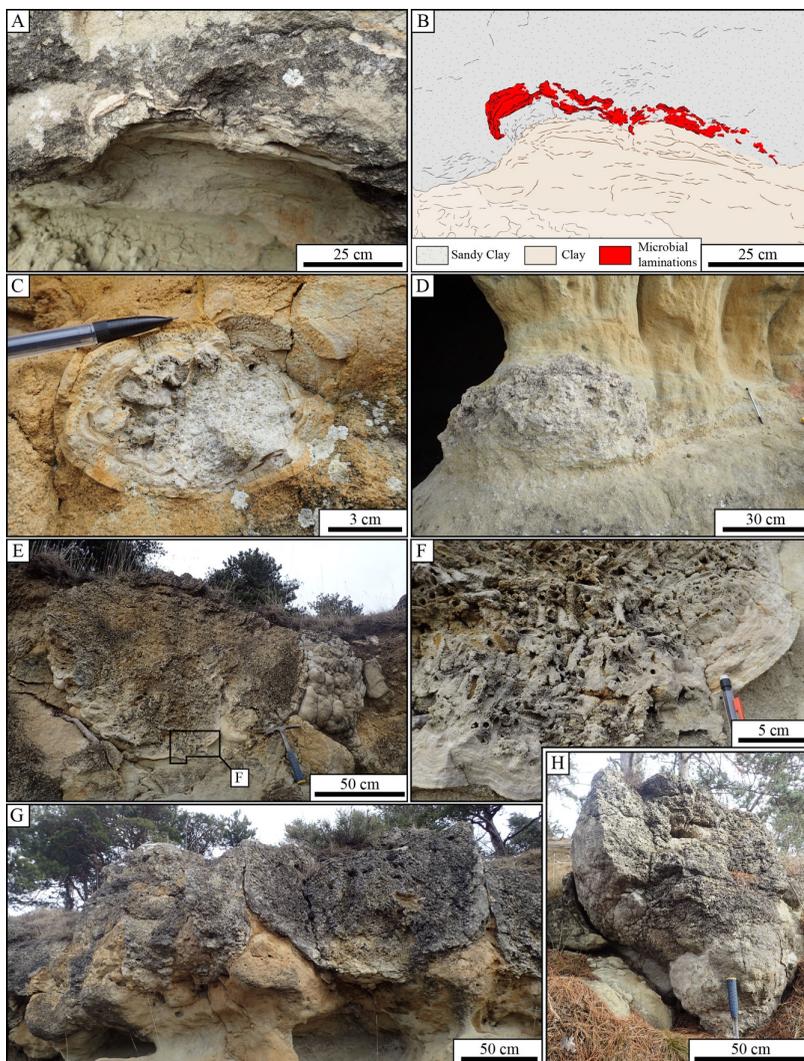


Figure I.13 : Illustration des bioconstructions à microbes et métazoaires de Jussat. A) Photographie et B) dessin des dépôts microbiens plans se développant sur un faciès mudstone à wackestone à traces de racines et couvert par des grainstones à bioclastes ; C) Structure oncoidale composée d'un nucléus de grès carbonaté (F3b ?) ; D) Bioconstruction en chou-fleur ; E) Dômes présentant un cœur à accumulation de phrygane ; F) Détails un dôme montrant une bioaccumulation à phrygane couverte par des dépôts microbiens laminés ; G) Dômes coalescents ; H) Bioconstructions colonnaires présentant une morphologie en ampoule.

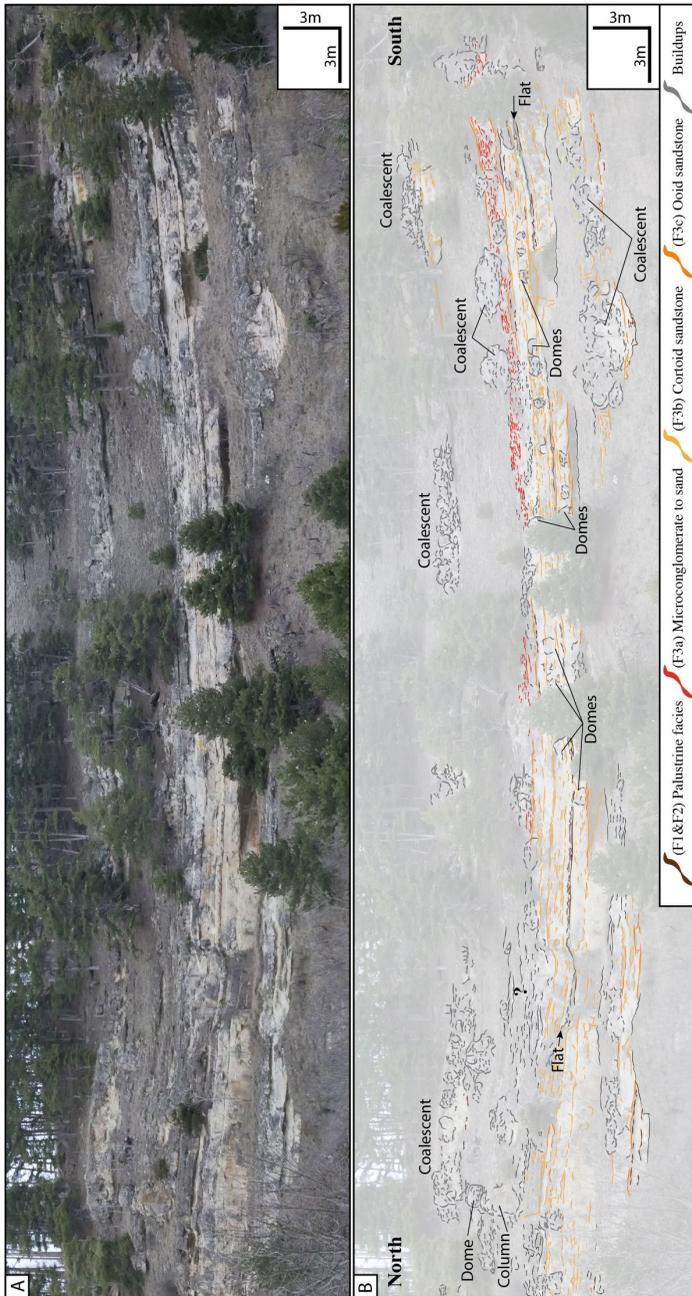


Figure I.14 : A) Photographie ; B) Dessin du panorama de l'affleurement de Jussat.

Ces macrofabriques et mésofabriques sont composées de quatre microfabriques identifiées en lames minces qui ont été décrites dans la partie 2 (Table 2). Les microfabriques sont : (1) les phryganes encroûtées (Figure I.15.A), (2) laminées (Figure I.15.B), (3) colonnaires (Figure I.15.C & D) et (4) filamenteuses (Figure I.15.E & F). Chacune des macrofabriques est composée d'une association différente de microfabrique (Tableau I.1). Les macrofabriques planes *uni-layered* présentent des microfabriques laminées à colonnaires. Alors que les macrofabriques planes *pluri-layered* montrent des microfabriques filamenteuses avec des morphologies diversifiées (Figure I.12.M, N, O, P, Q, R). Celles-ci ont été identifiées comme des algues vertes par Freytet (2000) mais leur origine peut être discutée (voir discussion ci-après). Ces structures alternent, quelques fois, avec de microfabriques laminées micritiques. Les macrofabriques en chou-fleur présentent des microfabriques micritiques laminées et en colonnes, ces microfabriques sont fortement altérées. Les structures en dômes, en cônes, en colonnes et coalescentes affichent l'ensemble des microfabriques présentées ci-dessus. Le cœur de ces structures est composé soit d'une accumulation à phryganes ou de *Cladophorites* sans que ces deux faciès ne soient jamais associés. Les *Cladophorites* présentent des microfabriques filamenteuses, encroûtées par des microfabriques laminées planes cimentées (Figure I.15.E). Bien qu'absente à Créchy, des observations ponctuelles et les travaux de Wattinne (2004) et Donsimoni (1975) ont permis l'identification de *Cladophorites* dans d'autres carrières de Limagne Bourbonnaise (Montaigu-le-Blin ; Gondailly ; Chavroches ; Poncenat).

3.2. Spécificité des bioconstructions de Chadrat et Jussat

Les bioconstructions des affleurements de Jussat et Chadrat diffèrent en termes de morphologies et de compositions. L'affleurement de Chadrat présente des macrofabriques planes, se superposant les unes sur les autres (*pluri-layers*), à mésofabriques laminées et en colonnes, formant des biostromes atteignant 5,10 m de haut et s'étendant sur plusieurs mètres de longueur (Figure I.12). Les microfabriques sont essentiellement filamenteuses et affichent une grande diversité des morphologies (Figure I.12.M, N, O, P, Q, R). L'affleurement de Jussat présente l'ensemble des macro- et microfabriques décrites précédemment (Figures I.13 & I.14). Dans la carrière, les macrofabriques, présentes sur un même horizon, correspondent toujours au même type de macrofabriques (Figure I.14). Les différentes macrofabriques reposent, majoritairement, sur un horizon composé de grès cortiqués (F3a) et sont emballées dans des grès ooidisés (F3b).

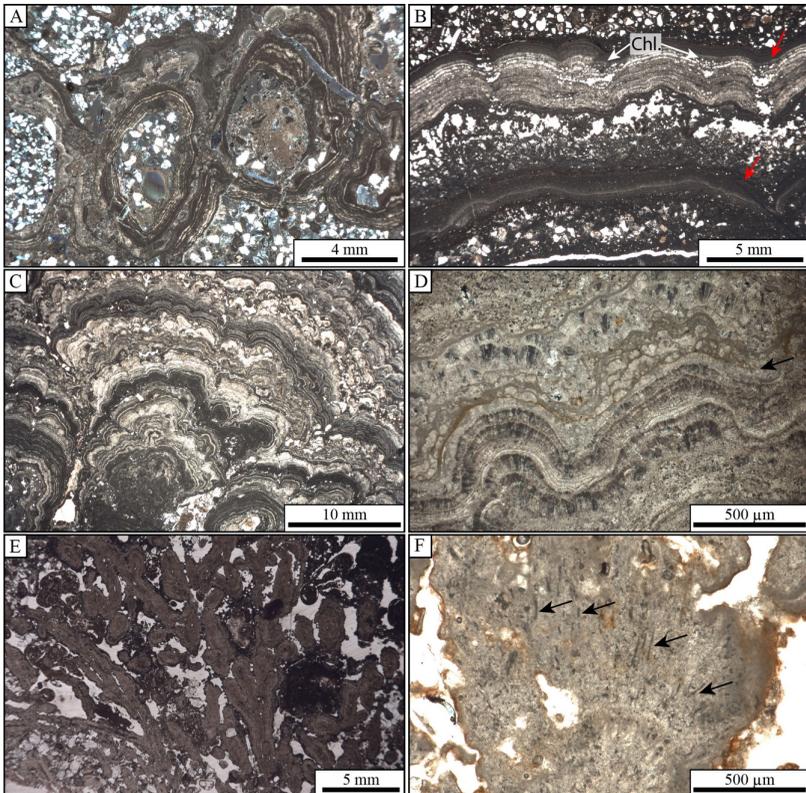


Figure I.15 : Illustration des microfabriques des bioconstructions de Jussat en lames minces. A) Coupe transversale de fourreaux de phrygane composés de péloïdes et de grains de quartz ; B) Deux lamines planes (flèches rouges) présentant des microfabriques laminées cimentées et micritiques avec structures rondes assimilées aux *Chlorellopsis* (flèches blanches) ; C) Microfabriques colonnaires ; D) Alternance de microfabriques laminées et colonnaires séparées par une surface de dissolution (flèche noire) ; E) Microfabriques filamenteuses encrustées par des microfabriques planes du faciès boundstones à *Cladophorites* ; F) Microfabriques filamenteuses présentant des moules de filaments (flèches noires).

Domain	Facies	Sub-facies	Main components	Secondary components	Sedimentary structures/stratal organization	Matrix	Preservation/diagenesis	Depositional environment	
Palustrine	F1	Muds with root traces	Greenish clay assemblage (illite pure to smectite and illite, sometimes kaolinite).	Angular quartz (<63 µm to mm), oncoids.	Mud-crack and primary pedogenesis (root traces).	-	Strong pedogenic processes.	Bank to soil environment (intensive pedogenesis and subaerial exposure).	
	F2	Mudstone to wackestone with root traces	-	Carbonate mud.	Angular, moderate sorted quartz grains (20 µm to 1 mm), isolated valves of ostracods (300 to 800 µm), gastropods (≈mm), microbial fragments (≈mm).	Mud-crack and primary pedogenesis (glaubeules, root traces).			Micrite
Deltaic	F3a	Microconglomerate to sand	-	Angular to sub-angular quartz grains (100 µm to pluri-cm), poorly to moderate sorted.	Extraclasts (angular quartzite fragments and rounded volcanic grains; mm), feldspars (100 µm to mm), peloids (50 to 500 µm), gastropods (≈ 500 µm).	Planar tabular and trough cross bedding, erosion base channels, primary pedogenesis (root traces).	Dolomite-dominated	Low pedogenic processes.	Proximal deltaic with channels.
	F3b	Sandstone	Cortoid	Cortoid grains: angular and subangular and poorly sorted quartz grains; (<63 µm to >cm), gastropods (500 µm to 1 mm), ostracods (500 µm to 1 mm), feldspars (100 µm to 1 mm).	Peloids (50 to 500 µm), isolated valves of ostracods (500 µm to 1 mm), feldspars (100 µm to 1 mm), microbial fragments (≈mm to cm), extraclasts (2.5 mm to 5 mm; rounded volcanic grains and angular quartzite fragments), gastropods (500 µm to 1 mm), ooids (200 to 400 µm). Coarse elements: gastropods: <i>Cepaea Maroquesi</i> (≈ 2 cm in diameter) and wood fragments (cm to m).	Erosive base, planar tabular crossbedding, large lenticular bedding, bioturbations, primary pedogenesis (root traces).	Micrite to sparite	Low pedogenic processes.	Deltaic proximal.
	F3c		Ooid	Ooid grains (angular and subangular and poorly sorted quartz grains, <63 µm to >1 mm).	Oncoids (cm in diameter), cortoid grains, peloids (50 to 600µm), gastropods (≈500 µm to 1 mm), isolated valves of ostracods (≈400 to 1 mm), extraclasts (quartzite ; 500 µm to 2 mm and volcanic grains; 500 µm to 8 mm), ooids (200 to 400 µm).	Erosive base, planar bedding.	Micrite.	-	Deltaic distal.
Shallow lacustrine	F4	Bioclast-rich grainstones	-	Gastropods and ostracods valves (isolated or complete; 300 to 800 µm in length).	Cortoid to ooid grains composed of angular and poorly sorted quartz grains (40 to 900 µm), other gastropods (≈mm), peloids (100 to 700 µm), microbial fragments (mm to cm), extraclasts.	Erosive base.	Micrite to sparite	-	High energy near-shoreline environment.
	F6a	Caddisfly and microbialites	-	Caddisfly pupal cases (6 mm in diameter; ≈2,5 cm in length) encrusted by micritic microbial laminae.	Pupal cases composed of coarse sand-size grains (600 µm to 1 mm); quartz, lithic fragments, peloids, ostracods, gastropods.	Caddisfly pupal cases clusters evolving to pluri-dm domal structures.	-	-	Near-shore to shallow lacustrine environment.
	F6b	Cladophorites Boundstone	-	Cladophorites (1 to 7 cm length; 0.3 to 2 cm in diameter) with hollow core (50 to 90 µm) with a filamentous microfabric, encrusted by cemented microbial laminae.	-	Core of pluri-dm domal structures.	-	-	Very shallow to shallow lacustrine environment
	F7	Microbialite	-	Microbialites with different macrofabrics: flat, cauliflower, domal, columns or coalescent with different mesofabrics: laminated to columnar; and composed of association of three microfabrics: laminated, columnar and filamentous. (See table 1.1 for details)	<i>Chloroclopsis</i> -like (70 to 130 µm in diameter), ostracods, oncoids, peloids, volcanic grains, wood fragments.	Flat form extended bed, stacking on each other; cauliflower, domes and columns growth on the same layers spaced of few; coalescent columns form biohermal megastructures. Primary pedogenesis (glaubeules and root traces).	-	Numerous internal dissolution surfaces and karstic cavities, filled by others subaqueous facies (F3a, b, c or F4). Strong to low pedogenic processes.	

Tableau 1.2 : Tableau de faciès et environnements de dépôt ; les nouveaux faciès sont indiqués en gras.

4. Environnement de dépôts

9 faciès (F1 à F7), correspondant à des bioconstructions à microbes et métazoaires et la sédimentation environnante, sont décrits en détail dans le Tableau I.2. Ces faciès sont distribués le long d'un modèle de dépôt présentant des domaines palustres à lacustres et sont répartis en 3 domaines : (1) palustre, (2) deltaïque et (3) lacustre peu profond.

4.1. Domaine palustre

Ce domaine est caractérisé par les faciès de marnes à traces de racines (F1), de mudstone à wackestone à traces de racines (F2), ces deux faciès sont similaires aux F1 et F2 (*Marls and mudstone with root traces*) décrits dans la partie 2. Ces faciès sont caractérisés par les traces de racines et/ou de dessiccation (Figure I.16.A & B). Les marnes à traces de racines (F1) se présentent sous forme de bancs fins se délitant en plaquettes (Figure I.16.A). Elles sont formées par un assemblage argileux dominé par l'illite. Celle-ci se présente soit pure, soit associée à des interstratifiés illite-smectite. Localement, la kaolinite vient compléter l'assemblage, comme c'est le cas à Chadrat. Le faciès mudstone à wackestone à traces de racines (F2) se présente sous forme de bancs indurés (Figure I.16.B & C). Ces faciès contiennent quelques grains de quartz anguleux (<1 mm) et quelques rares oncoïdes.

Interprétation :

La faible teneur en éléments exogènes (quartz, bioclastes, oncoïdes) et la teneur importante en matrice fine (micritique et argileuse) suggèrent un environnement de dépôt à très faible énergie. Des épisodes d'émersion prolongés permettent le développement de figures de dessiccation ou de pédogenèse, signifiées par les nombreuses traces de racines et glaebules (Flügel, 2004). Ces deux faciès sont considérés comme appartenant à un environnement palustre régulièrement soumis à des épisodes d'inondation et d'assèchement conduisant à des processus de remplacement de la smectite par l'illite (voir Partie 2, paragraphe 5.1).

4.2. Domaine deltaïque

4.2.1. Domaine deltaïque proximal

Ce domaine est composé par le faciès à sables microconglomératiques (F3a). Ce faciès est organisé en bancs centimétriques à décimétriques, présentant la plupart du temps, des

stratifications obliques ou en auges (Figure I.16.D & E). Ce faciès est principalement composé de grains de quartz anguleux présentant une granulométrie allant de 100 μm à plusieurs centimètres. Ceux-ci sont associés à des extraclastes (principalement, des fragments de quartzite et grains volcaniques), des feldspaths, des péloïdes et des gastéropodes, englobés dans une matrice composée de dolomites euhédrales micro-métriques (Figure I.16.F).

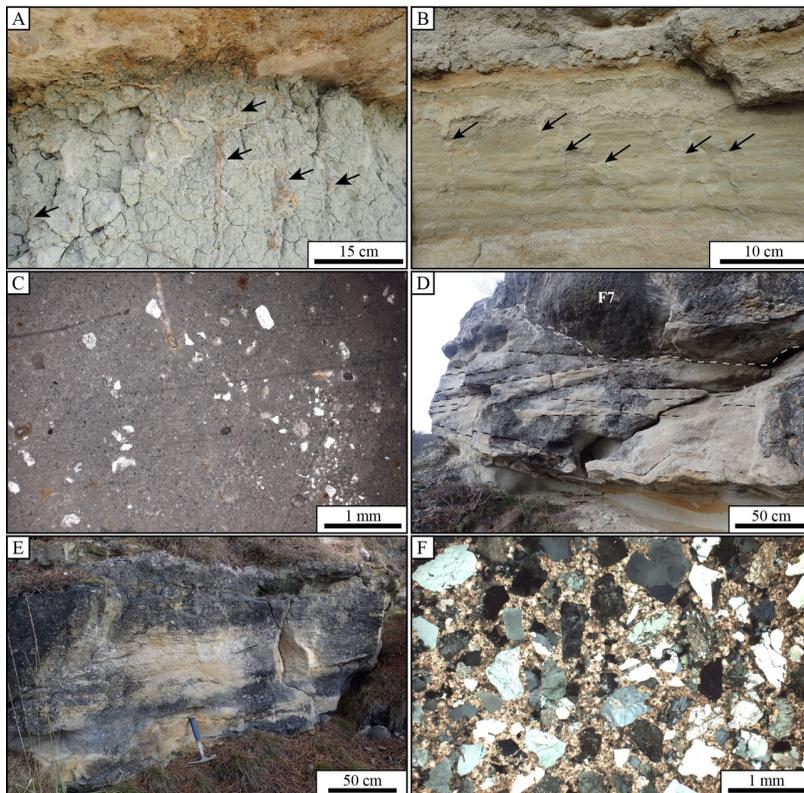


Figure I.16 : Illustration des faciès palustres et deltaïques proximaux. A) Marnes à traces de racines (flèches noires) ; B) Mudstone à wackestone à traces de racines (flèches noires) ; C) Vue en lame mince de mudstone à wackestone à traces de racines ; D) Sables microconglomératiques présentant des lamines obliques ; E) Sables microconglomératiques présentant des lamines en auges ; F) Vue en lame mince de sables microconglomératiques à matrice dolomitique.

Interprétation :

La forme angulaire et le mauvais tri des grains de quartz du faciès F3a indiquent un faible transport depuis la zone source (MacLaren et Bowles, 1985). Les bancs lenticulaires, les grains grossiers et les sables conglomératiques sont interprétés comme des dépôts fluviaux de haute énergie (e.g. ; Platt et Wright, 1991 ; Mtelega *et al.*, 2016). De plus, les stratifications obliques et tangentielles ainsi que les bases érosives suggèrent des courants de forte énergie (e.g., Yemane *et al.*, 1989 ; Olariu et Bhattacharya, 2006 ; Zhu *et al.*, 2017). Ces caractéristiques sont observées dans des environnements anciens de dépôts de plaines deltaïques (chenaux distributaires ; Olariu et Bhattacharya, 2006 ; Zhu *et al.*, 2017), d'environnements lacustres marginaux (Yemane *et al.*, 1989 ; Platt et Wright, 1991) ou dans des chenaux fluviaux éphémères (Scherer *et al.*, 2007).

4.2.2. Domaine deltaïque lacustre

Le domaine lacustre deltaïque est dominé par des faciès composés de grès carbonatés sous-divisé en deux sous-faciès : les grès cortiqués (F3a) et oïdisés (F3b). Le faciès F3a s'organise en bancs tabulaires ou lenticulaires d'épaisseur centimétrique à décimétriques marqués par une base érosive et parfois des litages plans. Ce faciès est caractérisé par des grains cortiqués c'est-à-dire qu'ils sont enveloppés par une fine frange micritique (Figure I.17.A ; Flügel, 2004, p.100 ; Woods, 2013). Ces grains sont majoritairement des grains de quartz anguleux et mal triés, mais il peut également s'agir de gastéropodes, de valves d'ostracodes ou de feldspaths. Ces grains cortiqués sont associés à des fragments microbiens, des extraclastes, des oïdes, dans une matrice micritique à sparitique. Ils sont également associés à des fragments de bois et des gastéropodes *Cepaea moroguesi* (Figure I.17.B). Ce faciès est le plus souvent situé à la base des bioconstructions. Des bioturbations présentant des traits similaires à l'ichnotaxon *Egbellichmus jordidegiberti* igen. et isp. nov. (Figure I.17.C ; Hyžný *et al.*, 2015) sont observées dans ce faciès. Ce dernier est caractérisé par un système complexe de terriers présentant des parties cylindriques rondes et des tunnels créant des boucles ou des coudes d'un angle approximatif de 90°. Le faciès F3b compose des bancs épais et massifs, montrant peu de structures sédimentaires. Ce faciès vient en latéral aux bioconstructions (Figure I.17.D). Ce faciès est caractérisé par des grains oïdisés, c'est-à-dire des grains enveloppés par des lamines régulières formant un cortex concentrique (Figure I.17.E ; Flügel, 2004 ; Pedone et Norgauer, 2002). Les grains oïdisés décrits ici possèdent un cortex concentrique (ou tangentiel ; Flügel, 2004). Les nucléus sont principalement des grains de quartz possédant une granulométrie de sables grossiers (<1 mm). D'autres éléments viennent compléter le faciès : péloïdes, gastéropodes, ostracodes, extraclastes, oncoïdes (Figure I.17.F).

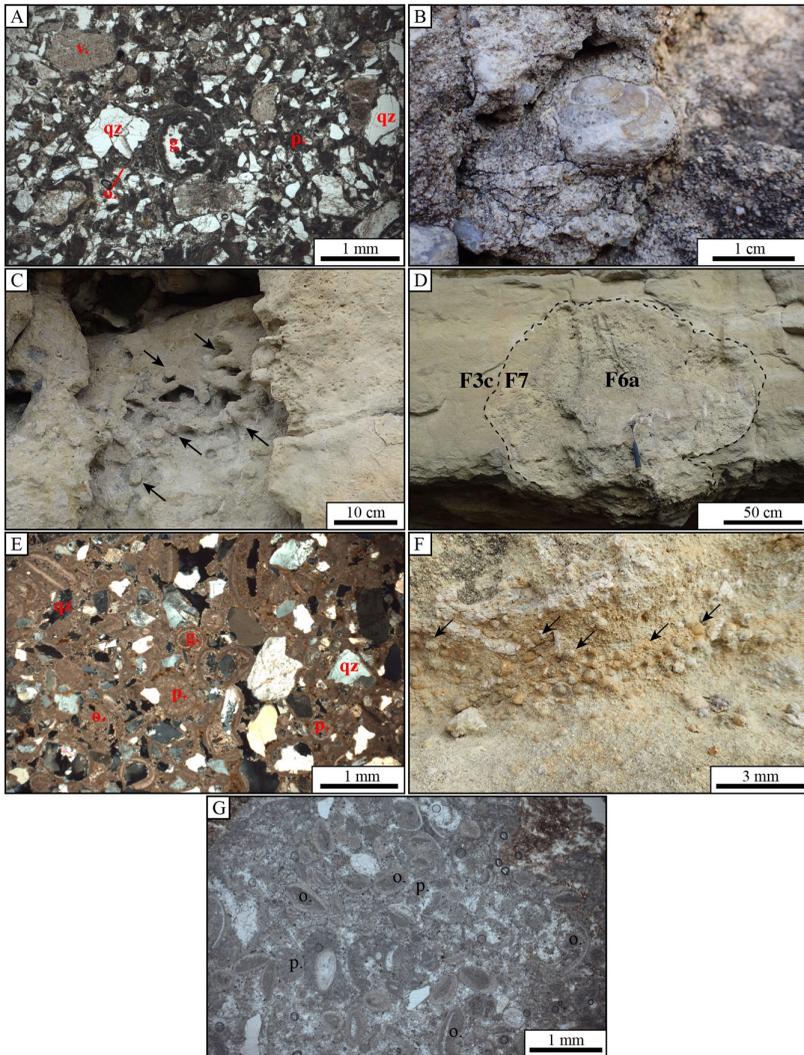


Figure I.17: Illustration des faciès deltaïques lacustres. A) Vue en lame mince des grès cortiqués ; B) Gastéropodes *Cepaea Morogues* ; C) Bioturbation dans les grès cortiqués ; D) Bioconstruction à phryganes (F6a) et microbes (F7) emballée dans grès ooidisés (F3c) ; E) Vue en lame mince des grès ooidisés montrant des gastéropodes (g.), quartz (qz), péloïdes (p), ostracodes (o.) ; F) Oncoïdes ; G) Vue en lame mince des grainstones à ostracodes (o.) et péloïdes (p.).

Interprétation :

Ces faciès se développent en milieu lacustre peu profond à énergie variable. Les grains cortiqués semblent indiquer un milieu peu profond à forte énergie. En milieu marin, l'origine des grains cortiqués est attribuée à des micro-organismes perforants dépendants de la lumière. De ce fait, ils sont souvent associés à des environnements marins peu profonds et sont associés à une action des vagues permanente (Flügel, 2004). Moins décrits dans les environnements lacustres, les grains cortiqués sont rattachés à des environnements de forte énergie (Fedorchuk *et al.*, 2016 ; Platt et Wright, 1991). Ce qui est confirmé par les éléments fragmentés, les valves isolées d'ostracodes et également certains bancs présentant des litages obliques (e.g., Yemane *et al.*, 1989 ; Olariu et Bhattacharya, 2006 ; Zhu *et al.*, 2017). La présence d'ooïdes est également associée à des environnements lacustres peu profonds (Eardley, 1938) de forte énergie (Swirydczuk *et al.*, 1979 ; Tucker et Wright, 1990 ; Bouton *et al.*, 2016a). De plus, la présence de niveaux à éléments microconglomératiques et d'éléments d'affinité continentale comme les morceaux de bois et les gastéropodes *Cepaea Moroguesi* (Rey, 1971 ; Huguency *et al.*, 2003) peuvent correspondre à des événements plus énergétiques apportant des éléments continentaux et plus grossiers dans le lac. En revanche, la présence d'une matrice micritique suppose des épisodes lacustres plus calmes de décantation. Enfin, l'ichnotaxon *Egbellichnus jordidegiberti* igen. et isp. nov. a été identifié dans les dépôts sublittoraux du lac Pannon (Slovaquie) et est daté du Miocène. Il est rattaché à un crustacé décapode de la famille des Callianassidae. Cet ichnofaciès signerait un environnement lacustre saumâtre pouvant indiquer des variations de salinité de la chimie des eaux du lac (Hyžný *et al.*, 2015).

4.3. Lacustre peu profond

Ce domaine est composé par 3 faciès : grainstone à bioclastes (F4) ; les bioaccumulations à phryganes (F6a) et les boundstones à *Cladophorites* (F6b), puis les microbialites (F7). Le faciès F4 est peu présent le long de la coupe et s'organise en bancs de quelques centimètres d'épaisseur composés de bioaccumulations à gastéropodes et/ou ostracodes à valves connectées ou non, légèrement encroutées (Figure I.17.G). Ils sont associés à des péloïdes, des fragments microbiens, des grains de quartz cortiqués à ooïdisés et des extraclastes dans une matrice micritique à sparitique. Les faciès F6a et F6b composent le cœur des bioconstructions les plus imposantes. Le faciès F6a contient des accumulations à fourreaux de phrygane encroûtés par de fines lamines microbiennes (Figure I.13.E & F). Les phryganes en Limagnes sont identifiées comme appartenant aux familles Phryganeidae et Limnephilidae (Huguency *et al.*, 1990). Le faciès F6b sont des boundstones composés d'un enchevêtrement de tubes à diamètre millimétrique correspondant à des moules de filaments identifiés comme appartenant aux algues vertes *Cladophorites incrustata* (Figure I.15.E ; Freytet, 2000), eux-

mêmes encroûtés par des microbialites. Elles sont décrites pour la première fois en Limagne par Bertrand-Sarfati (1966). Elles sont également décrites dans le cratère d'impact du Reis (Allemagne ; e.g., Riding, 1979 ; Christ *et al.*, 2018). Les faciès de microbialites (F7) présentent des macrofabriques diverses : planes, en choux-fleurs, dômes, colonnes, et dômes coalescents (Figure I.11 ; Figure I.12). Certaines structures présentent des surfaces de dissolution internes et/ou des structures de karstifications (Figure I.12.A, K, L), remplies par les faciès F3b, F3c et F4. Certaines bioconstructions présentent également des niveaux fortement pédogénéésés, notamment à Chadrat (Figure I.12.A).

Interprétation :

La faible profondeur du domaine lacustre est déduite de la présence des fourreaux de phrygane indiquant des conditions peu profondes de littoral lacustre (Mackay et Wiggins, 1979 ; Leggitt et Cushman, 2001 ; Leggitt *et al.*, 2007). Les familles Phryganeidae et Limnephilidae vivent dans des environnements lacustres peu profonds (Wiggins, 2007). Ensuite, les *Cladophorites*, considérées comme l'équivalent des algues vertes actuelles *Cladophora* (Freytet, 2000), sont associées à des environnements lacustres peu profonds, se développant dans des eaux douces à saumâtres (Riding, 1979 ; Arp, 1995). Enfin, la hauteur du niveau d'eau du lac peut être estimée à partir de la hauteur des bioconstructions (e.g., Bohacs *et al.*, 2013 ; Jahnert et Collins, 2013 ; Vennin *et al.*, 2015). La plus grande ne dépasse pas les 3,40 m de haut, ce qui nous permet de proposer un niveau d'eau relativement peu profond. La présence de surfaces de dissolution internes et/ou karstifications recoupant les fabriques des bioconstructions, ainsi que la pédogénéésésation de ces derniers semblent indiquer un niveau d'eau fluctuant, exposant les bioconstructions durant ou après leur développement à des émergences. Ces observations renforcent l'hypothèse que la hauteur d'eau n'a jamais dépassé la hauteur des bioconstructions (à Jussat : 3 à 4 m et à Chadrat : moins d'un mètre) et attestent des rapides fluctuations du niveau d'eau.

4.4. Modèle d'environnement de dépôts et cycles

La distribution verticale des faciès et de leur environnement de dépôts successifs de Jussat (Figure I.11) et de Chadrat (Figure I.12) nous permet de proposer un modèle de dépôts regroupant les zones de sédimentation (Figure I.18). Pour pouvoir proposer ce modèle de dépôts regroupant ces deux sites, nous faisons l'hypothèse que ceux-ci sont contemporains (Aquitainien ; voir discussion paragraphe 5), cependant, pour valider cette hypothèse des datations palynologiques, mammalogiques ou des corrélations sédimentaires sont nécessaires. Le modèle de dépôt correspondant aux zones de Chadrat et Jussat présente une zone proximale évoluant d'un domaine palustre à lacustre peu profond avec un environnement deltaïque dans la zone de Jussat.

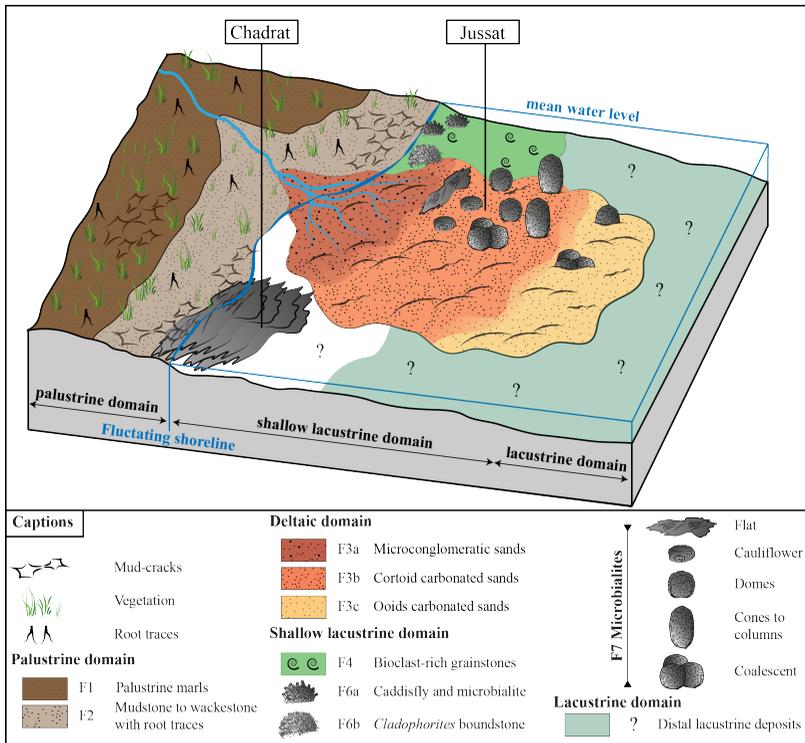


Figure 1.18 : Modèle schématique des environnements de dépôts proposés pour le secteur de Limagne Centrale, présentant la sédimentation de Chadrat et de Jussat.

• **Zone de Chadrat**

Le modèle de dépôt de Chadrat propose un système palustre-lacustre très peu profond. La superposition de macrofabriques planes formant un biostrome atteste d'un environnement lacustre peu profond (maximum 1 m). La présence de nombreux niveaux à traces de racines et les nombreux niveaux karstifiés au sein de la bioconstruction suggèrent que la bioconstruction est régulièrement soumise à des épisodes d'émersions et de colonisation par la végétation. La présence des niveaux à brèches remplissant les poches karstiques atteste de remises en eau et d'un hydrodynamisme plus important. Ce milieu est peu profond et soumis aux fréquences fluctuations du niveau d'eau. Donsimoni (1975) propose pour Chadrat, un édifice tabulaire résultant de la formation d'un barrage naturel, comparables aux complexes travertineux d'Afghanistan décrits par Lang (1984). Ces derniers présentent à la fois des dépôts lacustres, palustres et hydrothermaux (présence de pisolites et oolites). Toutefois, les faciès de Chadrat ne présentent pas d'indices attestant de conditions hydrothermales.

- **Zone de Jussat**

Le modèle de dépôt de Jussat illustre un système palustre-lacustre peu profond caractérisé par un système deltaïque. Les accumulations à fourreaux de phryganes, les bioconstructions planes et en choux-fleurs marquent des environnements peu profonds proches de la ligne de rivage. Les accumulations à fourreaux de phrygane et les buissons de *Cladophorites* constituent la base du développement des bioconstructions en dômes, cônes à colonnes et coalescentes, dont le développement marque une augmentation du niveau d'eau. La hauteur des bioconstructions (maximum 3,40 m) indique que la hauteur du niveau du lac a pu être au maximum d'environ 3 m à 4 m. Cependant, la présence de surfaces de dissolution internes et zones karstifiées à l'intérieur des bioconstructions indiquent des fluctuations du niveau d'eau avec des émergences durant ou après leur croissance et, donc, probablement, un niveau d'eau moyen bien inférieur à 3 m. Ce site est caractérisé par une sédimentation mixte de dépôts siliciclastiques grossiers et carbonatés sous forme de lobes pluri-métriques, contrairement aux autres sites, témoignant d'un environnement de dépôt deltaïque.

- **Cyclicité de Jussat**

La distribution verticale des faciès palustres et lacustres de Jussat permet de proposer un cycle traduisant des variations d'accommodation (Figure I.19). Ces cycles sont, comme pour ceux présentés dans la partie 2, caractérisés par une succession de dépôts lacustres suivie par des dépôts palustres. Les cycles de Jussat présentent une épaisseur de 1 m à 3 m en moyenne et sont asymétriques avec une prépondérance des dépôts lacustres sur les dépôts palustres, ces derniers étant parfois absents (Figure I.19). Ils diffèrent des cycles aquitaniens de la Limagne Bourbonnaise car ils sont moins épais (1 à 3 m *vs* 2 à 10 m), et sont dominés par des dépôts siliciclastiques grossiers, en revanche, ils sont comparables par leur asymétrie. En fonction de la composition des bioconstructions, nous proposons deux modèles de formation de ces cycles (Figure I.20) qui se différencient dans l'étape 2b de développement de bioconstructions importantes (F7). La première étape du cycle (étape 1) est identique pour les deux cycles et correspond à une augmentation de l'accommodation avec les premiers dépôts correspondant aux faciès deltaïques proximaux (F3a et/ou F3b). Durant la seconde étape (étape 2a), les accumulations à fourreaux de phrygane (F6a) ou des buissons à *Cladophorites* (F6b) se développent. A ce stade, les microbialites peuvent se développer de façon importante et former des macrostructures de morphologies variables (étape 2b ; Figure I.20.B) ou ne former que des encroûtements millimétriques à centimétriques (Figure I.20.A). Le développement des bioconstructions correspond au niveau maximal d'élévation du lac. Dans une troisième étape (étape 3), les faciès deltaïques (F3b et F3c) viennent recouvrir les bioconstructions ou les accumulations à phrygane. Le cycle termine avec l'installation des faciès palustres marqués par des traces de racines et/ou des figures de dessiccation (étapes 4

et 5). La différence entre les deux séquences proposées peut s'expliquer par une variation latérale de faciès, le modèle A étant plus proximal.

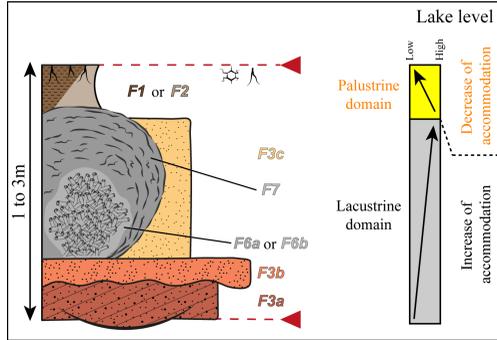


Figure 1.19 : Schéma d'un cycle de l'affleurement de Jussat présentant une épaisseur de 1 à 3 m et une asymétrie.

Step	Modèle A- low development of microbialites	Modèle B- high development of microbialites	Depositional environments	Water level fluctuations
1	Cm to pluri-dm thick microconglomeratic sands (F3a) and/or cm to dm thick cortoid carbonated sands (F3b) Erode palustrine deposits (F1 or F2) and sometimes rest directly on emersion surface.		Lacustrine- Proximal deltaic	Flooding
2a	Diversified mixed caddisfly and microbialite (F6a) forming clusters of caddisfly pupal cases or microbial-rich structures (F7)	Diversified mixed caddisfly and microbialite (F6a) or <i>Cladophorites</i> (F6b) forming clusters of caddisfly pupal cases or «bushes» of <i>Cladophorites</i>	Lacustrine- Deltaic	Flooding
2b		Development of microbialites (F7) forming domal, conical, columnar or coalescent macrostructures	Lacustrine- Deltaic	Maximum flooding
3	Pluri-dm to m-thick carbonated sands (cortoids, F3b or ooids, F3c) embedded buildups structures	Pluri-dm to m-thick ooid carbonated sands (F3c) embedded buildups structures	Lacustrine- Deltaic	Maximum flooding
4	Development of palustrine deposits (Marls with root traces, F1 and/or (?) Mudstone to wackestone with root traces, F2)		Palustrine	Decreasing
5	Formation of pure illite, development of vegetation and desiccation cracks		Palustrine	Emersion
A	Jussat cycle- low development of microbialites		Jussat cycle - high development of microbialites	

Figure 1.20 : Cycle dynamique du rapport lacustre/palustre pour le cycle de Jussat. A) principales étapes de la formation d'un cycle avec un faible développement de microbialite ; B) principales étapes de formation d'un cycle avec une importante bioconstruction à phrygane et microbialites.

La présence de cycles est souvent rapportée dans les environnements palustro-lacustres (e.g., références ci-après). La formation de ces cycles est attribuée à un facteur climatique et/ou un facteur tectonique. Ces derniers sont considérés comme les deux facteurs principaux contrôlant la présence, la distribution et la dynamique des lacs (e.g., Bohacs *et al.*, 2000 ; Alonso-Zarza et Calvo, 2000 ; Alonso-Zarza et Wright, 2010). De manière générale, les changements stratigraphiques à long terme sont attribués au facteur tectonique (e.g. Saez et Cabrera, 2002) car celui-ci modifie le taux de subsidence du bassin mais aussi les apports sédimentaires provenant des zones sources (De Wet *et al.*, 1998 ; Luzón *et al.*, 2002). En revanche, les cycles sédimentaires à court-terme sont plutôt attribués au facteur climatique (Luzón *et al.*, 2002) celui-ci influant sur l'apport en sédiment et en eau (Carroll et Bohacs, 1999 ; Bohacs *et al.*, 2000). Cependant, certains auteurs montrent que la tectonique peut parfois générer des cycles courts (à l'échelle métrique ; e.g., Valero Garcès et Gierlowski-Kordesch, 1994 ; Alonso-Zarza et Calvo, 2000 ; Huerta et Armenteros, 2005). Dans notre cas, il n'a pas été possible de trancher entre l'un et l'autre des facteurs. Pour résoudre cette question, des études de datations précises des carrières, des pollens le long des coupes, une étude cyclostratigraphique ou encore une analyse fine des isotopes stables pourraient permettre de mettre en évidence une alternance entre périodes humides et sèches et ainsi permettre de confirmer ou d'infirmer le rôle du climat sur la mise en place des cycles.

5. Fiabilité et validation des datations

Ce paragraphe discute de la fiabilité et la validation des datations des différents sites. Les datations dans le bassin des Limagnes reposent essentiellement sur les biozones à mammifères, à gastéropodes, à charophytes, et à pollens. En l'absence de fossiles dans les sédiments des affleurements étudiés, il est difficile d'attribuer un âge à certains sites. Pour chacun des sites, nous discutons de l'âge, en indiquant un indice de fiabilité (fort, moyen, faible), résumé dans le tableau I.3.

Sites	Créchy	Grand Gandaillat	Jussat	Chadrat
<i>Âge avéré ou supposé</i>	Aquitanien	Chattien	Aquitanien	Aquitanien
<i>Indice de fiabilité</i>	Fort	Moyen	Moyen	Faible

Tableau I.3 : Âge avéré ou supposé des sites étudiés et leur fiabilité.

Les sédiments de **la carrière de Créchy** sont datés de la transition oligo-miocène par Hugueney *et al.*, (2003). Ces auteurs se basent sur les biozones mammaliennes MP29-30 et MN1 indiquant, respectivement, le Chattien terminal et le Miocène inférieur. La partie supérieure de cette carrière, qui a fait l'objet de ce travail, présente « les grands ensembles bioconstruits à Trichoptères et *Broutinella arvernensis* » attribués au Miocène inférieur (Hugueney *et al.*, 2003). Nous considérons alors que la fiabilité de l'âge miocène de la carrière de Créchy est forte. **La carrière de Grand Gandaillat** fait partie du plateau de Cournon-Lempdes dont la sédimentation carbonatée a été datée à l'Oligocène supérieur. Ces datations sont basées sur les biozones mammaliennes et malacologiques (présence d'*Helix (Caseolus) ramondi minor* ; Rey, 1971 ; Aubert *et al.*, 1973). En l'absence de travaux spécifiques sur la carrière de Grand Gandaillat, un doute peut subsister sur l'âge de cette carrière, nous considérons alors que la fiabilité de son attribution au Chattien est moyenne. Pour **l'affleurement de Jussat**, plusieurs âges ont été proposés allant du Rupélien à la transition Oligo-Miocène (e.g. Donsimoni, 1975 ; Freytet, 2000). Cependant, à la base de coupe, un niveau présente une forte accumulation de gastéropodes *Cepaea moroguesi* (anciennement nommés *Helix arvernensis*), espèce caractéristique du Miocène inférieur (Rey, 1971). La présence de ces gastéropodes suggère alors que les sédiments de Jussat seraient aquitaniens. La proximité de l'affleurement de La Roche Blanche présentant une sédimentation aquitaniennne (Hugueney *et al.*, 1999), rend plausible cette hypothèse. L'attribution de l'âge aquitaniennne à l'affleurement de Jussat a une fiabilité moyenne et est soumise à validation. **L'affleurement de Chadrat** n'a pas révélé de fossiles permettant de lui attribuer un âge. La littérature ne permet pas non plus d'arriver à un consensus. Brongniart (1876a ; 1876b ; 1878) rapporte la présence d'insectes fossiles de la famille de diptères dans les sédiments de Chadrat. Ce dernier leur attribue d'abord un âge oligocène (Brongniart 1876a ; 1876b) avant de rectifier l'âge et de proposer un âge miocène inférieur (Brongniart, 1878). En 2016, Gaudant détermine une nouvelle espèce de poissons cyprinodontiformes dans les sédiments de Chadrat et lui attribue un âge oligocène basal. Cependant, il est difficile de remplacer stratigraphiquement ses sédiments par rapport à l'affleurement de notre étude. La proximité de l'affleurement de la Roche Blanche d'âge miocène (Hugueney *et al.*, 1999) et la similitude de certaines morphologies de bioconstructions retrouvées à Jussat, pourraient suggérer un âge miocène pour l'affleurement de Chadrat.

6. Facteurs de contrôle de la sédimentation oligo-miocène du bassin des Limagnes

La comparaison des 4 sites étudiés : Grand Gandaillat, Créchy, Jussat et Chadrat, nous permet de mettre en évidence différents facteurs contrôlant la sédimentation oligo-miocène du bassin des Limagnes. Nous concentrerons notre attention, en particulier, sur les différences et points communs mis en évidence par les observations faites à Jussat et Chadrat, afin d'étayer la discussion de la partie 2. Pour faciliter la lecture, le tableau I.4 et la figure I.21 présentent une synthèse des différents arguments utilisés dans cette discussion et sont disponibles en feuille volante à la fin de ce manuscrit.

Secteurs	Sites	Age	Climat	Tectonique	Biologie	Volcanisme
Nord : Limagne Bourbonnaise	Créchy	Aquitainien (biozone MN1)	Humide : Cycles asymétriques (Fig. I.21.A) Fraction terrigène abondante Kaolinite	Tectonique active : Dépôts terrigènes grossiers. Paléosols peu développés. Bioconstructions de grande taille (Fig. I.21.A) Basculement de bioconstructions. Subsidence forte : Cycles épais (2 à 10 m) et bioconstructions de grande taille. (Fig. I.21.A) Accommodation forte Proximité de la faille d'Aigueperse (Fig. I.21.G)	Eau douce à saumâtre Présence de phryganes. Diversité macro- et des microstructures.	?
Sud : Limagne Centrale	Jussat	Aquitainien (biozone à gastéropodes)	Humide : Cycles asymétriques (Fig. I.21.B) Fraction terrigène importante Kaolinite (?)	Tectonique modérée : Dépôts terrigènes grossiers. Paléosols peu développés. (Fig. I.21.B) Subsidence modérée : Cycle peu épais (1 à 3 m) et bioconstruction de taille moyenne (Fig. I.21.B). Proximité d'une faille (Fig. I.21.B)	Eau douce à saumâtre Présence de phryganes et <i>Cladophorites</i> . Diversité des macro- et microstructures.	Présence de pépérites.
	Chadrat	Aquitainien ?	Humide : Kaolinite	Proximité de la faille des Limagnes (Fig. I.21.G)	Eau douce ? Diversité et préservation de microstructures filamenteuses.	?
	Grand Gandaillat	Chattien	Aride : Cycles symétriques (Fig. I.21.C).	Quiescence : Dominance des carbonates. Paléosols développés. (Fig. I.21.C) Subsidence faible : Cycles peu épais (1 à 2 m ; Fig. I.21.C) Accommodation faible. Proximité d'une faille ? (Fig. I.21.B)	Stratification des eaux Peu de diversité des microstructures. Dominées par les microbes.	Présence de pépérites recoupant la stratification.

Tableau I.4 : Tableau résumant les principaux arguments permettant de mettre en évidence l'influence des facteurs de contrôle sur la sédimentation dans le bassin des Limagnes.

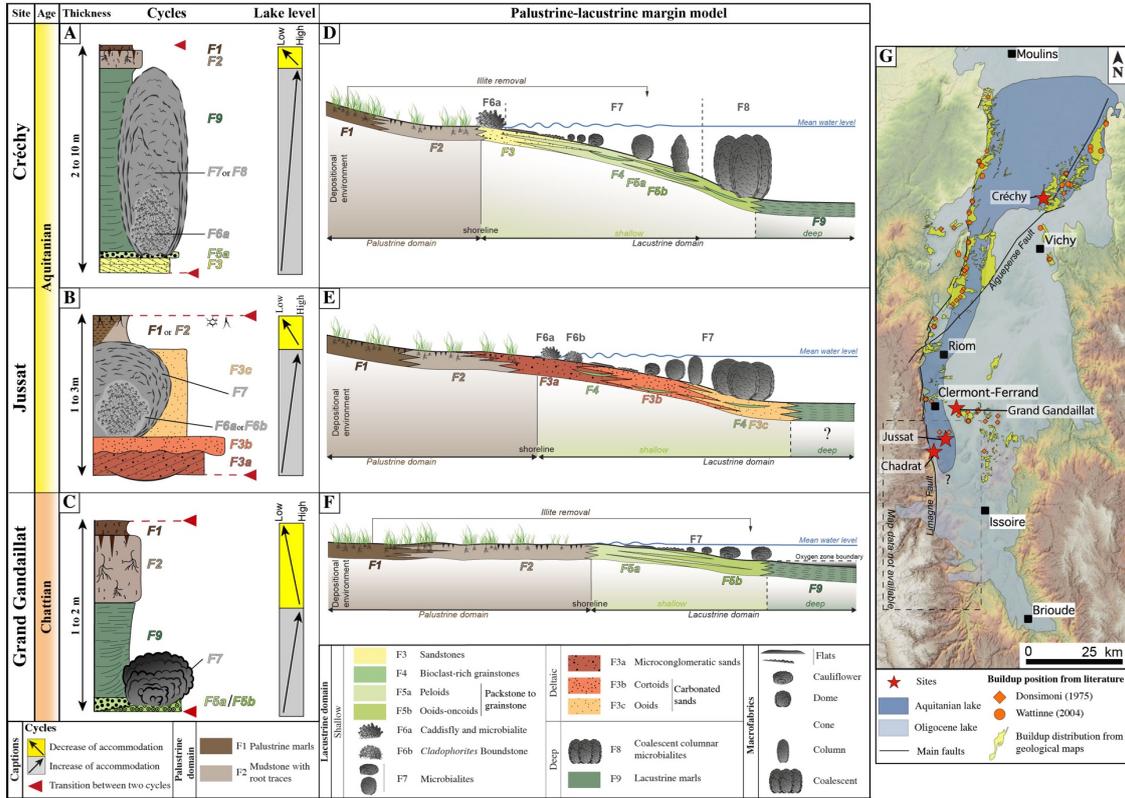


Figure I.21 : Figure de synthèse présentant : les cycles de A) Jussat ; B) Créchy ; C) Grand Gandaillat ; les modèles d'environnement de dépôt de D) de Jussat ; E) Créchy ; F) Grand Gandaillat ; G) carte montrant les positions des sites étudiés, la distribution des bioconstructions rapportées dans la littérature (Donsimoni, 1975 ; Wattinne, 2004) et selon les cartes géologiques au 1/50 000^{ème}, la position des failles des Limagnes et d'Aiguperseuse et la reconstitution paléogéographique des lacs (modifié d'après Hugueney et al., 2003).

6.1. Contrôle climatique à long terme

La différence majeure entre l’affleurement de Jussat et les autres sites étudiés (à l’exception de Créchy) est la présence de dépôts clastiques importants, en particulier la fraction grossière (Figure I.21.A-F). La fraction des sables à microconglomérats est présente, voir abondante dans les carrières de Créchy et de Jussat. Les apports siliciclastiques peuvent être induits par la tectonique et le climat (Platt, 1989 ; Platt et Wright, 1991 ; Kreuser, 1995). Le climat influe sur les taux de précipitations et le ruissellement sur les bassins versants, et par conséquent, sur l’augmentation et/ou la dominance des dépôts clastiques dans le lac (Platt, 1989 ; Carroll et Bohacs, 1999 ; Bohacs *et al.*, 2000). Ainsi, les périodes humides sont caractérisées par une augmentation du ruissellement superficiel qui, en favorisant l’altération et le transport, vont permettre le dépôt de sédiments siliciclastiques (Tanner, 2002 ; De Wet *et al.*, 2015). Les dépôts clastiques importants de Jussat et Créchy sont alors cohérents avec le climat humide qui régnait à l’Aquitainien (Chateauneuf, 1972 ; Hugueney, 1984 ; Scherler *et al.*, 2013). A l’opposé le climat sec prévalant au Chattien (Gorin, 1975 ; Zachos *et al.*, 2001) est cohérent avec le faible taux de terrigènes retrouvés à Grand Gandaillat. Il faut cependant nuancer ces propos en prenant en compte d’autres facteurs locaux influant sur l’apport de dépôts clastiques. Ainsi, la différence d’apports clastiques peut également exprimer un changement de végétation ; la stabilisation des berges permet alors de piéger les dépôts siliciclastiques par l’effet de la végétation (Dunagan et Driese, 1999 ; Schnurrenberger *et al.*, 2003). De même, les apports clastiques au sein d’un lac peuvent être localisés à un endroit (Platt et Wright, 1991), ainsi la proximité des reliefs suppose un apport clastique plus important, plutôt qu’à un endroit éloigné des reliefs ou protégé. Ce qui pourrait justifier la différence d’apport entre Jussat et Créchy et l’absence de dépôts terrigènes à Grand Gandaillat.

L’asymétrie des cycles de Créchy et de Jussat (Figure I.21.A & B) avec des dépôts palustres peu épais, voir absents, suggère également un climat plus humide. En revanche, les cycles symétriques de Grand Gandaillat avec des dépôts palustres bien développés (Figure I.21.C), témoignent de conditions plus arides (MacLahan, 1979). En effet, les paléosols sont associés à des environnements semi-arides (Sanz *et al.*, 1995) à arides (e.g., De Wet *et al.*, 2015) présentant des changements saisonniers marqués (Platt et Wright, 1991 ; Alonso-Zarza et Wright, 2010).

La différence d’aridité et d’humidité entre le Chattien et l’Aquitainien, est également attestée par les cortèges argileux ; le rapport kaolinite/illite est un proxy robuste. La kaolinite est formée en période d’érosion chimique intense en climat chaud et humide, tandis que l’illite témoigne d’une érosion chimique plus modérée (Chamley, 1989 ; Nutz *et al.*, 2019). La présence de kaolinite à Créchy et son absence à Grand Gandaillat est cohérente avec leurs climats respectifs. La kaolinite présente dans la partie inférieure de la coupe de Chadrat pourrait également attester d’un climat humide, cohérent avec son rattachement à l’Aquitainien. A

Jussat, les données DRX n'ont pas mis en évidence de kaolinite. Cette absence peut être simplement attribuée à un sous-échantillonnage (deux échantillons analysés) ou alors à la dissolution de la kaolinite en milieux saumâtres alcalins, notamment riches en Na⁺ et K⁺ (Naderi Khorshidi *et al.*, 2018 ; Do Campo *et al.*, 2007). La présence de *Cladophorites* et de l'ichnotaxon *Egbellichmus jordidegiberti* igen. et isp. nov., à Jussat, atteste d'un milieu saumâtre alcalin, ayant pu conduire à la dissolution totale ou partielle de la kaolinite.

6.2. Contrôle tectonique

6.2.1. Période de quiescence à une tectonique active

Les apports clastiques peuvent également être contrôlés par le facteur tectonique (Platt, 1989 ; Platt et Wright, 1991 ; Kreuser, 1995). Les périodes d'augmentation des apports clastiques peuvent signifier des périodes de tectonique active conduisant à une réjuvenation des massifs (Platt, 1989). En domaine lacustre, les dépôts carbonatés sont majoritairement identifiés lors des périodes de quiescence tectonique (e.g., Cecil, 1990 ; De Wet *et al.*, 2015). De plus, ces périodes de stabilité du bassin, où les systèmes alluvio-fluviaux sont moins actifs, permettent un développement préférentiel des dépôts palustres (Molenaar et De Feyter, 1985 ; Platt et Wright, 1992). De ce fait, l'observation d'une sédimentation dominée par les carbonates avec des dépôts palustres bien développés au Chattien suggère une période de quiescence tectonique (Figure I.21.C). Au contraire, une sédimentation dominée par des dépôts clastiques associés avec des dépôts palustres peu développés à l'Aquitainien suggère une période de tectonique active (Figure I.21.A & B). Dans le bassin des Limagnes, ce changement d'activité tectonique à la transition oligo-miocène se traduit par un basculement du bassin vers le nord (Gorin, 1975 ; Huguency *et al.*, 2003 ; Etlicher, 2005). Ce basculement semble être confirmé par la présence de cycles lacustres-palustres asymétriques moins épais à Jussat (1 à 3 m) et plus épais à Créchy (2 à 10 m ; Figure I.21.A & B). Les différences des épaisseurs des sédiments au sein d'un bassin supposent une différence de subsidence (e.g., Platt, 1995). La subsidence, plus faible, à Jussat, implique également que le potentiel de préservation des sédiments est plus faible, avec des épisodes érosifs plus fréquents qui sont souvent observés le long de la coupe (nombreuses bases érosives).

6.2.2. Distribution des bioconstructions à grande échelle

A l'échelle du bassin, on observe un alignement des affleurements à bioconstructions le long des deux failles majeures du bassin des Limagnes ; la Faille des Limagnes de direction N-S et la Faille d'Aigueperse de direction SO-NE (Figure I.22).

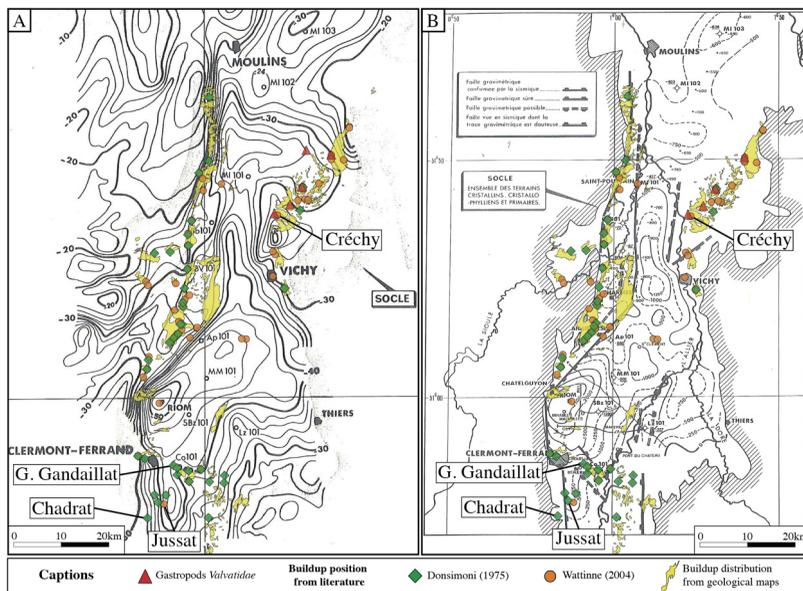


Figure I.22 : Relation entre la distribution des bioconstructions (Donsimoni, 1975 ; Wattinne, 2004 et cartes géologiques au 1/50 000^{ème}) et des gastéropodes Valvatidae (Rey, 1964) et A) les anomalies de Bouguer (extrait de la carte, d'après Morange et al., 1971) et B) la carte d'isobathes du toit du socle et failles gravimétriques (d'après Morange et al., 1971).

La tectonique peut influencer de deux manières sur la distribution des microbialites : (1) les failles peuvent induire un différentiel de topographie du fond du lac et ainsi gouverner le développement et la distribution des microbialites (Bouton et al., 2016b) ; (2) les failles forment des drains permettant la circulation des eaux souterraines riches en ions (Ca^{2+} ; HCO_3^-) favorisant la minéralisation des microbialites (Arenas et al., 2015). Cette dernière explication est communément proposée pour justifier de l'alignement de microbialites le long de failles (e.g., Lac Van en Turquie ; Kempe et al., 1991 ; Cukur et al., 2015 ; Mono et Searles Lake aux USA ; Rieger 1992 ; Guo et Chafetz, 2012 ; Grand Lac Salé, USA ; Bouton et al., 2016b). Actuellement, dans le bassin des Limagnes, plusieurs études mettent en évidence un dégazage important de CO_2 lié aux failles dans le bassin des Limagnes (e.g., De Lary et al., 2016 ; Bräuer et al., 2017 ; Duwiquet et al., 2019). Les analyses isotopiques ont montré que le CO_2 a une

signature mantellique et se trouve dans les zones des failles listriques s'ancrant dans la lithosphère, servant de drains pour les flux hydrothermaux (e.g., Bräuer *et al.*, 2017 ; Ars *et al.*, 2019 ; Duwiquet *et al.*, 2019). Il est probable que cette activité hydrothermale, encore active aujourd'hui, s'est mise en place dès la fin de l'Éocène en association avec le magmatisme de rift. En effet, de nombreux systèmes de rift actuels (e.g., rifts est-africains, Coussement *et al.*, 1994 ; Lee *et al.*, 2016 ; Wilks *et al.*, 2017 ; Rift Néo-Zélandais, Rowland et Sibson, 2004), montrent que le magmatisme est accompagné d'une activité hydrothermale, pouvant influencer directement sur la chimie du lac (Renaut *et al.*, 2017). L'impact de l'hydrothermalisme sur la sédimentation du bassin des Limagnes a déjà été suggéré par la répartition d'un certain genre de gastéropodes (*Valvatidae*) uniquement le long de la faille d'Aigueperse durant l'Aquitainien (Rey, 1964 ; Wattinne, 2004 ; Figure I.22) ou par l'installation des accumulations à fourreaux de phrygane liées à des remontées hydrothermales (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1966).

6.3. Contrôle volcanique

Comme discuté dans la partie 2, le volcanisme a un impact direct sur les dépôts subaériens et lacustres dans les systèmes de rift (e.g., Cerling, 1994 ; Wright et Barnett, 2015 ; Szatmari et Milani, 2016). Il contribue à changer les conditions d'alcalinité et les teneurs en Mg, Ca et Si des eaux des lacs (Cerling, 1994 ; Armienta *et al.*, 2008). Nous avons pu ainsi mettre en avant des périodes d'acidification occasionnelles des eaux des lacs par la présence de phases de dissolution sous aquatique des parois externes des bioconstructions. Cependant, les nombreuses traces d'émissions et de dissolutions internes à l'intérieur des bioconstructions de Jussat et Chadrat ne permettent pas d'écarter totalement l'hypothèse d'une altération météoritique au profit d'une dissolution sous aquatique. En revanche, la présence de faune et flore prospérant dans les eaux alcalines (*Cladophorites* et présence de l'ichnotaxon *Egbellichnus jordidegiberti* igen. et isp. nov.) et l'absence de kaolinite dans les sédiments de Jussat pourraient témoigner de périodes d'alcalinité forte favorables à leur dissolution, et à la minéralisation des bioconstructions (voir partie 2 paragraphe 7.4).

L'installation des dépôts microbiens est également contemporaine de la mise en place de pépérites. Goër de Hervé (2000) établit un lien entre la sédimentation carbonatée microbienne, l'expansion du volcanisme et le dégazage important de CO₂ accompagnant la mise en place des basaltes alcalins. Les magmas, desquels proviennent les pépérites, sont particulièrement riches en carbonate (dolomie, magnésite, calcite) et en silice (Bailey *et al.*, 2006) et sont dérivés de la fusion partielle du manteau (Chazot et Mergoïl-Daniel, 2012). La richesse en carbonate des magmas à l'origine des pépérites permet d'apporter un élément de réponse à la question concernant l'origine des ions Ca²⁺ dans le bassin des Limagnes. En effet, plusieurs auteurs s'interrogent sur la source des ions Ca²⁺ apportés dans le bassin nécessaire à la minéralisation

des bioconstructions oligo-miocènes. L'altération de ces magmas constitue alors une source potentielle d'ions calcium dans le lac. De manière alternative, certains auteurs proposent que la source des ions Ca^{2+} provienne de la couverture carbonatée mésozoïque (Quesnel *et al.*, 2009 ; Wattinne *et al.*, 2010 ; Barbarand *et al.*, 2001). Cependant, les derniers travaux remettent en cause l'épaisseur, voir l'existence, d'une telle couverture (Ricordel-Prognon *et al.*, 2010).

A l'échelle de l'affleurement, il n'est pas possible de montrer un impact direct des pépérites sur la sédimentation en général et le développement des dépôts microbiens en particulier. Cependant, à Jussat, les dépôts pépéritiques sont situés topographiquement au-dessous des dépôts sédimentaires, la présence de grains d'origine volcanique et l'absence de bitume dans la sédimentation de Jussat semblent attester de la mise en place antérieure de la pépérite. A l'inverse, à Grand Gandaillat, des dykes et sills pépéritiques recoupent la sédimentation lacustre attestant d'une mise en place post-sédimentation (Figure I.23.A). La mise en place des pépérites a pu également conduire à la maturation de la matière organique présente dans les sédiments, en effet, la carrière de Grand Gandaillat est caractérisée par une forte teneur en bitume (Figure I.23.B), associée à une phase tardive de silice (Figure I.23.C & D).

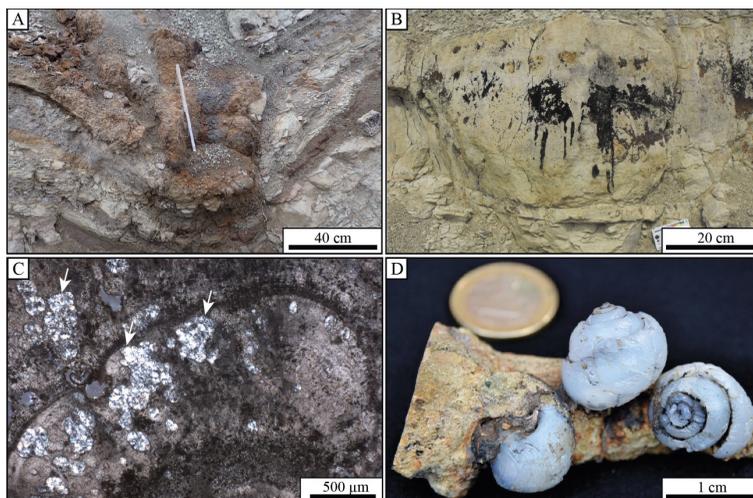


Figure I.23 : A) Pépérite recoupant la sédimentation, Grand Gandaillat ; B) Bitume suintant d'un banc de mudstone à traces de racines, Grand Gandaillat ; C) Silice (lussatite, flèches blanches) remplissant la porosité dans des dépôts microbiens en chou-fleur. D) Moule interne d'*Helix ramondi* en lussatite (échantillon : F. Escuillié ; photographie P. Thomas, <https://planet-terre.ens-lyon.fr>).

6.4. Contrôle paléocéologique

Les morphologies et les compositions des bioconstructions de Jussat sont similaires à celles observées à Créchy en affichant une grande diversité en termes de microfabriques (planes, columnaires et filamenteuses), et en s’installant autour d’un cœur composé soit d’accumulation de fourreaux de phrygane, soit de « buissons » de *Cladophorites*.

6.4.1. Accumulation à fourreaux de phryganes

Les accumulations à fourreaux de phryganes à Jussat sont similaires à celles discutées dans la partie 2 (paragraphe 7.3). Les accumulations de phryganes forment le cœur des plus grandes bioconstructions et servent de substrat au développement des microbialites. En recouvrant ces accumulations, les microbialites contribuent à une meilleure préservation de celles-ci. A Jussat, certaines accumulations sont peu encroûtées par des microbialites et sont directement emballées dans le faciès à grès cortiqués (F3b) ou oôidisés (F3c), suggérant un faible développement des microbialites. Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer ce faible taux d’encroûtement. La première hypothèse est celle de fluctuations d’eau empêchant la mise en place des tapis microbiens et/ou la préservation des microbialites. Bouton *et al.* (2016c) montrent que les fluctuations du niveau d’eau impactent directement la distribution, l’abondance et la préservation des tapis microbiens actuels minéralisants ou non. Dans le secteur de Jussat, de nombreuses fluctuations du niveau d’eau sont déduites de nombreuses structures de dissolution à l’intérieur des bioconstructions.

La deuxième hypothèse est celle d’un ensablement rapide et l’abrasion des dépôts microbiens par les apports terrigènes (Bowlin *et al.*, 2012 ; Bouton *et al.*, 2016c). Toutefois, l’ensablement peut favoriser la préservation des tapis microbiens en enfouissant et, ainsi, protégeant de l’érosion les tapis microbiens (Bouton *et al.*, 2016c). Ainsi, les dépôts terrigènes (dans ce cas, grès à grains cortiqués ; F3b) ont pu préserver les accumulations à phrygane solidifiées par des encroûtements microbiens qui lient les fourreaux entre eux, mais à empêcher le développement ou la préservation de structures microbiennes épaisses.

6.4.2. Cladophorites incrustata

Avec les phryganes, les *Cladophorites* sont les autres contributeurs au développement initial des bioconstructions. Absentes à Créchy, les *Cladophorites* sont observées à Jussat, mais également dans les carrières de Chavroches, Gondailly, Montaignu-le-Blin (Wattinne, 2004). Identifiées comme des algues vertes filamenteuses, elles se développent dans des eaux douces à légèrement salines (Riding, 1979 ; Arp, 1995). A Jussat, les bioconstructions à *Cladophorites* occupent un niveau spécifique et ne sont jamais trouvées associées avec les accumulations à fourreaux de phrygane. De même, à Chadrat, seuls deux fins niveaux sont composés par les filaments de *Cladophorites*. Les phryganes et *Cladophorites* ont pu faire partie du même écosystème. Dans une rivière d'eau douce actuelle, les algues vertes *Cladophora glomerata* deviennent l'aliment principal des larves de Trichoptères, lors de la prolifération de ces algues (Tinsley et al., 2016). Les *Cladophorites* des Limagnes ont pu alors constituer une source de nourriture pour les larves de Trichoptères. Dès lors la présence massive de larve de phrygane n'a pas permis aux algues *Cladophorites* d'être préservées, ou au contraire, l'absence des larves de phryganes aurait permis aux *Cladophorites* de se développer et d'être préservées dans le registre fossile. La présence de *Cladophorites*, dans seulement quelques niveaux, peut également témoigner d'un changement dans les conditions physico-chimiques du lac, celles-ci semblant tolérer des variations de salinité (eaux douces à saumâtres).

6.4.3. Microfabriques filamenteuses

Les microfabriques filamenteuses des bioconstructions du bassin des Limagnes sont particulièrement bien préservées, notamment, à Chadrat où elles montrent des morphologies diverses et bien identifiables en dépit des nombreux phénomènes de diagénèse, de pédogénèse et des karstifications qui affectent cet affleurement. Freytet (2000) leur attribue une origine d'algues vertes, cependant, il précise que d'autres micro-organismes actuels présentent des morphologies similaires telles que les cyanobactéries, chlorophycées, xanthophycées (algues unicellulaires), phaeophycées (algues brunes), rhodophycées ou les tiges de diatomées ; Freytet, 1998). Aujourd'hui, beaucoup de structures filamenteuses similaires sont observées dans de nombreux environnements continentaux : dans les lacs (e.g., Grand Lac Salée, USA, Vennin et al., 2019 ; Searles Lake, USA, Guo et Chaftez, 2012 ; Pyramid Lake, USA, Arp et al., 1999), sources hydrothermales (e.g., Italie, Della Porta, 2015 ; Bolivie, Bougeault et al., 2019), dans les rivières (e.g., Japon, Kano et al., 2003 ; Slovaquie et Pologne, Gradziński, 2010 ; Espagne, Arenas et al., 2014). Ces dernières sont identifiées comme étant des moules ou restes de filaments de cyanobactéries (e.g., Freytet et Verrecchia 1999 ; Arp et al. 1999 ; Brasier et al., 2018 ; Vennin et al., 2019). La précipitation des carbonates dépend de multiples facteurs (intrinsèques, extrinsèques et environnementaux) et résulte d'un continuum de processus abiotiques et biotiques biologiquement induits ou influencés (Dupraz

et al., 2009). Dès lors l'analyse et l'identification de la contribution de chacun de ces facteurs sur la précipitation sont difficiles, et le sont d'autant plus lorsque l'on s'intéresse au registre fossile (e.g., *Brasier et al.*, 2018).

Les microfabriques des Limagnes présentent de bons exemples de ce questionnement notamment à travers les *Broutinella arvernensis* (Figure I.24). Ces structures, identifiées comme des algues par Freytet (2000), présentent des compositions micritiques à sparitiques ou alors des alternances de couches micritiques et sparitiques (Figure I.24). Ces structures soulèvent la question du rôle biotique ou abiotique dans la précipitation des carbonates. En effet, la présence de ciments pose la question de l'empreinte diagénétique sur les microstructures et de la préservation des morphologies primaires. Freytet et Verrecchia (1999) observent une gradation micrite-sparite dans des microstructures « algaires » et proposent que celle-ci reflète une gradation entre un pôle primaire (micritique ou sparitique) vers un pôle sparitique secondaire reflétant l'intensité de la diagénèse. Cependant, les structures présentant des alternances micrite-sparite supposeraient que la diagénèse soit sélective à l'intérieur même des microstructures, ce qui est plus difficile à concevoir. Cette organisation pourrait plutôt refléter un signal primaire et être relié aux métabolismes des micro-organismes. L'étude des deux autres sites amènera à traiter plus en détails de cette question dans la conclusion.

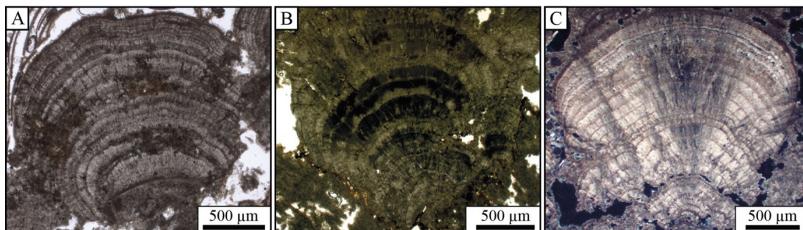


Figure I.24 : Illustration de microstructure *Broutinella arvernensis* dans le bassin des Limagnes en lames minces : A) *Broutinella arvernensis* micritique et filamenteux, site de Grand Gandaillat ; B) *Broutinella arvernensis* montrant des alternances de couches micritiques et sparitiques, site de Chadrat ; C) *Broutinella arvernensis* sparitique (en lumière polarisée analysée), site de Montaigu-le-Blin.

7. Rôle du substrat

Les composants biotiques apparaissent également comme un substrat favorable pour le développement des microbialites et la formation de bioconstructions et, ainsi, déterminent **la distribution des bioconstructions**. En effet, les plus grandes bioconstructions microbiennes (dômes, cônes, colonnes et macrofabriques coalescentes) se développent exclusivement sur des accumulations à phryganes et des boundstones à *Cladophorites*. Les microbialites eux-mêmes, minéralisant précocement, constituent un substrat permettant le développement des tapis suivants. C'est notamment le cas à Chadrat où les structures planes se développent les unes sur les autres (Figure I.12). De même, de nombreux restes de troncs d'arbres sont encroûtés par des microbialites, comme le soulignent les empreintes de moulage de structures végétales (Figures I.12.D ; I.25.A). Il ressort de ces observations que la formation (et la préservation) de microbialites est favorisée par la présence de substrats fermes et stables formés notamment par les substrats d'origine biotique. De nombreux travaux, en domaines lacustres à marins, font également part d'observations similaires et, suggèrent que le développement des microbialites est conditionné par l'existence d'un substrat semi-induré à induré, ferme et stable (e.g., Casanova, 1994 ; Dromart *et al.*, 1994 ; Winsborough *et al.*, 1994 ; Ginsburg et Planavsky, 2008 ; Saint Martin et Saint Martin, 2015).

Par ailleurs, nous constatons que la majorité des macrofabriques se développent sur des substrats grossiers avec quelques rares exemples où les macrofabriques planes se développent sur des substrats fins (Figure I.25 B & C). Il semble alors qu'une granulométrie grossière (type sables à microconglomérats) favorise l'installation des macrofabriques. Des observations similaires, effectuées dans le Grand Lac Salé, montrent que la distribution des microbialites est influencée par la présence d'un lobe conglomératique résultant d'un écoulement gravitaire (Bouton *et al.*, 2016a). Ainsi, la présence d'un substrat plus grossier tend à favoriser le développement et la préservation des microbialites. Nous avons également remarqué que les phryganes s'accumulent préférentiellement sur les substrats grossiers. Des études portant sur l'écologie des Trichoptères ont montré que la granulométrie du substrat influait sur leur répartition (e.g., Williams, 1988 ; Habdija *et al.*, 2002 ; Kiss *et al.*, 2003). La granulométrie du substrat peut également contrôler la répartition des accumulations à phryganes et, par conséquent, la répartition des macrofabriques en dômes, en cônes, colonnes ou coalescentes. En ce qui concerne l'installation des macrofabriques planes sur les sédiments fins (argileux, marnes ou mudstones) ; on peut s'apercevoir que les sédiments, que celles-ci recouvrent, présentent de nombreuses figures de dessiccation (Figure I.25.B, C, D). Un lien peut alors être établi entre la présence de surfaces durcies (*hardground*) et le développement et la préservation des microbialites. Cette relation a également été observée, en domaine marin, où les *hardgrounds* et *beachrock* favorisent l'installation des microbialites (Ginsburg et Planavsky,

2008). En domaine lacustre, la formation d'une surface durcie résulte de processus d'assèchement et d'évaporation entraînant une fragmentation en polygones de la surface du sédiment par l'effondrement de la nappe phréatique (Last, 1992). Cette surface peut, ensuite, être colonisée par des tapis microbiens, comme observé au Grand Lac Salé (Bouton *et al.*, 2016a ; Vanden Berg, 2019). Les fins sédiments palustres, dans le bassin des Limagnes, sont alors fortement susceptibles d'avoir subi des phases d'assèchement conduisant à rendre la surface du sédiment assez ferme et stable pour permettre le développement de tapis microbiens et de microbialites lors d'une remise en eau.

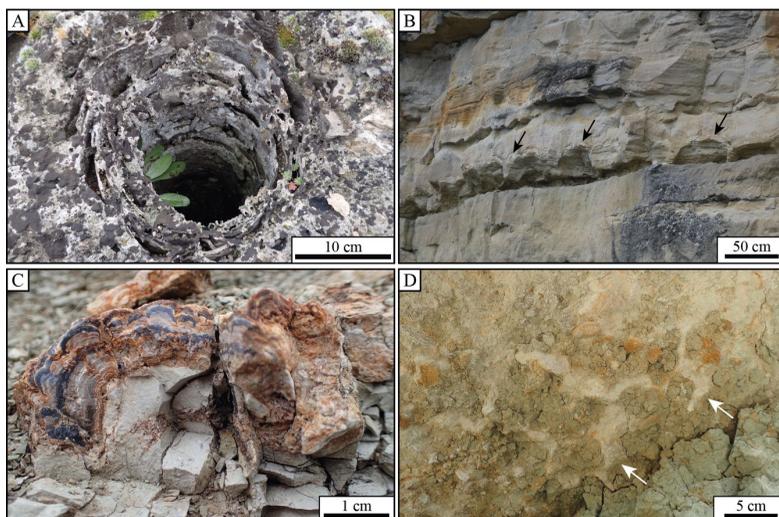


Figure I.25 : A) Empreinte de tronc d'arbre encroûté par des microbialites, Créchy ; B) Banc composé de macrofabriques planes (flèches noires) recouvrant des mudstones à wackstones à traces de racines (F2), Jussat ; C) Macrofabriques planes couvrant un mudstone à traces de racines (F2), Grand Gandaillat ; D) Contre-empreinte de fentes de dessiccation au mur d'un banc à grès cortiqués (F3b) recouvrant des marnes à traces de racines, Jussat.

Le substrat impact également la **morphologie des bioconstructions** ; les microbialites recouvrent le substrat de manière uniforme, ainsi les dépôts formés miment la forme du substrat qu'elles recouvrent. C'est le cas, par exemple, des restes végétaux (Figures I.12.A ; I.25.A), des figures de dessiccation (Figure I.25.B & C), des accumulations à fourreaux de phrygane et des buissons de *Cladophorites*. Il existe un lien entre les morphologies des bioconstructions et la nature du substrat. Ainsi, les accumulations à fourreaux de phrygane et des buissons de *Cladophorites* conduiront à la formation de macrofabriques sphériques à cylindriques (dômes, cônes, colonnes). En revanche, l'installation sur des sédiments fins à grossiers engendrera les plus petites structures (planes et en chou-fleur).

8. Reconstitution et questionnement du cadre paléographique

La comparaison de la sédimentation aquitanienne au sud du bassin des Limagnes, notamment avec le site de Jussat, vient confirmer l'hypothèse d'une subsidence plus importante vers le nord, à l'Aquitaniens, associée à un basculement du bassin. De plus, les cartographies réalisées à partir des données de Donsimoni (1975) et des cartes géologiques au 1/50 000^{ème} montrent l'absence de dépôts à bioconstructions à l'est du bassin (Figure I.21.G). Ces observations sont compatibles avec les modèles de reconstitutions paléogéographiques proposées par Huguéney *et al.* (1999) montrant, pour l'Aquitaniens, un lac dont l'extension est restreinte au nord et caractérisée par la présence d'un chenal étroit au sud-ouest du bassin (Figure I.21.G). Toutefois, la reconstitution de Huguéney *et al.* (1999) se base sur le positionnement des gisements à mammifères. On peut alors s'interroger si cette trame ne reflèterait pas plutôt un biais de préservation. Les Limagnes subissent un bombement lié au plissement lithosphérique de grande longueur d'onde pouvant justifier d'une intense érosion des dépôts dans le secteur est du bassin. De plus, au vu des difficultés de datations de ces dépôts, nous ne pouvons pas exclure la présence d'autres dépôts aquitaniens au sud. Nous notons également la présence de bioconstructions, dont l'âge reste incertain, à l'est du chenal en Limagne Centrale (Figure I.21.G).

9. Principaux résultats

En synthèse, l'étude de la sédimentation et des bioconstructions de deux affleurements de Limagne Centrale : Jussat et de Chadrat, nous a permis, d'une part, d'affiner la caractérisation la sédimentation aquitanienne de Limagne Centrale et de proposer une comparaison des modalités de la sédimentation avec les affleurements situés au nord en Limagne Bourbonnaise.

L'affleurement de Jussat enregistre une sédimentation similaire (cycles sédimentaires, morphologies et compositions des bioconstructions) aux sites aquitaniens situés au nord des Limagnes, ce qui nous permet de faire une comparaison de la sédimentation aquitanienne nord-sud et de mettre en évidence des facteurs de contrôle **climatique et tectonique sur la sédimentation**. La sédimentation siliciclastique et l'asymétrie des cycles lacustres-palustres de Jussat témoignent d'un climat plus humide confirmant les observations faites à Créchy. L'importance de la fraction terrigène et l'épaisseur des cycles de Jussat sont en accord avec l'activité tectonique qui a lieu durant l'Aquitaniens. En revanche, les cycles moins épais à Jussat qu'à Créchy semblent indiquer une subsidence plus importante au nord qu'au sud, en accord avec le modèle d'un basculement du bassin vers le nord à l'Aquitaniens.

A l'échelle du bassin, **l'influence de la tectonique sur les bioconstructions** est mise en évidence en rapportant le positionnement des bioconstructions sur les cartes des anomalies de Bouguer et des failles déduites. Durant l'Oligo-Miocène, ces failles ont pu alors servir de drains pour les flux hydrothermaux liés aux processus de phréatomagmatismes. Ainsi, **l'activité volcanique** a pu impacter la chimie des eaux du lac, en favorisant ou inhibant temporellement ou spatialement le développement et/ou la préservation des microbialites.

L'étude des bioconstructions de Jussat et de Chadrat, met en lumière le rôle des accumulations à phryganes et des *Cladophorites* (algues vertes) dans le développement des bioconstructions. N'étant pas préservées en même temps, leur présence pose la question **du rôle de la paléocéologie** dans la composition des bioconstructions du bassin des Limagnes. De plus, la grande diversité et l'excellente préservation des microstructures filamenteuses de la bioconstruction de Chadrat interrogent sur le rôle des micro-organismes dans l'édification de ces bioconstructions mais également sur l'impact de la diagénèse, dont il est difficile de faire la part de chacun dans le registre fossile.

Les modalités d'installation et de développement des bioconstructions microbiennes suggèrent **un rôle important du substrat**. Ainsi, les microbialites se développent préférentiellement sur des substrats fermes et stables (troncs d'arbres, couches précédentes de microbialites, accumulations de phryganes, buissons de *Cladophorites*). Cependant, certains substrats mous et/ou instables sont encroûtés, et l'installation des dépôts microbiens pourrait s'expliquer par l'induration précoce de ces derniers.

L'étude de la sédimentation aquitainienne en Limagne Centrale est cohérente avec les modèles de reconstitutions paléogéographiques proposés par Hugueney *et al.* (1999), cependant, nous les questionnons au vu des modalités de préservations de ces dépôts, ceux-ci pouvant être érodés lors des mouvements tectoniques de la fin du Cénozoïque.

Conclusions et perspectives

Les bioconstructions à microbes et métazoaires oligo-miocènes du bassin des Limagnes se mettent en place dans un contexte climatique variable et dans un contexte géodynamique actif, héritage de l'histoire géologique complexe du Massif Central. Ce contexte particulier nous permet, à travers l'étude de la sédimentation oligo-miocène de quatre sites répartis dans le bassin des Limagnes, de montrer que la sédimentation et le développement des bioconstructions sont gouvernés par des facteurs externes globaux : **le climat**, mais également des facteurs régionaux : **la tectonique** étroitement liée **au volcanisme**. L'étude de la composition des bioconstructions montre également **un rôle biotique** dans le développement et la préservation des bioconstructions. Ces bioconstructions sont composées d'accumulations à fourreaux de phrygane, de boundstones à *Cladophorites* et également par les présences de nombreux moules de filaments à l'échelle microscopique. La morphologie et l'organisation spatiale des bioconstructions mettent en évidence **le rôle du substrat** sur la distribution et les morphologies des bioconstructions.

Ce premier chapitre a également mis en lumière plusieurs verrous scientifiques et soulevé de nouvelles problématiques. Le principal écueil rencontré dans ce travail, sur lequel la validation de nos hypothèses repose, est le manque de datation des dépôts sédimentaires dans le bassin des Limagnes. La validation de certaines datations nous permettrait de confirmer ou d'infirmer certaines conclusions et, d'aller plus loin dans notre réflexion notamment dans le questionnement des modèles paléogéographiques. Certaines zones du bassin des Limagnes restent peu investiguées (par exemple, absence de cartes géologiques au 1/50 000^{ème} en Limagne Centrale et Limagne d'Issoire) et la structuration et la stratigraphie complexe du bassin des Limagnes s'avèrent assez peu étudiées. Une étude de synthèse et l'analyse détaillée des données sismiques et des carottes prélevées lors des prospections des années 70 permettraient d'amener des éléments de réponse et d'étendre le champ des connaissances concernant cette sédimentation lacustre.

Quel est le poids des biais de préservation dans les reconstitutions paléogéographiques proposées pour le bassin des Limagnes ?

La préservation de nombreuses microstructures filamenteuses interroge sur l'origine et le rôle des micro-organismes dans la minéralisation des bioconstructions. Dès lors que l'on se penche sur cette question dans le registre sédimentaire, la question de la préservation du signal primaire devient primordiale. Dans l'actuel, des structures minéralisées présentant des caractéristiques similaires sont observées dans de nombreux environnements continentaux. Les facteurs de contrôle impliqués dans ces minéralisations composent une large gamme allant d'un pôle biotique à un pôle abiotique. Une meilleure compréhension de l'influence de chacun de ces facteurs passe par une caractérisation fine des morphologies des microstructures, des minéraux associés et des transformations diagénétiques.

Quelle est l'origine et le rôle des microstructures filamenteuses dans la minéralisation ?

Le développement des microbialites semble inféodé à la présence d'un substrat dur et ferme, que celui-ci le soit par nature ou par transformation (induration). Le substrat semble également influencer les morphologies des bioconstructions. On peut alors s'interroger sur l'influence physique et chimique du substrat sur le développement des tapis microbiens, la formation des microbialites et leur préservation.

Dans quelle mesure la nature du substrat impacte-t-elle le développement et la préservation des microbialites ?

Références bibliographiques du Chapitre I

- Adiya, T., Johnson, C.L., Loewen, M.A., Ritterbush, K.A., Constenius, K.N., Dinter, C.M., 2017. Microbial-caddisfly bioherm association from the Lower Cretaceous Shinekhudag Formation, Mongolia: Earliest record of plant armoring in fossil caddisfly cases. *PLoS ONE* 12 (11): e0188194. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0188194>
- Alimen, H., 1948. Considérations sur l'espèce oligocène *Potamides lamarcki* Brong. et sur sa répartition en France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 18, 97–114.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., 2000. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160 (1-2), 1–21. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00041-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00041-9)
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P., 2010. Chapter 2: Palustrine Carbonates, in: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 103–131. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06102-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06102-0)
- Alsac, C., D'Arcy, D., Bouillier, R., Ferraud, J., Giot, D., Jeambrun, M., 1988. *Notice explicative de la feuille d'Aigueperse à 1/50 000*, BRGM. ed. Orléans, France, 63p.
- Arenas, C., Piñuela, L., García-Ramos, J.C., 2015. Climatic and tectonic controls on carbonate deposition in syn-rift siliciclastic fluvial systems: A case of microbialites and associated facies in the Late Jurassic. *Sedimentology* 62 (4), 1149–1183. <https://doi.org/10.1111/sed.12182>
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo, G., Sancho, C., 2014. Sedimentology and depositional architecture of tufas deposited in stepped fluvial systems of changing slope: Lessons from the Quaternary Añamaza valley (Iberian Range, Spain). *Sedimentology* 61 (1), 133–171. <https://doi.org/10.1111/sed.12053>
- Armienta, M.A., Vilaclara, G., De la Cruz-Reyna, S., Ramos, S., Cenicerros, N., Cruz, O., Aguayo, A., Arcega-Cabrera, F., 2008. Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178 (2), 249–258. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.019>
- Arp, G., 1995. Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-impact-crater (Miocene, Southern Germany). *Facies* 33 (1), 35–89. <https://doi.org/10.1007/BF02537444>
- Arp, G., Thiel, V., Reimer, A., Michaelis, W., Reitner, J., 1999. Biofilm exopolymers control microbialite formation at thermal springs discharging into the alkaline Pyramid Lake, Nevada, USA. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 159–176. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00038-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00038-X)
- Ars, J.-M., Tarits, P., Hautot, S., Bellanger, M., Coutant, O., Maia, M., 2019. Joint inversion of gravity and surface wave data constrained by magnetotelluric: Application to deep geothermal exploration of crustal fault zone in felsic basement. *Geothermics* 80, 56–68. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.02.006>
- Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics* 25 (1-2), 139–171. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(75\)90014-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90014-1)

- Aubert, M., Bouiller, R., Camus, G., Cochet, A., D'Arcy, D., Giot, D., Jeambrun, M., Roche, A., Bonhomme, N., 1973.** Notice de la carte géologique 1/50000ème, Clermont-Ferrand. BRGM. ed. Orléans, France, 63p.
- Autran, A., Peterlongo J.M. 1980.** Massif Central, in : *Géologie des pays européens* : France, Belgique, Luxembourg. Dunod, pp. 4-123.
- Babuška, V., Plomerová, J., Vecsey, L., Granet, M., Achauer, U., 2002.** Seismic anisotropy of the French Massif Central and predisposition of Cenozoic rifting and volcanism by Variscan suture hidden in the mantle lithosphere: seismic anisotropy of the French Massif Central. *Tectonics* 21 (4), 1-20. <https://doi.org/10.1029/2001TC901035>
- Bailey, K., Kearns, S., Mergoïl, J., Daniel, J.M., Paterson, B., 2006.** Extensive dolomitic volcanism through the Limagne Basin, central France: a new form of carbonatite activity. *Mineralogical Magazine* 70 (2), 231–236. <https://doi.org/10.1180/0026461067020327>
- Barbarand, J., Lucazeau, F., Pagel, M., Séranne, M., 2001.** Burial and exhumation history of the south-eastern Massif Central (France) constrained by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics* 335 (3-4), 275–290. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00069-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00069-5)
- Ben Ahmed, W., Henchiri, M., Mastouri, A., Slim S'himi, N., 2018.** Calcified aquatic insect larval constructions in the Pleistocene tufa of Jebel El Mida, Gafsa, southern Tunisia: Recognition and paleoenvironmental significance. *Journal of African Earth Sciences* 140, 256–266. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.01.003>
- Bertrand-Sarfati, J., Freytet, P., Plaziat, J.-C., 1966.** Les calcaires concrétionnés de la limite oligocène-miocène des environs de Saint-Pourcain-sur-Sioule (Limagne d'Allier) ; rôle des algues dans leur édification, analogie avec les stromatolites et rapports avec la sédimentation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, VII (5), 652–662. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-VIII.5.652>
- Bodergat, A.-M., Briot, D., Hugueney, M., Poidevin, J.-L., Picot, L., Giraud, F., Berger, J.-P., Levy, A., Poignant, A., 1999.** Incursions marines dans l'environnement lacustre du rift oligocène de Limagne (Massif Central, France) ; apport des organismes halophiles et des isotopes du strontium ; datation par les mammifères. *Bulletin de la Société Géologique de France* 170 (4), 499–511.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., 2000.** Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology* 46, 3–34.
- Bohacs, K.M., Lamb-Wozniak, K., Demko, T.M., Eleson, J., McLaughlin, O., Lash, C., Cleveland, D.M., Kaczmarek, S., 2013.** Vertical and lateral distribution of lacustrine carbonate lithofacies at the parasequence scale in the Miocene Hot Spring limestone, Idaho: An analog addressing reservoir presence and quality. *AAPG Bulletin* 97 (11), 1967–1995. <https://doi.org/10.1306/07081312192>
- Bonhomme, M.G., Yerle, J.-J., Thiry, M., 1980.** Datation K-Ar de fractions fines associées aux minéralisations : le cas du bassin uranifère permo-houiller de Brousse-Broquies (Aveyron). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 121–124.
- Bougault, C., Vennin, E., Durllet, C., Muller, E., Mercuzot, M., Chavez, M., Gérard, E., Ader, M., Virgone, A., Gaucher, E.C., 2019.** Biotic–abiotic influences on modern Ca–Si-rich hydrothermal spring mounds of the Pastos Grandes volcanic caldera (Bolivia). *Minerals* 9 (6), 1-37. <https://doi.org/10.3390/min9060380>

- Bourgeois, O., Ford, M., Diraison, M., Veslud, C.L.C. de, Gerbault, M., Pik, R., Ruby, N., Bonnet, S., 2007.** Separation of rifting and lithospheric folding signatures in the NW-Alpine foreland. *International Journal of Earth Sciences* 96 (6), 1003–1031. <https://doi.org/10.1007/s00531-007-0202-2>
- Bourquin, S., Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J.B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., Amour, F., 2011.** The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299 (1-2), 265–280. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.11.007>
- Bouton, A., Vennin, E., Mulder, T., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Goslar, T., Buoncristiani, J.-F., Désaubliaux, G., Visscher, P.T., 2016a.** Enhanced development of lacustrine microbialites on gravity flow deposits, Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 341, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.05.004>
- Bouton, A., Vennin, E., Boule, J., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Goslar, T., Yokoyama, Y., Dupraz, C., Visscher, P.T., 2016b.** Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences* 13 (19) 5511-5526. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5511-2016>
- Bouton, A., Vennin, E., Pace, A., Bourillot, R., Dupraz, C., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Visscher, P.T., 2016c.** External controls on the distribution, fabrics and mineralization of modern microbial mats in a coastal hypersaline lagoon, Cayo Coco (Cuba). *Sedimentology* 63 (4), 972–1016. <https://doi.org/10.1111/sed.12246>
- Bowlin, E.M., Klaus, J.S., Foster, J.S., Andres, M.S., Custals, L., Reid, R.P., 2012.** Environmental controls on microbial community cycling in modern marine stromatolites. *Sedimentary Geology* 263–264, 45–55. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.08.002>
- Bradley, W.H., 1924.** Fossil caddisfly cases from the Green River Formation of Wyoming. *American Journal of Science* 7, 310–312.
- Brasier, A., Wacey, D., Rogerson, M., Guagliardo, P., Saunders, M., Kellner, S., Mercedes-Martin, R., Prior, T., Taylor, C., Matthews, A., Reijmer, J., 2018.** A microbial role in the construction of Mono Lake carbonate chimneys? *Geobiology* 16 (5), 540–555. <https://doi.org/10.1111/gbi.12292>
- Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Wetzel, H.-U., 2017.** Regional distribution pattern of carbon and helium isotopes from different volcanic fields in the French Massif Central: Evidence for active mantle degassing and water transport. *Chemical Geology* 469, 4–18. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.04.004>
- Briot, D., 2008.** Sr isotopes of the shells of the euryhaline gastropod *Potamides lamarcki* from the Oligocene of the French Massif Central and Paris Basin - a clue to its habitats. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268 (1-2), 116–122. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.07.021>
- Briot, D., Poidevin, J.-L., Huguéney, M., 2001.** Apports de l'étude isotopique Sr et Nd des sédiments cénozoïques de Limagne à la compréhension du fonctionnement du rift du Massif Central français. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172 (1), 17–24. <https://doi.org/10.2113/172.1.17>

- Brongniart, C., 1878.** Note rectificative sur quelques diptères tertiaires et en particulier sur un diptère des marnes tertiaires (Miocène inférieur) de Chadrat (Auvergne), la *Protomyia oustaleti* qui devra s'appeler *Plecia oustaleti*. *Annales de la Société scientifique du Département du nord* 1, 74–81.
- Brongniart, C., 1876a.** Note sur une nouvelle espèce de diptère fossile du genre *Protomyia* (*P. oustaleti*), trouvé à Chadrat (Auvergne). *Annales de la Société géologique de France* 3 (4), 459–460.
- Brongniart, C., 1876b.** Observations sur un insecte fossile de la famille des diptères trouvé à Chadrat (Auvergne) (*Protomyia oustaleti*). *Annales de la Société géologique de France* 7, 2pp.
- Carroll, A.R., Bohacs, K.M., 1999.** Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27 (2), 99–102.
- Casanova, J., 1994.** Stromatolites from the East African Rift: a synopsis, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp.193–226. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_8
- Cecil, B.C., 1990.** Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. *Geology* 18 (6), 533–536. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0533:PCOSRO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0533:PCOSRO>2.3.CO;2)
- Cerling, T.E., 1994.** Chemistry of closed basin lake waters: comparison between African Rift Valley and some central North American rivers and lakes, in: Gierlowski-Kordesch, E. H. & Kelts, K. (Eds) *The Global Geological Record of Lake Basins*. Cambridge University Press, Cambridge, pp.29–30.
- Chamley, H., 1989.** *Clay Sedimentology*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-85916-8>
- Chateaufort, J.J., 1972.** Contribution à l'étude de l'Aquitainien. La coupe de Carry-le-Rouet (Bouches-du-Rhône, France). Ve Congrès du Néogène méditerranéen. Volume III, Étude palynologique. *Bulletin Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 4, 59–65.
- Chazot, G., Mergoïl-Daniel, J., 2012.** Co-eruption of carbonate and silicate magmas during volcanism in the Limagne graben (French Massif Central). *Lithos* 154, 130–146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.06.032>
- Cheguer, L., 1996.** *Les laves miocènes de la Limagne d'Allier et des plateaux bordiers (Massif Central français)*. Thèse de doctorat de l'Université de Clermont-Ferrand (France). 201 pp.
- Chelle-Michou, C., Laurent, O., Moyen, J.-F., Block, S., Paquette, J.-L., Couzinié, S., Gardien, V., Vanderhaeghe, O., Villaros, A., Zeh, A., 2017.** Pre-Cadomian to late-Variscan odyssey of the eastern Massif Central, France: Formation of the West European crust in a nutshell. *Gondwana Research* 46, 170–190. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.02.010>
- Choulet, F., Faure, M., Fabbri, O., Monié, P., 2012.** Relationships between magmatism and extension along the Autun–La Serre fault system in the Variscan Belt of the eastern French Massif Central. *International Journal of Earth Sciences* 101 (2), 393–413. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0673-z>
- Christ, N., Maerz, S., Kutschera, E., Kwicien, O., Mutti, M., 2018.** Palaeoenvironmental and diagenetic reconstruction of a closed-lacustrine carbonate system - the challenging marginal setting of the Miocene Ries Crater Lake (Germany). *Sedimentology* 65 (1), 235–262. <https://doi.org/10.1111/sed.12401>

- Coussement, C., Gente, P., Rolet, J., Tiercelin, J.-J., Wafula, M., Buku, S., 1994. The North Tanganyika hydrothermal fields, East African Rift system: Their tectonic control and relationship to volcanism and rift segmentation. *Tectonophysics* 237 (3-4), 155–173. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90252-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90252-6)
- Couzinié, S., Laurent, O., Moyen, J.-F., Zeh, A., Bouilhol, P., Villaros, A., 2016. Post-collisional magmatism: Crustal growth not identified by zircon Hf–O isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 456, 182–195. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.033>
- Cukur, D., Krastel, S., Çağatay, M.N., Damcı, E., Meydan, A.F., Kim, S.-P., 2015. Evidence of extensive carbonate mounds and sublacustrine channels in shallow waters of Lake Van, eastern Turkey, based on high-resolution chirp subbottom profiler and multibeam echosounder data. *Geo-Marine Letters* 35 (5), 329–340. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0410-x>
- Dangeard, L., 1931. Algues inférieures dans le calcaire concrétionné de la Limagne. *Compte Rendus Académie des Sciences Paris* 192, 172–174.
- Dangeard, L., 1933. Sur la présence de foraminifères dans l'Oligocène du Massif Central. *Compte rendu sommaire de la Société géologique de France* 1933, 12–13.
- De Lary, L., Loschetter, A., Gal, F., Vanoudheusden, E., Rocher, P., Burnol, A., Collignan, B., 2016. Risques liés aux émissions naturelles de CO₂ dans l'agglomération de Clermont-Ferrand. Presented at the Environrisk forum, Bourges, France.
- De Launay, L.A.A., 1923. Études sur le plateau central : Notes sur le terrain tertiaire de la Limagne Bourbonnaise, Librairie polytechnique Ch. Béranger 147 (26). ed. Paris.
- De Wet, C.B., Godfrey, L., De Wet, A.P., 2015. Sedimentology and stable isotopes from a lacustrine-to-palustrine limestone deposited in an arid setting, climatic and tectonic factors: Miocene–Pliocene Opache Formation, Atacama Desert, Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 426, 46–67. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.039>
- De Wet, C.B., Yocum, D.A., Mora, C.I., 1998. Carbonate lakes in closed basins: sensitive indicators of climate and tectonics: an example from the Gettysburg Basin (Triassic), Pennsylvania, USA. *Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks: SEPM Special Publication* 59, 191–209. <https://doi.org/10.2110/pec.98.59>
- Della Porta, G., 2015. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. *Geological Society, London, Special Publications* 418 (1), 17–68. <https://doi.org/10.1144/SP418.4>
- Derer, C.E., Schumacher, M.E., Schäfer, A., 2005. The northern Upper Rhine Graben: basin geometry and early syn-rift tectono-sedimentary evolution. *International Journal of Earth Sciences* 94 (4), 640–656. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0515-y>
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389 (1-2), 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.06.011>
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2005. Reply to comments by L. Michon and O. Merle on “Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere” by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, *Tectonophysics* 389 (2004) 1–33. *Tectonophysics* 401 (3-4), 257–262. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.002>

- D’Halloy, J.J., 1812.** Sur le gisement du calcaire d’eau douce dans les départements du Cher, de l’Allier et de la Nièvre. *Journal des mines* 32, 43–64.
- Do Campo, M., del Papa, C., Jiménez-Millán, J., Nieto, F., 2007.** Clay mineral assemblages and analcime formation in a Palaeogene fluvial-lacustrine sequence (Maíz Gordo Formation Palaeogen) from northwestern Argentina. *Sedimentary Geology* 201 (1-2), 56–74. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.04.007>
- Donsimoni, M., 1975.** Étude des calcaires concrétionnés lacustres de l’Oligocène supérieur et de l’Aquitainien du bassin de Limagne (Massif Central, France). Thèse de 3^{ème} cycle de l’université de Paris VI.
- Donsimoni, M., Giot, D., 1977.** Les calcaires concrétionnés lacustres de l’Oligocène supérieur et de l’Aquitainien de Limagne (Massif Central). *Bulletin du BRGM* 2 (1), 131–169.
- Dromart, G., Gaillard, C., Jansa, L.F., 1994.** Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of Western Tethys, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp.295–318. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_12
- Dunagan, S.P., Driese, S.G., 1999.** Control of terrestrial stabilization on Late Devonian palustrine carbonate deposition; Catskill Magnafacies, New York, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 69 (3), 772–783. <https://doi.org/10.2110/jsr.69.772>
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009.** Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96 (3), 141–162. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.005>
- Duwiquet, H., Arbaret, L., Guillou-Frottier, L., Heap, M.J., Bellanger, M., 2019.** On the geothermal potential of crustal fault zones: a case study from the Pontgibaud area (French Massif Central, France). *Geothermal Energy* 7 (1), 33. <https://doi.org/10.1186/s40517-019-0150-7>
- Eardley, A.J., 1938.** Sediments of Great Salt Lake, Utah. *AAPG Bulletin* 22, 1305-1411. <https://doi.org/10.1306/3D932FFA-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Etlicher, 2005.** French and Belgian Uplands, in: Koster, E.A. (Ed.), *The Physical Geography of Western Europe*. OUP Oxford, pp. 231–250.
- Faure, M., 1995.** Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics* 14 (1), 132–153. <https://doi.org/10.1029/94TC02021>
- Fedorchuk, N.D., Dornbos, S.Q., Corsetti, F.A., Isbell, J.L., Petryshyn, V.A., Bowles, J.A., Wilmeth, D.T., 2016.** Early non-marine life: Evaluating the biogenicity of Mesoproterozoic fluvial-lacustrine stromatolites. *Precambrian Research* 275, 105–118. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.01.015>
- Flügel, E., 2004.** *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 976 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8>
- Franke, W., Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2017.** The Palaeozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research* 48, 257–284. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.03.005>
- Freytet, P., 2000.** Distribution and palaeoecology of non-marine algae and stromatolites: II, the Limagne of Allier Oligo-Miocene lake (central France). *Annales de Paléontologie* 86 (1), 3–57. [https://doi.org/10.1016/S0753-3969\(00\)88723-6](https://doi.org/10.1016/S0753-3969(00)88723-6)

- Freytet, P., 1998.** Non-marine, Permian to Holocene algae from France and adjacent countries. *Annales de Paléontologie* 84 (1), 3–51. [https://doi.org/10.1016/S0753-3969\(98\)80001-3](https://doi.org/10.1016/S0753-3969(98)80001-3)
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., 1999.** Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust? *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 97–102. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00034-2)
- Gand, G., Demathieu, G., Montenat, C., 2007.** Les traces de pas d'amphibiens, de dinosaures et autres reptiles du Mésozoïque Français : inventaire et interprétations. *Palaeovertebrata* 35 (1-4). <https://doi.org/10.18563/pv.35.1-4.1-149>
- Gardien, V., Vanderhaeghe, O., Arnaud, N., Cocherie, A., Grange, M., Lecuyer, C., 2011.** Thermal maturation and exhumation of a middle orogenic crust in the Livradois area (French Massif Central). *Bulletin de la Société Géologique de France* 182 (1), 5–24. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.182.1.5>
- Gaudant, J., 2016.** *Francelebias arvernensis* n. sp., une nouvelle espèce de poissons cyprinodontiformes oligocènes de Chadrat (Saint-Saturnin, Puy-de-Dôme, France), avec une brève notice sur un Umbridae fossile du même gisement. *Geodiversitas* 38 (3), 435–449. <https://doi.org/10.5252/g2016n3a4>
- Gaudant, J., 2012.** Révision de *Prolebias stenoura* Sauvage, 1874 du Stampien (= Rupélien) de Limagne (centre de la France), espèce type du genre *Prolebias* (poisson téléostéen, Cyprinodontiformes). *Geodiversitas* 34 (2), 409–423. <https://doi.org/10.5252/g2012n2a9>
- Genter, A., Giot, D., Lieutenant, N., Nehlig, P., Rocher, Ph., Roig, J.-Y., Chevremont, Ph., Guillou-Frottier, L., Martelet, G., Bitri, A., Perrin, J., Serrano, O., Courtois, N., Vigouroux, Ph., Négrel, Ph., Serra, H., Petelet-Giraud, E., 2003.** Méthodologie de l'inventaire géothermique des Limagnes : projet COGEN. Compilation des données. (No. BRGM/RP-52644-FR). BRGM, Orléans, France.
- Ginsburg, R.N., Planavsky, N.J., 2008.** Diversity of Bahamian Microbialite Substrates, in: Dilek, Y., Furnes, H., Muehlenbachs, K. (Eds.), *Links Between Geological Processes, Microbial Activities & Evolution of Life*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp.177–195. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8306-8_6
- Giot, D., Gentilhomme, P., Bouiller, R., Clozier, L., Fleury, R., Gagnière, G., Rey, R., Châteauneuf, J.-J., Tourenq, J., 1976.** *Notice de la carte géologique 1/50000ème, Saint Pourçain sur Sioule*. BRGM. ed. Orléans, France, 35p.
- Goër de Hervé, A., 2000.** Peperites from the Limagne Trench (Auvergne, French Massif Central): a distinctive facies of phreatomagmatic pyroclastic. History of a semantic drift., in: Leyrit, H., Montenant, C. (Eds.), *Volcaniclastic Rocks from Magmas to Sediments*. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, pp.91–110.
- Gong, E., Xu, J., Wang, T., Liang, Y., Gao, F., 2017.** Microbial-caddisfly bioherms in the Early Cretaceous Yixian Formation in the Yixian Basin, Western Liaoning, China. *Cretaceous Research* 78, 127–138. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.06.006>
- Gorin, G., 1975.** Étude palynostratigraphique des sédiments paléogènes de la Grande Limagne (Massif Central, France) : avec applications de la statistique et de l'informatique. Bulletin du BRGM. Thèse de doctorat de l'Université de Genève. 314p.
- Gradziński, M., 2010.** Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Geological Society, London, Special Publications* 336 (1), 143–191. <https://doi.org/10.1144/SP336.8>

- Granet, M., Wilson, M., Achauer, U., 1995.** Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters* 136 (3-4), 281–296. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00174-B](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00174-B)
- Grolier, J., Tchimichkian, G., 1963.** Connaissances nouvelles sur la géologie du socle de la Limagne d'après les sondages de la Régie autonome des pétroles. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-V (6), 930–937. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-V.6.930>
- Guillocheau, F., Robin, C., Allemand, P., Bourquin, S., Brault, N., Dromart, G., Friedenberg, R., Garcia, J.-P., Gaulier, J.-M., Gaumet, F., Grosdoy, B., Hanot, F., Le Strat, P., Mettraux, M., Nalpas, T., Prijac, C., Rigoltet, C., Serrano, O., Grandjean, G., 2000.** Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta* 13 (4), 189–245. <https://doi.org/10.1080/09853111.2000.11105372>
- Guo, X., Chafetz, H.S., 2012.** Large tufa mounds, Searles Lake, California: Large tufa mounds, Searles Lake, California. *Sedimentology* 59 (5), 1509–1535. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01315.x>
- Habdija, I., Radanović, I., Primc-Habdija, B., Špoljar, M., 2002.** Vegetation cover and substrate type as factors influencing the spatial distribution of Trichoptera along a Karstic River. *International Review of Hydrobiology* 87 (4), 423–437. [https://doi.org/10.1002/1522-2632\(200207\)87:4<423::AID-IR0H423>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/1522-2632(200207)87:4<423::AID-IR0H423>3.0.CO;2-V)
- He, X., Chen, Z.-Q., Lu, Z., Li, J., Hu, W., Li, S., Xu, Z., 2015.** Exceptionally preserved caddisfly larval cases (Insecta) from the lower Cretaceous of the Liupanshan basin, Western China. *Journal of Earth Science* 26 (2), 192–202. <https://doi.org/10.1007/s12583-015-0525-z>
- Huerta, P., Armenteros, I., 2005.** Calcrete and palustrine assemblages on a distal alluvial floodplain: A response to local subsidence (Miocene of the Duero basin, Spain). *Sedimentary Geology* 177 (3-4), 253–270. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.03.007>
- Huguéney, M., 1997.** Biochronologie mammalienne dans le Paléogène et le Miocène inférieur du Centre de la France: synthèse réactualisée., in: *Actes Du Congrès Biochrom'97*, 21. Aguilar, J.-P., Legendre, S., Michaux, J., Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier de l'École Pratique des Hautes Études, Montpellier, pp. 417–430.
- Huguéney, M., 1984.** Évolution du paléoenvironnement dans le tertiaire de Limagne (Massif Central, France) à partir des faunes de mammifères. *Geobios* 17, 385–391. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(84\)80195-3](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(84)80195-3)
- Huguéney, M., Berthet, D., Bodergat, A.-M., Escuillié, F., Mourer-Chauviré, C., Watinne, A., 2003.** La limite Oligocène-Miocène en Limagne: changements fauniques chez les mammifères, oiseaux et ostracodes des différents niveaux de Billy-Créchy (Allier, France). *Geobios* 36 (6), 719–731. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2003.01.002>
- Huguéney, M., Poidevin, J.-L., Bodergat, A.-M., Caron, J.-B., Guérin, C., 1999.** Des mammifères de l'Aquitainien inférieur à La Roche-Blanche-Gergovie (Puy-de-Dôme, France), révélateurs de l'activité post-oligocène du rift en Limagne de Clermont. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 328 (12), 847–852. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80201-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80201-8)
- Huguéney, M., Tachet, H., Escuillié, F., 1990.** Caddisfly pupae from the Miocene industrial limestone of Saint-Gérard-le-Puy, France. *Paleontology* 33 (2), 495–502.
- Hurst, P., Judge, S., Werthmann, E., Sheban, M., Luna, E., Reynolds, R., 2018.** An analysis of caddisfly larval cases from domal bioherms in the Upper Green River Formation, White

- Hill Cuesta, Ephraim, Utah. Presented at the AAPG ACE, AAPG Datapages, Salt Lake City, Utah.
- Hyžný, M., Šimo, V., Starek, D., 2015.** Ghost shrimps (Decapoda: Axiidea: Callianassidae) as producers of an Upper Miocene trace fossil association from sublittoral deposits of Lake Pannon (Vienna Basin, Slovakia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 425, 50–66. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.02.012>
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., 2013.** Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology* 60 (4), 1071–1099. <https://doi.org/10.1111/sed.12023>
- Jowett, E.G., 1991.** Post-collisional formation of the Alpine foreland rifts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 61 (1-2), 37–59.
- Kano, A., Matsuoka, J., Kojo, T., Fujii, H., 2003.** Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 191 (2), 243–262. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(02\)00717-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(02)00717-4)
- Kempe, S., Kazmierczak, J., Landmann, G., Konuk, T., Reimer, A., Lipp, A., 1991.** Largest known microbialites discovered in Lake Van, Turkey. *Nature* 349 (6310), 605–608. <https://doi.org/10.1038/349605a0>
- Kiss, O., Schmera, D., Fehér, I., 2003.** Characteristics of caddis larvae assemblages from shallow lakes in the Bükk Mountains, North Hungary. *Hydrobiologia* 506–509 (1-3), 365–372. <https://doi.org/10.1023/B:HYDR.0000008575.22184.59>
- Kreuser, T., 1995.** Tectonic and climatic controls of lacustrine sedimentation in pre-rift and rift settings in the Permian-Triassic of East Africa. *Journal of Paleolimnology* 13 (1), 3–19. <https://doi.org/10.1007/BF00678108>
- Kroner, U., Romer, R.L., 2013.** Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. *Gondwana Research* 24 (1), 298–329. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.03.001>
- Lang, J., 1984.** Un environnement carbonaté palustro-lacustre et hydrothermal : Le barrage quaternaire du Dragon (Bassin de Bamyan — Afghanistan Central). *Geobios* 17, 251–260. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(84\)80179-5](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(84)80179-5)
- Last, W.M., 1992.** Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin lake, a saline maar lake, southern Australia. *Sedimentary Geology* 81 (3-4), 215–229. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90071-X](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90071-X)
- Le Lœuff, J., Lockley, M., Meyer, C., Petit, J.-P., 1999.** Discovery of a thyreophoran trackway in the Hettangian of central France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 328 (3), 215–219. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80099-8](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80099-8)
- Lecoq, H., 1867.** *Les époques géologiques de l'Auvergne*, Baillière. ed. Paris.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J.M., Montel, J.M., Vanderhaeghe, O., Vitel, G., 2001.** The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342 (3-4), 207–237. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00165-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00165-2)

- Lee, H., Muirhead, J.D., Fischer, T.P., Ebinger, C.J., Kattenhorn, S.A., Sharp, Z.D., Kianji, G., 2016. Massive and prolonged deep carbon emissions associated with continental rifting. *Nature Geoscience* 9 (2), 145–149. <https://doi.org/10.1038/ngeo2622>
- Leggitt, V.L., Biaggi, R.E., Buchheim, H.P., 2007. Palaeoenvironments associated with caddisfly-dominated microbial-carbonate mounds from the Tipton Shale Member of the Green River Formation: Eocene Lake Gosiute. *Sedimentology* 54 (3), 661–699. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00854.x>
- Leggitt, V.L., Cushman, R.A., 2001. Complex caddisfly-dominated bioherms from the Eocene Green River Formation. *Sedimentary Geology* 145 (3-4), 377–396. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00155-5](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00155-5)
- Loewen, M.A., Leggitt, V.L., Buchheim, H.P., 1999. Caddisfly (Trichoptera) larval cases from Eocene Fossil Lake, Fossil Butte National Monument. (Geologic Resources Division Technical Report No. NPS/NRGRD/GRDTR-99/03). National Park Service Paleontological Research., United States Department of the Interior National Parks Service, Geological Resource Division Lakewood, CO, USA.
- Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., Anczkiewicz, R., Van Den Driessche, J., 2018. Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif Central: A multimethod geochronological study from the Najac Massif. *Lithos* 308–309, 381–394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.03.022>
- Lustrino, M., Wilson, M., 2007. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews* 81 (1-2), 1–65. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.09.002>
- Luzón, A., González, A., Muñoz, A., Sánchez-Valverde, B., 2002. Upper Oligocene-Lower Miocene shallowing-upward lacustrine sequences controlled by periodic and non-periodic processes (Ebro Basin, northeastern Spain). *Journal of Paleolimnology* 28 (4), 441–456. <https://doi.org/10.1023/A:1021675227754>
- Mackay, R.J., Wiggins, G.B., 1979. Ecological Diversity in Trichoptera. *Annual Review of Entomology* 24 (1), 185–208. <https://doi.org/10.1146/annurev.en.24.010179.001153>
- Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova* 13 (2), 122–128. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2001.00327.x>
- McLachlan, A.J., 1979. The aquatic environment: I. Chemical and physical characteristics of Lake Chilwa, in: Kalk, M., McLachlan, A.J., Howard-Williams, C. (Eds.), *Lake Chilwa*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 59–78. https://doi.org/10.1007/978-94-009-9594-9_4
- McLaren, P., Bowles, D., 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 55. <https://doi.org/10.1306/212F86FC-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Merle, O., Michon, L., Camus, G., Goër de Hervé, A., 1998. L'extension oligocène sur la transversale septentrionale du rift du Massif Central. *Bulletin de la Société Géologique de France* 169 (5), 615–626.
- Merle, O., Michon, L., 2001. The formation of the West European Rift; a new model as exemplified by the Massif Central area. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172 (2), 213–221. <https://doi.org/10.2113/172.2.213>

- Michon, L., Merle, O., 2005.** Discussion on “Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere” by P. Dèzes, S.M. Schmid and P.A. Ziegler, *Tectonophysics* 389 (2004) 1–33. *Tectonophysics* 401 (3-4), 251–256. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.01.006>
- Michon, L., Merle, O., 2001.** The evolution of the Massif Central Rift; spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172 (2), 201–211. <https://doi.org/10.2113/172.2.201>
- Michon, L., Van Balen, R.T., Merle, O., Pagnier, H., 2003.** The Cenozoic evolution of the Roer Valley Rift System integrated at a European scale. *Tectonophysics* 367 (1-2), 101–126. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00132-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00132-X)
- Molenaar, N., De Feyter, A.J., 1985.** Carbonates associated with alluvial fans: An example from the Messinian Colombacci formation of the Pietrarubbia basin, Northern Marche, Italy. *Sedimentary Geology* 42 (1-2), 1–23. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(85\)90070-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(85)90070-3)
- Morange, A., Heritier, F., Villemin, J., 1971.** Contribution de l’exploration pétrolière à la connaissance structurale et sédimentaire de la Limagne, dans le Massif Central, in: *Symposium Jung J, Clermont Ferrand*. pp. 295–308.
- Mtelega, C., Roberts, E.M., Downie, R., Hendrix, M.S., 2016.** Interplay of structural, climatic, and volcanic controls on Late Quaternary lacustrine–deltaic sedimentation patterns, in the Western Branch of the East African Rift System, Rukwa Rift Basin, Tanzania. *Journal of Sedimentary Research* 86 (10), 1179–1207. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.73>
- Naderi Khorshidi, Z., Tan, X., Liu, Q., Choi, P., 2018.** Molecular dynamics study of the dissolution mechanism of kaolinite basal surfaces in alkali media. *Applied Clay Science* 152, 29–37. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2017.10.025>
- Négre, P., Guerrot, C., Petelet-Giraud, E., Millot, R., 2015.** Reinforcing the origin of volcanic rocks from the Massif Central through the isotopic composition of lead and strontium. *Journal of Geochemical Exploration* 153, 79–87. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.03.005>
- Noël, D., Busson, G., Cornée, A., 1993a.** Importance et signification des coccolithophoridées dans des dépôts lagunaires de l’Oligocène inférieur (Stampien-Rupélien) de France. *Revue de Micropaléontologie* 36 (1), 29–43.
- Noël, D., Busson, G., Cornée, A., Mangin, A.-M., 1993b.** Les coccolithophoridées fossiles ne peuvent plus être considérées comme caractéristiques du seul environnement pélagique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 164 (3), 493–502.
- Nutz, A., Kwiecien, O., Breitenbach, S.F.M., Cai, Y., Della Porta, G., Danisch, J., Kabiri, L., Bodin, S., 2019.** Fluvio-lacustrine sedimentation in the Agadir-Tissint Feija (Anti-Atlas, Morocco): A promising palaeoclimate archive for the last glacial cycle in northwest Africa. *The Depositional Record* 5 (2), 362–387. <https://doi.org/10.1002/dep2.65>
- Olariu, C., Bhattacharya, J.P., 2006.** Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-Dominated Delta Systems. *Journal of Sedimentary Research* 76 (2), 212–233. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.026>
- Paik, I.S., 2005.** The oldest record of microbial-caddisfly bioherms from the Early Cretaceous Jinju Formation, Korea: occurrence and palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 218 (3-4), 301–315. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.12.020>

- Pedone, V.A., Norgauer, C.H., 2002.** Petrology and geochemistry of recent ooids from the Great Salt Lake, Utah., in: *Great Salt Lake—An Overview of Change* (Ed. J.W. Gwynn), Utah Department of Natural Resources Special Publication, Salt Lake City, UT. pp. 33–41.
- Peyaud, J.-B., Barbarand, J., Carter, A., Pagel, M., 2005.** Mid-Cretaceous uplift and erosion on the northern margin of the Ligurian Tethys deduced from thermal history reconstruction. *International Journal of Earth Sciences* 94 (3), 462–474. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0486-z>
- Platt, N.H., 1995.** Sedimentation and tectonics of a synrift succession: Upper Jurassic alluvial fans and palaeokarst at the Late Cimmerian unconformity, Western Cameros Basin, Northern Spain, in: Plint, A.G. (Ed.), *Sedimentary Facies Analysis*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 219–236. <https://doi.org/10.1002/9781444304091.ch9>
- Platt, N.H., 1989.** Climatic and tectonic controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: The purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70 (1-3), 187–197. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90089-8](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90089-8)
- Platt, N.H., Wright, V.P., 1992.** Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment? *SEPM Journal of Sedimentary Research* 62. <https://doi.org/10.1306/D4267A4B-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Platt, N.H., Wright, V.P., 1991.** Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects, in: Anadon, P., Cabrera, Li., Kelts, K. (Eds.), *Lacustrine Facies Analysis*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 57–74. <https://doi.org/10.1002/9781444303919.ch3>
- Quesnel, F., Dupuis, C., Yans, J., Ricordel-Prognon, C., Rad, S., Storme, J.-Y., Barbier, F., Roche, E., Bourdillon, C., Smith, T., Iacumin, P., 2009.** Reconstructing the Late Paleocene-Early Eocene continental paleosurface in and around the Paris and adjacent basins: new insights for paleogeographic, geodynamic and climatic studies. *GNS Miscellaneous series* 18, 102–106.
- Renaut, R.W., Owen, R.B., Ego, J.K., 2017.** Geothermal activity and hydrothermal mineral deposits at southern Lake Bogoria, Kenya Rift Valley: Impact of lake level changes. *Journal of African Earth Sciences* 129, 623–646. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.01.012>
- Rey, R., 1971.** Biostratigraphie des bassins tertiaires du Massif Central, in: *Géologie, Géomorphologie et Structure Profonde Du Massif Central*. Symposium J. Jung., Clermont-Ferrand, pp. 309–330.
- Rey, R., 1964.** L'Oligocène et le Miocène inférieur de la Limagne Bourbonnaise. *Revue scientifique du Bourbonnais*, 56–81.
- Ricordel, C., Parcerisa, D., Thiry, M., Moreau, M.G., Gómez-Gras, D., 2007.** Triassic magnetic overprints related to albitization in granites from the Morvan massif (France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251 (2), 268–282. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.04.001>
- Ricordel-Prognon, C., Lagroix, F., Moreau, M.-G., Thiry, M., 2010.** Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central: Paleomagnetic datings. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115 (B10) 1-19. <https://doi.org/10.1029/2010JB007419>

- Riding, R., 1979.** Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries crater, Upper Miocene, southern Germany. *Sedimentology* 26 (5), 645–680. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00936.x>
- Rieger, T., 1992.** Calcareous tufa formations. *Searles Lake and Mono Lake: California Geology* 45 (4), 99–109.
- Riveline, J., Berger, J.-P., Feist, M., Martin-Closas, C., Schudack, M., Soulié-Märsche, I., 1996.** European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 453–468.
- Riveline, J., Giot, D., Farjanel, G., Pacquet, A., 1988.** Mise en évidence de dépôts éocène moyen (Lutétien supérieur) à la base des formations Tertiaires du bassin de Moulins (Allier, France) : implications tectoniques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 306 (1), 55–62.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002.** Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359 (1-2), 117–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00442-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0)
- Rowland, J.V., Sibson, R.H., 2004.** Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids* 4 (4), 259–283. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2004.00091.x>
- Saez, A., Cabrera, L., 2002.** Sedimentological and palaeohydrological responses to tectonics and climate in a small, closed, lacustrine system: Oligocene As Pontes Basin (Spain). *Sedimentology* 49 (5), 1073–1094. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00490.x>
- Saint Martin, J.-P., Saint Martin, S., 2015.** Calcareous microbialites and associated biota in the mediterranean coastal lagoons and ponds of southern France: a key for ancient bioconstructions? *Geo-Eco-Marina* (21), pp. 55 <https://doi.org/10.5281/ZENODO.45033>
- Sanz, M.E., Zarza, A.M.A., Calvo, J.P., 1995.** Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary Madrid Basin, Spain. *Sedimentology* 42 (3), 437–452. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00383.x>
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongiolo, D.E., Aguiar, E.S., 2007.** Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology* 194 (3–4), 169–193. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.06.002>
- Scherler, L., Mennecart, B., Hiard, F., Becker, D., 2013.** Evolutionary history of hoofed mammals during the Oligocene–Miocene transition in Western Europe. *Swiss Journal of Geosciences* 106 (2), 349–369. <https://doi.org/10.1007/s00015-013-0140-x>
- Schmitt, J.M., Baubron, J.C., Bonhomme, M.G., 1984.** Pétrographie et datations K-Ar des transformations minérales affectant le gîte uranifère de Bertholène (Aveyron - France). *Mineralium Deposita* 19 (2). <https://doi.org/10.1007/BF00204672>
- Schnurrenberger, D., Russel, J., Kelts K., 2003.** Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology* 29 (2), 141–154. <https://doi.org/10.1023/A:1023270324800>
- Schumacher, M.E., 2002.** Upper Rhine Graben: Role of preexisting structures during rift evolution. *Tectonics* 21 (1), 1-17. <https://doi.org/10.1029/2001TC900022>

- Schuster, M., Nutz, A., 2018. Lacustrine wave-dominated clastic shorelines: modern to ancient littoral landforms and deposits from the Lake Turkana Basin (East African Rift System, Kenya). *Journal of Paleolimnology* 59 (2), 221–243. <https://doi.org/10.1007/s10933-017-9960-4>
- Seard, C., Camoin, G., Rouchy, J.-M., Virgone, A., 2013. Composition, structure and evolution of a lacustrine carbonate margin dominated by microbialites: Case study from the Green River formation (Eocene; Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 381–382, 128–144. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.04.023>
- Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., Quinif, Y., 2002. Surrection et érosion polyphasée de la bordure cévenole. Un exemple de morphogénèse lente. *Bulletin de la Société Géologique de France* 173 (2), 97–112.
- Shapiro, R.S., 2000. A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaios* 15 (2), 166–169. [https://doi.org/10.1669/0883-1351\(2000\)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2)
- Sissingh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics* 333 (3-4), 361–400. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00020-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00020-8)
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002. Peperite: a review of magma–sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114 (1-2), 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00278-5)
- Swirydzuk, K., Wilkison, B.H., Smith, G.R., 1979. The Pliocene Glens Ferry oolite: Lake-margin carbonate deposition in the southwestern Snake River plain. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 49 (3), 995-1004. <https://doi.org/10.1306/212F789C-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Szatmari, P., Milani, E.J., 2016. Tectonic control of the oil-rich large igneous-carbonate-salt province of the South Atlantic rift. *Marine and Petroleum Geology* 77, 567–596. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.06.004>
- Tanner, L.H., 2002. Borate formation in a perennial lacustrine setting: Miocene–Pliocene Furnace Creek Formation, Death Valley, California, USA. *Sedimentary Geology* 148 (1-2), 259–273. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00221-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00221-4)
- Thiry, M., 2018. Repères pour un cheminement sur les paléosurfaces du Massif Central. (No. R180404MTHI). Centre de Géosciences, École des Mines de Paris, Fontainebleau, France, 53 p.
- Tinsley, B.E., Grubbs, S.A., Yates, J.M., Meier, A.J., 2016. Notes on the ecological roles of *Podostemum ceratophyllum* Michx., 1803 and *Cladophora glomerata* (L.) Kütz., 1843 in the habitat and diet of riverine hydrosychid caddisflies (Trichoptera). *Aquatic Insects* 37 (3), 225–239. <https://doi.org/10.1080/01650424.2016.1210813>
- Tucker, M.E., Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. <https://doi.org/10.1002/9781444314175>
- Turland, M., Marteau, P., Jouval, J., Monciardini, C., 1994. Découverte d'un épisode marin oligocène inférieur dans la série paléogène lacustre à fluviale du bassin du Puy-en-Velay (Haute-Loire). *Géologie de la France* 4, 63–66.
- Valero Garcés, B.L., Gierlowski-Kordesch, E., 1994. Lacustrine carbonate deposition in Middle Pennsylvanian cyclothems - the Upper Freeport Formation, Appalachian Basin, USA. *Journal of Paleolimnology* 11 (1), 109–132. <https://doi.org/10.1007/BF00683273>

- Vanden Berg, M.D., 2019.** Domes, rings, ridges, and polygons: characteristics of microbialites from Utah's Great Salt Lake. *The Sedimentary Record* 17 (1), 4–10. <https://doi.org/10.2110/sedred.2019.1.4>
- Vanderhaeghe, O., Prognon, F., Gardien, V., Solgadi, F., Blein, O., Watinne, A., Pastre, J.-F., Moyen, J.-F., Arnaud, N., Grange, M., Villaros, A., Cardon, O., Cocherie, A., Chèvremont, P., Bertin, C., Sawyer, E., Gasse, F., Le Bayon, B., 2012.** Notice de la carte géologique 1/50000ème, Saint-Germain-Lembron, BRGM. ed. Orléans, France, 103p.
- Vennin, E., Bouton, A., Bourillot, R., Pace, A., Roche, A., Brayard, A., Thomazo, C., Virgone, A., Gaucher, E.C., Desaubliaux, G., Visscher, P.T., 2019.** The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology* 66 (1), 165–204. <https://doi.org/10.1111/sed.12499>
- Vennin, E., Olivier, N., Brayard, A., Bour, I., Thomazo, C., Escarguel, G., Fara, E., Bylund, K.G., Jenks, J.F., Stephen, D.A., Hofmann, R., 2015.** Microbial deposits in the aftermath of the end-Permian mass extinction: A diverging case from the Mineral Mountains (Utah, USA). *Sedimentology* 62 (3), 753–792. <https://doi.org/10.1111/sed.12166>
- Vignaud, P., De Broin, F., Brunet, M., Cariou, E., Hantzpergue, P., Lange-Badre, B., 1994.** Les faunes de vertébrés Jurassiques de la bordure Nord-Orientale du Bassin d'Aquitaine (France) : Biochronologie et environnements. *Geobios* 27, 493–503. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(94\)80171-1](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(94)80171-1)
- Watinne, A., 2004.** *Évolution d'un environnement carbonate lacustre à bioconstructions, en limagne bourbonnaise (Oligo-Miocène, Massif Central, France)*. Thèse de doctorat du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.
- Watinne, A., Quesnel, F., Mélières, F., Guillou, H., Bourdillon, C., Barbarand, J., Baele, J.-M., Yans, J., 2010.** Upper Cretaceous feldspars in the Cenozoic Limagne Basin: A key argument in reconstructing the palaeocover of the Massif Central (France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 298 (3-4), 175–188. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.031>
- Watinne, A., Vennin, E., De Wever, P., 2003.** Évolution d'un environnement carbonaté lacustre à stromatolithes, par l'approche paléo-écologique (carrière de Montaigu-le-Blin, bassin des Limagnes, Allier, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 174 (3), 243–260.
- Wiggins, G.B., 2007.** Caddisflies: Architects Under Water. *American Entomologist* 53 (2), 78–85. <https://doi.org/10.1093/ae/53.2.78>
- Wilks, M., Kendall, J.-M., Nowacki, A., Biggs, J., Wookey, J., Birhanu, Y., Ayele, A., Bedada, T., 2017.** Seismicity associated with magmatism, faulting and hydrothermal circulation at Aluto Volcano, Main Ethiopian Rift. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 340, 52–67. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.04.003>
- Williams, N.E., 1988.** The use of caddisflies (trichoptera) in palaeoecology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62 (1-4), 493–500. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90069-7](https://doi.org/10.1016/0031-0182(88)90069-7)
- Winsborough, B.M., Seeler, J.-S., Golubic, S., Folk, R.L., Maguire, B., 1994.** Recent freshwater lacustrine stromatolites, stromatolitic mats and oncoids from Northeastern Mexico, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 71–100. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_4

- Woods, A.D., 2013.** Microbial ooids and cortoids from the Lower Triassic (Spathian) Virgin Limestone, Nevada, USA: Evidence for an Early Triassic microbial bloom in shallow depositional environments. *Global and Planetary Change* 105, 91–101. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.07.011>
- Wright, V.P., Barnett, A.J., 2015.** An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic early Cretaceous lacustrine carbonates. *Geological Society, London, Special Publications* 418, 209–219. <https://doi.org/10.1144/SP418.3>
- Yemane, K., Siegenthaler, C., Kelts, K., 1989.** Lacustrine environment during Lower Beaufort (Upper Permian) Karoo deposition in Northern Malawi. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70 (1-3), 165–178. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90087-4](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90087-4)
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Builups K., 2001.** Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science* 292 (5517), 686–693. <https://doi.org/10.1126/science.1059412>
- Zhu, X., Li, S., Wu, D., Zhu, S., Dong, Y., Zhao, D., Wang, X., Zhang, Q., 2017.** Sedimentary characteristics of shallow water braided delta of the Jurassic, Junggar basin, Western China. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 149, 591–602. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2016.10.054>
- Ziegler, P.A., Dèzes, P., 2005.** Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. *International Journal of Earth Sciences* 94 (4), 594–614. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0474-3>

Chapitre II

Les tufas microbiens actuels de la Vallée de la Mérantaise (Bassin de Paris, France)



Illustration des tufas microbiens sur le fond de la rivière ; M. Bernardi

Introduction

Ce second chapitre s'intéresse aux concrétions carbonatées et aux structures microbiennes (minéralisées ou non) d'un petit cours d'eau, s'écoulant dans la Vallée de la Mérantaise, au sud-est de Paris. Alors que ce type de dépôts carbonatés est largement étudié dans le monde (e.g., Italie ; [Capezzuoli et al., 2010](#) ; Royaume-Uni, [Andrews et al., 1993](#) ; Espagne, [Melón et Alonzo-Zarza, 2018](#) ; Namibie, [Viles et al., 2007](#) ; USA, [Vesper et al., 2019](#) ; Japon, [Kato et al., 2019](#) ; Australie, [Carthew et al., 2006](#)), les dépôts de la rivière de la Vallée de la Mérantaise, sont restés peu étudiés car présents en petites occurrences sur de faibles extensions ([Freytet, 1989](#)).

Nous désignons ces dépôts minéralisés sous le terme de **tufas microbiens**, d'une part, parce que ces dépôts répondent à la définition de « tufa » donnée par [Ford et Pedley \(1996\)](#) et [Pedley et al. \(2003\)](#) : « les tufas sont les produits de la précipitation de carbonate de calcium en milieu d'eau douce à température froide ou ambiante, contenant des restes abondants de microphytes, macrophytes, invertébrés et bactéries » et, d'autre part, pour faire référence aux abondants indices d'activité microbienne caractérisant ces dépôts. Ces dépôts actuels présentent de grandes similitudes avec les microstructures filamenteuses des bioconstructions à microbes et métazoaires du bassin des Limagnes. L'étude de ces dépôts nous permet d'aborder des notions qui nous étaient difficiles, voire impossibles, à contraindre dans le registre fossile et notamment l'importance du rôle biotique dans la formation des concrétions carbonatées de ce type. En effet, les tufas résultent d'interactions complexes entre les processus physico-chimiques et biologiques (e.g., [Pedley, 1990](#) ; [Manzo et al., 2012](#)). Ce chapitre est consacré à clarifier le rôle de chacun des processus, biotique et abiotique, sur la formation des concrétions carbonatées et la minéralisation des tapis microbiens.

Ce qui nous amène à (1) décrire les concrétions carbonatées et caractériser les structures microbiennes associées ; (2) définir l'évolution des paramètres physico-chimiques et biologiques le long du cours d'eau ; (3) contraindre les processus biotiques et abiotiques et leur(s) impact(s) sur les structures microbiennes ; (4) s'interroger sur le rôle du substrat dans le développement et la préservation de ces structures ; et (5) reproduire par des expériences en laboratoire les processus de minéralisation en milieu naturel et les comparer.

Problématique

Ce chapitre s'articulera autour de la question :

Quels sont les processus biotiques et abiotiques qui gouvernent la formation, la distribution et la préservation des tufas microbiens actuels de la Vallée de la Mérantaise ?

et sera divisé en deux parties :

Partie 1

Le rôle du substrat sur le potentiel de minéralisation des tapis microbiens

La première partie de ce chapitre est consacrée à une étude multidisciplinaire de terrain (sédimentologie, pétrographique, minéralogique, hydrologique et biologique) permettant de contraindre les rôles respectifs des différents facteurs externes sur la minéralisation des tapis microbiens et d'approcher l'impact des facteurs biotiques par rapport aux facteurs abiotiques sur la répartition, le développement, les fabriques et la préservation des structures minéralisées : les tufas microbiens de la Vallée de la Mérantaise.

Partie 2

La précipitation des carbonates dans les biofilms cyanobactériens : comparaison entre une approche expérimentale en laboratoire et des observations de terrain

La seconde partie vient compléter les observations de la première partie par une approche expérimentale de mise en culture de biofilms prélevés dans le cours d'eau et les minéralisations associées. Les résultats de cette expérience sont comparés aux morphologies des précipitations naturelles et permettent de discuter du rôle des processus biotiques et abiotiques dans la précipitation des carbonates.

Partie 1 : Le rôle du substrat sur le potentiel de minéralisation des tapis microbiens

Cette première partie fait l'objet d'un article accepté dans la revue *Minerals* :

« **The role of the substrate on the mineralization potential of microbial mats in a modern freshwater river (Paris Basin, France)** »
[doi : 10.3390/min9060359](https://doi.org/10.3390/min9060359)

Cette partie a également fait l'objet de posters présentés dans des congrès internationaux :

En 2017, à la Goldschmidt, Paris (France).

En 2019, au premier M-Fed workshop, à Dijon (France). Ce poster est disponible ci-contre afin d'accompagner le résumé étendu de l'article.

Cet article et ces posters se concentrent sur les facteurs de contrôle externes sur la minéralisation des tapis et biofilms microbiens donnant lieu à la formation des tufas microbiens de Villiers-le-Bâcle. Une étude multidisciplinaire sédimentologique, hydrogéologique, pétrographique et minéralogique permet de proposer une cartographie et une caractérisation détaillée des minéralisations du cours d'eau. Six structures organosédimentaires présentent une distribution non aléatoire de la source jusqu'à l'exutoire. Leur étude permet de discuter du rôle des différents facteurs de contrôle dans l'évolution de la minéralisation le long de ce cours d'eau. De plus, les observations microscopiques des structures organosédimentaires permettent d'aborder la question du rôle des processus biotiques dans les minéralisations.

Les objectifs de ce travail étaient :

- ❖ D'évaluer les facteurs de contrôle sur les minéralisations dans un environnement de rivière d'eau douce.
- ❖ De mettre en évidence le rôle du substrat dans la formation, la distribution et la minéralisation des tapis microbiens.

The role of the substrate on the mineralization potential of microbial mats in a modern freshwater river (Villiers-le-Bâcle, France)

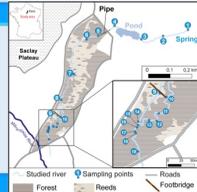
A. Roche¹, E. Vennin², I. Bundeleva³, A. Bouton⁴, D. Payandi-Rolland⁴, P. Amiotte-Suchet¹, Eric C. Gaucher⁵, H. Courvoisier¹; P.T. Visscher^{1,5}

¹Laboratoire Biogéosciences UMR/CNRS 6281z, University of Bourgogne-Franche Comté, 6 boulevard Gabriel, 21000 Dijon (France); ²GET UMR 5363 CNRS Université de Toulouse, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse (France); ³TOTAL CSTJF, Avenue Larribau, F-64033 Pau Cedex (France); ⁴CNRS-CNRS/UMR 8355, University of Paris Sorb, bat.446, 93455 Orsay Cedex (France); ⁵Department of Marine Sciences & Center for Integrative Geosciences, 1080 Shennecossett Road, Groton, U. of Connecticut (USA)

Introduction

- 1km-long freshwater river in the south of Paris (France)
- Geological substratum of river bed : carbonated, sandy and sandstone, clayey and marly-gypsous beds
- Abundant microbial tufa
- Continental temperate climate

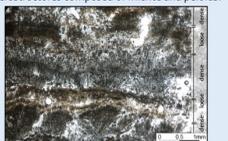
- Objectives**
- Identify the biotic and abiotic factors controlling mineralization potential processes
 - Highlighted the role of the substrate



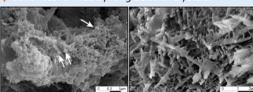
Results

Characterization of microbial-tufa

Microbial tufas present laminated macrostructures and dense or loose filamentous laminae microstructures composed of micrite and peloids.



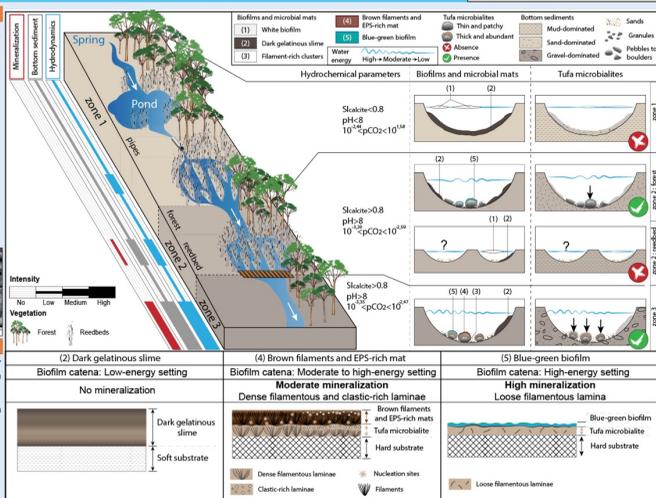
SEM view shows aggregates of micropeloids and dendrites formed by long acicular crystals.



Detailed mapping of the stream

- **Stream characteristics:** morphology, water velocity, granulometry and nature of bottom sediment,...
- **Hydrochemical parameters:** calcite saturation index: SI_{calc} , pH, partial pressure of CO_2 : pCO_2
- **Distribution of organosedimentary structures:**
 - 5 microbial mats or biofilms
 - Microbial-tufa

➔ 3 zones of different intensity of mineralization.



Discussion

Role of physico-chemical parameters

Triggers of mineralization

- High calcite saturation index ($SI_{calc} > 0.8$)
- Degassing of CO_2 by abiotic (in high hydrodynamics) and biotic processes (CO_2 removal by photosynthesis)
- $pH < 8$ prevented calcite dissolution.
- **Water energy control the distribution of microbial mats and biofilms**
- Low energy : white biofilms (1) and dark gelatinous (2);
- Low to moderate energy : filament-rich clusters (3) and brown filament and EPS-rich mat (4);
- High energy: blue-green biofilms (5).

Role of biotic components

EPS and filaments act as substrate for nucleation mineralization.

Two microbial mats/biofilms shown with mineralization

- Blue green biofilms (5) linked with dense filamentous laminae;
- Brown filaments and EPS-rich mat (4) linked to loose filamentous laminae.

Evidences for biotic mineralization processes

- Micrite linked to biotic origin (e.g., Manzo *et al.*, 2012)
- Micropeloids and dendrites are recognized as microbial mineralization features (e.g., Manzo *et al.*, 2012; Pedley *et al.*, 2009)
- Same structures could be obtained in the laboratory by manipulating natural samples (Payandi-Rolland *et al.*, 2019)

Role of the substrate

Physical role

The mineralized microbial mats have been observed on coarser grained sediments.

Hard and stable substrate is required to:

- Favor colonization of and anchor of microbial communities.

Chemical role ?

The nature of the substrate (and its chemical composition) plays a role in the expected mineralization and preservation potential.



Conclusions

- ✓ Complex interplay of abiotic conditions and biotic factors in carbonate mineralization processes in freshwater stream.
- ✓ Presence of hard and stable substrate is required to promote development of microbial mats and enhanced the mineralization.
- **Next step:** Investigate details of the nature of the substrate in the development and mineralization potential of microbial communities.
- **References:** Manzo *et al.*, 2012, *Sedimentology* 59, 553–577; Pedley *et al.*, 2009, *Sedimentology* 56, 511–527; Payandi-Rolland *et al.*, 2019, *Minerals* (7), 409.

Figure II.1 : Poster présenté en 2019 à M-Fed (Dijon, France), récompensé par un prix du meilleur poster.

1. Résumé étendu de l'article 2

Cet article évalue les facteurs de contrôle externes contrôlant la minéralisation des tapis microbiens dans un cours d'eau situé à Villiers-le-Bâcle, dans le Bassin de Paris (France). Une attention particulière est portée au rôle du substrat sur le développement, la minéralisation des tapis microbiens et la préservation des tufas microbiens.

Une cartographie détaillée du cours d'eau, long d'1,1 km, a été réalisée, en prenant en compte la distribution des structures organo-sédimentaires, les caractéristiques du fond de la rivière, la morphologie et la végétation du cours d'eau. Ces observations ont été complétées par une analyse de l'évolution des paramètres physiques et chimiques ; e.g., T° , pH, pression partielle de CO_2 (pCO_2), concentrations en ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^{2-}), l'indice de saturation par rapport à la calcite (SI_{calc}), de la source à l'exutoire. Des analyses sédimentologiques, pétrographiques et minéralogiques, à différentes échelles, ont été effectuées sur les tufas microbiens. Afin de mettre en évidence l'évolution de la minéralisation et de son intensité, des briques en terracotta ont été disposées le long du cours d'eau.

L'observation et l'analyse des structures organo-sédimentaires ont permis de définir et de caractériser 5 tapis ou biofilms microbiens non minéralisés : (1) les **biofilms blancs** surageants à la surface de l'eau dans des zones peu hydrodynamiques, composés de cyanobactérie, diatomées et EPS (*ExoPolymeric Substances*) ou résultant d'oxydation des sulfures ; (2) des épais **tapis gélatineux sombres** peu cohésifs composés d'EPS s'accumulant sur le fond de la rivière dans les zones peu agitées ; (3) des **grappes de filaments** microbiens bruns s'accrochant dans les cavités des substrats grossiers ; (4) des **tapis à EPS et filaments bruns** sur les substrats durs dans des zones à énergie modérée ; (5) de fins **biofilms bleu-vert** recouvrant des substrats durs dans des zones à fort hydrodynamisme. Ces deux dernières structures recouvrent les tufas microbiens.

Seule une structure minéralisée a été identifiée : les **tufas microbiens**. Ces derniers se trouvent sous forme de croûtes carbonatées formées par la superposition de lamines millimétriques classées selon 5 microfabriques différentes : (1) à **filaments compacts** ; (2) à **filaments clairsemés** ; (3) **riche en clastiques** ; (4) **micritique** ; (5) **riche en fer**. Les deux microfabriques filamenteuses sont les plus communes et s'organisent en alternance. Les observations au MEB ont montré, que les laminations filamenteuses présentaient, à micro-échelle, des lamelles de calcite recouvrant les filaments, des micro-péloïdes, des dendrites et des rhomboédres composant la matrice entre les filaments.

La cartographie et l'expérience de minéralisation sur les briques en terracotta, ont permis de définir trois zones d'intensité de minéralisation différente : **la zone 1** est caractérisée par **une absence de minéralisation** et correspond à la partie amont du cours d'eau. Les valeurs de pH et de SI_{calc} sont les plus faibles et les valeurs de pCO_2 sont les plus fortes. Le fond de la rivière présente une granulométrie fine (argile à silt), l'hydrodynamisme est faible et les principales structures organo-sédimentaires sont les biofilms blancs et les tapis gélatineux sombres. **La zone 2** présente **une faible minéralisation** et correspond à la partie médiane du cours d'eau. Les paramètres physico-chimiques présentent des valeurs moyennes ; le pH dépasse le seuil de 8 tandis que les valeurs de pCO_2 atteignent les valeurs de la pCO_2 atmosphérique. L'hydrodynamisme est faible à modéré, le fond de la rivière présente une granulométrie fine à grossière et toutes les structures organo-sédimentaires sont présentes, excepté les tapis à EPS et filaments. La minéralisation s'effectue sur des blocs ou toutes surfaces indurées situées dans le milieu du cours d'eau. **La zone 3** est caractérisée par **une forte minéralisation** et correspond à la partie aval du cours d'eau, avant l'exutoire qui débouche sur la rivière Mérantaise. Cette zone enregistre les valeurs les plus fortes en pH et en SI_{calc} et les valeurs les plus faibles de pCO_2 . Le fond de la rivière présente une granulométrie hétérogène, l'hydrodynamisme varie de faible à fort. Toutes les structures microbiennes sont présentes. Les tufas microbiens sont bien développés sur les blocs et cailloutis situés dans les zones les plus hydrodynamiques du cours d'eau.

L'intensification de la minéralisation tout au long du cours d'eau a permis de mettre en évidence l'importance du rôle des **paramètres physico-chimiques** sur la minéralisation. Les paramètres de pH et de SI_{calc} sont fortement dépendants de la pCO_2 . L'absence de précipitation dans la zone 1 du cours d'eau est expliquée par la faible valeur du pH, empêchant la précipitation et/ou la préservation des carbonates, même si le milieu est sursaturé vis-à-vis de la calcite. En revanche, les zones 2 et 3 présentent des conditions classiques de précipitation des carbonates en milieu d'eau douce avec des valeurs de $SI_{calc} > 0,8$ et un $pH > 8$. Dès lors, l'augmentation de la SI_{calc} est expliquée par diminution de la pCO_2 résultant de processus physiques (hydrodynamisme) et biotiques (photosynthèse).

L'abondance de micrite et l'absence de sparite dans la composition des structures minéralisées et les microstructures (micro-peloïdes, plaquettes de calcite et dendrites) observées dans les tufas microbiens sont communément associées à des processus biologiques et semble indiquer **un rôle biotique** dans la minéralisation. Une comparaison entre les minéralisations issues des prélèvements de tufas microbiens du terrain et les structures résultant de culture en laboratoire abondent dans le sens d'un rôle biotique dans la minéralisation, cette comparaison est traitée dans la partie 2. La répartition des différents tapis et biofilms microbiens étant dépendante des conditions hydrodynamiques, et la minéralisation étant associée à certains tapis et biofilms, par conséquent, les conditions hydrodynamiques du

cours d'eau influencent indirectement la répartition de la minéralisation. Par ailleurs, les relations entre la nature des biofilms et tapis microbiens et les structures minéralisées montrent que ces dernières sont systématiquement associées, soit à des tapis riches en EPS et filaments bruns, soit aux biofilms bleu-vert, cela pourrait attester de l'implication de ces deux tapis/biofilms dans la minéralisation.

Les observations en lames minces suggèrent un développement préférentiel des laminations composées de microfabriques à filaments compacts durant les saisons chaudes et inversement, un développement des laminations à filaments clairsemés durant les saisons froides mettant en avant **un contrôle climatique** sur les fabriques des tufas microbiens.

Les processus physico-chimiques et biotiques ne permettent pas d'expliquer la répartition hétérogène des tufas microbiens au sein d'une même zone (d'intensité de précipitation). Le **substrat semble déterminant et jouer un rôle physique** dans la formation, la minéralisation et la préservation des tapis microbiens. Les tapis microbiens minéralisés (tufas) sont observés uniquement sur les sédiments grossiers (gravier, cailloutis et blocs) mais jamais sur les sédiments fins et mous (argiles et silts). La fermeté et la stabilité du substrat semblent être des conditions prépondérantes dans le développement et la préservation des structures minéralisées. La colonisation et l'ancrage des tapis et biofilms microbiens sont également favorisés par la rugosité du substrat. **La composition chimique du substrat** semble également impacter le développement et la préservation des tufas microbiens. Les substrats enrichis en fer sont systématiquement couverts par des lamines micritiques riches en fer, lesquelles ne sont pas retrouvées ailleurs. L'explication peut être le développement d'une communauté microbienne ayant une réponse spécifique à la présence de métaux comme cela a été démontré dans d'autres études (une étude complémentaire des communautés microbiennes permettrait de répondre à ce questionnement).

Cet affluent de la Mérantaise nous a permis de mettre en évidence les paramètres externes influençant la formation, la distribution et la préservation des tufas microbiens. Cette étude a permis de souligner le rôle physique du substrat dans la distribution et la préservation des structures minéralisées et d'aborder la question de l'impact de la nature du substrat sur le développement du type de communautés microbiennes et la minéralisation de celles-ci. La fermeté et la dureté du substrat favorisent le développement des structures microbiennes. Ces observations posent alors la question de la préservation des structures microbiennes dans le registre fossile ; à quelles conditions des tapis/biofilms microbiens minéralisent-ils et que préserve-t-on dans le registre fossile ?

2. Article 2 publié à *Minerals*

Article

The Role of the Substrate on the Mineralization Potential of Microbial Mats in A Modern Freshwater River (Paris Basin, France)

Adeline Roche ^{1,*}, Emmanuelle Vennin ¹, Irina Bundeleva ¹ , Anthony Bouton ¹ ,
 Dahédrey Payandi-Rolland ² , Philippe Amiotte-Suchet ¹, Eric C. Gaucher ³ ,
 Héléne Courvoisier ⁴ and Pieter T. Visscher ^{1,5}

¹ Biogéosciences, UMR 6282 CNRS, Université Bourgogne Franche-Comté, 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France; emmanuelle.vennin@u-bourgogne.fr (E.V.); irina.bundeleva@u-bourgogne.fr (I.B.); anthony.bouton@u-bourgogne.fr (A.B.); philippe.amiotte-suchet@u-bourgogne.fr (P.A.-S.); pieter.visscher@uconn.edu (P.T.V.)

² GET UMR 5563 CNRS Université de Toulouse, 14 Avenue Édouard Belin, 31400 Toulouse, France; dahedreypayandirolland@hotmail.fr

³ Total CSTJF, Avenue Larrribau, F-64018 Pau Cedex, France; eric.gaucher@total.com

⁴ Université Paris-Saclay, CNRS, Neuro-PSI, équipe Communications Acoustiques, Université Paris-Sud, UMR 9197, F-91405 Orsay, France; helene.courvoisier@u-psud.fr

⁵ Departments of Marine Sciences & Geosciences, University of Connecticut, Groton, CT 06340, USA

* Correspondence: adeline.roche@u-bourgogne.fr; Tel.: +33-2080396362

Received: 15 May 2019; Accepted: 11 June 2019; Published: 13 June 2019



Abstract: The relationship between environmental conditions and the development, mineralization and preservation of modern tufa microbialites was investigated in a 1.1 km long freshwater stream in Villiers-le-Bâcle, a tributary of Mérintaise river. Detailed mapping of the tufa microbialite distribution combined with sedimentological, petrographical and mineralogical analyses were coupled with chemical measurements. Six organosedimentary structures were identified; their distribution appears heterogeneous along the stream and responds to physicochemical conditions of water and specific biological components (e.g., microorganism, exopolymeric substance). Two of the organosedimentary structures show evidence of mineralization and only one is lithified. Based on field observations and in-situ deployment of mineralization markers (bricks), three zones with increasing mineralization intensities are defined, ranging from no mineralization to thick mineralized crusts forming riverine tufa. Both biotic and abiotic processes were proposed for the tufa microbialite formation. We explained changes in mineralization intensities by the specific physicochemical conditions (e.g., calcite saturation index (SI_{calc}) and partial pressure of CO_2 ($p\text{CO}_2$) and a closed proximity of the cyanobacterial biofilm and carbonates precipitates. The physical and chemical composition of substrate impact development of microbial communities, mineralization potential of tufa microbialite. Even though the physicochemical and biological conditions were optimal for mineral precipitation, the potential of lithification depended on the presence of a suitable (physical and chemical) substrate.

Keywords: continental carbonates; tufa; microbial deposits; precipitation; mineralization

1. Introduction

Tufa refers to product of calcium carbonate precipitation under cool, ambient temperature in freshwater [1,2]. Consequently, these carbonate deposits are found in fluvial, lacustrine and palustrine environments. Despite a controversy surrounding the terminology used for tufa in continental settings, this term could be useful for fluvial freshwater carbonate precipitates [3]. The structure and composition

of tufa depends on a complex interplay between physicochemical and biological factors [1,2,4]. Several mechanisms of mineral precipitation have been proposed to explain the formation and deposition of calcium carbonate in freshwater fluvial settings. Whether the origin of tufa is abiotic or biotic remains a controversy [4], it is commonly accepted that specific physicochemical characteristics are required for the formation of tufa, such as the saturation of water with respect of calcite (SI_{calc}), partial pressure of CO_2 ($p\text{CO}_2$) and the hydrodynamics. Tufa can be also considered as microbialitic when cyanobacterial uptake of CO_2 through photosynthesis processes predominates the mineral precipitation [5]. However, processes of bio- and organomineralization associated with passive mineralization of organic matter are not usually limited to photosynthesis in natural microbial mats and biofilms, but rather result from the interplay between different metabolisms, including heterotrophic activity [6–8]. As microbial deposits have been preserved in the tufa of the Mérentaise tributary, the term “tufa microbialite” is therefore favored here.

The current study focused on the control of the substrate on the formation, distribution and lithification of tufa microbialite. The role of substrate in controlling the origin of the different fabrics such as aphanitic crust, peloid, dendrolites and the resulting mineralization has been discussed extensively, e.g., [4,9]. Gradzinski [10] experimented with tablets in both laboratory and natural settings and (first) discussed the importance of the substrate availability for microbialite development and the presence of additional effective nucleation surfaces by introducing allochthonous biotic components (i.e., algae, housing larvae, mosses, detrital grain, etc.). A presence of a suitable substrate is often mentioned for initiation and growth of microbial deposits but considered as obvious concept. Only a few studies regarded this as a key requirement (factor itself): in marine settings, Stal et al. [11] examined sediment size and availability for microbial mat structure and development, and Ginsburg and Planavsky [12] highlighted the essential role of substrate in the Bahamian microbialites development. Dromart et al. [13] discussed the stability of the substrate as a main factor of development and consequential morphology of Jurassic deep-marine microbial structures. In continental settings, Benson [14] showed how tufa covers the underlying substrate and listed stable substrate among the controlling factors promoting precipitation of the calcium carbonate deposits. Della Porta [3] noticed that distribution of bioherms in Great Salt Lake (USA) was dependent on the presence of a stable substrate. Therefore, a hard, stable, substrate may favor development, growth and preservation of microbial deposits. In addition, the chemical composition of the substrate played a role in the development and mineralization of the tufas as was shown in experiments on substrates of different compositions [10,15–21]. Ultimately, the mineralized microbial mats transform the substrate over time, forming a substrate itself and supporting the development of the successive growing steps (e.g., colonization and growth of successive tufa). Baumgartner et al. [22] and Visscher et al. [23] discussed the role of mat communities and physicochemical conditions on the degree and rate of lithification and production of associated minerals. Biological components (exopolymeric substances (EPS) and microbial cells surfaces such as cyanobacterial filaments) can also act as substrate for nucleation of calcite crystals at microscale [4,7,24–26]. The petrographic components of tufa are mainly composed of micrite, microspar and spar. The biogenic origin of micrite is now commonly described [4,24], but the sparry calcite is more usually considered as inorganic product although frequently observed in association with the biotic micrite [27]. Pedley et al. [28] suggested that the living cyanobacterial sheath is the substrate for crystal formation and that biofilm with EPS are the loci of nanometre-sized spherulites and short-crystal. For Dupraz et al. [29], carbonate nucleation is observed in the EPS and never on the sheath. The organomineralization in EPS is followed by physicochemical precipitation of microsparite and sparite in EPS-free substrate made of micropeloids. If accurate, such ultra-structural properties allow discriminating between biotic and abiotic origins.

The current investigation comprises a multi-scale study of a French river system that supports extensive tufa formation, with a detailed description of the morphological and biological organosedimentary structures. The aim of this study is to unravel influences of external (abiotic, e.g., hydrogeology, hydrodynamics, substrate availability and properties) or internal (biotic, e.g.,

microbial diversity, metabolism and ecological interactions) factors controlling the fluvial carbonate mineralization, with an emphasis on role of the substrate in the development and distribution of the tufa microbialite along the river. Firstly, we will discuss the physical and chemical role of the substrate on tufa microbialite formation and secondly, the role of microbial mats in the development of new available substrate.

2. Geographical, Geological and Climatic Context

The study area is located about 20 km southwest from Paris at the northern limit of the Upper Chevreuse Valley Regional Nature Park that is incised by rivers. The Plateau of Saclay is bordered to the north by the Bièvre river, to the southwest by the Mérentaise river and to the south by the Yvette river. The stream investigated in this study, emerges from the Plateau of Saclay and is a tributary of the Mérentaise river (Figure 1). The Plateau of Saclay is composed of the following Oligocene Formations: (1) The “Argiles de Romainville” made up of clays (2–6 m); (2) the “Marnes à huîtres” (4–5 m) and the “Marnes de Brie” both comprising marls (less than 5 m); (3) the “Sables de Fontainebleau” a 65–70 m thick sandstone succession and (4) the less than 10 m thick “Meulière de Montmorency” made up of silts, clays, sands and limestones (Figure 1a; [30]). The climate of the region is temperate with an annual temperature average of 11.2 °C but with significant differences between the coldest and the warmest average monthly temperature (3.9 °C and 19.2 °C, in January and in July, respectively [31]; 1981–2010 observations from Trappes Station, Meteo France). The mean precipitation at the site is about 700 mm/yr. The investigated stream is fed mainly by surface and sub-surface flow and by groundwater discharge from two aquifers: (1) A superficial, discontinuous and heterogeneous aquifer, 10 m thick composed of the “Meulière de Montmorency” and (2) a deep, continuous and homogenous aquifer, 50 to 60 m thick, made up of the “Sable de Fontainebleau”. Both aquifers lie above the “Argiles de Romainville”, the “Marnes à huîtres” and the “Marnes de Brie” Formations. The estimated recharge rate of the deep aquifer ranges from 100 to 150 mm/yr depending on hydrograph analysis [32] or 125 to 150 mm/yr based of simulations [33]. The groundwater has a pH value of 7, a conductivity ranging from 459 to 1416 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, sulfate concentrations ranging from 25 to 332 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ and nitrate concentrations ranging between 15 and 30 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ [32,34]. The nitrate inputs originate mainly from agriculture [32]. The sulfate concentrations are explained by the fluid-rock interaction causing the dissolution of celestite or weathering of pyrite in the Fontainebleau sandstones [34].

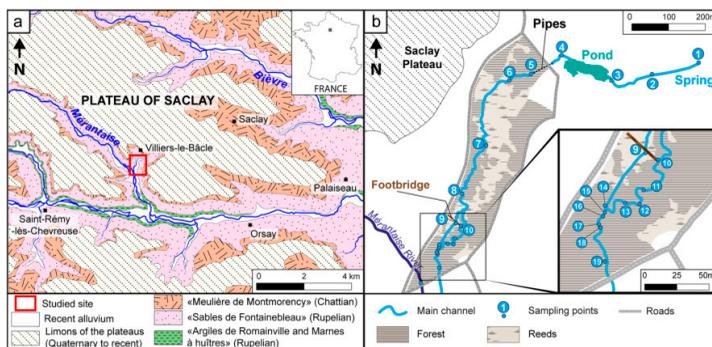


Figure 1. (a) Geographic location of the tributary of the Mérentaise River and regional geological map; (b) Detail of the studied stream from the spring to the confluence with Mérentaise with the location of sampling points (1 to 19).

3. Materials and Methods

Field campaigns were undertaken in October, November, December 2016, March 2017 and October 2018. Detailed mapping of the bottom sediment, including the presence of benthic microbial communities in river stream was carried out using GPS (Garmin Oregon 450t, Garmin eTrex 30; Garmin (Europe) Limited, Southampton, UK). The mapping effort was accompanied by sampling of the sediments ($n = 28$), microbial biofilms ($n = 20$) and the water column ($n = 19$) covering the length of the stream (Figure 1b). For experimental purposes, 10 terracotta bricks were placed in the streambed in order to measure the potential and rate of mineralization (for 18 months). Seventeen thin sections were (optically) analyzed using polarizing light microscopy (Nikon AZ100; Nikon Corporation, Tokyo, Japan) to determine the petrographic microfacies of microbial mats, biofilms and tufa as well as the nature of the substrate. In addition, parallel samples were dehydrated through a series of ethanol-water solutions and were then critical-point dried in a Leica[®] EM CPD300 apparatus and mounted on stubs before carbon sputtering. The 5 stubs and 5 tufa microbialites were examined using SEM (JSM-IT100, JEOL Ltd, Tokyo, Japan) in order to determine the morphological features of microorganisms and associated minerals. Mineralogical analyzes were performed by X-ray diffraction (XRD) using a Bruker D4 Endeavor diffractometer with CuK α radiations combined with a LynxEye detector and Ni filter, under 40kV voltage and 25 mA intensity. Water properties were filtered and measured in the field. The temperature and pH were measured using a WTW pH 3110 with a Sentix[®] 41 electrode (WTW GmbH, Weilheim, Germany); conductivity was determined with a WTW conductimeter cond 3110 (WTW GmbH, Weilheim, Germany), and water velocity were measured with an electromagnetic current meter OTT MF Pro (OTT HydroMet, Germany). Water samples were stored in glass vials kept in refrigerated and transported to the Biogéosciences laboratory. The total alkalinity titration was titrated using the Gran method [35]. Water samples were stored in glass vials kept in refrigerated and transported to the laboratory of Biogéosciences, Université de Bourgogne Franche-Comté, Dijon. Major cation (NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} and Ca^{2+}) and anion (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , PO_4^{3-}) concentrations were determined by ion chromatography (Dionex ICS-1500 and DX 100; Thermo Fisher Scientific Corporation) and Dissolved Organic Carbon (DOC) concentration using a Shimadzu TOC-5000A analyzer (Shimadzu Scientific Instruments Inc., Columbia, MD, USA). The PHREEQC Interactive program was used to obtain the calcite saturation index (SI_{calc}), total dissolved inorganic carbon (TDIC) and partial pressure of CO_2 ($p\text{CO}_2$) values of water samples [36,37]. Calcite saturation index (SI_{calc}) was applied as a measure of equilibrium, according to the formula: $\text{SI} = \log(\text{IAP}/\text{KT})$, where: IAP—Ion Activity Product for ions forming minerals soluble in the given water solution, calculated according to the law of mass action for the given reaction; KT—equilibrium constant for a given reaction at temperature of sampling.

4. Results

Firstly, we will present the physicochemical parameters influencing the organosedimentary structures and the tufa microbialite formation, and secondly, we will focus on the distribution of these structures along the river.

4.1. Physicochemical Parameters of the Stream

4.1.1. Stream Morphology and Associated Vegetation

The physical characteristics presented in Table 1 are arranged by the morphology of the river bed (single or multiple channels, width, depth, and occurrence of topographic breaks) and the water flow velocity. The sedimentary characteristics including the nature and granulometry of the bottom sediment were analyzed according Wentworth [38]. The presence of plant covers characterized the riverbanks with successive reed beds, dense to clearing forests and grasslands. The dense reed bed coincides with a complex network of multiple channels, which transferred into a single stream in the forests. The main types of vegetation growing in the stream were macroalgae, plants, microalgal biofilms and microbial mats.

Table 1. Major characteristics of three zones of the stream; see detailed analyzes in the text below for biological components.

	Zone 1	Zone 2	Zone 3
	No Mineralization	Low Mineralization	High Mineralization
Sampling points	1 to 7	7 to 8; 9 to 10	8 to 9
Distance from spring	0 to 680 m	680 to 840 m	840 to 970 m
		Physical Parameters	
Channel	Single to multiple	Single	Multiple
Depth	Shallow (<10 cm)	Shallow to deep (6 to 30 cm depth)	Shallow (<10 cm)
Water velocity	Slow (<0.023 m.s ⁻¹)	Slow to moderate (0.04 to 0.208 m.s ⁻¹)	Slow to moderate (0.071 to 0.137 m.s ⁻¹)
Topographic break	Pipes	-	-
Granulometry of bottom sediment	Mud to sand, few pebbles	Mud to pebbles, some blocs	Mud to sand
Nature of substrate	Siliceous grains (quartz), wood	Siliceous grains (chert and quartz), woods, roots or anthropogenic (pottery)	Siliceous grains (chert and quartz), wood
		Biological Components	
Vegetation	Forest/Reed bed	Forest	Reed bed
Biofilms, microbial mats	White biofilms; dark gelatinous slime	Dark gelatinous slime; blue-green biofilm; algae	Dark gelatinous slime; few white biofilms; algae
		Tufa Microbialite	
Mineralized crusts	None	Thin and patchy	None
		Chemical Parameters *	
SI calcite	<u>-1.56</u> to <u>0.52</u> ; -0.5	<u>0.89</u> to <u>1.13</u> ; 0.99	<u>0.75</u> to <u>1.27</u> ; 1.01
Conductivity (μS.cm ⁻¹)	<u>547</u> to <u>703</u> ; 641	<u>668</u> to <u>705</u> ; 685	<u>644</u> to <u>712</u> ; 686
pH	<u>6.6</u> to <u>7.64</u> ; 7.34	<u>8.08</u> to <u>8.46</u> ; 8.18	<u>7.96</u> to <u>8.53</u> ; 8.25
pCO ₂ (mbar)	<u>26.30</u> to <u>3.63</u> ; 11.60	<u>2.57</u> to <u>0.63</u> ; 1.95	<u>3.39</u> to <u>0.45</u> ; 1.77

* range is underlined, mean is in **bold**.

4.1.2. Hydrology and Water Chemistry

The hydrochemical data are summarized in Table 2 (see Table S1 for details). The stream water were dominated by HCO₃⁻ and Ca²⁺, with concentrations ranging from 128 to 466 mg.L⁻¹ and from 60 to 150 mg.L⁻¹, respectively. The water sample classifies as a Ca-HCO₃ type according to the Piper [39]. The average concentration of the other major elements (Na⁺ > Mg²⁺ > K⁺; Cl⁻ > NO₃⁻ > SO₄²⁻) were almost constant all along the stream but showing variation with seasons, with the highest values recorded during the autumn, with the exception of SO₄²⁻ (Table S1). Water temperature averages 8.4 °C in November, 6 °C in December and 9.9 °C in March while the mean pH values ranges from 8.19 in November, 8.00 in December and 8.02 in March. The river water was slightly undersaturated with respect to calcite at the spring, and oversaturated all along the stream with SI_{calc} values less than 0.8 upstream and above downstream (Figure 2).

Table 2. Average of main physicochemical parameters according to the zones (see Table S1 for details).

Zone	pH	Conductivity ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)	Alkalinity ($\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$)	TOC (ppm)	pCO ₂ (mbar)	pCO ₂ (x atm. conc.)	Anions (mg·L ⁻¹)					Cations (mg·L ⁻¹)			IS _{calc}	
							Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ³⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺		Ca ²⁺
1	7.34	641	4.1	6.34	11.60	29	27.29	23.24	56.78	-	250.1	15.88	2.82	9.76	91.63	-0.5
2	8.18	685	5.38	6.17	1.95	5	27.01	38.22	50.20	-	328.15	15.39	3.28	11.33	115.75	0.99
3	8.25	686	5.04	6.14	1.77	4	27.71	47.64	45.59	-	307.24	16.25	2.72	11.85	121.72	1.01

(-) no data.

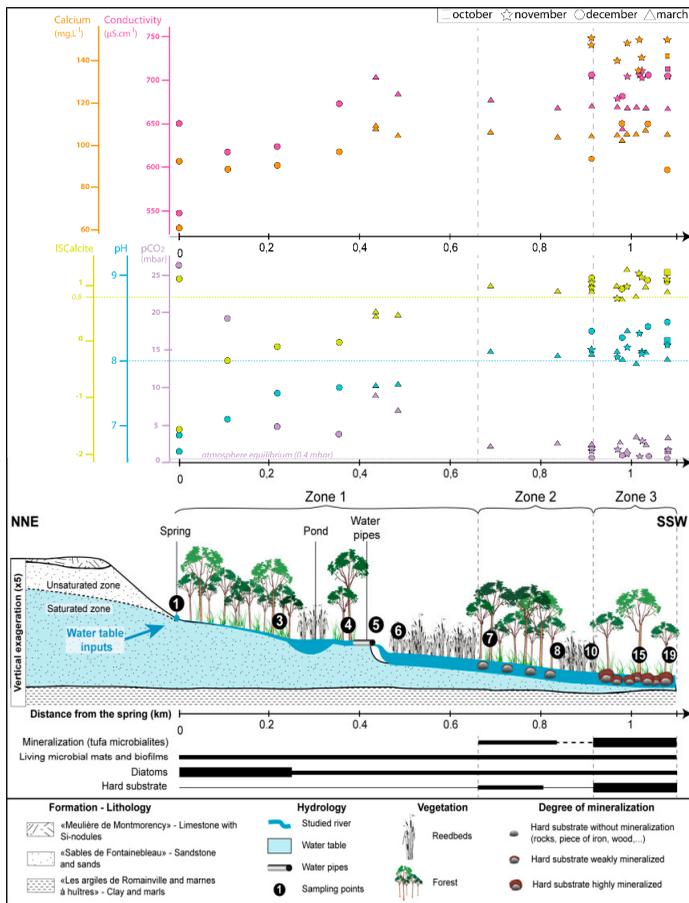


Figure 2. 2D profile of stream showing main hydrochemical characteristics (IS_{calc}; pH; pCO₂; calcium concentration; conductivity; the color of symbols corresponds to the color of the axes of the various hydrochemical variables and shapes of the symbols show the time of the year; mapping of biological (type of vegetation, microbial mats and biofilms, diatoms) and sedimentary (tufa microbialites, hard substrate) characteristics all along the stream.

4.2. Organosedimentary Structures

4.2.1. Microbial Mats and Biofilms

The term microbial mat is used here for vertically laminated organosedimentary structures developing on solid surfaces, embedded in an organic extracellular matrix [11,22,40,41]. In contrast, ‘biofilms’ are considered here as non-structured, single microbial laminae embedded in extrapolymeric substances (EPS) [42,43] bound to a solid surface [44]. The distribution of biofilms and microbial mats responding to average hydraulic pattern may be considered as “biofilm catena” [45].

Five types of microbial mats and biofilms were identified in the present study: (1) white biofilms, (2) dark gelatinous slime, (3) filament-rich clusters (4) brown filaments and EPS-rich mats, and (5) blue–green biofilms. They are organized following a “biofilm-catena” distribution [45]: Low-energy setting (1 and 2), moderate to high-energy setting (3 and 4) and high-energy settings (5). (1) The white biofilms were composed of diatoms, cyanobacteria and EPS, which developed on the water surface in the upstream part of the stream (between points 1 and 3, Figure 2) during cooler seasons (Figure 3a). Similar biofilms have been reported and can result from abiotic or biotic sulfide oxidation. Sulfate reducers respire organic carbon produced by diatoms and/or cyanobacteria, producing sulfide. Consecutively, the sulfide is oxidized, either biotically (e.g., by filamentous or unicellular colorless sulfur bacteria; the former were not observed in the current investigation) or abiotically (by atmospheric O₂ at the water-air interface) [46,47]. (2) The 2–10 cm-thick dark gelatinous slime was a non-mineralized, flat and smooth, dark brown mat characterized by a copious amounts of EPS (Figure 3b). Similar gelatinous structures resulted from excessive EPS production by microbial communities generated due to environmental cues [7,40,42,48]. The thickness (mm to dm-thick) of these structures increased from the spring to the distal part of the stream. (3) The filament-rich clusters were composed of sub to mm-long microbial filaments forming non-mineralized, non-cohesive clusters that developed downstream mainly during the autumn. These submersed structures were systematically attached on a hard substrate, hanging down in cavities beneath or on the side of pebbles, granules and boulders (Figure 3c). (4) Brown filamentous EPS-rich mats were composed of mm-long filaments organized in patchy bunches were attached to hard substrate surfaces on which they developed during the autumn in moderate-energy settings (Figure 3d). These mats had internal laminations comprising black filaments, diatoms, organic matter, framboidal pyrite and quartz. Diatoms, belonging to the genus *Gyrosigma* [49], were common at the surface of the mat (Figure 3e). The mineral fraction of the mat included calcite-rich peloids and rhombs. (5) The blue–green biofilms constituted a hard thin blue–green lamina overlying a carbonated layer (Figure 3f). The blue–green biofilms developed downstream in the central more hydrodynamic areas of the channel. A continuous mineral crust within the biofilm covered the surface of the hard substrates that correspond frequently to tufa microbialites. They were made up of microbial filaments associated with larval housings (i.e., *Trichoptera* pupal cases) and diatoms identified as *Cocconeis* sp.; *Navicula* sp. and *Amphora pediculus* [49] (Figure 3g). Experiments with the terracotta bricks revealed that mineralization started in isolated small hemispheroids (submm-thick) that fused laterally to form continuous mm to cm-thick layers. The brown filamentous mats and blue–green biofilms were only observed overlying the surface of tufa microbialite described below.

4.2.2. Tufa Microbialites

Tufa microbialites observed in this study comprised mineralized carbonate crusts arranged in mm-thick laminae composed of either isolated or bunched filament molds and sheath remnants embedded in a micritic to microsparitic matrix. The tufa microbialites developed on various substrates and mimic that substrate’s morphology. Their fabrics were composed of flat or slightly wavy laminae with a thickness of 100 to 1000 μm-thick (Figure 3h,i). The identification of the fabrics in thin sections, based on their morphology, matrix and the associated biotic and abiotic components (Table 3), allowed to classify five microfabrics: (1) Dense or (2) loose filament molds; (3) clastic-rich laminae; (4) micritic-rich laminae; and (5) iron-rich laminae.

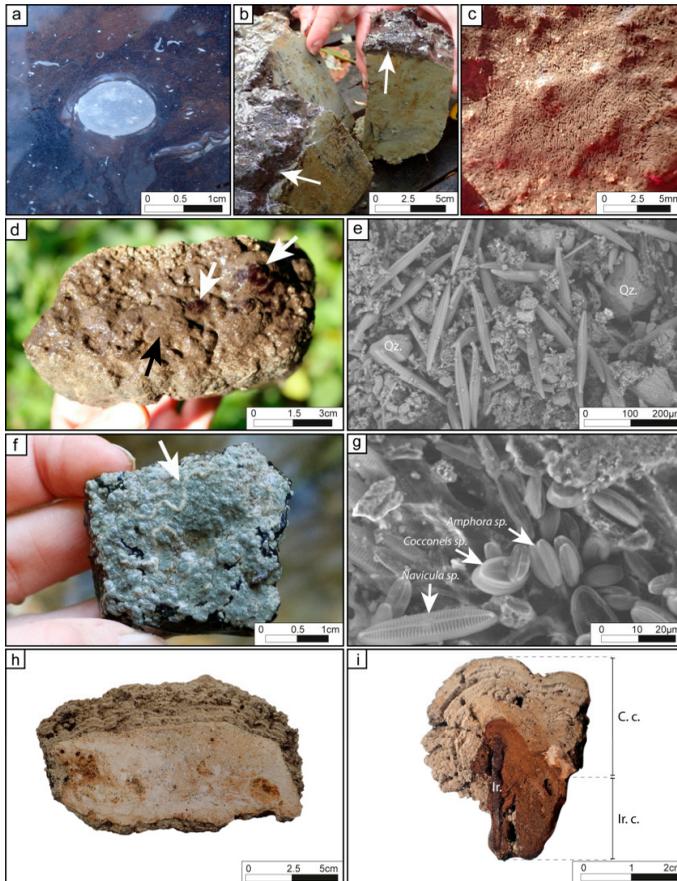


Figure 3. Organosedimentary structures observed in the stream. (a) White biofilms trapping a bubble at the water–air interface; (b) dark gelatinous slime (white arrows) overlying a muddy bottom sediment; (c) filament-rich clusters in cavities and on edges of gravels; (d) brown filaments (white arrows) and EPS-rich mats (black arrow) covering tufa microbialite; (e) SEM top view of brown filaments and diatoms of genus *Gyrosigma* (with copious amounts of EPS), and quartz grains (Qz) embedded in exopolymeric substance (EPS); (f) blue–green biofilms with larval housings (white arrow) forming meandering pattern covering tufa microbialite; (g) SEM view of blue–green biofilms covered by three genera of diatoms (*Navicula*, *Cocconeis*, *Amphora*); (h) cross-section of tufa microbialite on siliceous substrate; (i) cross-section of tufa microbialite on ferrous substrate showing alternation of mm-thick laminae (Ir. c.) covered by an iron crusts (ir. c.) and a carbonated crust (C. c.) composed of alternations of laminae.

Table 3. Microfabrics.

Microfabrics	Morphology of Laminae	Matrix	Main Components of Laminae	Other Components	Preservation/Porosity	Substrate	Biological Affinity	Figures
Dense filamentous	Flat or slightly wavy laminae (10 to 1000 μm thick), composed of fan-shaped structures, frequently sharply truncated by dissolution surface.	Microsparite or light micrite.	Molds of filaments organized in fan-shaped and erected perpendicular to the basement. Composed of two-size types of filaments: 12 to 13 μm in diameter filaments slightly arched and 500 μm long. Segmentation may be observed every 17 to 23 μm ; 2–4 μm in diameter straight filaments with are empty or filled by dark matrix (oxides?). In MEB view, remnants sheath preserved in filaments molds.	Scarce detrital grains (quartz, K-feldspars, plagioclases; 100 to 200 μm) trapped in the residual porosity between the filaments; scarce circles shapes (Chorellopsis-like?) with a diameter ranging from 50 to 100 μm within or at the top of laminae; few oxides crystals (from 10 to 30 μm -width); larval housings, <i>Trichoptera</i> pupal cases and diatoms.	Large vuggy to interpericular dissolution porosity. cavity is filled by detrital grains.	Micritic laminae, loose filaments laminae. Boulders of different composition.	Thick filaments: <i>Phormidium</i> (?) Thin filaments: <i>Leptolyngbya</i> sp.	Figures 4a–d, and 6d
Loose filamentous	Flat to wavy laminae from 100 to 900 μm -thick, sometimes showing fan-shaped structures or concentrically organization; interlayered with micritic laminae with different colors; laminae are frequently sharply truncated by dissolution surfaces.	Dense micrite, locally dotted.	Molds of scattered straight filaments branching or not with diameters from 4 μm to 10 μm and 10 to 100 μm long; isolated filaments embedded in micritic matrix with local clotted organization; walls highlighted by dark lines or filled by a dark matrix; filaments are perpendicular to substrate or disorganized. In MEB view, remnant sheath preserved in filaments molds.	Few oxides crystals (10 to 40 μm), diatoms.	Weak vuggy porosity.	Dense filaments laminae, micritic laminae with or without quartz. Boulders of different composition.	<i>Phormidium</i> sp.	Figures 4f,g and 6d
Clastic-rich	300 to 800 μm -thick discontinuous or continuous laminae, with dark rims at the top and dissolution surfaces.	Micritic or light microsparite.	Pebbles, angular and unsorted quartz 30 to 100 μm , scarce K-feldspars or plagioclases.	Rare disorganized thin molds of filaments (4 to 6 μm).	Strong to weak vuggy porosity.	Iron-rich laminae with quartz, chert.	-	Figure 6a

Table 3. *Cont.*

Microfabrics	Morphology of Laminae	Matrix	Main Components of Laminae	Other Components	Preservation/Porosity	Substrate	Biological Affinity	Figures
Micritic	Wavy laminae from 30 to 300 µm-thick, top are often limited by dark rims and dissolution surfaces.	Micritic or light microsparite.	Homogeneous dense micrite, lined by black rims enriched in iron (?).	Few oxide crystals (20 to 120 µm).	-	Mainly in contact with the boulders; dense filament laminae; iron-rich laminae with or without quartz.	-	Figure 6b,c
Iron-rich without quartz	30 to 100 µm-thick laminae, with thin µm-thick wavy laminations.	Dark brown micrite or microsparite.	Dense dark matrix composed of goethite and siderite (?).	Small oxide crystals (20 to 40 µm).	No porosity	Micritic laminae with quartz, iron, chert.	-	
Iron-rich with quartz	100 to 500 µm-thick laminae, delimited by irregular and black rims and dissolution surfaces.	Dark clotted micrite, grey micrite or microsparite.	Dense dark matrix composed of goethite and siderite (?); psiloids, angular and unsorted quartz (20 µm to 300 µm) trapped in the matrix, scarce K-feldspars, plagioclase or siliceous-rich fragments.	Oxide crystals (10 to 30 µm), rare wood fragments.	No porosity	Micritic laminae with quartz, chert, wood.	-	Figure 6b,d

(1) Dense filamentous laminae: The laminae appeared flat or slightly wavy with a thickness of 100 to 1000 μm , which were composed of filamentous molds embedded in calcitic microsparite or micrite. Molds were either empty or filled with organic sheaths or oxides (Figure 4a). The erected non-branching filaments were organized in a fan-shaped pattern and attached on hard substrates, comprising previously deposited microbial laminae. These hemispheroid structures were usually covered by a blue–green biofilm. Thick and thin filaments were present in close proximity of each other (Table 3): (i) 12 to 13 μm -diameter, arched filaments displayed locally preserved evidence of segmentation (Figure 4b). Their characteristics suggested that they could be assimilated to *Phormidium incrustatum* [50] or *Homeothrix/Calothrix* [51]; (ii) 2 to 4 μm -diameter straight filaments with no segmentation and an appearance similar to the non-heterocystous cyanobacteria *Leptolyngbya* sp. [51,52]. These laminae often showed high porosity due to open spaces between the filaments and the fan-shaped structures. Pores were filled in with micrite, microsparite and clastic materials. The surface of these laminae was frequently truncated or dissolved and showed evidence of trapped detrital grains (quartz and feldspars) or oxides. Some circular shapes with a diameter ranging from 50 to 100 μm were trapped in the fabric (Figure 4c). Similar fabric morphologies have been observed in Eocene Green River Formation, and were interpreted as green algae *Chlorellopsis coloniata* Reis, fungal spores or insect eggs [53]. Larval housings, forming rounded and elliptical shapes in cross-section [17,50] (Figure 4d), diatoms and *Trichoptera* pupal cases were usually attached to the surface laminae and substrate (Figure 4e), but also locally trapped within the laminae.

(2) Loose filamentous laminae: These laminae, with a thickness of 100 to 900 μm , were either well-defined flat, wavy and concentric in shape (Figure 4f,g), frequently sharply truncated and dissolved. They were mostly composed of a calcitic micritic matrix, locally clotted with embedded filaments (Figure 4f). The molds of filaments were scarce and isolated but easily recognizable due to oxide fillings (Figure 4f). The straight filaments, which were 4 to 10 μm in diameter, were either arranged vertically from the basement surface, subparallel to the depositional surface or disorganized. The filaments resembled the cyanobacteria *Phormidium* sp., frequently observed in modern tufa-depositing rivers, e.g., [17,18,52,54,55]. In addition, oxides and diatoms were occasionally observed.

Both dense and loose filamentous laminae exhibited similar microstructures and mineral fabrics. Scanning electron microscopic observations revealed that filaments were completely encrusted in a carbonated matrix (Figure 5a), covered by calcite lamellas and embedded in a calcitic matrix, mostly composed of microsparite or micrite. The presence of previously formed filaments was discernible by the segmented sheath remains or hollow tubes within matrix (Figure 5a). Between filaments, the fabric was composed of micropeloids, dendrites, and rhombs. The micropeloids (up to 40 μm in diameter; Figure 5b) were made up of aggregates of nanospheres with diameter ranging from 100 to 200 nm (Figure 5c). The dendrites presented μm -long acicular crystals assembled in three diverging directions forming pyramidal structures or Christmas tree-like (Figure 5d). Rhombohedral polyhedra were composed of triangular masses with iso-oriented assemblage of 0.5 μm -long trigonal. Their edges measured from 7 to 17 μm . These polyhedra agglutinated in the same direction forming larger triangular polyhedra (Figure 5e,f).

(3) Clastic-rich laminae: Showed well-defined, 300 to 800 μm -thick, flat laminae. They were composed of scarce 4 to 10 μm -thick filament molds, peloids, angular and sorted quartz as well as feldspars (Table 3). The surfaces were frequently affected by dissolution, and covered by an oxide-rich rim (Figure 6a). The clastic-rich laminae showed a similar composition and organization as the unconsolidated brown filamentous mats.

(4) Micritic laminae: The discontinuous to continuous, 30 to 300 μm -thick laminae were composed of a dense homogenous micrite lacking inclusions, with the exceptions of a few small oxide crystals. The wavy surface often showed strong dissolution rims with oxide-rich crusts (Figure 6b,c).

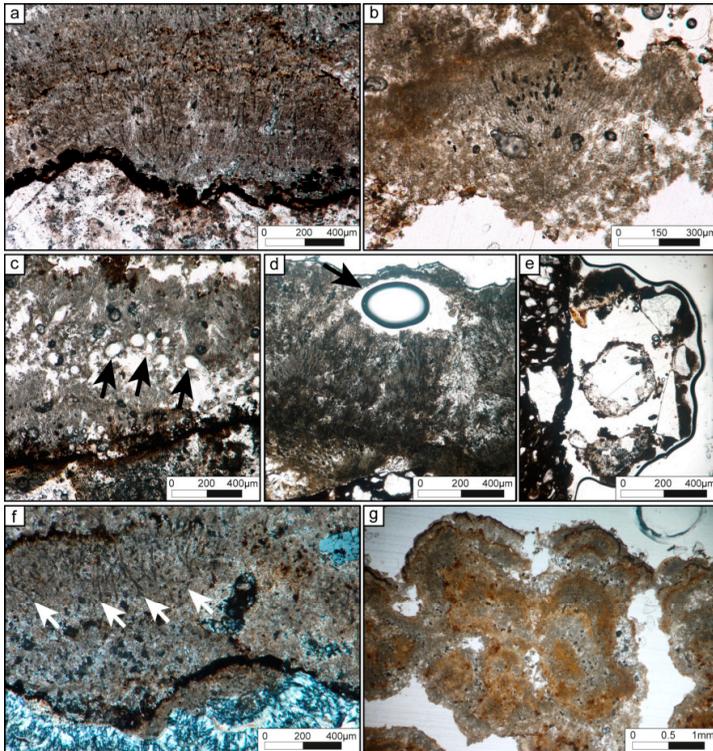


Figure 4. Filamentous-rich microfabrics in thin section view. (a) Dense filamentous lamina covering a siliceous substrate; (b) segmented filaments forming fan-shaped structures in dense filamentous lamina; (c) circle shapes (black arrows) within a dense filamentous lamina; (d) cross-section of a larval housing (black arrow) near the surface of a dense filamentous lamina; (e) cross-section of *Trichoptera* pupal cases on the edges of substrate; (f) wavy loose filamentous laminae consisting of isolated filaments (white arrows); (g) loose filamentous laminae composed of concentric structures and isolated filaments.

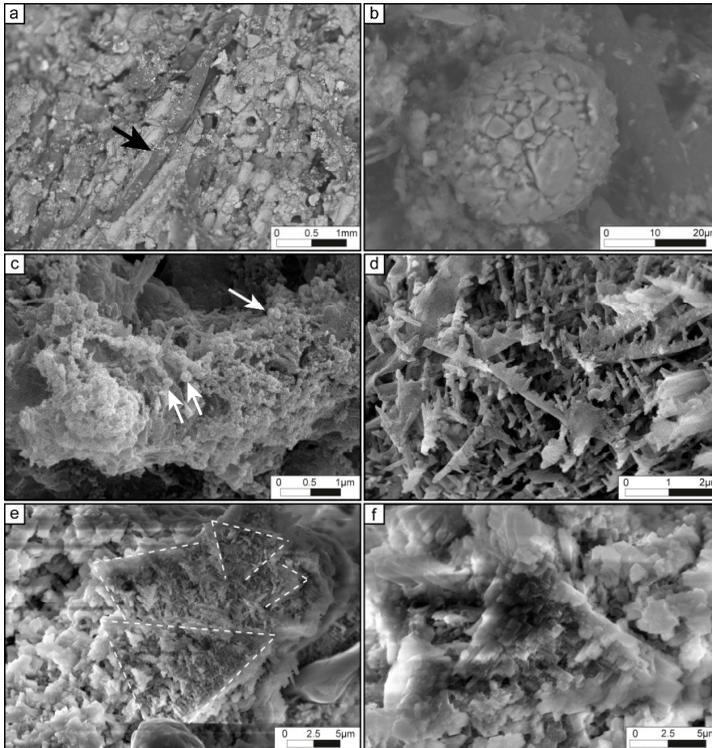


Figure 5. Microstructures of tufa microbialite in SEM view. **(a)** Remnants of sheaths of filamentous cyanobacteria (*Phormidium* sp.; black arrow) embedded in carbonate matrix; **(b)** micro-peloids composed of carbonate grains; **(c)** aggregates of nanospheres (white arrows); **(d)** dendrites formed by long acicular crystals; **(e)** trigonal polyhedra and **(f)** rhombohedra forming triangular masses.

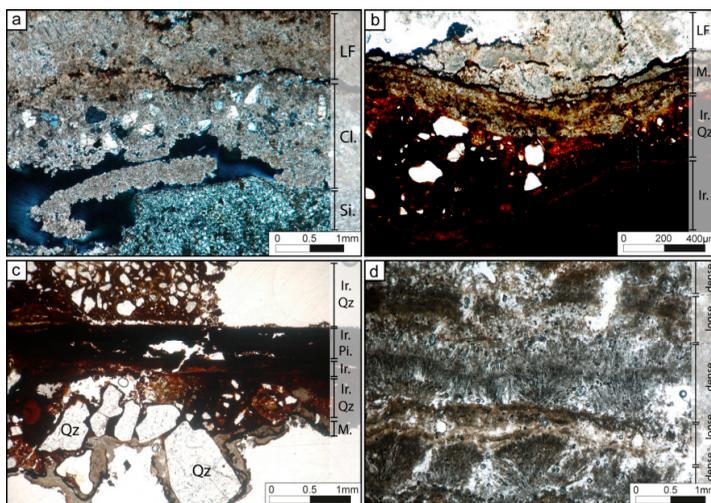


Figure 6. Microfabrics of tufa microbialites in thin section view. (a) Clastic-rich lamina (Cl.), composed of detrital grains embedded in microsparite and separated from loose filamentous laminae (LF) by a dark dissolution rim, overlying a siliceous substrate (Si.); (b) succession of iron-rich laminae without quartz (Ir.), and with quartz (Ir. Qz), micritic laminae (M.) and loose filamentous laminae (LF); (c) fragment of iron (Ir. Pi.) surrounded by iron-rich laminae (Ir.), iron-rich laminae with quartz grains (Ir.Qz) covered by two micritic laminae (M.); (d) alternation of dense and loose filamentous laminae.

(5) Iron-rich laminae: 30 to 500 μm -thick iron-rich laminae with μm -thin goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$) and siderite (?; FeCO_3) accumulations. These laminae occasionally contained quartz (Figure 6b,c). Both angular and unsorted quartz were observed combined with a few feldspar and/or quartz grains (Table 3). These laminae were only formed in contact with larger iron fragments, e.g., nail (Figure 6c).

The most representative tufa microbialites along the river are composed of couplets made of dense and loose filamentous laminae (1 and 2; Figure 6d). In all samples including those obtained from the terracotta bricks, micritic laminae at the surface of the underlying hard substrate were almost systematically developed forming the base of the tufa microbialites.

4.3. Zonation of the Mineralization Intensity

Field observations along the stream and experiments using terracotta bricks formed the basis for subdividing the 1.1 km-long river into three zones depending on the mineralization intensity of the organosedimentary structures. Each of these zones displays different physical, sedimentary, biological and hydrochemical characteristics (Figures 2 and 7; Tables 1 and 2).

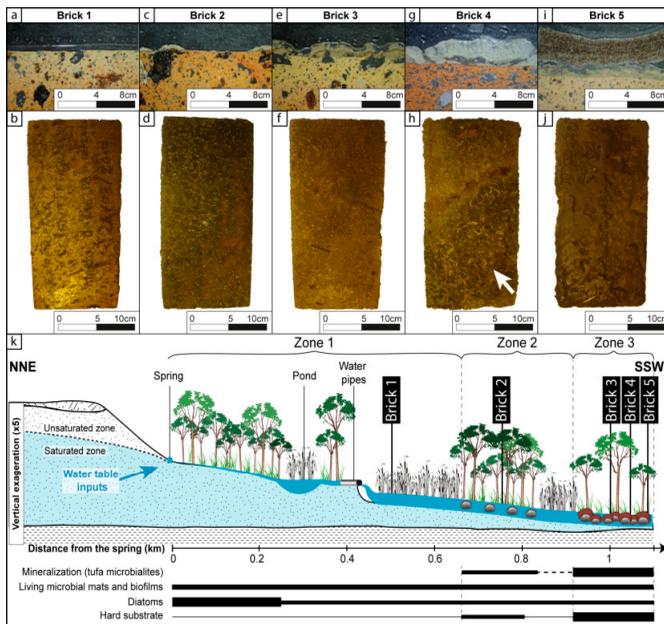


Figure 7. Degree of mineralization along the stream (a,c,e,g,i): Thin section view of terracotta bricks; (b,d,f,h,j): Top view of terracotta bricks: (a,b) No mineralization on top brick 1 (Zone 1); (c) and (d) thin and patchy tufa microbialite on top of brick 2 (Zone 2; forest-dominated); (e,f) thin and continuous tufa microbialite on brick 3 (Zone 3); (g,h) continuous and thicker tufa microbialite and blue-green biofilms (white arrow) on brick 4 (Zone 3); (i,j) mm-thick tufa microbialite covered by dark gelatinous slime on brick 5 (Zone 3); (k) 2D-profile of the stream with location of terracotta bricks (see captions Figure 2).

4.3.1. Zone 1: No Mineralization

Zone 1 extends from the spring to where the vegetation transitioned from a reed bed to a forest (points 1 to 7; Figure 2). This zone is characterized by slow-flowing water in a single shallow channel (water depth around 10–20 cm high water-level; Figure 8a). After 200 m, the water flows in a 120 m-long and 200 m-wide, approximately one-meter-deep pond (Figure 8b). Downstream of the pond, water is directed into two channels, the first approximately 10 m-long one (Figure 8c) and the second an 80 m long. The channels are associated with a topographic break (terrace) of about 2 m in height causing a turbulent zone (Figure 8d). A thick deposit of dead leaves covered the river bottom. The bottom sediment underneath the leaves was mostly composed of mud-sized sediments with a lower contribution of granules (quartz grains). The clay assemblage was similar along the entire streambed and consisted of vermiculite (29%), kaolinite (27%), interstratified illite-smectite (25%), illite (12%) and chlorite (8%). Downstream, the main channel branches into several very shallow watercourses without topographic breaks, crossing a dense herbaceous reed bed area (from points 5 to 7; Figure 2). In this part of zone 1, the substrate was still composed of fine particles from mud to siliceous sand

(Figure 8e). In the entire zone, pH values were the lowest and increase gradually downstream from 6.6 to 7.6. The $p\text{CO}_2$ values are inversely proportional to pH values with the highest values during the spring (26.3 mbar; 66 times more elevated than the atmospheric concentration (0.4 mbar), point 1; Table S1; Figure 2). Conductivity, alkalinity and SI_{calc} measurements gradually increase downstream (Table S1; Figure 2). White biofilms at the water-air interface (Figures 3a and 8a) and dark gelatinous slimes resting on the bottom of the stream were frequently observed. However, no tufa microbialite was found in this zone, not even when terracotta bricks were deployed as hard surface (brick 1; Figure 7a,b). Instead, the bricks were covered locally by *Trichoptera* pupal cases. No mineralization of any of the organosedimentary structures was observed in this zone.

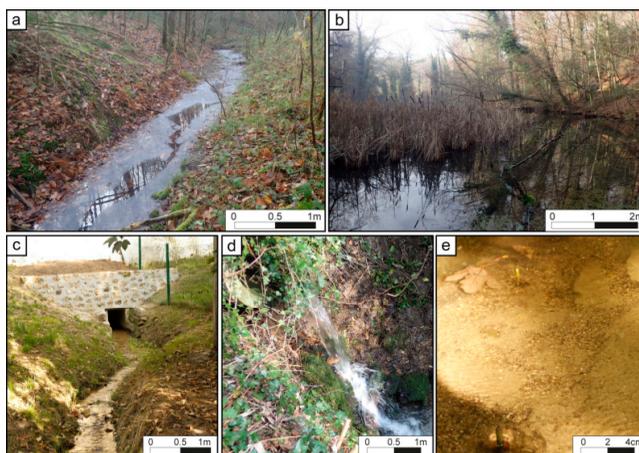


Figure 8. Main characteristics of Zone 1 from the spring to the forest (see Figure 2 for exact location). (a) Single channel extending from the spring to the pond with a white biofilm covering the water-air interface; (b) pond colonized by reeds; (c) culvert; (d) waterfall with a meter-high topographic break caused by the culvert; (e) fine-grained, mud-silt sized bottom sediment.

4.3.2. Zone 2: Low Mineralization

Zone 2 encompassed a forested area interrupted locally by a reed bed (points 7 to 10; Figures 2 and 9a,b). In this zone, tufa microbialite with a low degree of mineralization first appeared. The forest area (points 7 to 8; Figure 2) with bushy vegetation was crossed-cut by a single deeper channel (around 30 cm deep) with a several shallow topographic breaks (Figure 9a). The sand-sized bottom sediment was coarser than in Zone 1; the finest particles still comprised muds but the largest particles reached boulder-size (Figure 9c,d). The streambed also contained wood fragments, roots and anthropic debris like pottery. Downstream, the forest passed through a second reed bed (points 8 to 10; Figure 2), in which the stream divided again into multiple, shallow channels without topographic breaks. The entire zone was characterized by a downstream increase in pH from 7 to 8 and $p\text{CO}_2$ values ranging between 0.63 and 2.57 mbar (Figure 2), meaning that the lower values are almost at equilibrium with atmosphere. In this zone, dark gelatinous slimes covered the bottom of the river at the edges of the channel (Figure 9e,f) and white biofilms accumulated at the water-air interface (Figure 9g), where hydrodynamic conditions were lower and consequently the sediments softer and thinner (mud to silt; Figure 3b). Low mineralization was observed on brick 2 with the development of patchy and less than

mm-thick micritic laminae with loose filamentous (Figure 7c,d). The terracotta brick was colonized by *Trichoptera* pupal cases on the edges (Figure 4e). In addition, thin tufa microbialites developed on pebbles, cobbles and boulders of different lithology (Figure 9h). These tufas were associated with blue–green biofilms during the warmer period of the year and localized in the area with the highest hydrodynamic conditions (Figure 9i).

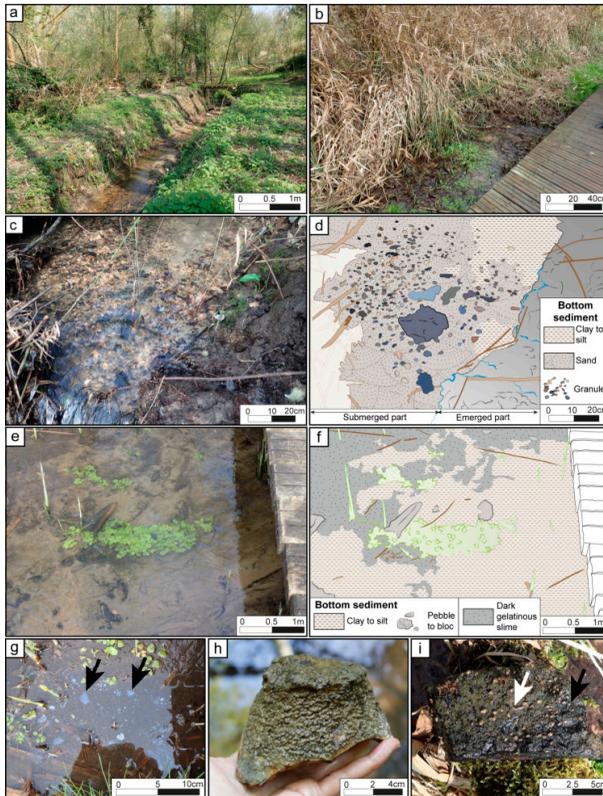


Figure 9. Main characteristics of Zone 2 from the forest to the footbridge (see Figure 2 for exact location). (a) Single, deep (70 cm to 1 m) channel in the forest-dominated zone; (b) shallow (less than 15 cm) multiple channels flowing through the reed bed; (c) view and (d) drawing of the bottom sediments of the forest-zone dominated by sand size; (e) view and (f) drawing of the bottom sediment of the zone reed-dominated by mud to silt size with few pebble and blocks, dark gelatinous slime covering soft substrate; (g) patchy white biofilms in the reed bed zone (black arrows); (h) fragment of pottery covered by a mm-thick pustular tufa microbialite; (i) substrate covered by thin, patchy blue–green biofilms with *Trichoptera* pupal cases (black arrow) and larval housings (white arrow).

4.3.3. Zone 3: High Mineralization

Zone 3 initiated in a clearing part of the forest (points 10 to 19; Figure 2), where the previously-formed multiple channels regrouped into a fast-flowing single stream, less than half meter deep (Figure 10a–c). Several small topographic breaks provided local turbulence. The average particle size of the bottom sediment was dominated by coarse sand to gravel with a granulometry ranging from muds to boulders (Figure 10a,b). The sediment composition varied from silica (Figure 3h), wood fragments (Figure 10d), roots to anthropic substrates like pieces of iron (Figures 3i and 10e), and glass fragments (Figure 10f,g). In term of chemical composition of the water, Zone 3 exhibited lower $p\text{CO}_2$ values (ranging between 0.44 and 3.4 mbar), higher pH values (around 8.6) and SI_{calc} (around 1.27). The lowest value of $p\text{CO}_2$ corresponds to a complete return to the atmospheric equilibrium. This area revealed the presence of abundant and diverse organosedimentary structures as well as the highest mineralization intensities of those observed in the stream, with tufa microbialites reaching 5 cm in height (Figure 3h,i). In the less hydrodynamic areas of the stream (i.e., where the river bank is convex, toward the edge and in a secondary lateral channel), thick dark gelatinous slime deposits covered both soft and hard substrates. Widespread tufa microbialites were observed along the entire Zone 3 and they covered all substrates, including the coarsest components such as boulders pebbles, and cobbles regardless of the nature of the substrate. Tufa microbialites were well developed on the experimental terracotta bricks and displayed continuous mineralized crusts (up to 2 cm-thick) that had formed during 18 months of deployment in the stream (Figure 7e–j). Tufa microbialites started with micritic laminae followed by alternating loose and dense filamentous laminae. Tufa microbialites were frequently covered by blue–green biofilms and/or brown filamentous mats during the warmest time of the year (Figure 3d,f). Larval housings and pupal cases were frequently associated with the tufa microbialites (Figure 4d,e).

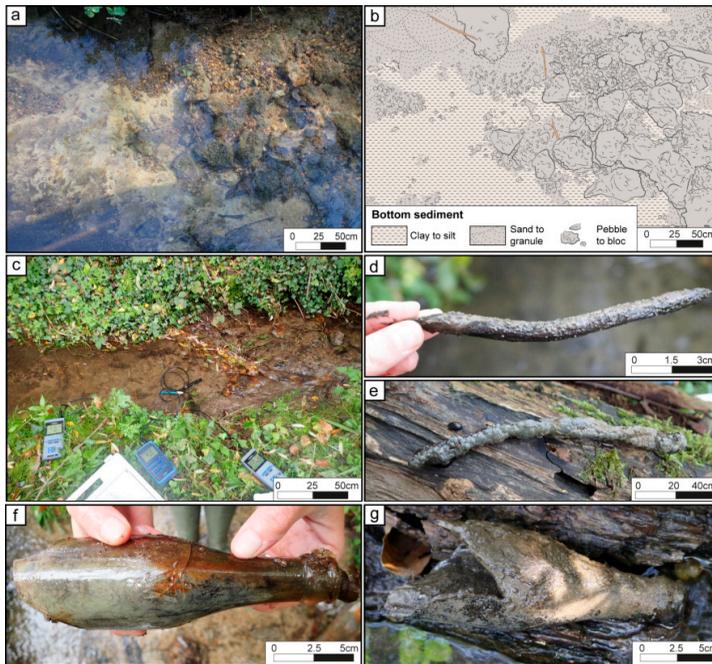


Figure 10. Main characteristics of Zone 3 from the footbridge to the point of confluence with the river (see Figure 2 for exact location). (a) View and (b) drawing of the bottom sediment mainly composed of coarse (pebble to block) material encrusted by tufa microbialites; (c) single channel (20 cm-deep) with high-velocity current and small topographic break; (d) fragment of wood encrusted by a mm-thick tufa microbialite; (e) fragments of iron encrusted by tufa microbialite; (f) shard of glass (broken bottle) without tufa microbialite during the first field campaign (October 2016); (g) tufa microbialites developed on the same glass shard (October 2018).

5. Discussion

5.1. External Controlling Processes on Mineralization

The formation of tufa in freshwater systems has been linked to several hydrogeological/physicochemical ($p\text{CO}_2$, SI_{calc} , temperature, light, substrate, Ca^{2+} , etc.) and climatic, geomorphological and geological factors, e.g., [10,18,56–58]. Abiotic processes dominate tufa formation by governing the intensity, nature, and texture of the mineralization. However, the establishment and growth of tufa could also comprise a biological part and, in this case of the present investigation, may have resulted from the complex interplay between biotic and abiotic processes (see discussion in Manzo et al. [4]). The supersaturation of the water with respect to calcite (SI_{calc}) is the most mandatory to trigger mineral precipitation processes in freshwater settings [18] that can lead to the formation of tufa [4]. SI_{calc} is strongly influenced by the variation of the partial pressure of CO_2 ($p\text{CO}_2$) [57].

In the tributary of the Mérentaise River, the distribution of tufa microbialite all along the stream may be explained by the evolution of these two parameters (Figure 11a). Except the first few hundred meters close to the source (the first part of Zone 1), the water is generally supersaturated with respect to calcite ($SI_{\text{calc}} > 0$), gradually increasing downstream. However, no mineralization was observed in the last part of zone 1, in spite of a positive SI_{calc} , ranging between 0.4 and 0.5. Spontaneous calcite precipitation is reported to start from about 10-fold the supersaturation (0.8 to 1.1), see, e.g., [18,56,57,59]. If so, SI_{calc} probably prevented mineralization in this part of the stream. The non- or low-supersaturation with respect to calcite is typically linked to low pH values (<8), which also prevent the precipitation of calcite [60]. Low pH values in the entire Zone 1 result from one or several processes associated with the reed-dominated vegetation, including degradation of organic matter and respiration of roots causing uptake of soil-originated CO_2 , and decrease the pH [56]. Downstream, in Zones 2 and 3 that were dominated by forest, the pH was generally above 8, with the highest average values in Zone 3. The increasing pH and SI_{calc} values coincide with the decrease in $p\text{CO}_2$ values (the calcium concentration and alkalinity values remain stable; Table 3; Figure 2). CO_2 degassing, either from physical or biological processes, is one of the most frequently discussed factors in the literature to explain the development of tufa by favoring the mineralization of calcite, see, e.g., [5,52,61–64]. Physical CO_2 degassing may occur in fast flowing or turbulent waters and/or in a system with high DIC concentrations. Consequently, tufas typically grow faster in high-energy settings with intense degassing, e.g., [5,61,63,65,66]. Several topographic breaks, such as the outlets of the water pipe in Zone 1 and the numerous turbulent areas in Zone 3 caused the mechanical CO_2 degassing from the stream. Tufa microbialites were present in the fast-flowing zones (e.g., Zone 3), where the channel is single and the vegetation dominated by forest (Figure 9). In contrast, tufa formation was not observed in the slow-flowing, multi-channel reed-dominated part of the stream. Slight variations of some chemical parameters in Zone 3 were observed and may be the result of local groundwater input along the stream, increasing the $p\text{CO}_2$ and decreasing in SI_{calc} values, as observed in Mesa and Piedra rivers [64,67].

Biological CO_2 uptake through photosynthesis by microorganisms may contribute to CO_2 removal from the stream [18,61,62,68,69]. The respective contribution of each process to CO_2 removal is impossible to assess [64], but some authors have estimated that cyanobacterial photosynthesis (e.g., by *Rivularia*) may account for up to 20% of the total CO_2 removal [70] and 10–20% of the total Ca^{2+} loss [5]. While the process of photosynthesis is often considered less efficient than physical CO_2 degassing [52,58,66], it should not be neglected, depending on the hydrodynamic conditions. Furthermore, the CO_2 uptake by photosynthesis can contribute more than mechanical CO_2 removal under slow flowing conditions [18,61,62,68,71], which mimic the prevailing hydrodynamics in the stream investigated in this study. The microbial mats and biofilms composed of diatoms, cyanobacteria, filamentous algae and/or chemolithoautotrophic bacteria were present along the stream and can participate in the photosynthetic removal of carbonate species from water, lowering the $p\text{CO}_2$. In fact, the exchange of pore water from microbial mats and EPS matrices is slow and CO_2 removal by microbes is typically very fast in these benthic ecosystems, resulting in extreme local pH value (e.g., $\text{pH} > 11$) [72]. In addition, macrophytes and reed beds may also contribute to CO_2 removal from the water column [73]. The tufa microbialites were more abundant and thicker in Zone 3, where the diversity and abundance of microbial mats and biofilms was higher. Conversely, Zone 1 displayed less diversity of microbial mats and biofilms and consequently did not support tufa development.

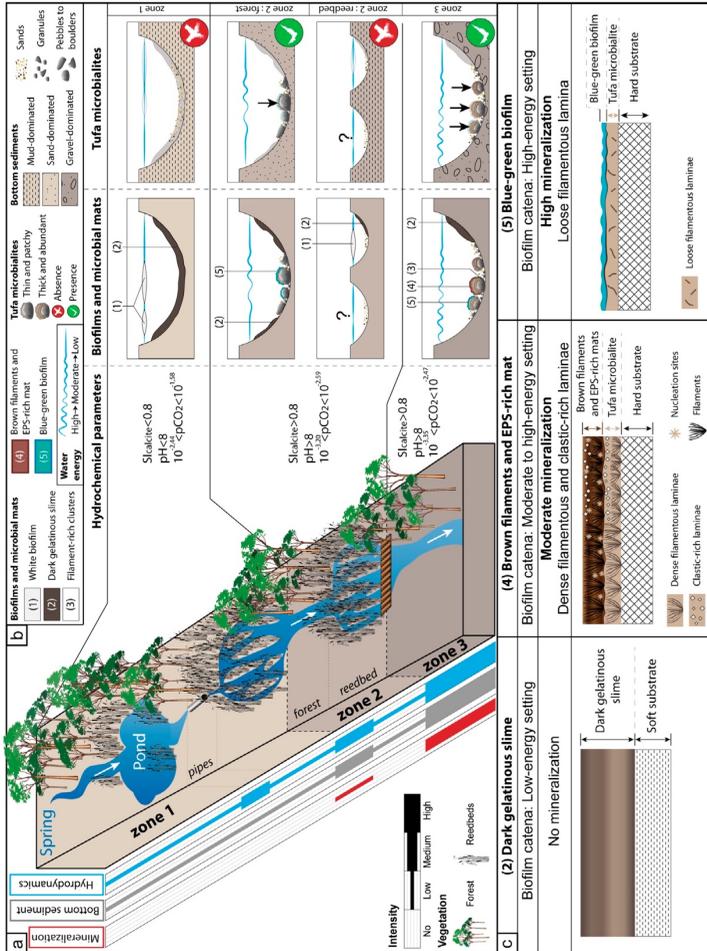


Figure 11. Diagram depicting the main biotic and abiotic characteristics: (a) Development of microbial mats, biofilms, and tufa microbialites along the stream showing the distribution of the bottom sediment, hydrodynamics, and the degree of mineralization; (b) detail of the channel bottom for each zone showing the development of living microbial mats and biofilms; note that the mineralization mainly occurred in Zone 3 and scarcely in Zone 2 as shown by the distribution of the tufa microbialites; (c) variations in degree of mineralization partly resulting from the thickness of the EPS (dark gelatinous slime)/brown filaments EPS-rich mat) with an increase of mineralization observed when the EPS layers were thinner.

5.2. Link Between Living-Microbial and Mineralized Organosedimentary Structures

As outlined above, although abiotic processes are the major drivers that induce mineralization and tufa, biotic influences cannot be neglected. The distribution of microbial mats and biofilms is driven by the hydrodynamic conditions [11,42], which consequently impact mineralization processes, see, e.g., [10,68]. In the Mérentaise River, the development of organosedimentary structures seems correlated to the hydrodynamics of the streambed (Figure 11b). When the hydrodynamic conditions are weak, white biofilms develop at the water-air interface. The slow flow rate also supports development of a dark gelatinous slime, consisting of EPS accumulation, on the edges and at the bottom of the stream. Conceivably, this thick gelatinous slime was produced by the abundant diatom communities (e.g., *Gyrosigma*), which can produce copious amount of EPS [74]. Alternatively, but less likely, the slime can form from the accumulation of transported of EPS, produced upstream [75]. In higher hydrodynamics conditions, the filamentous-rich clusters settle in cavities on the edges of pebbles or cobbles, which were protected from the high-energy regime. Some biofilms [76] and EPS-rich mats [42,77,78] are easily damaged and disintegrate when water flow is too fast. The white biofilm, gelatinous slime and filament-rich clusters, observed along the entire stream from Zone 1 to Zone 3, are poorly mineralized as only some micritic crystals have been observed in the dark gelatinous slime. Filamentous biofilms thrive in moderate to high-energy environments, where ciliate abundance tends to be higher than in the low-energy settings, as proposed by Primc-Habdija et al. [79]. In Zones 2 and 3, the brown filamentous mats prevail and are commonly associated with the blue-green biofilms. The latter contain diatoms of Genus *Cocconeis* and *Naviculata lanceolate*-type, which tolerate a strong current [80,81]. The presence of thin blue-green biofilms under the highest hydrodynamic conditions is consistent with stressful conditions at the bottom of the stream inhibiting other biotic components to thrive [68]. The preferentially epiphytic development on the tufa microbialites questions their role in the mineralization processes, since mineralization intensity is not homogenous within the same zone, as well as the thickness of preserved tufa microbialites.

The characteristic petrographic components of tufa are micrite, microspar and spar [4]. In the tufa microbialites from the tributary of the Mérentaise, the main evidence for mineralization was micrite and peloids, while sparite calcite crystals were absent. A biological origin for micrite has been commonly accepted [4,24], contrary to the sparry calcite, which is still considered as a pure inorganic product [27]. Large calcite crystals are common components of many physicochemically produced deposits in freshwater streams. The absence or poor development of microbial mats typically results in microcrystalline precipitation, e.g., sparry calcite [10]; palisade crystals [57]; columnar calcite spar, [82]; microcrystalline calcite [58], as was found in the Piedra river (Spain). Thus, the widespread presence of biofilms and microbial mats covering the different substrates in the stream of the current study may explain the absence of sparite crystals. The absence of macrocrystals in our fabrics corresponds with the model proposed by Manzo et al. [4], which indicates that precipitation of sparite cannot occur when microbial mats are abundant.

The study of microstructures and their relation with biological components facilitate a better understanding of a biotic vs. abiotic origin of tufa microbialites. Even if some authors proposed a purely physicochemical role in the shape of crystals [76,83–85], the role of microorganisms has been also recognized. The precipitation of carbonates is enhanced by the presence of EPS and especially its degradation [24,29,57,86–88]. However, Pedley [68], Turner and Jones [75], Pedley and Rogerson [27] have noticed that crystals nuclei may be present in EPS without microbial cells or activity. Our SEM investigations on microbial mats and biofilms of the Mérentaise tributary stream have highlighted the role of biotic components, especially microorganisms and EPS, in the mineralization processes and the formation of tufa (Figure 5a–f). Calcite lamellas encrusting the filaments, similar to those obtained in laboratory studies [89] were observed in the tufa microbialites. The laboratory experiments, in which part of the natural community of microorganisms was present, indicated that the lamellas presented the first stage of calcium carbonate precipitation by *Phormidium* sp. The micro-peloids found in tufa microbialites of our investigation were also observed by Payandi-Rolland et al. [89], who contributed

their formation to the activity of the filamentous cyanobacteria *Oscillatoriales* sp. and EPS. The presence of numerous holes in our thin sections (Figure 4a) could be traces of *Oscillatoriales* sp.-like organisms and the micro-peloids could thus be considered as indirect evidence of microbial activity. The presence of nanostructures generally argues for a biologic tufa origin: Nanospheres have been observed in other studies, e.g., nanocrystal [4,24]; spherulites; [28,90]; nannobacteria, [91] and are viewed as fundamental structures associated with EPS or microbial activity [4,24,28,91]. The acicular dendrites found in this study resemble with long-crystallite dendrite triads [28,92], short calcite fibers [4], short triads [24], dendrite lattice [75] and dendritic calcite [90]. Pedley et al. [28] reported that dendrites were associated with cyanobacterial sheaths or green algal cell membranes, acting as catalyst for nucleation of calcite spar. The triangular polyhedra of the current study are very similar to 'short-crystallite dendrite calcite' [28]; short-calcite fibers, [4]; short triads [24]; 'saw-tooth'-like rhombohedra [90], and dendrite in a triangular domain [75]. The massive triangular polyhedra were always found in association with EPS [28], supporting a biologically-mediated origin of tufa [93].

The complex role of the community structure (e.g., changing the pH and DIC through the combined microbial metabolisms) and properties of the EPS (e.g., cation-binding capacity) affect carbonate precipitation and lithification [7,22,94]. Both changes in alkalinity and Ca-binding or release from EPS Ca^{2+} concentration are tightly coupled to metabolic activity and impact the precipitation of minerals in microbial mats [6,7]. While the characterization of the microbial communities in the stream was beyond the scope of this paper, a clear relationship exists between the thickness of the microbial mats and the intensity of mineralization. The thicker (i.e., more developed) microbial mats with copious amounts of EPS only develop under reduced hydrodynamic conditions and are associated with a low degree of mineralization (Figure 11b,c). Exactly the same pattern was observed along a lithification gradient (i.e., from completely lithified to soft mat) in a hypersaline pond in Eleuthera [23]: The lithified mats were associated with a dense community, and the non-lithifying mats with a less dense microbial community embedded in a copious/large amount of EPS. The blue-green microbial mats in high hydrodynamic conditions, in this study, were thinner and have a dense, more compact microbial community including numerous filamentous cyanobacteria (Figure 11b,c). These blue-green biofilms probably originate the loose filamentous laminae. The dense filamentous laminae are slightly less mineralized than the loose ones being enriched in micritic matrix and evidence of microbially-influenced microstructures (see previous paragraph) [7]. The copious erected filaments organized in bundles in the brown filamentous and EPS-rich mats are compared with the dense filamentous laminae of tufa microbialites. The lower mineralization products in the laminae may be related to the presence of higher EPS. While biologically stabilized, these layers are frequently reworked when the flow rate increases [77,78]. Clastic grains trapped in the dark gelatinous slime are evidence for occasional events of high episodic sediment influxes. These episodic events can have a negative impact on the growth of the tufa microbialites, either by mechanical erosion/disruption or by dissolution when acidic compounds, such as humic acids are leached into stream water, causing the decrease of S_{calc} [67]. This scenario is consistent with clastic-rich layers composing the microfabrics of tufa microbialites and the frequent erosional surfaces observed in the current study.

5.3. Role of Substrate on the Spatial Distribution of Tufa

5.3.1. Physical Role of the Substrate

Both physicochemical properties of water column and biological components control the mineralization processes, but they cannot explain the local variation in the degree of mineralization. As discussed above, the increasing degree of mineralization and tufa microbialites thickness along the course of the stream could also be explained by changes in hydrodynamic and chemical conditions (Figure 11a,b). However, these factors cannot explain the lack of tufa microbialite in parts of Zones 2 and 3. A main difference between areas of mineralization and those lacking mineralization are the granulometry and the nature of the bottom sediment. The tufa microbialites are mainly present

where the bottom sediment is coarser and composed of gravel and sparse boulders. In contrast, tufa microbialites are absent where muds, silt and sand predominate the streambed; only low to non-mineralized microbial mats developed (i.e., the dark gelatinous slime) in these conditions. Thus, the presence of a hard substrate (e.g., pebbles, cobbles, boulders) seem to be important in the development and preservation of tufa microbialites, as was noted in recent and fossil lacustrine (freshwater lacustrine stromatolites in Cuatros Cienegas Basin by Winsborough et al. [95]; the East African Rift by Casanova, [96], recent to Pleistocene tufas of Pyramid lake in USA by Benson [14]) and marine environments (Jurassic deep-marine microbial structures in France and Canada by Dromart et al. [13]; recent Bahamian stromatolites by Ginsburg and Planavsky [12]). Modern thrombolites (e.g., of Lake Clifton, Western Australia) may not always be anchored on a hard substrate, but a stable substrate is a minimum required for their development [97]. Both these bottom characteristics are closely related: The harder and extensive the substrate is, the more stable tends to be. The substrate stability explained the formation of microbial deposits in lacustrine setting, where an accumulation of caddisfly larval cases as supported tufa development in Papua New Guinea [98], in a modern travertine-depositing stream in Australia [99]; Eocene Green River Formation in USA [53] and in Oligo-Miocene Limagne Basin in France [100,101]. Several other studies considered the stability of the substrate as controlling factors in the development, the distribution and the morphologies of microbial deposits [102–104]. Della Porta [3] and Bouton et al. [102] suggested that stable substrates and limited disturbance were important factors governing the shape and the spatial distribution of the microbial buildups in the Great Salt Lake (USA). Dromart et al. [13] proposed that the stability of depositional surface directly determined the growth of the structure: The limited size of hard and unstable substrate resulted in the formation of oncolites or vertically poorly developed microbial mats. One of the main factors favoring lacustrine tufa development and preservation in Pyramid lake (USA) was a hard substrate [14].

In the Mérentaise tributary stream, the small-sized sediments were resuspended in high hydrodynamic conditions and the dark gelatinous slime was removed. The presence of boulders and hard substrates in the hydrodynamic settings, influence the ability of microbial communities to colonize and anchor on the substrate. The filamentous nature cyanobacteria and the EPS matrix directly stabilize biofilms and microbial mats [11,105]. Early lithification of the blue–green microbial mats and the brown filamentous EPS-rich mats contributed to the stabilization and formation of a new lithified substrate. This allowed formation of loose (associated with blue–green mats) and dense (with brown filamentous EPS-rich mats) filamentous tufa microbialites. The thicker and more complex lithified tufas developed on hard substrates usually have a greater preservation potential [40,106,107]. The nature of the substrate surface also influences growth rate of the organosedimentary structures: A 5-mm thick mat developed in only eight months on a terracotta brick, but took two years to reach that thickness on a smooth glass surface (Figure 10 f,g). This difference in growth rate may result from the surface roughness of the surface [79]. Other studies identified that surface roughness and nature of the substrate as major were factors in colonization rate and species composition [108–111].

5.3.2. Chemical Role of the Substrate

In the Mérentaise tributary stream, all hard substrates are colonized regardless of their anthropogenic or sedimentological composition (e.g., chert, wood, brick, glass or iron). However, the chemical composition of the substrate may impact the colonization by microbial communities, the ability to mineralize and preservation potential. During the development of tufa microbialite, the nature of the initial layer may depend on its chemical composition of the underlying substrate. For example, an iron-rich initial layer is typically observed on iron substrates (Figures 3i and 6b,c). Numerous investigations highlighted the composition of the substrate in determining the development of the tufa [10,15–21]. Gradzinski [10] showed for example that tufa grew faster on a limestone substrate than on copper, confirming the toxicity of the latter. The toxicity of the copper for the micro-organisms is well known (Cu toxicity) and delays the algae and cyanobacteria colonization [112,113]. Metal exposure may increase the production of EPS and change the relative abundance of taxa in a community

depending on their species-specific response to the metals [112]. Cyanobacteria are highly effective in sorption of metals [114] and presumably the EPS is an important sink for these [25]. Consequently, iron-metabolizing organisms colonizing the Fe-rich substrate could form the base of the tufa microbialite found in this study (Figures 3i and 6b,c; see [115]). The lithified crusts covered the iron substrate, thus limiting contact and toxic effects of the substrate. This allows metal-sensitive mat-building species to colonize and form the ordinary alternating loose and dense filamentous tufa laminae. A similar scenario was proposed by Gradzinski [10], where protective calcite layers precipitated on copper surfaces supported the development of tufa.

5.4. External Control on the tufa Microbialite Fabric

With the exception of an occasional initial layer, petrographic textures of tufa microbialite generally showed alternating stacking of dense filamentous and loose filamentous laminae. This couplet of dense and loose laminae was observed regardless of the position in the stream and the nature of substrates, including experimentally deployed terracotta bricks. These common tufa fabrics: Porous (dense filamentous, in this study) and dense (loose filamentous, in this study) laminae are widely documented in tufa formed in other freshwater settings, e.g., [4,10,50,56–58,76,116,117]. This couplet, also called “bioarvites” [118], is attributed to a seasonal lamination pattern [10,54,56,116,119,120] or other cyclic events (e.g., seasonal, monthly, or shorter and non-periodic processes) [58]. The alternation between different laminae has been attributed to variations in microbial growth patterns during the summer and winter months [120–123] governed by temperature, insolation [10,52,61,124], nutrient availability, or ecological interactions within the microbial community [86,125]. A abiotic-biotic combined effect can be due to the increase of temperature which favors the CO₂ degassing. Ultimately, this results in different carbonate precipitation rates [56,126]. Depending on the geographic settings, the seasonal pattern can be reversed, appearing dense in the summer and porous in the winter [56,58,61,116,124] or porous in the summer and dense in the winter [50,119,127].

In the microbial mats of the Mérentaise tributary stream, the most common cyanobacterial taxa belong to the subclasses Oscillatoriales (e.g., *Phormidium* sp.) and Pseudanabaenales (*Leptolyngbya* sp.), as revealed by morphological (this study) and phylogenetic analyzes [89]. Two main size classes were present in the dense filamentous laminae in which the cyanobacteria are positioned vertically. The larger filaments resembled to *Oscillatoriales* sp.-like and the smaller cyanobacteria appeared related to *Leptolyngbya* sp. The loose filamentous laminae were composed of disorganized, single-sized filaments similar to *Phormidium* sp. morphology. Our observations in natural and experimental setting suggest a preferential development of dense, vertically-oriented filamentous laminae during higher temperatures (warmer seasons) that contrasts the loose filamentous laminae form during colder seasons.

The deployment of bricks along the course of the stream course clearly documented variations in the degree of mineralization from Zone 1 to Zone 3 and the seasonal pattern. Larval housings, the presence of which is used as indicator for the spring season [17,50], developed in all laminae in our study and could not be used as temporal marker. The formation of the initial micritic laminae on the bricks may have been delayed due to differences between the crystal size of the substrate and calcite precipitate [128]. Such a lag phase is commonly observed for colonization of a pioneer community [10,50]. This can explain why some bricks supported fewer or no laminae. Alternatively, laminae could be missing or thinner, resulting from emersion [10] or to high episodic sediment influxes, eroding the newly-deposited laminae [67].

6. Conclusions

The 1.1 km-long freshwater stream in Villiers-le-Bâcle, tributary of Mérentaise river, is an excellent natural laboratory for studying changes in carbonate mineralization processes in relation to microbial activity. The development of microbial mats, and biofilms (white biofilms, dark gelatinous slime, filament-rich clusters, brown filaments and EPS-rich mats, and blue–green biofilms) and tufa microbialites were correlated to the hydrodynamics of the river. The brown filaments and EPS-rich

mats and the blue–green biofilm developed were generally associated with tufa microbialites. The distribution of the various benthic microbial structures allows to subdivide the river in three zones with no, low and high degrees of mineralization, increasing downstream. The tufa microbialites exhibit a fabric of a couplet of alternating loose to dense filamentous laminae. However, the initial layer is generally a micritic laminae, which can be replaced by an iron-rich crust when the substrate consists of an iron fragment. Clastic-rich laminae may form when hydrodynamic conditions increase.

The supersaturation of the water with respect to calcite ($SI_{\text{calc}} > 0$) is considered as the fundamental condition that is required to trigger mineralization in freshwater settings, potentially leading to the formation of tufa. SI_{calc} is strongly influenced by variation in $p\text{CO}_2$. Even if the abiotic processes govern induction of mineralization and tufa development along the stream, biological factors played a critical role in the mineralization processes in the current study. The presence of specific microstructures and mineral fabrics (e.g., micro-peloids made up of aggregates of nanospheres, dendrites organized in pyramidal structures, trigonal or rhombohedral polyhedron) argue for a biological influence on the mineralization processes. The mineralization products consisted of the dense and loose filamentous laminae, which were arranged according to temperature: The development of dense filamentous laminae coincided with warmer seasons and, conversely, the development of the loose filamentous laminae with colder seasons. Finally, tufa microbialites are promoted by the presence of hard substrates that play a physical and chemical role in their development.

Supplementary Materials: The following are available online at <http://www.mdpi.com/2075-163X/9/6/359/s1>, Table S1: Measurements of major physicochemical parameters of studied points.

Author Contributions: Conceptualization, A.R. and E.V. investigation, A.R., E.V., I.B., A.B., D.P.-R., P.A.-S., H.C. and P.T.V.; writing—original draft preparation, A.R.; writing—review and editing, A.R., E.V., I.B., A.B., D.P.-R., P.A.-S., E.C.G., H.C. and P.T.V.; visualization, A.R.; supervision, E.V. and A.B.; project administration, E.V.

Acknowledgments: This study is a contribution from Total R&D (Supervisor; Emmanuelle Poli), the SEDS team of Biosciences laboratory (Dijon, France) to the I-site project UBI18016-BGS-IS. E.V. and A.R. thank Aurélien Virgone for stimulating discussion. The authors express their gratitude to Eric Portier for his participation and discussion in the field. They also thank the guardian and the owner of the property to have allowed us access to the spring and for their logistic contribution on site. Authors are thanking Pascal Taubaty (Bourgogne Franche-Comté University, Dijon) for this section preparation. The authors would like to thank the two anonymous reviewers whose work has helped to improve the manuscript.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

- Pedley, H.M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sediment. Geol.* **1990**, *68*, 143–154. [[CrossRef](#)]
- Ford, T.D.; Pedley, H.M. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Sci. Rev.* **1996**, *41*, 117–175. [[CrossRef](#)]
- Della Porta, G. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: Comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **2015**, *418*, 17–68. [[CrossRef](#)]
- Manzo, E.; Perri, E.; Tucker, M.E. Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley-southern Italy): Carbonate fluvial tufa deposition, processes and products. *Sedimentology* **2012**, *59*, 553–577. [[CrossRef](#)]
- Shiraishi, F.; Reimer, A.; Bissett, A.; de Beer, D.; Arp, G. Microbial effects on biofilm calcification, ambient water chemistry and stable isotope records in a highly supersaturated setting (Westerhöfer Bach, Germany). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **2008**, *262*, 91–106. [[CrossRef](#)]
- Visscher, P.T.; Stolz, J.F. Microbial mats as bioreactors: Populations, processes, and products. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **2005**, *219*, 87–100. [[CrossRef](#)]
- Dupraz, C.; Reid, R.P.; Braissant, O.; Decho, A.W.; Norman, R.S.; Visscher, P.T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci. Rev.* **2009**, *96*, 141–162. [[CrossRef](#)]
- Benzerara, K.; Skouri-Panet, F.; Li, J.; Ferard, C.; Guggen, M.; Laurent, T.; Couradeau, E.; Ragon, M.; Cosmidis, J.; Menguy, N.; et al. Intracellular Ca-carbonate biomineralization is widespread in cyanobacteria. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **2014**, *111*, 10933–10938. [[CrossRef](#)]

9. Bougeault, C.; Vennin, E.; Durllet, C.; Muller, E.; Mercuzot, M.; Chavez, M.; Gérard, E.; Ader, M.; Virgone, A.; Gaucher, E.C. Biotic-abiotic influences on modern Ca-Si-rich hydrothermal spring mounds of the Pastos Grandes volcanic caldera (Bolivia). *Minerals*, Under revisions.
10. Gradziński, M. Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **2010**, *336*, 143–191. [[CrossRef](#)]
11. Stal, L.J.; van Gemerden, H.; Krumbein, W.E. Structure and development of a benthic marine microbial mat. *FEMS Microbiol. Ecol.* **1985**, *1*, 111–125. [[CrossRef](#)]
12. Ginsburg, R.N.; Planavsky, N.J. Diversity of Bahamian Microbialite Substrates. In *Links Between Geological Processes, Microbial Activities & Evolution of Life: Microbes and Geology*; Dilek, Y., Furnes, H., Muehlenbachs, K., Eds.; Modern Approaches in Solid Earth Sciences; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2008; pp. 177–195. ISBN 978-1-4020-8306-8. [[CrossRef](#)]
13. Dromart, G.; Gaillard, C.; Jansa, L.F. Deep-Marine Microbial Structures in the Upper Jurassic of Western Tethys. In *Phanerozoic Stromatolites II*; Bertrand-Sarfati, J., Monty, C., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 1994; pp. 295–318. ISBN 978-94-011-1124-9. [[CrossRef](#)]
14. Benson, L. Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 1. Sequence of formation and elevational distribution of carbonate deposits (Tufas). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **1994**, *109*, 55–87. [[CrossRef](#)]
15. Chafetz, H.; Rush, P.F.; Utech, N.M. Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: An example from an active travertine system. *Sedimentology* **1991**, *38*, 107–126. [[CrossRef](#)]
16. Emeis, K.-C.; Richnow, H.-H.; Kempe, S. Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology* **1987**, *34*, 595–609. [[CrossRef](#)]
17. Janssen, A.; Swennen, R.; Poodor, N.; Keppens, E. Biological and diagenetic influence in Recent and fossil tufa deposits from Belgium. *Sediment. Geol.* **1999**, *126*, 75–95. [[CrossRef](#)]
18. Merz-Preiss, M.; Riding, R. Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: Ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sediment. Geol.* **1999**, *126*, 103–124. [[CrossRef](#)]
19. Folk, R. Interaction between bacteria, nanobacteria, and mineral precipitation in hot springs of central Italy. *Céographie Phys. Quat.* **1994**, *48*, 233–246. [[CrossRef](#)]
20. Parsiegla, K.I.; Katz, J.L. Calcite growth inhibition by copper (II): I. Effect of supersaturation. *J. Cryst. Growth* **1999**, *200*, 213–226. [[CrossRef](#)]
21. Parsiegla, K.I.; Katz, J.L. Calcite growth inhibition by copper (II): II. Effect of solution composition. *J. Cryst. Growth* **2000**, *213*, 368–380. [[CrossRef](#)]
22. Baumgartner, L.K.; Spear, J.R.; Buckley, D.H.; Pace, N.R.; Reid, R.P.; Dupraz, C.; Visscher, P.T. Microbial diversity in modern marine stromatolites, Highborne Cay, Bahamas. *Environ. Microbiol.* **2009**, *11*, 2710–2719. [[CrossRef](#)]
23. Visscher, P.T.; Dupraz, C.; Braissant, O.; Gallagher, K.L.; Glunk, C.; Casillas, L.; Reed, R.E.S. Biogeochemistry of Carbon Cycling in Hypersaline Mats: Linking the Present to the Past through Biosignatures. In *Microbial Mats: Modern and Ancient Microorganisms in Stratified Systems*; Seckbach, J., Oren, A., Eds.; Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2010; pp. 443–468. ISBN 978-90-481-3799-2. [[CrossRef](#)]
24. Perri, E.; Manzo, E.; Tucker, M.E. Multi-scale study of the role of the biofilm in the formation of minerals and fabrics in calcareous tufa. *Sediment. Geol.* **2012**, *263–264*, 16–29. [[CrossRef](#)]
25. Sforna, M.C.; Daye, M.; Philippot, P.; Somogyi, A.; van Zuilen, M.A.; Medjoubi, K.; Gérard, E.; Jamme, F.; Dupraz, C.; Braissant, O.; et al. Patterns of metal distribution in hypersaline microbialites during early diagenesis: Implications for the fossil record. *Geobiology* **2017**, *15*, 259–279. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
26. Perri, E.; Tucker, M.E.; Słowakiewicz, M.; Whitaker, F.; Bowen, L.; Perrotta, I.D. Carbonate and silicate biomineralization in a hypersaline microbial mat (Mesaieed sabkha, Qatar): Roles of bacteria, extracellular polymeric substances and viruses. *Sedimentology* **2018**, *65*, 1213–1245. [[CrossRef](#)]
27. Pedley, H.M.; Rogerson, M. In vitro investigations of the impact of different temperature and flow velocity conditions on tufa microfabric. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **2010**, *336*, 193–210. [[CrossRef](#)]
28. Pedley, M.; Rogerson, M.; Middleton, R. Freshwater calcite precipitates from in vitro mesocosm flume experiments: A case for biomediation of tufas. *Sedimentology* **2009**, *56*, 511–527. [[CrossRef](#)]
29. Dupraz, C.; Visscher, P.T.; Baumgartner, L.K.; Reid, R.P. Microbe–mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* **2004**, *51*, 745–765. [[CrossRef](#)]

30. Pomerol, C.; Afchain, C.; Labesse, C.; Rampon, G.; Renard, M.; Fédoroff, N.; Bournérias, M.; Jovet, P.; Cavelier, C.; Perreau, M.; et al. *Notice de la carte géologique de France (1/50000), feuille Rambouillet (218)*; BRGM: Orléans, France, 1975.
31. Lefebvre, K. Diagnostic et quantification des flux nappe-rivière: Modélisations hydrodynamique et géochimique du bassin versant de l'Yvette amont (France). Ph.D. Thesis, Paris-Saclay University, Orsay, France, December 2015.
32. Corcho Alvarado, J.A.; Purtschert, R.; Barbecot, F.; Chabault, C.; Ruedi, J.; Schneider, V.; Aeschbach-Hertig, W.; Kipfer, R.; Loosli, H.H. Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ^{39}Ar : A multiple environmental tracer ($^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{85}Kr , ^{39}Ar , and ^{14}C) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France): CONSTRAINING THE AGE OF GROUNDWATER. *Water Resour. Res.* **2007**, *43*. [[CrossRef](#)]
33. Renard, F.; Tognelli, A. A new quasi-3D unsaturated–saturated hydrogeologic model of the Plateau de Saclay (France). *J. Hydrol.* **2016**, *535*, 495–508. [[CrossRef](#)]
34. Schneider, V. Apports de l'hydrodynamique et de la géochimie à la caractérisation des nappes de l'Oligocène et de l'Eocène et à la reconnaissance de leurs relations actuelles et passées: origine de la dégradation de la nappe de l'Oligocène (sud-ouest du bassin parisien). Ph.D. Thesis, Paris-Saclay University, Orsay, France, November 2005.
35. Gran, G. Equivalence volumes in potentiometric titrations. *Anal. Chim. Acta* **1988**, *206*, 111–123. [[CrossRef](#)]
36. Parkhurst, D.L.; Appelo, C.A.J. User's guide to PHREEQC—A computer program for speciation, reaction-path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations. *US Geol. Surv. Water-Resour. Investig. Rep.* **1999**, *99*, 4259. [[CrossRef](#)]
37. Charlton, S.R.; Parkhurst, D.L. *PHREEQCI—A Graphical User Interface to the Geochemical Model PHREEQC*; U.S. Geological Survey: Denver, CO, USA, 2002. [[CrossRef](#)]
38. Wentworth, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* **1922**, *30*, 377–392. [[CrossRef](#)]
39. Piper, A.M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* **1944**, *25*, 914–928. [[CrossRef](#)]
40. Bouton, A.; Vennin, E.; Pace, A.; Bourillot, R.; Dupraz, C.; Thomazo, C.; Brayard, A.; Désaubliaux, G.; Visscher, P.T. External controls on the distribution, fabrics and mineralization of modern microbial mats in a coastal hypersaline lagoon, Cayo Coco (Cuba). *Sedimentology* **2016**, *63*, 972–1016. [[CrossRef](#)]
41. Ley, R.E.; Harris, J.K.; Wilcox, J.; Spear, J.R.; Miller, S.R.; Bebout, B.M.; Maresca, J.A.; Bryant, D.A.; Sogin, M.L.; Pace, N.R. Unexpected Diversity and Complexity of the Guerrero Negro Hypersaline Microbial Mat. *Appl. Environ. Microbiol.* **2006**, *72*, 3685–3695. [[CrossRef](#)]
42. Decho, A.W. Microbial biofilms in intertidal systems: An overview. *Cont. Shelf Res.* **2000**, *20*, 1257–1273. [[CrossRef](#)]
43. Krumbein, W.E.; Brehm, U.; Gerdes, G.; Gorbushina, A.A.; Levit, G.; Palinska, K.A. Biofilm, Biodictyon, Biomat Microbialites, Oolites, Stromatolites Geophysiology, Global Mechanism, Parahistology. In *Fossil and Recent Biofilms: A Natural History of Life on Earth*; Krumbein, W.E., Paterson, D.M., Zavarzin, G.A., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2003; pp. 1–27. ISBN 978-94-017-0193-8. [[CrossRef](#)]
44. Neu, T.R. Biofilms and microbial mats. In *Bio stabilization of Sediments*; Bibliotheks und Informationssystem der Carl von Ossietzky Universität: Oldenburg, Germany, 1994; pp. 9–15.
45. Noffke, N. *Geobiology Microbial Mats in Sandy Deposits from the Archean Era to Today*; Springer: Berlin, Germany; London, UK, 2010; ISBN 978-3-642-12772-4. [[CrossRef](#)]
46. Jørgensen, B.B. Distribution of colorless sulfur bacteria (*Beggiatoa* spp.) in a coastal marine sediment. *Mar. Biol.* **1977**, *41*, 19–28. [[CrossRef](#)]
47. Kelly, D.P.; Postgate, J.R.; Kelly, D.P. Biochemistry of the chemolithotrophic oxidation of inorganic sulphur. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.* **1982**, *298*, 499–528. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
48. Marvasi, M.; Visscher, P.T.; Casillas Martinez, L. Exopolymeric substances (EPS) from *Bacillus subtilis*: polymers and genes encoding their synthesis. *FEMS Microbiol. Lett.* **2010**, *313*, 1–9. [[CrossRef](#)]
49. Diatoms of North America. Available online: <https://diatoms.org/> (accessed on 13 May 2019).
50. Freyret, P.; Plet, A. Modern freshwater microbial carbonates: The Phormidium stromatolites (tufa-travertine) of southeastern Burgundy (Paris Basin, France). *Facies* **1996**, *34*, 219. [[CrossRef](#)]
51. García-Pichel, F.; Al-Horani, F.A.; Farmer, J.D.; Ludwig, R.; Wade, B.D. Balance between microbial calcification and metazoan bioerosion in modern stromatolitic oncolites. *Geobiology* **2004**, *2*, 49–57. [[CrossRef](#)]

52. Berrendero, E.; Arenas, C.; Mateo, P.; Jones, B. Cyanobacterial diversity and related sedimentary facies as a function of water flow conditions: Example from the Monasterio de Piedra Natural Park (Spain). *Sediment. Geol.* **2016**, *337*, 12–28. [[CrossRef](#)]
53. Leggett, V.L.; Cushman, R.A. Complex caddisfly-dominated bioherms from the Eocene Green River Formation. *Sediment. Geol.* **2001**, *145*, 377–396. [[CrossRef](#)]
54. Andrews, J.E.; Brasier, A.T. Seasonal records of climatic change in annually laminated tufas: Short review and future prospects. *J. Quat. Sci.* **2005**, *20*, 411–421. [[CrossRef](#)]
55. Kleinteich, J.; Golubic, S.; Pessi, I.S.; Velázquez, D.; Storme, J.-Y.; Darchambeau, F.; Borges, A.V.; Compère, P.; Radtke, G.; Lee, S.-J.; et al. Cyanobacterial Contribution to Travertine Deposition in the Hoyoux River System, Belgium. *Microb. Ecol.* **2017**, *74*, 33–53. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
56. Kano, A.; Matsuoka, J.; Kojo, T.; Fujii, H. Origin of annual laminations in tufa deposits, southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **2003**, *191*, 243–262. [[CrossRef](#)]
57. Arp, G.; Bissett, A.; Brinkmann, N.; Cousin, S.; De Beer, D.; Friedl, T.; Mohr, K.I.; Neu, T.R.; Reimer, A.; Shiraishi, F.; et al. Tufa-forming biofilms of German karstwater streams: microorganisms, exopolymers, hydrochemistry and calcification. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **2010**, *336*, 83–118. [[CrossRef](#)]
58. Arenas, C.; Jones, B. Temporal and environmental significance of microbial lamination: Insights from Recent fluvial stromatolites in the River Piedra, Spain. *Sedimentology* **2017**, *64*, 1597–1629. [[CrossRef](#)]
59. Kawai, T.; Kano, A.; Matsuoka, J.; Ihara, T. Seasonal variation in water chemistry and depositional processes in a tufa-bearing stream in SW-Japan, based on 5 years of monthly observations. *Chem. Geol.* **2006**, *232*, 33–53. [[CrossRef](#)]
60. Kempe, S. Long-term records of CO₂ pressure fluctuations in fresh waters. In *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*; Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband: Hamburg, Germany, 1982; Volume 52, pp. 91–332.
61. Arp, G.; Wedemeyer, N.; Reitner, J. Fluvial tufa formation in a hard-water creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). *Facies* **2001**, *44*, 1–22. [[CrossRef](#)]
62. Chen, J.; Zhang, D.D.; Wang, S.; Xiao, T.; Huang, R. Factors controlling tufa deposition in natural waters at waterfall sites. *Sediment. Geol.* **2004**, *166*, 353–366. [[CrossRef](#)]
63. Shiraishi, F.; Okumura, T.; Takahashi, Y.; Kano, A. Influence of microbial photosynthesis on tufa stromatolite formation and ambient water chemistry, SW Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta* **2010**, *74*, 5289–5304. [[CrossRef](#)]
64. Arenas, C.; Vázquez-Urbez, M.; Auqué, L.; Sancho, C.; Osácar, C.; Pardo, G. Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology* **2014**, *61*, 90–132. [[CrossRef](#)]
65. Drysdale, R.; Gillieson, D. Micro-erosion meter measurements of travertine deposition rates: a case study from Louie Creek, Northwest Queensland, Australia. *Earth Surf. Process. Landf. J. Br. Geomorphol. Group* **1997**, *22*, 1037–1051. [[CrossRef](#)]
66. Vázquez-Urbez, M.; Arenas, C.; Sancho, C.; Osácar, C.; Auqué, L.; Pardo, G. Factors controlling present-day tufa dynamics in the Monasterio de Piedra Natural Park (Iberian Range, Spain): depositional environmental settings, sedimentation rates and hydrochemistry. *Int. J. Earth Sci.* **2010**, *99*, 1027–1049. [[CrossRef](#)]
67. Auqué, L.; Arenas, C.; Osácar, C.; Pardo, G.; Sancho, C.; Vázquez-Urbez, M. Current tufa sedimentation in a changing-slope valley: The River Añamaza (Iberian Range, NE Spain). *Sediment. Geol.* **2014**, *303*, 26–48. [[CrossRef](#)]
68. Pedley, M. Ambient Temperature Freshwater Microbial Tufas. In *Microbial Sediments*; Riding, R.E., Awramik, S.M., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2000; pp. 179–186. ISBN 978-3-662-04036-2. [[CrossRef](#)]
69. Pentecost, A. *Travertine*; Springer Science & Business Media: New York, NY, USA, 2005; ISBN 978-1-4020-3523-4.
70. Pentecost, A. Calcium Carbonate Deposition by Blue–Green Algae. Ph.D. Thesis, University College of North Wales, Bangor, UK, 1975.
71. Zhang, D.D.; Zhang, Y.; Zhu, A.; Cheng, X. Physical Mechanisms of River Waterfall Tufa (Travertine) Formation. *J. Sediment. Res.* **2001**, *71*, 205–216. [[CrossRef](#)]
72. Visscher, P.T.; Gernerden, H. van Production and Consumption of Dimethylsulfoniopropionate in Marine Microbial Mats. *Appl. Env. Microbiol.* **1991**, *57*, 3237–3242.

73. Sand-Jensen, K. Photosynthetic Carbon Sources of Stream Macrophytes. *J. Exp. Bot.* **1983**, *34*, 198–210. [[CrossRef](#)]
74. Winsborough, B.M. Diatoms and Benthic Microbial Carbonates. In *Microbial Sediments*; Riding, R.E., Awramik, S.M., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2000; pp. 76–83. ISBN 978-3-662-04036-2. [[CrossRef](#)]
75. Turner, E.C.; Jones, B. Microscopic calcite dendrites in cold-water tufa: Implications for nucleation of micrite and cement. *Sedimentology* **2005**, *52*, 1043–1066. [[CrossRef](#)]
76. Pedley, M. Freshwater (phytotherm) reefs: The role of biofilms and their bearing on marine reef cementation. *Sediment. Geol.* **1992**, *79*, 255–274. [[CrossRef](#)]
77. Rittmann, B. Detachment from biofilms. In *Structure and Function of Biofilms*; John Wiley & Sons: New York, NY, USA, 1989; pp. 49–58.
78. Stolzenbach, K.D. Particle transport and attachment. In *Structure and Function of Biofilms*; Characklis, W.G., Wilderer, P.A., Eds.; J. Wiley & Sons: Chichester, UK, 1989; pp. 33–47. [[CrossRef](#)]
79. Primc-Habdija, B.; Habdija, I.; Plenković-Moraj, A. elka Tufa deposition and periphyton overgrowth as factors affecting the ciliate community on travertine barriers in different current velocity conditions. *Hydrobiologia* **2001**, *457*, 87–96. [[CrossRef](#)]
80. Cox, E.J. *Identification of Freshwater Diatoms from Live Material*; Chapman & Hall: London, UK, 1996; ISBN 978-0-412-49380-5.
81. Lavoie, I.; Hamilton, P.B. *Guide D'identification des Diatomées des Rivières de l'Est du Canada*; PUQ: Québec, QC, Canada, 2008; ISBN 978-2-7605-1984-8.
82. Brasier, A.T.; Andrews, J.E.; Kendall, A.C. Diagenesis or dire genesis? The origin of columnar spar in tufa stromatolites of central Greece and the role of chironomid larvae. *Sedimentology* **2011**, *58*, 1283–1302. [[CrossRef](#)]
83. Butcher, R.W. Studies in the Ecology of Rivers: VI. The Algal Growth in Certain Highly Calcareous Streams. *J. Ecol.* **1946**, *33*, 268–283. [[CrossRef](#)]
84. Golubić, S.; Marčenko, E. Über Konvergenzerscheinungen bei Standortformen der Blaualgen unter extremen Lebensbedingungen. *Schweiz. Z. Für Hydrol.* **1965**, *27*, 207–217. [[CrossRef](#)]
85. Golubić, S. The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. In *The Biology of Blue-green Algae*; Carr, N.G., Whitton, B.A., Eds.; Basil Blackwell: Oxford, UK, 1973; pp. 434–472.
86. Reid, R.P.; Visscher, P.T.; Decho, A.W.; Stolz, J.F.; Bebout, B.M.; Dupraz, C.; Macintyre, I.G.; Paerl, H.W.; Pinckney, J.L.; Prufert-Bebout, L.; et al. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* **2000**, *406*, 989. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
87. Trichet, J.; Défarge, C.; Tribble, J.; Tribble, G.; Sansone, F. Christmas Island lagoonal lakes, models for the deposition of carbonate–evaporite–organic laminated sediments. *Sediment. Geol.* **2001**, *140*, 177–189. [[CrossRef](#)]
88. Dupraz, C.; Visscher, P.T. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. *Trends Microbiol.* **2005**, *13*, 429–438. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
89. Payandi-Rolland, D.; Roche, A.; Vennin, E.; Visscher, P.T.; Amiotte-Suchet, P.; Thomas, C.; Bundeleva, I. Carbonate precipitation in freshwater cyanobacterial biofilms forming microbial tufa. *Minerals*, Submitted.
90. Chekroun, K.B.; Rodríguez-Navarro, C.; González-Muñoz, M.T.; Arias, J.M.; Cultrone, G.; Rodríguez-Gallego, M. Precipitation and Growth Morphology of Calcium Carbonate Induced by *Myxococcus Xanthus*: Implications for Recognition of Bacterial Carbonates. *J. Sediment. Res.* **2004**, *74*, 868–876. [[CrossRef](#)]
91. Folk, R.L. Nannobacteria and the precipitation of carbonate in unusual environments. *Sediment. Geol.* **1999**, *126*, 47–55. [[CrossRef](#)]
92. Pedley, M. The morphology and function of thrombotic calcite precipitating biofilms: A universal model derived from freshwater mesocosm experiments. *Sedimentology* **2014**, *61*, 22–40. [[CrossRef](#)]
93. Rogerson, M.; Pedley, H.M.; Middleton, R. Microbial influence on macroenvironment chemical conditions in alkaline (tufa) streams: Perspectives from in vitro experiments. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **2010**, *336*, 65–81. [[CrossRef](#)]
94. Visscher, P.T.; Reid, R.P.; Bebout, B.M.; Hoefft, S.E.; Macintyre, I.G.; Thompson, J.A. Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (Bahamas); the role of sulfur cycling. *Am. Mineral.* **1998**, *83*, 1482–1493. [[CrossRef](#)]

95. Winsborough, B.M.; Seeler, J.-S.; Golubic, S.; Folk, R.L.; Maguire, B. Recent Fresh-Water Lacustrine Stromatolites, Stromatolitic Mats and Oncoids from Northeastern Mexico. In *Phanerozoic Stromatolites II*; Bertrand-Sarfati, J., Monty, C., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 1994; pp. 71–100. ISBN 978-94-011-1124-9. [[CrossRef](#)]
96. Casanova, J. Stromatolites from the East African Rift: A Synopsis. In *Phanerozoic Stromatolites II*; Bertrand-Sarfati, J., Monty, C., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 1994; pp. 193–226. ISBN 978-94-011-1124-9. [[CrossRef](#)]
97. Moore, L.S.; Burne, R.V. The Modern Thrombolites of Lake Clifton, Western Australia. In *Phanerozoic Stromatolites II*; Bertrand-Sarfati, J., Monty, C., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 1994; pp. 3–29. ISBN 978-94-011-1124-9. [[CrossRef](#)]
98. Humphreys, W.F.; Awranmik, S.M.; Jebb, M.H.P. Freshwater biogenic tufa dams in Madang Province, Papua New Guinea. *J. R. Soc. West. Aust.* **1995**, *13*. [[CrossRef](#)]
99. Drysdale, R.N. The sedimentological significance of hydropsychid caddis-fly larvae (order; Trichoptera) in a travertine-depositing stream; Louie Creek, Northwest Queensland, Australia. *J. Sediment. Res.* **1999**, *69*, 145–150. [[CrossRef](#)]
100. Bertrand-Sarfati, J.; Freydet, P.; Plaziat, J.C. Microstructures in Tertiary Nonmarine Stromatolites (France). Comparison with Proterozoic. In *Phanerozoic Stromatolites II*; Bertrand-Sarfati, J., Monty, C., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 1994; pp. 155–191. ISBN 978-94-011-1124-9. [[CrossRef](#)]
101. Roche, A.; Vennin, E.; Bouton, A.; Olivier, N.; Wattinne, A.; Bundeleva, I.; Deconinck, J.-F.; Virgone, A.; Gaucher, E.C.; Visscher, P.T. Oligo-Miocene lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **2018**, *504*, 34–59. [[CrossRef](#)]
102. Bouton, A.; Vennin, E.; Bouille, J.; Pace, A.; Bourillot, R.; Thomazo, C.; Brayard, A.; Désaubliaux, G.; Goslar, T.; Yokoyama, Y.; et al. Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences* **2016**, *13*, 5511–5526. [[CrossRef](#)]
103. Vennin, E.; Bouton, A.; Bourillot, R.; Pace, A.; Roche, A.; Brayard, A.; Thomazo, C.; Virgone, A.; Gaucher, E.C.; Désaubliaux, G.; et al. The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology* **2019**, *66*, 165–204. [[CrossRef](#)]
104. Vanden Berg, M.D. Domes, Rings, Ridges, and Polygons: Characteristics of Microbialites from Utah's Great Salt Lake. *Sediment. Rec.* **2019**, *17*, 4–10. [[CrossRef](#)]
105. Paterson, D.M.; Aspden, R.J.; Visscher, P.T.; Conalvey, M.; Andres, M.S.; Decho, A.W.; Stolz, J.; Reid, R.P. Light-Dependant Biostabilisation of Sediments by Stromatolite Assemblages. *PLoS ONE* **2008**, *3*, e3176. [[CrossRef](#)]
106. Jahnert, R.J.; Collins, L.B. Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Mar. Geol.* **2011**, *286*, 106–111. [[CrossRef](#)]
107. Bailey, J.V.; Orphan, V.J.; Joye, S.B.; Corsetti, F.A. Chemotrophic Microbial Mats and Their Potential for Preservation in the Rock Record. *Astrobiology* **2009**, *9*, 843–859. [[CrossRef](#)]
108. Tuchman, M.L.; Stevenson, R.J. Comparison of clay tile, sterilized rock, and natural substrate diatom communities in a small stream in Southeastern Michigan, USA. *Hydrobiologia* **1980**, *75*, 73–79. [[CrossRef](#)]
109. Lamberti, G.A.; Resh, V.H. Distribution of benthic algae and macroinvertebrates along a thermal stream gradient. *Hydrobiologia* **1985**, *128*, 13–21. [[CrossRef](#)]
110. Harmsworth, G.C.; Sleight, M.A. Colonization of non-living surfaces in streams by peritrich ciliates. *Eur. J. Protistol.* **1993**, *29*, 294–301. [[CrossRef](#)]
111. Hellal, J.; Michel, C.; Barsotti, V.; Laperche, V.; Garrido, F.; Joulain, C. Representative sampling of natural biofilms: influence of substratum type on the bacterial and fungal communities structure. *SpringerPlus* **2016**, *5*, 822. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
112. García-Meza, J.V.; Barrangue, C.; Admiraal, W. Biofilm formation by algae as a mechanism for surviving on mine tailings. *Environ. Toxicol. Chem.* **2005**, *24*, 573–581. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
113. Baptista, M.S.; Vasconcelos, M.T. Cyanobacteria Metal Interactions: Requirements, Toxicity, and Ecological Implications. *Crit. Rev. Microbiol.* **2006**, *32*, 127–137. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
114. Bender, J.; Rodriguez-Eaton, S.; Ekanemesang, U.M.; Phillips, P. Characterization of metal-binding biofloculants produced by the cyanobacterial component of mixed microbial mats. *Appl. Env. Microbiol.* **1994**, *60*, 2311–2315.

115. Konhauser, K.O.; Ferris, F.G. Diversity of iron and silica precipitation by microbial mats in hydrothermal waters, Iceland: Implications for Precambrian iron formations. *Geology* **1996**, *24*, 323–326. [[CrossRef](#)]
116. Kawai, T.; Kano, A.; Hori, M. Geochemical and hydrological controls on biannual lamination of tufa deposits. *Sediment. Geol.* **2009**, *213*, 41–50. [[CrossRef](#)]
117. Kano, A.; Hagiwara, R.; Kawai, T.; Hori, M.; Matsuoka, J. Climatic Conditions and Hydrological Change Recorded in a High-Resolution Stable-Isotope Profile of a Recent Laminated Tufa on a Subtropical Island, Southern Japan. *J. Sediment. Res.* **2007**, *77*, 59–67. [[CrossRef](#)]
118. Gerdes, G.; Krumbein, W.E.; Reineck, H.E. Biolaminations—Ecological versus depositional dynamics. In *Cycles and Events in Stratigraphy*; Springer: Berlin, Germany; New York, NY, USA, 1991; pp. 592–607.
119. Chafetz, H.S.; Folk, R.L. Travertines; depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *J. Sediment. Res.* **1984**, *54*, 289–316. [[CrossRef](#)]
120. Dupraz, C.; Fowler, A.; Tobias, C.; Visscher, P.T. Stromatolitic knobs in Storr’s Lake (San Salvador, Bahamas): A model system for formation and alteration of laminae. *Geobiology* **2013**, *11*, 527–548. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
121. Monty, C.L.V. Chapter 5.1 The Origin and Development of Cryptalgal Fabrics. In *Developments in Sedimentology*; Walter, M.R., Ed.; Stromatolites; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands; Oxford, UK; New York, NY, USA, 1976; Volume 20, pp. 193–249. [[CrossRef](#)]
122. Chafetz, H.S.; Utech, N.M.; Fitzmaurice, S.P. Differences in the delta ¹⁸O and delta ¹³C signatures of seasonal laminae comprising travertine stromatolites. *J. Sediment. Res.* **1991**, *61*, 1015–1028. [[CrossRef](#)]
123. Konhauser, K.O.; Phoenix, V.R.; Bottrell, S.H.; Adams, D.G.; Head, I.M. Microbial–silica interactions in Icelandic hot spring sinter: possible analogues for some Precambrian siliceous stromatolites. *Sedimentology* **2001**, *48*, 415–433. [[CrossRef](#)]
124. Golubić, S.; Violante, C.; Plenković-Moraj, A.; Grgasović, T. Travertines and calcareous tufa deposits: An insight into diagenesis. *Geol. Croat.* **2008**, *61*, 363–378. [[CrossRef](#)]
125. Reid, R.P.; James, N.P.; Macintyre, I.G.; Dupraz, C.P.; Burne, R.V. Shark Bay stromatolites: Microfabrics and reinterpretation of origins. *Facies* **2003**, *49*, 299. [[CrossRef](#)]
126. Kano, A.; Fujii, H. Origin of the gross morphology and internal texture of tufas of Shirokawa Town, Ehime Prefecture, southwest Japan. *J. Geol. Soc. Jpn.* **2000**, *106*, 397–412. [[CrossRef](#)]
127. Melón, P.; Alonso-Zarza, A.M. The Villaviciosa tufa: A scale model for an active cool water tufa system, Guadalajara (Spain). *Facies* **2018**, *64*. [[CrossRef](#)]
128. Pentecost, A.; Coletta, P. The role of photosynthesis and CO₂ evasion in travertine formation: a quantitative investigation at an important travertine-depositing hot spring, Le Zitelle, Lazio, Italy. *J. Geol. Soc.* **2007**, *164*, 843–853. [[CrossRef](#)]



© 2019 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Partie 2 : La précipitation des carbonates dans les biofilms cyanobactériens : comparaison entre une approche expérimentale en laboratoire et des observations de terrain

Cette partie se focalise sur les processus biotiques de la minéralisation des tapis et biofilms microbiens donnant lieu à la formation des tufas microbiens. Cette étude a été initiée dans le cadre du stage de recherche de M2 de D. Payandi-Rolland et vient compléter la partie précédente en mettant l'accent sur les processus de minéralisation biotique/abiotique à l'origine de la formation et le développement des tufas microbiens. Cette partie s'intègre dans ce chapitre afin de proposer une étude à multi-échelle et multi-facteurs du développement des tufas microbiens de la Vallée de la Mérantaise.

Ce travail fait l'objet d'un article publié dans la revue *Minerals* :

« **Carbonate precipitation in mixed cyanobacterial biofilms forming freshwater microbial tufa** »
<https://doi.org/10.3390/min9070409>

Cet article se base sur les minéralisations obtenues lors d'expériences de précipitation au laboratoire à partir de culture de biofilms enrichis en cyanobactéries. Les biofilms proviennent de tufas microbiens développés dans les conditions naturelles du cours d'eau. L'étude comparative des minéralisations permet de discuter du rôle biologique dans la formation des tufas microbiens et les processus métaboliques associés.

Les objectifs de ce travail étaient de :

- ❖ Caractériser les microstructures observées en milieu naturel et celles obtenues en laboratoire.
- ❖ Évaluer l'influence des processus biologiques sur la formation des minéraux.

1. Résumé étendu de l'article 3

Cet article propose de comprendre les relations entre les morphologies des précipités de carbonates et l'activité biologique à travers la culture d'un biofilm enrichi en cyanobactéries provenant d'un cours d'eau naturel. Les précipités obtenus ont ensuite été comparés aux structures minéralisées naturelles. Pour ce faire, des échantillons de tufas microbiens et de biofilms ont été récoltés sur le terrain. Afin de faire proliférer les biofilms prélevés, ceux-ci ont été mis en culture dans une colonne de Winogradsky durant 2 mois. Puis, la partie supérieure des colonnes de Winogradsky, constituée en majorité de cyanobactéries filamenteuses, a été extraite et mise en culture, pour développement, dans un milieu de culture dans des boîtes de Pétri. Les communautés microbiennes cultivées ont été identifiées en microscopie optique et à balayage et par séquençage moléculaire. Pour l'expérience de précipitation, les biofilms enrichis en cyanobactéries filamenteuses ont été placés dans des milieux présentant des conditions physico-chimiques variables (pH, Ca²⁺, alcalinité, ...). Durant 40 jours, un suivi des paramètres physico-chimiques est effectué et les minéraux précipités ont été récoltés et observés.

Les observations en microscopie et les analyses moléculaires montrent que les biofilms à cyanobactéries cultivés sont complexes et dominés par **2 familles de cyanobactéries filamenteuses** : *Oscillatoriaceae* et *Phormidiaceae*, celles-ci sont associées à des cyanobactéries cocciformes (ressemblant aux *Gloeocapsa sp.*), des bactéries hétérotrophes et des diatomées.

Les expériences de précipitations et l'évolution des paramètres physico-chimiques s'organisent selon quatre étapes. (1) L'**étape 1** est caractérisée par le développement rapide des biofilms. La croissance de la biomasse de bactérie résulte en une production d'EPS et une excrétion des produits de la photorespiration. (2) L'**étape 2** est marquée par l'atteinte du pic maximal des taux photosynthétiques faisant basculer les cyanobactéries dans une phase de consommation d'O₂. (3) L'**étape 3** est caractérisée par la précipitation des carbonates. Enfin (4) **l'étape 4** consiste en une stabilisation des paramètres physico-chimiques.

Les précipités obtenus au laboratoire montrent différentes morphologies : (1) **des micro-péloïdes** associées à des biofilms bactériens ou piégés entre les filaments des cyanobactéries, et composées de méso-cristaux présentant différentes morphologies (i) polygonales ou rhombiques, (ii) trigonales, (iii) en aiguilles, (iv) sphériques (nanoglobules) ; (2) **des cristaux rhomboédriques** enveloppés dans des biofilms et (3) **des lamelles de carbonate** recouvrant les filaments de *Phormidiaceae*. Les analyses en spectroscopie infra-rouge (FT-IR) sur les précipités mettent en évidence la coexistence de carbone organique (oligo-sucres, probablement dérivés des EPS) et inorganique (carbonate) confirmant que les carbonates

précipitent en liens étroits avec la matrice EPS. Tous ces précipités sont reliés à une activité biologique.

Par comparaison, les structures minéralisées observées en milieu naturel montrent des morphologies similaires avec les précipités obtenus en laboratoire : micro-péloïdes, lamelles de calcite et rhomboédres. Cependant, ces structures peuvent présenter des différences de taille et/ou de distribution à l'intérieur du biofilm par rapport aux précipités obtenus en laboratoire. Celles-ci peuvent être expliquées par les disparités entre les conditions naturelles et les conditions expérimentales : différence de maturité de développement et composition des communautés des biofilms, de conditions physico-chimiques ou l'absence de saisonnalité. De plus, la matrice micritique des structures minéralisées du milieu naturel laisse apparaître de nombreux moules de filaments pouvant être assimilés aux cyanobactéries filamenteuses de la famille des *Phormidiaceae* ou des *Oscillatoriaceae*. Comme pour les précipités obtenus en laboratoire, une étroite relation est démontrée entre les structures minéralisées et les structures biologiques : filaments, diatomées, EPS. Toutefois, la mise en culture au sein de colonnes de Winogradsky peut avoir sélectionné certaines cyanobactéries et un séquençage moléculaire des échantillons naturels permettrait de valider la représentativité des communautés extraites pour la mise en culture.

Cette étude combine une approche expérimentale de précipitation en laboratoire résultant de la culture de biofilms prélevés en milieu naturel à l'observation d'échantillons minéralisés naturels. Les résultats montrent des similitudes entre les précipités obtenus au laboratoire et les structures minéralisées et un lien étroit entre les précipitations carbonatées et l'activité biologique (production d'EPS et photosynthèse). Alors que les approches de l'étude de la précipitation des microbialites est souvent purement expérimentale ou purement naturaliste, cette étude combine ces deux approches afin de contribuer à faire le lien entre le laboratoire et le terrain.

2. Article 3 publié à *Minerals*



Article

Carbonate Precipitation in Mixed Cyanobacterial Biofilms Forming Freshwater Microbial Tufa

Dahédrey Payandi-Rolland ^{1,2}, Adeline Roche ¹, Emmanuelle Vennin ¹, Pieter T. Visscher ^{1,3}, Philippe Amiotte-Suchet ¹, Camille Thomas ⁴ and Irina A. Bundeleva ^{1,*}

¹ Biogéosciences, UMR 6282 CNRS, Université de Bourgogne Franche-Comté (UBFC), 6 Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France

² Géoscience and Environment Toulouse, UMR 5563 CNRS, Université Paul Sabatier Toulouse III, 14 Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

³ Departments of Marine Sciences and Geoscience, University of Connecticut, Storrs, CT 06340, USA

⁴ Department of Earth Sciences, University of Geneva, 1205 Geneva, Switzerland

* Correspondence: irina.bundeleva@u-bourgogne.fr

Received: 27 May 2019; Accepted: 2 July 2019; Published: 3 July 2019



Abstract: Mixed cyanobacteria-dominated biofilms, enriched from a tributary of the Mérintaise (France) were used to conduct laboratory experiments in order to understand the relationship between the morphology of carbonate precipitates and the biological activity (e.g., cyanobacterial exopolymeric substances (EPS) production, photosynthetic pH increases). DNA sequencing data showed that the enriched biofilm was composed predominantly of two types of filamentous cyanobacteria that belonged to the *Oscillatoriaceae* and *Phormidiaceae* families, respectively. Microscopic analysis also indicated the presence of some coccoid cyanobacteria resembling *Gloeocapsa*. Analysis of carbonate precipitates in experimental biofilms showed three main morphologies: micro-peloids with different shapes of mesocrystals associated with *Oscillatoriaceae* filaments and their EPS, lamellae of carbonate formed directly on *Phormidiaceae* filaments, and rhombic sparite crystals wrapped in EPS. All crystals were identified by FT-IR spectroscopy as calcite. Similar structures as those that formed in laboratory conditions were observed in the microbial-tufa deposits collected in the stream. Microscopic and spectroscopic analysis of laboratory and natural samples indicated a close proximity of the cyanobacterial EPS and precipitated carbonates in both. Based on the laboratory experiments, we conclude that the microbial tufa in the stream is in an early stage of formation.

Keywords: carbonate precipitation; cyanobacteria; EPS; microbial tufa; micro-peloids; biofilm

1. Introduction

Extant organosedimentary deposits, referred to as microbialites, have formed since the Archean [1]. These benthic phototrophic microbial communities trap and bind detrital sediments and/or provide an appropriate locus for mineral precipitation [2]. Extant microbialites, resulting from the lithification of microbial mats, are presently forming in many locations around the Earth [3–5]. Benthic microbial mats [6] are characterized by a vast species diversity [7,8], yet their biogeochemical functioning can be described by a limited number of guilds [9,10]. The combined community metabolism can inhibit or promote carbonate precipitation [11]. In this process, the mineral alteration potential of various microorganisms has been acknowledged [12–14]. Notably, photosynthesis and some types of sulfate reduction were identified to promote carbonate precipitation [14–16]. In contrast, fermentation and sulfide oxidation could potentially promote dissolution of carbonates [14]. Consequently, the organomineralization of microbial mats (i.e., precipitation and preservation of carbonates) results from the balance of metabolic activities including their spatial and temporal variations in the mat, especially

as these occur during a diel cycle [13]. The combined microbial metabolisms may be key in promoting conditions that precipitate carbonates, some external physicochemical factors can change the local alkalinity as well (e.g., degassing of CO₂, input of calcium or carbonate rich water [17,18]). In addition to this so-called alkalinity engine with both biotic and abiotic contributions, the role of the organic matrix was identified as the other main component of the organomineralization process [17,19]. This organic matrix can be produced by various microbes and consists mainly of exopolymeric substances (EPS) [20] that may act as a possible nucleation site for carbonate minerals [21]. The functional groups of EPS (e.g., carboxyl, sulfate, phosphoryl, amide and hydroxyl; [16]) can reduce the availability of cations, such as calcium, by binding these [19]. Consequently, this leads to a decrease in the (Ca²⁺) and the degree of supersaturation with respect to calcium carbonate (see (Equation (1)) below).

There are two main approaches for investigating carbonate precipitation. The first one is through studying naturally-occurring modern or ancient organomineral (e.g. [1,22–30]). The main difficulty of this approach is the interpretation of multiple, steep chemical and physical gradients and complex, interconnected microbial processes that vary over both space and time. The second approach, “experimental modeling”, consists of laboratory studies with pure cultures or more complex mixed microbial communities. Such studies can be conducted under controlled chemical, physical and biological conditions (e.g., [31–36]). Although deviating from natural conditions, where multiple microbial species and their metabolic products act in concert, experimental modeling can elucidate the potential role of individual metabolic processes on mineral formation. Furthermore, controlled experimental design permits for the screening of a wide range of environmental conditions, including those now absent in natural ecosystems but that possibly existed in the geologic past.

Combining natural observations and experimental approaches is critical for a better understanding of microbial carbonate precipitation. In the current laboratory investigation, we describe carbonate precipitation in biofilms with cyanobacteria obtained from a freshwater stream and compare this with microbial carbonates sampled from the same stream.

2. Material and Methods

2.1. Site Description and Field Sampling

The stream investigated here is a tributary of the Mérintaise river (Figure 1a,b) (2°07'16.48"E, 48°43'06.03"N), located 20 km to the Southwest of Paris (Figure 2).

This 1.1-km long stream runs from North to South, through the Oligocene Saclay Plateau and supports development of modern microbial tufa deposits (Figure 1c,d). The microbial tufas in this stream, first erroneously identified as algal concretions [37], are described in detail by [38].

Field campaigns were carried out in October, November, and December of 2016 and in March of 2017. Physicochemical characteristics along the stream were monitored and physical substrates characterized [38].



Figure 1. Images of (a) the sampling location in the stream ($2^{\circ}07'16.48''\text{E}$ and $48^{\circ}43'06.03''\text{N}$), located 21 km to the Southwest of Paris and (b) a close-up view of the stream showing fine-grained sediments and green biofilm to the right in the stream bed. Laminated microbial deposits encrusting (c) a pebble and (d) a wooden stick; (e) the Winogradsky column filled with shredded paper (bottom left), microbial mat and sediments; the column was deployed to enrich for a cyanobacterial biofilm used in the laboratory experiment and (f) a cyanobacterial biofilm on a soft agar surface in a Petri dish (second stage of enrichment (see Section 2.2).

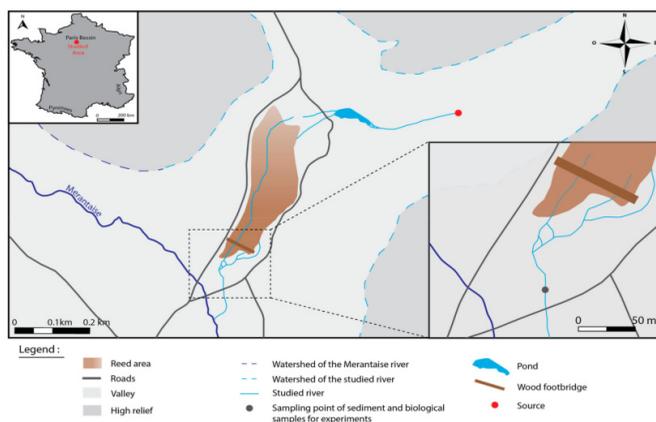


Figure 2. Location of the study site.

Mineralized structures in the streambed sampled included various microbial biofilms and microbial mats. Biological samples were collected in December 2016 in order to perform microbial culture experiments in the laboratory. The physicochemical characteristics during sampling (over the four field excursions) are given in Table 1.

Table 1. Physicochemical characteristics at the biological sampling site during the four field excursions. SI = saturation index.

Physicochemical Attribute	2016 (Autumn/Winter)			2017 (Spring)
	October	November	December	March
Water temperature (°C)	10.8	7.2	6.5	8.2
pH	8.31	8.24	8.60	8.03
Alkalinity (meq/L)	5.56	5.34	3.50	6.61
Conductivity (µS/cm)	712	704	704	667
Dissolved O ₂ (mg/L)	10.8	14.2	-	10.2
Ca ²⁺ (mg/L)	142.2	149.7	104.9	88.1
K ⁺ (mg/L)	3.5	3.6	2.8	2.8
Mg ²⁺ (mg/L)	13.8	14.2	9.9	10.8
Na ⁺ (mg/L)	19.3	19.7	13.5	13.8
Cl ⁻ (mg/L)	36.0	34.0	24.7	23.4
NO ₃ ⁻ (mg/L)	90.1	90.9	12.9	17.3
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	22.8	18.3	68.5	61.4
SI calcite	1.30 ± 0.33	1.19 ± 0.25	1.23 ± 0.06	0.90 ± 0.30
SI aragonite	1.16 ± 0.30	1.04 ± 0.30	1.08 ± 0.05	0.75 ± 0.25

2.2. Enrichment using Cyanobacterial Biofilms

Sediment samples were collected from the end of the stream. This part (Zone 3 in [38]) has a high mineralization potential and microbial tufa form when a suitably hard substrate is available. The sediments were used as inoculum for Winogradsky-type ([39]) columns in order to enrich for cyanobacterial biofilms. Winogradsky columns have been used for diversity and enrichment studies, including that of cyanobacteria ([40]). The enrichments were used for carbonate precipitation experiments in laboratory. Microbial mat samples (0.5 to 2.5 cm thick) and underlying sediments (3 to 6 cm in thickness) were taken from the river bottom using a spatula and transferred into sterile

glass jars containing cellulose (shredded paper) to provide an organic carbon source for heterotrophic organisms (Figure 1e). Stream water (50 mL) was added to the mixture of the microbial mat sample and paper and the contents were then homogenized. The columns were incubated for two months at 25 °C, in 12 h light at 2000 lux (or 12,680 W/m²)/12 h dark cycles and gas exchange with the atmosphere was allowed. Blue-green biofilms mostly composed of filamentous cyanobacteria based on microscopic observations that developed in the Winogradsky column were used for further enrichment. It should be noted that these cyanobacterial biofilms were complex communities dominated by cyanobacteria, but not axenic and also included some heterotrophs (See Results and Discussion below).

Subsequently, cyanobacterial biofilms for precipitation experiments were obtained in a two-step procedure:

- (1) *Culturing in liquid medium*: the thin blue-green biofilms (1–3 mm thick) from the superficial green part of the Winogradsky column were transferred using sterile techniques into Petri dishes containing 20 mL of liquid culture medium BG-11, commonly used for cyanobacterial cultivation [41]. The pH was adjusted to 8 using sterile 0.1 N HCl to mimic the natural pH of the stream. The closed Petri dishes were incubated at 25 °C for three weeks in 12 h light/12 h dark cycles (under ~2000 lux). This step produced the necessary biomass for a second stage of biofilm preparation;
- (2) *Culturing in semi-liquid (soft-agar) medium*: small (1 cm²) fragments of the biofilm grown in liquid (see 1) were transferred into a Petri dishes with sterile soft agar (0.75% w/v) containing half-strength BG-11 medium (i.e., 1:1 BG-11 medium and water) with a pH of circa 8. The soft agar was used to provide a substrate for biofilm growth [38]. In total, 18 Petri dishes were prepared: 12 with biofilms for biotic experiments and 6 with soft-agar BG-11 medium only as abiotic experimental controls. Petri dishes were kept for two weeks at 25 °C, in 2000 lux under 12 h light/12 h dark cycles (Figure 1f). The soft agar was used as a surrogate for gelatinous bacterial biofilms found in situ in the order to mimic the mineral precipitation processes.

2.3. Characterization of Cyanobacterial Communities

2.3.1. Light Microscopy and Scanning Electron Microscopy (SEM)

Light and electron microscopy were used to establish the morphology and size of the cyanobacteria. Light microscopy was performed with a Nikon® Eclipse E400 microscope (Microscopy, Melville, NY, USA) equipped with transmitted light. For scanning electron microscopy (SEM), samples were dehydrated through a series of ethanol–water solutions. The samples were then critical-point dried on a Leica® EM CPD300 apparatus (Leica Microsystems, Wetzlar, Germany) before carbon sputtering. The samples were examined with Hitachi® SU8230 (Hitachi, Tokyo, Japan) and JEOL® (JSM-IT100, JEOL, Tokyo, Japan) scanning electron microscopes.

2.3.2. Isolation of Genomic DNA

A sample of the biofilm cultured in liquid medium was taken at the end of the first stage using a sterile scalpel. Nucleic acids were then extracted using the RNA PowerSoil Total RNA Kit and DNA PowerSoil DNA Elution Kit (Qiagen, Valencia, SC, USA). Amplification and sequencing were realized by Fasteris DNA sequencing service (Fasteris, Geneva, Switzerland). The DNA extracts were amplified using the universal primer 515F (5'-GTGYCAGCMGCCGCGTA-3') and 909R (5'-CCCCGYCAATTCMTTTRAGT-3') for the V4-V5 hypervariable region of the 16S rRNA gene [42] using the following cycle: 1 min initial denaturation at 94 °C, 30 cycles of denaturation (1 min at 94 °C), annealing (30 s at 52 °C) and extension (30 s at 72 °C), and final extension for 3 min at 72 °C.

Sequencing was carried out on an Illumina Miseq V3 over 2 × 300 cycles (Illumina, San Diego, CA, USA). The analysis yielded 12.4 Gb of sequence fragments (415 bp) with error rate within quality specifications. Adapters were removed using the trimmomatic protocol [43], assembly of contigs was carried out using ea-utils [44] and demultiplexed using an in-house script by Fasteris (Geneva,

Switzerland). The sequences that were obtained were aligned with Mothur v1.41.1 software [45]. Chimeras were checked with Uchime [46], and remaining sequences were classified against the SILVA SSU database release 123 [47]. Cyanobacterial sequences are available in the National Center for Biotechnology Information database under the accession numbers MK968453—MK968520.

2.4. Laboratory Experiments

At the end of the second enrichment stage (see Section 2.2), the soft-agar gels (both blanks and with biofilms) were transferred to 250-mL sterile jars for the precipitation experiment. This experiment was performed at 25 ± 1 °C under 2000 lux-12 h light/12 h dark cycles, without agitation and allowing for gas exchange with the atmosphere. In total, six different conditions (treatments), differed by initial calcium and bicarbonate concentrations were tested in this experiment. Initial concentrations of calcium and alkalinity ranged from 0 to 150 mg/L and 0.93 to 4.62 meq/L, respectively (Table 2).

Table 2. Initial conditions for precipitation experiment, showing the different Treatments A–F.

Treatment *	pH	Ca ²⁺ , mg/L	Alkalinity, meq/L	SI _{calcite}
A	8.76	0	0.93	0
B	8.32	50	1.34	0.63
C	8.60	50	2.87	1.17
D	8.65	50	4.62	1.38
E	8.35	100	2.49	1.15
F	8.40	150	2.66	1.36

* Each treatment consisted of three incubations: two biological (duplicates) with a soft agar biofilm and one abiotic blank with soft agar only as a control treatment.

The solutions of the treatments were composed of (i) 150 mL of five times diluted BG-11 (to approximate the nutrient conditions in the stream), and (ii) 50 mL of the various concentrations of calcium (CaCl₂) and bicarbonate (NaHCO₃) as outlined in Table 2. Each of these six treatments comprised two biological duplicate incubations with soft-agar biofilms and one incubation that was an abiotic control consisting of a blank agar gel. The experiment was carried out for 40 days.

2.5. Sampling and Analysis

2.5.1. Microscopic Observations and Spectroscopic Analysis of Biofilm

A small part (≈ 25 mm²) of biofilm was removed from the experiments after 19 and 40 days (i.e., halfway and at the end of the experiment, respectively) to visually inspect for carbonate precipitation. Following extraction, the biofilm aliquots were dehydrated successively in a water-ethanol series (30%, 50%, 70%, 90%, 99% of ethanol). The biofilm samples were immersed for three minutes in each solution prior to critical point drying (Leica® EM CPD300) in order to preserve the microstructures, specifically the spatial organization of bacteria and precipitated minerals in the biofilms. After critical point drying, the samples were sputter-coated with carbon. Although samples were processed rapidly, we cannot rule out that minor changes in mineral and EPS composition occurred during processing.

SEM was used to localize the carbonate precipitate and determine the crystal form and size. Fourier Transform InfraRed spectroscopy (FT-IR) was carried out to characterize the chemical composition of the minerals. SEM examination was performed in the ICB-DTAI Laboratory (UBFC, Dijon, France) using a Hitachi® SU8230 microscope and in the Biogéosciences Laboratory (Dijon, France) using JEOL® (JSM-IT100) microscope equipped with an Energy Dispersive X-ray Spectrometer (EDS) operating at 10 kV. FT-IR spectroscopy was performed at Pôle Chimie Moléculaire (UBFC, Dijon, France) using a LUMOS Bruker spectroscope (Bruker, Billerica, MA, USA) with a spectrum range between 7000 and 650 cm⁻¹.

2.5.2. Geochemical Analysis

Ten-mL of experimental solutions were removed every seven days in order to monitor the changes in physicochemical conditions. The pH in the aliquot was measured using a Fisher® pH combined electrode (Hampton, NH, USA), with an accuracy of 0.01 units. Subsequently, the samples were centrifuged for 10 min at 4500 rpm (3500× g) at 15 °C and filtered through a 0.22 µm acetate cellulose membrane filter to remove bacterial cells. The filtrates were analyzed for alkalinity and calcium ion concentrations.

The total alkalinity was determined following a standard HCl Gran titration procedure [48] using an automatic titration cell (TitroLine alpha TA10 plus, Schott Instruments) with an accuracy of ±2% and a detection limit of 5×10^{-5} M. Total alkalinity is defined as the sum of all of the bases that are titratable with strong acid (HCO_3^- ; CO_3^{2-} ; $\text{B}(\text{OH})_4^-$; H_3SiO_4^- ; HS^- ; organic anions, e.g., low molecular weight organic acids; OH^-) [49,50]. It should be noted that the individual components of the total alkalinity were not measured in our experiment. Although we assume that HCO_3^- was the main component of the alkalinity, the contribution of other ions could change during the course of the experiment, and thus affect the alkalinity as well, particularly products of cyanobacterial photorespiration, which include organic acids [6,10,13]. The calcium concentration was determined by suppressed ion chromatography (Dionex® DX100, Thermo Fisher Scientific, Waltham, MA, USA) with a detection limit of 3×10^{-5} M.

To minimize physicochemical precipitation that can occur in the filtered supernatant between sampling and time of analysis: (i) samples were refrigerated at 4 °C, (ii) the alkalinity was measured within 48 h of sampling and (iii) the sample for calcium analysis was diluted five times and measured between one and three weeks after sampling. Only one alkalinity and one $[\text{Ca}^{2+}]$ measurement were carried out because of the small sample volume and statistical analysis was therefore not possible.

The calcite saturation state is given by the saturation index [51]:

$$\text{SI}_{\text{calcite}} = \log (\text{IAP}/K_{\text{calcite}}) \quad (1)$$

where IAP is ion activity product $[\text{Ca}^{2+}] \times [\text{CO}_3^{2-}]$ and K_{calcite} is the solubility of calcite [49].

The saturation index (SI) was calculated with PHREEQC software [52]. The temperature, pH, alkalinity and calcium concentrations were the variables used for this calculation.

3. Results and Discussions

3.1. The Composition Cyanobacterial Biofilm Community

Light and electron microscopic observations revealed that based on morphology [53] the biofilm at the end of the liquid enrichment (see Section 2.2. Stage 1; i.e., used in precipitation experiment) was predominantly composed of filamentous cyanobacteria of the *Oscillatoriaceae* family (filamentous cyanobacteria with a diameter of 3 to 4 µm) (Figure 3A,B). Less abundant, larger filamentous cyanobacteria with a diameter of around 10 µm were identified as members of the *Phormidiaceae* family (Figure 3F). Coccoid cyanobacteria (3–5 µm in diameter, similar to *Gloeocapsa sp.*) were repeatedly observed near the *Oscillatoria*-type filaments (Figure 3A,C). The fraction of the sequences in molecular analyses that could be classified as Cyanobacteria confirmed that most of these phototrophs were related to the *Tychonema* genus (resembling *Kamptomena sp.*), within the *Phormidiaceae* family of the *Oscillatoriales* order, and to the *Oscillatoriaceae* family *Microcoleaceae* genus (closely related to the *Arthrospira sp.*) according to the latest version of the SILVA SSU database r132. A few sequences were classified within the *Spirulina* genus (*Spirulina sp.*).

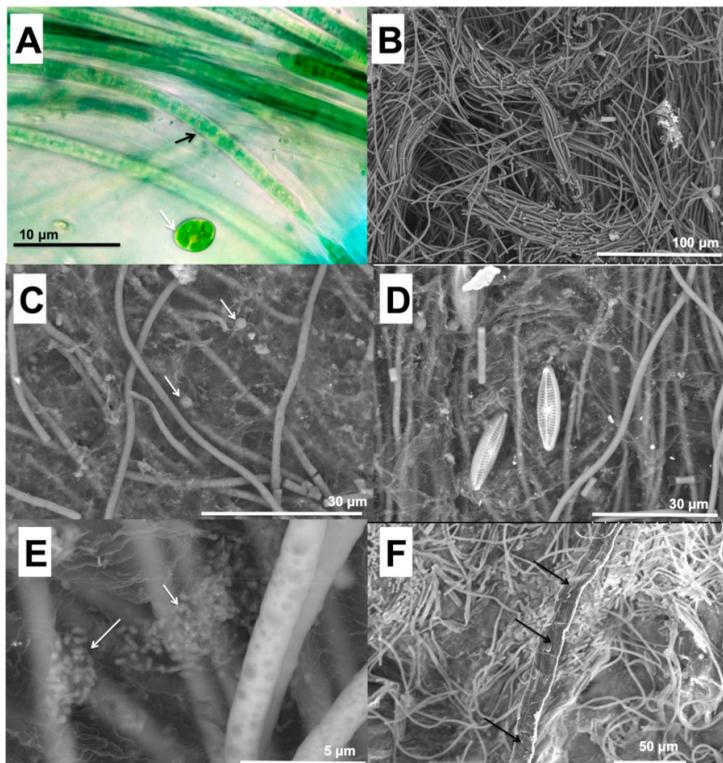


Figure 3. Images of (A) Filamentous (*Oscillatoriaceae*) (black arrows) and coccoid *Gloeocapsa*-like cyanobacteria (white arrows) viewed under light microscopy; SEM observations of (B) filamentous *Oscillatoriaceae*-type cyanobacteria, (C) coccoid *Gloeocapsa*-like cyanobacteria (white arrows) (D) pennate diatoms near cyanobacterial filaments in an EPS matrix, (E) presumably heterotrophic bacteria (white arrows) covered in EPS matrix and (F) a large cyanobacterial filament, likely a *Phormidium* sp. (black arrows).

Some pennate diatoms were observed in close proximity to cyanobacterial filaments (Figure 3D). Presumably heterotrophic bacteria (500 nm-long, elongated cells) were often “trapped” in the EPS matrix (Figure 3E), but their abundance was low compared to natural Mérintaise biofilms.

3.2. Morphology and Mineralogy of the Carbonate Precipitates

Analyses of precipitates using SEM and FT-IR spectroscopy were carried out on Day 19 and Day 40 of the experiment. Day 19 corresponded to period of extensive carbonate precipitation (see Section 3.4.) During this stage, micro-peloid precipitates were observed in all biological incubations except for Treatment A (Figure 4A, Day 19). The micro-peloids, up to 50 μm in diameter, were

embedded in the bacterial biofilm or completely entrapped by filamentous cyanobacteria (Day 19, Figure 4C,D). Well-formed micro-peloids conglomerated in multi-peloidal clusters measuring several hundred micrometers. Similar mineral structures and arrangements of the biofilm and the precipitate were observed by [54] in a freshwater cyanobacterial mesocosm experiment. The quantity of minerals precipitated depended on the initial experimental conditions: highest number of micro-peloids was observed in Treatments E and F, where initial concentrations of calcium were higher (100 mg/L and 150 mg/L, respectively). Diatoms were present in large quantities in all experimental biofilms and were often observed in close proximity to the precipitate (Figure 4D, Day 40).

The SEM observation at the termination of the experiment (Figure 4, Day 40) showed a similar precipitate morphology as observed in Day 19 samples: well-developed micro-peloids covered most of the biofilm surface (Figure 4C, Day 40). Detailed analysis of micro-peloids (both after 19 and 40 days of the experiment) showed four structures of micro-peloids, differing by their mesocrystals shape: (1) rhombic/polygonal mesocrystals, with a size ranging from 3 to 5 μm , wrapped in EPS oriented in different directions (Figure 5A). The majority of these crystals had polycrystalline structures and cracks; (2) trigonal mesocrystals, 3–7 μm in size, had a common orientation and were linked by thin filaments of EPS. These mesocrystals were porous and not yet completely shaped (Figure 5B); (3) compact arrangements of needle mesocrystals radiating in the same direction, with a length of 10–15 μm and a diameter of 100–300 nm (Figure 5C); and (4) spheric mesocrystals with a diameter of 3–7 μm , composed of spherulites (size 0.5–1 μm), also often referred to in the literature as “nano-globules” (e.g., [31]). These mesocrystals were completely wrapped in EPS (Figure 5D). There was no obvious relationship between the shape of mesocrystals and the type of microorganisms these crystals precipitated in proximity to. However, all of the mesocrystal shapes were covered by EPS (Figure 5), as was also reported in natural mats [28]. Liang et al. [33] had two explanations for the coexistence of different mesocrystal morphologies in their experiment: (i) one crystal shape could transform to another. For example, needle-shaped mesocrystals could change into rhombs at a later stage of experiment; (ii) the chemical properties of EPS, critical for morphology of crystals, changed: e.g., a decrease in acidity of amino acids within the EPS modified the shape of carbonate minerals from spherical to rhombohedral [55]. Furthermore, Jones [56] indicated that morphology of carbonate (meso)crystals may depend on the degree of supersaturation of carbonates. An increase in supersaturation with respect to carbonates changed the mesocrystal morphology from polygonal to dendritic to spherulitic. Our results are similar to those found in intertidal mats, where similar micropeloids and mesocrystals were observed [28].

The composition and structure of EPS is complex and subject to continuous partial production and consumption, especially in biofilms of mixed microbial composition [20,22,57,58]. The micro-peloid distribution within the biofilm studied here was heterogeneous, displaying areas of high and low density of micro-peloid in close proximity (example: Figure 4C, day 40). Microscopic observations did not show apparent differences in cyanobacterial biofilm structure in these zones. The different mesocrystal fabrics and the irregular micro-peloid distribution can be explained by: (1) local differences in structure, composition and density of EPS, and, potentially coupled to this (2) local variations in physicochemical conditions (e.g., pH, SI, negatively charged functional group availability).

In addition to meso-peloids, two other carbonate morphologies precipitated in biological treatments were detected: (1) rhombic sparite crystals (10–20 μm) wrapped in biofilm (Figure 6A). Similar rhombic crystals precipitating in cyanobacterial biofilms were reported by [54]; and (2) a very thin sheet of carbonate (lamellae) formed directly on the surface of *Phormidiaceae* filaments (Figure 6B). Identical sheet-like carbonate precipitates were deposited on *Phormidium incrustatum* filaments in the Sarine River, Switzerland [17,59] and in Nivå Bay, Denmark, after a two-year growth period of experimental mats [30].

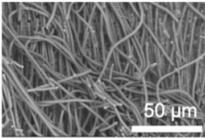
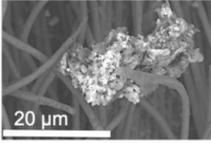
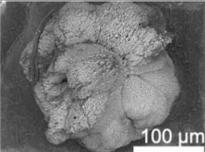
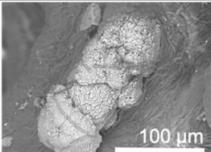
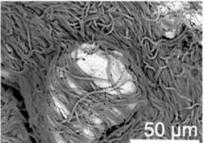
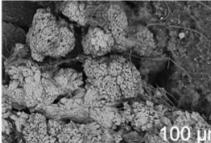
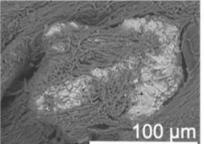
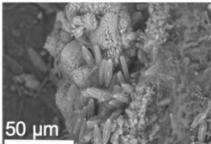
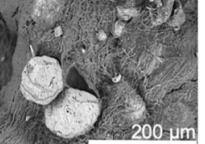
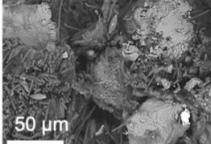
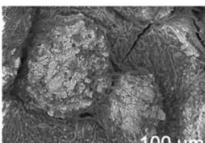
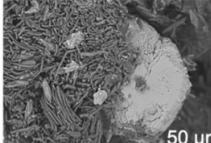
Treatment	Day 19		Day 40	
	SI	SEM images of carbonate precipitates	SI	SEM images of carbonate precipitates
A	0.95	No precipitate 	1.44	
B	1.11		1.21	
C	1.32		1.29	
D	0.66		0.75	
E	1.72		1.22	
F	1.81		1.56	

Figure 4. SEM images of carbonate precipitates in the experimental biofilm of Treatments (A–F) at Day 19 and Day 40. SI indicates the saturation index of calcite for each sample.

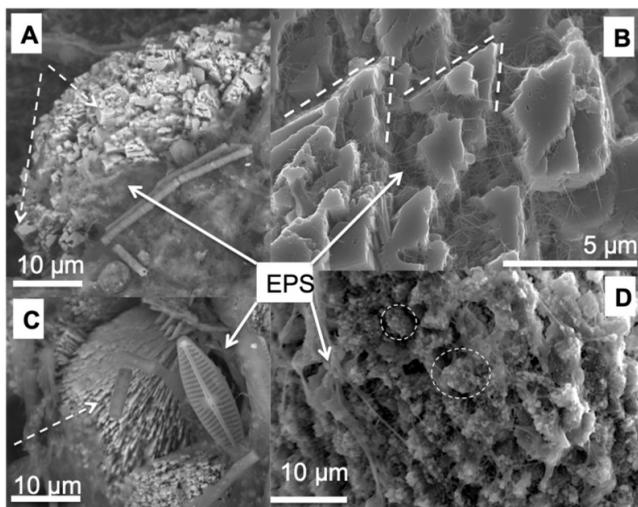


Figure 5. SEM images of the four mesocrystal shapes that form the micro-peloids: (A) rhombic/polygonal, (B) trigonal, (C) needle and (D) spherical carbonate crystals (white circles) composed of nano-globules. All mesocrystals were covered by EPS (white arrows).

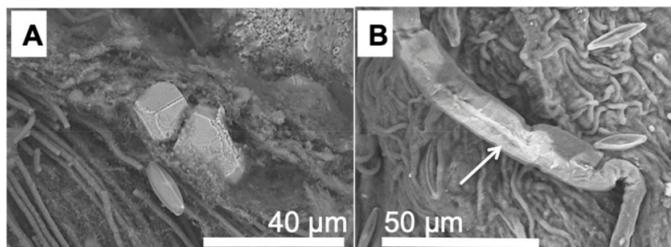


Figure 6. SEM images of (A) rhombic sparite crystals wrapped in EPS and (B) a thin sheet of carbonate precipitated directly on the surface of a *Phormidium*-like filament.

The chemical composition of the micro-peloid and rhombic sparite crystals was analyzed by EDS. The spectrum revealed that the crystals were composed of Ca, C and O (Figure 7a). The same crystals when examined by FT-IR spectroscopy, showed absorption peaks at 1408, 872 and 711 cm^{-1} , which corresponded to calcite (Figure 7b). The FT-IR spectrum revealed additional peaks at 3284, 2934, 1645 and 1032 cm^{-1} , which were interpreted as (oligo)sugars (Welienc software platform; Figure 7c), specifically D-Raffinose pentahydrate (an oligosugar composed of galactose, glucose and fructose monomers). D-Raffinose pentahydrate most likely originated from the EPS matrix, which typically consists mostly of polysaccharides [60]. This co-occurrence of organic and inorganic carbon in the mineral sample confirmed that carbonate precipitated within the cyanobacterial EPS matrix.

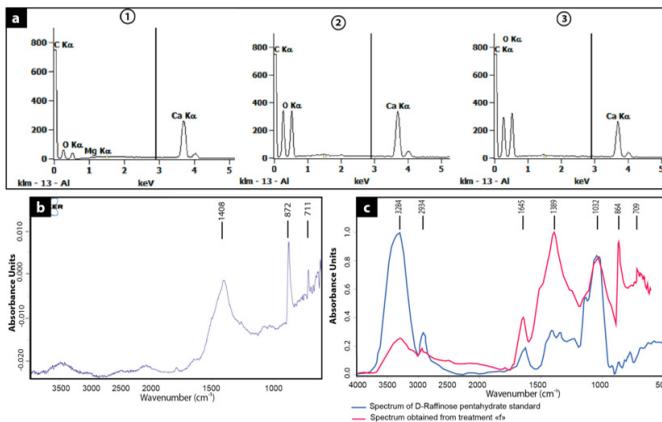


Figure 7. Spectra showing the chemical composition of the crystals, as analyzed by (a) EDS, (1 and 3) of micro-peloids and (2) of a rhombic crystal, (b) FT-IR, showing calcite peaks in a micro-peloid at 1408, 872, 711 cm^{-1} and (c) a mixed signal of calcite and D-Raffinose pentahydrate.

3.3. Comparison Carbonate Minerals Observed in the Natural Environment and in the Laboratory Experiment

Well-mineralized field samples were collected at the same time and location as the inoculum for laboratory experiment. The field samples comprised microbial tufa consisting of a sequence of flat or slightly wavy laterally persistent laminae, 100 to 1000 μm -thick, with alternating dense and loose filament molds. Thin sections and SEM were viewed in order to compare the micro-morphology of field samples with that obtained in the laboratory experiment. Carbonate precipitates were often found in close proximity of diatoms, which were abundant in both field and laboratory biofilm samples (e.g., Figure 5C, Figure 6B, Figure 10A,B and Figure 11A,B). The role of diatoms in carbonate precipitation is not the topic of this work, but based on their vast EPS production potential [57], these organisms could be important contributors to the mineralization process.

Microscopic observations of natural samples showed an abundance of filaments with an approximate diameter of 10 μm , completely encrusted in carbonate (Figure 8A,B). According to DNA sequencing and to the morphology, we assumed that these cyanobacterial belong to the *Phormidiaceae* family.

Vertically-oriented, non-branching filaments were organized in fan-shaped structures near the surface of the biofilm (Figure 8A). SEM analysis of a fresh cut sample showed that the filaments were covered with calcite laminae (Figure 8C), resembling our laboratory observations (Figure 6B). Based on these observations, we suggest that this represented the initial step of carbonate precipitation. It should be noted that only a few *Phormidium*-like filaments were present in the laboratory experiments, in contrast to the field samples in which this cyanobacterium was abundant. This difference may be due to: (1) the laboratory incubations were too short to allow for some organisms to fully develop; (2) experimental conditions (nutriments, light, and temperature) deviated from the field conditions. Laboratory conditions could have favored or prevented the growth of specific microorganisms; (3) the Winogradsky columns were inoculated with samples taken in December. During the winter period some organisms could be less active or were absent from the biofilm; (4) laboratory samples were not subjected to seasonal variations, in contrast to microbial tufas, mats and biofilms in the field.

Additional SEM analyses of carbonate precipitates in field samples showed long-crystallite (acicular) dendrites forming around *Phormidiaceae* filaments (Figure 9A,B).

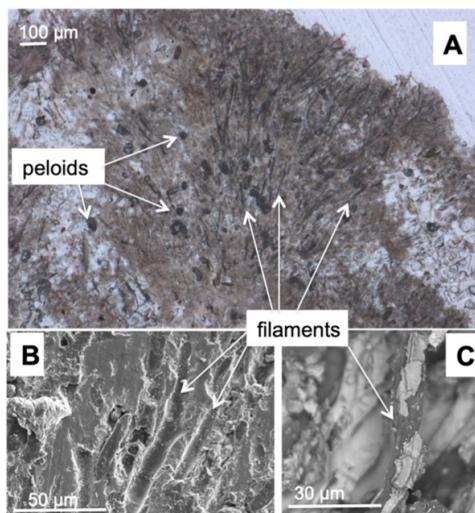


Figure 8. Natural samples observed (A) in thin section, showing micro-peloids and 10-µm large, *Phormidium*-like filament encrusted in carbonate and (B,C) under SEM; (B) shows imprints of *Phormidium*-like filaments and (C) depicts the encrusting carbonate on the surface of the same filaments. Note the differences in scale.

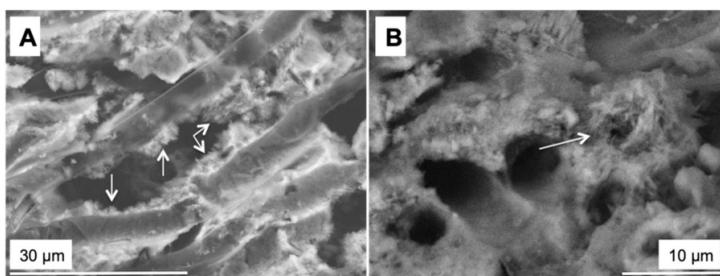


Figure 9. SEM images of elongated crystallite dendrites (white arrows) forming around (A) a longitudinal and (B) a transversal cut of *Phormidiaceae* filament voids.

This dendritic carbonate morphology was not detected in laboratory incubations. [61] concluded that the formation of dendritic crystals was governed by cyanobacterial EPS. Long-crystallite dendrites were also observed around a high number of voids in SEM observations of field samples (Figure 10B). These voids (diameter 2–3 µm) (Figure 10A) could be remnants of *Oscillatoriaceae* filaments that were

also abundant in the biofilms in laboratory experiments, which would argue for an influence of cyanobacterial bacterial EPS in the (dendritic) carbonate precipitation. Remnants of *Oscillatoriaceae* (i.e., circular voids) were absent in more mature natural samples, and thus long-term preservation of these traces of cyanobacterial carbonate precipitation seems unlikely.

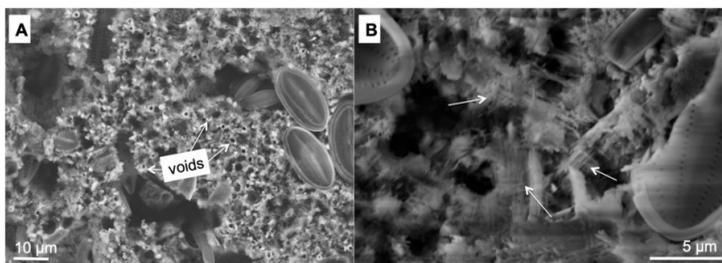


Figure 10. SEM images of (A) voids left by *Oscillatoriaceae*-like filaments and (B) elongated crystallite dendrites (white arrows) associated with the *Oscillatoria* casts.

Micro-peloids were observed in thin sections of the field (Figure 8A) and laboratory samples, with a similar amount of these crystals per surface area of biofilm in both. However, the micro-peloids in natural samples were 2–10 times smaller than those formed in the laboratory incubations (10–30 μm and 50–100 μm in diameter, respectively). According to [62], this difference in size can be related to the saturation index: in the stream SI_{calcite} ranged from 0.9–1.3 and in the laboratory experiment this increased from an initial $SI_{\text{calcite}} = 0.6–1.4$ to $SI_{\text{calcite}} = 1.8–2.5$ during the stage of extensive precipitation. Similar to the laboratory experiments, micro-peloids precipitated in close proximity of filamentous *Oscillatoriaceae* and EPS in the natural sample. Thus, the presence of micro-peloids in natural samples could be interpreted as well-preserved ‘indirect’ traces of *Oscillatoriaceae* community activity.

Rhombic sparite crystals with a uniform size distribution (20–30 μm) were occasionally found in field and experimental samples (Figure 6A). Some polycrystalline rhombic sparite was also present in the natural sample (Figure 11A). A similar rhombic sparite shape of calcite crystals was obtained in experiments with EPS of *Bacillus licheniformis* S-86 by [63]. Thus, it appears that bacterial EPS can modify the crystal shape of calcite from rhombic, which is often incorrectly considered as a solely abiotic carbonate product, to polycrystalline rhombic.

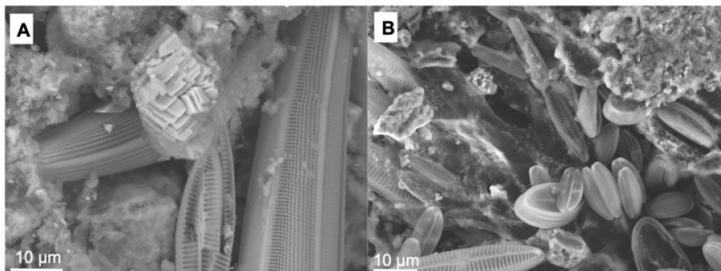


Figure 11. SEM images of (A) a rhombic polycrystalline sparite crystal from a natural sample and (B) diverse diatom species observed in a natural sample.

3.4. The Carbonate Precipitation Process in the Cyanobacterial Biofilms

In the biological incubations, a sequence of biofilm development and mineral precipitation was observed in all treatments. The cyanobacteria showed a growth pattern presumably coinciding with EPS production and excretion of photorespiration products, similar to reports for biofilms (during a similar time frame as in our experiment; [64]) and microbial mats [6,10,29,30]. The different types of cyanobacterial metabolisms and their specific effect on the physicochemical conditions are summarized in Table 3. The key physicochemical measurements (pH, $[\text{Ca}^{2+}]$, alkalinity, temperature) from which the Sclalcite can be calculated and qualitative observations of O_2 production and mineral precipitation support the sequence of precipitation events [65].

Initially, the cyanobacterial enrichments grew rapidly in the fresh medium, which was supported by evolution of O_2 bubbles during the light period. The agar provided a (semi)solid surface critical for mat development and lithification [38,59]. During this initial phase, the high rates of CO_2 fixation could increase the pH and alkalinity through the production of hydroxyl ions resulting from bicarbonate dissociation into CO_2 [66] (Table 3, Figure 12a,b). The production of fresh EPS facilitates Ca binding [17,32] possibly accounting for the observed decrease (Figure 4C). The Sclalcite increased slightly (Figure 4D), suggesting a greater impact of the changes in pH and/or alkalinity than that of $[\text{Ca}^{2+}]$. No precipitation was seen during this period, but the biomass increased visibly.

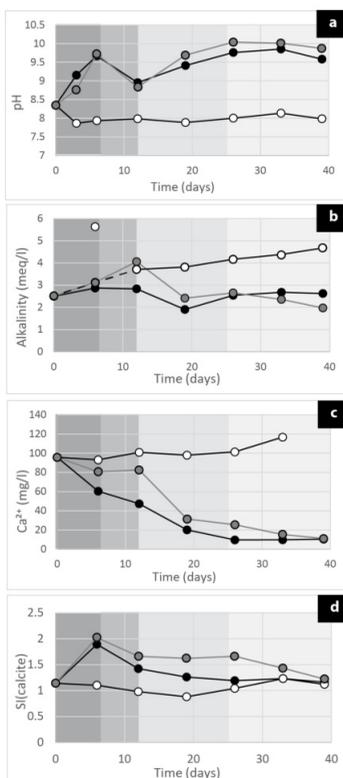


Figure 12. Time series of key physicochemical properties during the precipitation experiment (the data shown for Treatment E as a typical example); temporal evolution of (a) the pH, (b) the alkalinity, (c) the Ca²⁺ concentration and (d) the calcite saturation index (SI). Closed symbols (black and grey) are replicate biological incubations, open symbols indicate the abiotic controls. The observed alkalinity increase in the abiotic control after three days is surprising and cannot be accounted for. When viewing the trend of the alkalinity in all treatments (Figure S1b), a constant value or very small increase with time can be seen. Consequently, we can assume an analytical error resulted in this outlying value. Since no precipitation was observed in any of the controls, this does not impact any of our observations nor our conceptual model.

Following this initial rapid biofilm development, photosynthetic rates typically reach a maximum value [10]. Consequently, cyanobacteria switch from O₂ production to O₂ consumption later during in the light period in alkaline conditions [69]. During photorespiration, glycolate is excreted, potentially reaching millimolar concentrations [17,69]. This would decrease the pH (Figure 12a). As noted, organic acids contribute to the alkalinity, and account for a small increase in S_{calcite} as was observed

(Figure 12d). The $[Ca^{2+}]$ decrease (Figure 12c), possibly due to binding to low-molecular weight acids (e.g., extracellular organic matter (EOM); [17]). The combining of Ca and glycolate would ultimately lead to an increase in pH, as was observed in the following and last phase of mineralization (Figure 12a). No visible $CaCO_3$ precipitation was noticed in this period.

The next step of biofilm development was characterized by carbonate precipitation, which was more pronounced in treatments with higher initial $[Ca^{2+}]$. This observation coincided with decreases in the $[Ca^{2+}]$ and the alkalinity, with the S_{calcite} remaining more or less constant. Following this phase, no changes in pH, $[Ca^{2+}]$, alkalinity were seen. The results for the all incubations are available in Supplementary Materials (Figure S1a,b,c,d).

Similar changes in physicochemical measurements (e.g., increases in pH, S_{calcite}) were reported in laboratory experiments [32–36,54] and during manipulations in the field [29,30]. It should be noted that the physicochemical conditions in the biofilm, which is composed predominantly of cyanobacteria and EPS, could have been different than those of the overlying water. This was also observed by [29,30] who reported S_{calcite} value approximately 50% lower in the overlying water than in the cyanobacterial layer of their experimental mats. Such differences between the overlying bulk liquid and the biofilm may explain some discrepancies in our observations. Yet, the general trend of pH, alkalinity, $[Ca^{2+}]$ changes in the overlying water and the corresponding degree of $CaCO_3$ precipitation within the biofilm in our study was clear.

4. Conclusions

The observations of crystals precipitated in a biofilm of a cyanobacterial enrichment revealed three different carbonate morphologies: (i) micro-peloids, with four mesocrystal shapes: rhombic/polygonal; trigonal; needle and spheric, (ii) rhombic sparite crystals and (iii) crystals (lamellae) formed directly on the surface of the large filamentous cyanobacteria (*Phormidiaceae*). The microscopic observations combined with the FT-IR spectroscopy demonstrate that cyanobacterial EPS control crystal morphology of carbonates and spatial distribution of the precipitates. A similar arrangement of carbonate precipitates (i.e., on cyanobacterial sheets and/or within the EPS matrix of the biofilm, in close proximity of cyanobacteria) has been reported in hypersaline [24,26], marine [28–30] and freshwater [17,54] biofilms or microbial mats containing cyanobacteria. A comparison of experimental and natural samples suggested that the lamellae precipitating on the surface of *Phormidiaceae* filaments and the micro-peloids associated with *Oscillatoriaceae* were the main carbonate crystal morphologies. Elongated crystallite dendrites that formed around both *Phormidiaceae* and *Oscillatoriaceae* filaments were only observed in natural samples, supposedly requiring more time to form than the experimental conditions allowed. In sum, the precipitation observed in the laboratory experiment represented an early stage of microbial tufa formation.

The carbonate mineralization laboratory study in a cyanobacterial biofilm obtained from mineralizing freshwater sediments, revealed a trend in precipitation based on the change in pH, $[Ca^{2+}]$, Alkalinity, and S_{calcite} that could be coupled to biofilm development and cyanobacterial growth and EPS production. The changes in pH, alkalinity and $[Ca^{2+}]$ in the overlying water and the degree of $CaCO_3$ precipitation within the biofilm in our treatments showed a clear cyanobacterial metabolic role.

Supplementary Materials: The following are available online at <http://www.mdpi.com/2075-163X/9/7/409/s1>, Figure S1: Time-serial development in all six experimental treatments: 1 (S1.a) the pH, (S1.b) the Ca^{2+} concentration, (S1.c) the HCO_3^- concentration and (S1.d) the saturation index (SI) of calcite.

Author Contributions: Conceptualization: D.P.-R. and I.A.B.; Field sampling and measurements: D.P.-R., A.R., E.V., P.A.-S., P.V., I.A.B.; Experiment realization: D.P.-R. and I.A.B.; Samples analyses: D.P.-R. and P.A.-S.; Microscopic/spectroscopic analysis: D.P.-R. and I.A.B.; Isolation of genomic DNA and analysis: C.T.; original draft preparation D.P.-R. and I.A.B.; final draft of the manuscript: P.T.V., E.V., A.R., P.A.-S., C.T.; visualization, D.P.-R., P.T.V., and I.A.B. All authors read and approved the manuscript.

Funding: This research was funded by EC2CO-2016, OSU-THETA-2019 and ISITE, grant number UBI8037.BGS.IS.

Acknowledgments: We wish to acknowledge the assistance of Christine Stern (Weliencie, Pôle Chimie Moléculaire, UBFC) with FT-IR analyses and of Maxime Guerineau (ICB, UBFC) for his help with SEM observations. We appreciate the comments of four anonymous reviewers that helped improve the manuscript. Several research grants (EC2CO-2016, OSU-THETA-2019, ISITE UB18037.BGS.IS) funded this study.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest

References

- Grotzinger, J.P.; Knoll, A.H. Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **1999**, *27*, 313–358. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Burne, R.V.; Moore, L.S. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios* **1987**, *2*, 241–254. [[CrossRef](#)]
- Playford, P.E.; Cockbain, A.E. Chapter 8.2 Modern Algal Stromatolites at Hamelin Pool, A Hypersaline Barred Basin in Shark Bay, Western Australia. In *Developments in Sedimentology*; Walter, M.R., Ed.; Stromatolites; Elsevier: Canberra, Australia, 1976; Volume 20, pp. 389–411.
- Myshrall, K.L.; Dupraz, C.; Visscher, P.T. Patterns in Microbialites Throughout Geologic Time: Is the Present Really the Key to the Past? In *Experimental Approaches to Understanding Fossil Organisms: Lessons from the Living*; Hembree, D.L., Platt, B.F., Smith, J.J., Eds.; Topics in Geobiology; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2014; pp. 111–142. ISBN 978-94-017-8721-5.
- Reimer, A.; Landmann, G.; Kempe, S. Lake Van, Eastern Anatolia, Hydrochemistry and History. *Aquat. Geochem.* **2009**, *15*, 195–222. [[CrossRef](#)]
- Stal, L.J.; van Gemerden, H.; Krumbein, W.E. Structure and development of a benthic marine microbial mat. *FEMS Microbiol. Ecol.* **1985**, *1*, 111–125. [[CrossRef](#)]
- Ley, R.E.; Harris, J.K.; Wilcox, J.; Spear, J.R.; Miller, S.R.; Bebout, B.M.; Maresca, J.A.; Bryant, D.A.; Sogin, M.L.; Pace, N.R. Unexpected diversity and complexity of the Guerrero Negro hypersaline microbial mat. *Appl. Environ. Microbiol.* **2006**, *72*, 3685–3695. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Baumgartner, L.K.; Dupraz, C.; Buckley, D.H.; Spear, J.R.; Pace, N.R.; Visscher, P.T. Microbial species richness and metabolic activities in hypersaline microbial mats: insight into biosignature formation through lithification. *Astrobiology* **2009**, *9*, 861–874. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Ward, D.M. A macrobiological perspective on microbial species. *Microbe Am. Soc. Microbiol.* **2006**, *1*, 269–278. [[CrossRef](#)]
- Van Gemerden, H. Microbial mats: A joint venture. *Mar. Geol.* **1993**, *113*, 3–25. [[CrossRef](#)]
- Gallagher, K.L.; Dupraz, C.; Visscher, P.T. Two opposing effects of sulfate reduction on carbonate precipitation in normal marine, hypersaline, and alkaline environments: Comment. *Geology* **2014**, *42*, e313–e314. [[CrossRef](#)]
- Kempe, S.; Kazmierczak, J. The role of alkalinity in the evolution of ocean chemistry, organization of living systems, and biocalcification processes. *Bull. Inst. Océan. Monaco* **1994**, *13*, 61–117.
- Visscher, P.T.; Reid, R.P.; Bebout, B.M.; Hoef, S.E.; Macintyre, I.G.; Thompson, J.A. Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (Bahamas): The role of sulfur cycling. *Am. Mineral.* **1998**, *83*, 1482–1493. [[CrossRef](#)]
- Visscher, P.T.; Stolz, J.F. Microbial mats as bioreactors: Populations, processes, and products. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* **2005**, *219*, 87–100. [[CrossRef](#)]
- Lyons, W.B.; Long, D.T.; Hines, M.E.; Gaudette, H.E.; Armstrong, P.B. Calcification of cyanobacterial mats in Solar Lake, Sinai. *Geology* **1984**, *12*, 623–626. [[CrossRef](#)]
- Gallagher, K.L.; Kading, T.J.; Braissant, O.; Dupraz, C.; Visscher, P.T. Inside the alkalinity engine: The role of electron donors in the organomineralization potential of sulfate-reducing bacteria. *Geobiology* **2012**, *10*, 518–530. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
- Dupraz, C.; Reid, R.P.; Braissant, O.; Decho, A.W.; Norman, R.S.; Visscher, P.T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth Sci. Rev.* **2009**, *96*, 141–162. [[CrossRef](#)]
- Reid, P.; Dupraz, C.D.; Visscher, P.T.; Sumner, D.Y. Microbial Processes Forming Marine Stromatolites. In *Fossil and Recent Biofilms: A Natural History of Life on Earth*; Krumbein, W.E., Paterson, D.M., Zavarzin, G.A., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2003; pp. 103–118. ISBN 978-94-017-0193-8.
- Dupraz, C.; Visscher, P.T. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. *Trends Microbiol.* **2005**, *13*, 429–438. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]

20. Decho, A.W. Microbial exopolymer secretions in ocean environments: Their role(s) in food webs and marine processes. *Oceanogr. Mar. Biol.* **1990**, *28*, 9–16.
21. Braissant, O.; Cailleau, G.; Dupraz, C.; Verrecchia, E.P. Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids. *J. Sediment. Res.* **2003**, *73*, 485–490. [[CrossRef](#)]
22. Braissant, O.; Decho, A.W.; Przekop, K.M.; Gallagher, K.L.; Glunk, C.; Dupraz, C.; Visscher, P.T. Characteristics and turnover of exopolymeric substances in a hypersaline microbial mat. *FEMS Microbiol. Ecol.* **2009**, *67*, 293–307. [[CrossRef](#)]
23. Reid, R.P.; Visscher, P.T.; Decho, A.W.; Stolz, J.F.; Bebout, B.M.; Dupraz, C.; Macintyre, I.G.; Paerl, H.W.; Pinckney, J.L.; Prufert-Bebout, L.; et al. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* **2000**, *406*, 989–992. [[CrossRef](#)]
24. Dupraz, C.; Visscher, P.T.; Baumgartner, L.K.; Reid, R.P. Microbe–mineral interactions: Early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* **2004**, *51*, 745–765. [[CrossRef](#)]
25. Bouton, A.; Vennin, E.; Pace, A.; Bourillot, R.; Dupraz, C.; Thomazo, C.; Brayard, A.; Désaubliaux, G.; Visscher, P.T. External controls on the distribution, fabrics and mineralization of modern microbial mats in a coastal hypersaline lagoon, Cayo Coco (Cuba). *Sedimentology* **2016**, *63*, 972–1016. [[CrossRef](#)]
26. Pace, A.; Bourillot, R.; Bouton, A.; Vennin, E.; Braissant, O.; Dupraz, C.; Duteil, T.; Bundeleva, I.; Patrier, P.; Galaup, S.; et al. Formation of stromatolite lamina at the interface of oxygenic–anoxygenic photosynthesis. *Geobiology* **2018**, *16*, 378–398. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
27. Merz-Preiß, M.; Riding, R. Cyanobacterial tufa calcification in two freshwater streams: Ambient environment, chemical thresholds and biological processes. *Sediment. Geol.* **1999**, *126*, 103–124. [[CrossRef](#)]
28. Kremer, B.; Kazmierczak, J.; Stal, L.J. Calcium carbonate precipitation in cyanobacterial mats from sandy tidal flats of the North Sea. *Geobiology* **2008**, *6*, 46–56. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
29. Kazmierczak, J.; Fenchel, T.; Kühl, M.; Kempe, S.; Kremer, B.; Łačka, B.; Małkowski, K. CaCO₃ precipitation in multilayered cyanobacterial mats: clues to explain the alternation of micrite and sparite layers in calcareous stromatolites. *Life* **2015**, *5*, 744–769. [[CrossRef](#)]
30. Kühl, M.; Fenchel, T.; Kazmierczak, J. Growth, Structure and Calcification Potential of an Artificial Cyanobacterial Mat. In *Fossil and Recent Biofilms: A Natural History of Life on Earth*; Krumbain, W.E., Paterson, D.M., Zavarzin, G.A., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2003; pp. 77–102. ISBN 978-94-017-0193-8.
31. Aloisi, G.; Gloter, A.; Krüger, M.; Wallmann, K.; Guyot, F.; Zuddas, P. Nucleation of glomer carbonate on bacterial nanoglobules. *Geology* **2006**, *34*, 1017–1020. [[CrossRef](#)]
32. Bundeleva, I.A.; Shirokova, L.S.; Bénéthet, P.; Pokrovsky, O.S.; Kompantseva, E.I.; Balor, S. Calcium carbonate precipitation by anoxygenic phototrophic bacteria. *Chem. Geol.* **2012**, *291*, 116–131. [[CrossRef](#)]
33. Liang, A.; Paulo, C.; Zhu, Y.; Dittrich, M. CaCO₃ biomineralization on cyanobacterial surfaces: Insights from experiments with three *Synechococcus* strains. *Colloids Surf. B Biointerfaces* **2013**, *111*, 600–608. [[CrossRef](#)]
34. Bundeleva, I.A.; Shirokova, L.S.; Pokrovsky, O.S.; Bénéthet, P.; Ménez, B.; Gérard, E.; Balor, S. Experimental modeling of calcium carbonate precipitation by cyanobacterium *Gloeocapsa* sp. *Chem. Geol.* **2014**, *374*–375, 44–60. [[CrossRef](#)]
35. Balci, N.; Menekşe, M.; Karagüler, N.G.; Sönmez, M.Ş.; Meister, P. Reproducing authigenic carbonate precipitation in the hypersaline Lake Acıgöl (Turkey) with microbial cultures. *Geomicrobiol. J.* **2016**, *33*, 758–773. [[CrossRef](#)]
36. Balci, N.; Demirel, C. Formation of carbonate nanoglobules by a mixed natural culture under hypersaline conditions. *Minerals* **2016**, *6*, 122. [[CrossRef](#)]
37. Freyret, P. Les tufs de la vallée de la Méritantaise. *Bull. Société Versaill. Sci. Nat.* **1989**, *16*, 81–99.
38. Roche, A.; Vennin, E.; Bundeleva, I.; Bouton, A.; Payandi-Rolland, D.; Amiotte-Suchet, P.; Gaucher, E.C.; Courvoisier, H.; Visscher, P.T. The role of the substrate on the mineralization potential of microbial mats in a modern freshwater river (Paris Basin, France). *Minerals* **2019**, *9*, 359. [[CrossRef](#)]
39. Parks, S.T. Microbial Life in a Winogradsky Column: From Lab Course to Diverse Research Experience. *J. Microbiol. Biol. Educ.* **2015**, *16*, 82–84. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
40. Esteban, D.J.; Hysa, B.; Bartow-McKenney, C. Temporal and spatial distribution of the microbial community of Winogradsky columns. *PLoS ONE* **2015**, *10*, e0134588. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]

41. Stanier, R.Y.; Kunisawa, R.; Mandel, M.; Cohen-Bazire, G. Purification and properties of unicellular blue-green algae (order Chroococcales). *Bacteriol. Rev.* **1971**, *35*, 171–205. [[PubMed](#)]
42. Wang, Y.; Qian, P.Y. Conservative fragments in bacterial 16S rRNA genes and primer design for 16S ribosomal DNA amplicons in metagenomic studies. *PLoS ONE* **2009**, *4*, e7401. [[CrossRef](#)]
43. Bolger, A.M.; Lohse, M.; Usadel, B. Trimmomatic: A flexible trimmer for Illumina sequence data. *Bioinformatics* **2014**, *30*, 2114–2120. [[CrossRef](#)]
44. Aronesty, E. *Ea-Utills: Command-Line Tools for Processing Biological Sequencing Data*; Expression Analysis: Durham, NC, USA, 2011.
45. Schloss, P.D.; Westcott, S.L.; Ryabin, T.; Hall, J.R.; Hartmann, M.; Hollister, E.B.; Lesniewski, R.A.; Oakley, B.B.; Parks, D.H.; Robinson, C.J.; et al. Introducing mothur: Open-source, platform-independent, community-supported software for describing and comparing microbial communities. *Appl. Environ. Microbiol.* **2009**, *75*, 7537–7541. [[CrossRef](#)]
46. Edgar, R.C.; Haas, B.J.; Clemente, J.C.; Quince, C.; Knight, R. UCHIME improves sensitivity and speed of chimera detection. *Bioinformatics* **2011**, *27*, 2194–2200. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
47. Quast, C.; Pruesse, E.; Yilmaz, P.; Gerken, J.; Schweer, T.; Yarza, P.; Peplies, J.; Glöckner, F.O. The SILVA ribosomal RNA gene database project: Improved data processing and web-based tools. *Nucleic Acids Res.* **2013**, *41*, D590–D596. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
48. Gran, G. Equivalence volumes in potentiometric titrations. *Anal. Chim. Acta* **1988**, *206*, 111–123. [[CrossRef](#)]
49. Stumm, W.; Morgan, J. *An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters, Aquatic Chemistry*; John Wiley and Sons: New York, NY, USA, 1981.
50. Cantrell, K.J.; Serkiz, S.M.; Perdue, E.M. Evaluation of acid neutralizing capacity data for solutions containing natural organic acids. *Geochim. Cosmochim. Acta* **1990**, *54*, 1247–1254. [[CrossRef](#)]
51. Arp, G.; Reimer, A.; Reitner, J. Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic Oceans. *Science* **2001**, *292*, 1701–1704. [[CrossRef](#)]
52. Parkhurst, D.L.; Appelo, C. *User's Guide to PHREEQC (Version 2): A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations*; U.S. Department of the Interior: Denver, CO, USA, 1999.
53. The Proteobacteria. In *Bergey's Manual of Systematic Bacteriology*, 2nd ed.; Garrity, G. (Ed.) Springer: New York, NY, USA, 2005; Volume 2, ISBN 978-0-387-95040-2.
54. Pedley, M.; Rogerson, M.; Middleton, R. Freshwater calcite precipitates from in vitro mesocosm flume experiments: A case for biomediation of tufas. *Sedimentology* **2009**, *56*, 511–527. [[CrossRef](#)]
55. Braissant, O.; Cailleau, G.; Aragno, M.; Verrecchia, E.P. Biologically induced mineralization in the tree *Milicia excelsa* (Moraceae): Its causes and consequences to the environment. *Geobiology* **2004**, *2*, 59–66. [[CrossRef](#)]
56. Jones, B. Review of aragonite and calcite crystal morphogenesis in thermal spring systems. *Sediment. Geol.* **2017**, *354*, 9–23. [[CrossRef](#)]
57. Decho, A.W. Exopolymer microdomains as a structuring agent for heterogeneity within Microbial biofilms. In *Microbial Sediments*; Riding, R.E., Awramik, S.M., Eds.; Springer: Berlin, Germany; Heidelberg, Germany, 2000; pp. 9–15. ISBN 978-3-662-04036-2.
58. Marvasi, M.; Visscher, P.T.; Casillas Martinez, L. Exopolymeric substances (EPS) from *Bacillus subtilis*: Polymers and genes encoding their synthesis. *FEMS Microbiol. Lett.* **2010**, *313*, 1–9. [[CrossRef](#)]
59. Dupraz, C.; Reid, R.P.; Visscher, P.T. Microbialites, Modern. In *Encyclopedia of Geobiology*; Reitner, J., Thiel, V., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2011; pp. 617–635. ISBN 978-1-4020-9211-4.
60. Tsuneda, S.; Aikawa, H.; Hayashi, H.; Yuasa, A.; Hirata, A. Extracellular polymeric substances responsible for bacterial adhesion onto solid surface. *FEMS Microbiol. Lett.* **2003**, *223*, 287–292. [[CrossRef](#)]
61. Turner, E.C.; Jones, B. Microscopic calcite dendrites in cold-water tufa: Implications for nucleation of micrite and cement. *Sedimentology* **2005**, *52*, 1043–1066. [[CrossRef](#)]
62. Gradziński, M. Factors controlling growth of modern tufa: Results of a field experiment. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **2010**, *336*, 143–191. [[CrossRef](#)]
63. Tourney, J.; Ngwenya, B.T. Bacterial extracellular polymeric substances (EPS) mediate CaCO₃ morphology and polymorphism. *Chem. Geol.* **2009**, *262*, 138–146. [[CrossRef](#)]
64. Prasanna, R.; Pattnaik, S.; Sugitha, T.C.K.; Nain, L.; Saxena, A.K. Development of cyanobacterium-based biofilms and their in vitro evaluation for agriculturally useful traits. *Folia Microbiol.* **2011**, *56*, 49–58. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]

65. Fenchel, T.; Kühl, M. Artificial Cyanobacterial Mats: Growth, Structure, and Vertical Zonation Patterns. *Microb. Ecol.* **2000**, *40*, 85–93.
66. Visscher, P.T.; van Gemerden, H. Production and consumption of dimethylsulfoniopropionate in marine microbial mats. *Appl. Environ. Microbiol.* **1991**, *57*, 3237–3242. [[PubMed](#)]
67. Stal, L.J.; Moezelaar, R. Fermentation in cyanobacteria. *FEMS Microbiol. Rev.* **1997**, *21*, 179–211. [[CrossRef](#)]
68. Decho, A.W.; Visscher, P.T.; Reid, R.P. Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. In *Geobiology: Objectives, Concepts, Perspectives*; Noffke, N., Ed.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2005; pp. 71–86. ISBN 978-0-444-52019-7.
69. Bateson, M.M.; Ward, D.M. Photoexcretion and fate of glycolate in a hot spring cyanobacterial mat. *Appl. Environ. Microbiol.* **1988**, *54*, 1738–1743.



© 2019 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Conclusions et perspectives

Du fait de son accessibilité, de sa faible étendue, des changements rapides de ses paramètres et de la présence de concrétions carbonatées, le cours d'eau de la Vallée de la Mérançaise constitue un espace privilégié pour observer l'évolution de la minéralisation de tufa en fonction de l'évolution des paramètres abiotiques et biotiques. L'évolution de l'intensité de la minéralisation le long du cours d'eau montre que celle-ci est contrôlée par des **conditions physico-chimiques** nécessaires à la formation et la préservation de la calcite ($SI_{calc} > 0,8$; $pH > 8$). Ces paramètres résultent de la diminution de la pression partielle de CO_2 par des processus abiotiques ou biotiques (hydrodynamisme et photosynthèse). En revanche, la répartition locale des minéralisations au sein du cours d'eau est expliquée par la nature des tapis microbiens et la présence de différents substrats. **L'influence de l'activité microbienne** est montrée par l'association entre les structures minéralisées et certains tapis ou biofilms microbiens (minéralisants), eux-mêmes régis par les conditions hydrodynamiques du cours d'eau. Le rôle biotique sur la minéralisation est également suggéré par la prédominance de matrice micrite et des morphologies de minéraux associés à des précipitations en lien avec l'activité microbienne. Le rôle de l'activité microbienne (production d'EPS et photorespiration) dans la minéralisation est également approché par les expériences de précipitations réalisées en laboratoire montrant **une association systématique entre les structures minéralisées, les cyanobactéries filamenteuses** (*Oscillatoriaceae* et *Phormidiaceae*) **et les EPS**. Enfin, ces travaux ont également permis de montrer que la distribution des tufas microbiens est dépendante de **la présence d'un substrat ferme et stable**. Les microfabriques répondent également **au facteur climatique** entraînant une alternance de laminations riches ou pauvres en filaments.

La compréhension de la minéralisation des tufas microbiens passe par la nécessité d'allier les observations de terrain des tufas microbiens, se formant dans les conditions complexes de l'environnement naturel, aux expériences de précipitation réalisées en laboratoire permettant de contrôler les différents paramètres afin de comprendre l'évolution et les liens entre structures minéralisées et activités biologiques. Cette étude a été conduite en isolant une partie du tapis microbien (cyanobactéries filamenteuses) qui n'est pas représentative de la complexité des écosystèmes des tapis microbiens des milieux naturels. Cependant, cette approche a permis de montrer que les minéralisations sont essentiellement liées aux EPS, cependant, le rôle de ceux-ci dans la minéralisation reste mal connu.

Quel est le rôle des EPS dans la formation des microbialites ?

Cette étude a montré que la présence d'un substrat ferme et stable favorise la colonisation et l'ancrage des tapis et biofilms microbiens et ainsi, augmente le potentiel de préservation des structures minéralisées. Cependant, cet effet du substrat est suggéré, à l'échelle locale d'un site, dans le Chapitre I et, à l'échelle d'une rivière, dans ce chapitre, mais est-il identifiable à l'échelle du bassin ?

Y a-t-il un effet substrat sur la distribution des microbialites à grande échelle ?

De plus, l'étude a montré que les microfabriques des tufas microbiens sont différentes en fonction de **la nature du substrat**. Une hypothèse proposée est que la nature du substrat va impacter le type de communauté microbienne colonisant le substrat pour la première fois et ainsi en fonction de la chimie du substrat, le type de métabolisme mis en jeu sera différent, impliquant alors des différences dans les minéralisations.

Comment la nature du substrat impacte-t-elle les microfabriques des microbialites ?

Références bibliographiques du Chapitre II

- Andrews, J.E., Riding, R., Dennis, P.F., 1993. Stable isotopic compositions of Recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls. *Sedimentology* 40 (2), 303–314. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01765.x>
- Capezzuoli, E., Gandin, A., Sandrelli, F., 2010. Calcareous tufa as indicators of climatic variability: a case study from southern Tuscany (Italy). *Geological Society, London, Special Publications* 336 (1), 263–281. <https://doi.org/10.1144/SP336.14>
- Carthew, K.D., Taylor, M.P., Drysdale, R.N., 2006. An environmental model of fluvial tufas in the monsoonal tropics, Barkly karst, northern Australia. *Geomorphology* 73 (1-2), 78–100. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.007>
- Ford, T.D., Pedley, H.M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews* 41 (3-4), 117–175. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00030-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00030-X)
- Freytet, P., 1989. Les tufs de la Vallée de la Mérantaise. *Bulletin de la société Versaillaise des Sciences Naturelles* 16 (4), 81–99.
- Kato, H., Amekawa, S., Kano, A., Mori, T., Kuwahara, Y., Quade, J., 2019. Seasonal temperature changes obtained from carbonate clumped isotopes of annually laminated tufas from Japan: Discrepancy between natural and synthetic calcites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 244, 548–564. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.10.016>
- Manzo, E., Perri, E., Tucker, M.E., 2012. Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley - southern Italy): Carbonate fluvial tufa deposition, processes and products. *Sedimentology* 59 (2), 553–577. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01266.x>
- Melón, P., Alonso-Zarza, A.M., 2018. The Villaviciosa tufa: a scale model for an active cool water tufa system, Guadalajara (Spain). *Facies* 64 (5), 16. <https://doi.org/10.1007/s10347-017-0517-9>
- Pedley, H.M., 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology* 68 (1-2), 143–154. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90124-C](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90124-C)
- Pedley, M., Martin, J.A.G., Delgado, S.O., García Del Cura, M., 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline and paludal tufas: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. *Sedimentology* 50 (1), 23–44. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00502.x>
- Vesper, D.J., Moore, J.E., Edenborn, H.M., 2019. Tufa deposition dynamics in a freshwater karstic stream influenced by warm springs. *Aquatic Geochemistry* 25 (3-4), 109–135. <https://doi.org/10.1007/s10498-019-09356-9>
- Viles, H.A., Taylor, M.P., Nicoll, K., Neumann, S., 2007. Facies evidence of hydroclimatic regime shifts in tufa depositional sequences from the arid Naukluft Mountains, Namibia. *Sedimentary Geology* 195 (1-2), 39–53. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.07.007>

Chapitre III

Les dépôts lacustres carbonatés pléistocènes du lac Winnemucca (Nevada, USA)



Illustration des dépôts carbonatés du lac asséché Winnemucca (Nevada ; USA) ; M. Bernardi

Introduction

Ce troisième chapitre s'intéresse aux dépôts carbonatés lacustres qui se sont développés depuis le Pléistocène dans la région du *Basin and Range*, à l'ouest des États-Unis. Cet atelier s'inscrit dans le cadre d'un projet de plus grande envergure sur les carbonates continentaux porté par le département Recherche & Développement de Total (Virgone, 2019). Durant le Pléistocène, cette région a enregistré la présence de plus d'une soixantaine de lacs pluviaux (e.g., Benson et Thompson, 1987 ; Reheis et al., 2014) dont les deux plus grands lacs sont les lacs Bonneville et Lahontan. Ceux-ci sont situés de part et d'autre du *Basin and Range*, le bassin de Lahontan à l'ouest (principalement dans l'État du Nevada) et le bassin de Bonneville à l'est (principalement dans l'État de l'Utah). Ces deux lacs sont contemporains et sont caractérisés par des dépôts lacustres carbonatés et notamment des dépôts microbiens. De récentes publications se sont intéressées en détail aux dépôts carbonatés microbiens du Grand Lac Salé, en s'attachant à identifier les facteurs de contrôle intrinsèques, extrinsèques et externes influant sur leur développement, leur distribution et leur préservation (Pace et al., 2016 ; Bouton et al., 2016a, b ; Newell et al., 2017 ; Vanden Berg, 2019 ; Vennin et al., 2019 ; Bouton et al., 2019).

Les dépôts carbonatés du bassin de Lahontan, nommés « tufas », ont largement été utilisés à des fins de datations pour permettre la reconstitution des variations du niveau d'eau du bassin de Lahontan (e.g., Benson, 1978 ; Benson et Thompson, 1987 ; Thompson et Benson, 1986 ; Benson et al., 1992 ; Lin et al., 1996). En revanche, ces dépôts carbonatés ont été peu étudiés en tant que tel et replacés dans la dynamique lacustre pour essayer de contraindre les facteurs contrôlant leur développement (Benson, 1994 ; Benson et al., 1995 ; DeMott et al., 2019 ; DeMott et al., 2020). Pourtant, ces dépôts présentent un intérêt majeur car, bien qu'étant contemporains et situés dans la même région que les dépôts carbonatés du Grand Lac Salé, le volume de carbonates déposés dans le bassin de Lahontan semble supérieur à celui déposé dans le bassin de Bonneville. De plus, ces dépôts carbonatés présentent une grande variété de morphologies et de compositions, et notamment la présence de thinolites qui se développent largement et dont l'origine reste incertaine (e.g., King, 1878 ; Dana, 1884 ; Jones et al., 1914 ; Bischoff et al., 1993a). Ces différences en matière de dépôts carbonatés entre le bassin de Bonneville et le bassin de Lahontan interrogent sur les paramètres favorisant ou inhibant la production carbonatée. Une étude comparative des dépôts des deux secteurs est en cours et permettra de répondre à cette problématique mais il est important, au préalable de préparer une base de données robuste concernant le secteur de Lahontan.

Notre étude se focalisera alors sur les dépôts carbonatés du bassin de Lahontan, et en particulier, le sous-bassin de Winnemucca, et dans une moindre mesure dans le sous-bassin de Pyramid. Ces sous-bassins sont les plus profonds du bassin de Lahontan et donc susceptibles d'avoir enregistré la majorité des dépôts carbonatés depuis le Pléistocène. L'objectif de ce chapitre est alors (1) d'établir un état de l'art sur le système lacustre du bassin de Lahontan et de ces dépôts carbonatés ; (2) de caractériser les dépôts lacustres carbonatés du lac asséché de Winnemucca ; (3) de proposer une cartographie de la répartition de ces carbonates; (4) de discuter l'origine biotique et abiotique de ces derniers ; (5) de déterminer les facteurs contrôlant leur répartition au sein du sous-bassin de Winnemucca pour (6) proposer une discussion sur les reconstitutions des variations du niveau du Lahontan.

Problématique

Les parties de ce chapitre s'articuleront autour de la problématique suivante :

Quels sont les facteurs de contrôle des morphologies, du développement et de la répartition des dépôts carbonatés depuis le Pléistocène dans le sous-bassin de Winnemucca ?

et sera divisé en trois parties :

Partie 1

Contexte général du lac Winnemucca

Cette première partie décrit le contexte général de la zone d'étude du sous-bassin de Winnemucca, en intégrant le contexte géodynamique, géologique et hydrologique de cette région.

Partie 2

Évolution des systèmes lacustres du bassin Lahontan et du sous-bassin de Winnemucca au cours des derniers 48 000 ans

Cette seconde partie est consacrée à l'évolution du système lacustre du bassin de Lahontan et plus particulièrement du sous-bassin de Winnemucca au cours des derniers 48 000 ans. Au cours de son histoire, le bassin de Lahontan a subi d'importantes variations du niveau d'eau.

Les courbes de variations du niveau du lac sont basées sur les datations de différents objets géologiques, en particulier les tufas. Un état de l'art sur les tufas permettra de constater la complexité des morphologies et de composition de ces objets. Cet état de l'art permettra de soulever quelques incertitudes dans la reconstitution du niveau d'eau du bassin Lahontan.

Partie 3

Caractérisation des dépôts carbonatés lacustres du sous-bassin de Winnemucca

Cette troisième partie est consacrée à des descriptions détaillées des concrétions carbonatées du sous-bassin de Winnemucca. Ces descriptions sont synthétisées dans des tableaux de synthèse et illustrées suivant cinq macrofabriques. L'identification de ces macrofabriques, nous permet de réaliser un travail cartographique effectué sur le terrain et compilé au sein d'une étude SIG. Leur distribution spatiale non aléatoire sera ainsi discutée. L'ensemble des données sur les morphologiques, les composants et la répartition des dépôts carbonatés permettra de discuter des facteurs favorisant la formation, l'évolution et la préservation des dépôts carbonatés du sous-bassin de Winnemucca. Finalement, en s'appuyant sur les âges des différents objets proposés dans la littérature, les reconstitutions de variations du niveau d'eau existant pour le bassin de Lahontan seront discutées.

Partie 1 : Contexte général du lac Winnemucca

1. Contexte géodynamique

Nos investigations se sont principalement concentrées sur le lac asséché de Winnemucca. Ce lac a peu été étudié en comparaison du lac Pyramid, situé à l'ouest de Winnemucca. Ces deux lacs sont les successeurs du lac Lahontan qui a occupé le bassin éponyme durant le Pléistocène. Les lacs Winnemucca et Pyramid sont situés à l'ouest du Nevada (États-Unis), sur les comtés de Pershing et de Washoe. Les sous-bassins Pyramid et Winnemucca et le bassin Lahontan se trouvent à cheval sur la province du *Basin and Range* à l'est et sur la *Walker Lane Belt* à l'ouest.

1.1. La province du « *Basin and Range* »

Les sous-bassins de Pyramid et de Winnemucca font partie de la province géodynamique du *Basin and Range* (B&R) qui s'étend sur les États américains du Nevada, de l'Utah, de l'Oregon, de la Californie, de l'Arizona et du Nouveau-Mexique jusqu'au nord du Mexique. Le B&R est délimité au sud-ouest par la Sierra Nevada, au nord-ouest par la Chaîne des Cascades (*Cascade Mountains*), au sud-est par le plateau du Colorado, au nord-est par les Rocheuses (*Rocky Mountains*) et au nord par le plateau de Columbia (Figure III.1 ; Dickinson, 2002). Cette province est caractérisée par une série de petites chaînes de montagnes, alignées selon un axe nord-sud et séparées les unes des autres par des bassins sédimentaires parallèles (Eaton, 1982). Cette structuration résulte de la mise en place de failles normales générant un ensemble de horsts, de grabens et de demi-grabens (Stewart, 1971).

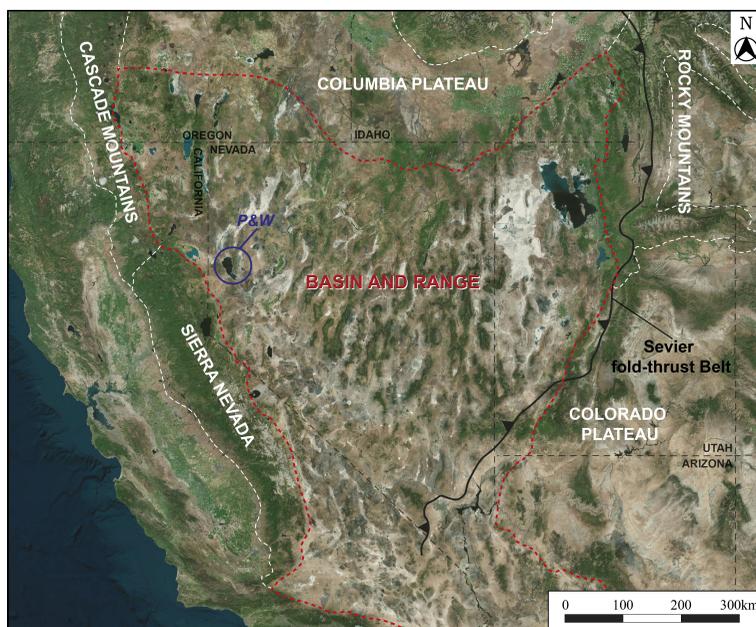


Figure III.1 : Image Satellite (Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) présentant la partie nord de la province du B&R et les différents ensembles physiographiques, le front de chevauchement du Sevier et la position des lacs Pyramid et Winnemucca (P&W), d'après Long (2019) et DeCelles (2004).

La province du B&R présente un héritage tectonique complexe enregistrant plusieurs événements géodynamiques successifs (Dickinson, 2006 ; Long, 2019). A la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque, elle est marquée par deux orogénèses successives : « Antler » qui se déroule du Dévonien au début du Carbonifère (Speed et Sleep, 1982) et « Sonoma » qui a lieu entre le Permien et le Trias (Dickinson, 2000). Au Jurassique, la fermeture d'un bassin d'arrière-arc triasique, à l'ouest du Nevada, va former la ceinture de chevauchement Luning-Fencemarker (Wyld, 2002). Cette phase de raccourcissement est également marquée par la subduction de deux plaques lithosphériques (Farallon et Nord-Américaine ; e.g., DeCelles, 2004). Cette subduction, de type Andin, va impliquer la formation de la ceinture orogénique de la Cordillère États-unienne et la mise en place d'un arc magmatique jurassique-crétacé correspondant à la région de la Sierra-Nevada (DeCelles, 2004 ; Dickinson, 2004). Cette phase de raccourcissement se poursuit sur près de 100 Ma et s'étend sur près de 1 000 km et conduit à la formation des Rocheuses durant l'orogène Laramienne entre 75 et 35 Ma (Bird, 1998 ; Dickinson et Snyder, 1978 ; DeCelles, 2004) et au front de chevauchement de Sevier durant le Crétacé (Dickinson, 2006). Entre l'arc magmatique de la Sierra Nevada et ce front de

chevauchement, une large province formant un arrière-pays se met en place (DeCelles, 2004). Entre la fin du Crétacé et le Paléogène, l'épaisseur de la croûte est estimée entre 50 et 60 km avec une élévation de la partie est du Nevada à une altitude de 2,5 à 3,5 km, lui valant le nom de « Nevadaplano » (e.g. DeCelles, 2004 ; Snell *et al.*, 2014). A cette même période, des extensions synorogéniques formant des failles normales sont rapportées (Long *et al.*, 2015), ainsi que des remontées de roches crustales donnant lieu à la formation de corps complexes (Wells et Hoisch, 2008). A la fin de l'Eocène et au Miocène, la province du B&R est marquée par un événement magmatique majeur qui prend la forme d'éruptions d'ignimbrites (*ignimbrite flare-up*) en Utah et dans le Nevada, migrant progressivement du nord-est vers sud-ouest. Ces éruptions d'ignimbrite se traduisent par la formation de calderas et de dépôts de cendres rhyolitiques (Henry et John, 2013). Cet événement est associé du retrait du slab (*slab rollback*) de la plaque Farallon (Humphreys, 1995).

La phase d'extension qui façonnera le B&R tel qu'on le connaît aujourd'hui, débute à l'Oligocène, atteint son paroxysme au milieu du Miocène et perdure jusqu'au Quaternaire dans une grande partie de la région (e.g., Eaton, 1982 ; Fosdick et Colgan, 2008). Associé à cette phase extensive, un magmatisme disparate se met en place (e.g., Dickinson, 2006 ; Cousens *et al.*, 2019). Les chronologies et les mécanismes qui ont conduit à cette extension restent débattus. Dickinson (2002 ; 2006) suggère que l'arrêt de la subduction de la plaque Farallon et l'augmentation des cisaillements dextres, notamment par la mise en place de la faille transformante de San Andreas, sont les mécanismes majeurs contribuant à la mise en transtension du B&R. Liu (2001) suggère que l'extension gravitaire tardi-orogénique accompagnée par des processus thermiques améliorant la ductilité de la croûte a joué un rôle primordial dans la mise en place de la province du B&R.

1.2. La zone de la « Walker Lane Belt »

La partie ouest du B&R est marquée par des bassins d'orientations diverses qui tranchent avec la tendance N à N-E bien marquée dans l'ensemble du bassin (Bennett *et al.*, 2003). Cette zone est appelée, au nord, la *Walker Lane Belt*, et au sud, l'*East California Shear Zone*, et se situe à la transition entre la microplaque de la Sierra Nevada et la Province du (Figure III.2 ; Wesnousky, 2005). Cette zone forme une bande de 100 à 300 km de large, orientée N-O, et est caractérisée par une association de failles normales et de failles décrochantes discontinues, ce qui en fait un système transtensif (système en extension et cisaillement ; Wesnousky, 2005 ; Hammond *et al.*, 2011). Dans la région de Pyramid Lake, la transtension est exprimée à travers une série de failles décrochantes dextres (Turner *et al.*, 2008). Le sud de la *Walker Lane Belt* est délimité par un système de failles décrochantes dextres avec un décalage de 50 km, qui s'atténue vers le nord (de 20 à 30 km ; Wesnousky, 2005) et avec un maximum de déformation

dans les bordures est et ouest (Hammond *et al.*, 2011). Cette zone incluant la *Walker Lane Belt* et la *East California Shear Zone* est particulièrement active tectoniquement puisqu'elle permet 20% du mouvement des plaques de l'ouest du B&R, les 80 % restant sont attribués à l'activité du système de failles de San Andreas (Figure III.2 ; *Faulds et Henry*, 2008 ; *Kreemer et al.*, 2009). De nombreux systèmes géothermaux sont répartis le long de la *Walker Lane Belt* et particulièrement au nord-est même si ces derniers abondent sur l'ensemble de la province du B&R (*Faulds et Hinz*, 2015).

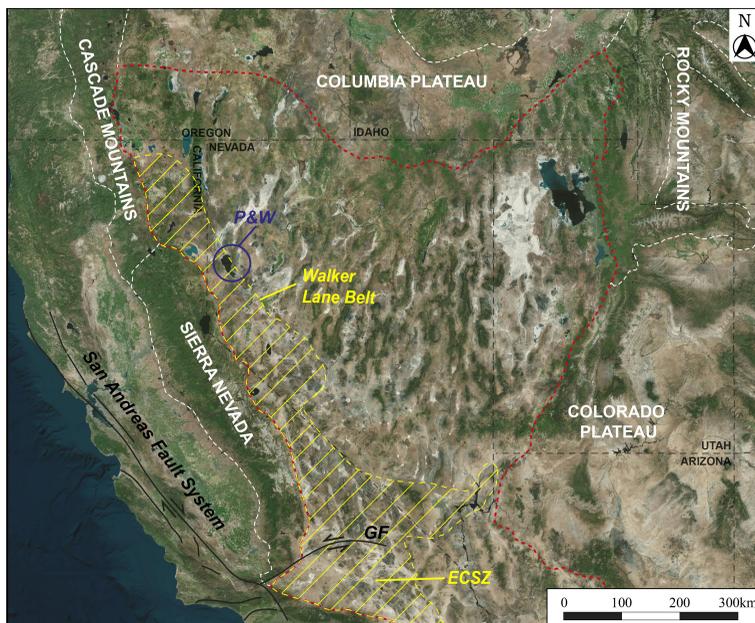


Figure III.2 : Image Satellite (Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) présentant les sous-bassins de Pyramid et Winnemucca (P&W) au nord de la Walker Lane Belt séparée de l'East California Shear Zone (ECSZ) par la Garlock Fault (GF), ainsi que l'emplacement du système de failles de San Andreas, d'après Long (2019) et Wesnousky (2005).

1.3. La « Pyramid Lake fault zone » : indices de l'activité tectonique récente

La zone des failles du lac Pyramid, au nord de la *Walker Lane*, est une zone relativement étroite d'environ 2,5 km de large et 50 km de long et s'étend de la ville de Fernley (Nevada) et le nord-ouest du lac Pyramid (Figure III.3 ; Angster *et al.*, 2016). Cette zone est caractérisée par une faille décrochante de direction N-O. Quatre séismes de rupture de surface (*Surface-rupturing paleoearthquakes*) ont été imputés à l'activité de cette faille depuis $15\,475 \pm 720$ ans cal B.P., dont trois ont eu lieu après $8\,980 \pm 260$ ans cal BP (Anderson et Hawkins, 1984 ; Briggs et Wesnousky, 2004). Cette faille a donc été active durant le dernier cycle lacustre du bassin Lahontan, et notamment durant son extension maximale (~15 500 ans cal BP). Sa vitesse de déplacement varie, selon les auteurs entre $2,6 \pm 0,3$ mm/an (Anderson et Hawkins, 1984 ; Briggs et Wesnousky, 2004) et de 0,5 à 1,6 mm/an depuis la fin du Pléistocène (Angster *et al.*, 2016).

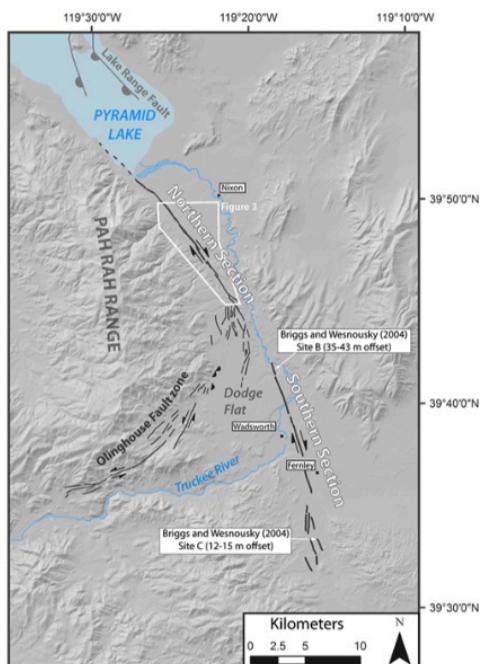


Figure III.3 : Cartographie de la faille au sud lac Pyramid. Les traits épais continus représentent les traces de surfaces d'une activité quaternaire, les traits pointillés représentent les traces supposées (Angster *et al.*, 2016).

2. Contexte géographique et géologique des lacs Winnemucca et Pyramid

Les sous-bassins de Pyramid et Winnemucca sont connectés par le sud et les lacs ne formaient qu'une seule étendue d'eau lorsque le niveau d'eau atteignait l'élévation du seuil de *Mud Lake Slough* (Figure III.4). Le lac Winnemucca a été asséché au début du 20^{ème} siècle. Mais durant les derniers 48 000 ans, les lacs de Winnemucca et Pyramid ont été connectés la plus grande partie du temps, et ont enregistré des histoires hydrologiques et sédimentaires communes. En ce sens, nous nous intéresserons aux contextes et histoires communs de ces deux lacs. Les sous-bassins éponymes sont étroits et délimités par des montagnes d'orientation N-S. Le sous-bassin de Winnemucca s'étend sur 50 km (du nord au sud) pour environ 15 km de large (de l'est à l'ouest). Il est délimité à l'est, par les *Nightingale Mountains*, et est séparé du sous-bassin de Pyramid, par le *Lake Range*. Le sous-bassin de Pyramid est, quant à lui, délimité au nord-ouest par les *Terraced Hills*, à l'ouest par les *Virginia Mountains*, au sud-ouest le *Pah Rah Range* (Figure III.4 ; [Bonham et Papke, 1969](#) ; [Van Buer, 2012](#)).

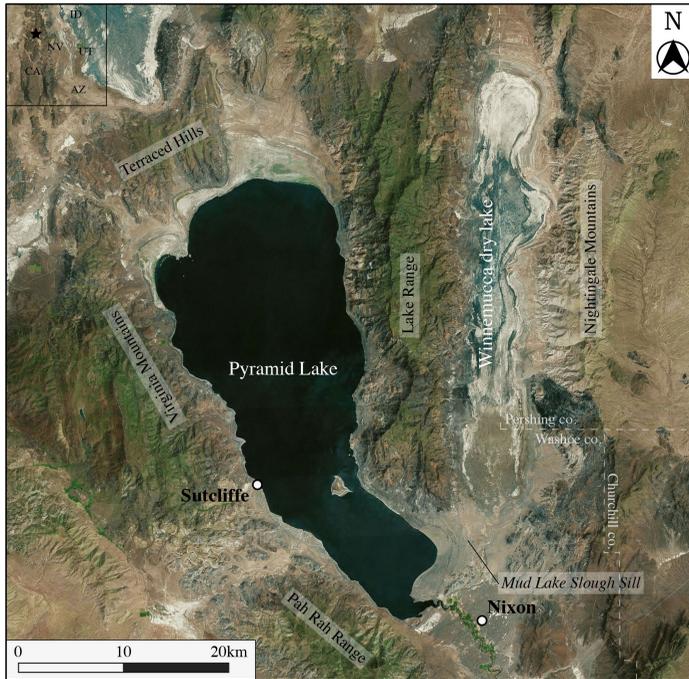


Figure III.4 : Image Satellite (Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) présentant les principaux ensembles géographiques environnants les sous-bassins du lac Pyramid et du lac asséché de Winnemucca.

D'un point de vue géologique, les sous-bassins des lacs Winnemucca et Pyramid sont majoritairement environnés par des séries de roches volcaniques miocènes (Figure III.5). Dans le détail, les *Terraced Hills* sont dominées par des basaltes mio-pliocènes tandis que les *Virginia Mountains*, le *Pah Rah Range* et la partie ouest du *Lake Range* sont majoritairement composés par la « Séquence de Pyramid » (Bonham et Papke, 1969 ; Vice et al., 2007 ; Drakos et Faulds, 2013). Celle-ci est composée principalement de coulées de basaltes porphyritiques et aphanitiques entrecoupées par des coulées de brèches, des lentilles de conglomérats et des grès, interprétées comme des cônes alluviaux ou apports fluviaux (Drakos et Faulds, 2013). Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ donnent un âge miocène pour les coulées basaltiques de la « Séquence de Pyramid » (entre $16,09 \pm 0,34$ et $13,16 \pm 0,25$ Ma ; Drakos, 2007). La partie est du *Lake Range* est composée de la Formation de l'Alta comprenant des andésites à pyroxènes et hornblendes du Miocène (Bonham et Papke, 1969). Les *Nightingale Mountains* sont composées de roches métasédimentaires du Jurassique et du Crétacé (mudstones et shales métamorphisés avec des lentilles de grès et de marbre intercalées) et des roches intrusives du Mésozoïque, principalement des granodiorites. Ces roches métasédimentaires et intrusives sont recouvertes par des roches volcaniques cénozoïques (basaltes et laves rhyolitiques ; Van Buer, 2012). Des formations cénozoïques répertoriées comme dépôts lacustres et playas datés du Pléistocène à aujourd'hui, témoignent d'une activité lacustre récente.

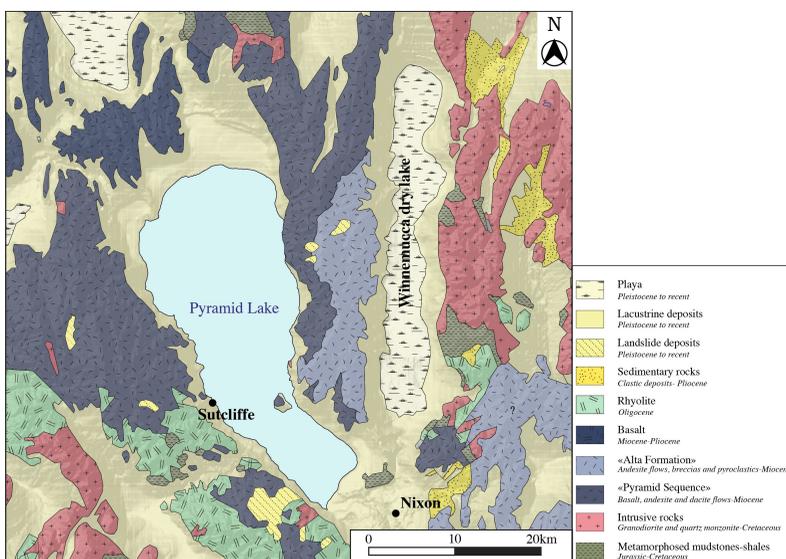


Figure III.5 : Carte géologique des bassins de Pyramid et Winnemucca, modifiée à partir des données SIG des unités géologiques du Nevada, Stewart et al. (1982) ; de la carte géologique des comtés de Washoe et Storey, Bonham (1969) et la carte géologique préliminaire de Sahwawe et Nightingale Ranges Van Buer (2012).

3. Contexte hydrologique

Les lacs Winnemucca et Pyramid sont situés dans la province hydrographique du Grand Bassin (*Great Basin*) dont l'extension est proche de la province du B&R (Figure III.6). Le nom Grand Bassin fait référence à un ensemble de bassins endoréiques s'étendant sur 520 000 km² (Reheis *et al.*, 2014). Les bassins sont formés par le jeu de failles mises en place durant l'extension cénozoïque du B&R. A l'intérieur de ces bassins endoréiques prennent place des lacs pluviaux dont la géométrie et l'extension vont dépendre de la physiographie des bassins. Aujourd'hui, certains lacs sont établis de façon pérenne comme le Grand Lac Salé, le lac Pyramid, le lac Walker, le lac Mono et le lac Tahoe (Figure III.6). Ces lacs sont alimentés par des rivières pérennes dérivant de la fonte de glace. En effet, la majorité des précipitations se font sous forme de neige durant l'hiver sur les montagnes environnantes (Chambers et Miller, 2011). Le climat du Grand Bassin est aride à semi-aride avec une moyenne des précipitations annuelles variant de 150 à 700 mm/an. A la fin du Pléistocène, par suite de conditions climatiques plus humides, le Grand Bassin englobait plus de 60 lacs pluviaux (e.g., Benson et Thompson, 1987 ; Reheis *et al.*, 2014 ; Figure III.6). La plupart de ces lacs sont aujourd'hui asséchés mais de nombreux indices sédimentologiques attestent de la coexistence de deux lacs majeurs, de part et d'autre du Grand Bassin ; les lacs Bonneville et Lahontan dont l'extension maximale a atteint, respectivement, 52 300 km² et 22 300 km² (Figure III.6 ; Benson *et al.*, 1992).

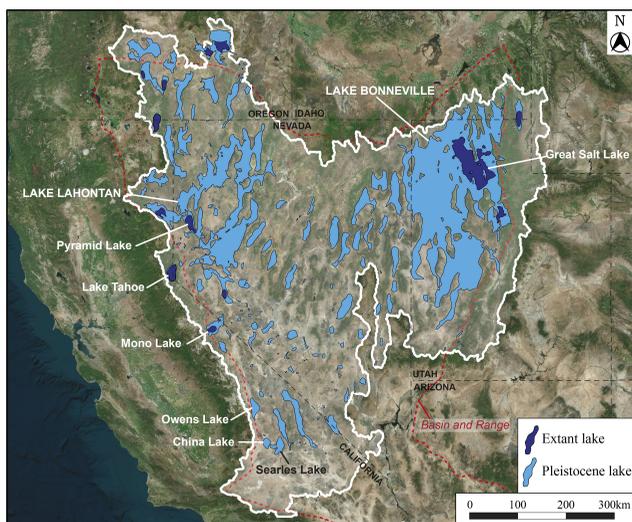


Figure III.6 : Image Satellite (Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) présentant le Grand Bassin (*Great Basin*) et le positionnement des lacs pléistocènes et actuels, d'après Benson *et al.* (1992).

Partie 2 : Évolution des systèmes lacustres du bassin Lahontan et du sous-bassin de Winnemucca au cours des derniers 48 000 ans

Le bassin Lahontan a enregistré une succession de cycles lacustres et interlacustres (Tableau III.1 ; Reheis *et al.*, 2002). Ces cycles correspondent à des épisodes de niveau haut des lacs (cycles lacustres) séparés par des périodes de faible niveau d'eau, voir même d'assèchement (cycles interlacustres). Durant le dernier million d'années, quatre cycles majeurs sont identifiés par des dépôts lacustres séparés par des discontinuités et/ou des horizons d'érosions et datés par des téphras volcaniques (Reheis, 1996 ; Reheis et Morrison, 1997 ; Reheis *et al.*, 2002). Ces 4 cycles sont repris en synthèse dans le Tableau III.1, et sont : Early Lahontan Lake ; Rye Patch ; l'Eetza et le Seho (Reheis et Morrison, 1997).

Cycle lacustre	Age	Altitude maximale	Oxygen Isotope stage
Seho	Actuel – 48 000	1337 m	2
Eetza	~ 130 000 - 340 000	1330-1335 m	6-8 ?-10 ?
Rye Patch	~ 700 000 - 600 000	>1440 m	16
Early Lake Lahontan	> 1 Ma	>1440 m	28-30 ?

Tableau III.1 : Les quatre cycles lacustres du bassin Lahontan au cours du dernier million d'années, modifié d'après Reheis et Morrison (1997).

Nos travaux se focalisent sur le dernier cycle lacustre « Seho », correspondant approximativement aux derniers 48 000 ans. Ce cycle est subdivisé en deux phases : une première phase de haut niveau du bassin de Lahontan où plusieurs sous-bassins étaient connectés (entre 48 000 – 11 000 ans cal BP) et une deuxième phase de bas niveau pendant laquelle le lac était restreint aux sous-bassins de Pyramid et Winnemucca (11 000 ans cal BP - actuel).

1. Le bassin Lahontan (48 000 – 11 000 ans cal BP)

Le lac Lahontan a été, avec le lac Bonneville, l'un des deux plus grands lacs pluviaux du Pléistocène. Ces deux lacs ont occupé les bassins éponymes : le bassin Lahontan et le bassin Bonneville. En 1878, le géologue Clarence King offre un aperçu des différentes structures géologiques de l'Ouest des États-Unis, et est l'un des premiers scientifiques à s'intéresser à l'étude du bassin Lahontan. Il le nomma ainsi, en référence à un officier français, Louis-Armand de Lom d'Arce, baron de Lahontan (1666-1716). En 1885, Israel Cook Russel (1852-1906) propose deux ouvrages dédiés à l'histoire du bassin Lahontan. Ces ouvrages traitent de l'hydrographie, la géomorphologie, l'hydrochimie, la sédimentologie du bassin Lahontan de ces sous-bassins.

1.1. Caractéristique du bassin Lahontan

Lors de son paroxysme (appelé *Sehoo highstand*), le lac Lahontan recouvrait le nord-ouest du Nevada avec une extension de 22 300 km², un volume de 2 020 km³ et une profondeur maximale de 270 m dans le sous-bassin de Pyramid (Figure III.7). Il remplissait alors 7 sous-bassins séparés par des seuils qui étaient alimentés par 6 cours d'eau (Benson et Mifflin, 1986).

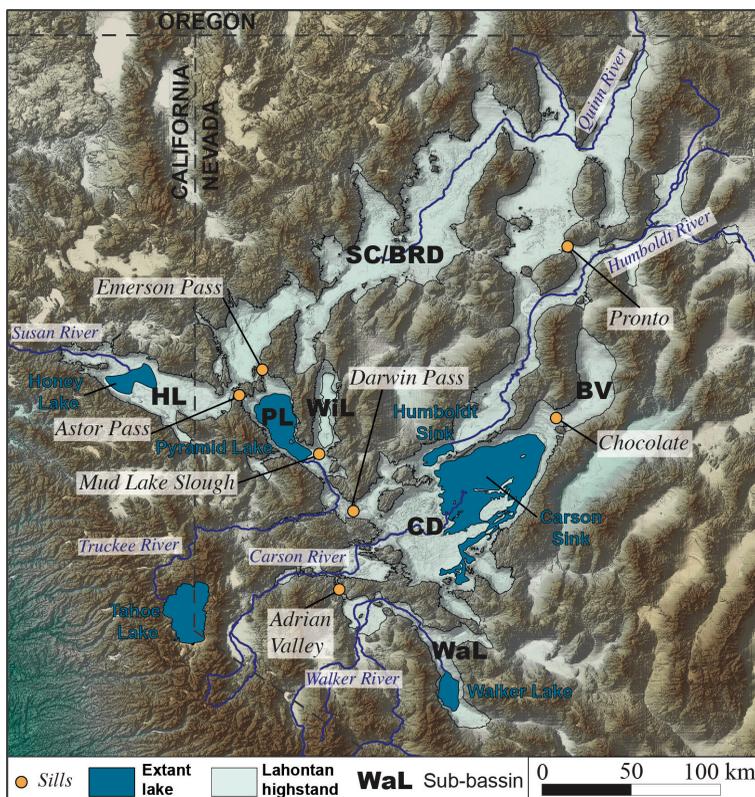


Figure III.7 : Cartographie du bassin Lahontan composé de 7 sous-bassins (SC/BRD : Smoke Creek-Black Rock Desert ; HL : Honey Lake ; PL : Pyramid lake ; WIL : Winnemucca Dry Lake ; BV : Buena Vista ; CD : Carson Desert et WaL : Walker Lake). Ces sous-bassins étaient alimentés par 6 rivières. La position des lacs actuels est indiquée en bleu foncé (modifié d'après Benson et al., 1990).

1.1.1. Les sous-bassins du bassin Lahontan

Une des caractéristiques du bassin Lahontan est qu'il n'a existé comme une étendue d'eau entière que lorsque la hauteur du niveau d'eau a atteint et dépassé l'altitude de 1308 m (seuil d'Adrian Pass), entre 15 500 et 13 500 ans cal BP (Benson *et al.*, 2013b). La physiographie particulière de la région conduit à ce que le bassin Lahontan soit composé de 7 sous-bassins topographiques séparés par des seuils de débordements d'altitudes différentes (Figure III.7 ; Benson et Mifflin, 1986). Les sous-bassins peuvent se retrouver isolés dès lors que le niveau d'eau devient inférieur à l'altitude du seuil concerné lors d'une phase de bas niveau d'eau. Inversement, ils se retrouvent connectés lors d'une phase d'élévation du niveau d'eau dépassant la hauteur du seuil (Tableau III.2 ; Figure III.8).

Seuils	Altitude actuelle (m)	Altitude corrigée (m)	Bassins isolés /connectés
Adrian	1 308	1 302	Walker
Pronto	1 292	1 283	-
Sand Pass	1 277	?	-
Darwin	1 265	1 253	Carson
Chocolate	1 262	1 253	Buena Vista
Astor Pass	1 222	1 213	Honey
Emerson Pass	1 207	1 195	Smoke Creek & Black Rock Desert
Mud Lake Slough	1 177	1 177	Winnemucca

Tableau III.2 : Tableau résumant les principaux seuils de débordement du bassin Lahontan, leur altitude actuelle et corrigée du rebond isostasique, connectant les différents sous-bassins (modifié d'après Benson et Mifflin, 1986).

En partant du niveau d'élévation maximale du lac Lahontan (1337 m), lors d'une phase de chute du plan d'eau, le premier sous-bassin à être déconnecté du reste du plan d'eau est le sous-bassin Walker lorsque le niveau d'eau atteindra le seuil de l'Adrian Valley (1308 m ; Figure III.8). Ensuite, le passage sous les seuils de Pronto (1292 m) et Sand Pass (1277 m) ne causent pas l'isolement d'un bassin, car les sous-bassins sont connectés par un autre endroit (Figure III.8). Le passage sous le seuil de Darwin Pass (1265 m) entraîne la déconnexion des sous-bassins du désert de Carson et de Buena Vista, qui seront eux-mêmes séparés quand le niveau d'eau descendra en-dessous du seuil de Chocolate Pass (1262 m ; Figure III.8). Ensuite, le seuil d'Astor Pass (1222 m) isolera le sous-bassin du lac Honey et le seuil d'Emerson Pass (1207 m), les sous-bassins de Smoke Creek et du désert de Black Rock (Figure III.8). Finalement, une baisse du plan d'eau, sous le seuil de Mud Lake Slough, isolera les sous-bassins de Pyramid et de Winnemucca (Benson et Mifflin, 1986 ; Figure III.8). Bien que l'histoire du bassin Lahontan soit assez bien étudiée, l'évolution hydrologique de chacun des sous-bassins n'est pas encore bien comprise. En effet, certains de ces sous-bassins ont pu évoluer indépendamment les uns des autres dès lors que ceux-ci n'étaient pas ou plus connectés via les seuils de débordements (Adams *et al.*, 1999). Dès lors, la prise en compte de la topographie particulière du bassin

Lahontan est nécessaire pour comprendre les réponses hydrologiques aux variations climatiques de chacun des sous-bassins (Benson et Thompson, 1987).

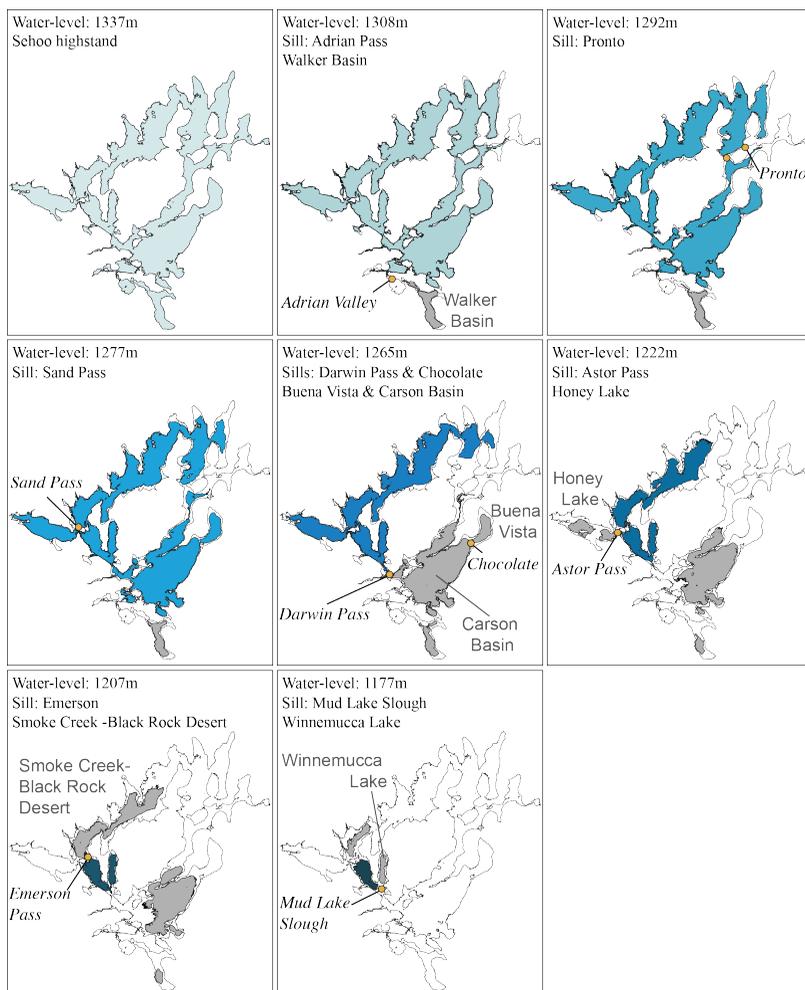


Figure III.8 : Connexion des différents sous-bassins du bassin Lahontan par les seuils en fonction du niveau d'eau (d'après Benson et Mifflin, 1986).

1.1.2. Les rivières alimentant le bassin Lahontan

Le bassin Lahontan a été alimenté par 6 rivières au cours de son histoire ; la rivière Walker (1) se jette aujourd'hui dans le lac Walker ; la rivière Truckee (2), en partie alimentée par les eaux du lac Tahoe, alimente le lac Pyramid ; la rivière Carson (3) se jette dans le Carson *Sink*. Ces trois dernières prennent leur source dans la Sierra Nevada. La rivière Humboldt (4) draine les Rocheuses au nord-est et se jette dans le Humboldt *Sink*. La rivière Susan (5) prend sa source au nord de la Sierra Nevada et se jette dans le lac Honey (Californie). La rivière Quinn (6) prend sa source au sud de l'Oregon et se jette dans le désert de Black Rock formant une playa éphémère (Figure III.7).

Cependant, des études (e.g., [Benson et Thompson, 1987](#) ; [Bradbury et al., 1989](#) ; [Adams et al., 1999](#)) ont mis en évidence que le cours des rivières Walker, Humboldt et Truckee ont été détournés au cours du cycle lacustre de Seho. Ces déviations ont été mises en évidence par l'existence de paléo-chenaux (e.g. ; [Russel, 1885](#) ; [King, 1993](#)), la composition isotopique des anciens lacs ([Benson et Peterman, 1996](#)) et par l'étude de carottes de sédiments lacustres ([Benson et Thompson, 1987](#) ; [Bradbury et al., 1989](#)). La **rivière Walker** coulait vers le nord, à travers le seuil de l'*Adrian Valley* et rejoignait la rivière Carson, se jetant dans le bassin du désert de Carson ([Russel, 1885](#)). Son cours aurait été dévié, à partir 4 800 ans cal BP, vers le sous-bassin du lac Walker ([Benson et Thompson, 1987](#) ; [Bradbury et al., 1989](#)). La **rivière Humboldt** se déversait dans le sous-bassin du désert de Black Rock par le seuil de Pronto ([Benson et Peterman, 1996](#)). Après le plus haut niveau d'eau du lac Lahontan, la rivière Humboldt a été déviée vers le sud en creusant un canyon à travers les alluvions pour finalement se jeter dans le Humboldt *Sink* ([Adams et al., 1999](#)). Enfin, la **rivière Truckee** alimentait le sous-bassin de Carson avant d'être détournée vers le sous-bassin de Pyramid ([Adams et al., 1999](#)). Les déviations ont eu lieu après la période d'extension maximale du lac Lahontan. Elles seraient liées à l'effet du rebond isostatique, selon [Adams et al. \(1999\)](#) qui tempèrent cette interprétation en proposant que des processus d'avulsion puissent également avoir dévié les cours d'eau, notamment pour la rivière Walker. Ces déviations vont influencer la configuration générale du bassin de Lahontan.

1.2. Chronologie

1.2.1. Historique

Depuis la découverte et le développement de la méthode de datation au radiocarbone et par l'uranium-thorium (U/Th) dans les années 50, de nombreuses propositions de reconstitution de l'évolution des grands lacs pléistocènes ont vu le jour pour les bassins

Lahontan et Bonneville (e.g., Broecker et Orr, 1958 ; Broecker et Kaufman, 1965 ; Kaufman et Broecker, 1965). Rapidement, Morrison et Frye (1965) mettent en évidence des incohérences sur les datations des « tufas » et Benson (1978) rejette la fiabilité des datations obtenues dans les années 60. Par la suite, de nombreuses datations utilisant différentes méthodes sur différents objets seront proposées (Tableau III.3). A partir de 1978, Benson et différents collaborateurs n’ont eu de cesse de proposer et d’améliorer leur modèle d’élévation du niveau du lac Lahontan (e.g., Benson, 1978 ; 1981 ; 1991 ; Benson *et al.*, 1990 ; 1992 ; Thompson *et al.*, 1986). La première courbe s’approchant de celle que l’on connaît actuellement a été publiée par Benson *et al.* en 1995. Ensuite, ce modèle sera amélioré ponctuellement par de nouvelles observations (Benson *et al.*, 1996 ; 1997 ; Briggs *et al.*, 2005 ; Adams *et al.*, 2008 ; Adams, 2010). Benson *et al.* (2013a, b) publient deux nouvelles courbes de l’élévation du niveau d’eau du bassin Lahontan : la première concerne la période de l’Holocène et la deuxième couvre la période entre 48 000 et 9 000 ans cal BP. Ces courbes intègrent la calibration des âges ¹⁴C, ce qui a pour conséquence de vieillir les âges précédemment proposés. Cette courbe est légèrement modifiée par Reheis *et al.* (2014) pour la période de 16 000 à 10 000 ans cal BP sur base de nouveaux échantillons de charbon et de téphras. Cette modification sera intégrée dans les travaux d’Adams et Rhodes (2019) qui proposent une courbe détaillée des variations du niveau d’eau du bassin Lahontan après la période de plus haut niveau du lac (15 500 ans cal BP).

Dans ce manuscrit, nous utiliserons les courbes proposées par Benson *et al.* (2013b) et Adams et Rhodes (2019) compilées dans la Figure III.9. Pour faciliter la lecture, cette figure est disponible en feuille volante à la fin de ce manuscrit. L’évolution du niveau d’eau du bassin montre une première phase de haut niveau du plan d’eau (de 48 000 à 15 500 ans cal BP), suivie d’une chute du niveau du plan d’eau (entre 15 500 et 11 000 ans cal BP), puis d’une phase de bas niveau d’eau relatif comprenant plusieurs oscillations correspondant aux lacs Pyramid et Winnemucca (11 000 ans cal BP - actuel ; Figure III.9). Il est à noter que, les travaux illustrant l’histoire de bassin de Lahontan se sont presque exclusivement basés sur l’étude des tufas et carottes sédimentaires du sous-bassin de Pyramid car celui-ci est le plus susceptible d’avoir enregistré l’ensemble des variations du niveau du lac, du fait de sa localisation centrale et de sa profondeur. Il n’y a pas, à notre connaissance, d’études de synthèse menées dans l’ensemble des différents sous-bassins permettant de proposer une vision plus globale de l’évolution du bassin de Lahontan.

Authors	Date	Methods	Samples	Periods (Ka BP)
Born	1972	Radiocarbon	Woods debris	0-10
Benson	1978	Radiocarbon	Algal tufa, gastropods, calcite-cemented	0-40
Hattori	1982	Radiocarbon	Archeologic	0-10
Prokopovich	1983	Radiocarbon	Woods debris	0-10
Thompson <i>et al.</i>	1986	Radiocarbon	Plant debris, packrat middens, archeologic	8-40
Benson and Thompson	1987	Radiocarbon	Packrat middens, Tufas, Chara	0-50
Lao and Benson	1988	Uranium-thorium	Tufa	>40
Tuohy	1988	Radiocarbon	Archeologic	0-10
Benson <i>et al.</i>	1990	Synthesis of radiocarbon ages	Soils, rock varnish, packrat-midden, lake sediment, tufa, oolites, mollusk, chara, wood	0-35
Currey	1990	Radiocarbon	Mollusk shells, tufas	10-28
Dorn <i>et al.</i>	1990	Radiocarbon	Organic matter in rock varnish	Highstand
Benson <i>et al.</i>	1991	Radiocarbon	Woods debris, tufas	0-5
Benson	1991	Synthesis of Radiocarbon and U/TH ages	Bones, soils, rock varnish, packrat-midden, lake sediment, tufa, oolites, mollusk, chara, wood, archeologic	0-40
Hattori and Tuohy	1993	Radiocarbon	Archeologic	0-10
Benson <i>et al.</i>	1992	Radiocarbon	Tufa	9-13
Benson <i>et al.</i>	1995	Radiocarbon and synthesis	Tufa, wood, chara, gastropods, beachrock	0-40
Lin <i>et al.</i>	1996	U/Th	Tufa, gastropod, chara, archeologic	2-18
Benson <i>et al.</i>	1997	Radiocarbon	Sediment core to date tephtras	20-25
Adams and Wesnously	1998	Radiocarbon	Bones, gastropods shells	Highstand
Briggs <i>et al.</i>	2005	Radiocarbon	Charcoal, gastropods, bivalve test	3-11
Benson <i>et al.</i>	2013a	Radiocarbon	Sediment core and carbonate crusts	0-15
Benson <i>et al.</i>	2013b	Synthesis of Radiocarbon and U/TH ages	Sediments core	11,5-48
Reheis <i>et al.</i>	2014	Radiocarbon and luminescence dating	Charcoal and tephtras	10-16
Adams and Rhodes	2019	Radiocarbon and luminescence dating + synthesis	Ostracods, tufa, organic carbon (tephra)	0 -15,5

Tableau III.3 : Liste non exhaustive des travaux de datations ayant contribué à contraindre l'évolution du bassin de Lahontan durant le cycle lacustre Seho.

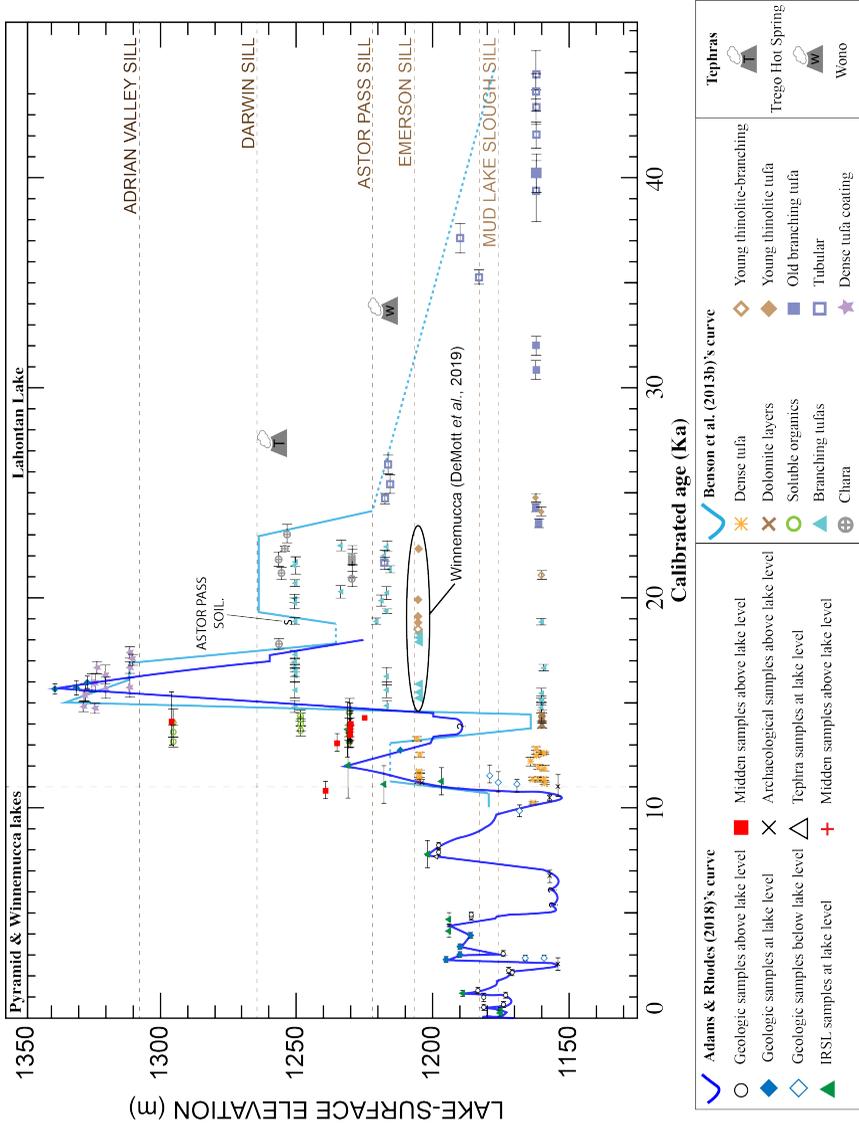


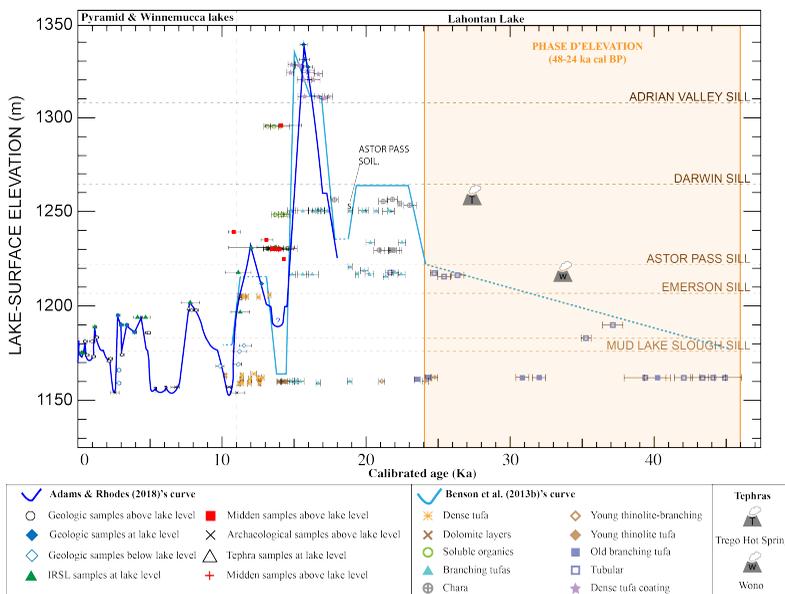
Figure III.9 : Évolution du niveau d'eau du bassin Lahontan durant le cycle Seho (depuis 48 000 ans cal BP), d'après Benson et al. (2013b), Adams et Rhodes (2019), complétée par les données de DeMott et al. (2019).

1.2.2. Phase d'élévation du plan d'eau (48 000 à 15 500 ans cal BP)

La première phase d'élévation du plan d'eau est scindée en deux périodes : (1) de 48 000 à 24 000 ans cal BP et (2) entre 24 000 et 15 500 ans cal BP.

- **De 48 000 à 24 000 ans cal BP**

Cette première phase n'est pas bien contrainte, cependant les données sédimentologiques et isotopiques des carottes du lac Pyramid suggèrent que le niveau d'eau était variable mais inférieur à 1265 m (Darwin Pass ; Figure III.10). A partir de 32 000 ans cal BP, la présence des tufas et les enregistrements isotopiques montrent une élévation du niveau d'eau jusqu'à l'altitude de 1217 m à ~25 000 ans cal BP (Benson *et al.*, 2013b). Par ailleurs, la présence de deux couches de téphras : Wono et Trego Hot Spring, largement répandues dans les sédiments lacustres du bassin Lahontan indique que le niveau plan d'eau a, au moins, atteint l'altitude maximale où sont retrouvés ces téphras (Adams, 2010). Wono est situé à une altitude maximale de 1217 m et datée à 33 200 ans cal BP (W ; Figure III.10), tandis que Trego Hot Spring est situé à une altitude maximale de 1260 m et datée à 29 600 ans cal BP (T ; Figure III.10 ; âges calibrés à partir des variations séculaires paléomagnétiques ; Lund *et al.*, 2017).



- De 24 000 à 15 500 ans cal BP

A partir de 24 000 ans cal BP, le niveau du lac augmente jusqu'à atteindre l'altitude de Darwin Pass (1265 m) à 23 000 ans cal BP (Figure III.11). Les données isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ des carottes du lac Pyramid suggèrent des oscillations de fortes amplitudes du niveau du bassin, entre 23 500 et 16 000 ans cal BP (Benson *et al.*, 2013b). La seule oscillation enregistrée par les tufas est l'oscillation d'Astor Pass entre 18 700 et 17 500 ans cal BP, où le plan d'eau aurait baissé jusqu'à atteindre le seuil d'Astor Pass (1222 m). Ces observations sont confirmées par le développement d'un sol à Astor Pass à $18\,740 \pm 120$ ans cal BP (Benson et Thompson, 1987 ; Benson *et al.*, 2013b ; Figure III.11). Après cette oscillation, le niveau du plan d'eau augmente à nouveau. Benson et Paillet (1989) suggèrent que cette augmentation a probablement été discontinuée avec des stagnations du plan d'eau, lorsque que celui-ci atteint un seuil, entraînant le débordement du bassin dans un autre. Cependant, les évolutions des différents sous-bassins étant mal contraints, cette hypothèse peut être discutée. Benson *et al.* (2013b) interprètent le passage de la calcite à l'aragonite dans les carottes, comme reflétant une augmentation de la salinité et donc une diminution du niveau d'eau dans le lac. Ainsi, entre 17 500 et 16 200 ans cal BP, l'alternance de couches calcitiques et aragonitiques, dans les sédiments des carottes prélevées dans le lac Pyramid, est interprétée comme des oscillations entre des phases de fermetures hydrologiques et des phases de débordements dans le bassin de Carson via le seuil de Darwin (Benson *et al.*, 2013b).

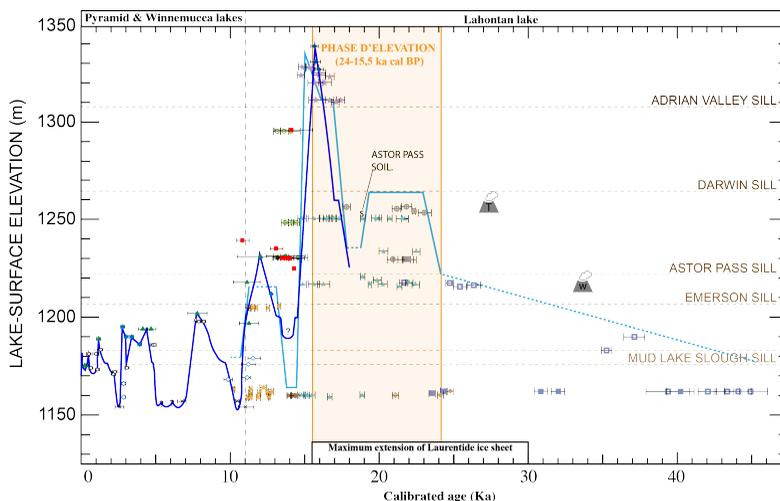


Figure III.11 : Phase d'élévation entre 25 000 et 15 500 ans cal BP marquée par des phases d'oscillations, notamment l'oscillation d'Astor Pass, légende Figure III.10. La période concernée est indiquée par le cadre orange.

A partir de 16 000 ans cal BP, le niveau du bassin augmente rapidement et atteint son plus haut niveau (1337 m) en moins de 500 ans. Selon Benson *et al.* (2013b) les tufas *reef-like branching* se développent durant cette phase d'élévation. A 15 500 ans cal BP, le bassin Lahontan atteint son extension maximale (22 300 km²). La période du paroxysme du bassin Lahontan aurait été assez courte : de quelques années à quelques décennies selon Adams et Wesnousky (1998), ou encore de 150 ans selon Benson *et al.* (2013b). Ce haut niveau du bassin est marqué par des structures caractéristiques de lignes de rivages (Adams et Wesnousky, 1999), les datations radiocarbone des gastéropodes et os encroûtés dans ces structures sédimentaires donnent des âges entre 16 180 et 15 370 ans cal BP (Adams et Wesnousky, 1998). Durant cette période, les eaux du bassin auraient été stratifiées avec un contraste d'eau douce en surface et salée en profondeur. Les eaux de fond auraient été anoxiques comme en témoigne l'absence de terrier dans les carottes (Benson *et al.*, 2013b). L'extension maximale du bassin est corrélée à une période de climat plus humide et plus froid (Lyle *et al.*, 2012 ; McGee *et al.*, 2018). Les causes de cette période plus humide sont encore débattues. Elles pourraient être liées à la présence d'une calotte glaciaire Laurentide dont l'extension est maximale a lieu entre 30 000 et 15 500 ans cal BP. L'extension de la calotte aurait alors entraîné (1) une division du Polar Jet Stream passant au nord du Grand Bassin, et (2) la formation d'anticyclones autour de la calotte. La combinaison de ces deux phénomènes divise le Polar Jet Stream et renforce sa branche sud, passant au-dessus de la région du Grand Bassin. Par conséquent, les couloirs des tempêtes provenant du Pacifique auraient été déviés vers le sud, causant d'importantes précipitations au-dessus du nord du Grand Bassin (e.g., Benson et Thompson, 1987 ; Cohmap members, 1988 ; Hostetler et Benson, 1990). Certains auteurs proposent également que, conjointement à ce changement climatique global, au vu de la grande taille des lacs, un processus de couplage lac-atmosphère interne aux bassins se soit produit causant des précipitations (Hostetler *et al.*, 1994). Une autre hypothèse propose que la mise en place d'importantes masses d'air provenant des zones pacifiques tropicales en direction du nord ait augmenté les précipitations durant la période estivale (Lyle *et al.*, 2012).

1.2.3. Phase de baisse du plan d'eau (15 500 à 13 200 ans cal BP)

A partir de 15 500 ans, le bassin enregistre une chute sur une courte période (300 à 500 ans ; Hostetler et Benson, 1990 ; Benson *et al.*, 2013b ; Figure III.12). L'altitude du bassin, à la suite de cet épisode, est sujette à débat. En effet, Adams et Rhodes (2019) s'interrogent sur l'altitude atteinte durant cette chute et la place autour de 1190 m. Selon Benson *et al.* (2013a, b) le niveau du bassin aurait chuté à l'altitude de 1175 m entre 15 200 et 13 300 ans cal BP. Cette hypothèse est basée sur la présence d'une couche de dolomite dans les carottes et recouvrant les tufas du lac Pyramid. Entre 13 900 et 13 200 ans cal BP, il existe un hiatus de 700 ans où aucun carbonate n'a été trouvé. A la même période, les sédiments des carottes montrent de fortes quantités de carbone inorganique total et la présence d'aragonite indiquant un lac peu profond légèrement

salin. L'absence de terriers dans ces mêmes sédiments sont interprétés comme une probable stratification des eaux du lac avec des eaux de fond anoxiques (Benson *et al.*, 2013b). Selon Benson *et al.* (2013b) « cette anoxie de fond a pu empêcher le développement des formes dendritiques des tufas lesquels peuvent être attribuées à l'activité des cyanobactéries ».

Cette chute rapide du niveau du bassin Lahontan est synchronique de celles d'autres lacs du Grand Bassin, comme celui de Bonneville (Godsey *et al.*, 2011). Cette chute coïncide avec la diminution de la calotte polaire provoquant l'installation d'un climat plus aride (Hostetler et Benson, 1990), mais également avec le début des événements chauds et secs du Bøllering-Allerød (Figure III.12 ; Benson *et al.*, 1992 ; Godsey *et al.*, 2011).

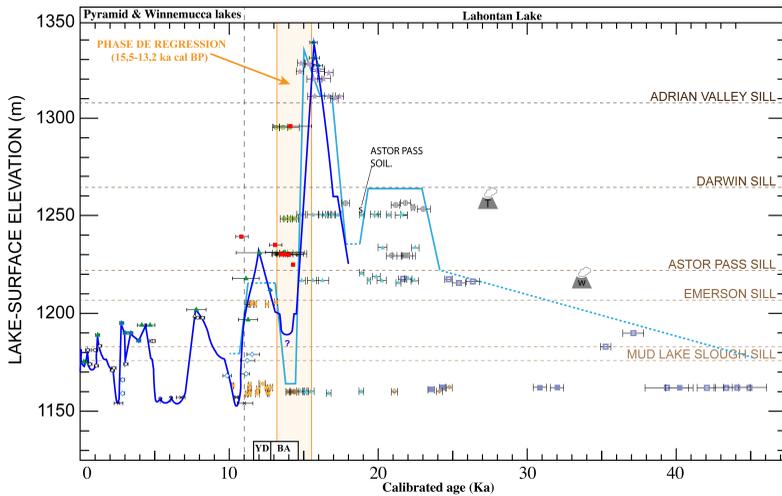


Figure III.12 : Phase de baisse du niveau d'eau entre 15 500 et 13 200 ans cal BP, marquée par une chute drastique du niveau d'eau, légende Figure III.10. La période concernée est indiquée par le cadre orange.

1.2.4. Younger Dryas highstand (13 200 à 11 000 ans cal BP)

Consécutivement à cette forte chute du plan d'eau, une nouvelle hausse du niveau d'eau est enregistrée, cependant, la hauteur atteinte par le plan d'eau reste débattue. Benson *et al.* (2013b) proposent une augmentation et une oscillation du plan d'eau entre 1205 et 1227 m en se basant sur l'âge radiocarbone et l'altitude de *dense laminated* tufas dans le sous-bassin Winnemucca et sur les données isotopiques des sédiments des carottes (Figure III.13). Durant cette période, Benson *et al.* (2013b) supposent des débordements dans les sous-bassins de Smoke-Creek et du désert de Black-Rock via le seuil d'Emerson. Benson *et al.* (1990 ; 1992 ; 1995) proposent que cette phase d'oscillation ait conduit à une érosion des bordures du lacs et

en particulier des « *branching tufa* » qui sont absents entre 1207 et 1127 m. En revanche, Briggs *et al.* (2005) et Adams et Rhodes (2019), sur la base de datations des paléo-lignes de rivage par luminescence à infra-rouge, proposent que le plan d'eau ait pu atteindre une élévation plus importante (~1230 m) à 12 000 ans cal BP, appelée *Younger Dryas highstand*. Cette phase d'élévation du niveau d'eau coïncide avec une période plus humide correspondant à l'événement du *Younger Dryas* (12 900-11 600 ans ; Benson *et al.*, 1992 ; Adams *et al.*, 2008 ; Benson *et al.*, 2013b). Peu d'informations existent sur la chimie du lac à cette époque, Benson *et al.* (2013b) supposent que, la profondeur du lac étant plus importante, il était possiblement stratifié. Cette phase de haut niveau est suivie par une nouvelle baisse du niveau d'eau à 1154 m à 11 000 ans cal BP (Briggs *et al.*, 2005 ; Adams et Rhodes, 2019).

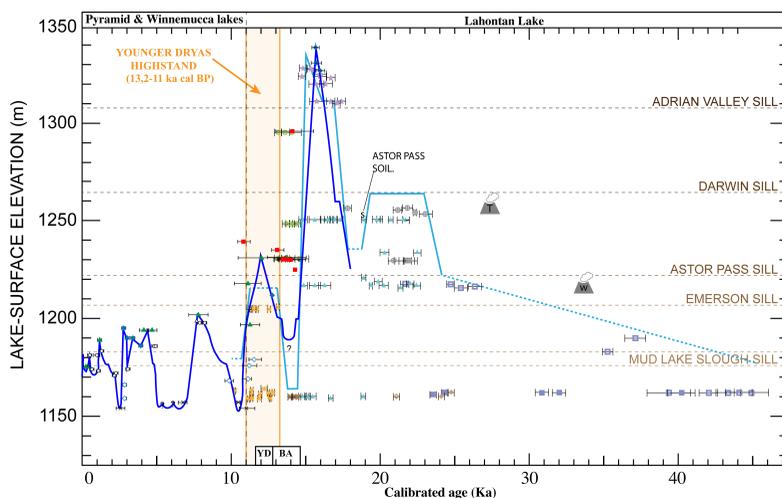


Figure III.13 : Phase d'élévation du Younger Dryas highstand entre 13 200 et 11 000 ans cal BP, légende Figure III.10. La période concernée est indiquée par le cadre orange.

1.3. Rebond isostatique

Les deux baisses successives du niveau d'eau enregistrées pour le bassin de Bonneville (à ~18 000 et ~15 000 ans cal BP) sont associées à un fort rebond isostatique (Adams *et al.*, 1999). Pour le bassin Lahontan, ce dernier a peu été étudié. Lors du dernier niveau le plus haut (*Sehoo highstand*), il y a 15 500 ans cal BP, le volume d'eau a pu atteindre 2.10^{12} m^3 avec une profondeur maximale de 270 m dans le sous-bassin de Pyramid (Benson et Mifflin, 1986). La charge substantielle représentée par l'eau du bassin entraîne une flexure de la lithosphère et la formation d'une dépression (Adams *et al.*, 1999). La physiographie particulière du bassin de Lahontan, constituée de multiples sous-bassins, veut que la charge la plus importante soit

établie dans les sous-bassins du désert de Carson et de Smoke Creek-Black Rock où le niveau d'eau avait une profondeur de 150 m sur une surface importante. Dans les sous-bassins du nord, la hauteur d'eau était moins importante car les fonds de vallée sont plus élevés. Le décalage provoqué par le rebond isostatique est estimé à environ 22 m, là où la charge était majeure (Figure III.14 ; Adams *et al.*, 1999). Les estimations ne portent que sur les lignes de rivages qui sont identifiées par rapport à leurs caractéristiques, leurs morphologiques et le développement de sols et les âges sont obtenus par datation radiocarbone sur des os et des gastéropodes (Adams et Wesnousky, 1998 ; 1999). Cela permet seulement de donner un taux moyen de ce décalage et non pas l'évolution de celui-ci en fonction de la distance au centre du bassin, comme cela a été fait pour le Lac Bonneville.

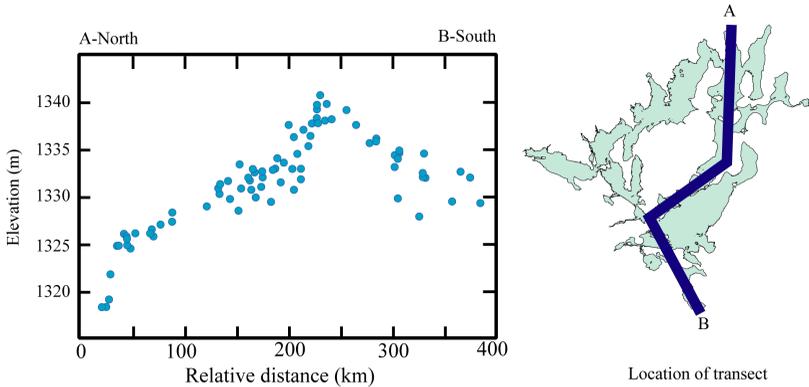


Figure III.14 : Transect nord-sud des altitudes des paléo-lignes de rivage du bassin Lahontan durant son plus haut niveau, montrant un décalage de 22 m provoqué par le rebond isostatique (modifié d'après Adams *et al.*, 1999).

Le rebond isostatique est couplé avec un léger basculement régional vers le nord qui affecte l'ensemble des sous-bassins du Lahontan (Adams *et al.*, 1999). Plusieurs hypothèses sont proposées pour expliquer ce basculement : (1) un effondrement du renflement périphérique associé aux inlandis canadiens, (2) des mouvements tectoniques associés à la migration vers le nord-est du point chaud Yellowstone, situé au nord, depuis 17 Ma (Parsons *et al.*, 1998) ; (3) des variations latérales de la viscosité de la lithosphère en réponse à la charge substantielle de l'eau ou encore (4) des remplissages diachrones des différents sous-bassins du Lahontan entraînant des différences de charges lithostatiques.

2. Les lacs Pyramid et Winnemucca (11 000 ans cal BP – actuel)

2.1. Chronologie

A partir de 11 000 ans cal BP, le niveau d'eau descend en dessous du seuil d'Emerson et seuls les sous-bassins de Pyramid et de Winnemucca restent en connexion. Cette connexion se trouve parfois interrompue lorsque le niveau d'eau descend sous le seuil de *Mud Lake Slough* (Figure III.15).

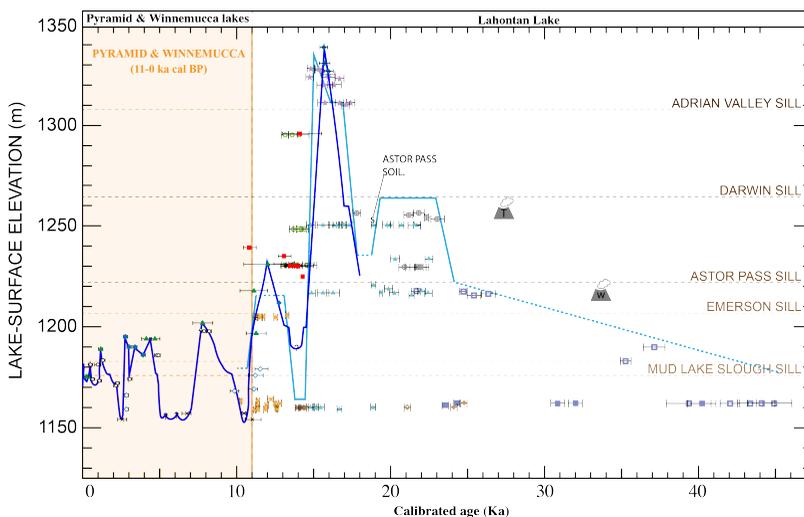


Figure III.15 : Durant la phase de Pyramid Lake, le niveau d'eau du lac oscille avec des amplitudes plus ou moins fortes, légende Figure III.10.

Dans le détail, le niveau du lac va osciller entre une configuration basse à 1154 m et des configurations hautes variant entre 1178-1200 m (Figure III.15). Vers 10 000 ans cal BP, le niveau d'eau du lac augmente jusqu'à une altitude de 1200 m, puis chute pour retrouver une configuration à 1154 m à 6 800 ans cal BP. Cette configuration durera 2 000 ans. Les données de pollens, de susceptibilité magnétique et isotopiques des carottes de Pyramid montrent, entre 7 530 et 6 300 ans cal BP, une plus grande aridité et un lac plus restreint, confirmant cette chute du niveau d'eau (Mensing *et al.*, 2004). Cette configuration basse du lac coïncide avec une diminution du niveau d'eau du Lac Tahoe alimentant la rivière Truckee qui se déverse dans le lac Pyramid (Benson *et al.*, 2002 ; Adams et Rhodes, 2019). A partir de 5 000 ans cal BP, le niveau du lac remonte jusqu'à atteindre 1178 et 1195 m pendant ~2 800 ans (Adams et

Rhodes, 2019). Les données palynologiques de 5 000 à 3 400 ans cal BP font état d'un climat plus humide avec quelques alternances de périodes aride et humide (Mensing *et al.*, 2004). Selon Benson *et al.* (2002), les données isotopiques indiquent que le lac Pyramid est hydrologiquement clos et donc non alimenté par le Lac Tahoe. En revanche, Mensing *et al.* (2004) suggèrent que des déversements ponctuels du lac Tahoe ont pu avoir lieu à cette période. La période historique (2800 ans à aujourd'hui) est marquée par une période plus aride affectant l'ensemble du Grand Bassin, correspondant à la période sèche de l'Holocène (Mensing *et al.*, 2004 ; 2013). Le niveau du plan d'eau varie entre 1172 et 1182 m. Cette période est ponctuée par des alternances de courtes périodes sèches et humides (de l'échelle décennale à centenaire) faisant osciller le niveau du lac (Benson *et al.*, 2002 ; Mensing *et al.*, 2004).

2.2. L'évolution récente des lacs Pyramid et Winnemucca

Aujourd'hui, le lac Pyramid est le troisième plus grand lac pérenne dans le Grand Basin et à une altitude moyenne de 1157 m. Le lac Winnemucca, son voisin oriental asséché, était un lac relativement grand durant l'Holocène et jusqu'à dans une période historique récente (Russel, 1885 ; Hardman et Venstrom, 1941). Russel (1885) fournit des cartes de l'hydrographie de ces bassins qui montrent l'étendue du plan d'eau avant son assèchement dans les années 30 (Figure III.16.A). A cette époque, le niveau d'eau du lac Pyramid est estimé à 1178 m et Winnemucca à 1175 m (Figure III.16 ; Hardman et Venstrom, 1941).



Figure III.16 : A) Carte Russel (1885) ; Illustration de la baisse du niveau du lac d'après Hardman et Venstrom (1941) ; B) Photographie de Pyramid Island King (1878) ; C) Photographie de la même vue, prise en 1939, Hardman et Venstrom (1941).

Les niveaux des lacs ont commencé à baisser au début du 20^{ème} siècle, à cause du détournement d'une partie de la rivière Truckee dans le bassin de Carson pour l'agriculture. Le bassin versant de la rivière Truckee, alimentant le lac Pyramid, occupe une superficie de 7 050 km². Les parties hautes du bassin versant (alt.> 2500 m) reçoivent la majorité des précipitations dont la moyenne annuelle est ~ 150 à 170 cm/an. Le secteur du lac Pyramid enregistre, quant à lui, des précipitations plus faibles dont les moyennes sont autour de 16 à 20 cm/an (Daly *et al.*, 2008) et la moyenne annuelle d'évaporation du lac est de 125-135 cm/an (Houghton *et al.*, 1975).

3. Discussion sur la courbe du niveau d'eau du lac Lahontan

Les variations de la courbe du niveau d'eau du bassin Lahontan au cours des derniers 48 000 ans reposent largement sur les datations radiocarbones des tufas du lac Pyramid Lake. Cependant, les tufas peuvent être exposés à des processus de transformation diagénétique, soit durant leur formation, soit après leur dépôt qui peuvent impacter leur âge radiocarbone.

3.1. Datations radiocarbones sur les tufas ?

Lao et Benson (1988) montrent, par une comparaison entre les âges ¹⁴C et les âges U/Th, que les datations radiocarbones supérieures à 20 000 ans doivent être considérées avec précaution car les deux méthodes montrent des âges non équivalents. Ces différences pourraient s'expliquer par un effet réservoir ou encore par un ajout de carbone moderne au cours de la transformation diagénétique des objets carbonatés.

- **L'effet réservoir sur les variations du signal isotopique**

Il existe un effet réservoir lorsque la teneur en ¹⁴C d'un réservoir (ex : bassin) n'est pas en équilibre avec la teneur ¹⁴C de l'atmosphère à un moment donné. Il en résulte alors un décalage entre les âges ¹⁴C du réservoir et de l'atmosphère. En domaine continental, la teneur en ¹⁴C du réservoir lacustre peut être perturbée par l'ajout de carbone mort (*dead carbon*) provenant d'un réservoir contenant du carbone plus ancien. Le carbone mort peut provenir de l'interaction géothermique eau-roche à haute température ou de la dissolution de dépôts géologiques carbonatés plus anciens. Il peut également exister un effet réservoir du fait de l'isolement physique du ¹⁴C dans la masse d'eau par stratification des eaux (Ascough *et al.*, 2011). Un effet réservoir est mentionné à propos des datations ¹⁴C des tufas de Pyramid et Winnemucca (e.g., Benson, 1993 ; Benson *et al.* 1995 ; DeMott *et al.*, 2019). Les objets datés apparaissent alors plus vieux qu'ils le ne sont. Benson *et al.* (1995) estiment un effet réservoir variant entre 150 et 600

ans pour les lacs Pyramid et Walker et variant entre 100 et 400 ans pour le bassin Lahontan. Cependant, les âges des tufas sur lesquels repose la courbe de variation du niveau d'eau ne sont pas corrigés de cet effet.

Pour éviter la contamination des tufas par l'ajout de carbone mort, Benson *et al.* (1995) préconisent de sélectionner les tufas éloignés des sites d'apport d'eaux souterraines. Cependant, la formation de certains dépôts carbonatés tels que les tufas tubulaires et les thinolites, est interprétée comme directement liée à des processus hydrothermaux (Benson *et al.*, 1995 ; Kratt *et al.*, 2010 ; DeMott *et al.*, 2019). Dès lors, la probabilité que ces objets soient contaminés par des apports de carbone mort est élevée. Benson *et al.* (1995) considèrent alors que l'âge proposé pour les tufas tubulaires et les thinolites représente l'âge maximal de ces objets. Aujourd'hui, de nombreuses traces d'activité géothermique, actuelle ou passée, sont observées dans le secteur du bassin de Lahontan (Faulds et Hinz, 2015), et en particulier dans le bassin de Pyramid (Kratt *et al.*, 2010). L'origine du CO₂ n'est pas connue, cependant, l'étude des isotopes ³He/⁴He des fluides thermaux de surface, dans cette région, montrent que ces derniers proviennent soit d'une activité magmatique cachée ou alors de fluides mantelliques (Kennedy et Van Soest, 2007). Toutefois, Benson (1993) considère l'effet réservoir négligeable pour le bassin de Lahontan et l'apport éventuel d'eaux souterraines/hydrothermales ne sont pas pris en compte dans le calcul de l'âge réservoir.

- **Ajout de carbone moderne**

Le second processus pouvant affecter les teneurs en ¹⁴C des tufas est leur contamination par du carbone moderne, ce qui a pour conséquence d'obtenir les âges plus jeunes. L'ajout de carbone moderne peut avoir lieu soit (1) lors des processus de dissolution par des pluies acides ou (2) par des processus de recristallisation lorsqu'une nouvelle phase aqueuse infiltre l'objet et s'évapore entraînant une précipitation secondaire (Benson *et al.*, 2013b). Benson et Thompson (1987) et Benson (1993) font état de l'impact de ce processus sur les tufas de Pyramid et Benson *et al.* (1995) estime que les âges radiocarbones apparaissent entre 400 et 1800 ans plus jeunes. Pour éviter l'impact de cet effet sur les âges des tufas, Benson *et al.* (1995) proposent de ne prendre que les échantillons présentant un aspect massif et compact, et attirent l'attention sur le fait que de nombreux échantillons, utilisés pour construire la courbe sont poreux (e.g., tubulaires, thinolites, couche de dolomite) et donc susceptibles d'avoir subi des dissolutions ou des phases de précipitation secondaire. Concernant les datations récentes effectuées par DeMott *et al.* (2019), ces auteurs écartent l'effet de la diagénèse en se basant sur une analyse photo-microscopique de lames minces et sur une comparaison avec l'aspect d'échantillons de microbialites modernes. Cependant, les illustrations de lames minces montrent des échantillons poreux et de larges cristaux de calcite (Fig. 3 A, B, C, H dans DeMott *et al.*, 2019) questionnant l'impact d'une dissolution et d'une recristallisation secondaire et

leurs effets potentiels sur les âges radiocarbone. En particulier, les thénolites qui sont interprétées comme des pseudomorphoses d'ikaïte ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; Shearman *et al.*, 1989), ont la particularité d'être poreuses car leur formation résulte d'une perte d'eau par déshydratation durant leur transformation depuis l'ikaïte (Council et Bennett, 1993). De plus, l'impact de la pseudomorphose dans le processus de formation des thénolites n'est pas connu et peut entraîner des erreurs dans les âges ^{14}C .

3.2. Absence de datations des terrasses

Benson *et al.* (2013b) considèrent que la profondeur de formation des tufas ne peut pas être connue. En revanche, les *beachrocks* et les terrasses attestent de la position de la ligne de rivage durant une période de stabilisation du niveau du lac. De ce fait, l'âge des terrasses constitue un point d'ancrage pour contraindre et définir la courbe de variations du niveau d'eau. Cependant, les âges de formation des terrasses du Lac Lahontan ne sont pas bien connus. Seule la terrasse du plus haut niveau du lac Lahontan (1337 m), piégeant des os de chameau et des gastéropodes encroûtés, a été datée entre 16 180 et 15 370 ans cal BP (datations radiocarbone ; Adams et Wesnousky, 1998). La terrasse d'Emerson (1207 m) est couverte d'une croûte carbonatée et a été datée par les méthodes U/Th et ^{14}C et enregistre des âges entre 30 000 et 60 000 ans BP (Benson *et al.*, 1995). Il est alors probable que cette terrasse ait été formée au tout début du cycle de Seho ou lors de précédents cycles lacustres.

De ces différents constats, il en résulte que les âges radiocarbone provenant des tufas doivent être utilisés avec prudence. Cependant, le croisement avec des datations effectuées sur d'autres éléments (gastéropodes, os, téphras, sols) ou par d'autres méthodes (U/Th, luminescence) peuvent permettre de valider ou non les âges donnés par les tufas et de donner des points d'ancrage fiables dans la reconstitution des niveaux d'eau.

4. État de l'art sur les « tufas » des sous-bassins Pyramid et Winnemucca

Les dépôts carbonatés des sous-bassins de Pyramid et de Winnemucca ont largement été utilisés pour proposer des reconstitutions du niveau d'eau du lac Lahontan. Cependant, peu de publications concernent leurs morphologies, compositions et leur évolution durant le cycle de Seho et par conséquent, l'identification des processus qui ont conduit à leur formation.

4.1. Historique

Frémont est le premier à décrire une « *coating calcareous substance* » recouvrant les bords du lac Pyramid, cependant, il rejette l'hypothèse qu'il puisse s'agir de dépôts lacustres en raison de leur forte épaisseur (Frémont, 1845 ; p.216-217). Quelques années plus tard, King (1878) décrit ces dépôts carbonatés, qu'il nomme « tufas » et les associe à la formation de l'ancien bassin de Lahontan. Il donne le nom de thinolite (du grec *thinos* signifiant rivage) à une variété de tufa cristallin et découvre des dômes dont le cœur est composé de structures tubulaires. Russel (1885) décrit de manière plus détaillée ces dépôts calcaires et proposent une séquence de formations composées par trois variétés : *lithoid*, *thinolitic* et *dendritic*. Il attribue chacune de ces variétés à une terrasse et un niveau d'eau particulier : la *Lithoid Terrace* (1330 m) ; la *Dendritic Terrace* (1274 m) et la *Thinolitic Terrace* (1207 m), chacune de ces élévations reflétant une chimie particulière du lac. Jones *et al.* (1914) reprend la classification de Russel et propose une origine algaire et bactérienne pour la formation des *lithoids* et des *dendritics*. Il propose que l'élévation du niveau du lac entraîne une dilution des eaux et une diminution de la concentration des ions Ca^{2+} , permettant de mettre en place les fins *lithoids*. En revanche, les épais dépôts *dendritic* se mettent en place en phase de baisse du niveau du lac, causé par la concentration des ions Ca^{2+} . Finalement, lorsque le lac est très bas, la surconcentration en éléments permet de faire précipiter les dépôts *thinolitic*.

4.2. Les travaux de Benson

La baisse du niveau du lac, ayant eu lieu au début du 20^{ème} siècle, a révélé de nouvelles structures de tufas qui n'étaient pas accessibles à Frémont, King, Russel et Jones. En 1994, Benson discute de la répartition verticale, des âges et de l'origine des dépôts carbonatés dans le sous-bassin de Pyramid.

4.2.1. Variétés de tufas

Benson (1994) décrit 4 variétés de bases qui forment l'ensemble des « tufas » : (1) *dense laminated*, correspondant aux *lithoids* de Russel et autres tufas compacts ; (2) les thinolites ; (3) les *branching*, correspondant aux *dendritics* de Russel et autres tufas anastomosés et (4) les *porous encrustations*. Ces variétés vont être caractérisées de vieilles (*old*) ou jeunes (*young*), en fonction de leur agencement stratigraphique (e.g., *old thinolitic*, *young branching tufas*). Durant leur croissance, ces variétés de bases peuvent prendre différentes morphologies qui sont : (1) nodulaire (*nodular*), (2) palmée (*palmate*), (3) pendulaire (*pendulous* ou *mammillary*), (4) en forme de coussins (*pillow-form*), (5) plate (*platy*) ; (6) sphéroïdale (*spheroidal*), (7) en forme de tonneau (*barrel shaped*) et (8) tubulaire (*tubular*). Ces différentes morphologies peuvent s'associer pour

composer différentes formes : (1) des débris à ciment carbonaté (*carbonated-cemented debris*, correspond aux *beachrocks*), (2) des talus cimentés (*cemented talus*), (3) des terrasses cimentées (*cemented terraces*), (4) des ceintures (*girdles*), (5) des monticules (*mounds*), (6) des récifs (*reefs*), des (7) drapages et drapages pendants (*sheet and pendant sheet*).

4.2.2. Séquence de formation

Benson (1994) s'appuie sur les structures des sites de *Pelican Point*, *Popcorn*, *Blanc Tetons* et *Needles Rocks* pour proposer une séquence de formation (Figure III.17). Ces structures se trouvent sur les bords du lac Pyramid à une altitude ~1162 m pour les trois premiers sites et ~1170 m pour *Needles Rocks*. Ces structures, composées pour l'essentiel de tufas, sont organisées en séquences dont l'organisation interne est présentée en se basant sur des méthodes de recoupement et de superposition et sur les âges radiocarbones (Figure III.18).

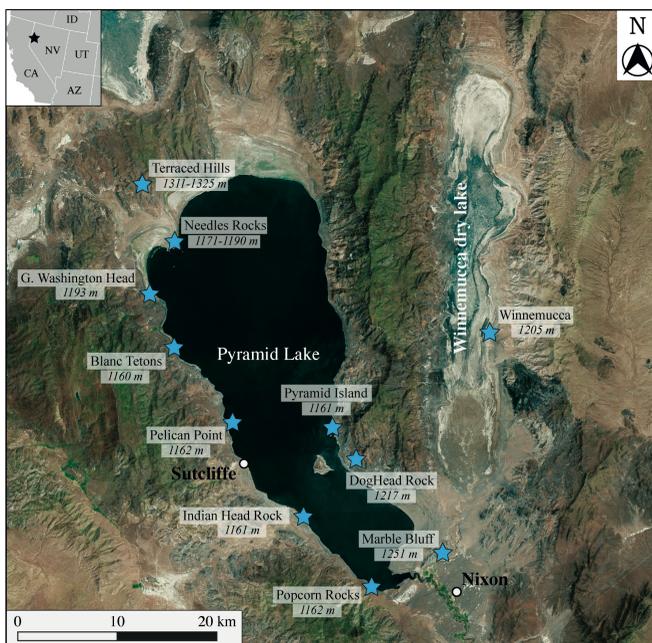


Figure III.17: Carte de localisation des sites investigués par Benson et al. (2013b) et altitudes associées. Carte disponible en feuille volante à la fin du manuscrit.

La séquence la plus complète se situe à *Pelican Point* et est composée, de la structure la plus ancienne à la plus jeune : (1) un *beachrock* contenant des débris volcaniques cimentés par des carbonates ; (2) un *old spheroid* contenant des thinoles recouvert par une couche de *dense*

laminated tufa ; (3) un large tufa cylindrique (*tubular*) couvert par (4) des couches de *old dense tufas* ; (5) plusieurs générations de *old branching tufas* souvent associées à des tufas *platy* et des couches de thinolites; (6) des *young spheroids* contenant des thinolites peu orientées et plusieurs générations de thinolites orientées ; (7) un tufa transitionnel thinolitique à *branching* ; (8) deux ou plusieurs couches de *young branching tufas* ; (9) une fine couche de dolomite ; (10) une couche de 2 cm de *young dense laminated tufas* ; (11) une fine couche de tufas encroûtants recouvrant des dépôts de plages ; (12) une couche de 1 cm d'épaisseur de *porous encrusting tufa* recouvrant les dépôts de plage et les parois des monticules de tufas.

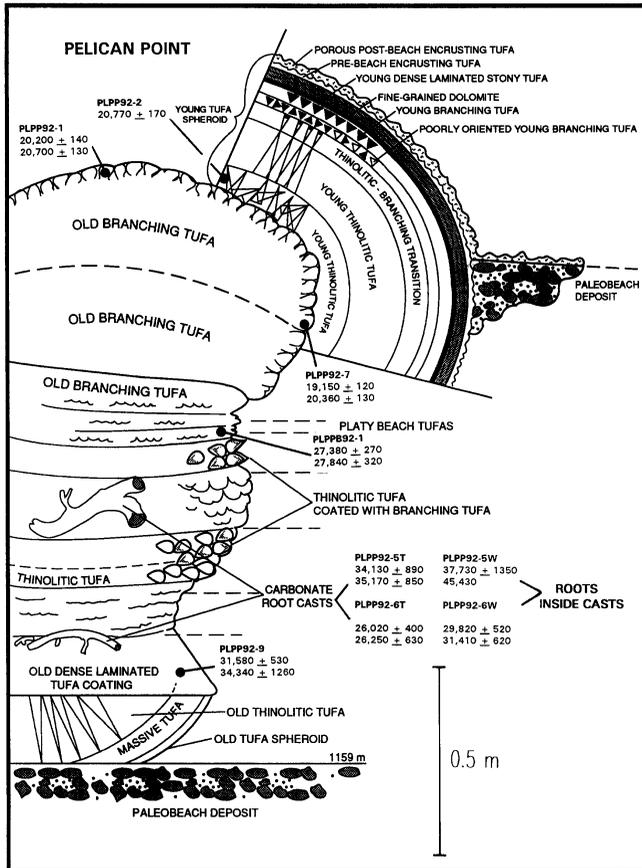


Figure III.18: Séquence schématique des dépôts de tufas sur le site de Pelican Point, montrant les différents âges radiocarbone (non calibrés) des différents dépôts (Benson et al., 1995).

4.2.3. Élévation des terrasses

Benson (1994) indique la présence de plusieurs terrasses dans le sous-bassin de Pyramid. Ces terrasses sont marquées dans le paysage par la formation d'une plateforme à pente douce qui a été érodée par l'action des vagues (Figure III.19).

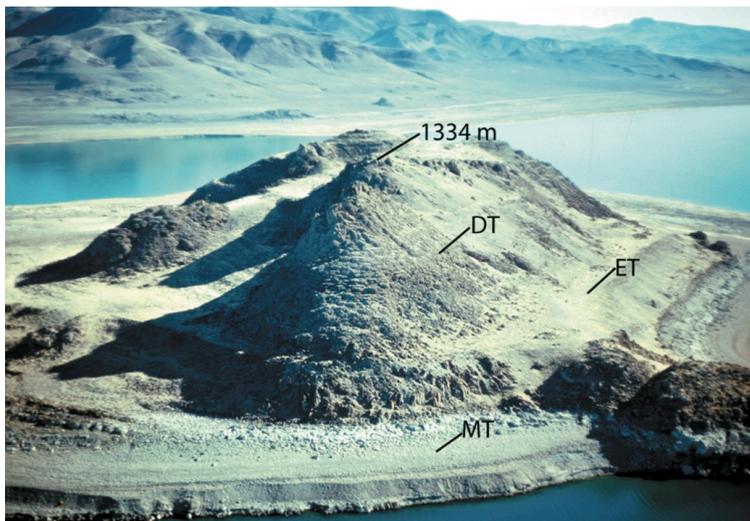


Figure III.19 : Terrasses visibles sur Anaho Island marquées par une plate-forme formée par l'action des vagues. Le point culminant est à 1334 m, 3 m sous le niveau le plus haut du lac Lahontan, la terrasse Darwin (DT) se situe à l'altitude de 1265 m, la terrasse d'Emerson (ET) à 1207 m et la terrasse de Mud Lake Slough (MT) à 1177 m (Benson, 2004).

L'élévation de la plupart de ces terrasses correspond aux élévations des différents seuils connectant les sous-bassins entre eux et les terrasses prennent le nom du seuil correspondant (Tableau III.4 ; Benson, 1994 ; Benson, 2004). Trois de ces terrasses marquent des changements dans les variétés et/ou morphologies des tufas : (1) La terrasse Mud Lake située à 1177-1183 m ; (2) la terrasse Emerson à 1207-1210 m ; (3) la terrasse Darwin à 1265 m (Figure III.19). Trois autres terrasses sont caractérisées par des cimentations carbonatées : (1) la terrasse Adrian Pass à 1308 m, (2) l'*Highstand Terrace* à 1330 m et (3) la terrasse *Lahontan Beach* indiquant le niveau le plus haut du lac à 1337 m. Benson (1994) mentionne une dernière terrasse, localisée à l'altitude 1237 m, caractérisée par des accumulations localisées de chara, diatomées et de gastéropodes, ces dépôts datés entre 19 500 et 14 600 ans BP (âge non calibré), ont probablement été remaniés durant les variations du niveau du lac. Cette terrasse a été nommée *White Terrace* par Russel (1885).

Terrasse	Élévations (m)	Caractéristiques
Mud Lake	1177-1183	Beachrock à débris volcanique
Emerson <i>Thinolitic Terrace</i> (Russel, 1885)	1207-1210	Talus à ciments carbonate (âge <30 000 ans) Erosion des <i>young thinolites</i> et <i>young branching</i>
White terrace (Russel, 1885)	1237	Accumulations de chara, diatomées et gastéropodes
Darwin	1265	Terrasse à ciment carbonaté constitué de tufa dense
Adrian Pass	1308	Terrasse à ciment carbonaté
<i>Higstand terrace</i> <i>Lithoid Terrace</i> (Russel, 1885)	1330	?
Lahontan Beach	1337	Terrasse à ciment carbonaté constitué de tufa dense

Tableau III.4 : Synthèse des principales terrasses (Benson, 1994 et Benson, 2004) et correspondance avec les terrasses de Russel (1885), en gras sont indiquées les terrasses marquant un changement de variétés ou de morphologies des tufas.

4.2.4. Élévation des tufas

Benson (1994) montre que certaines variétés et morphologies de tufas sont restreintes à une élévation particulière (Figure III.20). Les monticules des sites de *Blanc Tetons*, *Pelican Point*, *Popcorn rocks* sont érodés à l'**altitude de 1177 m**, correspondant à l'altitude du seuil Mud Lake Slough. A cette même altitude se forme une terrasse caractérisée par un *beachrock* et des ceintures (*girdles*) de tufas sur *Pyramid Island*. Les *old thinolites* et *old branching tufas* ne sont pas observés au-delà de cette limite, tout comme les *young dense laminated* tufas et les *porous encrustations* tufas. **A l'altitude 1207 m**, correspondant à l'altitude du seuil d'Emerson, le sommet des monticules des sites d'*Indian Head* et *Georges Washington rocks* sont érodés. La terrasse présente à cette altitude est caractérisée par une érosion des *young thinolitic* et *young branching* tufas et par un talus à ciment carbonaté. Ce talus pourrait être beaucoup plus ancien que les tufas, puisque les datations U/Th lui attribuent un âge de $61\,800 \pm 2\,300$ ans BP (Benson et al., 1992) et les âges radiocarbone non calibrés donnent des valeurs de $50\,390 \pm ???$ et $33\,200 \pm 1\,600$ ans BP (Benson et al., 1995).

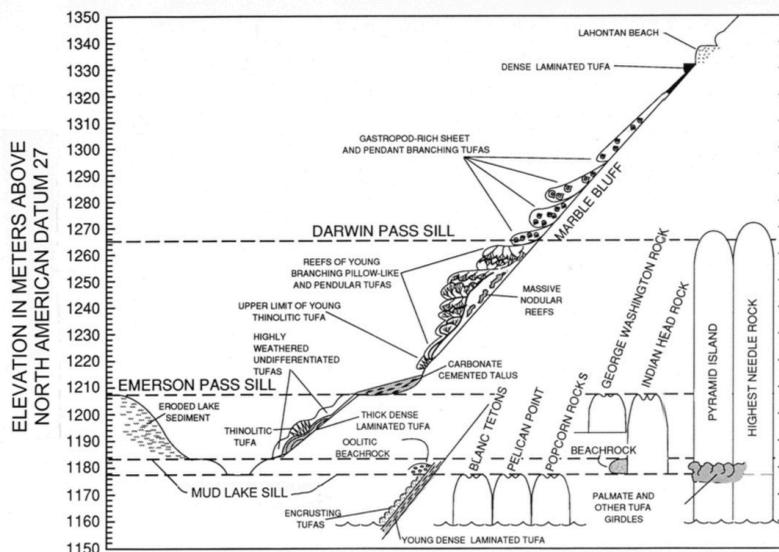


Figure III.20 : Répartition des différents tufas décrits par Benson (1994) en fonction de leur altitude. Relation entre la hauteur des dômes et des tufas de Marble Bluff et l'altitude des seuils. Les structures internes des monticules de tufas situés sur les bords du lac Pyramid ne sont pas détaillées en raison de leur complexité (Blanc Tétons, Pelican Point, Popcorn rocks, Georges Washington Rocks, Indian Head Rocks, Pyramid Island et Needles Rocks). Les tufas se trouvant à une altitude entre 1177 m et 1207 m fortement érodés (Benson, 1994).

L'altitude 1220 m est caractérisée comme étant la limite supérieure des dépôts des *young thinolitic tuffas*. Elle correspond aussi à une zone de transition, en-dessous de laquelle les *branching tuffas* s'organisent en plusieurs couches, et au-dessus de laquelle ces derniers composent des formes complexes en coussins, en nodules, pendulaires ou coniques (Figure III.20). L'altitude 1265 m est marquée par la hauteur maximale des dépôts de *Needles Rocks* et *Pyramid Island* (Figure III.20), ainsi que la hauteur maximale des formes complexes formées par les *young branching tuffas*. Entre 1265 m et 1330 m, seules deux structures sont observées : des drapages formés (*sheet* et *pendant sheet*) par des *branching tuffas* et *dense laminated* couvrant des dépôts clastiques (pebbles et cobbles ; Figure III.20).

5. Discussion sur les tufas

L'état de l'art sur les tufas, leur datation et la courbe de variation du niveau d'eau du lac Lahontan au cours des derniers 48 000 ans soulèvent quelques questions et incertitudes.

5.1. Confusion des morphologies des tufas

Les descriptions proposées par Benson (1994) semblent assez simples mais la complexité des objets rend parfois la description des relations entre les différentes variétés et morphologies confuses. Une partie de cette confusion provient de la modification des terminologies utilisées au fil des publications de Benson entre 1993 et 2013, et l'ajout de certains termes, qui n'ont pas été préalablement définis (e.g., *dolomite sucrosic*, *pop-corn like*, ...). Par ailleurs, certaines structures sont décrites sous le même terme et présentent pourtant des dissemblances morphologiques, pouvant résulter de processus de formation différents (ex : tubular ; Figure III.21).

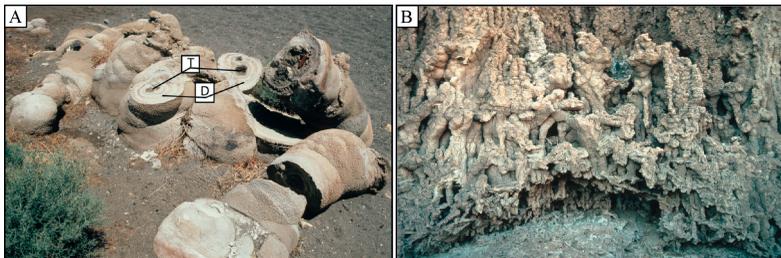


Figure III.21 : Illustration des morphologies tubular d'après Benson (1994, 2004). A) Tubular tufas de Popcorn Rock ; la partie interne sombre est composée de cristaux de thénolites (T) et la partie externe de dense tufa (D), le diamètre des tubes est de ~35 cm ; B) Tubular tufa à la base de Dog Head Rock, leur diamètre varie entre 1 et 3 cm.

5.2. Variation spatiale et temporelle de la formation des tufas

La courbe de reconstitution des variations de hauteur du lac proposée par Benson *et al.* (2013b) est essentiellement basée sur l'âge radiocarbone et l'altitude des tufas (Figure III.22). Pour ces auteurs, les tufas peuvent se former à toutes les profondeurs d'eau et leur profondeur de formation n'est pas connue. De ce fait, le tracé de la courbe correspond à une enveloppe dessinée au-dessus des élévations maximales des tufas datés. Par ailleurs, les différentes limites concernant les âges radiocarbone des tufas évoquées précédemment font émerger un certain nombre d'interrogations quant à la validité de cette reconstitution.

La première interrogation concerne la variabilité temporelle des tufas qui se développent à une même altitude pour un même objet et pour des objets différents. En effet, la Figure III.22 montre qu'à une même altitude, les tufas présentent des âges qui s'étalent sur plusieurs milliers d'années. Par exemple, sur le site de *Dog Head Rock*, les âges de formation des tufas, constituant le même objet, vont de 27 000 à 18 000 ans cal BP. Il est difficile de justifier que les mêmes variétés de tufas, composant le même objet en un point d'altitude, se développent à des profondeurs d'eau différentes données par la courbe du niveau de l'eau du lac.

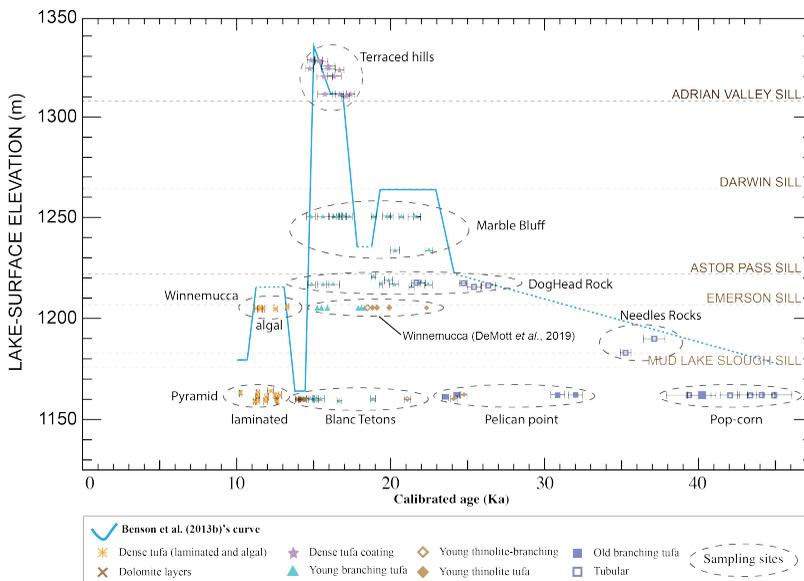


Figure III.22 : Élévation des différentes variétés de tufa en fonction des âges radiocarbone calibrés des tufas des sous-bassins de Pyramid et Winnemucca et la courbe d'élévation du niveau du lac (modifié d'après Benson et al., 2013b et DeMott et al., 2019). Les structures de DeMott et al. (2019) ont été comparées à celles de Benson et al. (2013b) : les thimolites de Winnemucca sont associées aux young thimolite tufa de Benson et al. (2013b), les thimolite-thrombolites aux young thimolite-branching de Benson et al. (2013b) et les thrombolite aux branching de Benson et al. (2013b).

De même, dans une même tranche de temps, certains tufas se forment à toutes les altitudes et donc à toutes profondeurs. Par exemple, si on considère la période du plus haut niveau d'eau (~15 500 ans cal BP), on constate que des *young branching* se forment à des profondeurs différentes variant entre 80 et 180 m (~ 80 m à Marble Bluff, ~110 m à Dog Head Rock, ~ 130 m à Winnemucca ; ~ 180 m à Blanc Tetons ; Figure III.22). Ce constat implique alors que les mêmes variétés de tufas se forment à des profondeurs différentes durant la même période, et par conséquent, que certains objets puissent se former à très grande profondeur, alors que les

autres se forment en surface. La formation de tufas à grande profondeur est possible s’il s’agit, par exemple, des tufas tubulaires associés à des apports d’eau souterraine dans le fond du lac. Toutefois, la formation des *young branching* est associée à une activité microbienne comme le souligne DeMott *et al.* (2020). Des objets similaires dans le Grand Bassin (Mono Lake, Brasier *et al.*, 2018 ; Grand Lac Salé, Vennin *et al.*, 2019) semblent se développer uniquement à proximité de la surface en raison des processus de photosynthèse associés (Pace *et al.*, 2016). Le séquençage ADN de ces objets indique la présence de restes de micro-organismes photosynthétiques, suggérant que ces tufas résultent de la minéralisation de tapis microbiens lacustres dominée par des processus de photosynthèse, et donc que ces objets se soient formés dans la zone photique (DeMott *et al.*, 2020). Ces observations, auxquelles s’ajoute une possible stratification des eaux, sont alors difficilement compatibles avec des formations à des profondeurs de 180 m suggérées par Benson *et al.* (2013b).

Malgré les nombreux travaux concernant l’évolution du niveau du lac Lahontan au cours des derniers 48 000 ans, il existe de nombreuses incertitudes dans cette évolution. Ce problème est en partie dû au fait, que la majorité des âges radiocarbones utilisés pour construire cette courbe est effectuée sur des tufas et dont les auteurs (e.g., Benson, 1993 ; DeMott *et al.*, 2019) ont souligné les difficultés d’utilisation des valeurs des âges radiocarbones. Or, les facteurs gouvernant la formation, les morphologies et les compositions de ces objets sont peu contraintes, il en résulte une grande incertitude quant à leur profondeur de formation et la nature de leur transformation diagénétiques au cours du temps. Dans la partie suivante, nous proposons dans un premier temps, de caractériser en détail les tufas de Winnemucca, à macro-, méso- et micro-échelle, ensuite, de spatialiser les différentes morphologies dans le bassin de Winnemucca pour, finalement, discuter des facteurs de contrôle régissant la formation, les morphologies et les compositions des tufas.

Partie 3 : Caractérisation des dépôts carbonatés lacustres du sous-bassin de Winnemucca

1. Introduction

Cette troisième partie est consacrée à la caractérisation des dépôts carbonatés microbiens édifîés tout au long de l'histoire des sous-bassins de Winnemucca et Pyramid. Nous avons concentré nos investigations sur le sous-bassin de Winnemucca, où un transect a été réalisé montrant une répartition non aléatoire des dépôts carbonatés. Ce transect est complété par l'étude de 5 sites choisis en raison de la représentativité des différentes morphologies des microbialites au sein du bassin (Figure III.23).

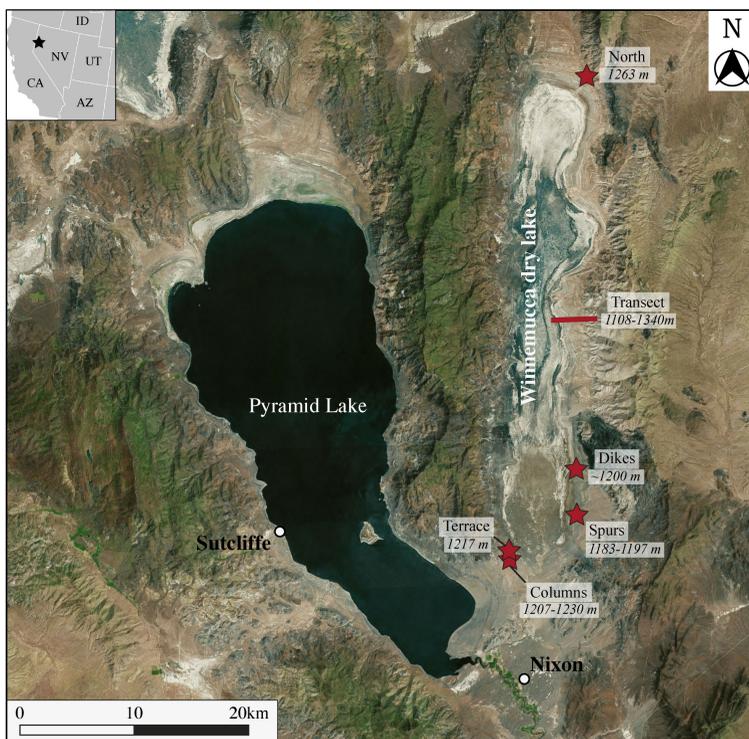


Figure III.23 : Localisation des sites d'investigation du bassin de Winnemucca et leurs altitudes respectives. Image satellite (Bing maps ; © Microsoft corporation). Carte disponible en feuille volante à la fin du manuscrit.

En partant du constat de la complexité de lecture des travaux de Benson, une classification des dépôts carbonatés lacustres du sous-bassin de Winnemucca est proposée, reposant sur des analyses sédimentologiques fines de ces dépôts à macro- et méso-échelle. Cette classification a déjà été utilisée pour la description d’objet similaire dans le secteur Est du B&R (Bouton *et al.*, 2016 a, b ; Vennin *et al.*, 2019) et son emploi dans le cadre de cette étude permet d’en tester l’usage. Une description inédite des microstructures des dépôts carbonatés du sous-bassin de Winnemucca est ensuite présentée ci-dessous. Ensuite, une cartographie détaillée des dépôts microbiens, basée sur des observations de terrain et sur des images satellites, est réalisée afin d’étudier leur distribution spatiale au sein du sous-bassin. La distribution spatiale, la nature des objets carbonatés et les données disponibles dans la littérature permettront de discuter l’évolution spatiale et temporelle de ces structures.

2. Fabriques des dépôts carbonatés lacustres du sous-bassin Winnemucca

2.1. Matériels et méthodes

Les observations géologiques et les échantillonnages ont été effectués durant une mission de terrain entre le 6 et le 11 mars 2018. Cinq sites et un transect, situés dans le sous-bassin de Winnemucca (hors réserve indienne) ont été choisis comme représentatifs des différentes morphologies des tufas (Figure III.23). Durant cette campagne de terrain, 65 échantillons ont été récoltés. Cet échantillonnage est complété par des échantillons fournis par Total, récoltés durant des missions réalisées en mars et octobre 2016 par F. Hameka, C. Kolodka et G. Camoin. Les échantillons ont été analysés par diffraction des rayons X sur roche totale au laboratoire Biogéosciences (Université de Bourgogne) afin de caractériser leur composition minéralogique. Les dépôts carbonatés lacustres sont décrits selon les trois échelles d’étude proposée par Shapiro (2000).

2.2. Macrofabriques et mésosfabriques

Cinq macrofabriques principales ont été identifiées dans le sous-bassin de Winnemucca et décrites en détail dans le Tableau III.5 et illustrées par les Figures III.24 à III.31 : (1) *cow-pie* ; (2) dômes ; (3) colonnes ; (4) croûtes et (5) les buissons tubulaires.

Ces macrofabriques sont composées d'une ou plusieurs mésosfabriques réparties en 8 catégories : (1) *clotted* (correspondant à une partie des thrombolites dans DeMott *et al.*, 2019) ; (2) *laminée*, correspondant aux *dense laminated* dans Benson (1994) ; (3) *homogène* ou *structureless* ; (4) *branchue*, correspondant aux *branching* selon Benson (1994) et une partie des *thrombolites* selon DeMott *et al.* (2019) ; (5) *columnaire*, correspondant à une partie des *branching* selon Benson (1994) ou une partie des *thrombolites* selon DeMott *et al.* (2019) ; (6) *crystalline*, correspond aux *thinolites* selon Benson (1994) et DeMott *et al.* (2019) ; (7) *tubulaire* et (8) *hybride*. Le terme hybride est utilisé pour faire référence à une association de deux mésosfabriques. La notion d'hybridité est proposée par Riding (2008) pour combiner l'implication de processus abiotiques et biotiques dans la précipitation des carbonates.

COW-PIE

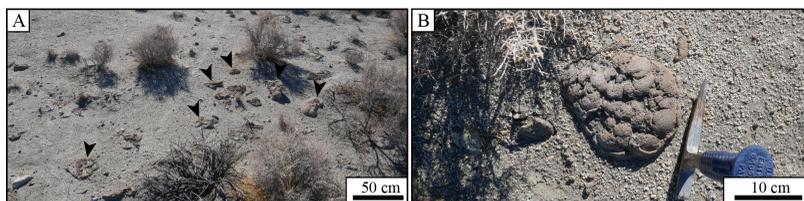


Figure III.24 : Illustration des macrofabriques cow-pie. A) Vue d'ensemble des cow-pies (flèches noires) ; B) Cow-pie montrant une surface pustulaire.

Les **macrofabriques cow-pie** sont isolées et dispersées dans le sédiment et s'alignent sur des paléo-lignes de rivage (Figure III.24). Les paléo-lignes de rivages sont visibles sur le terrain et sur les images satellites et forment des linéations parallèles entre elles et sont réparties tout autour du paléo-lac. Ces dernières sont caractérisées par des dépôts sableux à microconglomératiques s'accumulant sur des bandes (métriques à pluri-métriques) d'iso-altitude. Certaines de ces bandes sont caractérisées par la présence de macrofabriques *cow-pie* ou d'encroûtements de galets ou blocs par des croûtes planes (voir description ci-après).

Macro-fabrics	Dimensions	Morphology	Elevation	Lateral arrangement	Substrate	Mesofabrics	Microfabrics	Figures
Cow-pie	Diameter: few dm	Irregular discoid structures composed of successive laminated layers. The external surface can be pustular to smooth.	range: 1153-1165 m	Isolated domes	-	Laminated to columnar.	Hybrid fan-like and micrite.	III.24
Hemispheroid	Diameter: 0.5 to 5 m; Height: up to 0.5 m	Flattened hemispherical shapes with successive concentric layers. Eroded domes display an empty core. The most flattened domes present an irregular bulbous surface.	range: 1199-1155 m average: ~ 1177 m	Isolated or coalescent domes	Thinolites (?), Fault	The eroded domes display a hollow core. The inner layers are composed of crystalline mesofabric (thinolites; length ranges from cm to dm) which present a palisade or fan-shaped arrangement. They are covered by a second layer displaying a dotted to columnar mesofabrics (from 5 to 20 cm-thick). The outermost layer is composed by laminated mesofabric (mm-thick).	<u>Thinolites</u> : scalenoedra grains cover by micrite <u>Clotted</u> : Filamentous; <u>Columnar</u> : Hybrid fan-like <u>Laminated</u> : Microfabric laminated	III.25
Domes								
Complex	Diameter: up to 3 m; Height (without the pipe): up to 3 m.	Spheroid to mushroom-shaped structures composed of dm-cylinder topped by a metric dome. Cylinders present hollow pipes, either in single pipe (10 cm in diameter) or coalescent thin pipes (few cm in diameter). Domes are composed of concentric layers with different mesofabrics. Their external surfaces can be smooth to rough, sometimes showing mm-cup-shaped, or they are composed of successive lobate structure lies on each other. Lobes can be tackled against each other resembling turtle shell or head up forming a bowl.	range: 1191-1217 m max: 1220 m (a)	Isolated or coalescent domes until to forming pluri-m buildups	Conglomeratic terrace Faults (?)	Pipes : Clotted in central part; Laminated to columnar, outward. Domes : Clotted; crystalline; hybrid; columnar-branching; clotted and, finally laminated. The core can be hollow or clotted. It is covered by layers composed of crystalline mesofabrics (~50 cm thick) with petaloid and palisade arrangements. The next layer (~25 cm) is a hybrid mesofabric made up of transition from crystalline to columnar or branching mesofabrics. The columnar mesofabric sometimes dispersed in clotted mesofabric, displays stubby and dichotomous columns. The layer composed of branching mesofabric (~20 cm) shows elongated and flaring up "shrubs" structure. This layer is covered by clotted mesofabric and then encrusting by mm-thick layer composed of laminated mesofabric.	Pipes : <u>Clotted</u> : disorganized scalenoedra calcites and micrite; <u>Laminated</u> : Peloids and micrite <u>Columnar</u> : Hybrid fan-like Domes : <u>Thinolites</u> : scalenoedra grains cover by micrite layers; <u>Branching</u> : Organized petaloid; <u>Columnar</u> : Laminated (?); <u>Clotted</u> : Filamentous; <u>Laminated</u> : Hybrid fan-like	III.26, 27 & 28
Columns	Diameter: 5 to 9 m Height: 10 to 15 m;	Erected columns with central pipes, passing laterally to lobate and apical pillow-shape structures. Central pipes are vertical thin pipes a few cm in diameter. Pipes are grouped and form a cylinder dm in diameter with a warty external surface. Each lobate structure is fixed upon the central pipes and form an angle of 45° to the pipes (as Christmas tree-like), they are stacked on each and inclined groundward. Lobate structures are 1.5 m long and 30 cm thick. At the top of the columns, cushion-shape structures form slightly flattened domes (m in diameter).	range: 1191-1217 m average: ~ 1204 m	Isolated or fused columns	Fault (?)	Central pipes : structureless in the central part, clotted to columnar outward Lobate and cushion structures are composed of a core formed by clotted evolving in branching mesofabrics then covering by cm-thick layer from inward to outward: columnar and laminated mesofabrics.	Pipe : <u>Structureless</u> : disorganized scalenoedra calcite; <u>Clotted</u> : filamentous; <u>Columnar</u> : Hybrid fan-like; Lobate structures : <u>Clotted to branching</u> : disorganized to branching peloidal. <u>Columnar</u> : Laminated <u>Laminated</u> : Laminated	III.27 & 29
Capping crusts								
Planar	Thickness: 2 cm to 30 cm	Thin (= mm to cm thick) to thick (10-30 cm thick) calcitic crusts. Crusts have a smooth, drapping or cascading appearance with an irregular, pustular or meandering corals-like surface. Thin and thick crusts are distinguished by their internal organization; thin shows structureless to laminated while, thick shows clotted to columnar mesofabrics.	<u>Thick</u> : range: 1216-1330 m average: ~ 1177 m max: 1330 m (a) <u>Thin</u> : range: 1153-1255 m	Capping substrate	<u>Thick</u> : basalt or granodiorite cliffs <u>Thin</u> : pebbles, cobbles, boulders, basalt cliffs, faults, microbialites.	<u>Thick</u> : Clotted to columnar. <u>Thin</u> : Structureless to laminated	<u>Thick</u> : Peloidal. <u>Thin</u> : Fan-like and peloidal.	III.30
Lobate	Thickness: m-thick	Crust composed of multiple lobate calcite structures, stacking on each other. Lobate structures are distributed vertically and pendulous downward at the base of the crust and become horizontal upward to pillow-form.	range: 1216-1265 m average: ~ 1177 m max: 1265 m (a)	Capping planar crusts or substrate	Granite, basalt, conglomerate, thick planar crust.	The lobate structures present a clotted core. They are coated by structureless (when lobes are small) or branching (when lobes are bigger) and then by a thin laminated mm-layer.	<u>Clotted to branching</u> organized or branching peloidal. <u>Columnar</u> : Laminated (?). <u>Laminated</u> : Laminated (?)	III.30
Tubular bush	Diameter: pluri-m	Accumulation of small tubes (spaghetti-like). Tubes are 1-2 mm in diameter with an empty center (300-400 um in diameter) with calcitic walls. They are associated with gastropods and disarticulated ostracods shells.	~1205 m	Isolated bushes	?	Tubular	Large filamentous.	III.31

Tableau III.5 : Descriptions à macro-, méso- et micro-échelles des microbialites du bassin de Winnemucca.

HEMISPHEROID DOMES

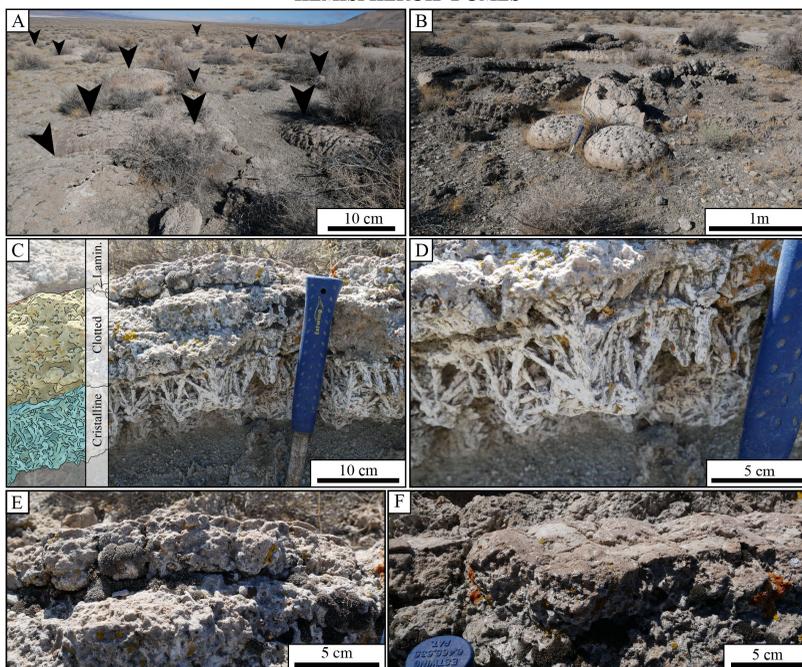


Figure III.25 : Illustration des macrofabriques en dômes hémisphériques. A) Vue d'ensemble montrant la répartition des dômes hémisphériques (flèches noires) ; B) Dômes entiers ou érodés ; C) Cœur vide entouré par une première couche de mésosfabrique cristalline (thinolite), recouverte par une couche de mésosfabrique clotted, puis une croûte de mésosfabrique laminée (lamin.) ; D) Détail de la mésosfabrique cristalline (thinolite) ; E) Détails de la mésosfabrique clotted ; F) Détail de la mésosfabrique laminée sommitale.

Les **dômes hémisphériques**, isolées ou coalescents, suivent les paléo-lignes de rivage (Figure III.25.A & B). Lorsque les dômes sont érodés, ils montrent un cœur vide et une paroi composée d'une succession de trois mésosfabriques (Figure III.25.C) qui sont du centre vers l'extérieur : une couche de mésosfabriques cristallines (Figure III.25.D) couverte une couche de mésosfabriques *clotted* (Figure III.25.E) puis une fine croûte laminée qui encroûte l'ensemble de la structure (Figure III.25.F).

COMPLEX DOMES: MACROFABRICS

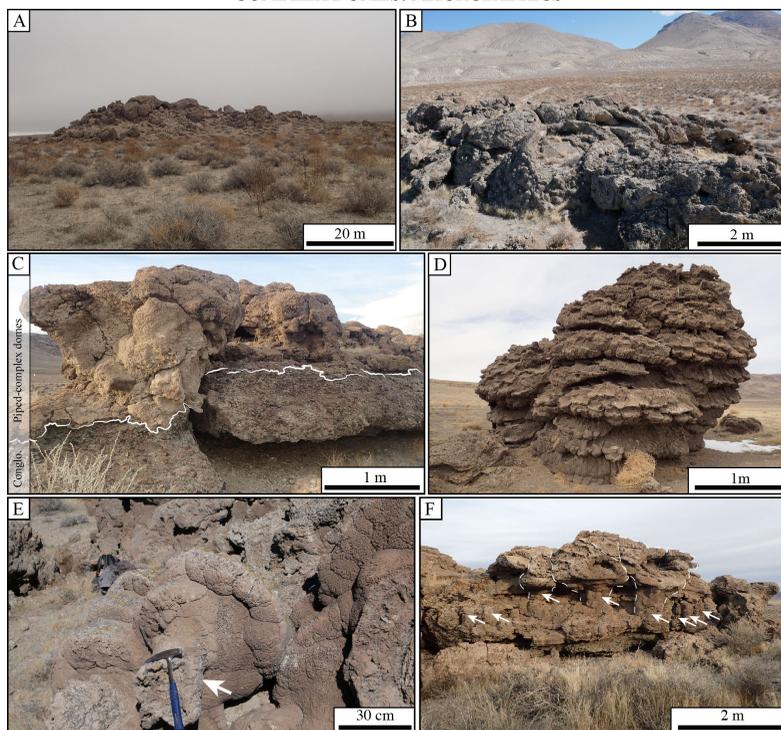


Figure III.26 : Illustration des dômes complexes. A) Vue d'ensemble de dômes complexes coalescents ; B) Dômes complexes coalescents étêtés dont les parois ressemblent à des écailles ; C) Dômes coalescents reposant sur une terrasse de conglomérats ; D) Dôme isolé couvert par des structures lobées formant des vasques ; E) Détails d'un pipe (flèche) à la base d'un dôme en forme de champignons ; F) Dômes présentant des pipes (flèches) à leur base.

Les **dômes complexes** (correspondant aux *spheroidal* et *barrel-shaped* ; Benson, 1994) composent des bioconstructions formant un relief synoptique et correspondent aux *mounds* de Benson (1994 ; Figure III.26.A). Ils sont coalescents (Figure III.26.B & C) ou isolés (Figure III.26.D) et peuvent avoir une forme en champignon (Figure III.26.E). Les parois des dômes peuvent présenter un aspect rugueux à lisse (Figure III.26.C) ou être composées de lobes se superposant les uns sur les autres. Ces lobes sont, soit plaqués sur les dômes leur donnant un aspect écailleux (Figure III.26.B) ou alors forment des sortes de vasques (Figure III.26.D). Lorsque la base des dômes complexes affleure, des *pipes* sont associés aux dômes. Ils correspondent aux *thick tubular* de Benson (1994 ; Figure III.26.E). Certains de ces dômes se développent sur des conglomérats d'extension pluri-métriques (Figure III.26.C) ou à proximité des colonnes (Figure III.27).

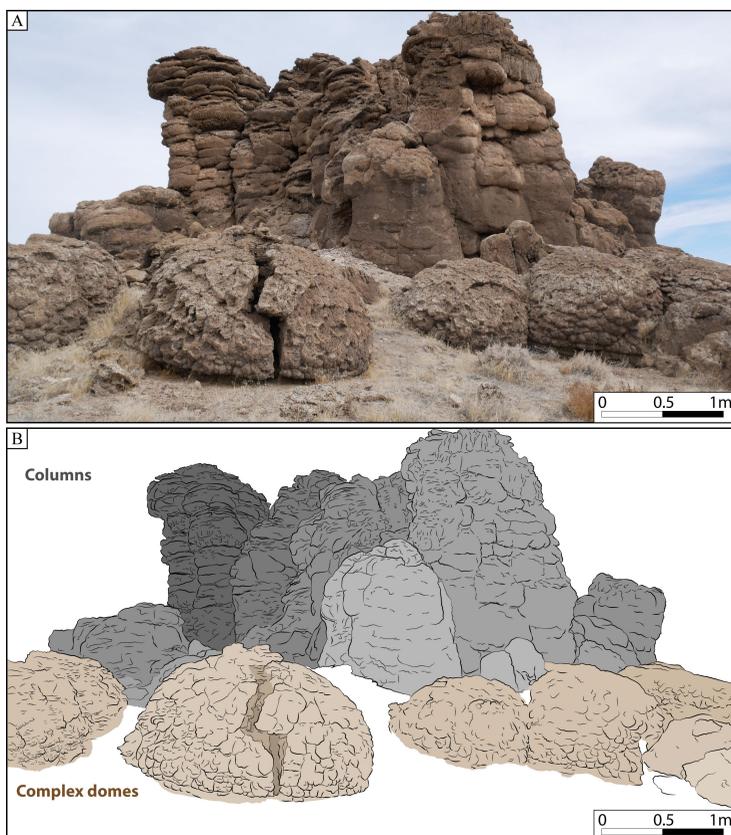


Figure III.27 : A) Photographie et B) illustration d'une association entre des macrofabriques en colonnes (en gris) et des macrofabriques de dômes complexes (en marron).

Les dômes complexes érodés ou fracturés laissent affleurer leurs structures internes. Ils montrent une même succession de mésofabriques, de l'intérieur vers l'extérieur des dômes (Figure III.28.A) : plusieurs couches à mésofabrique cristalline (*thinolites*) qui évoluent vers une couche hybride composée d'une association de mésofabriques cristallines et colonnaires. Cette couche est surmontée par une mésofabrique colonnaire, puis branchue et enfin *clotted*. Des détails des couches de mésofabriques branchues et en colonnes sont illustrés Figure III.28.B et C, respectivement. Les *pipes* à la base des dômes (Figure III.28.D & E) montrent une évolution des mésofabriques du centre vers l'extérieur : avec un cœur *clotted* sombre, encroûté par une couche mm laminée évoluant en colonnes (Figure III.28.F). Des successions de

mésfabriques, semblables à celles composant les dômes complexes se développent sur des éperons de roches endogènes affleurant dans le bassin.

COMPLEX DOMES: MESOFABRICS

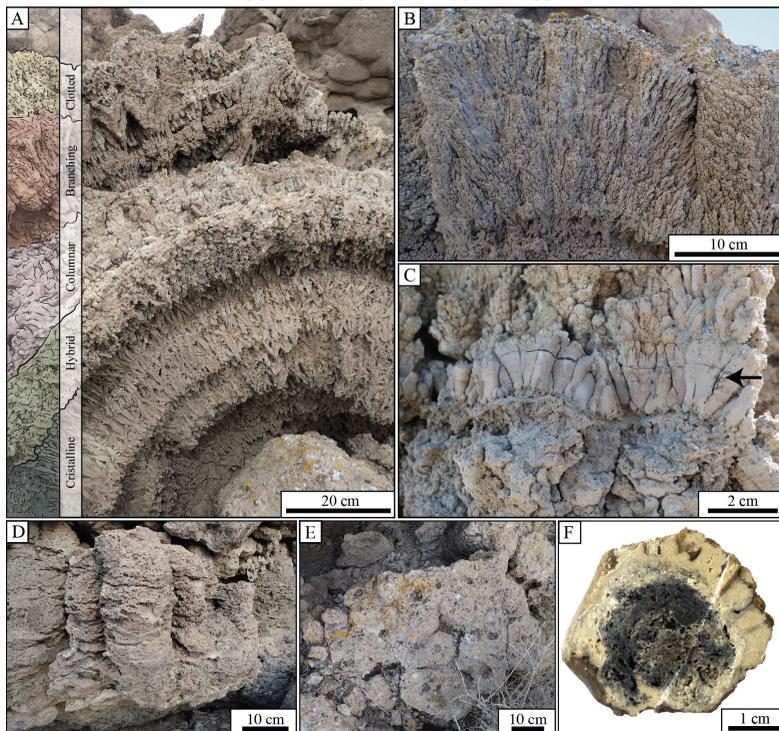


Figure III.28 : Illustration des mésfabriques des dômes complexes. A) Dômes complexes composés de l'intérieur vers l'extérieur : cristallines (thinolites), hybride cristalline-columnaire, columnaires, branchées et clotted ; B) Détails des mésfabriques branchées ; C) Détails des mésfabriques columnaires (flèche noire) ; D) et E) Détails des pipes ; F) Coupe d'un pipe composé d'un cœur clotted entouré d'une couche laminée évoluant en colonnes.

Les **macrofabriques en colonnes** peuvent être coalescentes ou isolées (Figures III.27 ; 29.A & B). Les parois des colonnes sont lisses et boudinées et parfois un drapage pendant recouvre les parois (Figure III.29.A). Lorsque les cheminées sont fracturées, elles montrent un cœur composé de fins *pipes* dont le détail est visible sur la Figure III.29.E. Elles correspondent aux *thin tubulars* de Benson (1994). Sur ces *pipes* s'implantent des structures lobées inclinées qui évoluent, du bas vers le haut des colonnes, en s'horizontalisant, donnant des morphologies en coussins (Figure III.29.B, C, D). Elles correspondent aux *palmates* et *pillow-form* décrits par Benson (1994). Les extrémités des lobes présentent des formes pendantes, correspondant aux

pendulous ou *mamillary* (Benson, 1994). Les lobes sont composés d'un cœur à mésofabrique *clotted* (Cl.) évoluant vers l'extérieur en branchue (Br.), puis en colonne (Co.) et sont encroûtés par une couche laminée (La. ; Figure III.29.F).

COLUMNS

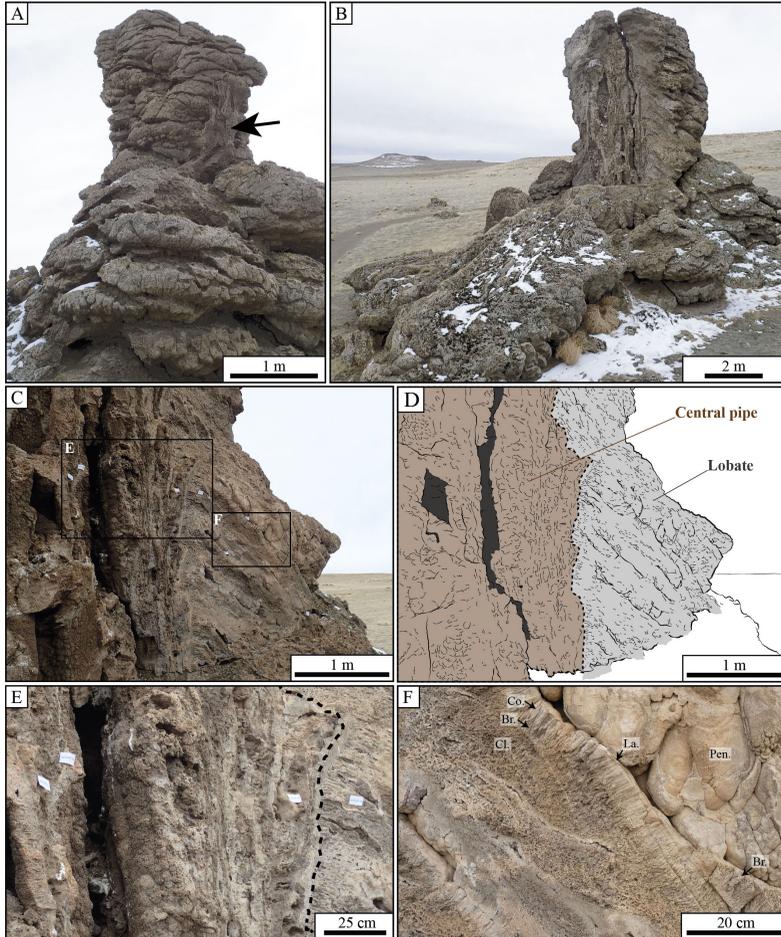


Figure III.29 : Illustration des colonnes. A) Vue extérieure d'une colonne montrant un drapage pendant (flèche) témoignant d'une phase de dépôt ultérieure; B) Colonne fracturée montrant sa composition interne; C) Photographie et D) illustration de l'intérieur d'une colonne montrant des fins pipes formant un cœur recouvert par des structures lobées; E) Détails des pipes centraux; F) Détails des structures lobées et pendulaires (pend.) montrant les mésofabriques *clotted* (Cl.), évoluant vers l'extérieur en branchus (Br.), puis en colonnes (Co.) et laminées (La.).

PLANAR AND LOBATE CRUSTS

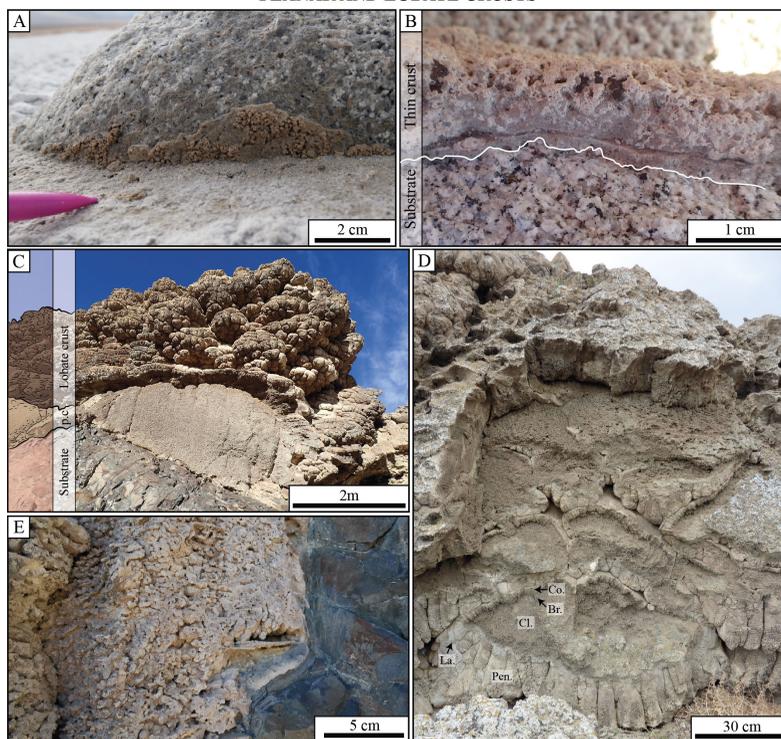


Figure III.30 : Illustration des croûtes. A) Croûte plane encroûtant un bloc de granite ; B) Mésofabrique homogène d'une croûte plane couvrant un substrat granitique ; C) Croûte plane épaisse (p.c) couvrant un substrat basaltique et recouvert par une croûte lobée ; D) Détail des mésofabriques d'une croûte lobée montrant des structures pendulaires (Pen.) à la base, formées par un cœur clotted (Cl.) évoluant en branchus (Br.) et en couches colonnaires (Co.), encroûtées par des couches laminées (La.) ; E) Mésofabrique clotted d'une croûte plane épaisse couvrant un substrat basaltique.

La macrofabrique **en croûte** (*capping crust*, Tableau III.5) couvre les parois des substrats basaltiques et granitiques qui affleurent. On peut discerner deux types de croûtes, celles présentant une structure (i) plane et celle présentant une structure (ii) lobée. Les (i) **croûtes planes** recouvrent de manière uniforme les substrats qu'elles encroûtent (Figure III.30.A, B, C). Deux types de croûtes planes sont distinguées en fonction de leur mésofabrique : une croûte millimétrique à centimétrique présentant une mésofabrique homogène ou laminée (Figure III.30.B) et une croûte épaisse à mésofabrique *clotted* à colonnaire (Figure III.30.E). Ces dernières correspondent aux *sheet* et *pendant sheet* composées de *nodular* et *dense tufas* décrites dans Benson (1994).

Les (ii) **croûtes lobées** recouvrent les croûtes planes à mésosfabriques *clotted* à colonnaire (Figure III.30.C). Elle correspond aux morphologies *reef-form* et *girdles* (?) composées par les formes *pillow-form* et *pendulous* décrits par Benson (1994). Ces lobes présentent un cœur à mésosfabrique *clotted*, évoluant en mésosfabrique branchue puis recouverte par une couche cm à mésosfabrique colonnaire, puis laminée (Figure III.30.D). Cette macrofabrique présente des mésosfabriques similaires aux structures lobées composant la partie externe des colonnes.

TUBULAR BUSHES

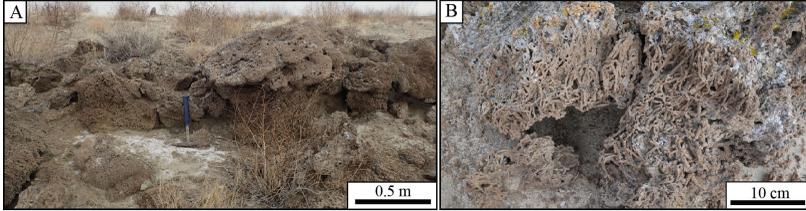


Figure III.31: Illustration des buissons tubulaires. A) Buissons tubulaires formant des dômes aplatis ; B) Détails des buissons tubulaires.

La dernière macrofabrique correspond à (5) des **buissons tubulaires** composés de fins tubes millimétriques enchevêtrés qui peuvent être assimilés à des algues (Figure III.31.A & B). Elles peuvent correspondre aux *algal denses laminated* de Benson *et al.* (2013b).

2.3. Microfabriques des dépôts carbonatés de Winnemucca

Les mésosfabriques sont composées d'une association de **6 microfabriques** identifiées en lames minces et décrites dans le Tableau III.6 et illustrées par les Figures III.32 et 33 : (1) péloïdale, (2) hybride en éventails ; (3) filamenteuses, (4) calcites scalénoédres ; (5) microsparitique et (6) micritique.

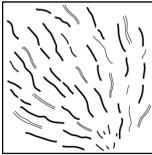
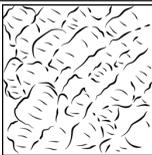
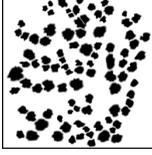
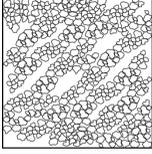
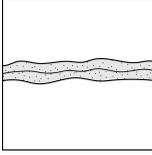
Micro fabrics	Key	Description	Figure
Filamentous		Molds of filaments organized in bundles or isolated and scattered in micritic matrix. Filaments can be associated with fan-like or peloidal microstructures. Filaments are straight or slightly curved, mainly presenting a single twig, but they can be bifurcated. Three sizes of filaments are identified: (1) Thick filaments (around 8-9 μm in diameter; 50 to 250 μm in length) are filled with dark matrix or empty with darker walls (1 to 2 μm in width). Some of them are segmented (7 to 25 μm in length). (2) Thin filaments (around 2-3 μm in diameter; up to 250 μm) appear dark and no walls are visible in microscope observations. (3) Large mm filaments (algal?) visible to the naked eyes. They are 100 μm in diameter and embedded in micritic to sparitic matrix.	III.32. A to D
Hydrib fan-like		Fan-shaped structures (50 to 600 μm thick) are made up of micrite to sparite. They present internal μm laminations (sometimes showing alternation of sparitic and micritic laminae). They display radiant features composed of elongated acicular dark structures (3 to 10 μm in length; filament?) or thin filaments molds (mainly thin filaments around 2-3 μm in diameter; rare thick and segmented filaments around 8-9 μm in diameter; 5 to 100 μm in length). Filaments are oriented perpendicular to outward-radiating boundaries. Fan-shaped form μm laminar or mm-columns.	III.32. E to H
Peloids		Dark round-shaped structures with diffuse and blurred edges. Their diameter varies from around 50 μm to 500 μm . They are organized either in branching or arborescent-shape or in columns or grouped in clusters. They are embedded in micrite matrix and sometimes associated with thin filaments.	III.33. A&B
Microsparite		Microsparite is composed of μm -sparitic grains (15 to 55 μm in diameter) which roughly form into laminae. Grains are nested to each other, more or less compactly. They can be associated with peloids with diffuse edges, thin filaments or hybrid structures.	III.33. C&D
Micrite		Dark micrite forming plane, wavy or bulbous to columnar laminae (from 500 to 6800 μm thick) with possible internal laminations. They also coat all the previous microfabrics or rest directly on the substrate. Some peloids with diffuse edges, thin filaments or hydrib structures can be observed.	III.32.E III.33 B, D, F
Calcite scalenocedra	Organized	Scalenocedra calcites (150 to 1800 μm in diameter) present clear internal crystal with well-marked edges mostly forming a hexagon surrounding by one or multiple μm -layers of calcite with rounded edges. They are linked to each other by dark micritic matrix.	III.33. E & F
	Disorganized	Scalenocedra calcites crystals, embedded in micritic matrix, are aligned to form geometric shapes as squares (edges with various sizes few mm to pluri-cm) or rhombus spearhead (edges with various sizes few mm to pluri-cm) nested within each other. Crystals are covered by dark micritic μm layers. The scalenocedra calcite crystals are disorganized.	

Tableau III.6 : Description des microfabriques.

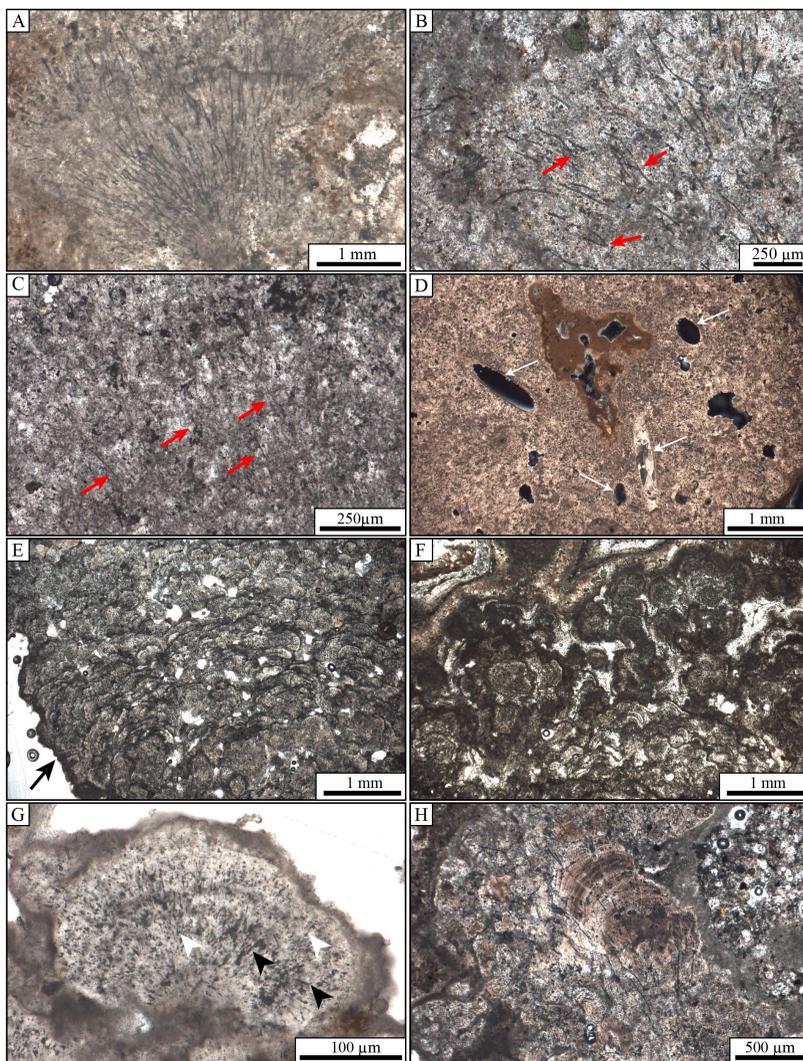


Figure III.32 : Illustration des microfabriques. A) Filaments s’organisant en bouquet dans une matrice micritique ; B) Détails des filaments montrant des bifurcations (flèches) ; C) Fins filaments isolés (flèches) dans matrice micritique ; D) Moules de larges filaments (algaires ?) dans une matrice micritique à sparitique ; E) Microfabrique hybride en éventails sparitiques micritiques formant plusieurs couches infra-mm se superposant ou F) formant de petites colonnettes d’un éventail montrant des structures radiantes sombres composées de cristaux aciculaires (flèches blanches) et filaments (flèches noires) ; H) Structure hybride présentant un éventail composé d’alternance micrite-sparite.

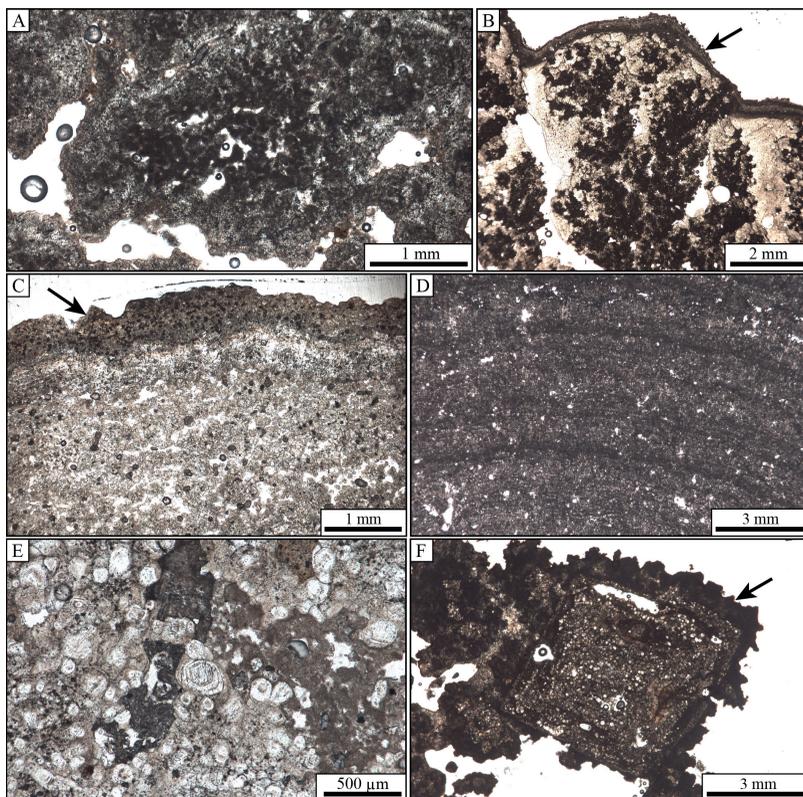


Figure III.33 : Illustration des microfabriques. A) Pélloïdes organisés en amas ; B) Pélloïdes organisés en arborescence recouverts par une lamine micritique (flèche noire) ; C) Microsparitique grossièrement laminée couverte par une croûte micritique (flèches) ; D) Microfabric micritique laminée ; E) Détails des calcites scalénoédrales ; F) Organisation des calcites scalénoédrales en carrés imbriqués les uns dans les autres et recouverte par une couche micritique (flèche noire).

3. Spatialisation des dépôts carbonatés dans le sous-bassin Winnemucca

Cette partie est basée sur une cartographie de trois des catégories de macrofabriques les plus représentatives du sous-bassin et susceptibles d'être identifiées sur images satellites (Figure III.34) : (1) les dômes hémisphériques ; (2) les colonnes et dômes complexes et (3) les croûtes. Les colonnes et les dômes sont regroupés car ils sont souvent associés dans un même espace géographique. La représentation cartographique a été réalisée avec l'aide d'Anaëlle Despiegalaere.

3.1. Matériels et méthodes

La cartographie est effectuée à partir des observations de terrain, notamment un transect réalisé à l'est du sous-bassin de Winnemucca (Figure III.23), des données bibliographiques et l'analyse d'images satellites. La cartographie basée sur les images satellites résulte d'une analyse visuelle des images et un report cartographique manuel des objets carbonatés. Les images satellites sont issues de Google Landsat / Copernicus fournit par Google Earth Pro 7.1.5 et images satellites Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO.

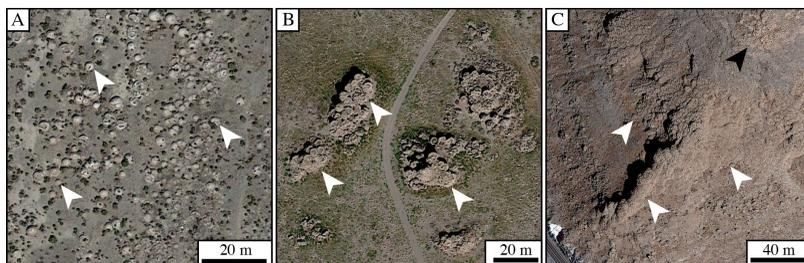


Figure III.34 : Vue satellite des macrofabriques cartographiés. A) Dômes hémisphériques (flèches blanches), 40°10.035'N 119°22.047'O ; B) Dômes complexes et colonnes (flèches blanches), 39°55.770'N 119°22.573'O ; C) Croûtes lobées (flèches blanches) et croûte homogène épaisse (flèche noire), 39°51.864'N 119°23.861'O. Images : Google Earth Pro V7.3.2.5776. (August 31, 2019). Nevada, USA. © 2020 Google. [February 17, 2020].

Les altitudes des macrofabriques sont obtenues en reportant les cartographies sur un modèle numérique de terrain à l'aide d'un logiciel de système d'information géographique (QGIS, version 2.14.0-Essen). Le modèle numérique de terrain (MNT) utilisé provient des dalles ASTER-GDEM ayant une résolution spatiale de 30 m (U.S. / Japan ASTER Science Team, 2009, ASTER Global Digital Elevation Model version 2, distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC). Les altitudes moyennes et les écarts-types des différentes catégories des macrofabriques sont calculés à partir des centroïdes de chacun des polygones cartographiés à

la main. Les différentes altitudes des terrasses sont basées sur les données bibliographiques de Benson (1994) et Benson *et al.* (2013b).

3.2. Transect : répartition verticale des macrofabriques

Le transect réalisé depuis le centre du lac Winnemucca (alt. 1150 m) jusqu'à l'altitude 1340 m est présenté sur la Figure III.35.A & B et permet d'illustrer la répartition des différentes macrofabriques en fonction de leur altitude.

La première zone de ce transect s'étend du centre du lac (alt. 1150 m) jusqu'au point 8 (alt. 1177 m). La première partie de cette zone (du centre au point 3 ; alt. 1154 m) est caractérisée par une pente douce couverte par une couche centimétrique d'évaporites avec quelques rares galets granitiques épars (Figure III.35.C). A partir du point 3, on note une évolution progressive vers des linéations de sédiments meubles formant des bandes d'iso-altitudes dont la largeur varie de 5 m à 20 m (Figure III.35.D). Elles sont constituées de sables à des microconglomérats avec parfois des blocs granitiques épars atteignant une taille métrique (Figure III.35.D & E). Elles sont interprétées comme des plages successives marquant les paléolignes de rivages (Adams et Rhodes, 2019). Les datations des paléolignes de rivages, présentes entre les altitudes 1231 m et 1177 m, montrent que celles-ci se forment à partir de 13 700 ans cal BP, c'est-à-dire après la chute du niveau d'eau suivant le *highstand* de Lahontan, jusqu'à l'assèchement du lac au début du siècle dernier (Adams et Rhodes, 2019). Aux altitudes respectives de ~1153 m et ~1170 m, deux linéations de plages sont caractérisées par la présence de macrofabrique *cow-pie* (Figure III.35.B & F). Entre les points 2 (alt. 1153 m) et 8 (alt. 1180 m), certains blocs et galets sont encroûtés par des croûtes planes à mésofabrique homogène (*structureless*) d'environ 1 cm d'épaisseur, (Figure III.35.G & H), réparties de manière discontinue sur environ 700 m. Entre les points 7 (alt. ~1170 m) et 8 (alt. ~1175 m ; Figure III.35.A & B), plusieurs linéations de plage successives sont caractérisées par la présence de nombreux dômes hémisphériques, qui s'étendent sur environ 170 m (Figure III.35.I). Les trois macrofabriques : (1) croûtes planes à mésofabrique homogène (*structureless*), (2) *cow-pie* et les (3) dômes hémisphériques ne sont pas observées au-delà de l'élévation de la terrasse de *Mud Lake* (1177-1183 m ; lignes vertes ; Figure III.35.A & B).

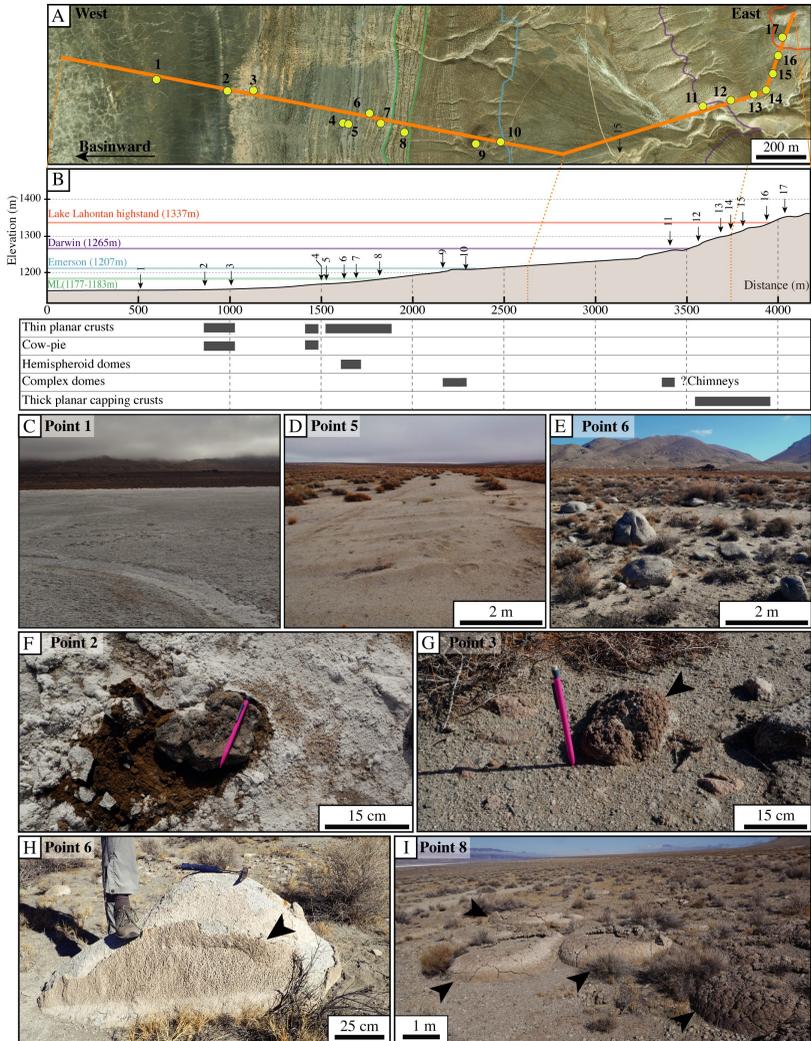


Figure III.35 : Transect du centre du lac jusqu'à l'altitude 1340 m. A) Vue satellite du transect montrant les points d'observation (Bing map © 2020 Microsoft Corporation © 2020 Digital Globe © CNES 52020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) ; B) Transect montrant les altitudes des sites d'observation et la répartition des différentes macrofabriques ; C) Centre du lac avec croûte évaporitique ; D) Linéation de plage formée par des dépôts sableux ; E) Galets et blocs épars parmi les linéations ; F) Macrofabrique cow-pie ; G) Croûte plane à mésofabrique homogène (flèche noire) encroûtant un galet ; H) Croûte plane à mésofabrique homogène (flèche noire) encroûtant un bloc granitique ; I) Dômes hémisphériques (flèches noires).

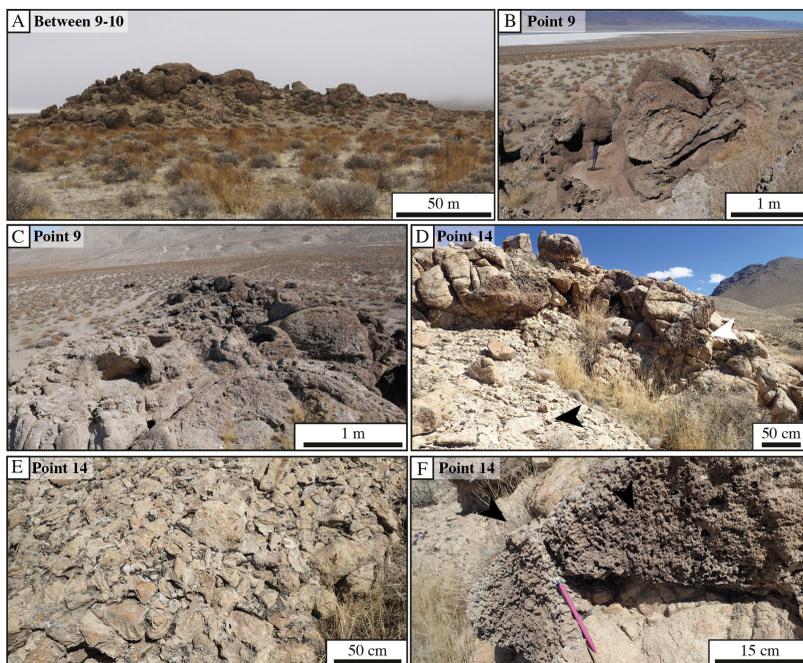


Figure III.36 : Illustration du transect des points 9 à 15. A) Dômes complexes coalescents formant un relief dans le paysage ; B) Pipes à la base des dômes complexes en forme de champignons ; C) Vue apicale montrant l'alignement des dômes complexes coalescents et leur érosion sommitale ; D) Terrasse composée de conglomérats à matrice carbonatée (flèche noire) et croûte plane à mésostructure clotted encroûtant des granodiorites (flèche blanche) ; E) Détails de la terrasse composée de conglomérats ; F) Détail de la croûte plane à mésofabrique clotted qui encroûte un affleurement à granodiorite (pointe du crayon).

Entre les points 8 (alt. 1177 m) et 10 (alt. 1265 m), les seules structures observées sont des dômes complexes coalescents qui forment des reliefs dans le paysage (Figure III.36.A). Ces structures sont alignées et forment des complexes qui peuvent s'étendre sur près de 150 m (entre le point 9 et 10) à une altitude ~1200-1210 m (pente ~ 6%). Certains dômes présentent, à leur base, des *pipes* leur donnant une forme en champignons (Figure III.36.B). Les sommets des dômes sont érodés laissant apparaître leur structure concentrique (Figure III.36.C). Ces structures se développent au niveau de l'élévation de la terrasse d'Emerson (1207 m ; ligne bleue ; Figure III.35.A & B).

Dans la même gamme d'altitude (i.e., entre les altitudes 1183 et 1205 m), se développent des structures présentant des mésofabriques similaires mais encroûtant des affleurements de roches endogènes. Le site « *spurs* » (alt. 1183-1195 m ; Figure III.23) situé au sud-est de Winnemucca montre un affleurement de rhyolites couvert par plusieurs couches de

mésosofabriques cristallines et branchues formant un encroûtement de plusieurs mètres d'épaisseur (Figure III.37). Les rhyolites sont bréchifiées et cimentées par une matrice carbonatée. Les cartes géologiques de la région indiquent que les rhyolites se mettent en place à l'Oligo-Miocène (Van Buer, 2012). Cependant, des rhyolites bréchifiées affleurent également dans la Sierra Nevada, et sont datées du Dévonien. Elles sont interprétées comme des brèches pépéritiques résultant du refroidissement, de la fragmentation et du mélange de la rhyolite avec des sédiments marins humides et meubles (Hanson et Schweickert, 1982).

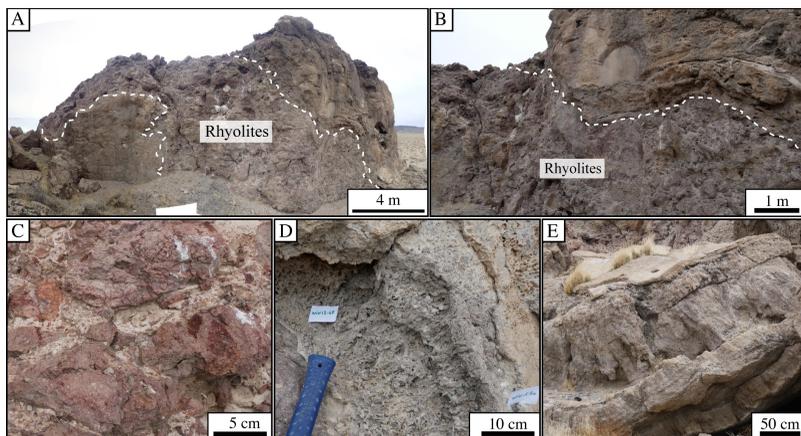


Figure III.37 : Illustration des dépôts carbonatés sur le site « spurs ». A) Dépôts carbonatés encroûtant un affleurement de rhyolite ; B) Détail du contact entre les dépôts carbonatés et les rhyolites ; C) Détails des rhyolites bréchifiées liées par un ciment carbonaté ; D) Transition entre mésosofabrique cristalline et branchue ; E) Couches à mésosofabriques cristallines (thinolites) montrant des épaisseurs de plus de 50 cm.

Entre les points 10 (1263 m) et 15 (1340 m), le transect est caractérisé par une pente plus accentuée (~ 20%) où affleurent des granodiorites, et est marquée par la présence de plusieurs terrasses conglomératiques aux altitudes 1275 m (point 12), 1305 m (point 14) et 1334 m (point 16 ; Figures III.35.A & B ; III.36.D & E).

Du point 11 (alt. 1275 m) au point 15 (alt. 1340 m), des croûtes planes avec des mésosofabriques *clotted* d'épaisseur ~ 10-15 cm sont observées de manière quasi continue. Ces croûtes colonisent les substrats durs, notamment les affleurements de granodiorites et les terrasses conglomératiques qui se situent aux points 12 (alt. 1275 m) et 14 (alt. 1305 m ; Figure III.36.D & F). Les premières croûtes s'installent sous l'élévation de la terrasse de Darwin (ligne violette) et ne dépassent pas l'altitude de la terrasse du *Lahontan highstand* (1337 m ; ligne orange ; Figure III.35.A & B).

3.3. Cartographie de la répartition des dépôts carbonatés

La réalisation de plusieurs transects et les observations ponctuelles tout autour du paléolac nous ont mis en évidence une répartition spatiale non aléatoire des macrofabriques. La cartographie des différentes catégories de macrofabriques montre qu'elles se répartissent selon une gamme d'altitude précise (Figure III.38). Le Tableau III.7 synthétise les altitudes moyennes, écart-types, altitudes minimales et maximales.

Macrofabriques	Altitude moyenne	Écart-type	Altitude minimale	Altitude maximale
Dômes hémisphériques	1177 m	±23 m	1153 m	1297 m
Colonnes & dômes complexes	1204 m	±13 m	1157 m	1242 m
Croûtes	1252 m	±36 m	1164 m	1395 m

Tableau III.7 : Altitudes moyennes, écarts-types, minimales et maximales des macrofabriques calculées à l'aide du logiciel QGIS à partir de la cartographie des macrofabriques et du MNT.

- **Dômes hémisphériques (~1176 ± 23 m)**

La cartographie des dômes hémisphériques montre que ceux-ci se répartissent autour du lac asséché de Winnemucca (points jaunes ; Figure III.38) et l'altitude moyenne où ils se développent est 1177 m ± 23 m (Tableau III.7). Cette altitude correspond à l'altitude de la terrasse de *Mud Lake* (1777 m). Ces dômes n'ont pas été décrits dans la littérature et ne semblent pas avoir d'équivalent dans le sous-bassin de Pyramid. Les mésofabriques cristallines qui les composent pourraient s'apparenter aux thinolites décrites sur les bords du lac Pyramid (sites de *Pelican Point* et *Blanc Tetons*) à une altitude de 1162 m. Toutefois, les couches de thinolites de Pyramid sont beaucoup plus épaisses (pluri-décimétriques) et multiples, contrairement à la couche pluri-centimétrique et unique des dômes hémisphériques. De plus, les *young thinolites* du sous-bassin de Pyramid présentent des âges entre 24 740 ± 220 et 24 080 ± 210 ans cal BP (Benson 2013b ; Annexe 1). Dans le sous-bassin de Winnemucca, Adams et Rhodes (2019) montrent que des concrétions carbonatées datées entre ~19 550 et 23 460 ans cal BP sont ensevelies sous les sédiments des paléo-lignes de rivages plus récents. De ce fait, si les dômes s'étaient formés en même temps que les thinolites de Pyramid, ceux-ci auraient probablement été recouverts par des sédiments. Or, les dômes hémisphériques affleurent relativement bien autour du lac indiquant qu'ils se sont probablement formés récemment. Ils sont, en majorité, situés sous les élévations de la terrasse de Mud Lake (1177-1183 m) et la formation des paléo-lignes de rivages situées à une altitude inférieure à 1183 m semblent être récente dans l'histoire du lac et se former entre 4 060-3 780 ans cal BP (âges radiocarbone, à 1187 m) et l'actuel (50 ± 70 ; 20 ± 60 ans ; âges obtenus par luminescence stimulée par infra-rouge ; IRSL : infrared-stimulated luminescence ; Adams et Rhodes, 2019).

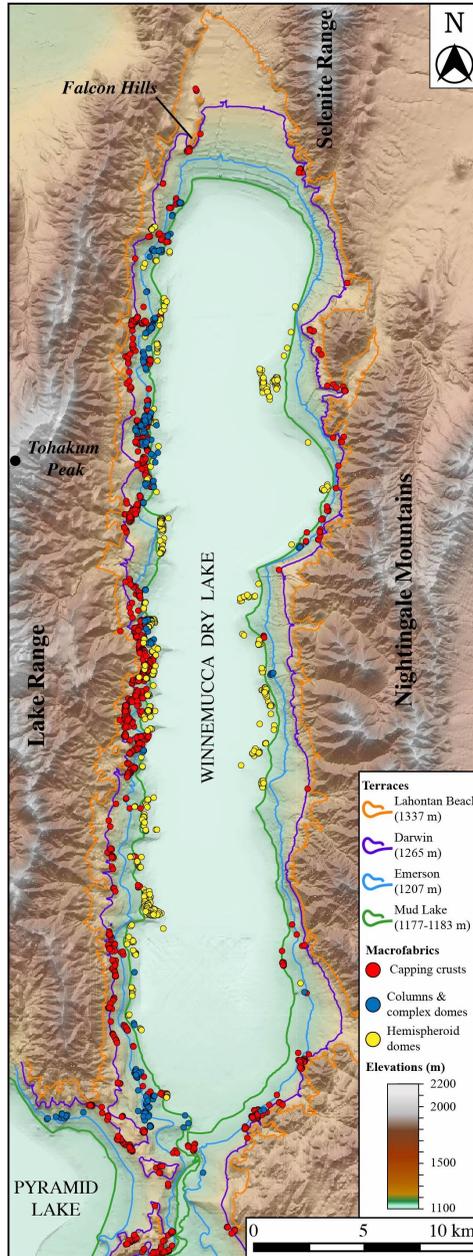


Figure III.38 : Distribution trois catégories de macrofabriques et position des quatre terrasses : Lahontan Beach, Darwin, Emerson et Mud Lake ; au sein du sous-bassin de Winnemucca (Nevada, USA).

- **Colonnes et dômes complexes (~1204 ± 13 m)**

Les colonnes et dômes complexes ont été regroupés dans la même famille cartographique car ces macrofabriques sont spatialement associées. Elles se répartissent principalement sur la bordure ouest du sous-bassin de Winnemucca et notamment au sud du *Lake Range* et au niveau de *Tohakum Peak* (points bleus ; Figure III.38). Elles se développent à une altitude moyenne de 1204 ± 13 m (Tableau III.7). De ce fait, les macrofabriques se trouvent à proximité de la terrasse d'Emerson (1207 m ; ligne bleue ; Figure III.38). Ces structures se développent dans la même gamme d'altitude mais sans correspondre à de véritables lignes de rivage comme c'est le cas pour les dômes hémisphériques précédemment décrits. **Les dômes complexes** de Winnemucca montrent des morphologies semblables aux structures présentes dans le sous-bassin de Pyramid situées à *Popcorn Rocks*, *Blanc Tetons* et *Pelican Point* (macrofabriques en dômes avec une structure concentrique composées de mésosfabriques similaires : cristalline ou *branching* parfois associées à des *pipes*). Cependant, les structures à Winnemucca sont moins développées (1 à 3 m de hauteur à Winnemucca contre une dizaine de mètres à Pyramid). Leur altitude moyenne de développement (1207 m) diffère également de celle du développement des structures de Pyramid qui se trouvent entre 1160 et 1162 m. Les différentes élévations traduiraient une croissance diachrone de ces différentes structures. Cette différence pourrait résulter de différence topographique de ces deux sous-bassins. Le fond du sous-bassin de Pyramid est l'un des plus bas du Grand Bassin avec une élévation à ~1051 m (3450 pieds ; [Coolbaugh et al., 2007](#)) tandis que le point le plus bas du sous-bassin de Winnemucca est à une altitude ~1146 m. De ce fait, lorsque le niveau d'eau est bas, l'accommodation est importante dans le sous-bassin de Pyramid, tandis qu'elle est réduite, voire nulle, dans le sous-bassin de Winnemucca. De plus, Adams et Rhodes (2019) forment l'hypothèse que lorsque le niveau d'eau est inférieur à l'altitude 1182 m, le lac Winnemucca se comporte comme un grand bac d'évaporation, les taux d'évaporation étant supérieurs aux apports d'eau par la rivière Truckee. De ce fait, lorsque le niveau d'eau est bas à Pyramid, le lac Winnemucca est probablement asséché. Ceci peut alors expliquer pourquoi les dômes complexes de Winnemucca ne sont pas aussi développés que ceux de Pyramid et qu'ils s'observent à plus haute altitude. L'accommodation nécessaire au développement des dômes à Winnemucca ne serait atteinte que lorsque le niveau d'eau est suffisamment haut (au-dessus du seuil de Mud Lake). Il est alors probable que la formation des dômes du lac Pyramid a débuté avant les structures de Winnemucca, justifiant que les *old thinolites* et *old branching* ne soient pas identifiées dans le sous-bassin de Winnemucca. Les *old branching* affichent des âges entre $40\,200 \pm 920$ et $23\,520 \pm 220$ ans cal BP, alors que les couches les plus anciennes de thinolites datées par DeMott et al. (2019) à l'intérieur des dômes complexes de Winnemucca affichent des âges médians calibrés plus jeunes (entre 23 400 et 18 800 ans cal BP). De ce fait, lorsque le niveau d'eau est bas, l'accommodation est importante dans le sous-bassin de Pyramid, tandis qu'elle est réduite, voire nulle, dans le sous-bassin de Winnemucca. De plus, Adams et Rhodes

(2019) forment l’hypothèse que lorsque le niveau d’eau est inférieur à l’altitude 1182 m, le lac Winnemucca se comporte comme un grand bac d’évaporation, les taux d’évaporation étant supérieurs aux apports d’eau par la rivière Truckee. De ce fait, lorsque le niveau d’eau est bas à Pyramid, le lac Winnemucca est probablement asséché. Ceci peut alors expliquer pourquoi les dômes complexes de Winnemucca ne sont pas aussi développés que ceux de Pyramid et qu’ils s’observent à plus haute altitude. L’accommodation nécessaire au développement des dômes à Winnemucca ne serait atteinte que lorsque le niveau d’eau est suffisamment haut (au-dessus du seuil de Mud Lake). Il est alors probable que la formation des dômes du lac Pyramid ait débuté avant les structures de Winnemucca, justifiant que les *old thimolites* et *old branching* ne soient pas identifiées dans le sous-bassin de Winnemucca. Les *old branching* affichent des âges entre $40\,200 \pm 920$ et $23\,520 \pm 220$ ans cal BP, alors que les couches les plus anciennes de thimolites datées par DeMott *et al.* (2019) à l’intérieur des dômes complexes de Winnemucca affichent des âges médians calibrés plus jeunes (entre 23 400 et 18 800 ans cal BP).

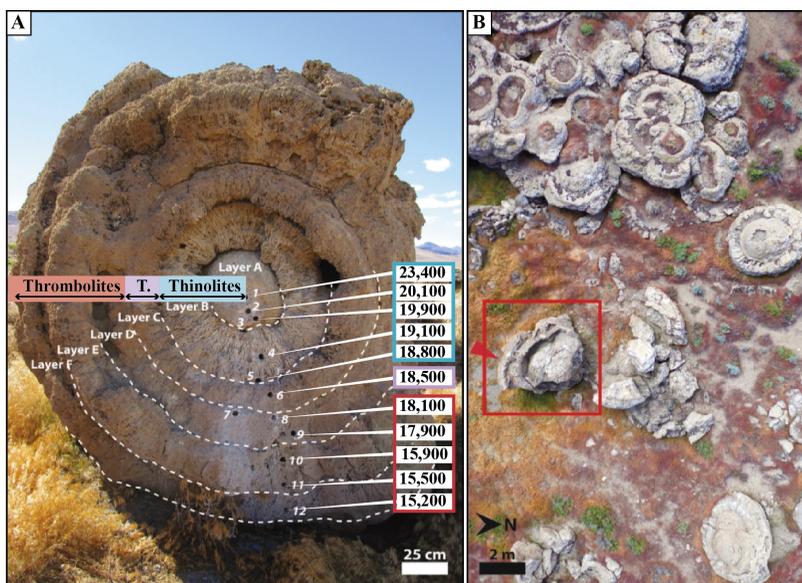


Figure III.39 : Structures correspondant aux dômes complexes étudiés par DeMott *et al.* (2019) ; A) Position des échantillons et leur âges calibrés médians respectifs ; chacune des couches de la structures est définie par un changement de texture ; le cœur en composé de 2 couches de thimolites (mésosfabriques cristallines) ; couches A et B), la couche C correspond à une transition entre thimolites-thrombolites (T.) ; correspondant à une mésosfabrique hybride ; les couches D, E et F sont identifiées comme des thrombolites et peuvent correspondre aux mésosfabriques colonnaires, branching et clotted décrites dans ce travail. B) Photographie aérienne montrant la position de l'objet échantillonné parmi d'autres dômes complexes, identiques à ceux cartés dans cette étude (modifiés d'après Demott *et al.*, 2019).

Les **colonnes** du sous-bassin de Winnemucca sont associées aux dômes complexes mais ont des reliefs synoptiques plus importants : certaines colonnes atteignent 15 m de hauteur (Figure III.40.A). Des objets similaires (présentant un cœur composé de *pipes* sur lesquels s'installent des structures lobées) sont rapportés au sud-est du sous-bassin de Pyramid, à *DogHead Rocks* (Figure III.17 ; Figure III.40.B ; [Benson et al., 1995](#) ; [2013b](#)).

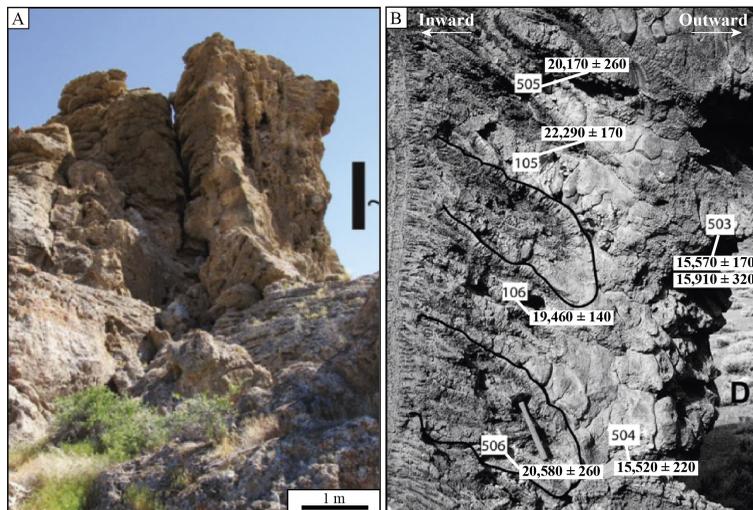


Figure III.40 : A) Colonne de Winnemucca étudiée par [DeMott et al. \(2020\)](#) ; B) Structures lobées de *DogHead Rocks* (les pipes se situant à gauche sur la gauche ne sont pas visibles) et leurs âges calibrés, modifié d'après [Benson et al. \(2013b\)](#).

La morphologie de ces structures suggère que les colonnes se forment sous l'eau, comme suggéré par [Coolbaugh et al. \(2009\)](#) et d'autres exemples de colonnes lacustres (Big Soda Lake, [Rosen et al., 2004](#) ; lac Assal, Djibouti, [Gasse et Fontes, 1989](#) ; lac Abhé, Djibouti, [Dekov et al., 2014](#)). Les colonnes de Winnemucca se développent à l'altitude ~1213 m et celles de *DogHead Rocks* à ~1217 m. Ces altitudes se trouvent juste sous le seuil d'Astor Pass (1222 m). A l'altitude de formation des colonnes (<1222 m), les sous-bassins de Pyramid, de Winnemucca et de *Smoke Creek-Black Rock Desert* étaient connectés. Lorsque le niveau d'eau a atteint le seuil d'Astor Pass, le déversement dans le sous-bassin du lac Honey a pu entraîner une stabilisation du niveau d'eau permettant le développement des colonnes. Cependant, ce seuil n'est pas signifié par une terrasse ou par l'érosion de certains édifices, suggérant que la stabilisation du niveau a pu être brève. La partie externe des colonnes composée de lobes se superposant les uns sur les autres semblent indiquer que ces structures se sont mises en place progressivement du bas vers le haut des colonnes, indiquant une augmentation du niveau d'eau. Des datations radiocarbone ont été effectuées sur les colonnes de Winnemucca (alt. 1213 m) par [DeMott et](#)

al. (2020). Bien que la position des échantillons sur la colonne ne soit pas précisément localisée, il est indiqué que les datations ont été effectuées sur les parties lobées. Les âges calibrés médians obtenus varient entre 18 520 à 20 120 ans cal BP. Dans le sous-bassin de Pyramid, les datations effectuées par Benson *et al.* (1995 ; 2013b ; Figure III.39.B) sur des équivalents des colonnes à Dog Head Rocks (~1217 m) montrent que les âges des *pipes* varient entre 26 330 ± 430 et 21 630 ± 180 ans cal BP tandis que les structures lobées (*pillow-forms*) présentent des âges entre 22 700 ± 240 à 19 030 ± 220 à leur base, et entre 15 910 ± 320 à 15 520 ± 220 ans cal BP à leur extrémité (alt. 1216-1217 m ; Benson *et al.*, 2013b ; Figure III.39.B). Les âges à la base des structures lobées sont cohérents avec les âges proposés par DeMott *et al.* (2020). Cependant, les extrémités des structures sont susceptibles d'avoir subi une altération météoritique et/ou une recristallisation secondaire qui fait apparaître les âges plus jeunes. Au contraire, la mise en place des *pipes* peut être liée à un apport de carbone mort et ainsi faire apparaître plus vieux les âges.

- **Croûtes lobées et croûtes planes à mésofabrication *clotted-columnnaires* (1252 ± 36 m)**

Les croûtes se répartissent autour du sous-bassin de Winnemucca, avec une densité plus importante sur la bordure est (Figure III.38). Elles se développent en moyenne entre 1216 et 1289 m d'altitude (Tableau III.7). Leur répartition à iso-altitude autour du sous-bassin suggère que les croûtes se sont développées en suivant les paléo-lignes de rivages. Elles sont également réparties à la même altitude dans les sous-bassins de Pyramid et de Winnemucca suggérant que, durant leur développement, les deux sous-bassins étaient réunis et fonctionnaient comme une même entité. Les différentes croûtes se superposent (Figure III.41), donc il n'est pas possible, en image satellite, de les différencier et elles ont donc été regroupées dans la même famille cartographique. Cependant, les observations de terrains ont montré que les deux phases majeures de croûtes peuvent se différencier et que celles-ci ne se développaient pas au-delà d'une certaine altitude. Benson (1994) indique que les croûtes lobées (correspondant aux *palmate* et *pillows forms* constituant les *reefs*) ne sont pas trouvées au-delà de l'altitude de 1265 m, correspondant à la terrasse de Darwin (ligne violette, Figure III.38). La morphologie des lobes se superposant les uns sur les autres suggèrent que leur développement suit l'augmentation du niveau du plan d'eau. Cette observation associée à l'arrêt franc des croûtes lobées dans l'ensemble du bassin à l'altitude 1265 m suggère que le niveau d'eau s'est stabilisé à cette altitude, arrêtant le développement des structures au-delà de cette altitude. Cette stabilisation du niveau d'eau pourrait être expliquée par le déversement de l'eau dans le sous-bassin du désert de Carson via le seuil de Darwin. Ceci n'est possible que si le niveau d'eau est en phase d'augmentation et si le niveau d'eau dans le sous-bassin de Carson n'atteint pas cette altitude.

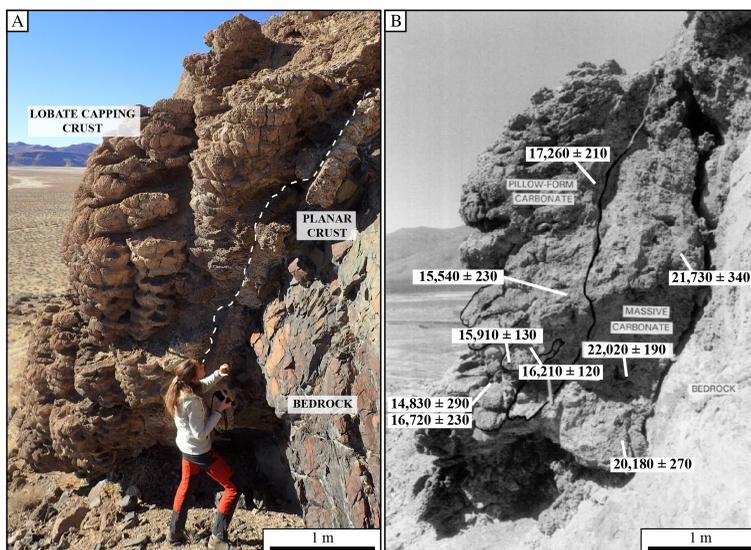


Figure III.41 : A) Illustration de la superposition des croûtes lobées (lobate capping crusts) et des croûtes planes épaisses, « site North » (alt. 1263 m) et comparaison avec B) les « pillow-form tufas » des « reef tufas », et les âges radiocarbone calibrés (Benson et al., 2013b) ; modifiée d'après Benson (1993).

Les croûtes planes à mésosfabriques *clotted*-columnaires (équivalent des *massive carbonate*, *dense nodular tufa*, *sheet* et *pendant sheet*) ne dépassent pas l'altitude 1330 m (Benson, 1994). Cette altitude ne correspond pas à un seuil connu et pourrait résulter d'une stabilisation du lac ayant atteint son altitude maximale, cette phase de croissance est donc à dissocier du *highstand* de Lahontan à 15 500 ans cal BP qui atteint l'altitude de 1337 m. Il n'existe pas d'argument pour montrer si cette croûte se développe durant une période d'élévation ou de baisse du niveau d'eau.

Les deux croûtes doivent être dissociées car leur agencement et leur altitude maximale (1265 m pour les croûtes lobées et 1330 m pour les croûtes planes à mésosfabriques *clotted*-columnaires) suggèrent qu'elles se forment de manière diachrone. Le recouvrement des croûtes planes à mésosfabriques *clotted*-columnaires par les croûtes lobées montrent que ces dernières se forment postérieurement. Ces observations sont appuyées par les datations radiocarbone : en effet, l'âge radiocarbone respectif des croûtes montrent qu'elles sont séparées d'au moins 3 000 ans. Les croûtes datées par Benson (1993) et Benson et al. (2013b) sont situées à *Marble Bluff* (sud de Winnemucca) à l'altitude 1251 m (Figure III.17). Ces travaux montrent que la première croûte couvrant le substratum présente des âges radiocarbone entre 22 020 ± 190 à 20 180 ± 270 ans cal BP (Figure III.41.B). Tandis que la croûte lobée affiche des

âges radiocarbones plus jeunes : entre $17\,260 \pm 210$ à $14\,830 \pm 290$ ans cal BP. L'âge obtenu par DeMott *et al.* (2020) sur les croûtes lobées (nommés *drapping frondose tufas*) du nord du sous-bassin de Winnemucca (*Falcon Hills*, Figure III.38; alt. 1233 à 1250 m) varient entre 15 130 et 14 710 ans cal BP pour les structures se trouvant à 1233 m d'altitude et 13 490 ans cal BP pour l'échantillon à 1251 m. L'âge présenté pour ces croûtes apparaît probablement plus jeune. En effet, ces croûtes, se trouvant à plus hautes altitudes que les autres structures, sont susceptibles d'avoir été émergées plus longtemps et donc soumises à une altération météoritique, impactant les âges radiocarbones. Même en prenant en compte cette contamination au carbone moderne, le gap d'environ 3 000 ans entre les deux croûtes, permet raisonnablement de conclure que ces deux croûtes se sont formées de manière diachrone.

L'ensemble des âges discutés dans ce paragraphe associé aux différentes macrofabriques est synthétisé dans le Tableau III.8 et détaillé dans l'Annexe 1.

Catégories de macrofabriques	Détails des macrofabriques	Altitude min.	Altitude max.	Age min (ans calibrés)	Age max (ans calibrés)
Dômes hémisphériques	-	1154 m	1200 m	4 060-3 780 (âges médians $\mu_C^{(b)}$)	Actuel ^(b)
Colonnes	Colonne-Pipes	1191 m	1217 m	21 630 \pm 180 ^(c)	22 700 \pm 240 ^(c)
	Colonne-Lobées	1191 m	1217 m	14 830 \pm 290 ^(c) 18 520 ^(d)	17 260 \pm 210 ^(c) 20 120 ^(d)
Dômes complexes	Dômes – cœur cristallin	1191 m	1217 m	18 800 ^(e)	23 500 ^(e)
	Dômes - Transition	1191 m	1217 m	18 400 ^(e)	19 100 ^(e)
	Dômes – couches externes colonnaire-branching- <i>clotted</i>	1191 m	1217 m	15 200 ^(e)	18 100 ^(e)
Croûtes	Planes	1216 m	1330 ^(a) m	20 180 \pm 270 ^(c)	22 020 \pm 190 ^(c)
	Lobées	1216 m	1265 ^(a) m	14 830 \pm 290 ^(c)	17 260 \pm 210 ^(c)
				13 490 ^(d)	15 130 ^(d)

Tableau III.8 : Tableau synthétisant l'ensemble des informations sur les différentes macrofabriques : altitudes moyennes et âges minimaux et maximaux en fonction des données de la littérature : (a) altitudes maximales d'après Benson (1994) ; (b) âges calibrés d'après Adams et Rhodes (2019) ; (c) âges calibrés d'après Benson et al. (2013b) ; (d) âges médians calibrés d'après DeMott et al. (2020) ; (e) âges médians calibrés d'après DeMott et al. (2019).

4. Origine biotique – abiotique des dépôts lacustres de Winnemucca

Les descriptions à macro, méso et micro-échelle des dépôts carbonatés pléistocènes du lac asséché de Winnemucca (Nevada, USA) permettent de discuter l'origine biotique ou abiotique de ces dépôts.

4.1. Influence abiotique

4.1.1. Sources souterraines ou géothermales

Les *pipes*, constituant la base des dômes complexes et le cœur des colonnes, sont interprétés comme se formant à l'orifice de sources sous-lacustres (Coolbaugh *et al.*, 2009). Dans le lac Pyramid, certaines colonnes se trouvent à l'aplomb de sources actuelles et sont associées à des sources non thermales froides (à *Popcorn Rocks* ; Coolbaugh *et al.*, 2009), à des sources géothermales (*Needles rocks* ; Arp *et al.*, 1999 ; *Pyramid Rocks* ; Coolbaugh *et al.*, 2009) ou encore à des systèmes hydrothermaux aveugles (sans résurgence visible) qui se placent le long de failles (Astor Pass ; Vice *et al.*, 2007). Les *pipes* se forment lorsque les eaux (chaudes) riches en calcium se mélangent dans les eaux alcalines du lac, créant un environnement sursaturé vis-à-vis des minéraux carbonatés et entraînant la précipitation des minéraux (Benson, 1994) comme cela est également observé dans le lac Mono (États-Unis ; Arp *et al.*, 1999), le lac Big Soda (États-Unis ; Rosen *et al.*, 2004), le lac Van (Turquie, Cukur *et al.*, 2015), ou dans les lacs de la région du Rift des Afar (e.g., Dekov *et al.*, 2014). Les *pipes* du bassin de Winnemucca présentent des microstructures similaires montrant notamment la présence de filaments qui encroûtent un cœur composé de grains scalénoédres qui sont assimilés à des cristaux de thinolites.

4.1.2. Formation de la thinolite

Les mésosofabriques cristallines composant les couches internes des dômes hémisphériques et complexes sont communément appelées « thinolites ». Les thinolites, composées de calcite, sont décrites pour la première fois par King (1878), qui les nomme ainsi d'après le mot grec *thinós* qui signifie rivage car elles se trouvent autour du lac Pyramid. Son origine reste assez énigmatique et plusieurs interprétations sont proposées : pseudomorphose de gaylussite ($\text{Na}_2\text{CO}_3\text{CaCO}_3\cdot 5\text{H}_2\text{O}$; King, 1978), isomorphe de phosgénite ($\text{CaCl}_2, \text{PbCO}_3$; Dana, 1884) ou pseudomorphose d'aragonite (Jones *et al.*, 1914). Aujourd'hui, les thinolites sont considérées comme des cristaux résultant d'une pseudomorphose d'ikaïte (e.g., Shearman *et al.* 1989 ; Benson, 1994 ; DeMott *et al.*, 2019). L'ikaïte est un minéral de composition chimique $\text{CaCO}_3\cdot 6\text{H}_2\text{O}$; soit un hexahydrate de carbonate de calcium (Shearman *et al.* 1989 ; Council et

Bennett, 1993 ; Bischoff *et al.*, 1993a). La croissance de l'ikaite se fait à une température basse entre 0 et 4°C dans des eaux alcalines riches en orthophosphate de magnésium ou en magnésium (Bischoff *et al.*, 1993a ; Huggett *et al.*, 2005 ; Zhou *et al.*, 2015). En revanche, ce minéral est métastable, et est rapidement désintégré lorsque la température augmente (Bischoff *et al.*, 1993a). De ce fait, la formation d'ikaite se produit dans des environnements froids, comme par exemple dans le fjord d'Ikka, au Groenland (e.g., Buchardt *et al.*, 1997 ; 2001) ou en Antarctique (e.g., Dieckmann *et al.*, 2010). Cependant, des travaux montrent que l'ikaite se forme également près des événements hydrothermaux marins (e.g., Ludwig *et al.*, 2006). En domaine lacustre, Council et Bennett (1993) et Bischoff *et al.* (1993b) observent, dans le lac Mono, la formation de cristaux d'ikaite dans les zones de mélange où les sources entrent dans le lac. Bischoff *et al.* (1993b) montrent que l'ikaite précipite dans une eau dont la température varie entre 8 et 42°C et que les sources sont caractérisées par un faible pH, une faible activité radiocarbone et un mélange entre des eaux souterraines et géothermales profondes. Dès lors, une relation entre la présence des sources hydrothermales sous-lacustres et des thinolites est suggérée (e.g., DeMott *et al.*, 2019). Cette hypothèse est cohérente avec la présence de *pipes* observées sous les dômes complexes à Winnemucca mais également avec le fait que les colonnes constituées de *pipes* et les dômes complexes composés de thinolites se trouvent associés. De même, les calcites scalénoédrales, composant l'intérieur des *pipes* (colonnes et dômes ; Figure III.33.E), sont identiques aux calcites scalénoédrales organisées composant les thinolites (Figure III.33.F), argue également pour lien entre les sources sous-lacustres et la formation des thinolites.

Pour la formation des dômes hémisphériques, qui ne présentent a priori pas de *pipes* à leur base, DeMott *et al.* (2019) proposent qu'en l'absence de *pipes* sous les dômes, ceux-ci se forment à l'aplomb d'une zone où une source entre dans le bassin de manière diffuse. Cette hypothèse est possible si on considère que ces structures se développent sur des terrasses sableuses à microconglomératiques présentant une forte porosité et en connexion avec une nappe phréatique apportant les éléments de manière diffuse. Cependant, un mécanisme alternatif peut être proposé, si on considère la présence de dômes « stromatolitiques » dans les salars andins montrant des morphologies très proches de celles des dômes hémisphériques du lac Winnemucca (Figure III.42 ; Herrero, 2018). Ces structures se forment en six étapes : (1) croissance des tapis microbiens et formation d'une première couche minérale (gypse) ; (2) formation des dômes par piégeage des gaz sous le tapis microbien hermétique ; (3) développement de la couche de gypse ; (4) exposition des dômes à un environnement subaérien et détérioration des tapis microbiens ; (5) ouverture des dômes et remplissage de la cavité centrale ; (6) dégradation finale des structures (Herrero, 2018). Les dômes hémisphéroïdes de Winnemucca pourraient résulter de la combinaison de ces mécanismes. Adams et Rhodes (2019) forment l'hypothèse que lorsque le niveau d'eau est inférieur à l'altitude 1182 m, le lac Winnemucca se comporte comme un grand bac d'évaporation, les taux

d'évaporation étant supérieurs aux apports d'eau par la rivière Truckee. De ce fait, cela peut expliquer pourquoi les dômes hémisphériques sont uniquement observés dans le sous-bassin de Winnemucca où la configuration du lac permet l'installation de conditions de salar. De plus, les mésosfabriques hydrides (cristalline-clotted ou columnaire) montrent une transition depuis une mésosfabrique cristalline (thinolites) vers une mésosfabrique résultant d'une activité microbienne qui permettrait la préservation des fragiles cristaux prismatiques des thinolites.

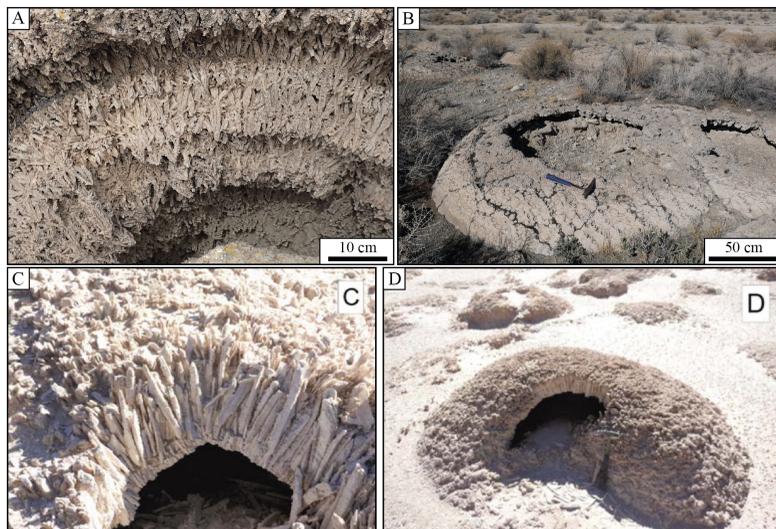


Figure III.42 : Comparaison entre les structures de Winnemucca (A et B ; cette étude) et des salars andins (C et D ; modifié d'après [Herrero, 2018](#)) ; A) Détails des thinolites de Winnemucca ; B) Dômes hémisphériques de Winnemucca ; C) Détails des cristaux prismatiques du gypse des « stromatolites » ; D) « Stromatolites » de gypses en dôme.

4.2. Influence microbienne

Même si la formation de certaines structures dépend de processus abiotiques, les micro-organismes participent à la minéralisation des structures (lac Pyramid, [Arp et al., 1999](#) ; lac Mono, [Brasier et al., 2018](#)) ou à leur préservation (i.e. préservation des thinolites). Des analyses texturales, pétrographiques, géochimiques et les données ADN des structures lobées des croûtes et de la partie externe des colonnes suggèrent que leur formation est influencée par de processus microbiens et en particulier des communautés photosynthétiques et thermophiles ([DeMott et al., 2020](#)).

L'étude pétrographique des microfabriques plaide pour une origine biotique (microbienne ou algale) pour la plupart des dépôts de Winnemucca. De nombreux filaments sont observés

dans les différentes microfabriques, et plus particulièrement dans la **microfabrique filamenteuse** (Figure III.32.A à D). Cette dernière compose les mésosfabriques *clotted* des dômes hémisphériques, des tubes centraux des colonnes et les mésosfabriques colonnaires des colonnes ainsi que les buissons tubulaires. Ces derniers sont constitués de larges moules de filaments, similaires aux structures d'algues vertes *Cladophorites* observées dans le bassin des Limagnes (Freytet, 2000 ; Wattinne *et al.*, 2003) ou dans le Ries Crater en Allemagne (Riding, 1979 ; Christ *et al.*, 2018). Les autres filaments peuvent être apparentés aux microstructures filamenteuses qui ont été identifiées dans les deux chapitres précédents pour lesquels nous avons mis en avant l'influence biotique des précipitations. Ces microstructures filamenteuses rappellent également les dépôts microbiens décrits dans le bassin de Bonneville (Vennin *et al.*, 2019). La cartographie ionique par NanoSIMS des filaments des structures du lac Mono (semblables aux filaments présents dans cette étude) indique que des biofilms sont à l'origine des points de nucléation de calcite montrant l'influence des tapis microbiens dans la formation des structures « en cheminées » (Brasier *et al.*, 2018).

Les **microstructures hybrides en éventails** (Figure III.32. E à H) composent une grande partie des croûtes, ainsi que les parois externes des tubes des dômes complexes et des colonnes (Tableau III.5). Ces structures présentent des similitudes avec les *fan shrubs* des travertins de Turquie (Claes *et al.*, 2017), les *crystal fan cemenstones* dans les travertins italiens (Della Porta, 2015), *Broutinella arvernensis* des stromatolites lacustres oligo-miocènes des Limagnes (Freytet, 2000 ; Wattinne *et al.*, 2003 ; Roche *et al.*, 2018), ou encore les *fan-like sparitic microstromatolites* dans les oncoïdes du Lac Magadi (Kenya ; Casanova, 1994). Della Porta (2015) constate que ce type de structures se forme préférentiellement dans des milieux où la précipitation est favorisée par un fort contrôle physico-chimique, en particulier dans des milieux de mélanges d'eau (*spring mounds*) ou d'apport de CO₂ (travertin hydrothermal ou tufa fluviale). Cependant, Claes *et al.* (2017) adhèrent à une influence biotique pour ces structures notamment au vu de leur forme en éventails et de l'alternance de lamine micritique et sparitique. Ils se basent sur les travaux de Dupraz (2009 a ; b) pour suggérer que la minéralisation soit biologiquement influencée par une plus grande diffusion verticale des ions, donnant une forme en éventail à ces structures. Tandis que les lamines micritiques sont expliquées par une médiation microbienne et les lamines sparitiques résultent d'un changement des conditions locales d'alcalinité et de saturation (Dupraz *et al.*, 2004 ; Claes *et al.*, 2017). Les structures microbiennes de Pastos Grandes (Bolivie) montrent des sparites formant les bordures des *shrubs* et les ciments pendants. Leur formation est attribuée à la transition entre des épisodes humides et des épisodes secs, favorisant l'évaporation et la précipitation des sparites (Bougeault *et al.*, 2019). Par ailleurs, selon Freytet et Verrecchia (1998), l'absence de traces organiques dans les fabriques sparitiques n'implique pas nécessairement l'absence d'une influence biologique. Des processus diagénétiques peuvent entraîner la recristallisation de la micrite initiale en sparite et microsparite (Freytet et Verrecchia, 1998 ; 1999 ; Claes *et al.*, 2017).

Ceci pourrait particulièrement s'appliquer aux microfabriques en éventails qui présentent des compositions allant de micritique à sparitique et dont l'influence de la diagénèse sur l'évolution de ces structures est peu connue.

La **microfabrique péloïdale** compose les mésosfabriques *clotted* et branchues observées dans les structures lobées et en coussin des colonnes et des croûtes (Tableau III.5). Dans le détail, les mésosfabriques *clotted* sont composées de péloïdes en amas (Figure III.33.A), puis évoluent vers des mésosfabriques branchues formées par des péloïdes arborescents (Figure III.33.B). Des structures similaires aux **péloïdes en amas** sont observées dans les tufas fluviatiles d'Italie (Della Porta, 2015), dans le système lacustre du Grand Lac Salé (Vennin *et al.*, 2019) et de Mono Lake (Della Porta, 2015) mais également dans les systèmes marins actuels et fossiles (e.g., Reitner *et al.*, 1995 ; Spadafora *et al.*, 2010). Ces exemples suggèrent que l'origine des péloïdes est liée à une activité microbienne, notamment par la présence de filaments associés et la structure spécifique des péloïdes (Vennin *et al.*, 2019). Leur formation résulterait de la dégradation de la matière organique par des micro-organismes hétérotrophiques (Spadafora *et al.*, 2010 ; Riding, 2011 ; Pace *et al.*, 2016). La formation des **péloïdes arborescentes** est plus discutée, comme suggéré par Guo et Riding (1994). Leur morphologie arborescente et leur composition micritique suggèrent une origine biotique mais une origine abiotique n'est pas exclue, en raison du ciment sparitique encaissant (e.g., Chafetz et Guidry, 1999 ; Chafetz, 2013 ; Amodio *et al.*, 2018). Ces structures sont morphologiquement semblables aux *Epiphyton* qui sont assimilés à des calcimicrobes (Flügel, 2004). Chafetz et Guidry (1999) nomment ces structures *bacterial shrubs* et suggèrent que celles-ci forment un pôle biotique parmi d'autres morphologies (*crystal shrubs* et *ray-crystal shrubs*) observées dans les travertins, qui, elles, indiquent un pôle abiotique des précipitations. Cependant, ces structures péloïdales arborescentes pourraient être secondaires et se former lors de la diagénèse par un processus de sparmicritisation (Chafetz et Folk, 1984 ; Erthal *et al.*, 2017). Ce processus conduit à la transformation de la sparite en micrite. Les deux mécanismes proposés pour ce processus sont : (1) soit biotique avec la décomposition des EPS/microbes générant des acides pouvant dissoudre le carbonate (Chafetz et Folk, 1984) ou (2) soit abiotique par changements chimiques dans les eaux souterraines (Kahle, 1977). Dans le cas des dépôts carbonatés du lac Winnemucca, la présence de filaments associée aux péloïdes et l'évolution des péloïdes en amas s'organisant progressivement en structures arborescentes suggèrent une origine primaire des péloïdes. De plus, l'absence de structures arborescentes sparitiques représentant le potentiel précurseur de ces structures arborescentes péloïdales suggère également une formation primaire potentiellement liée à un contrôle biotique.

Les microfabriques **laminées micritiques et microsparitiques** (Figure III.33 C & D) composent les mésosfabriques colonnaires et laminées des dômes, des colonnes et des croûtes lobées. Les microstructures laminées sont observées dans plusieurs exemples : des travertins

(Chafetz et Folk, 1984), les microbialites du Grand Lac Salé (Vennin *et al.*, 2019), les stromatolites du lac Natron (Casanova, 1994) et les tufas fluviatiles d'Italie (Manzo *et al.*, 2012). La présence de péloïdes, de filaments et le caractère laminé irrégulier ainsi que la forme colonnaire de ces lamines micritiques présumant une origine biotique dans la formation de ces structures (Riding, 2011). La formation de la micrite peut résulter de la calcification de cellules de bactéries (Riding, 2011 ; Pace *et al.*, 2016) ou de la calcification dans les EPS (Dupraz *et al.*, 2004). La présence de microsparite peut résulter d'un changement des conditions locales, telle que l'alcalinité et la sursaturation et résulter d'un processus physico-chimique (Dupraz *et al.*, 2004). Des laminations de microsparite sont observées se formant sous les biofilms actuels du lac Pyramid et sont interprétées comme résultant de la dégradation des EPS et de la libération des ions Ca^{2+} dans des milieux sursaturés (Arp *et al.*, 1999). La microsparite peut également résulter d'un phénomène diagénétique conduisant à la formation de microsparite (Freytet et Verrecchia, 1998 ; 1999). L'association des laminations micritiques avec des péloïdes et des filaments plaide pour une origine biotique. Il est, en revanche, difficile de discerner le caractère primaire ou secondaire des microsparites, en effet ces microstructures composent souvent les extrémités des structures pouvant ainsi être sujettes à une recristallisation secondaire.

5. Facteurs de contrôle des dépôts carbonatés du sous-bassin de Winnemucca

L'origine biotique ou abiotique, la répartition au sein du lac et la morphologie des dépôts carbonatés de Winnemucca permettent de discuter des environnements de dépôts et des facteurs contrôlant leur développement et leur préservation.

5.1. Paléo-lignes de rivage : climat et héritage topographique

La réalisation d'un transect sur les bordures du lac asséché de Winnemucca a permis de mettre en évidence que les dômes hémisphériques et les *cow-pies* se répartissaient le long des linéations de plage, attestant d'un développement à proximité d'une paléo-ligne de rivage. La cartographie des dômes hémisphériques vient confirmer ces observations en montrant que les structures se répartissent de manière uniforme tout autour du lac. De plus, la majorité des dômes hémisphériques se développent en dessous de l'altitude de 1177 m qui correspond à l'altitude minimale de la terrasse de Mud Lake. La stabilisation du niveau d'eau à cette altitude durant la formation de la terrasse a pu permettre le développement de ces structures. La hauteur moyenne de ces structures d'environ 50 cm et leur position proche de plages permettent de proposer une hauteur d'eau moyenne. Comme suggéré par certains auteurs (e.g., Moore et Burne, 1994 ; Bohacs *et al.*, 2013 ; Jahnert et Collins, 2013 ; Vennin *et al.*, 2015) et

comme proposé dans le Chapitre I ; la hauteur des structures microbiennes pourrait refléter la hauteur du niveau d'eau dans le lac. Dès lors, la hauteur des *cow-pies* (infra-décimétriques) et des dômes hémisphériques (infra-métriques) indiquent une faible tranche d'eau. De nombreux exemples de structures microbiennes se développent préférentiellement le long des lignes de rivages ; e.g., Grand Lac Salé aux États-Unis (Bouton *et al.*, 2016b) ; lac Tanganyika dans le Rift Est-Africain (Cohen et Thouin, 1987) ; lac Pavilion au Canada (Laval *et al.*, 2000) ; Lagune Bacalar (Gischler *et al.*, 2008) et Cuatro Ciénegas (Winsborough *et al.*, 1994) au Mexique ; Lake Clifton en Australie (Moore et Burne, 1994). De plus, si on envisage un mécanisme de formation des dômes hémisphériques identique à celui des « stromatolites » à gypses andins, dans des conditions de forte évaporation, un faible niveau d'eau est requis pour la formation de ces structures. En effet, les structures andines se forment dans des environnements peu profonds : 20 cm à 1 m (Herrero, 2018).

Les morphologies lobées qui forment la partie extérieure des colonnes et les croûtes encroûtant les parois du bassin ont précédemment été interprétées comme se formant le long des paléo-lignes de rivages par l'action des vagues (Coolbaugh *et al.*, 2009). Cette hypothèse est validée par les analyses texturales, pétrographiques, géochimiques et les données ADN réalisées par DeMott *et al.* (2020) qui montrent que la formation de ces objets est influencée par des processus microbiens, et notamment, des organismes photosynthétiques. La présence de ces derniers implique que ces objets se développent dans la zone photique, c'est-à-dire, à faibles profondeurs ou dans des eaux claires. Ces auteurs suggèrent alors que les croûtes lobées sur les parois du bassin se développent à faible profondeur d'eau et reflètent les paléo-lignes de rivage. Cependant, les structures lobées formant la partie externe des colonnes se trouvent à une altitude plus basse que les croûtes lobées (~1191-1217 m pour les lobes sur les colonnes contre ~1216-1265 m pour les croûtes lobées). Si on considère que toutes les structures lobées sont contemporaines, cela suppose que les structures lobées des colonnes se développent à grande profondeur comme le suggère Benson *et al.* (2013b). Des exemples récents montrent que des micro-organismes photosynthétiques sont retrouvés à des profondeurs relativement importantes dans certains lacs. Dans le lac Van (Turquie), ayant la particularité d'être un lac particulièrement clair (Lim *et al.*, 2009), des microbialites ont été retrouvés à 130 m de profondeur, sans toutefois, qu'une activité microbienne actuelle soit attestée (Cukur *et al.*, 2015). Dans le lac Pavilion (Canada), la présence de cyanobactéries associée à des microbialites (*Oscillatoria sp.* et *Calothrix sp.*) est attestée à plus de 30 m (Laval *et al.*, 2000) et 45 m de profondeur (Russel *et al.*, 2014). Cependant, la morphologie des structures se modifie avec la profondeur : à faible profondeur (~10 m) se forment des choux-fleurs (hauteur cm à dm), à profondeur intermédiaire (~20 m) se forment des dômes métriques, entre 20 et 30 m de profondeur se forment des microbialites composés d'un assemblage de cônes avec des conduits internes (hauteur métrique) et au-delà de 30 m se forment des microbialites en forme d'artichaut atteignant des diamètres métriques (Laval *et al.*, 2000). Les structures

lobées des colonnes Winnemucca présentent les mêmes morphologies et les mêmes mésofabriques que celles des croûtes tapissant les parois du bassin. La présence de croûtes tout autour du bassin suivant des iso-altitudes suggère que celles-ci se développent suivant l'évolution des paléo-lignes de rivage. De plus, la superposition des lobes semble refléter une mise en place progressive dans des milieux peu profonds et témoigner de l'élévation du niveau d'eau du lac. A ce stade de nos investigations, il est difficile de trancher et les structures lobées des colonnes pourraient se former à grande profondeur comme le suggère Benson *et al.* (2013b) ou encore progressivement en phase de remontée du plan d'eau comme le suggère l'analyse détaillée des macrofabriques et la superposition des lobes poussant depuis la partie centrale des colonnes. Toutefois, l'utilisation des âges disponibles dans la littérature pour ces différentes structures offrira un éclairage nouveau (voir paragraphe 6).

Dans les systèmes lacustres, la position de la ligne rivage fluctue rapidement et fréquemment en fonction du niveau d'eau. Ces variations du niveau d'eau sont gouvernées par le climat ou la tectonique (e.g., Carroll et Bohacs, 1999 ; Bohacs *et al.*, 2000). Dans le Grand Bassin, nous avons vu que les variations du niveau d'eau sont attribuées à des changements climatiques (c.f., Partie 2 ; e.g., Lyle *et al.*, 2012 ; McGee *et al.*, 2018 ; Benson *et al.*, 2002 ; Mensing *et al.*, 2004). Cependant, l'héritage topographique du bassin de Lahontan et les élévations des seuils doivent également être pris en compte pour discuter la position de certaines lignes de rivages. En effet, la configuration particulière du bassin de Lahontan en sous-bassin impacte les variations du niveau d'eau du lac, notamment durant les phases d'élévation du lac. Lorsque, dans un sous-bassin, le niveau d'eau atteint un seuil, le trop-plein se déverse dans le sous-bassin adjacent, à condition que son niveau d'eau soit inférieur. Le déversement va alors entraîner une stabilisation du niveau d'eau dans le premier sous-bassin et potentiellement la formation d'une paléo-ligne de rivage. Cependant, nous avons vu que l'évolution hydrologique de chacun des sous-bassins formant le lac Lahontan n'est pas encore bien comprise (Adams *et al.*, 1999), laissant une part de doute dans les interprétations liées à la stabilisation du niveau des lacs du fait de la présence de seuils. La physiographie des sous-bassins et les variations du niveau d'eau impactent la distribution latérale et verticale des dépôts microbiens comme démontré pour le bassin de Bonneville (Vennin *et al.*, 2019). Ainsi, le transect et la cartographie des macrofabriques tendent à montrer que les croûtes dominent sur les parois verticales des sous-bassins, tandis que les macrofabriques à plus fort relief (dômes et colonnes) se répartissent sur le fond du bassin.

Cette répartition des macrofabriques et leur croissance différentielle de ces macrofabriques sont dépendantes de l'accommodation, associée à la stabilité du niveau du lac (Vennin *et al.*, 2019) mais également à la physiographie des bassins (pentes abruptes *vs* douces). La présence de dômes plus développés dans le sous-bassin de Pyramid que dans celui de Winnemucca témoigne de ce couplage physiographie-niveau d'eau. Pour un niveau d'eau inférieur au seuil

de Mud Lake, la physiographie du sous-bassin de Pyramid (élévation du fond du sous-bassin : ~1051 m) implique une accommodation suffisante pour le développement d'édifices imposants, tandis que la physiographie de Winnemucca (élévation du fond du sous-bassin : ~1146 m) ne permet pas le développement de structures similaires, et les objets sont plus petits.

5.2. Sources sous-lacustres : contexte géodynamique et substrat

La distribution des dômes complexes et des colonnes est hétérogène à l'intérieur du bassin de Winnemucca. Cette répartition est dépendante de la position des sources sous-lacustres, à l'origine de la formation des *pipes* et des thinolites. En effet, nous avons vu que la formation des *pipes* à l'intérieur des colonnes et des thinolites du cœur des dômes complexes était probablement liée à la présence de sources sous-lacustres dont certaines sont géothermales, comme par exemple à *Needles rocks* (Arp *et al.*, 1999) ou à *Pyramid Rocks* (Coolbaugh *et al.*, 2009) ou non thermale (à *Popcorn Rocks* ; Coolbaugh *et al.*, 2009) pour le sous-bassin de Pyramid. Dans le Grand Bassin, la plupart des systèmes géothermaux sont liés à la présence de failles (Vice *et al.*, 2007). La présence de « *tufas towers* », correspondant aux colonnes, est utilisée pour localiser la position des failles et des systèmes géothermaux aveugles à des fins d'exploitation géothermique (e.g. ; Vice *et al.*, 2007 ; Faulds *et al.*, 2011). De nombreux édifices se placent à l'aplomb des failles et marquent, en particulier, les zones d'intersection des failles décrochantes NNW-WNW s'agençant en échelons (Vice *et al.*, 2007 ; Faulds *et al.*, 2011). Ainsi, la distribution des *pipes* et des thinolites, et par extension, la formation des dômes et colonnes semblent être dépendante de la position de failles et se placer préférentiellement aux intersections de ces dernières. Ce constat vient étayer les propositions du chapitre I, où il était proposé que l'alignement des bioconstructions est gouverné par la position des failles dans le bassin des Limagnes et met en exergue l'importance de l'hydrothermalisme lié à la tectonique.

Les édifices carbonatés peuvent également être associés à des sources sous-lacustres non thermale, certains édifices de Pyramid sont liés à des sources non thermale (à *Popcorn Rocks* ; Coolbaugh *et al.*, 2009). De la même manière dans le lac Mono, les « tufas calcaires » se répartissent autour des sources alimentées par des eaux d'infiltration du bassin versant, certaines de ces sources sont artésiennes et rejaillissent dans le lac avec un orifice clairement défini (Bischoff *et al.*, 1993b), d'autres en revanche, se présentent sous forme d'infiltrations diffuses dans les sables du littoral. Toutefois, l'infiltration diffuse sous-aquatique de fluides (gaz et eau) peut également être d'origine hydrothermale (Canet *et al.*, 2005) montrant que ces phénomènes sont difficiles à dissocier. Les infiltrations, quelle que soit leur origine, sont favorisées par la présence de sable (Bischoff *et al.*, 1993a) et plus, globalement par la présence des sédiments non consolidés comme des sables, blocs et cailloux volcaniques permettant le

passage des fluides (Canet *et al.*, 2005). Ceci peut expliquer, d'une part, pourquoi des *pipes* ne sont pas systématiquement présents à la base des dômes et leur formation peut être liée à des remontées diffuses de fluides, comme suggérés par DeMott *et al.* (2019). Et d'autre part, cela explique également pourquoi certaines structures se placent à l'aplomb de terrasses (Figure III.26.C). Les terrasses sont composées d'éléments mal triés (blocs, cailloux et sables) qui peuvent favoriser l'infiltration de fluides. De ce fait, la distribution des sources et donc, de certaines structures carbonatées, est également dépendante de la présence de drains formés par un substrat composé de sédiments meubles et/ou perméables.

5.3. Rôle du substrat sur le développement et la distribution des dépôts

microbiens

La perméabilité du substrat peut alors favoriser la circulation des fluides. Le substrat va également jouer un rôle de support physique favorisant le développement et la préservation des carbonates, et plus particulièrement des carbonates microbiens (Roche *et al.*, 2019). Benson (1994) propose que le caractère du substrat constitue un élément majeur de l'accumulation des carbonates. Il remarque que les substrats durs favorisent les accumulations de carbonates, contrairement aux substrats mobiles et facilement érodables, comme les sédiments lacustres et cônes alluviaux.

Effectivement, la réalisation du transect et les observations de terrain ont mis en évidence que les dépôts carbonatés se développent préférentiellement sur des substrats durs. Ces substrats présentent des natures variées allant de substrats endogènes, sédimentaires ou biotiques. Les substrats endogènes sont représentés par des affleurements de basaltes et de granodiorites (Figures III.30 C & E ; III.36.F) sur lesquels s'installent des croûtes planes, et des rhyolites sur lesquelles se développent des couches de mésofabriques cristallines, *clotted* et branchues (Figure III.37). Le site « *dikes* » permet d'illustrer la variabilité de la nature des substrats endogènes (Figure III.23). Sur ce site, les dykes affleurants sont systématiquement encroûtés par des croûtes planes de quelques cm d'épaisseur à plusieurs dm d'épaisseur quelle que soit leur lithologie (Figure III.43). La nature des dykes est basaltique (Figure III.43.A & B), rhyolitique (Figure III.43.C) ou leucocratique (Figure III.43.D). Les dépôts de rhyolites montrent également que les fissures ou factures au sein de ces dernières sont comblées par une matrice carbonatée de même nature que les croûtes (Figures III.37.C ; III.43.C). La nature des dykes leucocratiques supposent qu'ils sont liés à la mise en place des granodiorites au Crétacé (Van Buer, 2012). Tandis que plusieurs générations de dykes basaltiques et rhyolitiques se mettent en place au Tertiaire (Van Buer, 2012). Les dykes sont plus résistants à l'érosion que les roches encaissantes (Van Buer, 2012), et forment ainsi des reliefs dans le sous-bassin fournissant un substrat favorable aux développements des dépôts carbonatés.

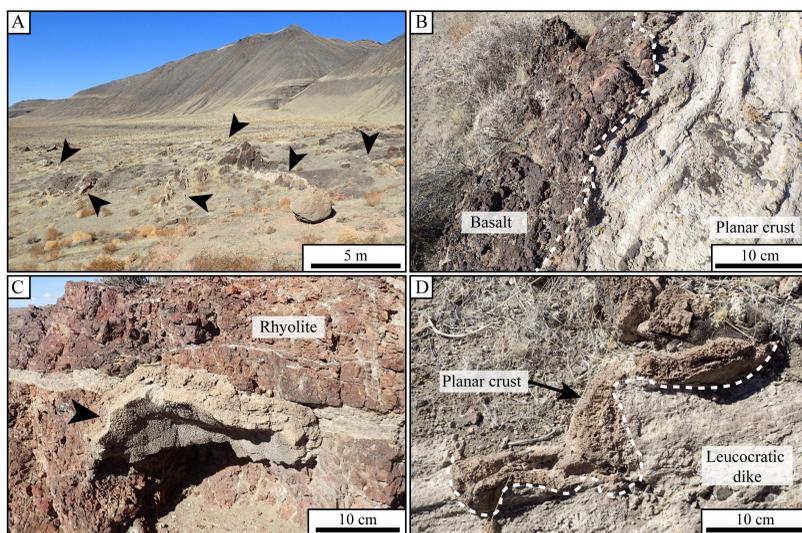


Figure III.43 : Illustration des croûtes dans le site « dikes ». A) Vue d'ensemble des croûtes (flèches noires) recouvrant des dykes basaltiques formant des reliefs; B) Détails d'une croûte plane recouvrant un dyke basaltique; C) Croûte plane (flèche noire) encroûtant un éperon de rhyolites; D) Croûte encroûtant un dyke leucocratique.

Les substrats peuvent également être sédimentaires, notamment les sédiments terrigènes grossiers qui favorisent le développement de dépôts carbonatés. Il peut s'agir de blocs ou de galets se trouvant sur les lignes de rivages qui sont les seuls substrats encroûtés (Figure III.35.G & H); ou de sédiments consolidés en terrasse qui fournissent un substrat solide pour le développement de croûtes (Figure III. 36.D & E). Les dépôts carbonatés, tels que les *pipes* et les thinolites servent également de substrat pour le développement des structures microbiennes (*pipes*; Figure III.29.B, C, D; thinolites; Figures III.25.C; III.28.A). De même, les dépôts carbonatés d'origine biotique constituent eux-mêmes des supports pour le développement d'une génération suivante: c'est le cas des dômes complexes qui montrent plusieurs générations de mésofabriques dont la formation est dominée par des processus microbiens (Figure III.28.A) ou les croûtes lobées qui se développent sur une croûte plane préexistante (Figure III.30.C). Il ressort de ces observations que le développement et la préservation des dépôts carbonatés sont favorisés par la présence d'un substrat dur et stable, quelle que soit la nature du substrat, comme abordés dans les chapitres précédents. Certains substrats peuvent présenter ce caractère de dureté par essence, c'est notamment le cas des roches endogènes, en revanche, les substrats sédimentaires peuvent subir une lithification permettant aux dépôts microbiens de se développer: c'est le cas des terrasses et des générations anciennes de dépôts microbiens.

A l'échelle locale, l'hétérogénéité du substrat peut également impacter le développement des dépôts microbiens. En effet, nous avons vu que certains dépôts microbiens se développent sur les conglomérats formant des terrasses plutôt que sur les sédiments fins lacustres, ainsi la distribution des terrasses va gouverner la distribution des dépôts microbiens. Des observations identiques sont faites au Grand Lac Salé, où la distribution des dômes microbiens est favorisée par la présence de conglomérats résultant d'une coulée de débris sous-lacustre ou d'une hyperpycnite (Bouton *et al.*, 2016a). Dans le sous-bassin de Winnemucca, la présence de *pipes* à la base des dômes surmontant les terrasses, suggère également que les sédiments grossiers peuvent constituer des drains pour la circulation des fluides (voir paragraphe précédent).

A plus grande échelle, la lithologie du substrat peut impacter la densité des dépôts microbiens au sein du bassin. La cartographie du bassin a montré que les croûtes n'étaient pas réparties avec la même densité de part et d'autre du sous-bassin de Winnemucca, avec un développement des croûtes plus importantes sur les pentes est du bassin que sur les pentes ouest. Les reliefs à l'est du bassin (*Lake Range*) sont composés par l'« Alta Formation », majoritairement constituée par des andésites, et par la « Séquence de Pyramid », composée essentiellement de basaltes (Figure III.5). En revanche, les reliefs à l'ouest (*Nightingale Mountains*) sont composés principalement par des granodiorites et des métasédiments (Figure III.5). La répartition inégale des dépôts carbonatés, de part et d'autre des flancs du lac peut s'expliquer par la différence de lithologie du substrat, les différentes lithologies s'altèrent de manière différentielle. L'altération des granodiorites est à la fois chimique et physique, entraînant la formation d'arènes granitiques sur les pentes (Yokoyama et Matsukura, 2006) dont l'aspect pulvérulent empêche le développement et la préservation des croûtes carbonatées.

6. Variation du niveau d'eau

Les différentes observations réalisées dans le sous-bassin de Winnemucca et la synthèse issue de la littérature nous permettent de discuter des variations du niveau d'eau depuis 48 000 ans. Ces discussions sont synthétisées dans la Figure III.44. Au vu des limites qui existent dans l'utilisation des âges radiocarbone, ceux-ci sont utilisés comme indicateurs de la chronologie de la mise en place des tufas et non comme âge absolu.

Pour la période la plus ancienne de l'histoire du lac, peu de données sont disponibles et les âges radiocarbone au-delà de 20 000 ans sont à utiliser avec précaution (Lao et Benson, 1988). Cependant, nos observations et les données bibliographiques permettent de proposer quelques contraintes dans les variations du niveau du lac. Pour la période entre 48 000 à 39 000 ans cal BP, la présence d'édifices composés de dômes complexes formés de plusieurs épaisses couches de *thinolites* dans le sous-bassin de Pyramid, se développant à basses altitudes (1160 et 1662 m) est sans équivalent dans le sous-bassin de Winnemucca. Cette absence dans ce dernier, peut s'expliquer par un niveau d'eau du lac peu profond oscillant probablement autour de l'altitude du seuil de Mud Lake (1177-1183 m). Lorsque le niveau d'eau est bas, nous avons vu que la physiographie du sous-bassin de Winnemucca ne permet pas le développement d'objets conséquents avec une accommodation plus réduite, comme l'indique l'altitude du fond de ce sous-bassin (1146 m), contrairement à celui de Pyramid. La présence d'épaisses couches de *thinolites* recouvrant un éperon rhyolitique dans le sous-bassin de Winnemucca (Figure III.37) entre les altitudes 1183 et 1197 m, est le témoin d'une élévation du niveau d'eau suffisante pour permettre le développement de telles structures (~12 m de hauteur). Ces structures sont similaires à celles qui se développent dans le sous-bassin de Pyramid à une altitude entre 1160 et 1162 m, correspondant aux édifices de *Pelican Point*, *Popcorn Rocks* et *Blanc Tetons*, mais également à ceux de *Indian Head* et *Georges Washington Rocks* qui se développent sous l'altitude 1207 m. Cependant, en l'absence de datation des dépôts du sous-bassin de Winnemucca, il est difficile de valider cette hypothèse. En revanche, la période entre 39 000 et 25 000 ans cal BP est caractérisée par la présence de deux couches de téphras dans le sous-bassin ouest de *Smoke Creek-Black Rock Desert*. Leur présence dans des sédiments lacustres et leurs élévations indiquent que le plan d'eau a au moins atteint l'altitude où sont retrouvés ces dépôts volcaniques (Adams, 2010). De ce fait, à 33 200 ans cal BP, le dépôt du téphra de Wono à 1217 m d'altitude atteste que les sous-bassins de Pyramid-Winnemucca et Smoke-Creek et Black Rock Desert étaient connectés. De même, à 29 600 ans cal BP, lors du dépôt du téphra de Trego Hot Spring à une altitude de 1260 m, le sous-bassin du lac Honey était connecté aux autres sous-bassins. On peut en déduire que cette période est marquée par une élévation globale du niveau d'eau même si aucun indice ne nous permet de dire si le niveau d'eau a augmenté de manière constante ou si celui-ci a oscillé (Figure III.44).

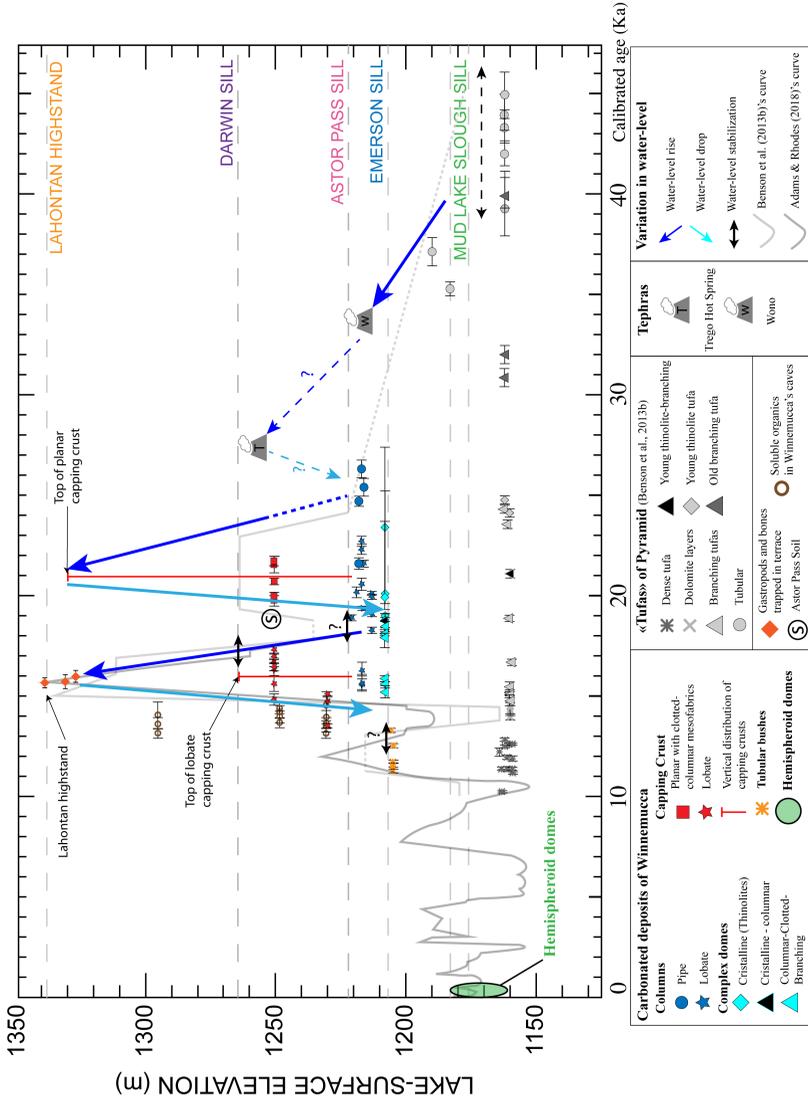


Figure III.44 : Proposition de variations du niveau d'eau du bassin Lahontan durant le cycle Seho (depuis 48 000 ans cal BP) basée sur les résultats de cette étude et modifiée d'après les données de Benson et al. (2013b), Adams et Rhodes (2019) et DeMott et al. (2019 ; 2020) ; données utilisées disponibles en Annexe 1.

Les morphologies, les altitudes et les âges radiocarbones des croûtes, qui se mettent en place sur les parois des sous-bassins, montrent que celles-ci doivent être dissociées : les croûtes planes à mésofabriques *clotted* à colonnaires se déposent avant les croûtes lobées. Les croûtes planes se développent jusqu'à l'altitude 1330 m attestant que le niveau du lac a au moins atteint cette élévation et indiquant la position d'une paléo-ligne de rivage. Cependant, aucun indice ne nous permet de dire si celles-ci se sont mises durant une phase d'augmentation ou de diminution du niveau d'eau. Leurs âges radiocarbones indiquent qu'elles se mettent en place entre ~ 22 000 et 20 000 ans cal BP (Figure III.44). La formation des croûtes n'étant pas liée à la présence de sources sous-lacustres (absence de *pipes* et de thinolites associés), il est raisonnable alors de penser que les âges de ces structures ne sont pas contaminés par du carbone mort. En revanche, ces structures ont pu subir des dissolutions ou recristallisations secondaires et une intense météorisation, ainsi ces structures peuvent être plus vieilles que leur âge radiocarbone le laisse entendre. Les croûtes planes à l'altitude 1330 m pourraient marquer une stabilisation du niveau d'eau à cette altitude autour de 22 000 et 20 000 ans cal BP. Ceci indique alors qu'une première phase d'augmentation du niveau d'eau aurait lieu au moins jusqu'à l'altitude 1330 m et entraînerait la réunion des sous-bassins pour former le lac Lahontan (Figure III.44). La hausse du niveau d'eau est plus importante que celle proposée par Benson *et al.* (2013b) qui limitait l'élévation au seuil de Darwin (1265 m). La présence d'un sol à Astor Pass (à l'altitude 1253 m) daté à $18\,810 \pm 150$ ans cal BP (Benson *et al.*, 2013b) implique une descente du niveau d'eau à cette altitude (Figure III.44). Le différentiel d'altitude entre l'augmentation du niveau d'eau (1330 m) et la chute au moins au niveau du sol d'Astor Pass (1253 m) serait d'environ 80 m. Une comparaison avec les variations du plan d'eau dans les bassins du Grand Basin à la même période (e.g., Benson *et al.*, 1995 ; Oviatt, 1997) montre que la chute du niveau d'eau à Lahontan s'inscrit dans une dynamique de hausse globale des plans d'eau. Toutefois, plusieurs fluctuations du niveau du lac Bonneville d'une amplitude d'environ 50 m ont été enregistrées à l'échelle millénaire entre 30 000 et 10 000 ans BP (~32 000 et 9 000 ans cal BP). L'une de ces fluctuations correspond à une baisse du plan d'eau à 17 500 ans BP (~18 900 ans cal BP ; Oviatt, 1997) qui pourrait être synchronique de la chute du niveau d'eau enregistrée dans le bassin de Lahontan. Ces oscillations sont attribuées à des changements climatiques globaux liés aux fluctuations de la taille de la calotte Laurentide (Oviatt, 1997 ; Oviatt *et al.*, 1990).

L'analyse de la répartition et de la composition des croûtes lobées a montré que ces structures se développent probablement dans une faible tranche d'eau le long des paléo-lignes de rivage en suivant l'évolution du plan d'eau. Les morphologies lobées, se superposant les unes sur les autres, suggèrent que celles-ci se développent lors d'une phase d'élévation du niveau d'eau. Ces structures ne se développent pas au-delà de l'altitude 1265 m, altitude coïncidant avec l'élévation du seuil de Darwin. Le franchissement de ce seuil, pourrait signifier une stabilisation du niveau d'eau par le déversement de l'excédent d'eau dans le sous-bassin

du Désert de Carson. Les âges radiocarbones des croûtes lobées varient entre ~17 000 et ~13 400 ans cal BP (étoiles rouges ; Figure III.44). Les croûtes lobées se développent sur les croûtes planes, elles sont donc plus jeunes d'au moins 3 000 ans selon les datations proposées par Benson *et al.* (2013b) et DeMott *et al.* (2020). L'ensemble de ces éléments semble indiquer une augmentation du niveau d'eau jusqu'au niveau du seuil Darwin (1265 m) entre ~17 000 et ~13 400 ans cal BP qui correspond à l'âge radiocarbone des croûtes dans la littérature (Figure III.44). La présence d'une terrasse à 1338 m, datée par des gastéropodes et des os de chameau, indique que le niveau d'eau a atteint cette altitude entre 16 180 et 15 370 cal ans BP (Adams et Wesnousky, 1998). On peut alors considérer que le développement des croûtes lobées indique une élévation du niveau du plan d'eau jusqu'au seuil de Darwin. Puis le niveau d'eau a continué à augmenter jusqu'à atteindre l'altitude de 1338 m, pour former les terrasses à l'altitude de 1338 m. Le lac se trouve alors dans sa configuration de lac Sehoo avec tous les sous-bassins connectés. Le *highstand* du bassin de Lahontan est contemporain de la formation de la plus haute terrasse du bassin de Bonneville (terrasse Bonneville) où les datations de gastéropodes dans les terrasses indiquent un âge radiocarbone $14\,400 \pm 400$ ans BP ($15\,700 \pm 500$ ans cal BP ; Godsey *et al.*, 2005).

Les morphologies lobées composant les colonnes et certains dômes adjacents, se développant entre les altitudes 1191 et 1217 m, affichent des mésosfabriques identiques à celles des croûtes lobées. Les morphologies des lobes sur les colonnes indiquent également que celles-ci se développent en suivant l'élévation du niveau d'eau, dans une faible tranche d'eau. Leur morphologie lobée similaire aux croûtes lobées et leur répartition à basses altitudes pourraient indiquer que ces structures sont les premières à se développer. Elles se développent alors sur les substrats disponibles que sont les *pipes* et les dômes avant le développement des croûtes lobées sur les parois du bassin. Les structures lobées des colonnes enregistrent des âges entre 20 120 et 18 520 ans cal BP (DeMott *et al.*, 2020) dans le sous-bassin de Winnemucca, et entre $22\,700 \pm 240$ à $19\,030 \pm 220$ (à la base des lobes ; Benson *et al.*, 2013b) à *Dog Head Rocks* dans le sous-bassin de Pyramid. Ces âges sont plus vieux que les âges des croûtes présentes sur les parois des sous-bassins. Ceci semble donc valider l'hypothèse que les structures lobées sur les colonnes se développent avant les croûtes sur les parois. Si comme nous le suggérons et en s'appuyant sur les travaux de DeMott *et al.* (2020), ces dômes et colonnes se développent dans une faible tranche d'eau, alors cela suppose que le niveau d'eau était bas durant le développement des structures lobées sur les colonnes. Les colonnes se trouvent en majorité sous l'élévation d'Astor Pass (1222 m ; étoiles et ronds bleus, Figure III.44), il est alors possible que le niveau d'eau se soit stabilisé lorsque le niveau d'eau a atteint le seuil d'Astor Pass, permettant le développement des structures lobées sur les colonnes et des dômes.

Les dômes complexes se trouvant autour de l'altitude du seuil d'Emerson (1207 m) présentent des sommets écrêtés (Figures III.36.C ; III.39.B). Ces observations semblent indiquer que le niveau du lac se soit stabilisé au niveau du seuil d'Emerson après la formation de ces structures. Dans la littérature, cette altitude est associée à la terrasse d'Emerson se développant entre 1207 et 1210 m. La terrasse est caractérisée par un talus à ciment carbonaté et une érosion des *young thinolitic* et *young branching* tufas (Benson, 1994). Le talus carbonaté enregistre des âges U/Th indiquant des âges supérieurs à $61\,800 \pm 2\,300$ ans BP (Benson et al., 1992) et les âges radiocarbone non calibrés donnent des valeurs de $50\,390 \pm ???$ et $33\,200 \pm 1\,600$ ans BP (Benson et al., 1995). Ces âges sont plus vieux que toutes les structures datées donc la formation de la terrasse est antérieure aux dépôts carbonatés. L'érosion des dômes complexes à ~1207 m, ainsi que l'érosion des *young thinolitic* et *young branching* tufas (Benson, 1994) semblent indiquer que le niveau s'est à nouveau stabilisé au niveau du seuil d'Emerson après la formation des dépôts carbonatés. La présence d'« *algal tufas* », correspondant aux buissons tubulaires sous l'altitude du seuil d'Emerson, pourrait indiquer l'âge de cette érosion. En effet, ces structures sont assimilées à des algues se développant dans une faible tranche d'eau et enregistrent des âges radiocarbone entre $12\,630 \pm 40$ et $9\,830 \pm 70$ ans cal BP (étoiles oranges ; Figure III.44). L'âge de l'érosion des dômes à l'altitude de ~1207 m et donc la stabilisation du niveau d'eau via le seuil d'Emerson pourrait intervenir entre $12\,630 \pm 40$ et $9\,830 \pm 70$ ans cal BP. Ces observations mettent en évidence que la présence de seuils connectant les sous-bassins entre eux a pu impacter les variations des niveaux d'eau à plusieurs reprises dans l'histoire du lac.

Les dômes hémisphériques pourraient être les dépôts microbiens les plus récents (Figure III.44). Ces structures présentant un faible relief affleurent relativement bien tout autour du lac contrairement à des structures plus anciennes présentant un plus fort relief (Adams et Rhodes, 2019). De plus, nous avons vu que ceux-ci se développaient le long des lignes de rivages entre ~ 4 000 ans et l'actuel. Leur formation correspondrait à des oscillations décrites par Adams et Rhodes (2019) autour du seuil de Mud Lake. Le sous-bassin de Winnemucca se comporterait comme un grand bassin d'évaporation, et ces structures pourraient se former de la même manière que les « stromatolites » andins (Herrero, 2018). Des structures similaires ont pu s'être formées lorsque le niveau d'eau du lac présentait une configuration similaire du début du cycle de Seho. Cependant, ces structures sont probablement recouvertes par les sédiments, aujourd'hui. La présence de structures de type *cov-pie* à des altitudes proches des linéations de plages témoigne également d'un niveau bas du lac, des structures similaires caractérisent les lignes de rivages actuelles et récentes du Grand Lac Salé (Bouton et al., 2016b ; Vennin et al., 2019).

Conclusions et perspectives

Les dépôts carbonatés pléistocènes du sous-bassin de Winnemucca sont remarquables par leur diversité en termes de morphologie et de composition. L'analyse de ces morphologies et de leur composition a montré qu'une partie de cette diversité est expliquée par l'interaction complexe entre des processus abiotiques et biotiques. La réalisation d'une cartographie de la distribution des principales macrofabriques au sein du sous-bassin a permis de montrer que le développement, la répartition et la préservation de ces structures ne sont pas aléatoires et relèvent de différents facteurs de contrôle. La formation des *pipes* et des thinolites est principalement attribuée à la résurgence de sources sous-lacustres lorsque les eaux (chaudes) riches en calcium se mélangent dans les eaux alcalines du lac, créant un environnement sursaturé vis-à-vis des minéraux carbonatés et entraînant la précipitation des minéraux. La position de ces sources, et par extension, la position de certains dépôts carbonatés sont alors gouvernées par la présence de drains constitués par des failles, attestant du **contrôle structural** dans la répartition des dépôts carbonatés. Les *pipes* et les thinolites vont alors servir de substrat pour le développement des structures dont la formation est dominée par des processus biotiques qui se développent dans une faible tranche d'eau. La plupart de ces structures se développent en suivant les paléo-lignes de rivage. Or, la position des paléo-lignes de rivages est contrôlée par le **facteur climatique** mais également par la **topographie du bassin** de Lahontan lequel revête une importance majeure dans les variations du niveau d'eau et, notamment, dans les stabilisations du niveau d'eau. Enfin, cette étude permet de montrer l'importance de la présence d'un **substrat dur et stable** dans la mise en place et la préservation des dépôts microbiens, indépendamment de la nature du substrat. A grande échelle, la lithologie des substrats peut jouer sur la répartition des dépôts microbiens. L'état de l'art concernant les reconstitutions des variations du plan d'eau et les datations des tufas ont fait ressortir un certain nombre d'incertitudes. Les résultats de ce travail ont montré qu'une analyse fine des dépôts carbonatés permet de discuter des variations du niveau d'eau et d'avoir un recul critique sur les âges radiocarbone.

De ce fait, la première perspective serait de valider par de nouvelles datations les variations du niveau d'eau du lac Lahontan proposées dans ce travail. Ces datations, pour être validées, devraient s'appuyer sur des éléments autres que des tufas (par exemple, sur les gastéropodes piégés dans des croûtes lobées de Anaho Island ; [Benson, 1994](#), ou dans les terrasses). De plus, ces datations devraient être étendues à l'ensemble des différents sous-bassins car leur évolution est cruciale pour distinguer les facteurs contrôlant le niveau d'eau dans le bassin de Lahontan. La seconde perspective serait de contraindre l'évolution physico-chimique des sous-bassins, notamment par une analyse paléontologique des gastéropodes, ostracodes, diatomées piégées dans les dépôts carbonatés et la colonne sédimentaire, comme

cela a été fait pour le Grand Lac Salé. De même, il serait également intéressant d'étudier si la connexion entre les sous-bassins ou leur isolement impacte sur la chimie de l'eau des sous-bassins. La troisième perspective finale de ce travail serait de pouvoir comparer les productions carbonatées du Grand Lac Salé et celle de Lahontan. Ces deux lacs fournissent un cas unique pour comprendre une différence de production carbonatée qui a lieu en même temps et dans un même contexte géographique.

Ce travail fournit les premières pistes de réflexion en montrant l'importance du contexte géodynamique et de la physiographie des bassins. En effet, le secteur du bassin de Lahontan montre à toutes les échelles, une influence prépondérante de l'activité tectonique et hydrothermale du secteur contrairement au secteur est du *Basin and Range*. A l'échelle du *Basin and Range*, le bassin de Lahontan se place au nord de la *Walker Lane Belt* qui est un secteur tectoniquement actif. A l'échelle des sous-bassins, ceux-ci sont traversés par de nombreuses failles, dont la faille de Pyramid qui a été active durant le *highstand* de Lahontan. Ces failles sont souvent des drains préférentiels pour la circulation des fluides, comme le confirme la présence de nombreuses sources hydrothermales situées le long de ces failles. Enfin, à l'échelle des structures, la présence de nombreux *pipes* et thinolites participant à l'édification des dépôts carbonatés suggère une forte influence hydrothermale. Une autre différence majeure entre le bassin de Lahontan et le bassin de Bonneville repose sur la physiographie et la topographie particulière des bassins. En effet, le bassin de Lahontan est constitué d'un ensemble de sous-bassins ayant été partiellement connectés alors que le bassin de Bonneville, à l'est, est constitué d'un immense domaine lacustre lors de sa phase d'extension maximale.

Références bibliographiques du Chapitre III

- Adams, K.D., 2010. Lake levels and sedimentary environments during deposition of the Trego Hot Springs and Wono tephra in the Lake Lahontan Basin, Nevada, USA. *Quaternary Research* 73 (1), 118–129. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2009.08.001>
- Adams, K.D., Goebel, T., Graf, K., Smith, G.M., Camp, A.J., Briggs, R.W., Rhode, D., 2008. Late Pleistocene and Early Holocene lake-level fluctuations in the Lahontan Basin, Nevada: Implications for the distribution of archaeological sites. *Geoarchaeology* 23 (5), 608–643. <https://doi.org/10.1002/gea.20237>
- Adams, K.D., Rhodes, E.J., 2019. Late Pleistocene to present lake-level fluctuations at Pyramid and Winnemucca lakes, Nevada, USA. *Quaternary Research* 92 (1), 146–164. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.134>
- Adams, K.D., Wesnousky, S.G., 1999. The Lake Lahontan highstand: age, surficial characteristics, soil development, and regional shoreline correlation. *Geomorphology* 30 (10), 357–392. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(99\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00031-8)
- Adams, K.D., Wesnousky, S.G., 1998. Shoreline processes and the age of the Lake Lahontan highstand in the Jessup embayment, Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 110 (10), 1318–1322. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<1318:SPATAO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<1318:SPATAO>2.3.CO;2)
- Adams, K.D., Wesnousky, S.G., Bills, B.G., 1999. Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California. *Geological Society of America Bulletin* 111 (12), 1739–1756. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1739:IRAFAP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1739:IRAFAP>2.3.CO;2)
- Amodio, S., Barattolo, F., Riding, R., 2018. Early Cretaceous dendritic shrub-like fabric in karstified peritidal carbonates from southern Italy. *Sedimentary Geology* 373, 134–146. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.06.001>
- Anderson, L.W., Hawkins, F.F., 1984. Recurrent Holocene strike-slip faulting, Pyramid Lake fault zone, western Nevada. *Geology* 12 (11), 681–684. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<681:RHSFPL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<681:RHSFPL>2.0.CO;2)
- Angster, S., Wesnousky, S., Huang, W., Kent, G., Nakata, T., Goto, H., 2016. Application of UAV photography to refining the slip rate on the Pyramid Lake fault zone, Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America* 106 (2), 785–798. <https://doi.org/10.1785/0120150144>
- Arp, G., Thiel, V., Reimer, A., Michaelis, W., Reitner, J., 1999. Biofilm exopolymers control microbialite formation at thermal springs discharging into the alkaline Pyramid Lake, Nevada, USA. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 159–176. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00038-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00038-X)
- Ascough, P.L., Cook, G.T., Hastie, H., Dunbar, E., Church, M.J., Einarsson, Á., McGovern, T.H., Dugmore, A.J., 2011. An Icelandic freshwater radiocarbon reservoir effect: Implications for lacustrine ¹⁴C chronologies. *The Holocene* 21 (7), 1073–1080. <https://doi.org/10.1177/0959683611400466>
- Bennett, R.A., Wernicke, B.P., Niemi, N.A., Friedrich, A.M., Davis, J.L., 2003. Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data. *Tectonics* 22 (2), 1–30. <https://doi.org/10.1029/2001TC001355>

- Benson, L., 1994.** Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 1. Sequence of formation and elevational distribution of carbonate deposits (Tufas). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109 (1), 55–87. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90118-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90118-X)
- Benson, L., 1993.** Factors affecting ^{14}C ages of lacustrine carbonates: timing and duration of the last highstand lake in the Lahontan Basin. *Quaternary Research* 39 (2), 163–174. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1020>
- Benson, L., 1978.** Fluctuation in the level of pluvial Lake Lahontan during the last 40,000 years. *Quaternary Research* 9 (3), 300–318. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(78\)90035-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(78)90035-2)
- Benson, L., Currey, D., Lao, Y., Hostetler, S., 1992.** Lake-size variations in the Lahontan and Bonneville basins between 13,000 and 9,000 ^{14}C yr B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 95 (1-2), 19–32. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90162-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90162-X)
- Benson, L., Kashgarian, M., Rubin, M., 1995.** Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 2. Lake levels and polar jet stream positions reconstructed from radiocarbon ages and elevations of carbonates (tufas) deposited in the Lahontan basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 117 (1-2), 1–30. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)00103-F](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)00103-F)
- Benson, L., Kashgarian, M., Rye, R., Lund, S., Paillet, F., Smoot, J., Kester, C., Mensing, S., Meko, D., Lindström, S., 2002.** Holocene multidecadal and multicentennial droughts affecting Northern California and Nevada. *Quaternary Science Reviews* 21 (4-6), 659–682. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00048-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00048-8)
- Benson, L., Peterman, Z., 1996.** Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 3. The use of ^{87}Sr values in carbonate deposits (tufas) to determine the hydrologic state of paleolake systems. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 119 (3-4), 201–213. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00010-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00010-0)
- Benson, L., White, L.D., Rye, R., 1996.** Carbonate deposition, Pyramid Lake subbasin, Nevada: 4. Comparison of the stable isotope values of carbonate deposits (tufas) and the Lahontan lake-level record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 122 (3-4), 45–76. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00099-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00099-2)
- Benson, L.V., 2004.** The tufas of Pyramid Lake, Nevada., *US Geological Survey, Reston, VA, Circulars*, 1267.
- Benson, L.V., 1991.** Timing of the last highstand of Lake Lahontan. *Journal of Paleolimnology* 5 (2), 115-126. <https://doi.org/10.1007/BF00176873>
- Benson, L.V., 1981.** Paleoclimatic significance of lake-level fluctuations in the Lahontan Basin. *Quaternary Research* 16 (3), 390–403. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(81\)90018-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(81)90018-1)
- Benson, L.V., Currey, D.R., Dorn, R.L., Lajoie, K.R., Oviatt, C.G., Robinson, S.W., Smith, G.I., Stine, S., 1990.** Chronology of expansion and contraction of four great Basin lake systems during the past 35,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 78 (3-4), 241–286. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(90\)90217-U](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90217-U)
- Benson, L.V., Hattori, E.M., Southon, J., Aleck, B., 2013a.** Dating North America's oldest petroglyphs, Winnemucca Lake subbasin, Nevada. *Journal of Archaeological Science* 40 (12), 4466–4476. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2013.06.022>

- Benson, L.V., Meyers, P.A., Spencer, R.J., 1991.** Change in the size of Walker Lake during the past 5000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 81 (3-4), 189–214. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90147-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90147-1)
- Benson, L.V., Mifflin, M.D., 1986.** Reconnaissance bathymetry of basins occupied by Pleistocene Lake Lahontan, Nevada and California. *US Geological Survey Water Resources Investigations*, Report n° 85-4262. 14 p.
- Benson, L.V., Paillet, F.L., 1989.** The use of total lake-surface area as an indicator of climatic change: Examples from the Lahontan Basin. *Quaternary Research* 32 (3), 262–275. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(89\)90093-8](https://doi.org/10.1016/0033-5894(89)90093-8)
- Benson, L.V., Smoot, J.P., Kashgarian, M., Sarna-Wojcicki, A., Burdett, J.W., 1997.** Radiocarbon ages and environments of deposition of the Wono and Trego Hot Springs tephra layers in the Pyramid Lake subbasin, Nevada. *Quaternary Research* 47 (3), 251–260. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1897>
- Benson, L.V., Smoot, J.P., Lund, S.P., Mensing, S.A., Foit, F.F., Rye, R.O., 2013b.** Insights from a synthesis of old and new climate-proxy data from the Pyramid and Winnemucca lake basins for the period 48 to 11.5 cal ka. *Quaternary International* 310, 62–82. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.02.040>
- Benson, L.V., Thompson, R.S., 1987.** Lake-level variation in the Lahontan Basin for the past 50,000 Years. *Quaternary Research* 28 (1), 69–85. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(87\)90034-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(87)90034-2)
- Bird, P., 1998.** Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35°–49°N, western United States. *Tectonics* 17 (5), 780–801. <https://doi.org/10.1029/98TC02698>
- Bischoff, J.L., Fitzpatrick, J.A., Rosenbauer, R.J., 1993a.** The solubility and stabilization of ikaite (CaCO₃·6H₂O) from 0° to 25°C: environmental and paleoclimatic implications for tholinite tufa. *The Journal of Geology* 101 (1), 21–33. <https://doi.org/10.1086/648194>
- Bischoff, J.L., Stine, S., Rosenbauer, R.J., Fitzpatrick, J.A., Stafford, T.W., 1993b.** Ikaite precipitation by mixing of shoreline springs and lake water, Mono Lake, California, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (16), 3855–3865. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90339-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90339-X)
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., 2000.** Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework, in: Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, E. (Eds.), *Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology 46, 3–34.
- Bohacs, K.M., Lamb-Wozniak, K., Demko, T.M., Eleson, J., McLaughlin, O., Lash, C., Cleveland, D.M., Kaczmarek, S., 2013.** Vertical and lateral distribution of lacustrine carbonate lithofacies at the parasequence scale in the Miocene Hot Spring limestone, Idaho: An analog addressing reservoir presence and quality. *AAPG Bulletin* 97 (11), 1967–1995. <https://doi.org/10.1306/07081312192>
- Bonham, H.F., Papke, K.G., 1969.** Geology and mineral deposits of Washoe and Storey Counties, Nevada. Mackay School of Mines, University of Nevada.
- Born, S.M., 1972.** Late Quaternary history, deltaic sedimentation, and mudlump formation at Pyramid Lake, Nevada. University of Nevada, Reno, Center for Water Resources Research, Desert Research Institute.

- Bougeault, C., Vennin, E., Durlet, C., Muller, E., Mercuzot, M., Chavez, M., Gérard, E., Ader, M., Virgone, A., Gaucher, E.C., 2019.** Biotic–abiotic influences on modern Ca–Si-rich hydrothermal spring mounds of the Pastos Grandes volcanic caldera (Bolivia). *Minerals* 9 (6), 380. <https://doi.org/10.3390/min9060380>
- Bouton, A., Vennin, E., Amiotte-Suchet, P., Thomazo, C., Sizun, J., Virgone, A., Gaucher, E.C., Visscher, P.T., 2019.** Prediction of the calcium carbonate budget in a sedimentary basin: A “source-to-sink” approach applied to Great Salt Lake, Utah, USA. *Basin Research*, 1-30. <https://doi.org/10.1111/bre.12412>
- Bouton, A., Vennin, E., Boulle, J., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Goslar, T., Yokoyama, Y., Dupraz, C., Visscher, P.T., 2016a.** Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences* 13 (19), 5511–5526. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5511-2016>
- Bouton, A., Vennin, E., Mulder, T., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Goslar, T., Buoncrisiani, J.-F., Désaubliaux, G., Visscher, P.T., 2016b.** Enhanced development of lacustrine microbialites on gravity flow deposits, Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentary Geology* 341, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.05.004>
- Bradbury, P.J., Forester, R.M., Thompson, R.S., 1989.** Late Quaternary paleolimnology of Walker Lake, Nevada. *Journal of Paleolimnology* 1 (4), 249–267. <https://doi.org/10.1007/BF00184000>
- Brasier, A., Wacey, D., Rogerson, M., Guagliardo, P., Saunders, M., Kellner, S., Mercedes-Martin, R., Prior, T., Taylor, C., Matthews, A., Reijmer, J., 2018.** A microbial role in the construction of Mono Lake carbonate chimneys? *Geobiology* 16 (5), 540–555. <https://doi.org/10.1111/gbi.12292>
- Briggs, R.W., Wesnousky, S.G., 2004.** Late Pleistocene fault slip rate, earthquake recurrence, and reactivity of slip along the Pyramid Lake fault zone, northern Walker Lane, United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 109 (B08402), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2003JB002717>
- Briggs, R.W., Wesnousky, S.G., Adams, K.D., 2005.** Late Pleistocene and Late Holocene lake highstands in the Pyramid Lake subbasin of Lake Lahontan, Nevada, USA. *Quaternary Research* 64 (2), 257–263. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.02.011>
- Broecker, W., Kaufman, A., 1965.** Radiocarbon chronology of Lake Lahontan and Lake Bonneville II, Great Basin. *Geological Society of America Bulletin* 76 (5), 537–566. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1965\)76\[537:RCOLLA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[537:RCOLLA]2.0.CO;2)
- Broecker, W.S., Orr, P.C., 1958.** Radiocarbon chronology of Lake Lahontan and Lake Bonneville 69 (8), 1009–1032. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1958\)69\[1009:RCOLLA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1958)69[1009:RCOLLA]2.0.CO;2)
- Buchardt, B., Israelson, C., Seaman, P., Stockmann, G., 2001.** Ikaite tufa towers in Ikka Fjord, Southwest Greenland: their formation by mixing of seawater and alkaline spring water. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 71 (1), 176–189. <https://doi.org/10.1306/042800710176>
- Buchardt, B., Seaman, P., Stockmann, G., Vous, M., Wilken, U., Düwel, L., Kristiansen, A., Jenner, C., Whiticar, M.J., Kristensen, R.M., Petersen, G.H., Thorbjørn, L., 1997.** Submarine columns of ikaite tufa. *Nature* 390 (6656), 129–130. <https://doi.org/10.1038/36474>

- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Alvarado, I., Gilg, H.A., Villanueva, R.E., Cruz, R.L.-S., 2005. Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology* 174 (1-2), 97–113. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.001>
- Carroll, A.R., Bohacs, K.M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology* 27 (2), 99–102.
- Casanova, J., 1994. Stromatolites from the East African Rift: A Synopsis, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 193–226. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_8
- Chafetz, H.S., 2013. Porosity in bacterially induced carbonates: Focus on micropores. *AAPG Bulletin* 97 (11), 2103–2111. <https://doi.org/10.1306/04231312173>
- Chafetz, H.S., Folk, R.L., 1984. Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *SEPM Journal of Sedimentary Research* 54 (1), 289–316. <https://doi.org/10.1306/212F8404-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Chafetz, H.S., Guidry, S.A., 1999. Bacterial shrubs, crystal shrubs, and ray-crystal shrubs: bacterial vs. abiotic precipitation. *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 57–74. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00032-9](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00032-9)
- Chambers, J.C., Miller, J.R., 2011. Geomorphology, hydrology, and ecology of Great Basin meadow complexes - implications for management and restoration (No. RMRS-GTR-258). U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station, Ft. Collins, CO. <https://doi.org/10.2737/RMRS-GTR-258>
- Christ, N., Maerz, S., Kutschera, E., Kwiecien, O., Mutti, M., 2018. Palaeoenvironmental and diagenetic reconstruction of a closed-lacustrine carbonate system - the challenging marginal setting of the Miocene Ries Crater Lake (Germany). *Sedimentology* 65 (1), 235–262. <https://doi.org/10.1111/sed.12401>
- Claes, H., Marques Erthal, M., Soete, J., Özkul, M., Swennen, R., 2017. Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballık-Belevi area (Denizli, SW Turkey). *Quaternary International* 437, 147–163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.002>
- Cohen, A.S., Thouin, C., 1987. Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology* 15 (5), 414–418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1987\)15<414:NCDILT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<414:NCDILT>2.0.CO;2)
- Cohmap members, 1988. Climate changes in the last 18,000 years: observations and simulations. *Science* 241, 1043–1052.
- Coolbaugh, M.F., Faulds, J.E., Kratt, C., Oppliger, G.L., Shevenell, L., Calvin, W.M., Ehni, W.J., and Zehner, R.E., 2007. Geothermal potential of the Pyramid Lake Paiute Reservation, Nevada, USA: Evidence of previously unrecognized moderate-temperature (150-170°C) geothermal systems. *Geothermal Resources Council Transactions* 30, p. 59-67.
- Coolbaugh, M.F., Lechler, P., Sladeck, C., Kratt, C., 2009. Carbonate tufa columns as exploration guides for geothermal systems in the Great Basin. *Geothermal Resources Council Transactions* 33, 461–466.
- Council, T.C., Bennett, P.C., 1993. Geochemistry of ikaite formation at Mono Lake, California: Implications for the origin of tufa mounds. *Geological Society of America Bulletin* 21 (11), 971–974. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0971:GOIFAM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0971:GOIFAM>2.3.CO;2)

- Cousens, B.L., Henry, C.D., Stevens, C., Varve, S., John, D.A., Wetmore, S., 2019. Igneous rocks in the Fish Creek Mountains and environs, Battle Mountain area, north-central Nevada: A microcosm of Cenozoic igneous activity in the northern Great Basin, Basin and Range Province, USA. *Earth-Science Reviews* 192, 403–444. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.013>
- Cukur, D., Krastel, S., Çağatay, M.N., Damcı, E., Meydan, A.F., Kim, S.-P., 2015. Evidence of extensive carbonate mounds and sublacustrine channels in shallow waters of Lake Van, eastern Turkey, based on high-resolution chirp subbottom profiler and multibeam echosounder data. *Geo-Marine Letters* 35 (5), 329–340. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0410-x>
- Currey, D.R., 1990. Quaternary palaeolakes in the evolution of semidesert basins, with special emphasis on Lake Bonneville and the Great Basin, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 76 (3–4), 189–214. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(90\)90113-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90113-1)
- Daly, C., Halbleib, M., Smith, J.I., Gibson, W.P., Doggett, M.K., Taylor, G.H., Curtis, J., Pasteris, P.P., 2008. Physiographically sensitive mapping of climatological temperature and precipitation across the conterminous United States. *International Journal of Climatology* 28 (15), 2031–2064. <https://doi.org/10.1002/joc.1688>
- Dana, E.S., 1884. A crystallographic study of the thinolite of Lake Lahontan. *U.S. Geological Survey Bulletin* 12, 429–450.
- DeCelles, P.G., 2004. Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U.S.A. *American Journal of Science* 304 (2), 105–168. <https://doi.org/10.2475/ajs.304.2.105>
- Dekov, V.M., Egueh, N.M., Kamenov, G.D., Bayon, G., Lalonde, S.V., Schmidt, M., Liebetrau, V., Munnik, F., Fouquet, Y., Tanimizu, M., Awaleh, M.O., Guirreh, I., Le Gall, B., 2014. Hydrothermal carbonate chimneys from a continental rift (Afar Rift): Mineralogy, geochemistry, and mode of formation. *Chemical Geology* 387, 87–100. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.08.019>
- Della Porta, G., 2015. Carbonate build-ups in lacustrine, hydrothermal and fluvial settings: comparing depositional geometry, fabric types and geochemical signature. *Geological Society, London, Special Publications* 418 (1), 17–68. <https://doi.org/10.1144/SP418.4>
- DeMott, L.M., Napieralski, S.A., Junium, C.K., Teece, M., Scholz, C.A., 2020. Microbially influenced lacustrine carbonates: A comparison of Late Quaternary Lahontan tufa and modern thrombolite from Fayetteville Green Lake, NY. *Geobiology* 18 (1), 93–112. <https://doi.org/10.1111/gbi.12367>
- DeMott, L.M., Scholz, C.A., Junium, C.K., 2019. 8200-year growth history of a Lahontan-age lacustrine tufa deposit. *Sedimentology* 66 (6), 2169–2190. <https://doi.org/10.1111/sed.12579>
- Dickinson, W.R., 2006. Geotectonic evolution of the Great Basin. *Geosphere* 2 (7), 353–368. <https://doi.org/10.1130/GES00054.1>
- Dickinson, W.R., 2004. Evolution of the North American Cordillera. *Geo-Marine Letters* 32 (1), 13–45. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120257>
- Dickinson, W.R., 2002. The Basin and Range province as a composite extensional domain. *International Geology Review* 44 (1), 1–38. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.1.1>

- Dickinson, W.R., 2000.** Geodynamic interpretation of Paleozoic tectonic trends oriented oblique to the Mesozoic Klamath-Sierran continental margin in California, in: *Paleozoic and Triassic Paleogeography and Tectonics of Western Nevada and Northern California*. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2347-7.209>
- Dickinson, W.R., Snyder, W.S., 1978.** Plate tectonics of the Laramide orogeny. *Geological Society of America* 15, 355–366. <https://doi.org/10.1130/MEM151-p355>
- Dieckmann, G.S., Nehrke, G., Uhlig, C., Göttlicher, J., Gerland, S., Granskog, M.A., Thomas, D.N., 2010.** Brief communication: Ikaite ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) discovered in Arctic sea ice. *The Cryosphere* 4 (2), 227–230. <https://doi.org/10.5194/tc-4-227-2010>
- Dorn, R.L., Jull, A.J.T., Donahue, D.J., Linick, T.W., Toolin, L.J., 1990.** Latest Pleistocene lake shorelines and glacial chronology in the Western Basin and Range Province, U.S.A.: insights from AMS radiocarbon dating of rock varnish and paleoclimatic implications. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 78 (3-4), 315–331. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(90\)90220-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90220-2)
- Drakos, P.S., 2007.** Tertiary stratigraphy and structure of the southern Lake Range northwest Nevada: Assessment of kinematic links between strike-slip and normal faults in the northern Walker Lane. (PhD Thesis). University of Nevada, Reno, 165 p.
- Drakos, P.S., Faulds, J.E., 2013.** Preliminary Geologic Map of the Southern Lake Range, Washoe County, Nevada. Open-File Report, 13-11.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009a.** Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96 (3), 141–162. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.10.005>
- Dupraz, S., Parmentier, M., Ménez, B., Guyot, F., 2009b.** Experimental and numerical modeling of bacterially induced pH increase and calcite precipitation in saline aquifers. *Chemical Geology* 265 (1-2), 44–53. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.003>
- Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K., Reid, R.P., 2004.** Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake - Tivoli travertine case (Central Italy). *Sedimentology* 51 (4), 745–765. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00649.x>
- Eaton, G.P., 1982.** The Basin and Range province: origin and tectonic significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 10 (1), 409–440. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.10.050182.002205>
- Erthal, M.M., Capezzuoli, E., Mancini, A., Claes, H., Soete, J., Swennen, R., 2017.** Shrub morpho-types as indicator for the water flow energy - Tivoli travertine case (Central Italy). *Sedimentary Geology* 347, 79–99. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.11.008>
- Faulds, J.E., Coolbaugh, M.F., Hinz, N.H., Cashman, P.H., Kratt, C., Dering, G., Edwards, J., Mayhew, B., McLachlan, H., 2011.** Assessment of favorable structural settings of geothermal systems in the Great Basin, western USA. *Geothermal Resources Council Transactions* 35, 777–784.
- Faulds, J.E., Henry, C.D., 2008.** Tectonic influences on the spatial and temporal evolution of the Walker Lane: An incipient transform fault along the evolving Pacific – North American plate boundary. *Arizona Geological Society Digest* 22, 437–470.
- Faulds, J.E., Hinz, N.H., 2015.** Favorable tectonic and structural settings of geothermal systems in the Great Basin region, western USA: Proxies for discovering blind geothermal

- systems. Presented at *the Proceedings of the World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*, pp. 19–25.
- Flügel, E., 2004.** *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 976 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8>
- Fosdick, J.C., Colgan, J.P., 2008.** Miocene extension in the East Range, Nevada: A two-stage history of normal faulting in the northern Basin and Range. *Geological Society of America Bulletin* 120 (9-10), 1198–1213. <https://doi.org/10.1130/B26201.1>
- Frémont, J.C., 1845.** The exploring expedition to the Rocky Mountains in the year 1842, and to Oregon and North California in the years 1843-44. Gales and Seaton, Printers, Washington. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.46894>
- Freytet, P., 2000.** Distribution and palaeoecology of non marine algae and stromatolites: II, the limagne of allier Oligo-Miocene lake (central France). *Annales de Paléontologie* 86 (1), 3–57. [https://doi.org/10.1016/S0753-3969\(00\)88723-6](https://doi.org/10.1016/S0753-3969(00)88723-6)
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., 1999.** Calcitic radial palisadic fabric in freshwater stromatolites: diagenetic and recrystallized feature or physicochemical sinter crust? *Sedimentary Geology* 126 (1-4), 97–102. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00034-2)
- Freytet, P., Verrecchia, E.P., 1998.** Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology* 45 (3), 535–563. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1998.00155.x>
- Gasse, F., Fontes, J.-C., 1989.** Palaeoenvironments and palaeohydrology of a tropical closed lake (Lake Asal, Djibouti) since 10,000 yr B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 69, 67–102. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90156-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90156-9)
- Gischler, E., Gibson, M.A., Oschmann, W., 2008.** Giant holocene freshwater microbialites, Laguna Bacalar, Quintana Roo, Mexico: freshwater microbialites, Bacalar, Mexico. *Sedimentology* 55 (5), 1293–1309. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00946.x>
- Godsey, H.S., Currey, D.R., Chan, M.A., 2005.** New evidence for an extended occupation of the Provo shoreline and implications for regional climate change, Pleistocene Lake Bonneville, Utah, USA. *Quaternary Research* 63 (5), 212–223. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.01.002>
- Godsey, H.S., Oviatt, C.G., Miller, D.M., Chan, M.A., 2011.** Stratigraphy and chronology of offshore to nearshore deposits associated with the Provo shoreline, Pleistocene Lake Bonneville, Utah. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 310 (3-4), 442–450. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.08.005>
- Guo, L., Riding, R., 1994.** Origin and diagenesis of Quaternary travertine shrub fabrics, Rapolano Terme, central Italy. *Sedimentology* 41 (3), 499–520. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb02008.x>
- Hammond, W.C., Blewitt, G., Kreemer, C., 2011.** Block modeling of crustal deformation of the northern Walker Lane and Basin and Range from GPS velocities. *Journal of Geophysical Research* 116 (B0440), 1-28. <https://doi.org/10.1029/2010JB007817>
- Hanson, R.E., Schweickert, R.A., 1982.** Chilling and brecciation of a Devonian rhyolite sill intruded into wet sediments, Northern Sierra Nevada, California. *The Journal of Geology* 90 (6), 717-724. <https://doi.org/10.1086/628726>

- Hardman, G., Venstrom, C., 1941.** A 100-year record of Truckee River runoff estimated from changes in levels and volumes of pyramid and Winnemucca lakes. *Transactions, American Geophysical Union* 22 (1), 71-90. <https://doi.org/10.1029/TR022i001p00071>
- Hattori, E.M., 1982.** The Archaeology of Falcon Hill, Winnemucca Lake, Washoe County, Nevada. *Nevada State Museum Anthropological Papers*.
- Hattori, E.M., Tuohy, D.R., 1993.** Prehistoric human occupation and changing lake levels at Pyramid and Winnemucca lakes, Nevada, in: *Proceedings of the Workshop "Ongoing Paleoclimatic Studies in the Northern Great Basin": Reno, Nevada*, U.S. Geological Survey Circular 1119. U.S. Geological Survey, Denver, CO, pp. 31–34.
- Henry, C.D., John, D.A., 2013.** Magmatism, ash-flow tuffs, and calderas of the ignimbrite flareup in the western Nevada volcanic field, Great Basin, USA. *Geosphere* 9 (4), 951–1008. <https://doi.org/10.1130/GES00867.1>
- Herrero E.O., 2018.** Origen and evolution of gypsum stromatolites in salars of the Andes highlands, northern Chile. *Andean Geology* 46 (1), 211. <https://doi.org/10.5027/andgeoV46n1-3029>
- Hostetler, S., Benson, L.V., 1990.** Paleoclimatic implications of the high stand of Lake Lahontan derived from models of evaporation and lake level. *Climate Dynamics* 4 (3), 207–217. <https://doi.org/10.1007/BF00209522>
- Hostetler, S.W., Giorgi, F., Bates, G.T., Bartlein, P.J., 1994.** Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan. *Science* 263 (5147), 665–668. <https://doi.org/10.1126/science.263.5147.665>
- Houghton, J.G., Sakamoto, C.M., Gifford, R.O., 1975.** Nevada's Weather and Climate, *Nevada Bureau of Mines and Geology Special Publication 2*. Nevada Bureau of Mines and Geology, Reno, NV.
- Huggett, J.M., Schultz, B.P., Shearman, D.J., Smith, A.J., 2005.** The petrology of ikaite pseudomorphs and their diagenesis. *Proceedings of the Geologists' Association* 116 (3-4), 207–220. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(05\)80042-2](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(05)80042-2)
- Humphreys, E.D., 1995.** Post-Laramide removal of the Farallon slab, western United States. *Geology* 23 (11), 987–990. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0987:PLROTF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0987:PLROTF>2.3.CO;2)
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., 2013.** Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology* 60 (4), 1071–1099. <https://doi.org/10.1111/sed.12023>
- Jones, J.C., Antevs, E.V., Huntington, E., 1914.** Geologic history of Lake Lahontan. *Carnegie Institution of Washington* 40 (1040), 827–830.
- Kahle, C.F., 1977.** Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritisation. *Sedimentology* 24 (3), 413–435. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00130.x>
- Kaufman, A., Broecker, W., 1965.** Comparison of Th²³⁰ and C¹⁴ ages for carbonate materials from lakes Lahontan and Bonneville. *Journal of Geophysical Research* 70 (16), 4039–4054. <https://doi.org/10.1029/JZ070i016p04039>

- Kennedy, B.M., van Soest, M.C., 2007.** Flow of mantle fluids through the ductile lower crust: helium isotope trends. *Science* 318 (5855), 1433–1436. <https://doi.org/10.1126/science.1147537>
- King, C., 1878.** U.S. geological exploration of the fortieth parallel. Washington, D.C., U.S. Gov. Printing Office 1, 504–529.
- King, G.Q., 1993.** Late Quaternary history of the lower Walker River and its implications for the Lahontan paleolake system. *Physical Geography* 14, 81–96.
- Kratt, C., Calvin, W.M., Coolbaugh, M.F., 2010.** Mineral mapping in the Pyramid Lake basin: Hydrothermal alteration, chemical precipitates and geothermal energy potential. *Remote Sensing of Environment* 114 (10), 2297–2304. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.05.006>
- Kreemer, C., Blewitt, G., Hammond, W.C., 2009.** Geodetic constraints on contemporary deformation in the northern Walker Lane: 2. Velocity and strain rate tensor analysis, in: Oldow J.S., Cashman P.H. (Eds.) *Late Cenozoic Structure and Evolution of the Great Basin-Sierra Nevada Transition*. Geological Society of America Special Volume 447, 17-31. [https://doi.org/10.1130/2009.2447\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.2447(02))
- Lao, Y., Benson, L., 1988.** Uranium-series age estimates and paleoclimatic significance of pleistocene tufas from the Lahontan Basin, California and Nevada. *Quaternary Research* 30 (2), 165–176. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90021-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90021-X)
- Laval, B., Cady, S.L., Pollack, J.C., McKay, C.P., Bird, J.S., Grotzinger, J.P., Ford, D.C., Bohm, H.R., 2000.** Modern freshwater microbialite analogues for ancient dendritic reef structures. *Nature* 407 (6804), 626–629. <https://doi.org/10.1038/35036579>
- Lim, D.S.S., Laval, B.E., Slater, G., Antoniadis, D., Forrest, A.L., Pike, W., Pieters, R., Saffari, M., Reid, D., Schulze-Makuch, D., Andersen, D., McKay, C.P., 2009.** Limnology of Pavilion Lake, B. C., Canada – Characterization of a microbialite forming environment. *Fundamental and Applied Limnology / Archiv für Hydrobiologie* 173 (4), 329–351. <https://doi.org/10.1127/1863-9135/2009/0173-0329>
- Lin, J.C., Broecker, W.S., Anderson, R.F., Hemming, S., Rubenstone, J.L., Bonani, G., 1996.** New ²³⁰Th/U and ¹⁴C ages from Lake Lahontan carbonates, Nevada, USA, and a discussion of the origin of initial thorium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (15), 2817–2832. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(96\)00136-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(96)00136-6)
- Liu, M., 2001.** Cenozoic extension and magmatism in the North American Cordillera: the role of gravitational collapse. *Tectonophysics* 342 (3-4), 407–433. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00173-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00173-1)
- Long, S.P., 2019.** Geometry and magnitude of extension in the Basin and Range Province (39°N), Utah, Nevada, and California, USA: Constraints from a province-scale cross section. *Geological Society of America Bulletin* 131 (1-2), 99–119. <https://doi.org/10.1130/B31974.1>
- Long, S.P., Thomson, S.N., Reiners, P.W., Di Fiori, R.V., 2015.** Synorogenic extension localized by upper-crustal thickening: An example from the Late Cretaceous Nevada plano. *Geology* 43 (4), 351–354. <https://doi.org/10.1130/G36431.1>
- Ludwig, K.A., Kelley, D.S., Butterfield, D.A., Nelson, B.K., Früh-Green, G., 2006.** Formation and evolution of carbonate chimneys at the Lost City Hydrothermal Field. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (14), 3625–3645. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.04.016>

- Lund, S., Benson, L., Negrini, R., Liddicoat, J., Mensing, S., 2017. A full-vector paleomagnetic secular variation record (PSV) from Pyramid Lake (Nevada) from 47–17 ka: Evidence for the successive Mono Lake and Laschamp Excursions. *Earth and Planetary Science Letters* 458, 120–129. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.036>
- Lyle, M., Heusser, L., Ravelo, C., Yamamoto, M., Barron, J., Diffenbaugh, N.S., Herbert, T., Andreasen, D., 2012. Out of the tropics: the Pacific, Great Basin lakes, and Late Pleistocene water cycle in the Western United States. *Science* 337 (6102), 1629–1633. <https://doi.org/10.1126/science.1218390>
- Manzo, E., Perri, E., Tucker, M.E., 2012. Carbonate deposition in a fluvial tufa system: processes and products (Corvino Valley - southern Italy): Carbonate fluvial tufa deposition, processes and products. *Sedimentology* 59 (2), 553–577. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01266.x>
- McGee, D., Moreno-Chamarro, E., Marshall, J., Galbraith, E.D., 2018. Western U.S. lake expansions during Heinrich stadials linked to Pacific Hadley circulation. *Science Advances* 4 (11), 1-10. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aav0118>
- Mensing, S.A., Benson, L.V., Kashgarian, M., Lund, S., 2004. A Holocene pollen record of persistent droughts from Pyramid Lake, Nevada, USA. *Quaternary Research* 62 (1), 29–38. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.04.002>
- Mensing, S.A., Sharpe, S.E., Tunno, I., Sada, D.W., Thomas, J.M., Starratt, S., Smith, J., 2013. The Late Holocene Dry Period: multiproxy evidence for an extended drought between 2800 and 1850 cal yr BP across the central Great Basin, USA. *Quaternary Science Reviews* 78, 266–282. <https://doi.org/10.1016/j.quascrev.2013.08.010>
- Moore, L.S., Burne, R.V., 1994. The modern thrombolites of Lake Clifton, Western Australia, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 3–29. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_1
- Morrison, R.B., Frye, J.C., 1965. Correlation of the middle and late Quaternary successions of the Lake Lahontan, Lake Bonneville, Rocky Mountain (Wasatch Range), southern Great Plains, and eastern midwest areas. *Nevada Bureau of Mines, Report 9*. Mackay school of mines, University of Nevada.
- Newell, D.L., Jensen, J.L., Frantz, C.M., Vanden Berg, M.D., 2017. Great Salt Lake (Utah) microbialite $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, and $\delta^{15}\text{N}$ record fluctuations in lake biogeochemistry since the Late Pleistocene. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 18 (10), 3631–3645. <https://doi.org/10.1002/2017GC007078>
- Oviatt, C.G., 1997. Lake Bonneville fluctuations and global climate change. *Geology* 25 (2), 155–158. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0155:LBFAGC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0155:LBFAGC>2.3.CO;2)
- Oviatt, C.G., Currey, D.R., Miller, D.M., 1990. Age and paleoclimatic significance of the Stansbury shoreline of Lake Bonneville, northeastern Great Basin. *Quaternary Research* 33 (3), 291–305. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(90\)90057-R](https://doi.org/10.1016/0033-5894(90)90057-R)
- Pace, A., Bourillot, R., Bouton, A., Vennin, E., Galaup, S., Bundeleva, I., Patrier, P., Dupraz, C., Thomazo, C., Sansjofre, P., Yokoyama, Y., Franceschi, M., Anguy, Y., Pigot, L., Virgone, A., Visscher, P.T., 2016. Microbial and diagenetic steps leading to the mineralisation of Great Salt Lake microbialites. *Scientific Reports* 6 (1), 31495. <https://doi.org/10.1038/srep31495>

- Parsons, T., Thompson, G.A., Smith, R.P., 1998.** More than one way to stretch: a tectonic model for extension along the plume track of the Yellowstone hotspot and adjacent Basin and Range Province. *Tectonics* 17 (2), 221–234. <https://doi.org/10.1029/98TC00463>
- Prokopovich, N.P., 1983.** Alteration of alluvium by natural gas in the Pyramid Lake area, Nevada. *Environmental & Engineering Geoscience* (2) 185–196. <https://doi.org/10.2113/gseegeosci.xx.2.185>
- Reheis, M.C., 1996.** Old, very high pluvial lake levels in the Lahontan basin, Nevada; evidence from the Walker Lake basin, in: Adams, K. D., Fontaine, S. A., (Eds.), *Quaternary History, Isostatic Rebound and Active Faulting in the Lake Lahontan Basin, Nevada and California: Reno, Nevada, Pacific Cell Friends of the Pleistocene Field Trip Guidebook*, pp. 99–118.
- Reheis, M.C., Adams, K.D., Oviatt, C.G., Bacon, S.N., 2014.** Pluvial lakes in the Great Basin of the western United States—a view from the outcrop. *Quaternary Science Reviews* 97, 33–57. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.012>
- Reheis, M.C., Morrison, R.B., 1997.** High, old pluvial lakes of western Nevada. *Brigham Young University Geology Studies* 42, 459–492.
- Reheis, M.C., Sarna-Wojcicki, A.M., Reynolds, R.L., Repenning, C.A., Mifflin, M.D., 2002.** Pliocene to middle Pleistocene lakes in the western Great Basin: ages and connections, in: Hershler, R., Madsen, D.B., Currey, D.R. (Eds.), *Great Basin aquatic systems history*, Smithsonian Contributions to the Earth Sciences 33, 53–108.
- Reitner, J., Neuweiler, F., Gautret, P., 1995.** Modern and fossil automicrites: implications for mud mound genesis, in: Reitner, J., Neuweiler, F. (coord.) *Polygenetic Spectrum of Fine-Grained Carbonate Buildups*, Facies (33). pp. 4–17.
- Riding, R., 2011.** Microbialites, stromatolites, and thrombolites, in: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 635–654.
- Riding, R., 2008.** Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geological Croatia* 61, 73–103.
- Riding, R., 1979.** Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries crater, Upper Miocene, southern Germany. *Sedimentology* 26 (5), 645–680. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00936.x>
- Roche, A., Vennin, E., Bouton, A., Olivier, N., Wattinne, A., Bundeleva, I., Deconinck, J.-F., Virgone, A., Gaucher, E.C., Visscher, P.T., 2018.** Oligo-Miocene lacustrine microbial and metazoan buildups from the Limagne Basin (French Massif Central). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 504, 34–59. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.05.001>
- Roche, A., Vennin, E., Bundeleva, I., Bouton, A., Payandi-Rolland, D., Amiotte-Suchet, P., Gaucher, E.C., Courvoisier, H., Visscher, P.T., 2019.** The role of the substrate on the mineralization potential of microbial mats in a modern freshwater river (Paris Basin, France). *Minerals* 9 (6), 1–33. <https://doi.org/10.3390/min9060359>
- Rosen, M.R., Arehart, G.B., Lico, M.S., 2004.** Exceptionally fast growth rate of <100-yr-old tufa, Big Soda Lake, Nevada: Implications for using tufa as a paleoclimate proxy. *Geology* 32 (5), 409–412. <https://doi.org/10.1130/G20386.1>
- Russell, I.C., 1885.** Geological history of Lake Lahontan, a Quaternary lake of northwestern Nevada, Monograph 11. <https://doi.org/10.3133/m11>

- Russell, J.A., Brady, A.L., Cardman, Z., Slater, G.F., Lim, D.S.S., Biddle, J.F., 2014. Prokaryote populations of extant microbialites along a depth gradient in Pavilion Lake, British Columbia, Canada. *Geobiology* 12 (3), 250–264. <https://doi.org/10.1111/gbi.12082>
- Shapiro, R.S., 2000. A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaio* 15 (2), 166–169. [https://doi.org/10.1669/0883-1351\(2000\)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2)
- Shearman, D.J., McGugan, A., Stein, C., Smith, A.J., 1989. Ikaite, CaCO₃·6H₂O, precursor of the tholinolites in the Quaternary tufas and tufa mounds of the Lahontan and Mono Lake Basins, western United States. *Geological Society of America Bulletin* 101 (7), 913–917. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0913:ICOPOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0913:ICOPOT>2.3.CO;2)
- Snell, K.E., Koch, P.L., Druschke, P., Foreman, B.Z., Eiler, J.M., 2014. High elevation of the ‘Nevadaplano’ during the Late Cretaceous. *Earth and Planetary Science Letters* 386, 52–63. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.10.046>
- Spadafora, A., Perri, E., Mckenzie, J.A., Vasconcelos, C., 2010. Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites: Biomineralization processes forming stromatolites. *Sedimentology* 57 (1), 27–40. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01083.x>
- Speed, R.C., Sleep, N.H., 1982. Antler orogeny and foreland basin: A model. *Geological Society of America Bulletin* 93 (9), 815–828. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<815:AOAFBA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<815:AOAFBA>2.0.CO;2)
- Stewart, J.H., 1971. Basin and Range structure: A system of horsts and grabens produced by deep-seated extension. *Geological Society of America Bulletin* 82 (4), 1019–1044.
- Stewart, J.H., Carlson, J.E., Johannesen, D.C., 1982. Geologic map of the Walker Lake 1 by 2 quadrangle.
- Thompson, R.S., Benson, L., Hattori, E.M., 1986. A revised chronology for the last Pleistocene lake cycle in the central Lahontan Basin. *Quaternary Research* 25 (1), 1–9. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(86\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0033-5894(86)90039-6)
- Tuohy, D.R., 1988. Artifacts from the northwestern Pyramid Lake shoreline. In: Willing, J. A., Aikens C. M., Fagan, J. L. (Eds.), *Early Human Occupation in Far Western North America: The Clovis-Archaic Interface*. Nevada State Museum, Carson City, NV, pp. 201–216.
- Turner, R., Koehler, R.D., Briggs, R.W., Wesnousky, S.G., 2008. Paleoseismic and slip-rate observations along the Honey Lake fault zone, Northeastern California, USA. *Bulletin of the Seismological Society of America* 98 (4), 1730–1736. <https://doi.org/10.1785/0120070090>
- Van Buer, N., 2012. Preliminary geologic map of the Sahwave and Nightingale Ranges. Churchill, Pershing, and Washoe Counties, Nevada.
- Vanden Berg, M.D., 2019. Domes, rings, ridges, and polygons: characteristics of microbialites from Utah’s Great Salt Lake. *The Sedimentary Record* 17 (1), 4–10. <https://doi.org/10.2110/sedred.2019.1.4>
- Vennin, E., Bouton, A., Bourillot, R., Pace, A., Roche, A., Brayard, A., Thomazo, C., Virgone, A., Gaucher, E.C., Desaubliaux, G., Visscher, P.T., 2019. The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology* 66 (1), 165–204. <https://doi.org/10.1111/sed.12499>

- Vennin, E., Olivier, N., Brayard, A., Bour, I., Thomazo, C., Escarguel, G., Fara, E., Bylund, K.G., Jenks, J.F., Stephen, D.A., Hofmann, R., 2015. Microbial deposits in the aftermath of the end-Permian mass extinction: A diverging case from the Mineral Mountains (Utah, USA). *Sedimentology* 62 (3), 753–792. <https://doi.org/10.1111/sed.12166>
- Vice, G.S., Faulds, J.E., Ehni, W.J., Coolbaugh, M.F., 2007. Structural controls of a blind geothermal system in the northern Pyramid Lake Area, northwestern Nevada. *Geothermal Resources Council Transactions*, pp. 133–137.
- Virgone, A., 2019. The continental carbonate mosaic: a new point of view. *Rapport interne Total SA*, p. 227. Non publié.
- Wattinne, A., Vennin, E., De Wever, P., 2003. Évolution d'un environnement carbonaté lacustre à stromatolithes, par l'approche paléo-écologique (carrière de Montaigu-le-Blin, bassin des Limagnes, Allier, France). *Bulletin de la Société géologique de France* 174 (3), 243–260.
- Wells, M.L., Hoisch, T.D., 2008. The role of mantle delamination in widespread Late Cretaceous extension and magmatism in the Cordilleran orogen, western United States. *Geological Society of America Bulletin* 120 (5-6), 515–530. <https://doi.org/10.1130/B26006.1>
- Wesnousky, S.G., 2005. The San Andreas and Walker Lane fault systems, western North America: transpression, transtension, cumulative slip and the structural evolution of a major transform plate boundary. *Journal of Structural Geology* 27 (8), 1505–1512. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.01.015>
- Winsborough, B.M., Seeler, J.-S., Golubic, S., Folk, R.L., Maguire, B., 1994. Recent freshwater lacustrine stromatolites, stromatolitic mats and oncooids from northeastern Mexico, in: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (Eds.), *Phanerozoic Stromatolites II*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 71–100. https://doi.org/10.1007/978-94-011-1124-9_4
- Wyld, S.J., 2002. Structural evolution of a Mesozoic backarc fold-and-thrust belt in the US Cordillera: New evidence from northern Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 114 (11), 1452–1468. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114<1452:SEOAMB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<1452:SEOAMB>2.0.CO;2)
- Yokoyama, T., Matsukura, Y., 2006. Field and laboratory experiments on weathering rates of granodiorite: Separation of chemical and physical processes. *Geology* 34 (10), 809–812. <https://doi.org/10.1130/G22625.1>
- Zhou, X., Lu, Z., Rickaby, R.E.M., Domack, E.W., Wellner, J.S., Kennedy, H.A., 2015. Ikaite abundance controlled by porewater phosphorus level: potential links to dust and productivity. *The Journal of Geology* 123 (3), 269–281. <https://doi.org/10.1086/681918>

Synthèse

Conclusions & Perspectives



Illustration du lac asséché Winnemucca (Nevada ; USA) ; M. Bernardi

Discussion générale

L'objectif principal de cette thèse était d'étudier la diversité de dépôts carbonatés en lien avec une activité microbienne dans des environnements continentaux différents afin de discuter des facteurs intrinsèques, extrinsèques et externes contrôlant leur installation, leur développement et leur préservation. Ce travail s'est construit à partir de trois exemples de terrains d'âges différents : les bioconstructions à métazoaires oligo-miocènes du bassin des Limagnes (France), les tufas microbiens actuels de la Vallée de la Mérantaise (France) et les dépôts carbonatés pléistocènes du lac asséché de Winnemucca (Nevada, USA). Les différents résultats obtenus au cours de cette thèse de doctorat l'ont été à travers une approche à multi-échelle par acquisition de données de terrain, de cartographies en imagerie satellite et d'analyses en laboratoire. Ce qui a permis de caractériser les morphologies, les compositions, les géométries, ainsi que les transformations diagénétiques de ces dépôts et de les replacer dans leur contexte hydrologique, climatique et géodynamique. Les résultats, obtenus à travers l'étude de ces exemples, ont mis en évidence la diversité morphologique et de composition des dépôts carbonatés. Ces différents cas d'étude présentent des points communs, ce qui nous permet d'aborder la première problématique.

Problématique 1

Caractérisation des fabriques et compositions des dépôts carbonatés continentaux

Peut-on proposer une classification permettant de caractériser les dépôts carbonatés continentaux en lien avec une activité microbienne ?

La complexité des terminologies et classifications proposées dans la littérature nous a amené à une première problématique qui était de caractériser les morphologies et les compositions à différentes échelles dans des environnements différents et d'âges différents en utilisant une classification unique et pratique. Pour cela, une caractérisation à macro-, méso- et micro-échelle a été systématiquement effectuée sur les dépôts carbonatés microbiens des trois sites étudiés (Figure Conclusion.1). Les résultats montrent que les dépôts carbonatés en lien avec une activité microbienne, même s'ils présentent des spécificités locales, ont des morphologies et des compositions comparables, qui peuvent faire l'objet d'une classification simplifiée. Cette classification a été élaborée au sein de l'équipe de recherche de l'Université de Bourgogne (R. Bourillot, A. Bouton, C. Bougeault, C. Kolodka, A. Roche et E. Vennin) et présentée dans un rapport interne au service R&D de Total en décembre 2017.

	Limagne Basin	Winnemucca dry lake	Mérantaise Valley river
Age	Oligo-Miocene	Pleistocene-recent	Recent
Loc.	Massif Central (France)	West of Basin and Range (USA)	Paris Basin (France)
Geody.	Rifting (aborted)	Extensive	Intra basin
Hydro.	Lacustrine Exoreic to endoreic Freshwater to saline (?)	Lacustrine Endoreic Freshwater to saline (?)	Fluvial Freshwater
Macrofabric	Planar crusts Cauliflower Domes Cones to columns	Capping crusts Cow-pie Domes Columns	Planar crusts
Mesofabrice	Laminated Columnar	Laminated Columnar Branching Clotted Crystalline Structureless	Laminated Structureless
Microfabric	Micrite (<i>Laminated to columnar</i>) Cement (<i>Laminated to columnar</i>) Biofeatures: Filamentous Hybrid (<i>Fan-like to laminated</i>) Agglutinated (<i>Metazoans</i>)	Micrite (<i>Laminated to columnar</i>) Cement (<i>Microsparite-scalenoedra calcite</i>) Biofeatures: Filamentous Peloids (<i>arborescent to clusters</i>) Hybrid (<i>Fan-like to laminated</i>)	Micrite (<i>Laminated or iron-rich</i>) Biofeatures: Filamentous Peloids Agglutinated (<i>Clastic</i>)

Figure Conclusion.1 : Synthèse des caractéristiques des trois sites étudiés : âge, localisation (loc.), contexte géodynamique (geody.) et hydrologique (hydro.) ainsi que les descriptions des fabriques des dépôts carbonatés à l'échelle des macro-, méso- et microfabriques.

L'étude des macrofabriques est particulièrement utile dans la reconstitution de la dynamique lacustre, il est alors important de caractériser les objets à cette échelle, d'autant qu'aucun consensus n'existe dans la littérature sur une classification des macrofabriques. Rappelons que **la macrofabrique** correspond à la forme de l'édifice microbien individualisé (Shapiro, 2000) et la classification proposée et illustrée par la Figure Conclusion.2, est divisée en deux catégories (Alvaro et al., 2007) : **les bioconstructions**, d'une part, **et les (bio)accumulations**, d'autre part. Bioconstruction est un terme général regroupant toutes les structures construites composées d'éléments biotiques. Dans le cadre de cette étude, cette première catégorie se subdivise en 4 sous-catégories en fonction de leur relief synoptique. Les édifices présentant les plus forts reliefs synoptiques sont caractérisés par une hauteur

supérieure à leur largeur ; les macrofabriques obtenues sont des **colonnes ou de cônes**. Les édifices présentant un relief synoptique modéré sont caractérisés par une hauteur équivalente à leur largeur ; les macrofabriques obtenues sont **sphériques ou en dômes**. Lorsque la hauteur est inférieure à la largeur, la structure présente un faible relief synoptique : les macrofabriques sont des **choux-fleurs ou cow-pies**. Ces trois premières macrofabriques ont été identifiées dans le bassin des Limagnes et dans le sous-bassin de Winnemucca. Elles se distinguent des bioconstructions sans relief qui forment des **croûtes** à une forte extension latérale. Les croûtes ont été observées dans les trois exemples traités dans ce manuscrit. Enfin, les (bio)accumulations sont des dépôts qui résultent de l'accumulation de composants tels les oïdes, oncoïdes ou sphérulites. Elles ont été observées dans le bassin des Limagnes où elles peuvent être associées à des bioaccumulations d'autres composants biotiques (ostracodes, gastéropodes, végétaux, ...).

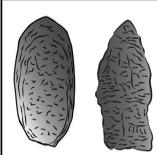
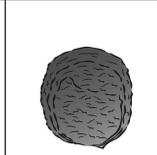
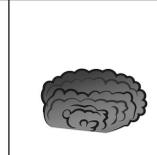
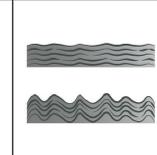
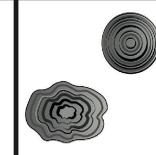
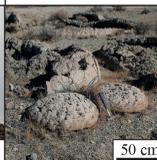
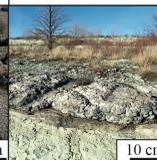
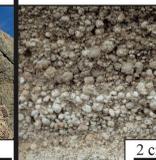
MACROFABRICS				
Buildups				(Bio)accumulations
Columns/Cones <i>(Vertical, bulb-shaped, flare-shaped,...)</i>	Domes <i>(Hemispheroids, complex,...)</i>	Cauliflower/Cow-pie <i>(Knob, pustular, cerebroid,...)</i>	Crusts <i>(Flat, wrinkle, wavy, crinkle, lobate, ...)</i>	Ooids, oncoïds, Spherulites
				
				
 Decreasing synoptic relief				

Figure Conclusion.2 : Classification des macrofabriques des dépôts carbonatés microbiens.

A l'échelle de la **mésosfabrique**, qui concerne les structures internes des macrofabriques visibles à l'œil nu, la classification est illustrée par la Figure Conclusion.3. Elle comprend 7 mésosfabriques correspondant à des composants biotiques et abiotiques. Les 4 premières trouvent des équivalents dans la littérature : (1) **laminated** équivalent au terme stromatolite (Riding, 1991) ; (2) **clotted** correspond au terme thrombolite (Riding, 1991) ; (3) **branchue** correspond au terme dendrolite (Riding, 1991) ou *shrub* (Claes et al., 2017) et (4) **structureless** correspond au terme léiolite (Riding, 2000). Deux nouvelles mésosfabriques sont définies : (5) **columnar**, désigne les morphologies en colonnes et (6) **crystalline**, englobe les structures présentant des formes géométriques, pouvant présenter une affinité avec certains minéraux. Enfin, la mésosfabrique (7) **hybrid** dont le terme est issu de Riding (2008). Ce terme correspond à l'association de deux mésosfabriques précédemment décrites.

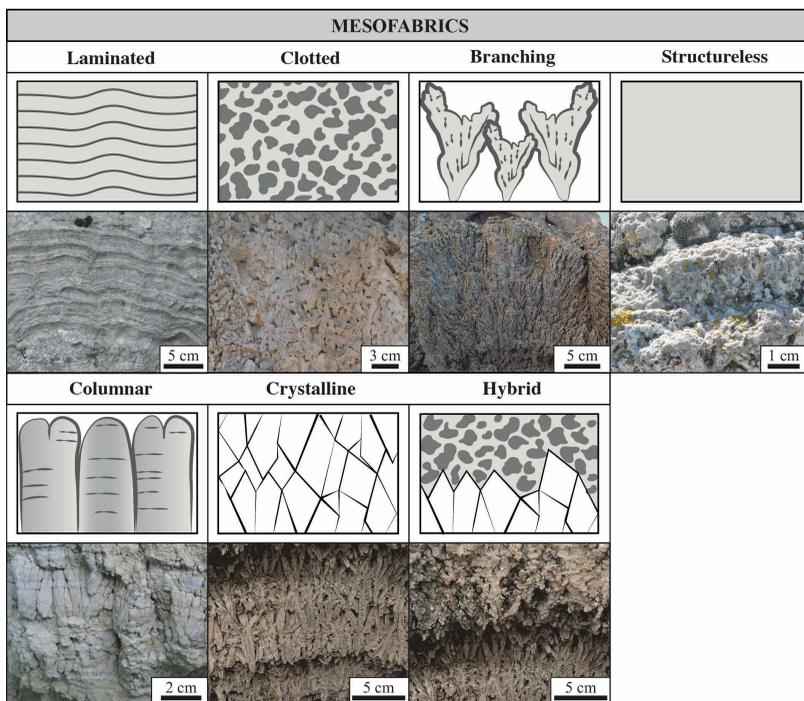


Figure Conclusion.3 : Classification des sept mésosfabriques des dépôts carbonatés en lien avec des composants microbiens.

L'analyse des **microfabriques** offre une opportunité de comprendre les modalités de développement des objets carbonatés, et plus particulièrement, de discuter de l'origine biotique et abiotique de ces derniers, et des processus impliqués dans la minéralisation des dépôts anciens. Les microfabriques sont définies comme les fabriques pétrographiques observées sous microscope (Shapiro, 2000). La classification proposée est basée sur les composants qui sont facilement identifiables en lames minces. Elle comprend 6 microfabriques (Figure Conclusion.4) : (1) **péloïdale**, dominée par les péloïdes qui sont constituées de petites particules microcristallines assemblées de manière compacte (Flügel, 2004) ; (2) **micrite** (calcite microcristalline ; Flügel, 2004) ; (3) **ciment**, composée de cristaux de calcite (sparite ou microsparite) ; (4) **composants biotiques** caractérisés par la présence d'éléments biotiques, tels que les filaments, les coccoïdes ou les restes de micro-organismes ; (5) **agglutiné**, composée de plusieurs composants concentrés, organisés ou non, liés ou non ; (6) **hybride**, composée de deux ou plusieurs microfabriques précédentes, souvent en alternance. Chaque microfabrique peut présenter différentes morphologies (laminée, en colonnes, arborescent, en bouquet, en amas, sans structure particulières, ...) qui viennent compléter les descriptions des composants.

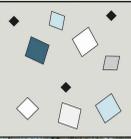
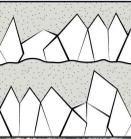
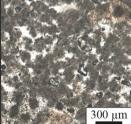
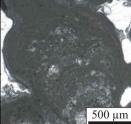
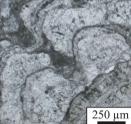
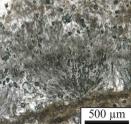
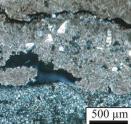
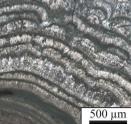
MICROFABRICS					
Peloids	Micrite	Cement	Biofabrics	Agglutinated	Hybrid
e.g.: arborescent, cluster, laminated, columnar...	e.g.: structureless, laminated, tabular, columnar...	e.g.: fan-like, laminated, tabular, columnar...	e.g.: filamentous, coccoïds...	e.g.: evrogenous components, elastic, carbonated grains, biotic components	e.g.: fan-like, laminated, columnar ...
					
 300 µm	 500 µm	 250 µm	 500 µm	 500 µm	 500 µm

Figure Conclusion.4 : Classification des six microfabriques des dépôts carbonatés.

Les classifications, à trois échelles différentes, sont utiles pour caractériser les morphologies, les fabriques et les compositions des dépôts carbonatés et pour discuter les facteurs de contrôle intrinsèques, extrinsèques et environnementaux. Elles reposent sur des critères de descriptions objectifs qui permettent de caractériser les dépôts carbonatés indépendamment de leur environnement de dépôts, ce qui permet d'ouvrir une discussion et de proposer des interprétations sur les processus de formation et les environnements de dépôts des carbonates continentaux.

Problématique 2

Le rôle des micro-organismes dans les minéralisations des dépôts récents et anciens

Peut-on caractériser l'implications d'une activité des micro-organismes dans la minéralisation des dépôts anciens ?

La présence de structures présentant des similitudes en termes de morphologies et de microfabricues dans les trois sites d'étude questionne sur l'implication des microbes dans la précipitation des carbonates (e.g., Figure Conclusion.5).

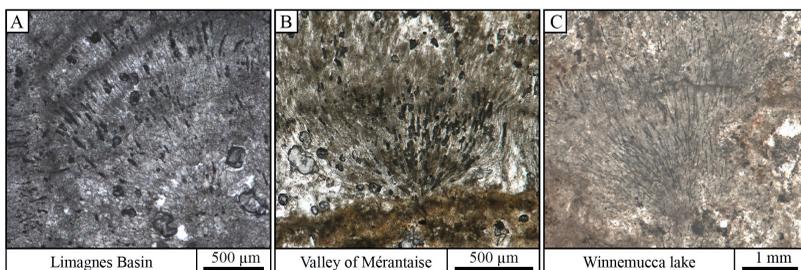


Figure Conclusion.5: Illustration des microfabricues filamenteuses dans les différents secteurs. A) Bioconstructions oligo-miocènes du bassin des Limagnes ; B) Tufa microbien récent de la Vallée de la Mérintaise ; C) Dépôts carbonatés microbiens du sous-bassin de Winnemucca.

Le choix de l'atelier Mérintaise, qui correspond à un système actuel, permet d'accéder à l'observation des paramètres contrôlant la minéralisation (incluant les paramètres physico-chimiques) et les fabricues en résultant. Les dépôts carbonatés de cette rivière montrent des moules de filaments, des structures péloïdales et des lamines micritiques similaires à ceux observés dans les dépôts anciens, mais la preuve d'une implication microbienne directe dans la minéralisation reste encore hypothétique. Cependant, la mise en culture en laboratoire des biofilms extraits de ce milieu naturel a montré le rôle des cyanobactéries filamenteuses dans l'organominéralisation de ces dépôts carbonatés. Ces résultats peuvent être extrapolés et comparés au registre fossile à travers les exemples des Limagnes et des lacs américains. En effet, la présence de certaines structures similaires aux dépôts actuels de la Mérintaise dans les dépôts anciens permet d'ouvrir une discussion sur l'implication des processus biotiques dans la formation des carbonates précipités. Ainsi, la présence de filaments, de péloïdes à contours diffus et de lamines micritiques irrégulières dans des dépôts carbonatés des lacs américains pléistocènes (Winnemucca et Lahontan) ou de moules de filaments dans le bassin des Limagnes suggèrent fortement une implication des processus biotiques dans leur minéralisation. Ces indices semblent les plus propices pour proposer une participation

biologique à la formation de ces carbonates, notamment les moules de filaments. Cependant, ces derniers peuvent servir uniquement de point de nucléation pour la minéralisation et ne pas agir directement sur celle-ci. De même, la présence des structures hybrides, composées par une alternance micrite-sparite dans les bioconstructions oligo-miocènes des Limagnes et les dépôts du sous-bassin de Winnemucca, interrogent sur les processus de formation de ces dépôts et l'impact de la diagénèse sur ces structures. En résumé, l'analyse des microfabriques dans les dépôts actuels permet d'avoir accès aux paramètres impliqués et notamment la part des processus biotiques et abiotiques dans la minéralisation et les fabriques en résultant. La comparaison des fabriques entre les dépôts actuels et anciens permet de discuter des processus biotiques-abiotiques impliqués dans la formation des dépôts carbonatés anciens.

Problématique 3

Facteurs de contrôle environnementaux sur le développement, la distribution et la préservation des dépôts carbonatés liés à une activité microbienne

L'étude des macrofabriques et mésofabriques permet de décrire les géométries des objets carbonatés et leurs relations avec la sédimentation encaissante. L'étude du contexte hydrologique et géodynamique des dépôts carbonatés permet, quant à elle, de discriminer les facteurs de contrôle environnementaux agissant à différentes échelles à la fois spatiale et temporelle.

Quels sont les facteurs environnementaux impactant la formation et la préservation des dépôts carbonatés microbiens ?

- **Le rôle du climat**

Le rôle du climat a été individualisé dans les dynamiques lacustre et fluviale, agissant à différentes échelles dans chacun des cas étudiés. Cette influence a été discutée, à l'échelle du bassin et pour une période de temps long (échelle du million d'années), dans l'exemple des Limagnes où une série de cycles lacustres-palustres ont été identifiés. La différence de symétrie entre ces cycles, à deux périodes différentes, et dans deux secteurs différents des Limagnes permet de mettre en évidence des périodes humides ou arides qui correspondent aux climats respectifs du Chattien et de l'Aquitainien. A l'échelle du lac de Winnemucca, les variations du plan d'eau du lac sur les derniers 48 000 ans sont associées, en partie, à des changements climatiques à moyen terme (échelle du millier d'années) qui influencent la position de la ligne de rivage, la spatialisation et la minéralisation des dépôts carbonatés d'origine microbienne. Toutefois, des facteurs locaux gouvernant la dynamique de chaque sous-bassin ne peuvent

pas être exclus lorsque ceux-ci se retrouvent isolés. Les variations du plan d'eau conduisent également à des modifications de la chimie des eaux du lac impactant directement la formation des dépôts carbonatés (Vennin *et al.*, 2019). L'influence du climat a également été montrée en milieu fluviatile pour une échelle de temps court (saisonnalité) dans l'exemple de la Mérantaise. La réalisation d'un protocole pour suivre la minéralisation des tufas microbiens sur des briques a permis d'observer une alternance de lamines avec et sans filaments en réponse à des variations climatiques saisonnières.

- **Le rôle tectonique (failles & physiographie des bassins)**

Le rôle de la tectonique a été discuté pour chacun des exemples fossiles traités. L'observation dans le bassin des Limagnes a montré une différence d'épaisseur des cycles palustro-lacustres entre le nord et le sud du bassin qui peut s'expliquer par une différence de taux de subsidence entre les différents secteurs du bassin et un basculement du bassin vers le nord. Par ailleurs, la topographie, dont la structuration est gouvernée par des failles régionales, reflète l'héritage du contexte géodynamique de la région. Cette topographie contrôle le développement des dépôts carbonatés. Dans le bassin des Limagnes, nous avons émis l'hypothèse que la topographie des bordures du lac pouvait influencer sur le rapport entre la sédimentation carbonatée et siliciclastique. Pour les lacs américains, la topographie des bassins influence la nature et la distribution des dépôts microbiens : lorsque le plan d'eau de ces lacs est en configuration haute, seules les parois abruptes et quelques terrasses perchées sont colonisées par des croûtes microbiennes (Vennin *et al.*, 2019). Tandis qu'en configuration basse du plan d'eau, la sédimentation carbonatée s'effectue sur un fond relativement plat de ces derniers et la morphologie des objets construits répond aux variations d'accommodation. Pendant ces phases, la sédimentation dominée par l'évaporation prend le relais, comme cela a pu être observé pour le Grand Lac Salé (Bouton *et al.*, 2016 ; Vennin *et al.*, 2019) et dans le cadre de cette étude, pour le sous-bassin de Winnemucca. La topographie particulière du bassin de Lahontan, constitué de plusieurs sous-bassins, a pu également contribuer à maintenir une stabilité du niveau d'eau favorisant le développement de certains dépôts carbonatés, lorsque le niveau d'eau a atteint les seuils de connexion entre les différents sous-bassins. Cette connexion a pu également entraîner un mélange des eaux de compositions différentes et modifier les paramètres physico-chimiques des eaux du lac. A l'échelle locale, la présence de failles associées à ces contextes tectoniques extensifs joue un rôle dans la répartition des bioconstructions à l'intérieur des bassins. Dans le bassin des Limagnes, ce facteur de contrôle a été suggéré par l'alignement des bioconstructions le long de failles majeures. Pour les lacs américains, les failles peuvent agir sur le développement des microbialites, soit en créant des différentiels de topographie (Bouton *et al.*, 2016) soit en formant des drains préférentiels pour la circulation de fluides (gaz et eaux) qui peuvent favoriser ou inhiber le développement des dépôts microbiens (DeMott *et al.*, 2019).

- **Le rôle du bilan chimique : impact du volcanisme et de l'hydrothermalisme**

Le rôle du bilan chimique des eaux au sein desquels se développent les dépôts microbiens est essentiel pour comprendre leur minéralisation, leurs transformations diagénétiques et leur préservation. Dans l'exemple actuel de la Vallée de la Mérantaise, l'étude de l'évolution de l'intensité de la minéralisation le long du cours d'eau a démontré que les conditions physico-chimiques de l'eau jouent un rôle majeur dans la précipitation, notamment à travers la sursaturation de l'environnement vis-à-vis de la calcite et la diminution de la pression partielle de CO₂. La variation de ces paramètres physico-chimiques, qui répondent souvent à des variations de temps court, et leurs causes sont parfois difficilement identifiables dans les dépôts anciens. Dans le bassin des Limagnes, des changements des conditions physico-chimiques des eaux du lac sont évoqués par la présence de dissolutions homogènes des parois des bioconstructions pendant des périodes d'acidité du lac. Le volcanisme contemporain du développement des bioconstructions dans ce bassin, comme en témoigne la présence de coulées basaltiques, a probablement impacté les propriétés physico-chimiques de l'eau du lac : (1) par des remontées hydrothermales liées à l'activité magmatique ; (2) par la mise en place et l'altération des dépôts phréatomagmatiques. Dans le bassin de Lahontan, la présence de *pipes* et de thinalites au cœur de nombreuses structures construites, et plus particulièrement au sein des colonnes, est probablement liée à la circulation de fluides, comme en atteste la présence de résurgences des sources thermales actuelles à l'aplomb de certains édifices carbonatés (DeMott *et al.*, 2019). Certaines sources semblent se développer au droit des failles, conduisant à un alignement des édifices carbonatés. Cependant, une partie des fluides peut circuler par diffusion à travers des substrats hétérogènes comme les sables meubles et perméables.

- **Rôle du substrat**

Les résultats présentés dans ce paragraphe ont fait l'objet d'une communication orale à l'*International Congress of Sedimentology*, en août 2018, à Québec (Canada) et s'appuient sur le stage de Master 2 d'Anaëlle Despiegalaere (2017-2018).

L'impact physique des substrats :

A l'échelle de l'objet, les dépôts microbiens se développent sur des substrats de nature variée (Figure Conclusion.6) : (1) sur des **roches endogènes**, notamment les basaltes, granodiorites et rhyolites qui forment les parois du sous-bassin de Winnemucca ; (2) sur des **roches sédimentaires détritiques**, comme les cherts dans la rivière de la Vallée de la Mérantaise, les blocs et galets granitiques, ainsi que les conglomérats à Winnemucca ; (3) sur les **substrats d'origine biotique** comme les accumulations à fourreaux de phryganes, les buissons à *Cladophorites* et les restes végétaux dans les Limagnes et dans la rivière de la Vallée de la Mérantaise, ainsi que sur les précédents dépôts microbiens lithifiés dans tous les exemples ; (4) sur des **substrats anthropiques**, comme des morceaux de fer, de verre et de poterie composant le fond de la rivière de la Vallée de la Mérantaise. Le constat qui ressort de cette étude est que les dépôts microbiens se développent de façon préférentielle sur des substrats durs quelques soit leur nature.

A l'échelle locale, l'exemple du sous-bassin de Winnemucca montre que les dépôts microbiens se développent uniquement sur les substrats durs et stables au détriment des sédiments meubles tels que les argiles et les sables. Un constat identique est effectué dans la rivière de la Vallée de la Mérantaise où les croûtes microbiennes se développent sur les sédiments les plus grossiers (pebbles, cobbles et blocs). La présence d'un substrat formant un support physique stable et continu semble être un prérequis dans le développement des dépôts microbiens et favoriser la préservation des minéralisations. Toutefois, l'exemple des Limagnes montre que les bioconstructions telles que les choux-fleurs et les croûtes planes peuvent se développer sur des substrats fins et mobiles (sables et argiles). L'hypothèse avancée dans ce travail est alors que ces substrats peuvent subir une lithification précoce leur faisant acquérir les critères de dureté et stabilité nécessaires au développement des dépôts microbiens. Ainsi, l'induration des substrats argileux ou à boues carbonatées peut s'expliquer par la formation d'une surface durcie résultant de processus d'assèchement et d'évaporation, préalablement au développement des tapis microbiens. De même, dans le sous-bassin de Winnemucca, la formation de terrasses conglomératiques cimentées par des dépôts microbiens permet d'obtenir des supports stables et continus. C'est également le cas de tous les dépôts microbiens plus anciens recouverts par des dépôts plus récents qui, par définition, résulte de la lithification d'un tapis/biofilm microbien. Ainsi, ce travail a pu montrer que la présence d'un substrat dur favorise le développement des dépôts microbiens,

indépendamment de la nature/lithologie du substrat. Ces substrats peuvent présenter les caractéristiques de stabilité et de dureté par nature (ex : roches endogènes) ou par lithification ultérieure (ex : microbialites, conglomérats, surface durcie, ...). Cependant, l'exemple de la Mérantaise, semble montrer que l'état de la surface du substrat, en particulier sa rugosité pourrait faciliter le développement des tapis/biofilms microbiens et favoriser le développement de la minéralisation.

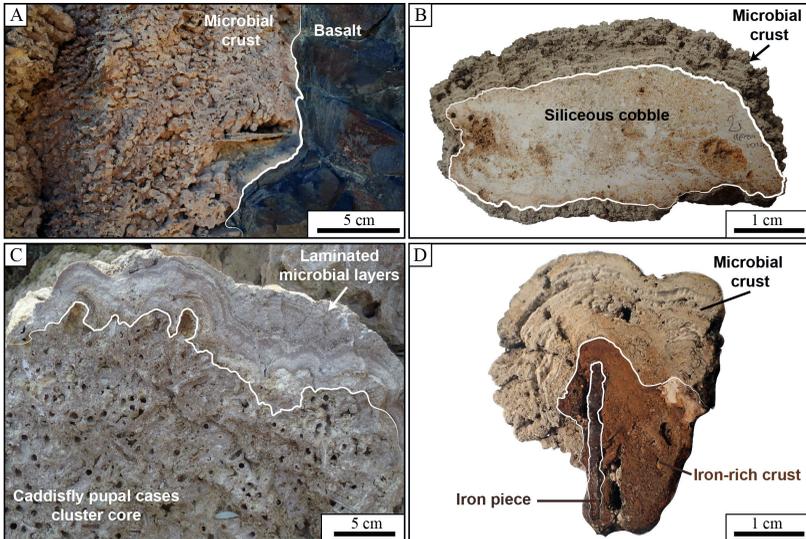


Figure Conclusion.6: Illustration des différents substrats. A) Croûte microbienne encroûtant un affleurement de basalte, sous-bassin de Winnemucca ; B) Croûte de tufa microbienne encroûtant un chert, Vallée de la Mérantaise ; C) Croûte microbienne laminée recouvrant une accumulation de fourreaux de phryganes, bassin des Limagnes ; D) Morceau de fer encroûté par une couche de micrite riche en fer, recouverte par une croûte microbienne laminée, Vallée de la Mérantaise.

Toujours à cette échelle, le substrat peut également contrôler les morphologies des dépôts microbiens. Les exemples des dépôts carbonatés microbiens fossiles ont montré que les structures les plus imposantes se développent sur des substrats formant déjà un relief sur le fond du lac. C'est le cas des colonnes et des dômes dans les Limagnes s'installant sur les accumulations à fourreaux de phryganes et les buissons à *Cladophorites*. Le même constat est effectué à Winnemucca où le cœur des dômes et des colonnes est composé par des *pipes* ou des dômes de thinoïlites, formant un relief sur le fond du bassin.

A plus grande échelle, l'exemple de Winnemucca a montré que la différence de densité des croûtes carbonatées entre les bordures est et ouest pouvait être expliquée par la différence de

lithologie qui compose les parois du sous-bassin. Ainsi, la lithologie du substrat (et son érodabilité) peut impacter la distribution des dépôts carbonatés à l'échelle du bassin.

L'impact chimique des substrats :

L'observation du contact entre les dépôts microbiens et les différents substrats montrent le développement d'une fine couche micritique qui précède le développement des autres microfabriques (Figure Conclusion.7). Cette observation interroge sur l'impact du substrat sur la nature du tapis/biofilm microbien. Ainsi, cette croûte pourrait signifier la colonisation et l'installation des premières communautés microbiennes sur les substrats engageant des métabolismes particuliers, permettant de créer un micro-environnement propice au développement de tapis/biofilms.

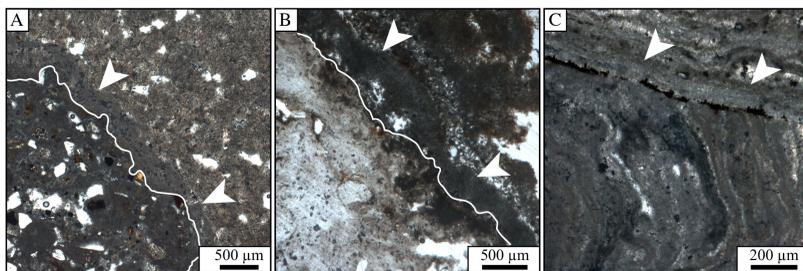


Figure Conclusion.7: Exemples montrant une fine croûte micrite (flèches blanches) couvrant les substrats encroûtés. A) Croûte micrite couvrant des rhyolites bréchifiées, sous-bassin de Winnemucca ; B) Croûte micrite couvrant un chert, Vallée de la Mérintaise ; C) Croûte micrite recouvrant des précédents dépôts microbiens érodés, bassin des Limagnes.

Dans l'exemple de la Mérintaise, l'étude des tapis microbiens montre que les substrats riches en fer sont systématiquement recouverts d'une croûte à microfabrique micritique riche en fer (Figure Conclusion.6.D). Cette croûte riche en fer pourrait être le résultat du développement d'une communauté microbienne ayant une réponse spécifique à la présence de métaux. La nature chimique de certains substrats, et notamment leur capacité à délivrer des ions, pourrait favoriser ou, au contraire, inhiber le développement certains dépôts microbiens en impactant alors les métabolismes impliqués dans les tapis-biofilms microbiens.

Perspectives

Ce travail de recherche a soulevé de nouvelles problématiques, qui amènent à une réflexion sur des pistes de recherches futures.

Axe de recherche 1 : Origine des thinolites et des microfabriques hybrides

L'étude des fabriques a montré que démêler la part des processus biotiques et abiotiques impliqués dans leur formation reste difficile. Il s'agit notamment des thinolites dans le bassin de Lahontan et les microfabriques hybrides observées dans les différents exemples fossiles. Des investigations plus poussées sur les thinolites par des observations au MEB, une analyse isotopique, ou par une cartographie fine des éléments constituant ces structures pourraient apporter des premiers éléments de réponse. Concernant les structures hydrides, des études en cartographie élémentaire et des études en microscopie confocale et spectrométrie Raman pourraient contribuer à montrer l'implication des processus biotiques/abiotiques dans la formation de ces structures. Cependant, une étude de l'impact de la diagénèse sur ces structures semble indispensable pour comprendre leur évolution dans le temps, la diagénèse pouvant s'effectuer de manière précoce sur les précipités issus de l'organominéralisation (De Boever *et al.*, 2017). Pour continuer à répondre à ces problématiques, il est nécessaire de poursuivre les analyses combinant les exemples récents et actuels. Dans ce domaine, la compréhension des minéralisations et leur évolution temporelle passe par la nécessité de franchir le gap qui existe encore entre les résultats obtenus au laboratoire avec des monocultures de souche microbienne et les minéralisations du milieu naturel qui résultent d'interactions complexes, d'une part, au sein des tapis composés d'une multitude de micro-organismes et, d'autre part l'interaction de ce tapis avec son environnement extérieur. Une solution pourrait être de continuer les mises en culture et de tenter de forcer la minéralisation en laboratoire à partir de différentes souches microbiennes ou de combinaison de celles-ci.

Axe de recherche 2 : Impact chimique du substrat sur le développement des tapis microbiens

Les résultats de ce travail ont montré : (1) le développement systématique d'une fine couche micritique entre le substrat et les dépôts microbiens et (2) le développement de microfabriques riches en fer se développant systématiquement sur les substrats ferreux. Ces observations amènent à s'interroger sur les modalités d'installation des communautés microbiennes sur les substrats et les minéralisations associées. Est-ce que le type de communautés microbiennes est impacté par la nature physique et chimique du substrat ? Est-ce que le métabolisme utilisé par les bactéries pour coloniser le substrat diffère en fonction de la nature de ce dernier ? Quel est l'impact sur les minéralisations en résultant ? A l'inverse, la

relation entre communautés microbiennes et substrat interroge sur le potentiel impact des communautés microbiennes sur le substrat ; les communautés microbiennes peuvent-elles modifier les propriétés physiques et chimiques des sédiments meubles ?

Axe de recherche 3 : Vers une meilleure reconstitution de la paléogéographie et des dynamiques lacustres

Dans les exemples du bassin Limagnes et de celui de Lahontan, de nombreux doutes subsistent quant aux dynamiques hydrologiques respectives de ces bassins. Dans les Limagnes, le manque de datations des affleurements, en général, et des objets, en particulier, a soulevé des doutes sur les reconstitutions paléogéographiques. De même, dans le bassin de Lahontan, le croisement entre les données de spatialisation des objets et les datations proposées dans la littérature, interroge sur la fiabilité des datations des édifices microbiens et sur les reconstitutions du niveau d'eau dans le bassin de Lahontan. De plus, la topographie particulière du bassin de Lahontan questionne sur les répercussions de la connexion des différents sous-bassins sur la dynamique lacustre et les paramètres physico-chimiques des eaux. Pour aller plus loin dans cet axe de recherche, des études complémentaires sont nécessaires : dans le bassin de Lahontan, des réponses peuvent être apportées par la prospection et la caractérisation de dépôts microbiens des différents sous-bassins de Lahontan, mais aussi par la recherche d'indices paléontologiques (gastéropodes, ostracodes, diatomées, ...) et sédimentaires (roches évaporitiques) permettant de caractériser les variations chimiques des eaux, notamment la salinité. Dans le bassin des Limagnes, l'étude des carottes forées dans les années 70 et la prospection d'affleurements au sud dans le bassin des Limagnes permettraient de mieux contraindre le cadre paléogéographique. Cependant, ces études doivent reposer sur des éléments de datations fiables : dans le bassin de Lahontan, de nouvelles datations sont en cours sur des gastéropodes ou os piégés dans les bioconstructions et sur les terrasses. Dans les Limagnes, la méthode de datation U/Pb sur calcite par ablation laser couplée ICP-MS sur des microbialites a donné des premiers résultats encourageants, qui permettront de proposer des âges inédits pour les dépôts et l'enregistrement de la diagénèse.

Axe de recherche 4 : Généralisation de l'approche « source-to-sink » au bilan carbonate de calcium et comparaison du secteur est-ouest du *Basin and Range*

Le bassin des Limagnes et celui de Lahontan préservent de nombreux, et parfois, imposants édifices carbonatés. Ces dépôts se développent dans des contextes où les bassins versants sont dominés par des roches endogènes, et où les affleurements de roches carbonatées sont peu nombreux voir absents. Se pose alors la question des sources du calcium dans ces deux bassins. Dans le bassin des Limagnes, la source du calcium est débattue, celle-ci pourrait provenir de la couverture carbonatée mésozoïque, de l'altération des pépérites riches en

calcium ou encore d'une source mantellique. Des réponses pourraient être apportées par une approche « *source-to-sink* » appliquée au bilan du calcium, comme cela a été proposé pour le Grand Lac Salé (Bouton *et al.*, 2019). Les bassins endoréiques des Limagnes et de Lahontan sont des secteurs privilégiés pour étendre cette approche au registre fossile (Bouton *et al.*, 2019). C'est dans ce cadre que la caractérisation des dépôts carbonatés dans le secteur du *Basin and Range* a montré une disparité entre le secteur est et ouest. Les premières pistes pour expliquer ces disparités entre ces secteurs sont (1) un apport de fluides de subsurface en lien avec une activité tectonique/hydrothermale plus importante à l'ouest, et (2) la topographie particulière du bassin de Lahontan composée en une série de sous-bassins de plus petite taille que le grand bassin de Bonneville à l'est. Pour valider cette hypothèse, il faudrait, d'une part, évaluer les quantités de carbonates déposées dans le bassin de Lahontan, comme cela a été proposé pour le secteur du Grand Lac Salé, d'autre part, mieux contraindre l'évolution du bassin (axe de recherche 3), et finalement pointer les différences géodynamiques entre les deux secteurs et leurs éventuelles conséquences sur les dépôts carbonatés.

Références Conclusions et perspectives

- Álvarez, J.J., Aretz, M., Boulvain, F., Munnecke, A., Vachard, D., Vennin, E., 2007. Fabric transitions from shell accumulations to reefs: an introduction with Palaeozoic examples. *Geological Society, London, Special Publications* 275 (1), 1–16. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.275.01.01>
- Bouton, A., Vennin, E., Boule, J., Pace, A., Bourillot, R., Thomazo, C., Brayard, A., Désaubliaux, G., Goslar, T., Yokoyama, Y., Dupraz, C., Visscher, P.T., 2016. Linking the distribution of microbial deposits from the Great Salt Lake (Utah, USA) to tectonic and climatic processes. *Biogeosciences* 13 (19), 5511–5526. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5511-2016>
- Bouton, A., Vennin, E., Amiotte-Suchet, P., Thomazo, C., Sizun, J., Virgone, A., Gaucher, E.C., Visscher, P.T., 2019. Prediction of the calcium carbonate budget in a sedimentary basin: A “source-to-sink” approach applied to Great Salt Lake, Utah, USA. *Basin Research*, 1-30. <https://doi.org/10.1111/bre.12412>
- Claes, H., Marques Erthal, M., Soete, J., Özkul, M., Swennen, R., 2017. Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballık-Belevi area (Denizli, SW Turkey). *Quaternary International* 437, 147–163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.11.002>
- De Boever, E., Brasier, A.T., Foubert, A., Kele, S., 2017. What do we really know about early diagenesis of non-marine carbonates? *Sedimentary Geology* 361, 25–51. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.011>
- DeMott, L.M., Scholz, C.A., Junium, C.K., 2019. 8200-year growth history of a Lahontan-age lacustrine tufa deposit. *Sedimentology* 66 (6), 2169–2190. <https://doi.org/10.1111/sed.12579>
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, 976 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-08726-8>
- Riding, R., 2008. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geological Croatia* 61, 73–103.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47, 179–214. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00003.x>
- Riding, R., 1991. Classification of microbial carbonates, in: Riding, Robert (Ed.), *Calcareous algae and stromatolites*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 21–51. https://doi.org/10.1007/978-3-642-52335-9_2
- Shapiro, R.S., 2000. A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaios* 15 (2), 166–169. [https://doi.org/10.1669/0883-1351\(2000\)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2000)015<0166:ACOTSC>2.0.CO;2)
- Vennin, E., Bouton, A., Bourillot, R., Pace, A., Roche, A., Brayard, A., Thomazo, C., Virgone, A., Gaucher, E.C., Desaubliaux, G., Visscher, P.T., 2019. The lacustrine microbial carbonate factory of the successive Lake Bonneville and Great Salt Lake, Utah, USA. *Sedimentology* 66 (1), 165–204. <https://doi.org/10.1111/sed.12499>

Liste des figures

INTRODUCTION GENERALE

- Figure Intro.1 :** Dessin schématique illustrant les différents environnements continentaux et leur dépôts carbonatés (d'après De Boever et al., 2017a, d'après Freydet et Plaziat, 1982 ; Arp, 1995 ; Pedley et Rogerson, 2010 ; Brasier, 2011 ; Wright, 2012 ; Della Porta, 2015). _____ - 4 -
- Figure Intro.2 :** Illustration des travertins, tufas et des microbialites. A) Travertin de Mammoth Hot Spring, Yellow Stone (Wyoming, USA ; photographie : <https://www.yellowstoneparknet.com/>) ; B) Tufa de la cascade des Planches (Jura, France) ; C) Microbialites du Grand Lac Salé (Utah, USA ; photographie : A. Bouton). _____ - 7 -
- Figure Intro.3 :** Classification descriptive pour les microbialites modernes proposée par Dupraz et al. (2011) d'après Kennard et James (1986) ; Riding (1991) ; Schmid (1996) ; Dupraz et Strasser (1999) et Shapiro (2000). _____ - 10 -
- Figure Intro.4 :** Diagramme ternaire présenté par Riding (2008) montrant 3 pôles : grains grossiers allochtones, croûtés à grains fins, et croûté de sparite, avec pour chacun de deux pôles des structures hybrides. _____ - 11 -
- Figure Intro.5 :** Les différentes échelles d'investigation (d'après Shapiro, 2000) appliquées aux microbialites du Grand Lac Salé (Utah, Nevada) ; Bouton, 2016). _____ - 12 -
- Figure Intro.6 :** Les édifices carbonatés de Needles Rocks, Pyramid Lake (Nevada, USA). _____ - 15 -
- Figure Intro.7 :** Modèle de précipitation carbonatée à l'intérieur des biofilms. L'augmentation de l'alcalinité conduisant à la précipitation peut être (a) intrinsèque, i.e ; résultant de l'action des métabolismes ou (b) extrinsèque, i.e. résultant des facteurs environnementaux. Dans les deux cas, la matrice d'EPS joue un rôle clé dans la morphologie, la composition et la minéralogie des dépôts précipités (Dupraz et al., 2011). _____ - 18 -
- Figure Intro.8 :** Rôle de la photosynthèse dans la précipitation des minéraux carbonatés. Le CO₂ dissout dans l'eau forme des ions HCO₃²⁻ (les plus communs à 5<pH<9). Les ions HCO₃²⁻ sont utilisés par la cellule ; les enzymes carboniques anhydrases produisent du CO₂ en relâchant des ions OH⁻, conduisant à une augmentation de l'alcalinité dans le micro-environnement de la cellule, favorisant la précipitation de CaCO₃ (Dupraz et al., 2011). _____ - 19 -
- Figure Intro.9 :** Localisation des trois sites d'études ; le bassin des Limagnes et une rivière de la Vallée de la Mérantaise (France) et le lac asséché de Winnemucca (Nevada, USA). _____ - 26 -

CHAPITRE I

- Figure I.1 :** A) Carte des principaux ensembles géographiques du bassin des Limagnes ; B) Carte des isobathes du toit du socle montrant les deux failles majeures et le transect correspondant à la figure C modifié d'après Wattinne (2004) ; C) Transect Ouest-Est de la Limagne Centrale, modifié d'après Morange et al. (1971) et Autran et Peterlongo (1980). _____ - 49 -
- Figure I.2 :** Carte géologique simplifiée du Massif Central (modifiée d'après Gardien et al., 2011). _____ - 51 -
- Figure I.3 :** Carte structurale de l'ECRIS dans l'avant-bassin alpin, Bourgeois et al. (2007). BF : Black Forest, EG : Eger (Ore) Graben, FP : Franconian Platform, HG : Hessian grabens, LG : Limagne Graben, LRG : Lower Rhine (Roer Valley) Graben, LRhG : Lower Rhône Grabens, NBG : Northern Bresse Graben, RG : Roanne Graben, SBG : Southern Bresse Graben, URG : Upper Rhine Graben, V : Vosges, VG : Valence Graben. _____ - 53 -
- Figure I.4 :** Carte géologique simplifiée indiquant les principales structures tectoniques du graben des Limagnes, et les roches volcaniques appartenant à la province volcanique des Limagnes (bleu foncé) et de la Chaîne des Puys (bleu clair ; Chazot et Mergoïl-Daniel, 2012). _____ - 55 -
- Figure I.5 :** Structures des dépôts pyroclastiques et structures d'un diatrème pépéritique en Limagne (Goër de Hervé, 2000). _____ - 55 -
- Figure I.6 :** Colonne stratigraphique du bassin des Limagnes indiquant les différentes séquences proposées par Gorin (1975) et Genter et al., (2008), modifié d'après Wattinne (2004). _____ - 57 -
- Figure I.7 :** Carte proposant une reconstitution de l'évolution de l'étendue du lac durant l'Oligocène et le Miocène (d'après Huguéney et al., 1999). _____ - 59 -
- Figure I.8 :** Synthèse des principaux événements climatiques, tectoniques et volcaniques affectant la sédimentation du bassin des Limagnes au Chattien et à l'Aquitainien ; zone man : biozones mammaliennes d'après Huguéney (1997). _____ - 60 -

- Figure I.9 :** Poster présenté en 2018, à l'EGU (Vienne, Autriche). _____ - 63 -
- Figure I.10 :** A) Image satellite présentant la zone de localisation des affleurements de Chadrat, Jussat et la Roche Blanche. L'image satellite provient de Google Earth (26/06/2018) © 2019 Maxar Technologies. 45°40'44"N, 3°6'6"E ; B) Extrait de la carte géologique au 1/80 000^{ème} de Clermont Ferrand correspondant à la même zone que (A). _____ - 95 -
- Figure I.11 :** Coupe synthétique de l'affleurement de Jussat présentant la distribution verticale des faciès, des cycles (gris et jaune, leur limite est indiquée par les flèches rouges), des macro- et micro-fabriques des bioconstructions. _____ - 97 -
- Figure I.12 (ci-contre) :** A) Coupe synthétique de l'affleurement de Chadrat avec positionnement des macrostructures ; B) Distribution verticale des microfabriques filamenteuses ; C) Distribution verticale des faciès de remplissage de poches karstiques et paléolsols ; D) Macrofabrique tabulaire de l'unité I montrant un encroûtement d'un substrat (tronc d'arbre) ; (E) Macrofabrique tabulaire et domale de l'unité I ; F) Macrofabrique tabulaire de l'unité II ; G) Illustration de l'unité III ; H) Structure tabulaire laminée puis en éventail ; I) Alternance de mésofabriques laminées et colonnaires ; J) Mésfabrique laminée ; (K) Mésfabriques laminées et en colonnes ; L) Structure oncoïdale dans matrice mudstone ; M à R) Détails des microfabriques filamenteuses, identifiées d'après Freytet (2000) ; M) *Broutinella ramulosa* ; N) *Broutinella areoensis* ; O) *Cladophorites incrustata* ; P) *Verrecchiella concinna* ; Q) *Purserella gracilis* ; R) *Piazitella collinaeformis*. _____ - 99 -
- Figure I.13 :** Illustration des bioconstructions à microbes et métazoaires de Jussat. A) Photographie et B) dessin des dépôts microbiens plans se développant sur un faciès mudstone à wackestone à traces de racines et couvert par des grainstones à bioclastes ; C) Structure oncoïdale composée d'un nucléus de grès carbonaté (F3b ?) ; D) Bioconstruction en chou-fleur ; E) Dômes présentant un cœur à accumulation de phrygane ; F) Détails d'un dôme montrant une bioaccumulation à phrygane couverte par des dépôts microbiens laminés ; G) Dômes coalescents ; H) Bioconstructions colonnaires présentant une morphologie en ampoule. _ - 102 -
- Figure I.14 :** A) Photographie ; B) Dessin du panorama de l'affleurement de Jussat. _____ - 103 -
- Figure I.15 :** Illustration des microfabriques des bioconstructions de Jussat en lames minces. A) Coupe transversale de fourreaux de phrygane composés de péloïdes et de grains de quartz ; B) Deux lames planes (flèches rouges) présentant des microfabriques laminées cimentées et micritiques avec structures rondes assimilées aux *Chlorellopsis* (flèches blanches) ; C) Microfabriques colonnaires ; D) Alternance de microfabriques laminées et colonnaires séparées par une surface de dissolution (flèche noire) ; E) Microfabriques filamenteuses encroûtées par des microfabriques planes du faciès boundstones à *Cladophorites* ; F) Microfabriques filamenteuses présentant des moules de filaments (flèches noires). - 105 -
- Figure I.16 :** Illustration des faciès palustres et deltaïques proximaux. A) Marnes à traces de racines (flèches noires) ; B) Mudstone à wackestone à traces de racines (flèches noires) ; C) Vue en lame mince de mudstone à wackestone à traces de racines ; D) Sables microconglomératiques présentant des lamines obliques ; E) Sables microconglomératiques présentant des lamines en auges ; F) Vue en lame mince de sables microconglomératiques à matrice dolomitique. _____ - 108 -
- Figure I.17 :** Illustration des faciès deltaïques lacustres. A) Vue en lame mince des grès cortiqués ; B) Gastéropodes *Cepaea Morogues* ; C) Bioturbation dans les grès cortiqués ; D) Bioconstruction à phryganes (F6a) et microbes (F7) emballée dans grès oïdisés (F3c) ; E) Vue en lame mince des grès oïdisés montrant des gastéropodes (g.), quartz (qz), péloïdes (p), ostracodes (o.) ; F) Oncoïdes ; G) Vue en lame mince des grainstones à ostracodes (o.) et péloïdes (p.). _____ - 110 -
- Figure I.18 :** Modèle schématique des environnements de dépôts proposés pour le secteur de Limagne Centrale, présentant la sédimentation de Chadrat et de Jussat. _____ - 113 -
- Figure I.19 :** Schéma d'un cycle de l'affleurement de Jussat présentant une épaisseur de 1 à 3 m et une asymétrie. _____ - 115 -
- Figure I.20 :** Cycle dynamique du rapport lacustre/palustre pour le cycle de Jussat. A) principales étapes de la formation d'un cycle avec un faible développement de microbialite ; B) principales étapes de formation d'un cycle avec une importante bioconstruction à phrygane et microbialites. _____ - 115 -
- Figure I.21 :** Figure de synthèse présentant : les cycles de A) Jussat ; B) Créchy ; C) Grand Gandaillat ; les modèles d'environnement de dépôt de D) de Jussat ; E) Créchy ; F) Grand Gandaillat ; G) carte montrant les positions des sites étudiés, la distribution des bioconstructions rapportées dans la littérature (Donsimoni, 1975 ; Wattinne, 2004) et selon les cartes géologiques au 1/50 000^{ème}, la position des failles des Limagnes et d'Aigueperse et la reconstitution paléogéographiques des lacs (modifié d'après Huguency et al., 2003).- 119 -
- Figure I.22 :** Relation entre la distribution des bioconstructions (Donsimoni, 1975 ; Wattinne, 2004 et cartes géologiques au 1/50 000^{ème}) et des gastéropodes *Valvatidae* (Rey, 1964) et A) les anomalies de Bouguer (extrait de la carte, d'après Morange et al., 1971) et B) la carte d'isobathes du toit du socle et failles gravimétriques (d'après Morange et al., 1971). _____ - 122 -

Figure I.23 : A) Pépérite recoupant la sédimentation, Grand Gandaillat ; B) Bitume suintant d'un banc de mudstone à traces de racines, Grand Gandaillat ; C) Silice (lussatite, flèches blanches) remplissant la porosité dans des dépôts microbiens en chou-fleur. D) Moule interne d'Helix ramondi en lussatite (échantillon : F. Escuillié ; photographie P. Thomas, <https://planet-terre.ens-lyon.fr>). _____ - 124 -

Figure I.24 : Illustration de microstructure Broutinella arvernensis dans le bassin des Limagnes en lames minces : A) Broutinella arvernensis micritique et filamenteux, site de Grand Gandaillat ; B) Broutinella arvernensis montrant des alternances de couches micritiques et sparitiques, site de Chadrat ; C) Broutinella arvernensis sparitique (en lumière polarisée analysée), site de Montaigu-le-Blin. _____ - 127 -

Figure I.25 : A) Empreinte de tronc d'arbre encroûté par des microbialites, Crêchy ; B) Banc composé de macrofabriques planes (flèches noires) recouvrant des mudstones à wackstones à traces de racines (F2), Jussat ; C) Macrofabriques planes couvrant un mudstone à traces de racines (F2), Grand Gandaillat ; D) Contre-empreinte de fentes de dessiccation au mur d'un banc à grès cortiqués (F3b) recouvrant des marnes à traces de racines, Jussat. _____ - 129 -

CHAPITRE II

Figure II.1 : Poster présenté en 2019 à M-Fed (Dijon, France), récompensé par un prix du meilleur poster. _____ - 157 -

CHAPITRE III

Figure III.1 : Image Satellite (Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) présentant la partie nord de la province du B&R et les différents ensembles physiographiques, le front de chevauchement de Sevier et la position des lacs Pyramid et Winnemucca (P&W), d'après Long (2019) et DeCelles (2004). _____ - 229 -

Figure III.2 : Image Satellite (Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) présentant les sous-bassins de Pyramid et Winnemucca (P&W) au nord de la Walker Lane Belt séparée de l'East California Shear Zone (ECSZ) par la Garlock Fault (GF), ainsi que l'emplacement du système de failles de San Andreas, d'après Long (2019) et Wesnousky (2005). _____ - 231 -

Figure III.3 : Cartographie de la faille au sud lac Pyramid. Les traits épais continus représentent les traces de surfaces d'une activité quaternaire, les traits pointillés représentent les traces supposées (Angster et al., 2016). _____ - 232 -

Figure III.4 : Image Satellite (Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) présentant les principaux ensembles géographiques environnants les sous-bassins du lac Pyramid et du lac asséché de Winnemucca. _____ - 233 -

Figure III.5 : Carte géologie des bassins de Pyramid et Winnemucca, modifiée à partir des données SIG des unités géologiques du Nevada, Stewart et al. (1982) ; de la carte géologique des comtés de Washoe et Storey, Bonham (1969) et la carte géologique préliminaire de Sawwave et Nighthingale Ranges Van Buer (2012). _____ - 234 -

Figure III.6 : Image Satellite (Bing maps © 2020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) présentant le Grand Bassin (Great Basin) et le positionnement des lacs pléistocènes et actuels, d'après Benson et al. (1992). _____ - 235 -

Figure III.7 : Cartographie du bassin Lahontan composé de 7 sous-bassins (SC/BRD : Smoke Creek-Black Rock Desert ; HL : Honey Lake ; PL : Pyramid lake ; WiL : Winnemucca Dry Lake ; BV : Buena Vista ; CD : Carson Desert et WaL : Walker Lake). Ces sous-bassins étaient alimentés par 6 rivières. La position des lacs actuels est indiquée en bleu foncé (modifié d'après Benson et al., 1990). _____ - 237 -

Figure III.8 : Connexion des différents sous-bassins du bassin Lahontan par les seuils en fonction du niveau d'eau (d'après Benson et Mifflin, 1986). _____ - 239 -

Figure III.9 : Évolution du niveau d'eau du bassin Lahontan durant le cycle Seho (depuis 48 000 ans cal BP), d'après Benson et al. (2013b), Adams et Rhodes (2019), complétée par les données de DeMott et al. (2019). _____ - 243 -

Figure III.10 : Phase d'élévation entre 48 000 et 24 000 ans cal BP marquée par la présence de deux couches de téphra (élévations d'après Adams, 2010 ; âges d'après Lund et al. 2017). La période concernée est indiquée par le cadre orange. _____ - 244 -

Figure III.11 : Phase d'élévation entre 25 000 et 15 500 ans cal BP marquée par des phases d'oscillations, notamment l'oscillation d'Astor Pass, légende Figure III.10. La période concernée est indiquée par le cadre orange. _____ - 245 -

- Figure III.12** : Phase de baisse du niveau d'eau entre 15 500 et 13 200 ans cal BP, marquée par une chute drastique du niveau d'eau, légende Figure III.10. La période concernée est indiquée par le cadre orange. ___ - 247 -
- Figure III.13** : Phase d'élévation du Younger Dryas highstand entre 13 200 et 11 000 ans cal BP, légende Figure III.10. La période concernée est indiquée par le cadre orange. _____ - 248 -
- Figure III.14** : Transect nord-sud des altitudes des paléo-lignes de rive du bassin Lahontan durant son plus haut niveau, montrant un décalage de 22 m provoqué par le rebond isostatique (modifié d'après Adams et al., 1999). _____ - 249 -
- Figure III.15** : Durant la phase de Pyramid Lake, le niveau d'eau du lac oscille avec des amplitudes plus ou moins fortes, légende Figure III.10. _____ - 250 -
- Figure III.16** : A) Carte Russel (1885) ; Illustration de la baisse du niveau du lac d'après Hardman et Venstrom (1941) ; B) Photographie de Pyramid Island King (1878) ; C) Photographie de la même vue, prise en 1939, Hardman et Venstrom (1941). _____ - 251 -
- Figure III.17** : Carte de localisation des sites investigués par Benson et al. (2013b) et altitudes associées. Carte disponible en feuille volante à la fin du manuscrit. _____ - 256 -
- Figure III.18** : Séquence schématique des dépôts de tufas sur le site de Pelican Point, montrant les différents âges radiocarbone (non calibrés) des différents dépôts (Benson et al., 1995). _____ - 257 -
- Figure III.19** : Terrasses visibles sur Anaho Island marquées par une plate-forme formée par l'action des vagues. Le point culminant est à 1334 m, 3 m sous le niveau le plus haut du lac Lahontan, la terrasse Darwin (DT) se situe à l'altitude de 1265 m, la terrasse d'Emerson (ET) à 1207 m et la terrasse de Mud Lake Slough (MT) à 1177 m (Benson, 2004). _____ - 258 -
- Figure III.20** : Répartition des différents tufas décrits par Benson (1994) en fonction de leur altitude. Relation entre la hauteur des dômes et des tufas de Marble Bluff et l'altitude des seuils. Les structures internes des monticules de tufas situés sur les bords du lac Pyramid ne sont pas détaillées en raison de leur complexité (Blanc Tétons, Pelican Point, Popcorn rocks, Georges Washington Rocks, Indian Head Rocks, Pyramid Island et Needles Rocks). Les tufas se trouvant à une altitude entre 1177 m et 1207 m sont fortement érodés (Benson, 1994). _____ - 260 -
- Figure III.21** : Illustration des morphologies tubular d'après Benson (1994, 2004). A) Tubular tufas de Popcorn Rock ; la partie interne sombre est composée de cristaux de thénolites (T) et la partie externe de dense tufa (D), le diamètre des tubes est de ~35 cm ; B) Tubular tufa à la base de Dog Head Rock, leur diamètre varie entre 1 et 3 cm. _____ - 261 -
- Figure III.22** : Élévation des différentes variétés de tufa en fonction des âges radiocarbone calibrés des tufas des sous-bassins de Pyramid et Winnemucca et la courbe d'élévation du niveau du lac (modifié d'après Benson et al., 2013b et DeMott et al., 2019). Les structures de DeMott et al. (2019) ont été comparées à celles de Benson et al. (2013b) : les thénolites de Winnemucca sont associées aux young thénolite tufa de Benson et al. (2013b), les thénolite-thrombolites aux young thénolite-branching de Benson et al. (2013b) et les thrombolite aux branching de Benson et al. (2013b). _____ - 262 -
- Figure III.23** : Localisation des sites d'investigations du bassin de Winnemucca et leurs altitudes respectives. Image satellite (Bing maps ; © Microsoft corporation). Carte disponible en feuille volante à la fin du manuscrit. _____ - 264 -
- Figure III.24** : Illustration des macrofabriques cow-pie. A) Vue d'ensemble des cow-pies (flèches noires) ; B) Cow-pie montrant une surface pustulaire. _____ - 266 -
- Figure III.25** : Illustration des macrofabriques en dômes hémisphériques. A) Vue d'ensemble montrant la répartition des dômes hémisphériques (flèches noires) ; B) Dômes entiers ou érodés ; C) Cœur vide entouré par une première couche de mésosofabrique cristalline (thénolite), recouverte par une couche de mésosofabrique clotted, puis une croûte de mésosofabrique laminée (lamin.) ; D) Détail de la mésosofabrique cristalline (thénolite) ; E) Détails de la mésosofabrique clotted ; F) Détail de la mésosofabrique laminée sommitale. _ - 269 -
- Figure III.26** : Illustration des dômes complexes. A) Vue d'ensemble de dômes complexes coalescents ; B) Dômes complexes coalescents étêtés dont les parois ressemblent à des écailles ; C) Dômes coalescents reposant sur une terrasse de conglomérats ; D) Dôme isolé couvert par des structures lobées formant des vasques ; E) Détails d'un pipe (flèche) à la base d'un dôme en forme de champignons ; F) Dômes présentant des pipes (flèches) à leur base. _____ - 270 -
- Figure III.27** : A) Photographie et B) illustration d'une association entre des macrofabriques en colonnes (en gris) et des macrofabriques de dômes complexes (en marron). _____ - 271 -
- Figure III.28** : Illustration des mésosofabriques des dômes complexes. A) Dômes complexes composés de l'intérieur vers l'extérieur : cristallines (thénolites), hybride cristalline-columnaire, colonnaires, branchues et clotted ; B) Détails des mésosofabriques branchues ; C) Détails des mésosofabriques colonnaires (flèche noire) ; D) et E) Détails des pipes ; F) Coupe d'un pipe composé d'un cœur clotted entouré d'une couche laminée évoluant en colonnes. _____ - 272 -

Figure III.29 : Illustration des colonnes. A) Vue extérieure d'une colonne montrant un drapage pendant (flèche) témoignant d'une phase de dépôt ultérieure ; B) Colonne fracturée montrant sa composition interne ; C) Photographie et D) illustration de l'intérieur d'une colonne montrant des fins pipes formant un cœur recouvert par des structures lobées ; E) Détails des pipes centraux ; F) Détails des structures lobées et pendulaires (pend.) montrant les mésofabriques clotted (Cl.), évoluant vers l'extérieur en branchus (Br.), puis en colonnes (Co.) et laminées (La.). _____ - 273 -

Figure III.30 : Illustration des croûtes. A) Croûte plane encroûtant un bloc de granite ; B) Mésofabrique homogène d'une croûte plane couvrant un substrat granitique ; C) Croûte plane épaisse (p.c) couvrant un substrat basaltique et recouvert par une croûte lobée ; D) Détail des mésofabriques d'une croûte lobée montrant des structures pendulaires (Pen.) à la base, formées par un cœur clotted (Cl.) évoluant en branchus (Br.) et en couches colonnaires (Co.), encroûtées par des couches laminées (La.) ; E) Mésofabrique clotted d'une croûte plane épaisse couvrant un substrat basaltique. _____ - 274 -

Figure III.31 : Illustration des buissons tubulaires. A) Buissons tubulaires formant des dômes aplatis ; B) Détails des buissons tubulaires. _____ - 275 -

Figure III.32 : Illustration des microfabriques. A) Filaments s'organisant en bouquet dans une matrice micritique ; B) Détails des filaments montrant des bifurcations (flèches) ; C) Fins filaments isolés (flèches) dans matrice micritique ; D) Moules de larges filaments (algaires ?) dans une matrice micritique à sparitique ; E) Microfabrique hybride en éventails sparitiques formant plusieurs couches infra-mm se superposant ou F) formant de petites colonnettes micritiques ; G) Détails d'un éventail montrant des structures radiantes sombres composées de cristaux aciculaires (flèches blanches) et filaments (flèches noires) ; H) Structure hybride présentant un éventail composé d'alternance micrite-sparite. _____ - 277 -

Figure III.33 : Illustration des microfabriques. A) Péloïdes organisés en amas ; B) Péloïdes organisés en arborescence recouverts par une lamine micritique (flèche noire) ; C) Microsparitique grossièrement laminée couverte par une croûte micritique (flèches) ; D) Microfabrique micritique laminée ; E) Détails des calcites scalénoédrales ; F) Organisation des calcites scalénoédrales en carrés imbriqués les uns dans les autres et recouverte par une couche micritique (flèche noire). _____ - 278 -

Figure III.34 : Vue satellite des macrofabriques cartographiées. A) Dômes hémisphériques (flèches blanches), 40°10.035'N 119°22.047'O ; B) Dômes complexes et colonnes (flèches blanches), 39°55.770'N 119°22.573'O ; C) Croûtes lobées (flèches blanches) et croûte homogène épaisse (flèche noire), 39°51.864'N 119°23.861'O. Images : Google Earth Pro V7.3.2.5776. (August 31, 2019). Nevada, USA. © 2020 Google. [February 17, 2020]. _____ - 279 -

Figure III.35 : Transect du centre du lac jusqu'à l'altitude 1340 m. A) Vue satellite du transect montrant les points d'observation (Bing map © 2020 Microsoft Corporation © 2020 Digital Globe © CNES 52020 Microsoft Corporation Earthstar Geographics SIO) ; B) Transect montrant les altitudes des sites d'observation et la répartition des différentes macrofabriques ; C) Centre du lac avec croûte évaporitique ; D) Linéation de plage formée par des dépôts sableux ; E) Galets et blocs épars parmi les linéations ; F) Macrofabrique cow-pie ; G) Croûte plane à mésofabrique homogène (flèche noire) encroûtant un galet ; H) Croûte plane à mésofabrique homogène (flèche noire) encroûtant un bloc granitique ; I) Dômes hémisphériques (flèches noires). _____ - 281 -

Figure III.36 : Illustration du transect des points 9 à 15. A) Dômes complexes coalescents formant un relief dans le paysage ; B) Pipes à la base des dômes complexes en forme de champignons ; C) Vue apicale montrant l'alignement des dômes complexes coalescents et leur érosion sommitale ; D) Terrasse composée de conglomérats à matrice carbonatée (flèche noire) et croûte plane à mésostructure clotted encroûtant des granodiorites (flèche blanche) ; E) Détails de la terrasse composée de conglomérats ; F) Détail de la croûte plane à mésofabrique clotted qui encroûte un affleurement à granodiorite (pointe du crayon). _____ - 282 -

Figure III.37 : Illustration des dépôts carbonatés sur le site « spurs ». A) Dépôts carbonatés encroûtant un affleurement de rhyolite ; B) Détail du contact entre les dépôts carbonatés et les rhyolites ; C) Détails des rhyolites bréchifiées liées par un ciment carbonaté ; D) Transition entre mésofabrique cristalline et branchue ; E) Couches à mésofabriques cristallines (thinolites) montrant des épaisseurs de plus de 50 cm. _____ - 283 -

Figure III.38 : Distribution trois catégories de macrofabriques et position des quatre terrasses : Lahontan Beach, Darwin, Emerson et Mud Lake ; au sein du sous-bassin de Winnemucca (Nevada, USA). _____ - 285 -

Figure III.39 : Structures correspondant aux dômes complexes étudiés par DeMott et al. (2019) ; A) Position des échantillons et leur âge calibrés médians respectifs ; chacune des couches de la structures est définie par un changement de texture ; le cœur en composé de 2 couches de thinolites (mésofabriques cristallines ; couches A et B), la couche C correspond à une transition entre thinolites-thrombolites (T.) ; correspondant à une mésofabrique hybride ; les couches D, E et F sont identifiées comme des thrombolites et peuvent correspondre aux mésofabriques colonnaires, branching et clotted décrites dans ce travail. B) Photographie aérienne montrant la position de l'objet échantillonné parmi d'autres dômes complexes, identiques à ceux cartés dans cette étude (modifiés d'après Demott et al., 2019). _____ - 287 -

- Figure III.40 :** A) Colonne de Winnemucca étudiée par DeMott et al. (2020) ; B) Structures lobées de DogHead Rocks (les pipes se situant à gauche sur la gauche ne sont pas visibles) et leurs âges calibrés, modifié d'après Benson et al. (2013b). _____ - 288 -
- Figure III.41 :** A) Illustration de la superposition des croûtes lobées (lobate capping crusts) et des croûtes planes épaisses, « site North » (alt. 1263 m) et comparaison avec B) les « pillow-form tufas » des « reef tufas », et les âges radiocarbone calibrés (Benson et al., 2013b) ; modifiée d'après Benson (1993). _____ - 290 -
- Figure III.42 :** Comparaison entre les structures de Winnemucca (A et B ; cette étude) et des salars andins (C et D ; modifié d'après Herrero, 2018) ; A) Détails des thimolites de Winnemucca ; B) Dômes hémisphériques de Winnemucca ; C) Détails des cristaux prismatiques du gypse des « stromatolites » ; D) « Stromatolites » de gypses en dôme. _____ - 294 -
- Figure III.43 :** Illustration des croûtes dans le site « dikes ». A) Vue d'ensemble des croûtes (flèches noires) recouvrant des dykes basaltiques formant des reliefs ; B) Détails d'une croûte plane recouvrant un dyke basaltique ; C) Croûte plane (flèche noire) encroûtant un éperon de rhyolites ; D) Croûte encroûtant un dyke leucocratique. _____ - 302 -
- Figure III.44 :** Proposition de variations du niveau d'eau du bassin Lahontan durant le cycle Sehoo (depuis 48 000 ans cal BP) basée sur les résultats de cette étude et modifiée d'après les données de Benson et al. (2013b), Adams et Rhodes (2019) et DeMott et al. (2019 ; 2020) ; données utilisées disponibles en Annexe 1. _____ - 305 -

SYNTHESE

- Figure Conclusion.1 :** Synthèse des caractéristiques des trois sites étudiés : âge, localisation (loc.), contexte géodynamique (geody.) et hydrologique (hydro.) ainsi que les descriptions des fabriques des dépôts carbonatés à l'échelle des macro-, méso- et microfabriques. _____ - 328 -
- Figure Conclusion.2 :** Classification des macrofabriques des dépôts carbonatés microbiens. _____ - 329 -
- Figure Conclusion.3 :** Classification des sept mésofabriques des dépôts carbonatés en lien avec des composants microbiens. _____ - 330 -
- Figure Conclusion.4 :** Classification des six microfabriques des dépôts carbonatés. _____ - 331 -
- Figure Conclusion.5 :** Illustration des microfabriques filamenteuses dans les différents secteurs. A) Bioconstructions oligo-miocènes du bassin des Limagnes ; B) Tuфа microbien récent de la Vallée de la Mérintaise ; C) Dépôts carbonatés microbiens du sous-bassin de Winnemucca. _____ - 332 -
- Figure Conclusion.6 :** Illustration des différents substrats. A) Croûte microbienne encroûtant un affleurement de basalte, sous-bassin de Winnemucca ; B) Croûte de tuфа microbien encroûtant un chert, Vallée de la Mérintaise ; C) Croûte microbienne laminée recouvrant une accumulation de fourreaux de phryganes, bassin des Limagnes ; D) Morceau de fer encroûté par une couche de micrite riche en fer, recouverte par une croûte microbienne laminée, Vallée de la Mérintaise. _____ - 337 -
- Figure Conclusion.7 :** Exemples montrant une fine croûte micrite (flèches blanches) couvrant les substrats encroûtés. A) Croûte micrite couvrant des rhyolites bréchifiées, sous-bassin de Winnemucca ; B) Croûte micrite couvrant un chert, Vallée de la Mérintaise ; C) Croûte micrite recouvrant des précédents dépôts microbiens érodés, bassin des Limagnes. _____ - 338 -

Liste des tableaux

CHAPITRE I

Tableau I.1 : Tableau décrivant les différentes échelles des fabriques (macro-, méso- et micro-) des bioconstructions de Jussat et Chadrat ; en gras sont indiquées les structures qui diffèrent de celles décrites dans la partie 2.	101
Tableau I.2 : Tableau de faciès et environnements de dépôt ; les nouveaux faciès sont indiqués en gras.	- 106 -
Tableau I.3 : Âge avéré ou supposé des sites étudiés et leur fiabilité.	- 116 -
Tableau I.4 : Tableau résumant les principaux arguments permettant de mettre en évidence l'influence des facteurs de contrôle sur la sédimentation dans le bassin des Limagnes.	- 118 -

CHAPITRE III

Tableau III.1 : Les quatre cycles lacustres du bassin Lahontan au cours du dernier million d'années, modifié d'après Reheis et Morrison (1997).	- 236 -
Tableau III.2 : Tableau résumant les principaux seuils de débordement du bassin Lahontan, leur altitude actuelle et corrigée du rebond isostasique, connectant les différents sous-bassins (modifié d'après Benson et Mifflin, 1986).	- 238 -
Tableau III.3 : Liste non exhaustive des travaux de datations ayant contribué à contraindre l'évolution du bassin de Lahontan durant le cycle lacustre Seho.	- 242 -
Tableau III.4 : Synthèse des principales terrasses (Benson, 1994 et Benson, 2004) et correspondance avec les terrasses de Russel (1885), en gras sont indiquées les terrasses marquant un changement de variétés ou de morphologies des tufas.	- 259 -
Tableau III.5 : Descriptions à macro-, méso- et micro-échelles des microbialites du bassin de Winnemucca.	- 267 -
Tableau III.6 : Description des microfabriques.	- 276 -
Tableau III.7 : Altitudes moyennes, écarts-types, minimales et maximales des macrofabriques calculées à l'aide du logiciel QGIS à partir de la cartographie des macrofabriques et du MNT.	- 284 -
Tableau III.8 : Tableau synthétisant l'ensemble des informations sur les différentes macrofabriques : altitudes moyennes et âges minimaux et maximaux en fonction des données de la littérature : (a) altitudes maximales d'après Benson (1994) ; (b) âges calibrés d'après Adams et Rhodes (2019) ; (c) âges calibrés d'après Benson et al. (2013b) ; (d) âges médians calibrés d'après DeMott et al. (2020) ; (e) âges médians calibrés d'après DeMott et al. (2019).	- 291 -

ANNEXE 1 : Âges de la littérature utilisés dans le chapitre III

DATATIONS BENSON <i>et al.</i>						
Descriptions littérature	Équivalents dans cette étude	Localisation	Élévations (m)	Âges calibrés (ka cal BP)	Calib. Err. (ka cal BP)	Références
Dômes hémisphériques (?)						
Young thinolites	Mésosofabrique cristalline	Blanc Tetons	1160	24,08	0,21	Benson et al. 2013
Young thinolites	Mésosofabrique cristalline	Pelican Point	1162	24,74	0,22	Benson et al. 2013
Old branching couvrant les old thinolites	Mésosofabrique clotted (?)	Pelican Point	1161	23,52	0,22	Benson et al. 2013
Old branching couvrant les old thinolites	Mésosofabrique clotted (?)	Pelican Point	1162	24,28	0,20	Benson et al. 2013
Old branching couvrant les old thinolites	Mésosofabrique clotted (?)	Pelican Point	1162	24,74	0,19	Benson et al. 2013
Old branching couvrant les old thinolites	Mésosofabrique clotted (?)	Pelican Point	1162	30,82	0,44	Benson et al. 2013
Old branching couvrant les old thinolites	Mésosofabrique clotted (?)	Pelican Point	1162	31,98	0,44	Benson et al. 2013
Old branching couvrant les old thinolites	Mésosofabrique clotted (?)	Pelican Point	1162	40,20	0,92	Benson et al. 2013
Pipe des colonnes de DogHead Rocks						
Tubular	Pipe	DogHead Rocks	1218	21,61	0,28	Benson et al. 2013
Tubular	Pipe	DogHead Rocks	1218	24,69	0,26	Benson et al. 2013
Tubular	Pipe	DogHead Rocks	1216	25,39	0,44	Benson et al. 2013
Tubular	Pipe	DogHead Rocks	1217	26,33	0,43	Benson et al. 2013
Structures lobées des colonnes de DogHead Rocks						
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1217	15,52	0,22	Benson et al. 2013
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1217	15,57	0,17	Benson et al. 2013
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1217	15,91	0,32	Benson et al. 2013
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1221	19,03	0,22	Benson et al. 2013
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1217	19,46	0,14	Benson et al. 2013
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1219	20,17	0,26	Benson et al. 2013
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1217	20,58	0,26	Benson et al. 2013
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1216	21,63	0,18	Benson et al. 2013
Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1218	22,29	0,17	Benson et al. 2013

Young branching	Structure lobée des colonnes	DogHead Rocks	1217	22,70	0,24	Benson et al. 2013
Croûtes						
Pillow-form/Conal/Nodular	Croûtes lobées	Marble Bluff	1251	14,83	0,29	Benson et al. 2013
Pillow-form/Conal/Nodular	Croûtes lobées	Marble Bluff	1251	15,54	0,23	Benson et al. 2013
Pillow-form/Conal/Nodular	Croûtes lobées	Marble Bluff	1251	15,91	0,13	Benson et al. 2013
Pillow-form/Conal/Nodular	Croûtes lobées	Marble Bluff	1251	16,12	0,12	Benson et al. 2013
Pillow-form/Conal/Nodular	Croûtes lobées	Marble Bluff	1251	16,19	0,15	Benson et al. 2013
Pillow-form/Conal/Nodular	Croûtes lobées	Marble Bluff	1251	16,72	0,23	Benson et al. 2013
Pillow-form/Conal/Nodular	Croûtes lobées	Marble Bluff	1251	17,26	0,21	Benson et al. 2013
Massive/dense nodular tufa/ sheet	Croûtes planes	Marble Bluff	1251	20,18	0,27	Benson et al. 2013
Massive/dense nodular tufa/ sheet	Croûtes planes	Marble Bluff	1251	21,15	0,22	Benson et al. 2013
Massive/dense nodular tufa/ sheet	Croûtes planes	Marble Bluff	1251	21,73	0,34	Benson et al. 2013
Massive/dense nodular tufa/ sheet	Croûtes planes	Marble Bluff	1251	22,02	0,19	Benson et al. 2013
Tubular bushes						
Algal tufa	Tubular bushes	Wnnemucca bord est	1205	9,83	0,07	Benson et al. 2013
Algal tufa	Tubular bushes	Wnnemucca bord est	1205	11,68	0,07	Benson et al. 2013
Algal tufa	Tubular bushes	Wnnemucca bord est	1205	11,37	0,04	Benson et al. 2013
Algal tufa	Tubular bushes	Wnnemucca bord est	1205	12,20	0,04	Benson et al. 2013
Algal tufa	Tubular bushes	Wnnemucca bord est	1205	12,20	0,04	Benson et al. 2013
Algal tufa	Tubular bushes	Wnnemucca bord est	1205	10,19	0,02	Benson et al. 2013
Algal tufa	Tubular bushes	Wnnemucca bord est	1205	11,79	0,04	Benson et al. 2013
Algal tufa	Tubular bushes	Wnnemucca bord est	1205	12,63	0,04	Benson et al. 2013

DATATIONS DEMOTT <i>et al.</i>						
Descriptions littérature	Équivalents dans cette étude	Localisation	Élévations (m)	Calibrate Age Range (Cal yr BP)	Calibrated Median Age (Cal yr BP)	Références
Croûtes lobées de Winnemucca						
Draping frondose tufas	Croûtes lobées	Falcon Hills (Winnemucca)	1233 m	15,040-15,240	15,130	DeMott et al. 2020
Draping frondose tufas	Croûtes lobées	Falcon Hills (Winnemucca)	1233 m	14,510-14,950	14,710	DeMott et al. 2020
Dtapping frondose tufas	Croûtes lobées	Falcon Hills (Winnemucca)	1250 m	13,440-13,550	13,490	DeMott et al. 2020
Structures lobées colonnes Winnemucca						
Tower tufas Frondose	Structure lobées des colonnes	Sud-ouest du lac	1213 m	20,000-20,230	20,120	DeMott et al. 2020
Tower tufas Frondose	Structure lobées des colonnes	Sud-ouest du lac	1213 m	18,960-19,170	19,070	DeMott et al. 2020
Tower tufas Frondose	Structure lobées des colonnes	Sud-ouest du lac	1213 m	18,430-18160	18,520	DeMott et al. 2020
Tower tufas Frondose	Structure lobées des colonnes	Sud-ouest du lac	1213 m	19,800-20,600	19,930	DeMott et al. 2020
Dômes complexes						
Thinolites	Mésosfabrique cristalline	Sud-ouest du lac	1208 m	19,600-27,400	23,400	DeMott et al. 2019
Thinolites	Mésosfabrique cristalline	Sud-ouest du lac	1208 m	19,400-25,200	20,100	DeMott et al. 2019
Thinolites	Mésosfabrique cristalline	Sud-ouest du lac	1208 m	19,300-23,700	19,900	DeMott et al. 2019
Thinolites	Mésosfabrique cristalline	Sud-ouest du lac	1208 m	18,900-19,200	19,100	DeMott et al. 2019
Thinolites	Mésosfabrique cristalline	Sud-ouest du lac	1208 m	18,400-19,100	18,800	DeMott et al. 2019
Thinolites-Thombolites	Hybrid cristalline-columnaire	Sud-ouest du lac	1208 m	18,400-19,100	18,500	DeMott et al. 2019
Thrombolites		Sud-ouest du lac	1208 m	18,200-18,700	18,300	DeMott et al. 2019
Thrombolites		Sud-ouest du lac	1208 m	18,000-18,300	18,100	DeMott et al. 2019
Thrombolites	Mésosfabrique columnaire ;	Sud-ouest du lac	1208 m	17,400-18,100	17,900	DeMott et al. 2019
Thrombolites	branchues ou clotted	Sud-ouest du lac	1208 m	15,700-16,000	15,900	DeMott et al. 2019
Thrombolites		Sud-ouest du lac	1208 m	15,400-15,700	15,500	DeMott et al. 2019
Thrombolites		Sud-ouest du lac	1208 m	14,900-15,500	15,200	DeMott et al. 2019

AUTRES DATATIONS					
Dénomination	Localisation	Élévations (m)	Calibrate Age (Cal yr BP)	Calibrate errors (Cal yr BP)	Références
Astor Pass Soil					
Astor Pass Soil	Astor pass	1253	18,81	0,15	Benson et al. 2013
Organic samples					
Juniperus (roots and bark)	Winnemucca (Fishbone cave)	1234	13,04	0,23	Benson et al. 2013
Neotoma dung	Winnemucca (Falcon Hill)	1296	13,14	0,17	Benson et al. 2013
Neotoma dung	Winnemucca (Falcon Hill)	1296	13,58	0,27	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Falcon Hill)	1296	14,07	0,66	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Guano cave)	1230	13,43	0,29	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Guano cave)	1230	13,68	0,26	Benson et al. 2013
Debris and Neotoma dung	Winnemucca (Guano cave)	1230	13,66	0,19	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Guano cave)	1230	13,75	0,29	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Guano cave)	1230	13,94	0,39	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Crypt cave)	1230	13,90	0,45	Benson et al. 2013
Artemesia	Winnemucca (Crypt cave)	1250	13,68	0,26	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Crypt cave)	1240	14,02	0,28	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Crypt cave)	1240	14,20	0,35	Benson et al. 2013
Juniperus	Winnemucca (Crypt cave)	1240	14,43	0,35	Benson et al. 2013
Tephras					
Wono Tephra	Smoke Creek-Blac Rock Desert	1217	33,2	-	Adams 2010 & Lund et al. 2017
Trego Hot Spring Tephra	Smoke Creek-Blac Rock Desert	1260	29,6	-	
Cemented talus of Emerson Terrace					
Tufa cementing talus-radiocarbone age	Marble Bluff	1212	33,2	1,66	Benson et al. 2013b
Tufa cementing talus-radiocarbone age	Marble Bluff	1212	50,39	?	Benson et al. 2013b
Tufa cementing talus- U/Th age	Marble Bluff	1212	61,8	2,3	Benson et al. 1995
Tufa cementing talus- U/Th age	Marble Bluff	1209	187,1	11	Benson et al. 1995
Tufa cementing talus- U/Th age	Marble Bluff	1209	183,5	8,9	Benson et al. 1995
Tufa cementing talus- U/Th age	Marble Bluff	1206	269	29,1	Benson et al. 1995

Fiche d'aide à la lecture - Chapitre I- Partie 3

Secteurs	Sites	Age	Climat	Tectonique	Biologie	Volcanisme
Nord : Limagne Bourbonnaise	Créchy	Aquitainien (biozone MN1)	Humide : Cycles asymétriques (Fig. I.21.A) Fraction terrigène abondante Kaolinite	Tectonique active : Dépôts terrigènes grossiers. Paléosols peu développés. Bioconstructions de grande taille (Fig. I.21.A) Basculement de bioconstructions. Subsidence forte : Cycles épais (2 à 10 m) et bioconstructions de grande taille. (Fig. I.21.A) Accommodation forte Proximité de la faille d'Aigueperse (Fig. I.21.G)	Eau douce à saumâtre Présence de phryganes. Diversité macro- et des microstructures.	?
Sud : Limagne Centrale	Jussat	Aquitainien (biozone à gastéropodes)	Humide : Cycles asymétriques (Fig. I.21.B) Fraction terrigène importante Kaolinite (?)	Tectonique modérée : Dépôts terrigènes grossiers. Paléosols peu développés. (Fig. I.21.B) Subsidence modérée : Cycle peu épais (1 à 3 m) et bioconstruction de taille moyenne (Fig. I.21.B). Proximité d'une faille (Fig. I.21.B)	Eau douce à saumâtre Présence de phryganes et <i>Cladophorites</i> . Diversité des macro- et microstructures.	Présence de pépérites.
	Chadrat	Aquitainien ?	Humide : Kaolinite	Proximité de la faille des Limagnes (Fig. I.21.G)	Eau douce ? Diversité et préservation de microstructures filamenteuses.	?
	Grand Gaudaillat	Chattien	Aride : Cycles symétriques (Fig. I.21.C).	Quiescence : Dominance des carbonates. Paléosols développés. (Fig. I.21.C) Subsidence faible : Cycles peu épais (1 à 2 m ; Fig. I.21.C) Accommodation faible. Proximité d'une faille ? (Fig. I.21.B)	Stratification des eaux Peu de diversité des microstructures. Dominées par les microbes.	Présence de pépérites recoupant la stratification.

Tableau I.4 : Tableau résumant les principaux arguments permettant de mettre en évidence l'influence des facteurs de contrôle sur la sédimentation dans le bassin des Limagnes.

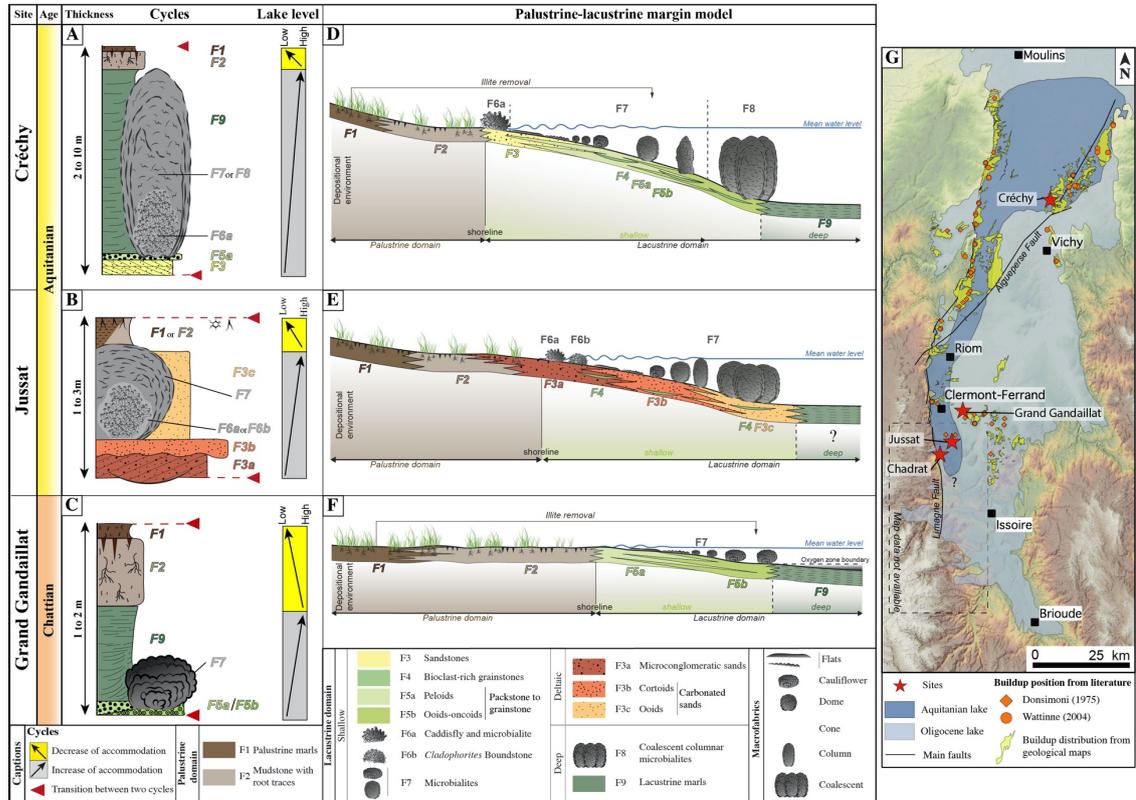


Figure 1.21 : Figure de synthèse présentant : les cycles de A) Jussat ; B) Créchy ; C) Grand Gandaillat, les modèles d'environnement de dépôt de D) de Jussat ; E) Créchy ; F) Grand Gandaillat ; G) carte montrant les positions des sites étudiés, la distribution des bioconstructions rapportées dans la littérature (Donsimoni, 1975 ; Wattinne, 2004) et selon les cartes géologiques au 1:50 000ème, la position des failles des Limagnes et d'Aigueperse et la reconstitution paléogéographiques des lacs (modifié d'après Hugueney et al., 2003).

Fiche d'aide à la lecture - Chapitre III- Parties 2 & 3

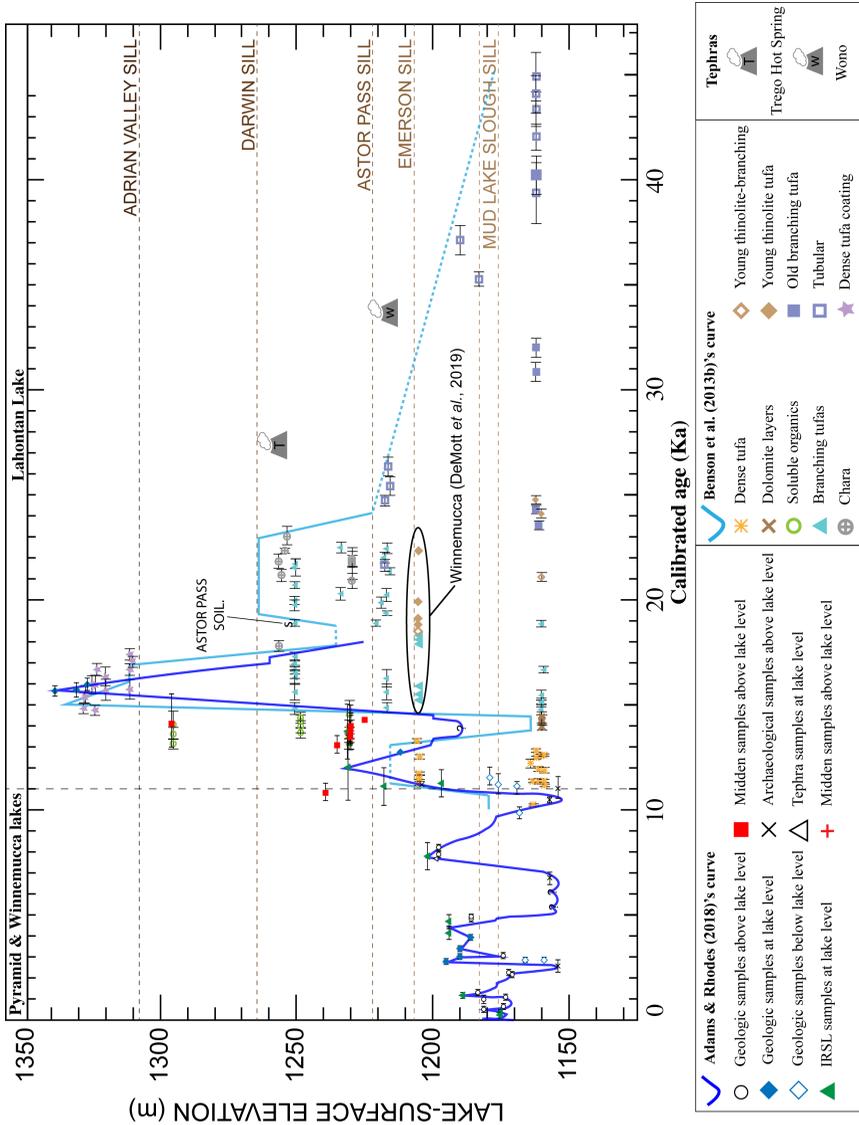
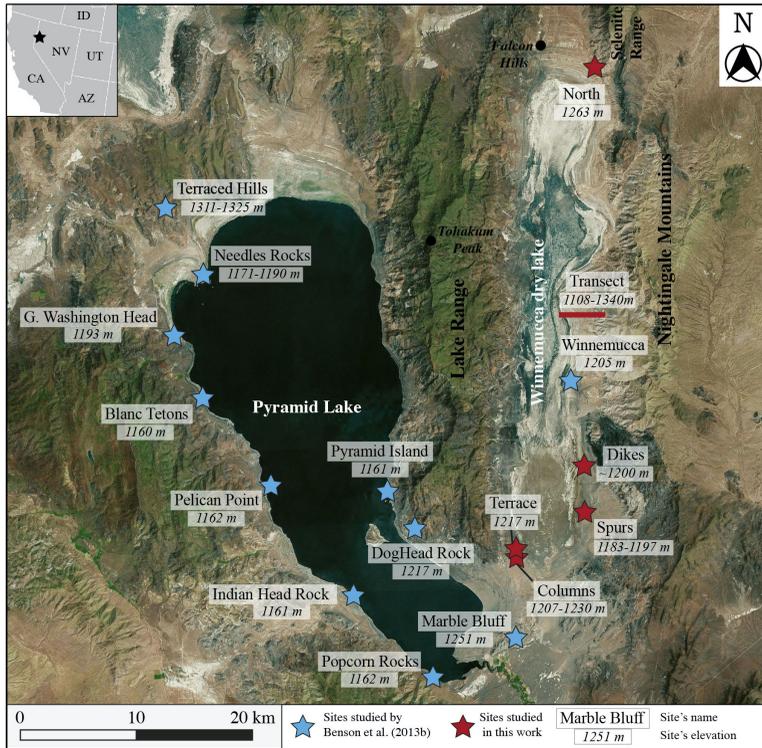


Figure III.9 : Évolution du niveau d'eau du bassin Lahontan durant le cycle Seho (depuis 48000 ans cal BP), d'après Benson et al. (2013b), Adams et Rhodes (2018), complétée par les données de Demott et al. (2019).



Synthèse des figures III.17 et III. 23 : Carte de localisation des sites investigués dans cette étude et par Benson et al. (2013b) et altitudes associées.

Dépôts carbonatés microbiens en domaine lacustre et fluvial : fabriques et facteurs de contrôle

Résumé

Dans les systèmes continentaux actuels, les dépôts carbonatés liés à une activité microbienne présentent des morphologies et des compositions variées et se développent dans des environnements très différents (lacs d'eau douce, alcalins, hyper-salés, rivières, systèmes hydrothermaux, etc.). Face à la diversité des dépôts microbiens continentaux et leur spécificité, les terminologies et les classifications sont devenues multiples et complexes, rendant leur usage difficile et contraignant pour les interprétations des environnements de dépôts. Par ailleurs, la minéralisation de ces dépôts carbonatés résulte de l'interaction de facteurs biotiques (intrinsèque) et de facteurs environnementaux (extrinsèques et externes) agissant à différentes échelles. Le premier objectif de ce travail était de caractériser les morphologies et les compositions des carbonates microbiens à travers une analyse fine de ces dépôts à l'échelle macro-, méso- et microscopique. Le deuxième objectif était d'identifier les facteurs contrôlant le développement et la préservation des carbonates microbiens. Ces objectifs ont été abordés à travers trois exemples ; deux exemples lacustres fossiles : les bioconstructions à microbes et métazoaires du bassin des Limagnes (France) ; les dépôts microbiens pléistocènes du lac asséché de Winnemucca (Nevada, États-Unis) et un exemple fluvial actuel : les tufas-microbiens de la Vallée de la Méritaise (France). Ces trois exemples permettent de préciser et de proposer une nouvelle classification des fabriques des dépôts microbiens, de l'échelle macroscopique à microscopique. Cette classification, basée sur des critères descriptifs, facilite la caractérisation des carbonates microbiens ouvrant sur de nouvelles interprétations des environnements de dépôts. L'étude des dépôts minéralisés de la Vallée de la Méritaise et des minéralisations obtenues lors d'expériences de précipitations des micro-organismes extraits de ces mêmes milieux ont permis de discuter du caractère biotique des minéralisations. L'origine biotique des dépôts carbonatés des Limagnes et de Winnemucca est fortement suggérée, même s'il subsiste toujours un doute quand il s'agit d'attester de l'origine biotique dans le registre fossile. Plusieurs facteurs environnementaux contrôlent la répartition, les morphologies, le développement et la préservation des dépôts microbiens dans les trois secteurs d'étude : le climat et les variations d'accommodation influencent les géométries (à l'échelle du million et du millier d'années) et les microfabriques (échelle saisonnière), le contexte géodynamique (tectonique et volcanisme) contrôle la géométrie et la répartition des dépôts microbiens à l'échelle du bassin et les failles constituent des drains pour la circulation des fluides. Les paramètres physico-chimiques des eaux s'avèrent être un facteur prépondérant dans la minéralisation des carbonates microbiens. Ils résultent de changements du bilan ionique en lien avec les apports de surface et de sub-surface dans ces différents systèmes. Enfin, la minéralisation et la préservation des dépôts microbiens sont favorisées par la présence de substrats durs et stables, qui impactent également leur morphologie. Afin de mieux comprendre l'origine et la diversité des carbonates microbiens continentaux, les études à multi-échelle s'avèrent essentielles pour discuter de l'influence des facteurs de contrôle.

Mots-clés

Microbialites, tufas, environnement lacustre, environnement fluvial, fabriques, facteurs de contrôle

Microbial carbonate deposition lacustrine and fluvial settings: fabrics and controlling factors

Abstract

The non-marine carbonates related to microbial activity display a large range of morphologies and compositions and accumulate in various settings (freshwater, alkaline, and saline lakes, fluvial environments, thermal and freshwater springs, ...). The variety of non-marine microbial carbonates and their particularity led to propose numerous and complex terminologies and classifications, making their use complicated and restrictive for the interpretation of depositional settings. Mineralization of these carbonates results from the interaction between biotic factors (intrinsic) and environmental factors (extrinsic and external) at multi-scales. The first aim of this work was to characterize morphologies and compositions of microbial carbonates, through a detailed analysis of these deposits at macro-, meso- and microscales. The second aim was to identify the controlling factors acting on the development and preservation of microbial carbonates. To develop these topics, three examples have been studied: two ancient lacustrine systems: the microbial-metazoan buildups from the Limagne Basin (France), the Pleistocene microbial deposits from the dry Winnemucca Lake (Nevada, USA) and one modern fluvial system: the microbial-tufa of the Méritaise Valley (France). From these examples, a new classification of the fabrics of microbial deposits ranging from macro to micro-scale has been proposed. Based on descriptive criteria, this classification is helpful for the characterization of microbial deposits and improves the discussion about depositional settings. The study of the mineralized deposits of the Méritaise Valley and results from microbial culture experiments in the laboratory extracted from the same environment showed the implication of microorganisms in mineralization. The microfibrils from Limagne and Winnemucca Basin reveal a likely biotic origin of these carbonates even if doubt remains on the direct biotic origin in the fossil record. Several environmental factors control the distribution, morphologies, development, and preservation of microbial deposits in the three studied settings: climate and variation of accommodation influence the geometries (at the million- or thousand-years scale) and the microfibrils (seasonal scale), the geodynamic context (tectonics and volcanism) controls the geometry and the distribution of microbial deposits at the basin-scale and faults form drains for fluids circulation. Physico-chemical parameters of waters appear to be a major factor for the mineralization of microbial carbonates. They result from changes in the ion balance depending on surface and sub-surface inputs in these different systems. Finally, the presence of hard and stable substrates improves the mineralization and preservation of microbial deposits and impact their morphologies. To better understand the origin and diversity of non-marine microbial carbonates, a multi-scale approach is crucial to discuss the influence of controlling factors.

Keywords

Microbialites, tufas, lacustrine setting, fluvial setting, fabrics, controlling factors