UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

ECOLE DOCTORALE
ENERGIE, MATERIAUX, SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE D'ORLEANS

THÈSE présentée par :

Léo CHASSIOT

Soutenue publiquement le **14 décembre 2015**

Pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**
Discipline/Spécialité : Sciences de la Terre

Forçages naturels et anthropiques sur la sédimentation holocène en domaine lacustre

Application aux lacs d'Auvergne et aux réservoirs des bassins versants de la Loire et d'Adour Garonne

Membres du Jury :

Ary BRUAND	Professeur, Université d'Orléans	Président du jury
Emmanuel CHAPRON	Professeur, Université de Toulouse	Directeur
Christian DI GIOVANNI	Professeur, Université d'Orléans	Co-directeur
Brice MOURIER	Chargé de recherches, GRESE	Examinateur
Jean-Luc SCHNEIDER	Professeur, Université de Bordeaux	Examinateur
Abdelfettah SIFEDDINE	Directeur de recherches, IRD	Rapporteur
Thierry WINIARSKI	Directeur de recherches, ENTPE	Rapporteur









Photos : Léo Chassiot

Paysages d'Auvergne

AVANT-PROPOS

Cette thèse a été financée par une bourse Région Centre (2012-2015) et a été accueillie par l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans dirigé par Bruno Scaillet et Fatima Laggoun-Défarge.

Ce travail a bénéficié du soutien des projets suivants :

- **DICENTIM** (Diversité virale et rôles des virus dans le contrôle des communautés archéennes impliquées dans les sédiments anciens du Pavin), pilotée par Anne-Catherine Lehours.

- **EDIFIS** (Eléments de diagnose des sédiments fluviatiles stockés à l'amont des retenues sur cours d'eau avant effacement), financé par l'Agence de l'Eau Loire-Bretagne et piloté par Emmanuel Chapron.

REMERCIEMENTS

Ce travail représente trois années d'investissement personnel qui n'aurait pas pu aboutir sans le soutien de nombreuses personnes. Les quelques lignes suivantes ne suffisent pas à exprimer l'intégralité de mes plus sincères remerciements.

Tout d'abord, je tiens à remercier Thierry Winiarski et Abdel Sifeddine d'avoir consacré du temps à la lecture et l'appréciation de mon travail de thèse. Merci également au mariachi Brice Mourier, au théâtral Jean-Luc Schneider et au maître de cérémonie Ary Bruand pour leur intérêt et leur enthousiasme durant la soutenance.

Mes premières pensées vont aux deux personnes qui m'ont vu arriver en première année de licence et qui ont su me montrer tout l'intérêt qu'il y avait dans l'étude des sédiments lacustres. Merci à vous, Manu et Christian, de m'avoir guidé durant ce long parcours universitaire. Et encore davantage pour m'avoir accordé votre confiance durant ces trois dernières années de thèse, d'avoir été attentifs à mes questionnements, de m'avoir orienté par vos conseils, et surtout, de m'avoir toujours poussé à avancer dans le labyrinthe…

Il paraît qu'on se ressemble de dos, mais lui est bien plus optimiste que moi, je parle bien sûr de Manu, sans qui je ne me serais jamais intéressé d'aussi près aux lacs. Le marin d'eau douce a déménagé et est devenu deux fois papa depuis qu'on travaille ensemble, mais son état d'esprit n'a pas changé… A chaque problème sa solution et je m'engage vers cette façon de penser à présent ;) A toi Manu : merci pour ton implication quotidienne durant ma thèse et pour m'avoir (sup)porté au cours de ces années à naviguer sur les lacs et les réservoirs de France. A l'ISTO, il enseigne entre autres la sédimentologie et les bassins versants et c'est grâce à ces cours que j'en suis arrivé à m'intéresser au monde de la recherche : Christian, Je te remercie pour tous tes conseils judicieux et ton aide durant mon parcours de thèse, en particulier pour ta disponibilité et ton implication durant ma période de rédaction. Ces trois années de collaboration avec vous deux auront été riches d'enseignements, tant sur le plan personnel que professionnel. Heureusement, une thèse n'est jamais complètement terminée… Aussi, j'espère avoir l'occasion de vous retrouver afin de poursuivre ces travaux et d'autres à l'avenir !

On ne peut également réussir sans un environnement de travail adéquat. Aussi, je remercie à l'ISTO toutes celles et ceux qui ont aidé, de près et de loin, à la réalisation de ce travail. Je pense tout d'abord à Anaëlle et à ses réponses/questions à mes interrogations ;) Merci pour tous tes conseils précieux dans la gestion d'un travail multi-sites et des analyses multi-proxies, je te souhaite le meilleur pour la suite. Et dédicace à Chloé et Olivia, les deux pestes qui l'accompagnent en ce moment et qui donnent toujours le sourire ;) Un grand merci aussi à JJ pour son implication quotidienne à fournir une dose de bonne humeur

quotidienne au laboratoire. Merci également à Claude pour sa gentillesse et sa patience qui, elles, ne se mesurent pas à l'échelle moléculaire. Je tiens également à remercier deux spécialistes en électromécanique, j'ai nommé Simo et Rachelle, pour l'aide apportée avec le capricieux Rocky (!) et ses fours. Merci également à Marielle pour sa patience envers moi et sa rigueur dans l'art d'utiliser les acides. Un grand merci aussi à Mikaël et les collègues d'IRAMAT pour m'avoir expliqué avec patience toutes les subtilités de l'ablation laser. Un grand merci enfin à tous les autres membres du GP pour tous ces moments partagés, notamment Patrick et Jean-Louis pour leur science du lac Pavin. Passées par là et ailleurs en ce moment, un grand merci également à Myriam « Positive Vibrations » et Renata, les « anciennes » dont la bonne humeur et l'expérience m'auront été d'un grand support tout du long de ce trajet. Le meilleur à toutes les deux pour la suite ;) Merci à Olivier, Cathy, Marie-Noëlle et Virginie pour leur aide précieuse et quotidienne dans les dédales administratifs. Et pour l'ensemble de l'équipe ISTO, un grand merci pour les moments partagés avec vous !!

Ces trois années furent également l'occasion d'effectuer quelques périples en France et à l'international parsemés de rencontres, entre collaborations scientifiques et découvertes des contrées volcaniques. Aussi, je tiens à remercier particulièrement Yannick pour sa disponibilité et son envie de poursuivre l'exploration des lacs du Monts Dore avec nous. Merci également à Frédéric pour ces fins conseils archéologiques et démographiques dans l'histoire de l'Auvergne. Parmi les collègues de Clermont, merci entres autres à Anne-Catherine, François et Corinne pour leur accueil et l'organisation des « Pavinades » riches en informations. Grands remerciements également à Aude, Vincent et Didier... On est loin d'en avoir terminé avec cette PAV12 !! ;) Les différents laboratoires que j'ai pu parcourir m'ont tous accueilli avec sympathie. Aussi, je tiens à remercier vivement Anne-Lise pour son aide dans l'utilisation du scanner de carotte. J'y associe plus largement les collègues d'EDYTEM, en particulier Fabien et Cécile, pour m'avoir accueilli au pied de belles montagnes au bord d'un grand lac :-O Plus près d'ici, je remercie Jean-Paul et Anthony pour m'avoir régulièrement accueilli à Tours. Un grand merci également à Marc, sans qui les congrès de l'ASF sembleraient bien plus fades ^^ Salutations sincères à deux anciens étudiants de l'université d'Orléans, Daniel et Hervé, ainsi qu'à l'équipe de GeoHyd pour leurs conseils et leur participation active dans nos travaux. Enfin, merci à Brice pour la visite guidée du bocage limousin ;)

Et les potes là-dedans ? Entre les soirées, les aventures, les vacances, les réveillons et les lendemains qui (dé)chantent, leur aide fut très régulière car indispensable ! Aussi, un énorme MERCI à tous : Sylvain, Seb, Greg, Antoine (x2), Jules, Marion, Jean-Marc, Laure, Thibault, Sarah, Youenn, Alexis, Pako, P'tit Gui, Ananas, Max, Damien, Arnaud et un bon nombre d'anciens de promo : Adrien, Hugues, Dylan, Ben, Marion, Gâché et j'en oublie beaucoup… Hâte de vous retrouver ici ou à l'autre bout du monde ;)… Nathan, Mel, Gillou, Gabi, Fanfan, Simon et les tourangeaux, alors on va danser ?! J'ai un été à rattraper !! … Aux sardines, les anciens colocs du Manoir mais toujours collègues à l'ISTO, Yann, Aurélien et

Thomas ;), je prends deux lignes pour m'excuser d'avoir choisi la batterie comme instrument ^^ je ne peux que leur souhaiter le meilleur pour la suite de leur projet et surtout un grand courage pour la dernière ligne droite !! Et une pensée pour tous celles et ceux avec qui j'ai pu profiter du cadre de cette maison, Jules, Gwendo, Flob et Antoine en tête. Un grand bravo aux récents docteurs : Armel et Nolwenn en premier lieu. Pour les autres, à très bientôt pour les apéros de soutenances, allez messieurs-dames, Hugo, Kévin, Leïla, Colin, David, Malcolm, Benoît, Julie, Adoum, Chloé, dépêchez-vous !!! Parmi eux, dédicace particulière à Mister ACP pour sa science des statistiques O_O !! En vous souhaitant à tous le meilleur pour la suite !!

Enfin, pour conclure, je tiens à exprimer toute ma gratitude à mes parents et ma tante pour leur soutien indéfectible et leurs précieux conseils depuis plus d'un quart-de-siècle maintenant !! Pour m'avoir toujours poussé à donner le meilleur de moi-même !! C'est un grand chapitre qui se referme, j'espère avoir prévu un livre assez grand pour écrire la suite. Et enfin, je remercie celle qui m'accompagne depuis maintenant plus de 4 ans pour son aide, son soutien, sa patience, sa joie de vivre et dont j'envie son sens de l'organisation et ses pieds sur terre ^^ A y est ! Fini la thèse, on peut partir loin ;) A ce cercle très proche, je vous dédicace ce manuscrit et vous transmets tout mon amour !

TABLE DES MATIERES

LISTE DES ILLUSTRATIONS.....15

LISTE DES TABLEAUX 43

INTRODUCTION.....47

1ère PARTIE : CONTEXTE GENERAL.....51

Chapitre 1.1. Cadre global 53

1.1.1. Séismes et risques naturels 54

1.1.2. Variabilité climatique durant l'Holocène 59

1.1.3. La place de l'Homme 64

1.1.4. Intérêt de l'étude de l'Holocène 66

Chapitre 1.2. Démarche analytique..... 67

1.2.1. Les pièges sédimentaires 68

1.2.2. Le continuum Bassin versant - Lac 74

1.2.3. La dynamique sédimentaire en milieu lacustre 77

1.2.4. Intérêt de l'étude des géosystèmes intégrés 86

2ème PARTIE : STRATEGIE.....89

Chapitre 2.1. Choix des sites d'études 91

2.1.1. Le bassin versant de la Loire 92

2.1.2. L'Auvergne et ses lacs 98

2.1.3. Les réservoirs des BV Loire et Adour Garonne 106

2.1.4. Complémentarité des sites d'études 110

Chapitre 2.2. Démarche analytique ***113***

2.2.1. Caractérisation des géosystèmes 114

2.2.2. Caractérisation des échantillons 117

2.2.3. Chronologie des remplissages sédimentaires 128

3ème PARTIE : PALEO ***137***

Chapitre 3.1. Résultats ***139***

3.1.1. "Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to earthquakes" 140

3.1.2. "Extreme events in the sedimentary record of maar Lake Pavin: implication for natural hazards assessment in the French Massif Central" 176

3.1.3. "7000 years of runoff activity in maar Lake Pavin: a sedimentary record of paleohydrology in the French Massif Central" 214

3.1.4. "Impacts anthropiques et climatiques sur l'érosion des sols en contexte volcanique au cours des 700 dernières années (Mont Dore, Massif Central, France)" . 247

3.1.5. Synthèse de l'étude des archives naturelles 293

Chapitre 3.2. Synthèse et discussion ***295***

3.2.1. Les facteurs de station 296

3.2.2. La tectonique 300

3.2.3. Le climat 306

3.2.4. L'Homme 309

4ème PARTIE : NEO.....315

Chapitre 4.1. Cas d'études 317

4.1.1. Seuils sur rivières 318

4.1.2. Barrages..... 332

4.1.3. Lacs-barrages : l'exemple du lac de la Crégut..... 351

Chapitre 4.2. Synthèse et discussion.....365

4.2.1. Approche limnogéologique en milieu artificialisé..... 366

4.2.2. Dynamique sédimentaire en milieu artificialisé 367

4.2.3. Géométrie des dépôts sédimentaires..... 368

5ème PARTIE : CONCLUSIONS & PERSPECTIVES.....371

Chapitre 5.1. Conclusions.....373

5.1.1. Bilan du volet « Paléo »..... 374

5.1.2. Bilan du volet « Néo » 375

5.1.3. Forçages naturels et anthropiques..... 375

Chapitre 5.2. Perspectives.....379

5.2.1. Les lacs naturels d'Auvergne..... 380

5.2.2. Les milieux artificialisés..... 384

REFERENCES.....389

ANNEXES.....419

Annexe 1. Chapter 26 : Lake Pavin sedimentary environments. 420

Annexe 2. Chapter 27 : Lake Pavin paleolimnology and event stratigraphy.....448

LISTE DES ILLUSTRATIONS

INTRODUCTION

Figure 1. Extrait d'un article du numéro spécial du magazine VICE sur l'environnement (Volume 9, numéro 6, juin 2015) illustrant les bouleversements environnementaux induits par les activités anthropiques (émissions de gaz à effet de serre, constructions de grands barrages et véhicules motorisés) en lien avec l'augmentation de la population mondiale depuis la fin du XVIII^{ème} siècle...... 47

1ère PARTIE - Chapitre 1.1

Figure 1.1a. Schémas illustrant les ondes de volumes (P et S) et les ondes de surfaces (L et R) qui se succèdent dans un milieu durant un épisode tectonique...... 55

Figure 1.1b. (A) Schéma illustrant la propagation d'une onde sismique dans l'écorce terrestre et les conséquences sur les constructions en surface, globalement atténuées avec la distance mais localement renforcées par des effets de sites liés à la topographie et à la nature du sous-sol (source : BRGM). (B) Deux photographies aériennes illustrant le château de Murol, construit sur un perchoir à proximité du lac Chambon. En cas de choc sismique, l'effet topographique peut amplifier les ondes sismiques, augmentant la sensibilité de ce site aux impacts tectoniques (photographies : Francis Cormon)...... 56

Figure 1.1c. Carte représentant l'aléa sismique en France métropolitaine en fonction de la densité d'épicentres sur une grille de 50x50 km², obtenue par l'agrégation des données issues du catalogue SISFRANCE (BRGM). Le zonage sismo-tectonique d'après l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN), les failles potentiellement actives et les principaux séismes (Mw > 5,5) sont également représentés (modifiée d'après Baize et al., 2013)...... 58

Figure 1.1d. Paramètres orbitaux contrôlant les fluctuations climatiques terrestres sur le long terme : excentricité orbitale, obliquité terrestre et précession des équinoxes, d'après Berger, 1988...... 59

Figure 1.1e. Les fluctuations climatiques holocènes mises en évidence par la reconstruction de l'insolation (Laskar, 1990), du δ18O des précipitations (Von Grafenstein et al., 1998), des évènements froids globaux (Wanner et al., 2011), de l'irradiance solaire (Steinhilber et al., 2009), de l'indice NAO (Olsen et al., 2009), de la remontée générale du niveau marin (Shennan et al., 2006) conjuguée à la baisse des températures de l'eau de mer (Moros et al.,

2004). La bipartition climatique holocène s'observe via la transition de l'Optimum climatique vers le Néoglaciaire liée à l'évolution d'un forçage solaire vers un forçage océanique (Debret et al., 2009)...... 61

Figure 1.1f. Evolution climatique durant le dernier millénaire, mis en évidence par une variabilité climatique exprimée à travers un forçage volcanique (Sigl et al., 2015), une évolution de la NAO (Ortega et al., 2015), de l'AMO (Mann et al., 2009) et de l'irradiance solaire (Delaygue et Bard, 2011). Le Petit Age glaciaire se définit sur la période AD1300-1850, caractérisé par des avancées glaciaires dans les Alpes (Holzhauster et al., 2005)...... 63

Figure 1.1g. Frise chronologique présentant les différentes dates proposées pour le début de l'Anthropocène, modifiée d'après Smith et Zeder, 2013...... 65

1ère PARTIE - Chapitre 1.2

Figure 1.2a. (A) Schéma en coupe (à gauche) et en plan (à droite) de la morphologie d'un lac de maar, caractérisé par une forme concave quasi-circulaire encaissée dans un bassin versant de petite taille aux pentes fortes formées par les retombées pyroclastiques. (B) Schéma en coupe (à gauche) et en plan (à droite) d'un lac de barrage volcanique suite au barrage fait par une coulée de lave dans une vallée. Une morphologie similaire peut être envisagée lors d'une obstruction de la vallée par un édifice volcanique ou encore des blocs issus d'un effondrement gravitaire…… 69……

Figure 1.2b. Schéma en coupe (à gauche) et en plan (à droite) d'un système glaciaire où les lacs se développent dans les surcreusements topographiques formés par l'abrasion glaciaire (ombilics), modifiée d'après Campy et Macaire, 2003. Un glacier se compose d'une zone d'accumulation en amont et d'une zone d'ablation en aval, séparés par la ligne d'équilibre. Les eaux de fontes s'écoulent sur une plaine d'épandage (Sandur) contenant les produits de l'érosion glaciaire (moraines, farine glaciaire) et alimentent ensuite des lacs d'altitude (proglaciaire) et de plaine (périglaciaire). 70

Figure 1.2c. Différents types de barrages amenant à la formation de réservoirs. Illustrations avec le barrage poids du Riou, le barrage à contreforts de Roselend, le barrage-voûte de Tignes et le barrage à clapets de Givet. Source : CFBR. 72

Figure 1.2d. Schéma d'une vue en coupe d'un barrage hydroélectrique et de son réservoir. La différence principale avec les systèmes naturels repose sur la présence de vannes contrôlant les débits et la hauteur du plan d'eau. 73

Figure 1.2e. Bloc diagramme illustrant les forçages naturels (tectonique et climat) et anthropiques prédominant sur un géosystème intégré comprenant un piège sédimentaire (lac) et un bassin pourvoyeur de matière (bassin versant topographique. Généralement, l'augmentation de l'altitude se traduit par une baisse de l'impact anthropique. 75

Figure 1.2f. Schémas illustrant les courants de fond (underflow), intermédiaires (interflow) et de surface (overflow) dans un système lacustre naturel (A) et dans un réservoir artificiel (B), modifiée d'après Sturm et Matter, 1978 et Morris et Fan, 1998. 78

Figure 1.2g. Modèles géométriques de dépôts observés dans les réservoirs en amont des grands barrages, d'après Morris et Fan, 1998. 79

Figure 1.2h. Evolution de la morphologie des dépôts sédimentaires en amont d'un barrage suite à la réactivation d'un chenal lors d'une vidange. Les dépôts sédimentaires peuvent être érodés puis exportés vers l'aval, mais contribuent également à la construction des dépôts sur

les berges du réservoir, modifiée d'après Morris et Fan, 1998. Dans un réservoir étroit, le chenal peut occuper toute la largeur du barrage et ne pas présenter de dépôts latéraux 80

Figure 1.2i. Distribution spatiale de la granulométrie des dépôts en amont du barrage de Hoover dans le lac Mead (USA), d'après Twichell et al., 2005. L'architecture sédimentaire et la granulométrie est conditionnée par la morphologie des bassins et la direction des courants (flèches blanches). 81

Figure 1.2j. Synthèse des différents types d'apports gravitaires en milieu lacustre avec les glissements (absence de fluides interstitiels), les coulées (régime d'écoulement laminaire) et les courants de turbidité (régime d'écoulement turbide), modifiée d'après Chapron, 1999. .. 83

Figure 1.2k. Synthèse des différents types de crues en domaine lacustre, modifiée d'après Mulder et Chapron, 2011. 84

Figure 1.2l. Faciès de séquences sédimentaires déposés en fonction de l'intensité de la crue, modifiée d'après Mulder et al., 2003. 85

2ème PARTIE - Chapitre 2.1

Figure 2.1a. Carte hydrographique simplifiée de France métropolitaine illustrant les principaux fleuves dont la Loire et son bassin versant (117 500 km²). Le carré noir indique la localisation des sites naturels de la région du Mont Dore en Auvergne, qui fera l'objet d'une description détaillée dans la partie 2.1.2. Les carrés rouges localisent quant à eux les sites artificiels retenus dans le cadre de cette étude, qui seront présentés dans la partie 2.1.3. 1. Le complexe hydro-électrique de la Rhue et de la Haute Tarentaine (Cantal - 15). 2. La retenue de Champsanglard (Creuse - 23). 3. Le lac d'Allier (Allier - 03). 4. Le bief de Saint-Samson (Loiret - 45). 5. La retenue de Villeprovert (Loir-et-Cher - 41). 93

Figure 2.1b. Carte du relief de la France métropolitaine avec le bassin versant de la Loire encadré en blanc (117 500 km²). Les plaines de basses altitudes sont représentées en vert foncées tandis que les massifs montagneux sont indiqués par des couleurs marron et grises. Le carré noir renseigne sur la localisation des sites naturels d'Auvergne, les carrés rouges et leur numéro sur les sites artificiels. 1. Le complexe hydro-électrique de la Rhue et de la Haute Tarentaine (Cantal - 15). 2. La retenue de Champsanglard (Creuse - 23). 3. Le lac d'Allier (Allier - 03). 4. Le bief de Saint-Samson (Loiret - 45). 5. La retenue de Villeprovert (Loir-et-Cher - 41). 94

Figure 2.1c. Carte géologique simplifiée de la France métropolitaine présentant les grandes familles de roches et leurs âges à travers le bassin versant de la Loire (source : BRGM). Le substratum de la partie amont de ce bassin versant est caractérisé par des roches cristallines hercyniennes et des roches volcaniques tertiaires et quaternaires tandis que la partie moyenne est dominée par les roches sédimentaires du Mésozoïque, du Cénozoïque et des alluvions d'âge quaternaire. La partie en aval entaille quant à elle le substratum cristallin hercynien et antécambrien du massif Armoricain. 95

Figure 2.1d. Carte simplifiée de l'occupation des sols en France métropolitaine à travers le bassin versant de la Loire, d'après CORINE Land Cover 2006 sur la base des espaces artificialisées, des terres agricoles et des milieux semi-naturels (source : IGN). La partie amont du bassin versant est dominée par les milieux naturels ouverts et boisés tandis que la partie avale présente plus de terres agricoles et d'espaces artificialisés. 97

Figure 2.1e. Modèle numérique de Terrain (MNT) de la région Auvergne, illustrant les principales chaînes volcaniques de la région développée sur un axe Nord-Sud avec la plaine de la Limagne en bordure Est où se développent les grandes agglomérations (source : IGN). Les vallées entaillées par les cours d'eaux soulignent deux directions d'écoulement qui permettent de pointer la ligne de partage des eaux entre le bassin versant de la Loire au Nord-Est et celui de la Garonne au Sud-Ouest. L'ensemble des lacs naturels est représenté par des points de couleurs qui sont fonction de leur origine. A : Aydat - Cb : Chambon - Cg : La

Crégut - Cv : Chauvet - G : Guéry - GdB : la Godivelle-d'en-Bas - GdH : la Godivelle-d'en-Haut. GT : Gour de Tazenat - M : Montcineyre - P : Pavin - S : Servières. 99

Figure 2.1f. Modèle numérique de Terrain (MNT) de la région Auvergne avec les principales structures sismo-tectoniques de la région : le Sillon Houiller à l'Ouest et la faille de la Limagne à l'Ouest (sources : IGN et BRGM). La distribution spatio-temporelle des séismes historiques montre deux zones d'activité sismique axées sur la province volcanique du Mont Dore et le long de la faille de la Limagne. L'ensemble des lacs naturels est représenté par des points de couleurs qui sont fonction de leur origine. A : Aydat - Cb : Chambon - Cg : La Crégut - Cv : Chauvet - G : Guéry - GdB : la Godivelle-d'en-Bas - GdH : la Godivelle-d'en-Haut. GT : Gour de Tazenat - M : Montcineyre - P : Pavin - S : Servières. 100

Figure 2.1g. Photographies aériennes illustrant les paysages volcaniques du Mont Dore. (A) Vue du massif du Sancy avec les pelouses d'altitudes. (B) Vue du lac Chambon avec en arrière-plan la vallée glaciaire de Chaudefour où la couze Chambon s'écoule depuis le massif du Sancy en direction du Nord-Est. (C) Paysages de prairies et de sapinières (artificielles) dans la région du lac de Guéry. (D) Paysage de prairies entrecoupé par des zones forestières. (E) Château médiéval de Murol, à proximité du lac Chambon avec en second plan, la dent du Marais et en arrière-plan, le massif du Sancy enneigé. (F) Structures semi-enterrés en forme de peignes (tras) abondants dans la région, servant du XIème au XVIIIème siècle aux activités pastorales durant l'estive saisonnière et la transhumance. 102

Figure 2.1h. Photographies aériennes des sites d'études en Auvergne et représentation à travers un diagramme ternaire de leur morphologie selon leur origine (maar volcanique, barrage volcanique et glaciaire). Cg : Crégut - Cv : Chauvet - G : Guéry - M : Montcineyre - P : Pavin. 105

Figure 2.1i. Carte des obstacles à l'écoulement sur le territoire métropolitain. Les seuils sur rivières représentent la majeure partie des obstacles et sont dispersés à travers l'ensemble du territoire, tandis que les barrages se concentrent en périphérie des massifs montagnards. 107

Figure 2.1j. Représentation en diagramme du dimensionnement des ouvrages étudiés en fonction de la surface en eau du lac artificiel créé et de la taille du bassin versant. Leur altitude respective est figurée à travers un transect altitudinal schématique représenté dans le coin en haut à gauche. 108

Figure 2.1k. Diagrammes ternaires synthétisant les différents contextes (occupation du sol, géologie, activités humaines et morphologie du bassin lacustre) représentés à travers les sites d'études naturels (noir, Cg : Crégut - Cv : Chauvet - G : Guéry - M : Montcineyre - P : Pavin) et artificiels (rouge, Cg : La Crégut post-1970, Cs : Champsanglard, G : Guéry post-1895, La : lac d'Allier, St : Saint-Samson, Va : Vaussaire, Vi : Villeprovert). L'occupation du sol

a été définie sur la base des observations de photos aériennes et d'images satellites (source : IGN). 110

Figure 2.1l. Ratio entre la surface en eau (Lac) et la surface du bassin drainé (BV) en fonction de l'indice de creux calculé à partir de la profondeur maximale (Zmax) divisé par la racine carrée de la superficie du lac. Le graphique de droite correspond à un détail de la figure de gauche où seuls trois ouvrages artificiels figurent à l'échelle utilisée. Pour les anciens lacs naturels de Guéry et de La Crégut, la construction d'un barrage ou d'une dérivation a entraîné une modification importante des ratios BV/Lac et également dans l'indice de creux dans le cas du lac de Guéry. 111

2ème PARTIE - Chapitre 2.2

Figure 2.2a. Schéma illustrant le principe de la sismique réflexion en domaine lacustre. L'onde est réfléchie à chaque différence d'impédance acoustique rencontrée, comme lors d'un changement de densité du milieu entre l'eau, les couches sédimentaires et le substratum rocheux. 115

Figure 2.2b. Schéma illustrant les modes de prélèvements du sédiment par carottage gravitaire (court) et par carottage à piston (long). Dans ce dernier, une carotte composite est ensuite reconstruite sur la base de niveaux repères identifiés dans les sédiments. 116

Figure 2.2c. (A) Schéma tridimensionnel illustrant la répartition des couleurs selon un plan défini par les indices de chrominance a (rouge-vert) et b* (bleu-jaune) en fonction de la luminosité exprimé par le paramètre L* (axe blanc et noir). (B) Exemple de cartographie spectrale réalisée à partir des données de dérivées premières obtenues par une analyse spectrophotométrique avec un pas de 0.5 cm sur la carotte CHA-13-7B retirée du lac Chauvet. Le jeu de couleur exprime l'intensité de la dérivée première et permet de visualiser les unités observées à l'œil nu.* 118

Figure 2.2d. Schéma illustrant la mesure semi-quantitative du signal élémentaire par fluorescence des rayons X. Ce système est monté sur un banc de mesure permettant une analyse continue (logging) d'une carotte sédimentaire. 121

Figure 2.2e. Schéma illustrant la méthode d'analyse quantitative de pastilles de sédiments par ICP-MS couplée à une ablation laser. 122

Figure 2.2f. Schéma illustrant l'analyse au Rock-Eval des échantillons avec l'obtention des différents paramètres qualitatifs obtenus après pyrolyse (détecteur à ionisation de flammes FID et infrarouges IR) et oxydation (détecteur infrarouges IR) selon des paliers de températures. 124

Figure 2.2g. Observations au microscope des particules organiques (palynofaciès) sous lumière transmise (LT) et lumière réfléchie (LR). La barre horizontale représente une échelle de 50 µm. Std : Standard (pollen Cupressus sp.) - MOAr : Matière Organique Amorphe Rougeâtre (Sols) - MYC : Mycélium - Pyr : Pyrite framboïdale - MOAg : Matière Organique Amorphe Grisâtre (Algues) - DLC : Débris Ligno-Cellulosique (Litières) 125

Figure 2.2h. Distribution des particules organiques (palynofaciès) selon les écosystèmes terrestres et aquatiques, modifiée d'après Sebag et al., 2006b. Pyr : Pyrite framboïdale - MOAg : Matière Organique Amorphe Grisâtre - DLC : Débris Ligno-Cellulosique - MOAr : Matière Organique Amorphe Rougeâtre (Sols) - MYC : Mycélium. 127

Figure 2.2i. Calibration d'un âge radiocarbone conventionnel (150 ± 30 BP) à partir de la courbe de calibration IntCal13 (Reimer et al., 2013) illustrant un plateau dans l'évolution récente des teneurs en radiocarbone atmosphérique. Sur l'axe des abscisses, les aires grisées représentent les probabilités d'âges calibrés (cal BP) exprimées en pourcentage. 130

Figure 2.2j. Modèle âge-profondeur construit à partir du logiciel CLAM (Blaauw, 2010). Le modèle applique une interpolation linéaire entre tous les points sélectionnés à partir des données sédimentaires. Cet exemple illustre les problèmes rencontrés par les évènements instantanés porteurs de macrorestes organiques remaniés (âges radiocarbones rejetés) qui génère parfois une érosion du matériel antérieurement déposé, induisant un vide chronologique dans le remplissage sédimentaire. 133

3ème PARTIE - Chapitre 3.1

3.1.1. Article 1. "Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to earthquakes".

Figure 3.1.1a. (A) Simplified seismo-tectonic map of France with major faults (redrawn after Baize et al., 2013). (B) Historical seismicity of the study area from Sisfrance database (Lambert et al., 1997) displaying main volcanic provinces, faults (LF: Limagne Fault and SHF: Sillon Houiller Fault) and lakes (A: Aydat; Cb: Chambon; Cv: Chauvet; Cg: Crégut; Gd: Godivelle-d'en-Haut; GT: Gour de Tazenat; Gr: Guéry and P: Pavin). 145

Figure 3.1.1b. Navigation grids for acoustic surveys (Chapron et al., 2012) and bathymetric maps of lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry with cores and seismic surveys location presented in the following figures. 148

Figure 3.1.1c. 12 kHz acoustic profile of a North-South transect across Lake Pavin (Figure 3.1.1b) with PAV12 core location (after Chapron et al., 2012). The colored image on the upper-left corner is a zoom of a multibeam bathymetric map showing the slide scar clipping the edge of the plateau (after Chapron et al., 2010, Chassiot et al., accepted). On the acoustic profile, this scar affects in-situ diatomite and former AD 600 MWD deposited on the plateau. 150

Figure 3.1.1d. Multi-proxy analyses and age-depth model for the top core of PAV12 (after Chassiot et al., accepted). Additional grain-size analyses are provided for the light green unit at the summit of the plurimetric MWD (Figure 3.1.1k) 151

Figure 3.1.1e. 12 kHz acoustic profile of a Northeast-Southwest transect across Lake Chauvet (Figure 3.1.1b) with CHA13-7B core location (after Chapron et al., 2012). The zoom illustrates the basin fill geometries between moraines ridges with reworked sediment (MWD) downslope and high amplitude reflectors in the distal part of the sub-basin. 152

Figure 3.1.1f. Multi-proxy analyses and age-depth model for core CHA13-7B. Grain-size measures underline the presence of a turbidite with a sandy base and capped by a white lamina. 153

Figure 3.1.1g. 12 kHz acoustic profile of a North-South transect across the northern sub-basin of Lake Montcineyre (Figure 3.1.1b) with MO10-H core location (after Chapron et al., 2012). The transparent to chaotic lens reflects a MWD, here capped by a high amplitude reflector labeled R1. 154

Figure 3.1.1h. Multi-proxy analyses and age-depth model for core MO10-H. The red dashed line corresponds to the reflector R1 according to the seismic-to-core correlation. Shaded area represents the vertical scale incertitude due to the accuracy of acoustic profiles in vertical scale (± 10 cm). 155

Figure 3.1.1i. 4 kHz (A) and 14 kHz (B) acoustic profiles for longitudinal (A) and transversal (B) profiles across Lake Guéry, illustrating the gas-rich sediment all over the basin, precluding the observation of sedimentary infill architecture. 156

Figure 3.1.1j. Multi-proxy analyses and age-depth model for core G11-B. The dashed lines delimitate the MWD identified on the X-rays core scanning through disturbed facies with lenses and fluidization features. The upper MWD has been attributed to the dam construction in AD 1898 followed by a rapid lake-level increase (+5 m) that probably drives the shift observed on X-rays facies in the top-cores (B1 and C1). 157

Figure 3.1.1k. Textural characterization with main granulometric parameters in a close-up of core PAV12 (A) and core CHA13-7B (B). Shaded areas represent instantaneous deposits (i.e., liquefied silty flow in core PAV12 separated into two distinct subunits and turbidite in core CHA13-7B). 159

Figure 3.1.1l. Sorting vs. skewness plots of the liquefied flow deposit in core PAV12 and sedimentary units within core CHA13-7B. Red line indicates the bottom (B) to top (T) path during the deposition of instantaneous deposits. 160

Figure 3.1.1m. Temporal distribution of MWDs in lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry along with historical regional seismicity inferred from the AHEAD database (Stucchi et al., 2013). Epicenters are presented according to their intensity, their moment magnitude (Mw) and their distance to lakes. 162

Figure 3.1.1n. Source areas and estimated surface for the AD 1300 earthquake-triggered sedimentary events in lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry. 165

Figure 3.1.1o. Detail of the DEM with the regional seismo-tectonic context and historical seismicity (white circles) of the Mont Dore area presented in Fig. 1. The lacustrine record of the AD 1300 earthquake is also represented by colored points. Lakes sensitivity (Pavin and Guéry) has been defined as their distance to the AD 1863 event for Guéry and from a 15 km radius for an event with an intensity of V (Chassiot et al., accepted). Thus, the common area between the circles constitutes the likely location for AD 1300 earthquake epicenter, in a central position amongst lakes where it has been recorded. 166

3.1.2. Article 2. "Extreme events in the sedimentary record of maar Lake Pavin: implication for natural hazard assessment in the French Massif Central".

Figure 3.1.2a. (A) General location and Digital Elevation Model of the studied area with seismo-tectonic context (HF: Houiller Fault - LF: Limagne Fault) and volcanic lakes discussed in this study (A: Aydat - C: Chauvet - G: Guéry - M: Montcineyre - P: Pavin). Dates and location of historical earthquakes are indicated by circles. (B) Geomorphologic map of the Montchal-Pavin volcanic complex with simplified lake bathymetry (Figure 3.1.2b) and coring locations (Figure 3.1.2e). 181

Figure 3.1.2b. (A) Three-dimension bathymetric view of maar Lake Pavin illustrating the subaquatic floor morphology with a wide range of gravity reworking phenomena, modified after Chapron et al. (2010). (B) Slope map of Lake Pavin illustrating the flat central basin surrounded by steep slopes, with a plateau on the northern side. 185

Figure 3.1.2c. High-resolution seismic grid (12 kHz) along the plateau on the northern side of Lake Pavin (A) with transversal surveys illustrating main acoustic facies of sedimentary deposits above the plateau (B, C, and D, after Chapron et al. (2012)). (E) Isopach map of AD 600 slump deposit on the plateau (MWD) discussed in the text. 186

Figure 3.1.2d. High-resolution seismic profile (12 kHz) along a North-South transect inside Lake Pavin illustrating the seismic stratigraphy of deposits over the littoral, the plateau and the basin environments. Dotted lines correspond to the locations of perpendicular profiles given in Figure 3.1.2c, 3C and 3D. Note that the AD1300 slide scar affects the distal part of the AD 600 slump deposit on the plateau. 187

Figure 3.1.2e. Long piston cores and short gravity cores retrieved from the littoral (PAV10-E and PAV09-C5), the plateau (PAV08) and the basin (PAV12 and PAV09-B1) environments. Lithological facies have been synthesized into sedimentary units, in agreement with acoustic facies (Fig.3.1.2c and 2d). Rapidly Deposited Layers (RDLs) are also shown and labeled from 1 to 14. 188

Figure 3.1.2f. (A) Ages of RDL1 and RDL2 reflected by erosive sandy and leaves layers within the core PAV09-C5 are estimated by calibration results of two radiocarbon ages (Table 3.1.2a). (B) Multi-proxies analyses for core PAV10-E highlighting a sharp transition from diatomite toward littoral sedimentation with an intercalated erosive sandy layer (RDL3), as shown by DSR measurements, either a parameter or iron oxy-hydroxides proxies (d445 or d525), and also by measurements of organic content (TOC).* 189

Figure 3.1.2g. Signatures of RDLs in core PAV08. (A) TOC content in sedimentary units of core PAV08 with calibrated age for the onset of diatomite sedimentation as detailed by Chapron et al., 2010. (B) Age-depth model for PAV08-I with calibrated ages for RDL4, RDL5 and RDL6. (C) Top core PAV08-P1 with RDL4 and RDL5 underlined by drop in TOC and HI content, but higher values for iron content proxies. 192

Figure 3.1.2h. Multi-proxy analyses and radiocarbon dates for core PAV12 showing the succession of an upper organic unit (PAV12-I), a thick MWD (RDL10; PAV12-II), a lower organic unit (PAV12-III) and a basal unit (PAV12-IV) with intercalated turbidites (RDL11, RDL12, RDL13 and RDL14). 194

Figure 3.1.2i. Close-up of the top-core PAV12 (left) along with short-core PAV09-B1 illustrating thin silty turbidites (RDL7, 8, and 9) underlined by maximum values of magnetic susceptibility (MS). Note that RDL9 is in addition characterized by a peak in FDS iron oxy-hydroxides (goethite) proxies documented by d445 and d525 nm. The dashed line refers to a former varve counting performed by Schettler et al. (2007) on cores retrieved in 1999 and 2001, here validated by radiocarbon dating sampled in cores PAV12 and PAV09-B1, allowing us to assign an age for each RDL. As detailed in the text, the 10 cm offset is in agreement with the time gap between coring campaigns (i.e., 10 years) and the top-most sedimentation rate in FC01 (1 cm.yr^{-1}; Schettler et al., 2007) 196

Figure 3.1.2j. Sedimentary events (SE) determined either by one single RDL or by a correlation of synchronous RDLs across the three lacustrine environments (littoral, plateau and basin) in Lake Pavin over the last 2,000 years. Note RDL5 and RDL9 are gathered into one single event (SE3) because of the lack of accuracy in the age-depth model of core PAV08. As well, RDL1 is considered as a reworked unit linked to SE2. See text for details. 197

Figure 3.1.2k. Van Krevelen-type (left) and S2/TOC (right) plots illustrating organic matter signatures for main units in cores PAV10-E (A), PAV08 (B) and PAV12 (C). The three types of organic matter are referenced in the Van-Krevelen-type diagrams. The corresponding poles (algal vs. terrestrial) are indicated in the S2/TOC diagram (Ariztegui et al., 2001). Red/Black circle represents domain corresponding to samples taken in the lower/upper organic units. 199

Figure 3.1.2l. (A) Signature of the AD 600 crater outburst in the couze Pavin valley (break-out flood deposits delimited by dashed white lines) and in Lake Pavin (MWD). (B) Stratigraphic sequence from upstream (left) to downstream couze Pavin (right). Outcrops numbers are located on Fig.11A. At the confluence with Lake Pavin outlet, deposits of the break-out flood from the crater are identified and locally erode peat formation (sites 4, 5 and 7). (C) Photograph of couze Pavin sedimentary sequence. (D) Photograph of break-out flood deposits with blocks of Pavin crater material in a sandy matrix eroding a peat. 201

Figure 3.1.2m. (A) Log plot of MSK scale intensity at epicenter vs. distance to Lake Pavin for earthquakes within a radius of 100 km with error bars location. Black dots show unrecorded earthquakes whereas red squares indicates potential trigger for SE4 and SE5. Dashed line represents the limit between recorded and unrecorded earthquakes, illustrating required thresholds in both distance (< 35 km) and intensity (≥ MSK V). (B) Comparison of lake Pavin sensitivity to earthquakes with other alpine lakes: Vens (VEN), Blanc Aiguilles Rouges (BAR), Foréant (FOR), Anterne (ANT) and Laffrey (LAF) taken from Petersen et al. (2014) and Wilhelm et al. (2015). 205

3.1.3. Article 3. "7000 years of runoff activity in maar Lake Pavin: a sedimentary record of paleohydrology in the French Massif Central".

Figure 3.1.3a. (A) Location of lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Aydat within the Mont Dore volcanic province in the drainage basin of the Loire river, except for Lake Chauvet connected to the Dordogne river. (B) Schematic map of Pavin crater rim with location of soil samples along with position of core PAV08 on the plateau and cores PAV12 and PAV09-B1 in the deepest waters of Lake Pavin. (C) Aerial photography illustrating the forested topographic catchment area (0.36 km²) of Lake Pavin (0.44 km²). Note this catchment includes the former Montchal stratovolcano rising at 1,407 m a.s.l. 219

Figure 3.1.3b. Schematic drawing illustrating the maar lake Pavin limnogeological system. Sedimentary units developed on three environments: the littoral (0 - 26 m water depth), the plateau (26 - 55 m) and the deep anoxic basin (90 m). The AD 600 crater rim break-out generated an abrupt 9 m lake-level drop associated to a MWD on the plateau whereas the AD 1300 earthquake favored the slope failure at the edge of the plateau and a slump inside the deep basin. Presently, Lake Pavin fills with precipitations, runoff waters from the streams on forested slopes and two subaquatic springs (45 and 90 m). Its water budget is balanced by two outlets (aerial and subaquatic). The carbon cycle biogeochemical reactions are represented with the photosynthesis (P), evidenced in the mixolimnion by the maximum content of dissolved oxygen at 10 m water depth, the oxidation of organic matter at the water bodies boundary (55-60 m water depth), the methanogenesis (MET) and the anaerobic oxidation of methane (AMO) within the monimolimnion (anoxic waters here characterized by an iron-wheel process), modified after Assayag et al. (2008)...... 221

Figure 3.1.3c. Synthetic lithology and chronology of core PAV12. Events layers are indicated by grey rectangles. Age-depth models and associated sedimentation rates for the last 7,000 years are represented for both upper and lower diatomite units, according to a spline interpolation between calibrated ages performed on CLAM software (Blaauw et al., 2010). The letters refer to Tab.1 where more information is given about conventional radiocarbon ages of PAV12 and others chronological constrains. In the upper unit, samples A, B and D appear too old by comparison with the varve counting performed on the nearby freeze core (Schettler et al., 2007). Sample G has been extracted from a thin diatomite intercalated between massive units. The resulting radiocarbon date indicates that this diatomite is a part of the MWD whereas sample K seems inconsistent amongst the rest of the samples from the lower unit...... 227

Figure 3.1.3d. (A) S2 vs. TOC plot with samples from PAV12 and soil samples taken under deciduous and coniferous forest in the catchment (Fig.1B). (B) Internal Standard (Std) and non-palynomorph microfossils observed under transmitted light (AOM: Amorphous Organic Matter; rAP: Red Amorphous Particle; LCF: Ligno-Cellulosic Fragment; MYC: Mycelium). ... 228

Figure 3.1.3e. (A) Selected XRF signals along with LA-ICP-MS content for elements Ti, Si, Fe and As showing the mineral signature of basal (U1), lower (U2) and upper (U4) units. (B) PCA results illustrating the artifact created by oxidation of the core with the precipitation of iron and manganese in the upper unit (U4) but not in the lower unit (U2). Because they have been poorly measured, Al and Si are indicated with dashed lines. (C) Linear regression between LA-ICP-MS analyses of Ti content (%) with XRF core scanning of Ti signal (peak area). 230

Figure 3.1.3f. Multi-proxy sedimentary evolution of lower (U2a1 to U2d) and upper (U4) units for the last 7,000 years. Subunits 2a1 to 2d have been defined through both organic and mineral signatures. Enhanced mineral inputs underlined by the Ti content are indicated by grey bars that generally match higher soil markers (rAP) content in the organic fraction, except for the subunit U2a1 (see text for details). 232

Figure 3.1.3g. Climate forcing on terrestrial inputs for the last 700 years in Lake Pavin. Data collected from Ortega et al., 2015 (NAO), Mann et al., 2009 (AMO), Delaygue and Bard, 2011 (TSI), Champion, 1858-1864 (historical floods in the Loire river) and Lavrieux et al., 2013 (floods numbers in lake Aydat). 235

Figure 3.1.3h. 7000 years of terrigenous inputs in Lake Pavin compared with other glacial and lacustrine records of Western Europe: lake Aydat in French Massif Central (Fig.1A, Lavrieux et al., 2013); lake Le Bourget in the French Pre-Alps (Arnaud et al., 2012); lake-levels scores from the Alps (Magny, 2004); Alpine glaciers advances from the Mer de Glace (Le Roy et al., 2015) and the Central Alps (Ivy-Ochs et al., 2009). High runoff periods match more negative NAO phase recorded by the flooding activity in the South-Alps (Wirth et al., 2013), and the three last cold events defined by Wanner et al., 2011. TSI index is from Steinhilber et al., 2009, Insolation from Laskar et al., 1990. Blue and red bars illustrate the general reorganization of Holocene climate from a dominant solar forcing toward an oceanic forcing (Debret et al., 2009). HTM: Holocene Thermal Maximum. MHT: Mid-Holocene Transition. 238

3.1.4. Article 4. "Impacts anthropiques et climatiques sur l'érosion des sols en contexte volcanique au cours des 700 dernières années (Mont Dore, Massif Central, France)".

Figure 3.1.4a. Localisation du massif volcanique du Mont Dore par rapport aux autres grands ensembles volcaniques d'Auvergne et positionnement des différents lacs discutés dans le texte. 252

Figure 3.1.4b. Localisation des sites d'études (lac et bassin versant) et cartographie des anciens burons (tras) ayant servi pour les activités pastorales saisonnières à travers le massif du Mont Dore, d'après le service archéologique du Conseil Régional d'Auvergne. 254

Figure 3.1.4c. Photographies aériennes des sites d'études et des structures en peignes, vestiges archéologiques d'estives saisonnières (tras). 255

Figure 3.1.4d. Méthodologie appliquée au calcul de l'érosion des sols ici détaillée à travers l'exemple du lac de Montcineyre, modifiée d'après Simonneau, 2012. 259

Figure 3.1.4e. Extrait d'image satellite montrant l'occupation des sols au sein du bassin versant du lac Pavin (altitude 1197 m NGF) et la localisation des échantillons de sols. La carte bathymétrique du lac est également figurée par des isobathes de 10 m indiqués en blanc. Le prélèvement de la carotte PAV12 a été effectué au centre du lac par 92 m de fond. A droite, la carte des pentes indique des versants très abrupts (> 50%). 260

Figure 3.1.4f. Image de sismique réflexion (12 kHz) du remplissage sédimentaire à travers un transect nord-sud. Trois environnements sédimentaires peuvent être définis : littoral, plateau et bassin où le sédiment riche en gaz empêche d'imager les faciès sédimentaires décrits dans la carotte PAV12. 262

Figure 3.1.4g. Analyses multi-paramètres et modèle âge-profondeur pour le sommet de la carotte PAV12, couvrant les 700 dernières années. Photographies des microparticules organiques observées en lumière transmise au microscope optique (grossissement x20). La barre noire représente une échelle de 50 µm. 263

Figure 3.1.4h. Extrait d'image satellite montrant l'occupation des sols au sein du bassin versant du lac Chauvet (altitude 1176 m NGF) et la localisation des échantillons de sols. La carte bathymétrique du lac est également figurée par des isobathes de 5 m indiqués en blanc. Le prélèvement de la carotte CHA13-7B a été effectué au centre du lac par 63 m de fond. A droite, la carte des pentes indique des versants aux pentes moyennes (10-20%) avec un replat sur le versant sud-ouest où se développe une tourbière. 264

Figure 3.1.4i. Images de sismique réflexion (12 kHz) du remplissage sédimentaire à travers deux profils au sein du lac Chauvet mettant en évidence les cordons morainiques séparant les sous-bassins sédimentaires où se développent des faciès acoustiques stratifiés, modifiée d'après Chapron et al., 2012. 266

Figure 3.1.4j. Analyses multi-paramètres et modèle âge-profondeur pour la carotte CHA13-7B, couvrant les 3000 dernières années. Photographies des microparticules organiques observées en lumière transmise au microscope optique (grossissement x20). La barre noire représente une échelle de 50 µm. 267

Figure 3.1.4k. Extrait d'image satellite montrant l'occupation des sols au sein du bassin versant du lac de Montcineyre (altitude 1182 m NGF) et la localisation des échantillons de sols. La carte bathymétrique du lac est également figurée par des isobathes de 5 m indiqués en blanc. Le prélèvement de la carotte MO10-H a été effectué au centre du lac par 63 m de fond. La carte des pentes indique un bassin versant dissymétrique, drainant des pentes fortes sur les flancs du volcan Montcineyre à l'est (50%) et une vallée à pentes modérées à l'ouest (10-30%). 268

Figure 3.1.4l. Images de sismique réflexion (12 kHz) du remplissage sédimentaire à travers trois transects au sein du lac de Montcineyre mettant en évidence un faible remplissage sédimentaire montrant des faciès stratifiés, dont le réflecteur de forte amplitude R1. 270

Figure 3.1.4m. Analyses multi-paramètres et modèle âge-profondeur pour la carotte MO10-H, couvrant les 700 dernières années. Le trait pointillé marque la profondeur du réflecteur R1 observé sur les profils sismiques (Fig.12). Photographies des microparticules organiques observées en lumière transmise au microscope optique (grossissement x20). La barre noire représente une échelle de 50 µm. 271

Figure 3.1.4n. Extrait de photo satellite montrant l'occupation des sols au sein du bassin versant du lac de Guéry (altitude 1244 m NGF) et la localisation des échantillons de sols. La carte bathymétrique du lac est également figurée par des isobathes de 5 m indiqués en blanc. Le prélèvement de la carotte G11-B a été effectué au centre du lac par 14 m de fond. La carte des pentes indique un bassin versant dissymétrique, drainant des pentes modérées sur les flancs du puy de l'Aiguiller à l'est (10-30%) et un plateau à l'ouest (0-10%). 273

Figure 3.1.4o. Image de sismique réflexion (4 kHz) du remplissage sédimentaire à travers un transect dans l'axe longitudinal du lac de Guéry mettant en évidence un sédiment riche en gaz. A défaut de pouvoir imager la géométrie des remplissages sédimentaires, la surface de sédimentation correspondant au mode de dépôt décrit dans la carotte G11-B a été estimée à partir de la bathymétrie antérieure à la mise en place du barrage ayant rehaussé le niveau d'eau de 5 m, soit 160 000 m². 274

Figure 3.1.4p. Analyses multi-paramètres et modèle âge-profondeur pour la carotte G11-B, couvrant les 700 dernières années. Illustration des trois principaux faciès radiographiques : homogène, laminé et chaotique. Photographies des microparticules organiques observées en lumière transmise au microscope optique (grossissement x20). La barre noire représente une échelle de 50 µm...... 276

Figure 3.1.4q. Synthèse des signatures organiques des horizons pédologiques sous couverture forestière et sous prairies, réalisée à partir des résultats présentés dans le tableau 3.1.4.2. L'épaisseur des traits est fonction de l'abondance des teneurs pour les paramètres du Rock-Eval et les constituants organiques microfossiles (palynofaciès)...... 279

Figure 3.1.4r. Reconstitutions des taux d'érosion des sols (TER) dans les bassins versants des lacs Pavin, Chauvet, Montcineyre et Guéry en fonction du temps, selon la méthode illustrée dans la figure 4, en référence à des horizons A sous prairies et sous couverture forestière. Les résultats sont comparés avec les travaux réalisés sur le lac d'Aydat (Fig.3.1.4a, Lavrieux et al., 2013). SM : Susceptibilité Magnétique...... 282

3ème PARTIE - Chapitre 3.2

Figure 3.2a. Graphe illustrant la corrélation entre la moyenne des pourcentages terrigènes de la matière organique (MO) et le pourcentage surfacique du système (Lac + BV) occupé par le BV. P : Pavin ; Cv : Chauvet ; M : Montcineyre ; G : Guéry. Les barres verticales représentent les écart-types calculés sur le jeu de données des carottes PAV12 (P), CHA13-7B (Cv), MO10-H (M) et G11-B (G). 297

Figure 3.2b. Frise chronologique compilant les glissements subaquatiques recensés dans les lacs du Mont-Dore à partir des travaux présentés dans les chapitres 3.1.1 et 3.1.2 et de travaux antérieurs (voir texte pour détails). La création d'un indice de paléosismicité a été effectuée à partir des croisements de données inter-sites. Malgré l'absence de glissement associé à cette date, le séisme de l'an 1490 est représenté par un trait pointillé noir. Les barres grises horizontales symbolisent la période temporelle couverte par les archives sédimentaires. A noter l'existence de niveaux sableux dans les sédiments du Gour de Tazenat dont les âges tardi-holocènes renforceraient l'idée d'un impact tectonique régional durant cette période (2600 BP - 1800 BP). 302

Figure 3.2c. Diagramme pollinique simplifié de la carotte PAV12 (Lac Pavin) illustrant un bassin versant dominé par les essences arboricoles. La transition depuis l'Optimum climatique médiéval vers le Néoglaciaire est également soulignée par le développement des essences de montagnes (Mountain Woodland) au profit de la chênaie diversifiée (Diversified Oak Woodland). Analyses : Y. Miras. 307

Figure 3.2d. Historique de l'anthropisation dans la région des Monts Dore, sur la base des données palynologiques obtenues au sein de la Narse d'Espinasse (BV Aydat) et du signal détritique et pollinique du lac d'Aydat. 309

Figure 3.2e. Comparaison de l'érosion des sols entre les lacs Chauvet et Montcineyre avec les données des sites de Chambon et d'Aydat et les grands évènements historiques au cours des derniers 3000 ans, soulignant un synchronisme entre l'apparition des crues dans Aydat et l'augmentation des taux d'érosion des sols sur les deux lacs en AD 850. 311

4ème PARTIE - Chapitre 4.1

4.1.1. Seuils sur rivières

Figure 4.1.1a. Image satellite illustrant la source du Loiret dans la partie Sud-Est de l'agglomération d'Orléans et sa confluence avec le Dhuy, alimenté jusqu'en 1989 par les rejets de la station d'épuration construite en 1966. A hauteur de la ville d'Olivet, plusieurs moulins construits au XIème siècle ont entraîné la formation de bassins de retenues dont celui de Saint-Samson. 319

Figure 4.1.1b. Cartographie de l'occupation des sols du bassin versant du Dhuy (Corine Land Cover 2006) montrant la prédominance des territoires agricoles dans la partie amont et des espaces artificialisés dans la partie en aval. Ce bassin versant topographique ne reflète qu'une partie des apports d'eaux du Loiret, car cette source karstique est reliée à des pertes de Loire identifiées en amont. Le bassin hydrographique réel s'étend donc à l'ensemble du bassin de la Loire en amont de ces pertes. 320

Figure 4.1.1c. Photographies aériennes montrant l'évolution de l'occupation des sols aux alentours du bassin de Saint-Samson, avec l'augmentation de la pression urbaine. En l'espace de 50 ans, cet ancien espace agricole avec des vergers s'est transformé en une grande zone résidentielle où la pression anthropique est prédominante. 321

Figure 4.1.1d. Cartographie des profils sismiques (200 kHz), points de mesures de l'épaisseur totale de sédiment et carottage sédimentaire réalisés sur le bief du Loiret. Les profils sismiques, l'un dans l'axe longitudinal et le second en zigzag sont illustrés dans les deux coupes détaillant la morphologie de ce bassin où les carottages sont projetés par des rectangles rouges. 322

Figure 4.1.1e. Cartes illustrant la localisation des profils sismiques, des points de mesures de bathymétrie sur les berges et la localisation des carottages et les différentes géométries dans le bassin de Saint-Samson. En bleu, la bathymétrie, réalisées à partir de l'interpolation des données de berges des profils sismiques. En gris, la profondeur du réflecteur R1. En jaune et marron, l'épaisseur de l'unité Us1. En orange, l'épaisseur totale de sédiments. 324

Figure 4.1.1f. Transect de carottes réalisées au sein du bassin de Saint-Samson illustrant trois grandes unités sédimentaires mises en évidence par la spectrophométrie (carte spectrale des dérivées premières et paramètre de luminosité L). Un macroreste végétal prélevé dans la carotte LOI13-3 a été daté au radiocarbone à 50 ± 30 BP. Le trait pointillé souligne la profondeur du réflecteur R1 visible dans les profils sismiques (Fig.3.2.4d). 325*

Figure 4.1.1g. Analyses multi-paramètres (susceptibilité magnétique, Rock-Eval et granulométrie) illustrant les variations lithologiques observées dans la carotte LOI13-2. En haut à droite, le diagramme S2-TOC illustre la différence de contenu organique entre les unités U1, U2 et U3, avec une transition vers des unités plus riches en COT (U1 +U2). 326

Figure 4.1.1h. Analyses multi-paramètres (susceptibilité magnétique, Rock-Eval et granulométrie) illustrant les variations lithologiques observées dans la carotte LOI13-6. En haut à droite, le diagramme S2-TOC illustre la différence de contenu organique entre les unités U1, U2 et U3, avec une transition vers des unités plus riches en COT (U1 +U2). 327

Figure 4.1.1i. Modèle géométrique des dépôts sédimentaires dans le bassin de Saint-Samson. Vue en coupe selon l'axe longitudinal et transversal. 328

Figure 4.1.1j. Image satellite montrant illustrant la localisation de la retenue de Villeprovert en aval de plusieurs barrages sur le Loir et ses affluents. 329

Figure 4.1.1k. Carte bathymétrique en amont de la retenue de Villeprovert et localisation des mesures d'épaisseur de sédiments à la sonde graduée montrant l'absence de sédiment dans les zones en amont et un faible dépôt de nature sableuse dans les zones situées en aval. Le détail de la zone aval montre la série de retenues installées sur le cours d'eau du Loir qui se divise en deux, avec un flux principal allant vers le barrage à clapet et un flux secondaire se dirigeant vers une série de déversoirs. 330

4.1.2. Barrages

Figure 4.1.2a. Photographie aérienne (A) et image satellite (B) illustrant la transformation de la rivière de l'Allier en un plan d'eau en bordure de la ville de Vichy, suite à la construction du pont-barrage de l'Europe en 1963, muni de 7 clapets (C) permettant de réguler la hauteur du lac d'Allier. 333

Figure 4.1.2b. Image d'un profil sismique (14 kHz) en travers du lac d'Allier (Fig.3.2.3.1) illustrant les faciès acoustiques sourds dus au sédiment grossier. 334

Figure 4.1.2c. Synthèse de l'analyse XRF menée sur la carotte VIC14-A (Fig.3.2.3.1), caractérisée par l'occurrence d'une crue hyperpycnale avec la succession d'un granoclassement inverse puis normal. Le contraste granulométrique entre le sédiment fin et le sédiment sableux est reflété dans la distribution élémentaire avec des éléments constituants les sables (Si, Al et K) et des éléments plus abondants dans la fraction fine (Ca, Ti, Fe et Pb). Le ratio entre les éléments K et Ti illustre ainsi la granulométrie visible à l'œil nu, qui reflète elle-même l'énergie mise en jeu lors du transport et du dépôt de la crue. 335

Figure 4.1.2d. Modèle géométrique des dépôts sédimentaires dans le lac d'Allier. La présence de courants hyperpycnaux érosifs, conjugués à la présence d'un barrage à clapets de type « filtrant », inhibe le développement de l'archive sédimentaire. Vue en coupe selon l'axe longitudinal et transversal. 335

Figure 4.1.2e. (A) Vue aval du barrage-contreforts de Champsanglard et son usine hydroélectrique (B) Vue en travers illustrant l'eau s'écoulant par un déversoir. (C) Vue aval en plan large montrant le barrage submergé par les eaux (source : comité français des barrages et des réservoirs : CFBD). 337

Figure 4.1.2f. (A) Photographie aérienne illustrant le chenal de la Creuse avant la construction du barrage. (B) Image satellite actuelle montrant l'ennoiement des anciennes rives de la Creuse suite à la mise en service du barrage en 1985. Le plan d'eau est aujourd'hui utilisé pour les activités des bases de loisirs et la pêche. 338

Figure 4.1.2g. Carte altimétrique de la retenue de Champsanglard. Le paléo-chenal de la Creuse est visible et surligné par des flèches blanches. Trois profils altimétriques en travers montrent la morphologie d'une vallée incisée (altitude en m NGF et distance en m). Le profil topographique en long montre un ennoiement sur plus de 2 kilomètres en amont du barrage. Les points rouges représentent la localisation de carottages courts présentés en figure 4.1.2i. 339

Figure 4.1.2h. Profils sismiques réalisés au sein du bassin de Champsanglard. Leur localisation est indiquée sur la figure 4.1.2g. Ces profils montrent des réflecteurs d'amplitude variable et parallèles à la bathymétrie, suggérant des dépôts de sédiment d'environ 10 m d'épaisseur dans le bassin aval et 5 mètres dans le bassin amont. Sur le profil longitudinal du bassin amont (A), le changement de durée du tir sismique se traduit par un changement de bruit dans la colonne d'eau ainsi que par un changement de réflecteur dans le substratum sédimentaire. 340

Figure 4.1.2i. Logs lithologiques du sédiment prélevé dans les zones amont et aval de la retenue de Champsanglard, illustrant un remplissage sédimentaire homogène brun où la transition de faciès à 80 cm de profondeur pourrait correspondre au premier réflecteur identifié immédiatement sous la limite eau-sédiment. 341

Figure 4.1.2j. Modèle géométrique des dépôts sédimentaires dans le réservoir du barrage de Champsanglard. 342

Figure 4.1.2k. Carte hydrographique du bassin versant de la Dordogne amont, illustrant les installations hydroélectriques successives depuis la fin du XIX^{ème} siècle. Quatre générations de barrages sont ici illustrées avec les ouvrages construits en travers de la Dordogne (noir et

jaune), de la Rhue (vert et jaune) et en dérivation de la Haute-Tarentaine (rouge). Le sommet du Sancy constitue le point culminant de la ligne de partage des eaux entre les bassins versants de la Loire à l'Est et de la Garonne à l'Ouest (source : EDF). 344

Figure 4.1.2l. Schéma illustrant les implantations hydroélectriques figurant sur la carte hydrographique du bassin versant amont de la Dordogne (Figure 4.1.2k) en fonction de l'altitude. En aval, l'alimentation de Bort-les-Orgues s'effectue à 55% par la Dordogne et à 45% via des canalisations qui concentrent les flux hydrauliques depuis la Rhue et la Haute-Tarentaine (source : EDF). 345

Figure 4.1.2m. (A) Vue aval du barrage-voûte de Vaussaire avec son débit d'étiage en sortie d'une vanne prévue à cet effet. (B) Le plan d'eau en amont du barrage. (C) Vue amont du barrage durant une vidange effectuée en septembre 2009. Le trait noir indique 5 m de hauteur. La conduite forcée vers Bort-les-Orgues est entourée en rouge. (D) Ancien barrage aujourd'hui ennoyé par la côte maximale du plan d'eau de Vaussaire. Source : Brice Mourier, documents EDF. 346

Figure 4.1.2n. (A) Carte altimétrique de la retenue de Vaussaire. Le paléo-chenal de la Rhue est souligné par une dépression topographique tandis que l'ancien barrage aujourd'hui submergé est marqué par un saut dans l'altitude. Le profil topographique (altitude en m NGF et distance en m) indique une morphologie en étau resserré caractéristique de ces gorges de montagne. (B) Profil sismique réalisé en amont du barrage illustrant le substratum acoustique rocheux où un réflecteur situé à une altitude de 545 m semble indiquer un dépôt sédimentaire d'une épaisseur maximale de 5 m. (C) Profil altimétrique de la rivière en fonction de la distance au barrage. La côte de 545 m est prolongée linéairement par un trait rouge jusqu'au profil de rivière afin d'estimer la géométrie du dépôt. 348

Figure 4.1.2o. (A) Log lithologique et analyse semi-quantitative de la teneur en titane sur la carotte VAU15-A. (B) Analyse en composantes principales (ACP) illustrant la présence d'un pôle détritique vers lequel tendent les éléments majeurs (Si, Ti, Al, Ca et K), mineurs (Fe, Mn) et traces (Pb, Rb, Sr et Zr). 349

Figure 4.1.2p. Modèle géométrique des dépôts sédimentaires dans le réservoir du barrage de Vaussaire. 350

4.1.3. Lacs-barrages : l'exemple du lac de la Crégut

Figure 4.1.3a. (A) Photographie aérienne illustrant le lac de la Crégut et son bassin versant naturel (1,51 km²) où des échantillons de sols ont été prélevés sous prairies (SCR14-A) et sous forêts (SCR14-B). (B) Image satellite illustrant la mise en eau d'ancienne dépression glaciaire pour créer de bassins artificiels formant le complexe hydroélectrique de la Haute Tarentaine. La connexion du lac naturel de la Crégut via des canalisations a élargi son bassin versant à 86 km². Aujourd'hui, l'essentiel du flux hydrologique arrive par un déversoir en provenance du lac du Tact (C et D). 352

Figure 4.1.3b. Carte de navigation et localisation des sites de carottage (gauche) et carte bathymétrique du lac de la Crégut (0.33 km²) illustrant la morphologie glaciaire du lac avant deux fosses et un haut-fond (droite). 353

Figure 4.1.3c. Images acoustiques (14 kHz) illustrant la géométrie des remplissages sédimentaires du lac de la Crégut selon un transect Nord-Sud avec les verrous glaciaires séparant les bassins sédimentaires amont et aval (haut). Les carottages ont été effectués au sein des fenêtres sismiques où se développent des faciès clair transparent. Dans le bassin aval, le sédiment riche en gaz empêche toute pénétration acoustique (bas). La localisation des profils est indiquée sur la Figure 4.1.3b. 354

Figure 4.1.3d. Synthèse des logs sédimentaires pour les carottes prélevées selon un transect amont-aval (voir localisation sur la Figure 4.1.3b et la Figure 4.1.3c). Les sédiments montrent des unités homogènes marron sombre coiffées par des dépôts de couleur beige qui s'épaississent vers l'aval où ce faciès est subdivisé en deux unités sédimentaires (CR14-B et CR14-C). Ce dépôt sommital présente également un tri granulométrique avec des silts et des sables dans les carottes amont (CR14-E et CR14-F) qui disparaissent en aval. Au sein de la carotte CR14-D, le faciès marron clair recouvert par une lamine blanche a été interprété comme le résultat d'un glissement subaquatique (Figure 4.1.3e). 355

Figure 4.1.3e. Synthèse des analyses multi-paramètres (spectrophotométrie, SM, XRF et granulométrie) réalisées sur la carotte CR14-D présentant la signature du dépôt gravitaire recouvert d'une lamine blanche silto-argileuse riche en silice et soulignant la signature détritique du faciès supérieur homogène beige. Les datations, obtenues à partir de matériel organique (gyttja), montrent un remplissage sédimentaire d'âge holocène. 356

Figure 4.1.3f. Synthèse des analyses multi-paramètres (Spectrophotométrie, SM, RE, palynofaciès et XRF) réalisées sur la carotte CR14-C. La datation du débris de feuilles à 24 cm de profondeur indique un pourcentage de carbone moderne supérieur à 100%, ce qui implique un dépôt postérieur à l'an AD 1950. La calibration de cet âge, effectuée à partir de

la courbe de calibration postbomb NHZ1 (Hua et al., 2013) indique une fourchette d'âge compatible avec la date de mise en service des barrages sur la Haute Tarentaine en 1970. 357

Figure 4.1.3g. Images satellites illustrant les zones de stockages de sédiments au sein du bassin versant du lac de la Crégut (86 km²), majoritairement occupé par des prairies, des cultures et des forêts. En haut à gauche, le détail sur le lac du Tact montre une eau de couleur marron, indiquant une eau très turbide pouvant signifier un état de remplissage très avancé. 359

Figure 4.1.3h. Signature en SM des unités déposées en aval du lac après 1970. Modèle âge-profondeur pour la carotte CR14-C et érosion des sols du bassin versant en fonction du temps. Les taux de sédimentation présentés considèrent l'hypothèse d'un changement de sédimentation une fois les curages effectués dans les barrages en amont en 1997 (haut). Schémas montrant les dynamiques sédimentaires dans les bassins artificiels par formation d'un bouchon de sédiments en bas des retenues (Brumessange et Eau Verte) limitant le transfert de matière vers l'aval ou un comblement par décantation (Tact) augmentant les flux vers la Crégut. La taille des flèches est fonction de l'importance du transit de matière en suspension (bas). 361

4ème PARTIE - Chapitre 4.2

Figure 4.2a. Modèle géométrique de dépôts sédimentaires en milieu artificialisé selon la typologie des ouvrages étudiés. 369

5ème PARTIE

Figure 5a. Schéma synthétisant les processus sédimentaires (gris) ayant lieu en domaine lacustre sous l'influence conjointe des facteurs de stations (marron), de l'Homme (vert), du climat (bleu), de la tectonique (jaune) voire du volcanisme (violet). Ce schéma se base sur les observations réalisées à travers l'étude des archives sédimentaires présentées dans les parties 3 et 4. Les facteurs de station sont conditionnés par les 4 facteurs externes (Homme, climat, tectonique et volcanisme) et peuvent les faire évoluer sur le long terme. En revanche, à l'échelle de l'Holocène, l'Homme, le climat et la tectonique influencent directement et indirectement les processus sédimentaires. 378

Figure 5b. Quantification des résidus de médicaments au sein des archives sédimentaires du bassin de Saint-Samson (carotte LOI13-2). Les croix noires indiquent les analyses non quantifiables tandis que les croix grises indiquent l'absence de détection. Analyses : Thomas Thiebault). 385

Figure 5c. (A) Images illustrant la catastrophe écologique induite lors d'une rupture de barrage en novembre 2015 au Brésil. La coulée de boue toxique a notamment détruit plusieurs villages avant de se répandre en mer (Source : AFP). (B) Images de la contamination de la Dordogne suite à la rupture de la vanne de fond du barrage de la Bourboule (Source : La Montagne). 387

LISTE DES TABLEAUX

2ème PARTIE - Chapitre 2.1

Tableau 2a. Principales caractéristiques morphologiques et limnologiques des différents systèmes lacustres d'Auvergne sélectionnés. L'indice de creux est défini comme le ratio entre la profondeur maximale et la racine carrée de la superficie du lac (Rioual, 2002). %BV et %Lac représentent les pourcentages surfaciques par rapport à l'ensemble de l'hydrosystème (Lac+BV). Les nombres entre parenthèses marquent les changements engendrés par la mise en eau d'un barrage à Guéry en l'an 1895 et la connexion de la Crégut à un réseau de conduites forcées dans le cadre du complexe hydro-électrique de la Rhue en 1970. Ces connexions ont conduit à un important agrandissement de la taille de son bassin versant sans pour autant modifier sa morphologie naturelle. 104

Tableau 2b. Synthèse des données sur les barrages étudiés. L'indice de creux est défini comme le ratio entre la profondeur maximale et la racine carrée de la superficie du lac (Rioual, 2002). Le dimensionnement d'une retenue ancienne créée suite à la construction d'un moulin consécutif à un enrochement du lit de la rivière est difficilement estimable en comparaison des autres ouvrages plus récents. La profondeur maximale des réservoirs n'était pas connue avec précision au démarrage de l'étude. 109

3ème PARTIE - Chapitre 3.1

3.1.1. Article 1. "Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to earthquakes".

*Table 3.1.1a. Morphological characteristics of lakes presented in Fig. 1 updated from Rioual et al., (2002). * Present-day catchment area according to hydraulic connections with other reservoirs and rivers upstream.* 146

Table 3.1.1b. Radiocarbon dating samples references with conventional ages (BP) obtained by AMS radiocarbon dating. Conventional ages (BP) have been computed into the CLAM software (Blaauw, 2010) to generate age-depth models. The two-sigma calibration has been made using the Intcal13 curve (Reimer et al., 2013). Numbers in parentheses indicate the probability. Asterisks refer to a radiocarbon plateau. 149

3.1.2. Article 2. "Extreme events in the sedimentary record of maar Lake Pavin: implication for natural hazard assessment in the French Massif Central".

Table 3.1.2a. Material sampled for AMS radiocarbon analyses with conventional (BP) and calibrated (cal. BP) radiocarbon ages using IntCal13 reference curve (Reimer et al., 2013). The number in brackets represents the probability for two-sigma calibration and the asterisk indicates a ^{14}C plateau where the selection of calibrated date has been made on the basis of the varve counting performed by Schettler et al. (2007). See text for details. 184

Table 3.1.2b. Comparison of Lake Pavin break-out flood with others experienced in selected intra-caldera lakes (data from Manville, 2010). Peak discharge has been calculated by using empirical equations defined by Walder and O'Connor (1997). 200

3.1.3. Article 3. "7000 years of runoff activity in maar Lake Pavin: a sedimentary record of paleohydrology in the French Massif Central".

Table 3.1.3a. Radiocarbon samples along with other chronological constrains from previous studies by Schettler et al., 2007 and Chapron et al., 2010. The asterisk on the reference letter indicates those that have not been kept for computing the age-depth model (Fig.3.1.3c). . 224

3.1.4. Article 4. "Impacts anthropiques et climatiques sur l'érosion des sols en contexte volcanique au cours des 700 dernières années (Mont Dore, Massif Central, France)".

Table 3.1.4a. Echantillons de matériel organique utilisés pour les datations au radiocarbone. 257

Table 3.1.4b. Synthèse des résultats Rock-Eval et des quantifications en palynofaciès pour les échantillons de sols prélevés au sein des différents bassins versants. 278

INTRODUCTION

L'accélération récente des changements environnementaux observés à l'échelle globale (Figure 1) questionne la communauté scientifique quant aux rôles respectifs des facteurs naturels (tectonique et climat) et anthropiques sur l'évolution des écosystèmes continentaux à moyen et long termes. Aussi, afin d'appréhender au mieux les conséquences des changements climatiques attendus au cours des siècles à venir, étudier l'évolution des biogéosystèmes continentaux est un moyen privilégié aidant à la compréhension des interactions entre les différents forçages naturels et anthropiques. Ces problématiques font naître les besoins d'adopter des démarches pluridisciplinaires visant à une gestion durable des écosystèmes naturels et une réduction des risques associés aux aléas naturels et anthropiques.

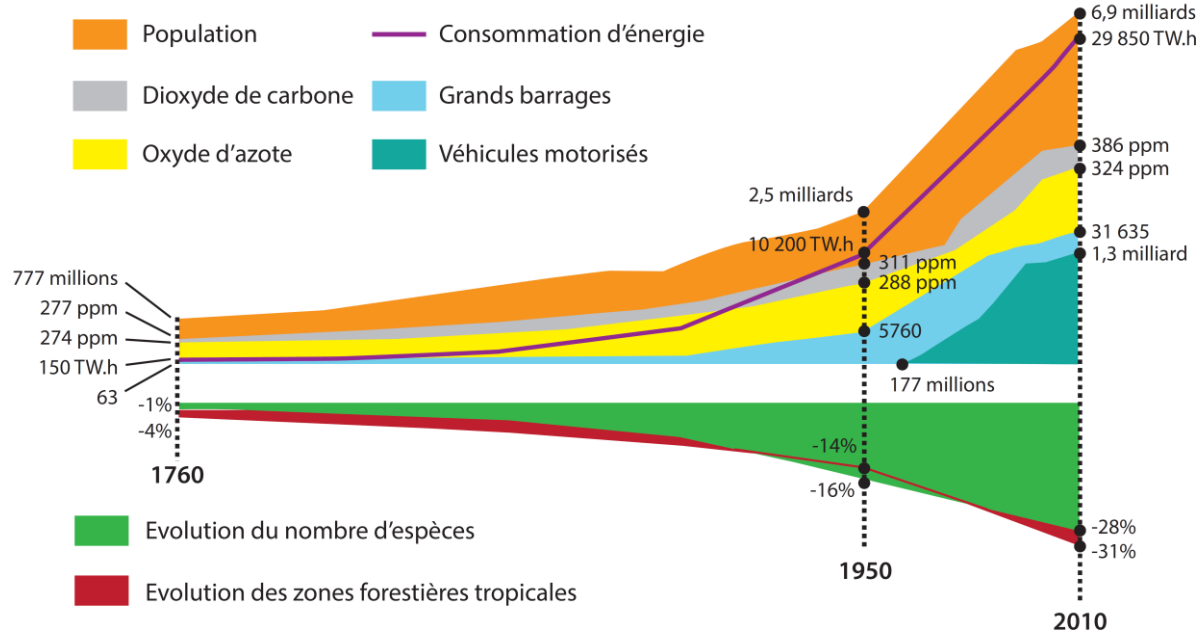


Figure 1. Extrait d'un article du numéro spécial du magazine VICE sur l'environnement (Volume 9, numéro 6, juin 2015) illustrant les bouleversements environnementaux induits par les activités anthropiques (émissions de gaz à effet de serre, constructions de grands barrages et véhicules motorisés) en lien avec l'augmentation de la population mondiale depuis la fin du XVIII^{ème} siècle.

Les archives sédimentaires des systèmes lacustres naturels et artificiels constituent aujourd'hui des cibles privilégiées pour l'étude de l'évolution des paléo-environnements et renseignent également à propos des risques associés aux aléas naturels. A travers une caractérisation des processus sédimentaires par des approches qualitatives et quantitatives, les sédiments délivrent des informations quant aux interactions entre les sociétés humaines et les facteurs naturels. En Europe occidentale et plus précisément à travers le territoire métropolitain français, plusieurs travaux ont ainsi mis en évidence les rôles respectifs de la tectonique, du climat et de l'Homme sur les processus sédimentaires dans les milieux lacustres naturels. Les résultats, essentiellement focalisés sur les régions montagneuses du Jura, des Alpes et des Pyrénées, soulignent les besoins d'étendre les recherches à d'autres systèmes naturels et artificiels, aujourd'hui largement impliqués dans le transfert sédimentaire à grande échelle.

En ce sens, les régions volcaniques du Massif Central accueillent une grande diversité de petits systèmes lacustres relativement peu étudiés en comparaison de leurs homologues alpins. Le projet **DICENTIM** (Diversité virale et rôles des virus dans le contrôle des communautés archéennes impliquées dans les sédiments anciens du Pavin) vise ainsi à étudier l'un des sites emblématiques de la région : le lac Pavin. Actuellement toujours en cours, cette étude multidisciplinaire s'intéresse à l'évolution biogéochimique de ce lac méromictique depuis sa naissance il y a environ 7000 ans. Elle est également le fruit d'une collaboration entre différents laboratoires, à savoir l'Institut des Sciences de la Terre à Orléans (ISTO - Orléans), le Laboratoire Microorganismes : Génome et Environnement (LMGE -Clermont-Ferrand), le laboratoire de Géographie Physique et Environnementale (GEOLAB - Clermont-Ferrand), le laboratoire de Géologie de Lyon Terre, Planètes, Environnement (LGTPE - Lyon), le laboratoire Environnement et Dynamique des Territoires de Montagne (EDYTEM - Chambéry) et enfin l'Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP - Paris). L'un des objectifs de cette thèse est l'étude approfondie des signaux organiques et minéraux des sédiments issus d'un grand carottage prélevé au centre du lac en juin 2012, dans le but de retracer l'évolution des paléo-environnements et de la paléolimnologie de ce système lacustre. L'étude du lac Pavin vient en complément de précédents travaux déjà réalisés sur les sédiments des plusieurs lacs de la région des Monts Dore (Chapron et al., 2010, 2012). Ainsi, le premier de cette thèse, appelé « **Paléo** » présente une étude régionale comparée de quatre systèmes lacustres contrastés de la région des Monts Dore permettant de caractériser : (1) les aléas naturels ; (2) la variabilité climatique durant l'Holocène ; et (3) la dynamique de l'anthropisation dans cette région de moyenne montagne.

L'emprise de l'Homme sur son milieu se traduit également par la multiplication des obstacles à l'écoulement (seuils et barrages, Figure 1), aujourd'hui estimés à plus de 80 000 en France (ONEMA). Or, la récente mise en œuvre de la directive cadre européenne sur l'eau (DCE) impose aux états membres de l'Union Européenne un suivi des eaux de surfaces afin de parvenir à un état écologique satisfaisant. Cette directive inclut notamment la restauration des voies de transfert sédimentaires en domaine continentale, qui passe par

l'effacement des barrages, seuils et retenues sur cours d'eau dont l'utilité économique n'est pas avérée. Construits en nombre durant le siècle dernier, ces ouvrages constituent des obstacles au transfert sédimentaire et ont amené de profondes modifications dans l'hydrodynamique des cours d'eau. Dans un contexte d'anthropisation croissante ayant fait émergé de nouvelles problématiques environnementales, il s'avère nécessaire d'étudier les modalités de piégeage sédimentaire dans ces environnements artificiels très peu documentés avant d'envisager un démantèlement. A ce titre, le projet **EDIFIS** (Eléments de diagnose des sédiments fluviatiles stockés à l'amont des retenues sur cours d'eau avant effacement) se propose de tester l'approche limnogéologique sur différents hydrosystèmes artificialisés du bassin versant de la Loire et d'Auvergne afin d'évaluer la nature, la géométrie et les volumes des remplissages sédimentaires en amont de ces ouvrages. Cette approche constitue le second volet de cette thèse, ci-après dénommé « **Néo** ».

Dans son ensemble, cette thèse vise à préciser les relations étroites entre processus sédimentaires et forçages naturels et anthropiques. Elle s'articule autour de cinq parties.

La première partie fixera le cadre général de l'étude via une présentation des forçages naturels et anthropiques susceptibles d'impacter les environnements continentaux et d'être enregistrés par le signal sédimentaire pour des temps récents. Elle présentera ensuite l'intérêt et le fonctionnement des géosystèmes lacustres, supports d'études pour répondre à notre questionnement.

Une deuxième partie s'intéressera à la stratégie employée. Les sites d'étude seront présentés et la démarche analytique, à savoir l'approche limnogéologique, sera précisée.

La troisième partie présentera les résultats obtenus pour le volet « **Paléo** » à travers la mise en évidence de l'impact des forçages naturels et anthropiques à travers les enregistrements sédimentaires. Elle s'appuie notamment sur 4 articles scientifiques soumis ou en préparation.

La quatrième partie exposera les résultats concernant le volet « **Néo** », dont la présentation sera faite en fonction des différentes typologies d'ouvrages étudiés à travers six exemples sélectionnés au sein des bassins versants de la Loire et d'Adour-Garonne.

La cinquième partie exposera les conclusions majeures autorisées par ce travail et ouvrira quelques perspectives pouvant éclairer les nécessaires travaux ultérieurs.

CONTEXTE GENERAL

Chapitre 1.1

Cadre global

Ce chapitre donne un aperçu du cadre global dans lequel s'inscrit cette étude. Il dresse un bilan général des problématiques actuelles en lien avec les facteurs naturels (tectonique et climat) et le facteur anthropique, moteurs de l'évolution des écosystèmes continentaux à l'échelle globale. La première partie définit le facteur tectonique et aborde les enjeux liés à son aléa en France métropolitaine. La seconde donne un aperçu de la variabilité climatique durant l'Holocène. Enfin, la troisième rappelle le contexte d'anthropisation croissant observé sur les écosystèmes à l'échelle du globe et les conséquences attendus du facteur humain sur l'évolution de ces systèmes.

Le plan de ce chapitre se résume ainsi :

1.1.1. Séismes et risques naturels

1.1.2. Variabilité climatique durant l'Holocène

1.1.3. La place de l'Homme

1.1.1. Séismes et risques naturels

Les séismes ou tremblements de terre correspondent à un mouvement du sol consécutif à la libération d'énergie accumulée par les contraintes géologiques (force de compression le long d'une faille ou activité volcanique) exercées sur les roches. La magnitude d'un séisme (Mw), qui correspond à l'énergie libérée au foyer, est mesurée sur l'échelle de Richter à travers l'amplitude maximale des ondes enregistrée sur un sismographe. Lors d'un tremblement de terre, la propagation d'une onde sismique à travers l'écorce terrestre entraîne une accélération de la gravité en un point donné. Ondes de volumes (P et S) et ondes de surface (L et R) vont se succéder et ainsi créer des mouvements du sol pouvant conduire à une destruction des corps géologiques et/ou des infrastructures qu'ils portent (Figure 1.1a). L'intensité d'un séisme est mesurée à travers les observations des effets et des conséquences de l'onde de choc sur des indicateurs en un lieu donné. L'échelle utilisée actuellement est celle de Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK), échelonnée de I à XII. L'atténuation des ondes durant leur propagation dans l'écorce terrestre permet une décroissance de l'intensité sismique avec la distance (Bakun and Scotti, 2006), relation souvent complexe car également fonction d'effets de site locaux venant amplifier les ondes sismiques. Ces effets sont principalement liés à la topographie et à la nature du sous-sol (Figure 1.1b). In fine, un séisme peut donc être caractérisé à travers deux variables : une magnitude fixe et une intensité variable dans l'espace.

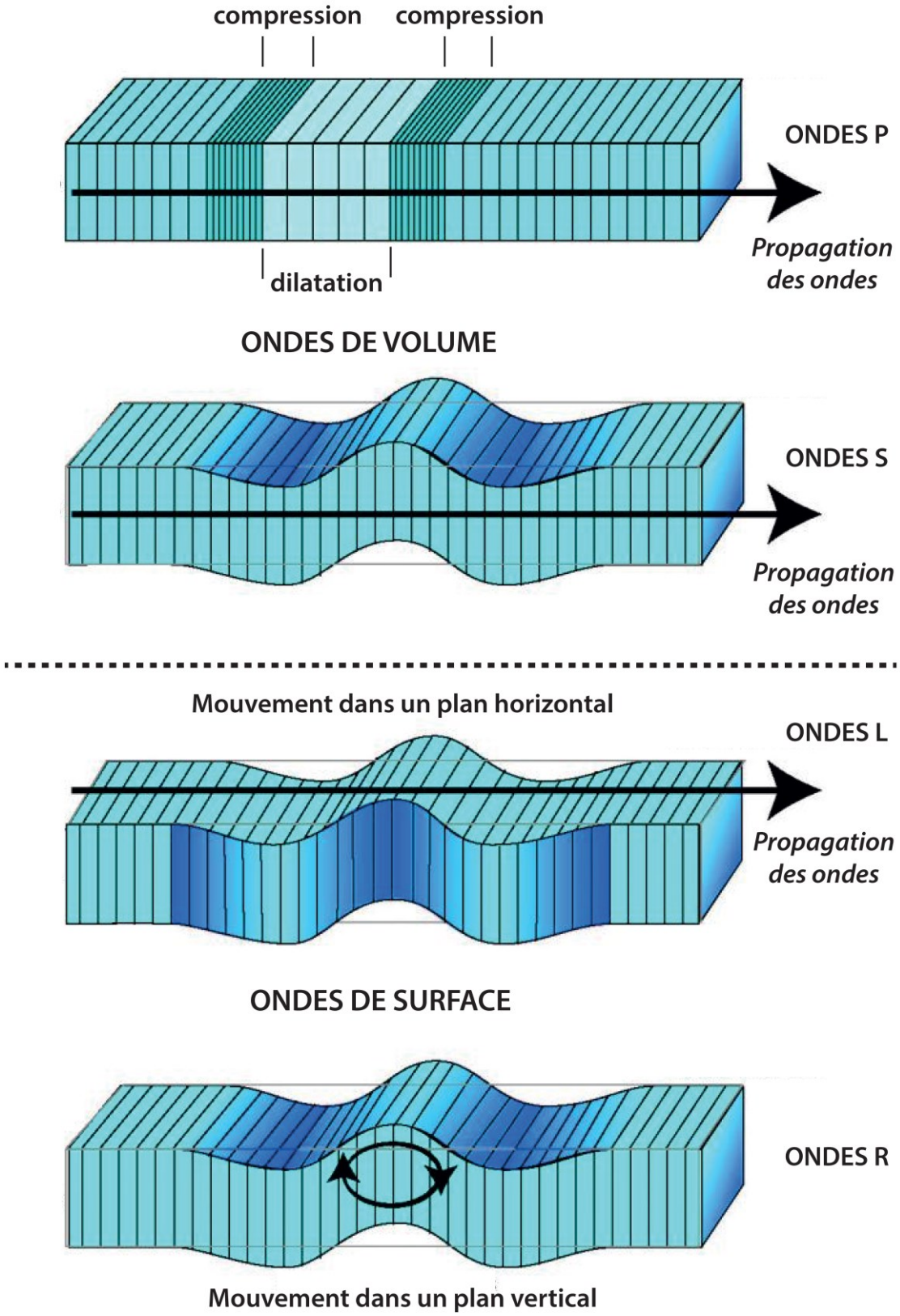


Figure 1.1a. Schémas illustrant les ondes de volumes (P et S) et les ondes de surfaces (L et R) qui se succèdent dans un milieu durant un épisode tectonique.

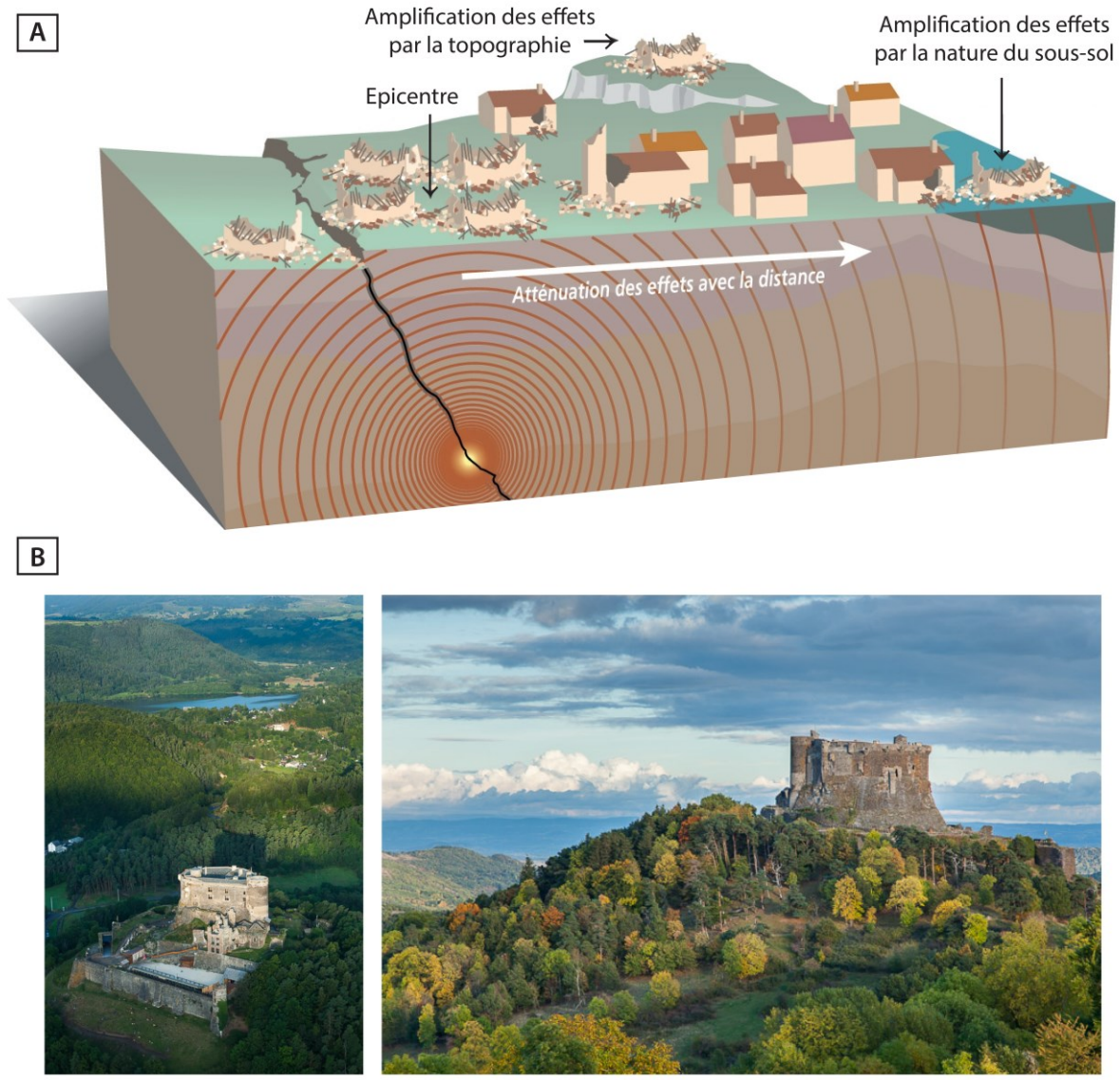


Figure 1.1b. (A) Schéma illustrant la propagation d'une onde sismique dans l'écorce terrestre et les conséquences sur les constructions en surface, globalement atténuées avec la distance mais localement renforcées par des effets de sites liés à la topographie et à la nature du sous-sol (source : BRGM). (B) Deux photographies aériennes illustrant le château de Murol, construit sur un perchoir à proximité du lac Chambon. En cas de choc sismique, l'effet topographique peut amplifier les ondes sismiques, augmentant la sensibilité de ce site aux impacts tectoniques (photographies : Francis Cormon).

L'aléa sismique, c'est-à-dire la probabilité d'occurrence d'un évènement tectonique dans un lieu géographique donné et dans une fenêtre de temps donnée, est présent partout à l'échelle du globe mais s'exprime différemment selon les régions. A l'échelle locale, cet aléa sismique se conjugue avec la vulnérabilité des biens, des personnes et des activités pour former un risque, dont la définition passe par une évaluation précise des enjeux économiques, patrimoniaux et sociétaux. En France, l'inventaire dressé par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) a été établi sur la base de documents historiques référencés dans la base de données SISFRANCE (Lambert et al., 1997). Les travaux d'harmonisation ont été étendus à l'échelle européenne dans le cadre du projet SHARE (Seismic Hazard Harmonization in Europe) qui a permis la création et le partage d'un catalogue des paléo-séismes couvrant la période AD1000-1899 (AHEAD : Archive of Historical European Earthquake Data, Stucchi et al., 2013).

En métropole, l'aléa sismique est considéré comme modéré et présente de fortes disparités d'une région à l'autre selon les contextes tectoniques locaux (Baize et al., 2013). Ainsi, les régions orogéniques du Jura, des Alpes et des Pyrénées sont aujourd'hui considérées comme les plus actives du territoire, mais le recensement de plusieurs séismes historiques de grande ampleur (Mw > 5,5), notamment sur le littoral Atlantique, dans les Vosges et le Massif Central viennent complexifier le zonage sismo-tectonique de la France métropolitaine (Figure 1.1c, Baize et al., 2013). Par ailleurs, à l'échelle du territoire nationale, il apparaît nécessaire d'étendre la base de données actuelle sur des temps plus long que le dernier millénaire afin de comprendre la sismicité des différentes régions et ainsi prévenir les risques associés à ces aléas.

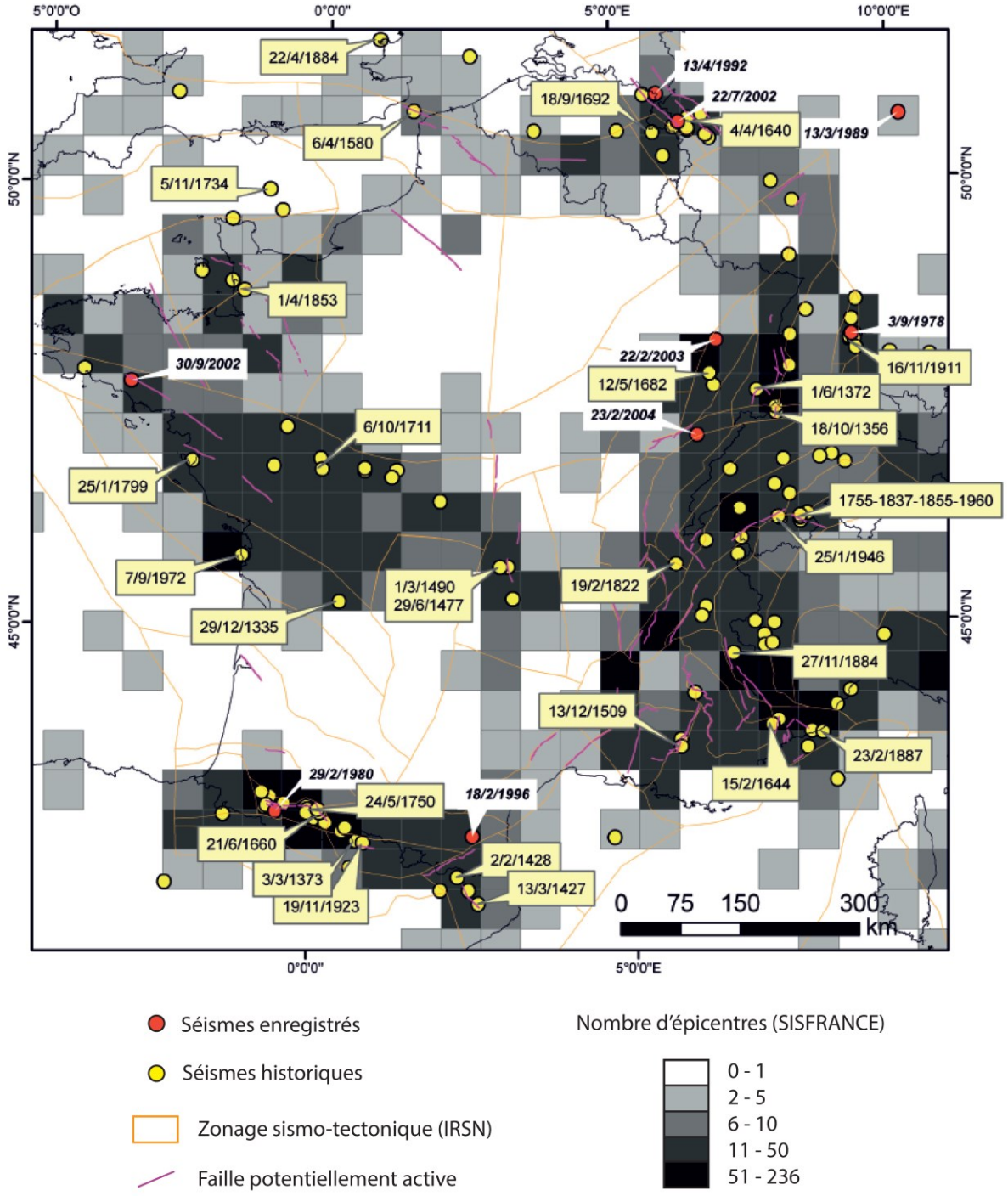


Figure 1.1c. Carte représentant l'aléa sismique en France métropolitaine en fonction de la densité d'épicentres sur une grille de 50x50 km², obtenue par l'agrégation des données issues du catalogue SISFRANCE (BRGM). Le zonage sismo-tectonique d'après l'Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire (IRSN), les failles potentiellement actives et les principaux séismes (Mw > 5,5) sont également représentés (modifiée d'après Baize et al., 2013).

1.1.2. Variabilité climatique durant l'Holocène

Durant la majeure partie de son histoire, la planète Terre vit une succession de cycles endogènes et exogènes entièrement contrôlés par des phénomènes naturels. Une succession d'ères géologiques a ainsi pu être définie à l'aide de nombreux marqueurs stratigraphiques témoignant d'une évolution géologique, géographique et climatique de la Terre. Sur l'échelle des temps géologiques, le Quaternaire représente la période la plus récente, débutée il y a environ 2,60 millions d'années. Cette période géologique se définit à travers une cyclicité climatique d'alternance entre phases glaciaires et interglaciaires, qui repose sur les changements de paramètres orbitaux déterminant la quantité d'énergie solaire (insolation) reçue sur Terre, variable selon les latitudes. Trois cycles périodiques ont été théorisés par Milankovitch avant d'être confirmés par l'étude des paléoclimats terrestres (Berger, 1988), à savoir l'excentricité orbitale (périodes de 100 000 et 400 000 ans environ), l'obliquité terrestre (période de 41 000 ans environ) et la précession des équinoxes (période de 21 000 ans environ, Figure 1.1d).

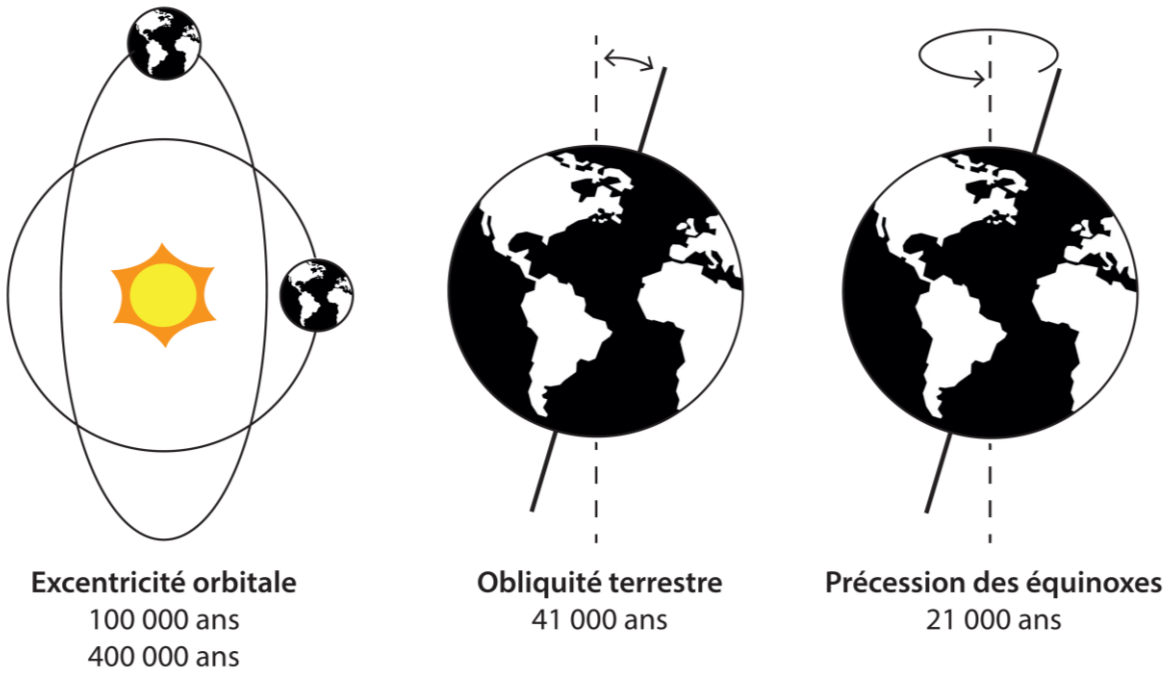


Figure 1.1d. Paramètres orbitaux contrôlant les fluctuations climatiques terrestres sur le long terme : excentricité orbitale, obliquité terrestre et précession des équinoxes, d'après Berger, 1988.

La dernière époque définie dans l'échelle des temps géologiques est l'Holocène, un stade interglaciaire du Quaternaire débuté il y a 11 700 ans. Bien que considéré comme une période climatique stable à l'échelle du Quaternaire, l'Holocène s'exprime par une variabilité climatique en réponse à des forçages orbitaux (insolation), solaires (activité ou irradiance solaire) et océaniques (circulation thermohaline et eustatisme) qui fluctuent au cours du temps (Figure 1.1e). Dans l'hémisphère nord, le couplage entre l'océan et l'atmosphère s'exprime à travers un échange entre les masses d'air de haute et de basses pressions, respectivement centrées sur les îles des Açores et l'Islande. Définie par Hurell en 2001 sous le terme d'Oscillation Nord Atlantique (North Atlantic Oscillation, NAO), la NAO conditionne la distribution et l'intensité des précipitations en Europe Occidentale, notamment à travers un index négatif/positif traduisant des ralentissements/augmentations de la circulation thermohaline provoquant des climats froids/chauds (Casty et al., 2005). Plus récemment, une cyclicité a été détectée à travers les fluctuations dans les températures des eaux de surface selon une période variant entre 60 et 90 ans (Knudsen et al., 2011). Définie comme l'Oscillation Atlantique Multi-décennale (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO), les phases négatives de cet indice semblent là aussi se corréler avec des périodes froides en Europe (Mann et al., 2009).

En Europe occidentale, l'évolution de la variabilité climatique holocène peut être résumée par une bipartition exprimée avec (1) l'Optimum Climatique Holocène, une période chaude de l'hémisphère nord traduisant un climat plus doux en Europe occidentale entre 8000 et 5000 cal. BP et (2) le Néoglaciaire, période plus froide et humide marquée par des avancées glaciaires, qui débute aux alentours de 5000 cal. BP. Il faut toutefois noter que la transition climatique mi-Holocène n'est pas uniforme à l'échelle du continent européen et peut présenter des disparités selon les massifs et l'altitude des sites d'études (Wanner et al., 2008). Néanmoins, à grande échelle, cette évolution climatique répond à des forçages orbitaux mis en évidence par une baisse de la saisonnalité (augmentation de l'insolation hivernale et baisse de l'insolation estivale), où le forçage solaire prédominant durant le début de l'Holocène s'efface au profit des forçages océaniques (Debret et al., 2009). A court terme, la variabilité climatique Holocène a également été affectée par des évènements climatiques extrêmes tels la débâcle du grand lac glaciaire d'Agassiz dans l'Océan Atlantique Nord ayant provoqué un ralentissement de la circulation thermohaline suivi d'un coup de froid sur l'Europe à 8200 cal. BP (Von Grafenstein et al., 1998, Alley and Agustsdottir, 2005). Cette variabilité climatique met également en cause les rejets d'aérosols massifs engendrés par certaines éruptions volcaniques de grande ampleur, parfois jugées responsables d'épisodes climatiques froids à l'échelle globale, telles les éruptions historiques du Samalas en AD1257, du Kuwae en AD1458 et du Tambora en AD1815 (Wanner et al., 2011, Sigl et al., 2015).

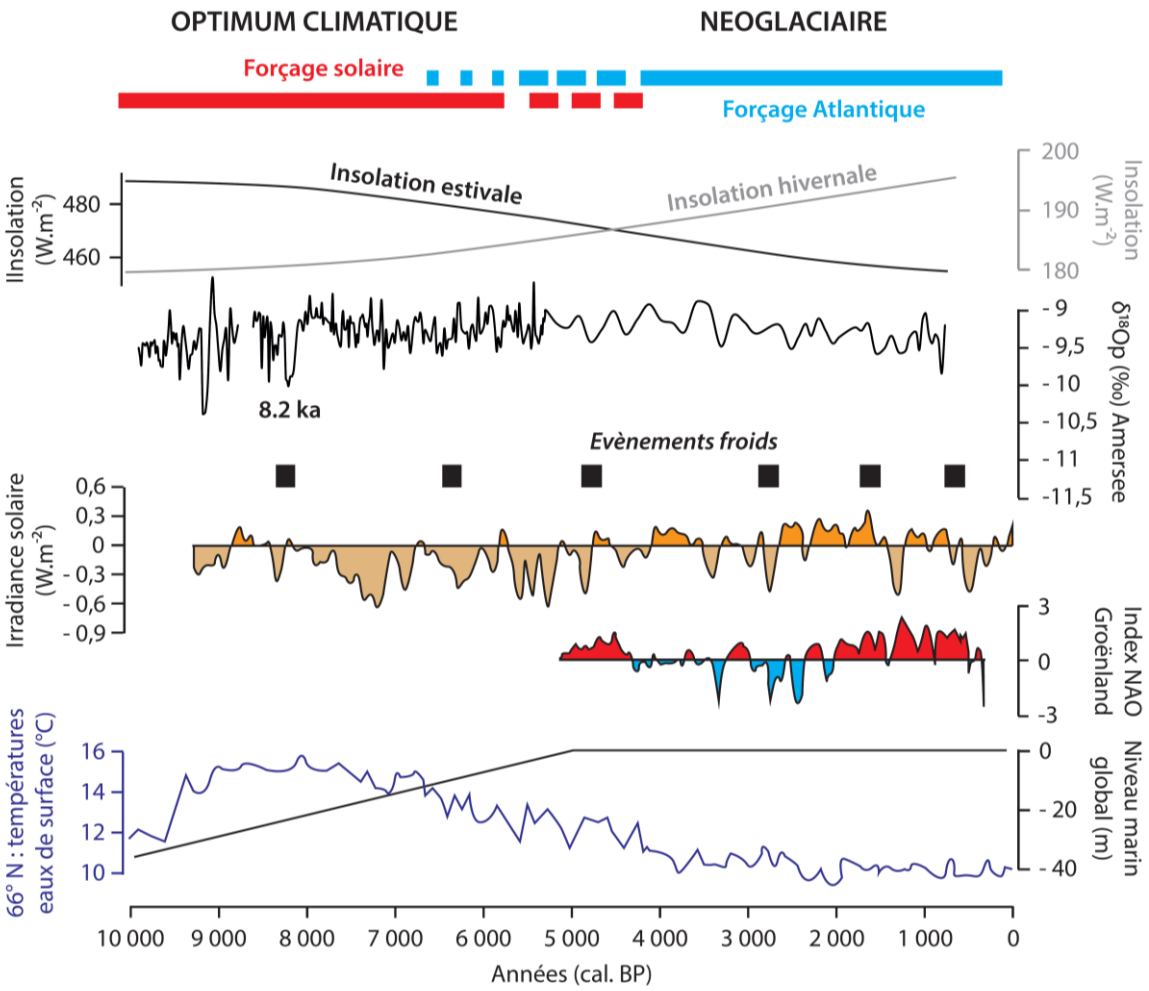


Figure 1.1e. Les fluctuations climatiques holocènes mises en évidence par la reconstruction de l'insolation (Laskar, 1990), du δ18O des précipitations (Von Grafenstein et al., 1998), des évènements froids globaux (Wanner et al., 2011), de l'irradiance solaire (Steinhilber et al., 2009), de l'indice NAO (Olsen et al., 2009), de la remontée générale du niveau marin (Shennan et al., 2006) conjuguée à la baisse des températures de l'eau de mer (Moros et al., 2004). La bipartition climatique holocène s'observe via la transition de l'Optimum climatique vers le Néoglaciaire liée à l'évolution d'un forçage solaire vers un forçage océanique (Debret et al., 2009).

Sur le dernier millénaire, l'évolution climatique enregistrée dans les archives d'Europe occidentale présente des fluctuations pouvant elles-aussi être résumées par une bipartition avec (1) un début de millénaire relativement chaud dénommé Optimum Climatique Médiéval (Medieval Climate Anomaly, MCA) couvrant la période AD900-1300 suivi de (2) l'avènement du Petit Âge Glaciaire (Little Ice Age, LIA) qui se distingue par le retour des glaciers européens atteignant là leur climax (Figure 1.1f). Cette variabilité climatique milléniale est à mettre en relation avec les oscillations d'origine Atlantique (NAO et AMO) ainsi qu'avec les forçages d'origine volcanique et solaire. Plusieurs minimas solaires ont ainsi pu être recensés au cours du dernier millénaire, avec dans l'ordre chronologique les minima de Oort (AD1010-1050), Wolf (AD1280-1350), Spörer (AD1410-1525), Maunder (AD1645-1715) et Dalton (AD1795-1830), tels que définis par Bard et al. (2000).

Enfin, l'accroissement observé dans les courbes de température à la surface du globe interroge la communauté scientifique quant aux causes et conséquences de ce réchauffement brutal. Dans son dernier rapport en date (IPCC, 2013), le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) met en cause les rejets de gaz à effet de serre et d'aérosols induits par le développement récent des activités humaines dans le réchauffement global observé au cours du siècle dernier, renforçant l'existence d'un forçage anthropique sur la variabilité climatique récente. Par le développement et l'intensification de ses activités au cours des temps, l'Homme devient un agent capable de faire évoluer le climat sur le long terme au même titre que les autres facteurs naturels. Aujourd'hui, la prise en compte de ce phénomène dans les prédictions climatiques futures est primordiale dans la mesure où l'ensemble des scénarios prédisent un réchauffement global entraînant une intensification et une augmentation fréquentielle des évènements climatiques extrêmes.

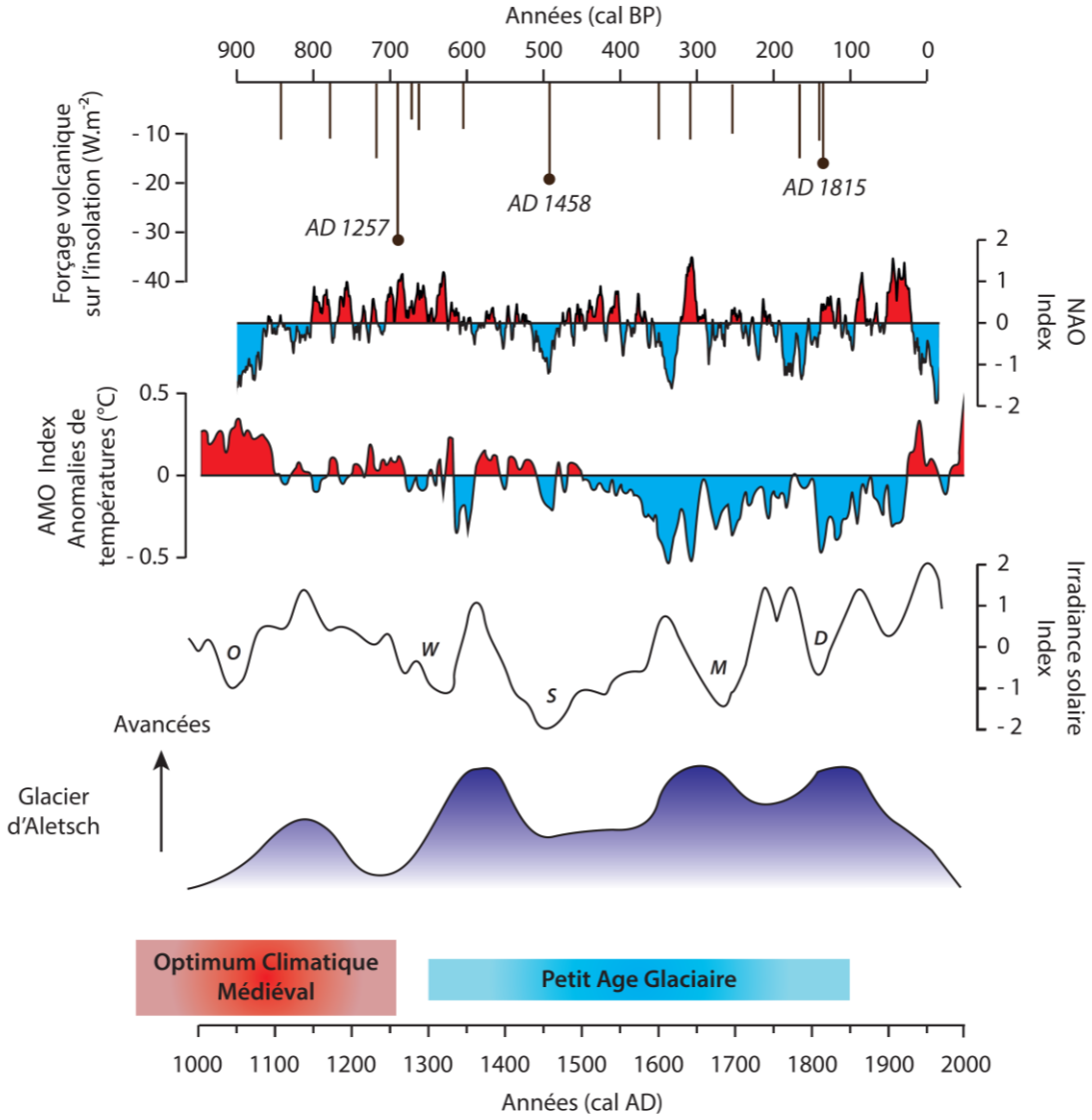


Figure 1.1f. Evolution climatique durant le dernier millénaire, mis en évidence par une variabilité climatique exprimée à travers un forçage volcanique (Sigl et al., 2015), une évolution de la NAO (Ortega et al., 2015), de l'AMO (Mann et al., 2009) et de l'irradiance solaire (Delaygue et Bard, 2011). Le Petit Age glaciaire se définit sur la période AD1300-1850, caractérisé par des avancées glaciaires dans les Alpes (Holzhauster et al., 2005).

1.1.3. La place de l'Homme

Il y a environ 2,4 millions d'années, l'avènement de l'espèce humaine via les premiers hominidés puis l'expansion des *Homo sapiens* à travers le monde marquent les prémices de changements globaux majeurs. Avec plus de 7 milliards d'individus, l'espèce humaine est aujourd'hui omniprésente à l'échelle mondiale et ses interactions avec les écosystèmes naturels deviennent de plus en plus complexes et nombreux (Dearing et al., 2006). A l'aube du XXI^{ème} siècle, l'Homme a façonné la surface terrestre pour les besoins de son développement en engendrant de profondes modifications sur la géosphère (extraction de matériaux, activités minières…), la biosphère (déforestation, mises en cultures, extinction d'espèces…) et l'hydrosphère (exploitation de la ressource en eau, implantation de grands barrages…), l'ensemble s'accompagnant d'une augmentation des gaz à effets de serre, tels le dioxyde de carbone, le méthane et les oxydes d'azotes, observée depuis la fin du XVIII^{ème} siècle (Figure 1). Ces augmentations conduisent potentiellement à un réchauffement climatique global. De ce fait, les études sur le long terme sont nécessaires afin d'étayer les impacts durant le passé de cet agent géologique aujourd'hui prédominant.

L'emprise actuelle de l'Homme sur son environnement en fait un agent géologique prédominant à l'échelle globale (Crutzen, 2002). Dès lors, la définition d'une nouvelle ère géologique, dénommée Anthropocène, a été proposé par de nombreux auteurs selon différents critères (Figure 1.1g, Certini et Scalenghe, 2011, Crutzen, 2002, Erlandson et Braje, 2013, Foley et al., 2013, Fuller et al., 2011, Ruddiman, 2003, Smith et Zeder, 2013, Waters et al., 2015, Zalasiewicz et al., 2015). La pertinence du phénomène et/ou les différentes dates proposées pour son avènement suscite un débat animé dans la communauté scientifique. Pour l'ensemble des débatteurs, la définition de l'Anthropocène repose sur un grand nombre d'observations interdisciplinaires constatant des changements environnementaux majeurs à l'échelle globale, dont la cause est directement imputée aux activités humaines passés et actuelles (Dearing et al., 2006). Au-delà de ses considérations dénominatives, il est essentiel de s'intéresser à l'impact anthropique sur les écosystèmes naturels tant l'emprise de l'Homme apparaît comme un moteur essentiel de l'évolution des écosystèmes continentaux depuis plusieurs millénaires. Aujourd'hui, l'étude de l'anthropisation des milieux sur les écosystèmes continentaux devient donc un enjeu majeur pour les sciences de l'environnement.

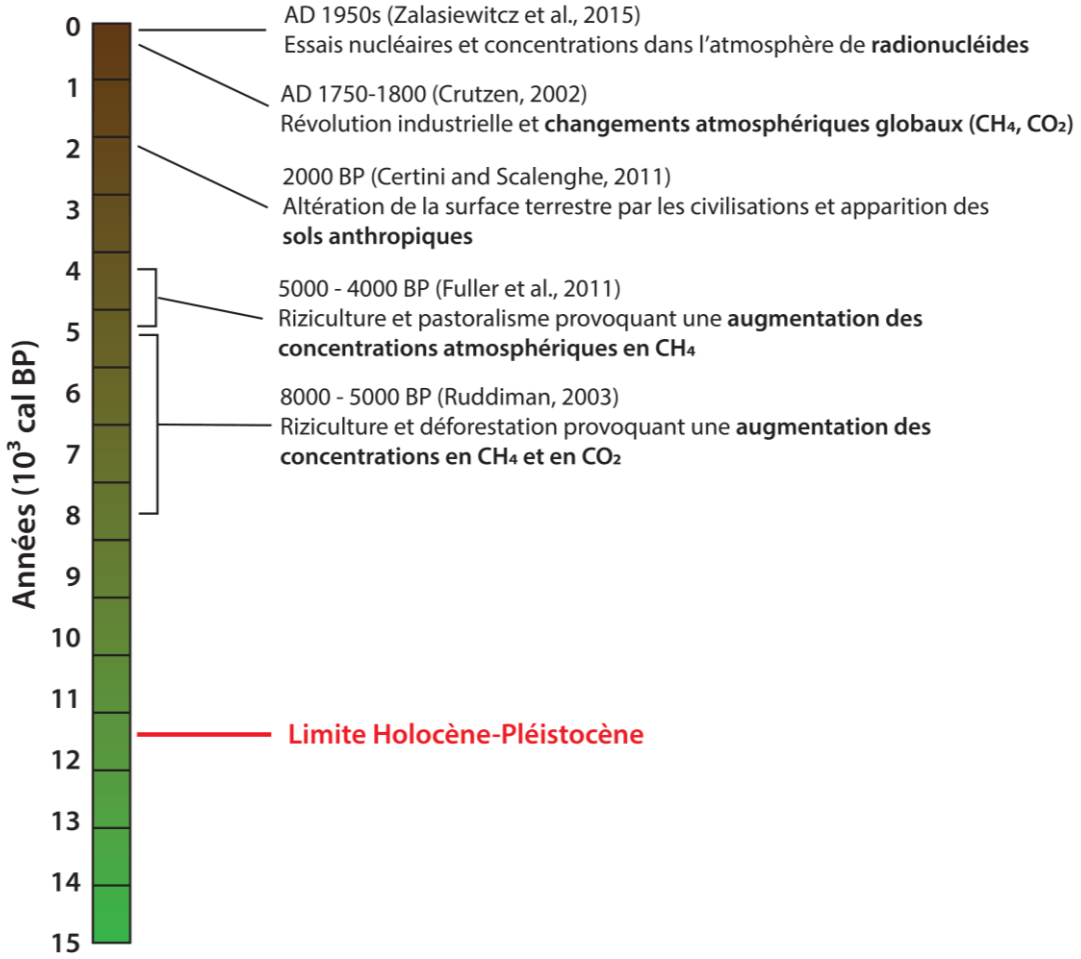


Figure 1.1g. Frise chronologique présentant les différentes dates proposées pour le début de l'Anthropocène, modifiée d'après Smith et Zeder, 2013.

1.1.4. Intérêt de l'étude de l'Holocène

L'étude de l'Holocène permet de mesurer l'évolution récente des milieux continentaux en réponse aux interactions entre forçages naturels (climat et tectonique) et anthropiques. L'étude de cette fenêtre temporelle permet en outre :

(1) de comprendre les forçages prédominants responsables de l'évolution des milieux continentaux.

(2) d'appréhender au mieux les évolutions attendues dans le cadre du changement climatique global et de l'impact croissant des activités anthropiques sur les écosystèmes.

Par ailleurs, cette fenêtre temporelle est adéquate pour l'évaluation du risque lié aux aléas naturels d'origine climatique et tectonique auxquels les sociétés peuvent être confrontées.

Chapitre 1.2

Les objets d'études

Les problématiques développées à travers le chapitre précédent soulèvent les besoins croissants d'études intégrant les liens entre facteurs naturels et anthropiques et leur rôle respectif quant à l'évolution des hydrosystèmes continentaux durant l'Holocène. En ce sens, les pièges sédimentaires lacustres offrent la possibilité d'étudier et de quantifier les processus sédimentaires résultant du cycle érosion-transport-sédimentation et associés à ces forçages, amenant au développement d'une archive sédimentaire. L'étude de ces archives lacustres renseigne donc sur les interactions passées entre les milieux naturels, les forçages naturels (tectonique et climat) et les sociétés humaines.

Ce chapitre est divisé en trois parties, la première présentant les différents types de pièges sédimentaires, distingués en fonction de critères génétiques et morphologiques qui vont amener à la formation d'une archive lacustre ; la seconde rappelant les différents processus définissant la cascade sédimentaire depuis l'érosion des sources du bassin versant à l'amont jusqu'à la sédimentation dans les bassins lacustres à l'aval (continuum bassin versant - lac) ; la troisième illustrant la dynamique des processus sédimentaires rencontrés en milieu lacustre.

Le plan de ce chapitre est donc le suivant :

1.2.1. Les pièges sédimentaires

1.2.2. Le continuum bassin versant - lac

1.2.3. La dynamique sédimentaire en milieu lacustre

1.2.1. Les pièges sédimentaires

1.2.1.1. Les lacs volcaniques

Les explosions phréato-magmatiques sont le produit de la vaporisation des terrains hydratés lors du choc thermique occasionné de la rencontre entre les eaux souterraines et un magma ascendant. L'augmentation de la pression dans le sous-sol entraine une éjection de matériaux qui fait naître un cratère volcanique appelé maar (Lorenz, 1986, 2003). Ces reliefs se distinguent par la présence d'une dépression topographique de forme généralement circulaire entourée d'un anneau constitué de retombées pyroclastiques. En profondeur, ces appareils évoluent vers une cheminée volcanique qui incise le substratum. Ces cheminées, ou diatrème, sont rapidement comblées par les brèches consécutives à l'explosion, l'ensemble formant alors un cratère circulaire caractérisé par de fortes pentes. Le comblement de ce cratère par les eaux météoriques entraîne la formation d'un lac dont le bassin versant s'étend des berges aux crêtes formées par l'anneau pyroclastique (Figure 1.2a). En conséquence, ces hydrosystèmes présentent généralement des bassins versants de taille limitée, mais qui peuvent évoluer avec l'érosion des matériaux pyroclastiques.

Les autres types d'éruptions volcaniques sont généralement accompagnés par la formation de reliefs accidentés à travers l'édification de cônes volcaniques et/ou de coulées de lave. En obstruant une vallée où s'écoule un cours d'eau, ces éruptions sont à mêmes de créer un retenue naturelle où l'eau s'accumule pour former un lac de barrage volcanique. Dans ce cas de figure, la taille du bassin versant dépend de la morphologie initiale de la région et de l'emplacement des barrages naturels par rapport aux sommets topographiques (Figure 1.2a).

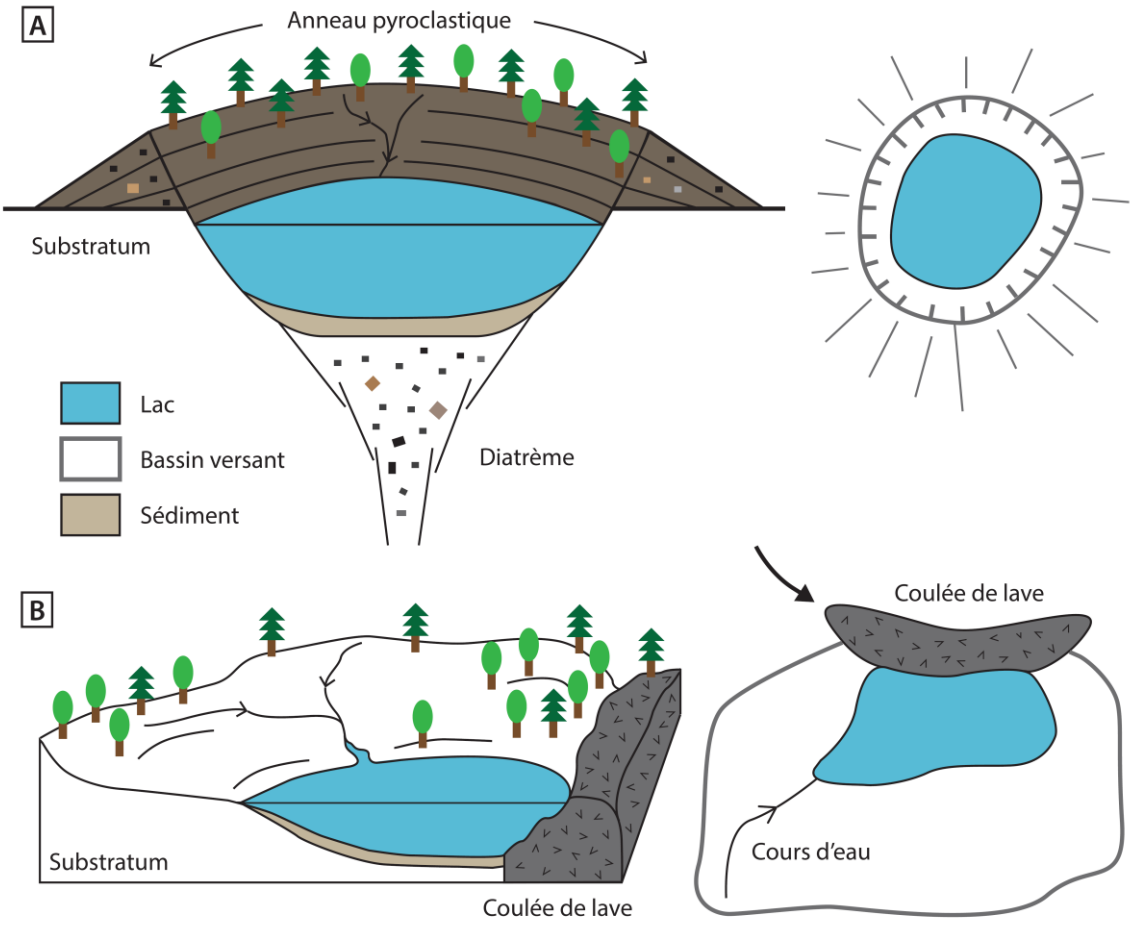


Figure 1.2a. (A) Schéma en coupe (à gauche) et en plan (à droite) de la morphologie d'un lac de maar, caractérisé par une forme concave quasi-circulaire encaissée dans un bassin versant de petite taille aux pentes fortes formées par les retombées pyroclastiques. (B) Schéma en coupe (à gauche) et en plan (à droite) d'un lac de barrage volcanique suite au barrage fait par une coulée de lave dans une vallée. Une morphologie similaire peut être envisagée lors d'une obstruction de la vallée par un édifice volcanique ou encore des blocs issus d'un effondrement gravitaire.

1.2.1.2. Les lacs glaciaires

Les basses températures caractérisant la dernière période glaciaire ont participé à l'accumulation de glaces en amont des reliefs. Lors des périodes de refroidissements, l'avancée de ces glaciers vers l'aval entraîne une ablation des substrats géologiques qui laissent place à un relief moutonné lors du retrait des glaces. Les morphologies héritées de ce retrait se signent par des vallées en auge (vallées en U) et des dépôts morainiques qui correspondent aux blocs et débris transportés par le glacier. Dans l'axe longitudinal d'une vallée glaciaire, le relief moutonné se traduit par une succession d'ombilics (dépressions topographiques formées par le surcreusement glaciaire) et de verrous (roches préservées de l'abrasion). Au sein des ombilics glaciaires, le ruissellement en provenance des eaux de fontes des glaciers et/ou des eaux météoriques contribue à la formation de lacs glaciaires, présentant souvent une forme allongée (Figure 1.2b). Néanmoins, leur relief est susceptible d'évoluer en réponse aux fluctuations des glaciers, qui peuvent aller jusqu'à la disparition dans les régions de plus basse altitude. Par ailleurs, les paysages volcaniques anciens peuvent être le théâtre de fluctuations climatiques importantes entraînant la formation des glaciers. De ce fait, il est parfois possible, en fonction de l'histoire géologique et climatique d'une région, d'observer des empreintes morphologiques glaciaires dans des paysages volcaniques.

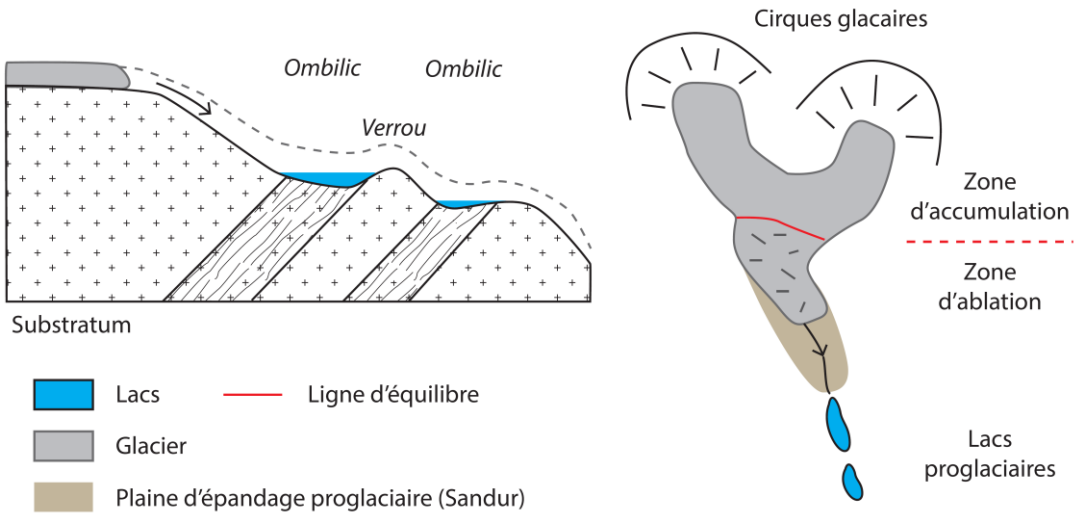


Figure 1.2b. Schéma en coupe (à gauche) et en plan (à droite) d'un système glaciaire où les lacs se développent dans les surcreusements topographiques formés par l'abrasion glaciaire (ombilics), modifiée d'après Campy et Macaire, 2003. Un glacier se compose d'une zone d'accumulation en amont et d'une zone d'ablation en aval, séparés par la ligne d'équilibre. Les eaux de fontes s'écoulent sur une plaine d'épandage (Sandur) contenant les produits de l'érosion glaciaire (moraines, farine glaciaire) et alimentent ensuite des lacs d'altitude (proglaciaire) et de plaine (périglaciaire).

1.2.1.3. Les lacs artificiels (ou réservoirs)

Les lacs artificiels résultent soit de la création de bassins artificiels dans des dépressions topographiques préexistantes soit de la mise en place de barrages en travers des rivières ou en sortie de l'exutoire d'un lac naturel. Les retenues ainsi formées sont destinées à stocker l'eau et à contrôler le débit des rivières. Les usages de ces réserves peuvent être multiples : contrôle des crues, hydroélectricité, réserves d'eau pour l'irrigation ou les approvisionnements des aires urbaines… De plus, en créant un plan d'eau d'un niveau stable et régulé, ces ouvrages apportent une plus-value touristique à travers le développement des activités de plaisance, principalement la pêche, la baignade et les activités nautiques. Au sein d'un bassin versant hydrographique, la multiplication de ces ouvrages entraîne des modifications paysagères importantes de par (1) l'ennoiement d'une partie amont de la rivière et (2) la modification morphologique du lit de la rivière en aval en réponse à la régulation des flux hydrauliques et au stock sédimentaire contenu dans la retenue. Historiquement, l'exploitation de l'énergie hydraulique des rivières par les hommes remonte à l'utilisation des roues à aubes permettant d'alimenter des moules à grains voire des industries mécanisées. Construits en bordure des rivières, ces moulins ont contribué à la formation de petites retenues de faible profondeur où la tranche d'eau est régulée par des seuils.

Au cours du siècle dernier, les besoins accrus en énergie ont amené la conception de structures résistantes à de fortes pression hydrostatique et permettant la production d'hydroélectricité. Grâce aux améliorations techniques apportées par l'ingénierie civile, plusieurs générations de barrages ont pu voir le jour si bien qu'aujourd'hui, il est possible de distinguer plusieurs catégories (Figure 1.2c). Sur le territoire national, le Comité Français des Barrages et Réservoirs (CFBR) recense les objets de grande dimension (hauteur d'ouvrage supérieure à 15 m), soit environ 500 barrages. Parmi eux, les plus représentés sont les barrages en terre (30 % du parc hydraulique français) et les barrages poids (26%), généralement caractérisés par des structures droites ou incurvées où le poids de l'ouvrage permet à lui seul de résister à la pression hydrostatique exercée par l'eau du réservoir. Coûteuse en matériau, cette technologie a évolué vers les barrages à contreforts, qui se distinguent par des murs de forme triangulaires espacées par des bouchures inclinées vers l'aval afin de contenir la pression hydrostatique, limitant ainsi la quantité de matériau. Enfin, les barrages-voûtes (15%) possèdent une forme arc-boutée, qui renvoie la pression hydrostatique vers les flancs de l'ouvrage. Leur forme sont parfaitement adaptée aux espaces confinés telles les gorges et les vallées étroites. Il est important de considérer ces géométries comme des cas d'études. La réalité du terrain amène souvent les ingénieurs à adapter la structure du barrage au contexte local, souvent à cheval entre deux catégories. A ces barrages de grand dimensionnement s'ajoute les barrages mobiles à clapets. Disposés par séries en travers d'une rivière, ces clapets sont principalement utilisés en domaine de plaine pour la régulation du niveau du cours d'eau. Enfin, une grande diversité de seuils sur

rivière subsiste à l'échelle du territoire national, formant avec les barrages et grands barrages un ensemble de plus 80 000 obstacles à l'écoulement.



Figure 1.2c. Différents types de barrages amenant à la formation de réservoirs. Illustrations avec le barrage poids du Riou, le barrage à contreforts de Roselend, le barrage-voûte de Tignes et le barrage à clapets de Givet. Source : CFBR.

Dans leur ensemble, ces systèmes lacustres artificiels trouvent énormément de similarités avec leurs cousins d'origine naturelle. Il faut toutefois noter que les flux hydrauliques de ces réservoirs d'eau sont intégralement contrôlés par l'action de l'Homme en fonction des besoins en hydroélectricité. Ainsi, le niveau de ces lacs peut subir des marnages importants sur des périodes de temps très courtes. Le temps de résidence des eaux est également bien plus faible en comparaison avec les systèmes naturels. De plus, contrairement aux exutoires naturels, les lacs de barrages possèdent des vannes de fonds, entraînant la formation de courant rarement observés en milieu naturel où l'évacuation des eaux se fait plutôt par un exutoire en surface. Enfin, ces ouvrages nécessitent un entretien régulier nécessitant une vidange complète du réservoir, régulièrement accompagné par une érosion des dépôts sédimentaires accumulés.

Au final, la morphologie des lacs artificiels est directement dépendante du contexte topographique local. Toutefois, quand ceux-ci barrent une rivière, ils tendent généralement vers une morphologie allongée avec une partie avale large arrivant au bord de l'ouvrage et une largeur qui s'affine vers l'amont jusqu'à retrouver la largeur originelle de la rivière avant la mise en eau du site. La superficie recouverte par la montée des eaux forme la surface d'ennoiement du barrage (Figure 1.2d). Selon leur positionnement sur le bassin versant d'un cours d'eau, les lacs artificiels drainent des surfaces de taille très variable, souvent bien supérieure à la surface du réservoir.

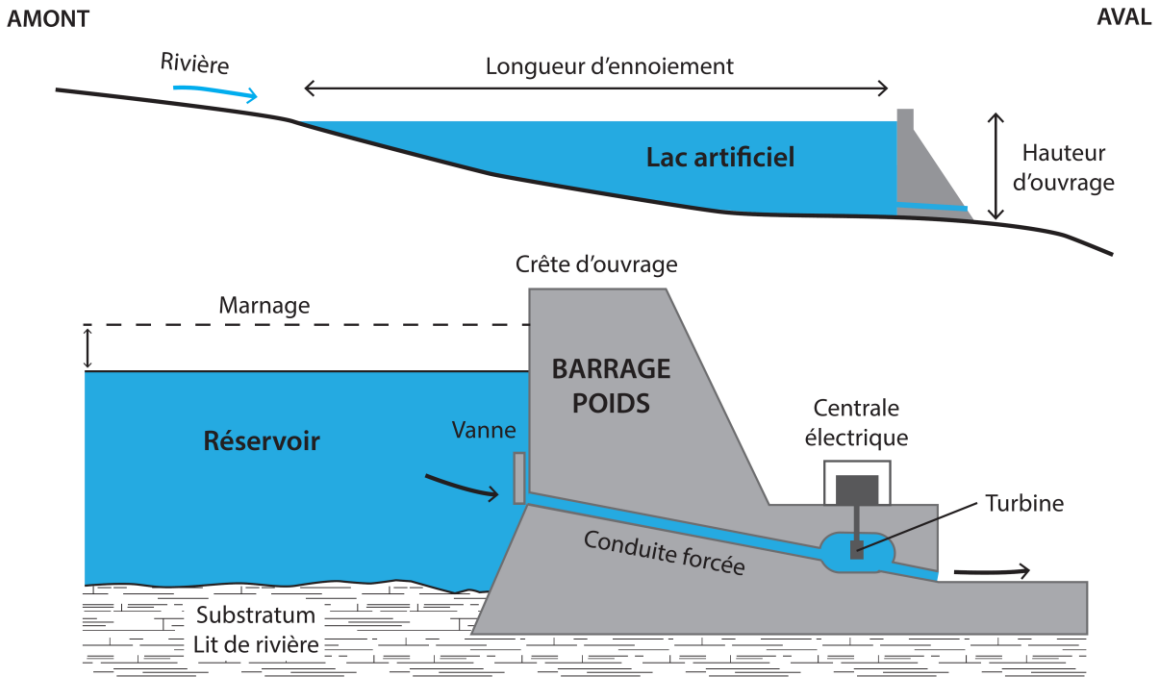


Figure 1.2d. Schéma d'une vue en coupe d'un barrage hydroélectrique et de son réservoir. La différence principale avec les systèmes naturels repose sur la présence de vannes contrôlant les débits et la hauteur du plan d'eau.

1.2.2. Le continuum Bassin versant - Lac

1.2.2.1. Notion de géosystèmes intégrés

Evoqué à travers la présentation des différents types de pièges sédimentaires, le bassin versant topographique (BV) correspond à une aire topographiquement limitée par des lignes de crêtes où l'ensemble des eaux convergent vers un point de sortie appelé exutoire. A ce titre, ils font offices de bassin pourvoyeur de matière terrigène qui sera exportée vers le piège sédimentaire située à l'aval. Ces apports détritiques sont complétés par la productivité authigène en réponse aux processus biogéochimiques présents dans la colonne d'eau. Au final, le sédiment déposé dans un piège sédimentaire intègre dans des proportions variées un mélange de matériel authigène et terrigène. Aussi, le rapport entre la surface du bassin versant et celle du lac définit un premier facteur de station pouvant être représentatif de la part terrigène de la sédimentation et inversement (Campy et Macaire, 2003).

Comme il a été décrit précédemment (§ 1.2.1), la formation des pièges sédimentaires à travers des processus naturels et/ou anthropique conditionne la morphologie et la taille des lacs et de leur bassin versant. Les agents géologiques, en l'occurrence le volcanisme, le climat et l'Homme définissent ainsi des paramètres de station tels que les ratios BV/Lac ou encore la profondeur maximale du système lacustre. A premier ordre, le transfert de matière à l'échelle d'un bassin versant apparaît donc contrôlé par la typologie du lac en réponse à des facteurs géologiques, climatiques et anthropiques.

Au-delà des aspects dimensionnels des géosystèmes intégrant un bassin versant pourvoyeur et un bassin lacustre récepteur, plusieurs facteurs de stations considérés comme stables à l'échelle de l'Holocène vont conditionner le transfert de matière depuis le bassin versant. La surface affleurante du bassin versant se caractérise ainsi par (1) une lithologie définissant la nature des différentes roches formant le substrat, les formations superficielles et les sols, chacun possédant une érodabilité qui lui est propre et qui viendra influencer la production sédimentaire d'un bassin versant ; (2) une topographie, exprimée entre autres par des valeurs de pentes, un paramètre physique qui conditionne directement la capacité des surfaces continentales au phénomène de ruissellement et (3) un réseau hydrographique, organisé selon une connectivité en plusieurs tronçons de cours d'eau, qui conditionne la durée de transport et la réponse des surfaces aux phénomènes climatiques.

En parallèle, l'évolution des processus exogènes au cours du temps répond à des facteurs non stationnaires, dont (1) un climat variable durant l'Holocène qui conditionne la nature et l'intensité des précipitations dont répondra le flux terrigène à travers l'érosion des sols et le ruissellement ainsi que le niveau d'eau du lac ; (2) une occupation des sols définie par le pourcentage des types de surfaces (sols nus, forêts, prairies, terres arables, zones urbaines…) et dont l'évolution temporelle répond aux facteurs climatique, anthropique voire

volcanique ; (3) un aléa tectonique qui peut occasionner un transport de matière sous forme de glissements aériens et/ou subaquatiques et (4) un aléa volcanique qui, à travers des éruptions, génère des volumes de matériels par une dispersion atmosphérique pouvant s'enregistrer dans les archives sédimentaires lacustres et/ou des coulées de lave venant modifier la topographie et les surfaces des bassins versants.

Au final, les hydrosystèmes lacustres et leur bassin versant forment des ensembles dynamiques qui se définissent à des échelles spatiales variables en fonction de l'héritage géologique et climatique régional conjugués à des impacts anthropiques locaux. Le transfert de matière qui y tient place dépend à premier ordre de facteurs de station et évolue en réponse à des facteurs non stationnaires durant l'Holocène, à savoir le climat, l'Homme mais aussi suite à des épisodes liés aux facteurs tectonique et volcanique (Figure 1.2e).

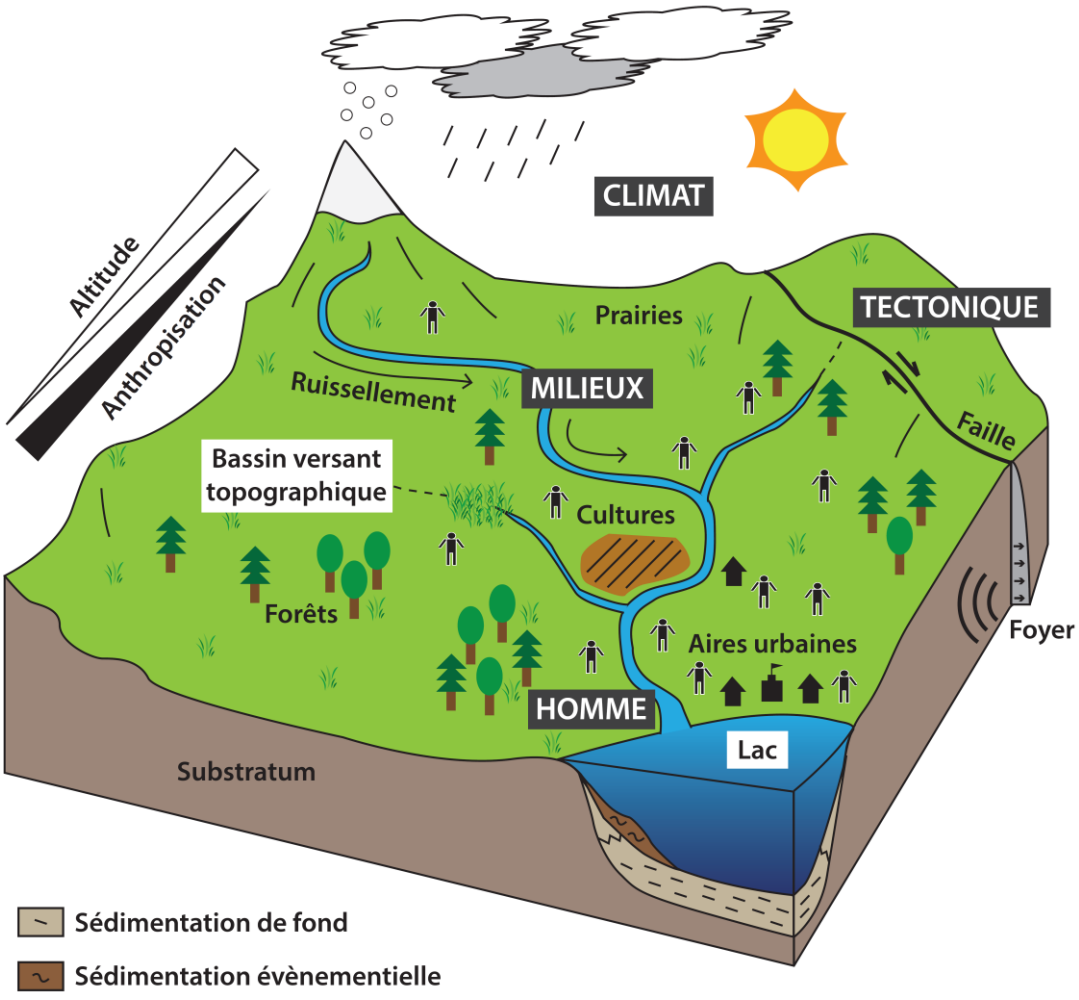


Figure 1.2e. Bloc diagramme illustrant les forçages naturels (tectonique et climat) et anthropiques prédominant sur un géosystème intégré comprenant un piège sédimentaire (lac) et un bassin pourvoyeur de matière (bassin versant topographique. Généralement, l'augmentation de l'altitude se traduit par une baisse de l'impact anthropique.

1.2.2.2. Flux de matière dans les géosystèmes

L'ensemble bassin sédimentaire lacustre et bassin versant topographique forme donc une unité fonctionnelle (le géosystème) idéale pour évaluer le transfert de matière en domaine continental. Ainsi, effectuer le bilan des stocks sédimentaires contenus dans les lacs permet d'évaluer les flux terrigènes et authigènes qui répondent aux facteurs de station et à l'évolution temporelle des paramètres non-stationnaires. Cependant, le concept est imparfait dans la mesure où la matière terrigène peut être temporairement stockée dans les bassins versants à travers des pièges tels que les plaines alluviales (Campy et Macaire, 2003).

En domaine continental, la capacité de rétention des bassins versants dépend intrinsèquement de facteurs de station avec (1) la superficie : les petits bassins versants limitent le temps de transport et les zones de stockages temporaires depuis les zones sources vers les zones de sédimentation et permettent de mieux rendre compte de l'érosion réelle des sols du bassin versant par rapport aux grands géosystèmes ; et (2) la morphologie : les bassins versants à fort relief favorisent le ruissellement au profit de l'accumulation de matière. S'y ajoutent des facteurs variables dans le temps : (1) la couverture végétale qui évolue réponse aux forçages climatiques et anthropiques : les litières développées par les couverts forestiers limite le ruissellement par rapport aux surfaces nues ou enherbées et (2) l'anthropisation des cours d'eau, à travers la construction de barrages, de digues et/ou de canalisations qui influencent les flux hydrauliques et donc le transport de matière solide.

Par ailleurs, il faut aussi s'intéresser à la capacité que possèdent les systèmes lacustres à retenir les particules transportées par les courants. En domaine continental, cette capacité de piégeage des hydrosystèmes est fonction de (1) la limnologie du système, définie par les paramètres physico-chimiques de la colonne d'eau qui influencent la stratification des eaux, la productivité autochtone et les courants aquatiques ; (2) la morphologie héritée de son histoire géologique, qui conditionne la géométrie des dépôts sédimentaires ainsi que le développement des courants aquatiques ; (3) l'hydrologie répondant aux fluctuations climatiques et aux impacts anthropiques, qui conditionne les flux terrigènes et les courants apportés depuis les tributaires et (4) du temps de résidence des eaux, équilibre entre les apports en eaux et le volume du lac.

Au final, la rétention de matière dans les bassins versants et la capacité de piégeage des systèmes lacustres sont deux aspects répondant aux mêmes facteurs de stations et qui peuvent évoluer sous l'influence de facteurs non stationnaires. Dans l'étude des transferts de matière, la notion d'échelle est essentielle car la cascade sédimentaire est un phénomène dynamique et non stationnaire qui évolue depuis les zones sources jusqu'aux zones pièges. Ces aspects, tout comme la rétention de matière et de capacité d'enregistrement des bassins sédimentaires doivent être pris en compte dans l'évaluation des bilans de matière réalisés à partir des stocks de sédiments piégés au sein du bassin lacustre.

1.2.3. La dynamique sédimentaire en milieu lacustre

Les lacs et leur bassin versant évoluent en réponse à des facteurs non-stationnaires venant conditionner le transfert de matière au sein des géosystèmes. Ce transfert s'illustre à travers des processus qui diffèrent selon l'échelle de temps considérée, avec d'un côté les processus de fond reliés au cycle érosion-transport-sédimentation et de l'autre côté les processus évènementiels liés à une libération d'énergie dans un laps de temps court (Campy et Macaire, 2003).

1.2.3.1. La sédimentation de fond

Les processus de fond répondent à l'érosion et au transport de matière au sein du bassin pourvoyeur et à la production de matière authigène qui décante dans le bassin lacustre. L'ensemble forme une archive sédimentaire qui se développe au cours du temps. L'érosion des surfaces continentales répond à l'altération des surfaces continentales, qui s'effectue par une désagrégation mécanique et une dissolution des composants organo-minéraux présents dans les roches et les sols. Il est ainsi possible de distinguer l'érosion mécanique de l'érosion chimique. Sous l'action de l'eau liquide, ces flux solides et dissous sont ensuite transportés dans les versants par le ruissellement, qui s'effectue de manière homogène à l'échelle du bassin versant (ruissellement en nappe) ou de manière hétérogène avec la présence de zones d'écoulements préférentielles où peuvent circuler des cours d'eau (thalwegs). Dans les deux cas, il est important de distinguer deux modes de transport pour le flux solide en plus du flux dissous, avec d'un côté la charge de fond, qui tracte les particules grossières en fond de chenal (sables grossiers, galets…) et la charge en suspension, qui emmène les particules plus fines (sables fins, silts et argiles). L'énergie déployée par le vecteur de transport conditionne la granularité du flux solide et son dépôt dans l'espace. La dynamique sédimentaire répond alors aux courants qui se développent lors de l'entrée du flux terrigène dans le bassin lacustre. La formation de ces courants dépend directement des différences de densité entre les affluents et le bassin. Ainsi, il est possible d'observer des courants de surface (overflow), des courants intermédiaires maintenus au niveau d'une thermocline (interflow) et des courants de fond (underflow). Ces observations sont valables aussi bien dans les milieux naturels qu'artificiels (Figure 1.2f).

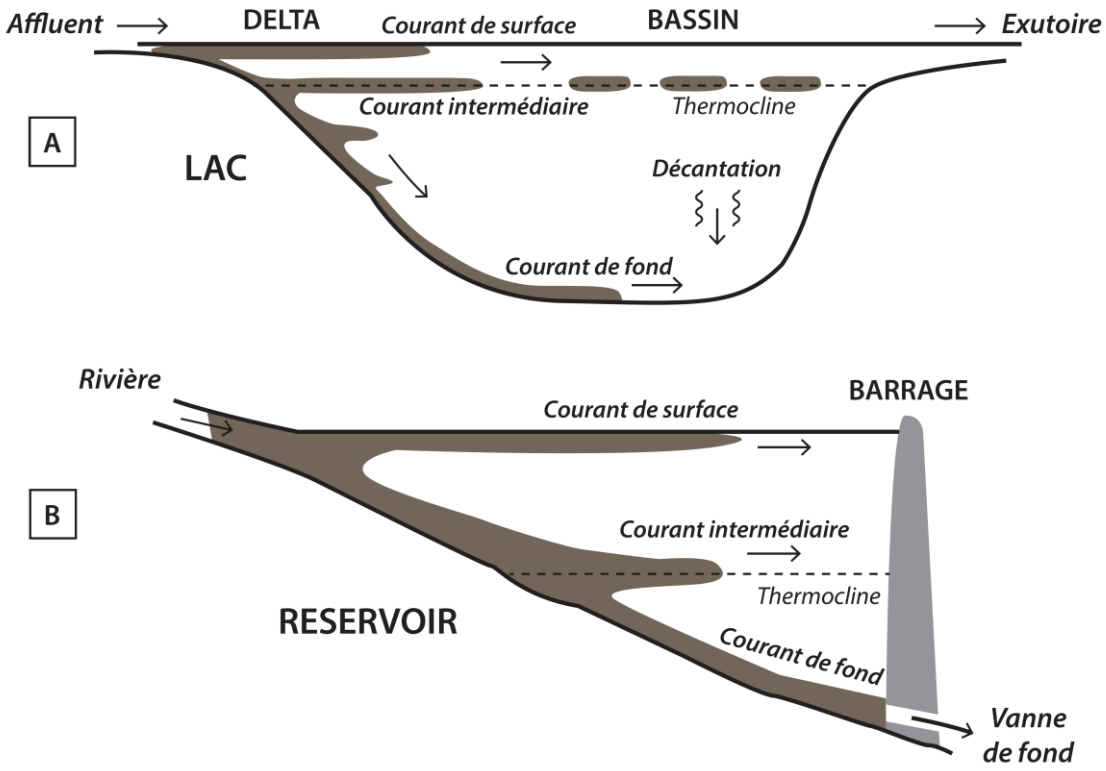


Figure 1.2f. Schémas illustrant les courants de fond (underflow), intermédiaires (interflow) et de surface (overflow) dans un système lacustre naturel (A) et dans un réservoir artificiel (B), modifiée d'après Sturm et Matter, 1978 et Morris et Fan, 1998.

De par leur dissymétrie et du fait des régulations artificielles de niveau d'eau, les dépôts sédimentaires observés en milieu lacustre artificiel diffèrent de ceux classiquement observés en milieu naturel. D'après Morris et Fan (1998), il est possible d'observer quatre grands types de géométrie de dépôt dans l'axe longitudinal des réservoirs situés en amont des grands barrages (Figure 1.2g). Les dépôts en delta s'organisent grâce à l'accumulation de particules grossières dans la partie amont du système. Les dépôts en coin se forment par accumulation de matière fine aux pieds de l'ouvrage grâce au transport par les courants de turbidités. Les dépôts dégressifs reflètent le dépôt progressif de particules fines en réponse au flux hydraulique en direction du barrage. Enfin, les dépôts uniformes sont plus rares, mais peuvent être observés dans les réservoirs présentant de fréquentes fluctuations du niveau d'eau et des courants peu chargés en particules solides. Ces géométries restent des modèles établis à partir de la sédimentation dans les grands barrages, parfois loin des observations de terrain où peuvent coexister plusieurs géométries et/ou des géométries intermédiaires entre deux modèles (Morris et Fan, 1998).

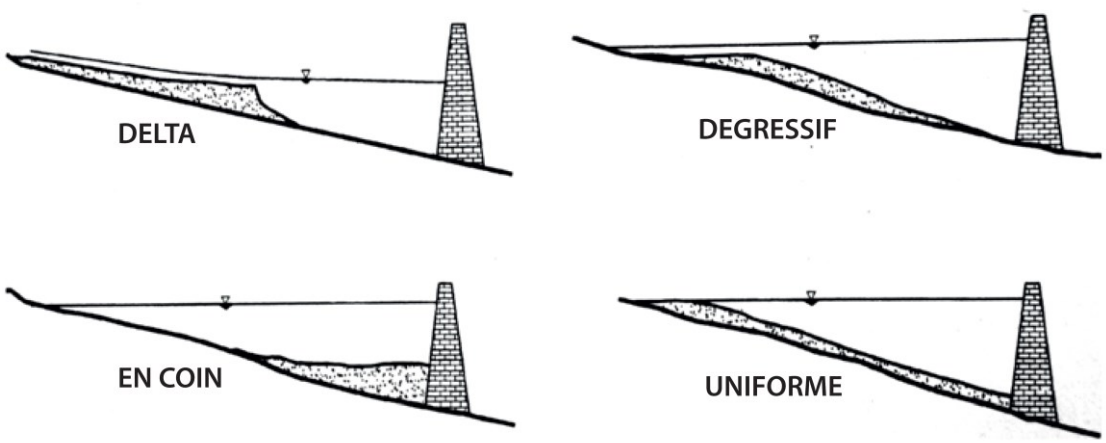


Figure 1.2g. Modèles géométriques de dépôts observés dans les réservoirs en amont des grands barrages, d'après Morris et Fan, 1998.

En comparaison des systèmes naturels, les processus sédimentaires mis en œuvre dans les réservoirs en amont des barrages peuvent évoluer très rapidement dans le temps et dans l'espace (Morris et Fan, 1998). Les vidanges et les hydrocurages limitent l'accumulation de matériel en laissant passer le flux solide qui s'écoule alors vers l'aval du barrage et en provoquant une remobilisation des dépôts sédimentaires accumulés en amont du barrage. Tout le matériel n'est cependant pas systématiquement remobilisé durant ces épisodes. La mise en eau et la régulation du niveau d'un barrage fait également évoluer la géométrie des dépôts dans l'axe longitudinal et latéral du bassin. Ainsi, plusieurs grands réservoirs voient leur architecture sédimentaire évoluer en réponse à la mise en eau et l'abaissement de la côte du réservoir (Figure 1.2h). In fine, cet archivage peut s'avérer très complexe selon la morphologie des bassins et en fonction des courants prédominants (Figure 1.2i).

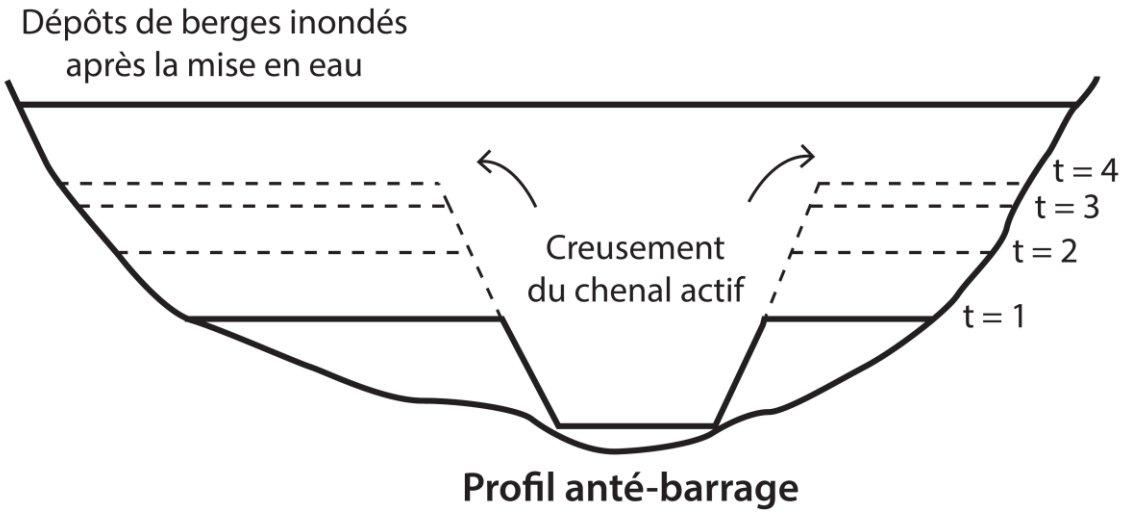


Figure 1.2h. Evolution de la morphologie des dépôts sédimentaires en amont d'un barrage suite à la réactivation d'un chenal lors d'une vidange. Les dépôts sédimentaires peuvent être érodés puis exportés vers l'aval, mais contribuent également à la construction des dépôts sur les berges du réservoir, modifiée d'après Morris et Fan, 1998. Dans un réservoir étroit, le chenal peut occuper toute la largeur du barrage et ne pas présenter de dépôts latéraux

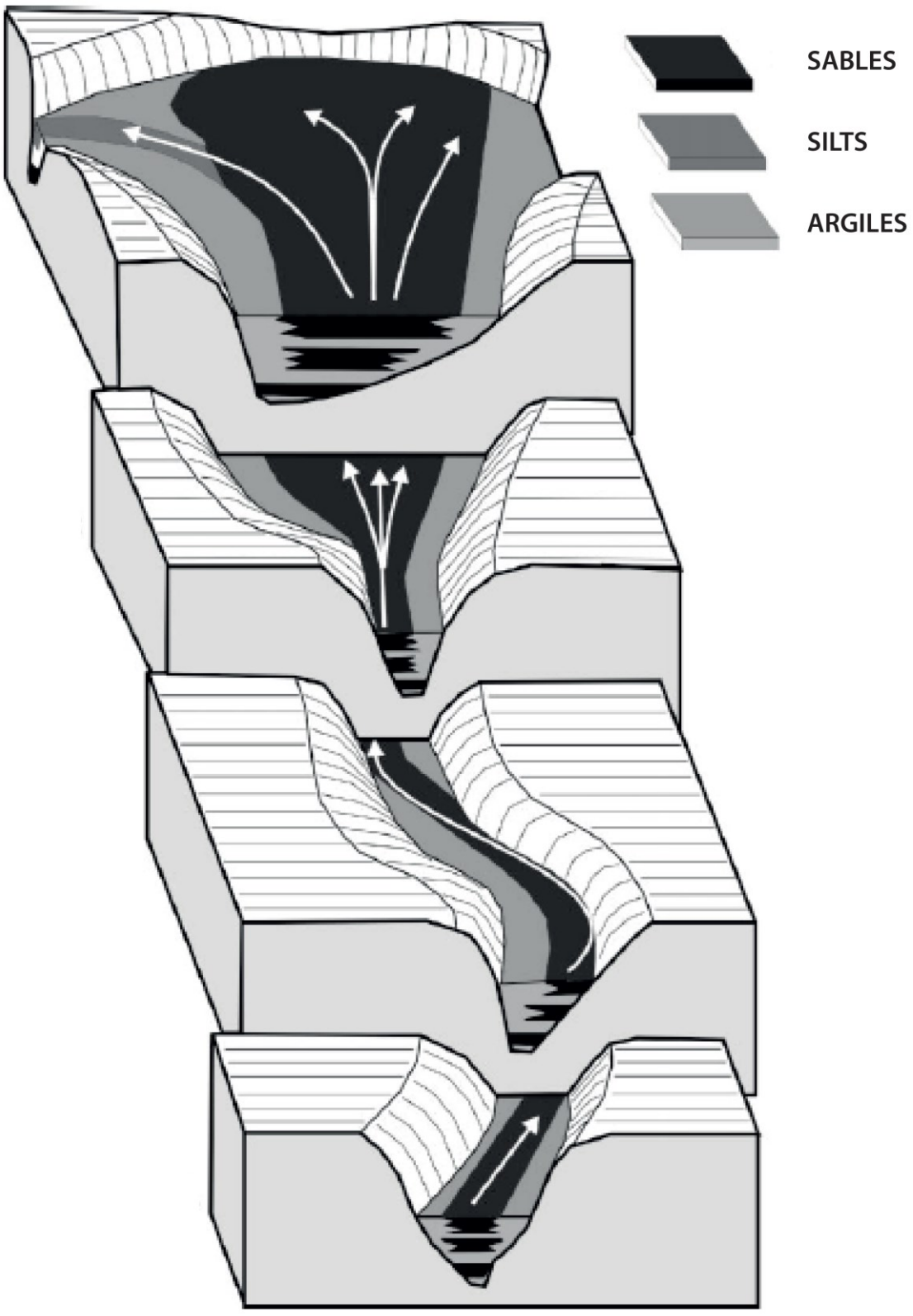


Figure 1.2i. Distribution spatiale de la granulométrie des dépôts en amont du barrage de Hoover dans le lac Mead (USA), d'après Twichell et al., 2005. L'architecture sédimentaire et la granulométrie est conditionnée par la morphologie des bassins et la direction des courants (flèches blanches).

1.2.3.1. La sédimentation évènementielle

Les processus évènementiels répondent à une libération d'énergie brutale et sont observés dans un laps de temps qualifié d'instantané à l'échelle de l'Holocène. Il est possible de distinguer deux types d'évènements : les instabilités gravitaires et les crues.

En milieu aérien comme en milieu aquatique, les instabilités gravitaires peuvent amener des transports en masse de volumes de matière sur des temps très courts. Ces instabilités répondent à des ruptures de pentes déclenchées de manière naturelle (surcharge sédimentaire sur les pentes, décharge de gaz, vagues… e.g. Moernaut et al., 2007, Girardclos et al., 2007), suite à un évènement climatique intense ou une déstabilisation suite à un choc sismique (Strasser et al., 2013, Moernaut et al., 2014). Ces instabilités gravitaires entraînent une grande variété de dépôts qui reflètent l'énergie mise en jeu lors des modes de transport, en fonction de la cohésion des matériaux et des mouvements internes. Trois processus gravitaires peuvent être distingués selon les mécanismes physiques assurant le transport des sédiments. Ils peuvent cependant présentés plusieurs phases au cours de leur évolution (Figure 1.2j, Chapron, 1999, Mulder and Cochonat, 1996).

Dans un premier temps, les glissements en masse correspondent à des sédiments ayant glissé sur de relatives faibles distances sans l'action de fluides interstitiels et suivant des plans de cisaillement. Dans le détail, les mouvements rampant (creeping) montrent une faible déformation et une absence de surface de rupture. Les chutes de débris ou avalanches de roches (debris fall) incluent quant à elles une surface de rupture, parfois peu visible, et se caractérise par des blocs éparpillés de taille variable, non inclus dans une matrice. Les blocs ou compartiments glissés présentent une structure interne préservée pouvant être emmenée par des mouvements translationnels (slide) ou rotationnel (slump).

Les coulées se caractérisent quant à elles par une déstructuration du matériel sous la pression d'un fluide. Elles se définissent par des régimes d'écoulements laminaires où le mouvement est supporté par la résistance de la matrice ou les fluides. Dans le premier cas, l'écoulement est caractérisé par le déplacement en masse de matériel présentant de grandes hétérogénéités granulométriques (debris flow). Lorsque le mouvement est supporté par une pression de fluides, ces coulées peuvent évoluer vers des écoulements liquéfiés présentant une matrice sablo-silteuse (liquefied flow) ou des écoulements fluidifiés possédant une matrice argilo-silteuse (fluidized flow). En résumé, plus la coulée devient fluide, moins elle est capable de transporter des éléments de grandes tailles (Chapron, 1999). Par désagrégation progressive du matériel et incorporation d'eau, l'écoulement peut ensuite évoluer vers un régime turbulent (turbidity current).

En milieu lacustre, les dépôts sédimentaires associés aux processus gravitaires sont considérés comme instantanés, on parle alors d'évènements sédimentaires. Leur signature est extrêmement variable selon les contextes limnologiques. Néanmoins, ces processus d'écoulements rapides sont souvent caractérisés par des séquences sédimentaires granoclassées et/ou une texture parfois homogène. En outre, l'énergie qu'ils entraînent peut parfois contribuer à l'érosion des dépôts antérieurs et contribuer à la génération de vagues.

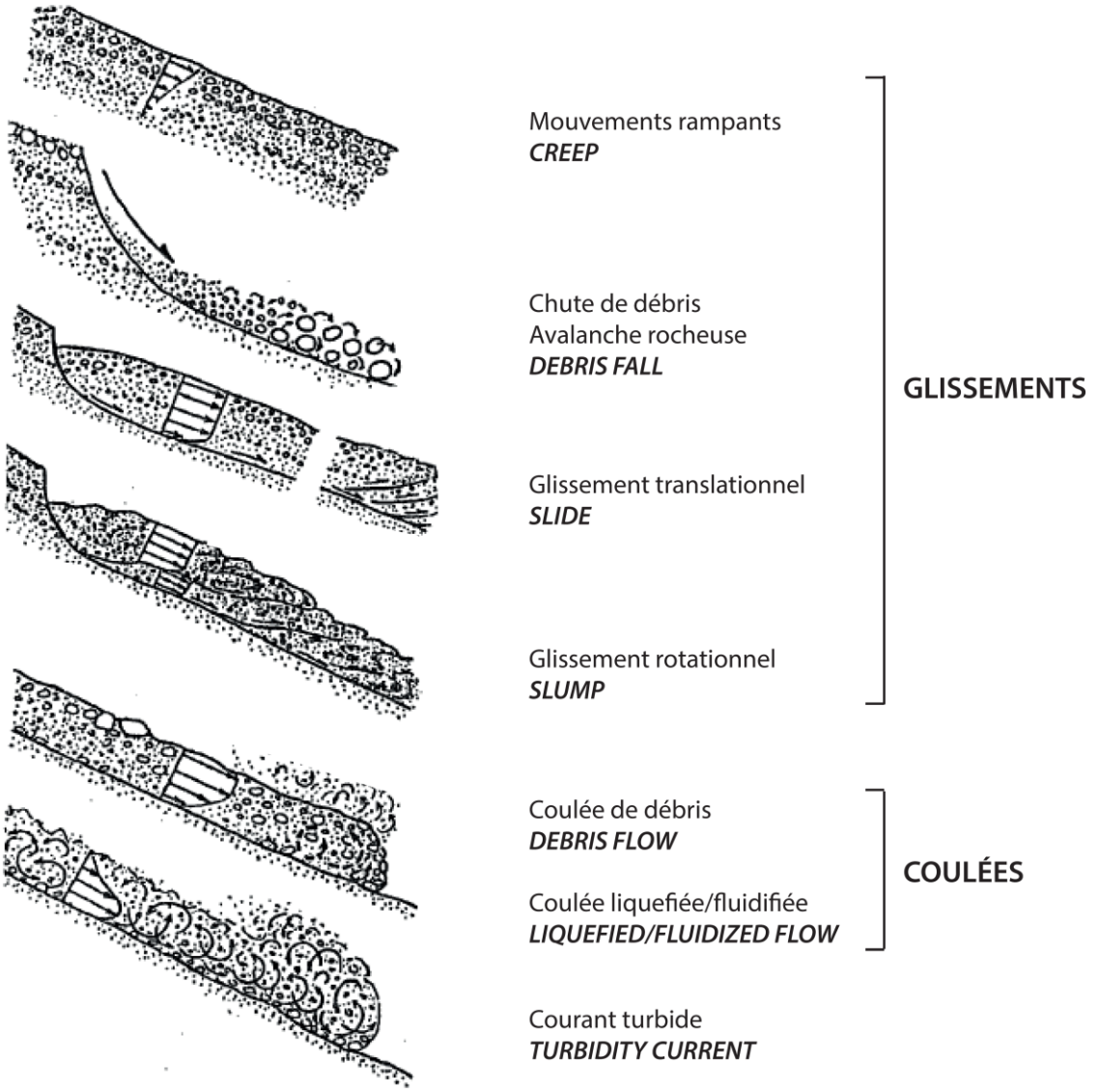


Figure 1.2j. Synthèse des différents types d'apports gravitaires en milieu lacustre avec les glissements (absence de fluides interstitiels), les coulées (régime d'écoulement laminaire) et les courants de turbidité (régime d'écoulement turbide), modifiée d'après Chapron, 1999.

En période d'abondantes précipitations, les sols atteignent parfois leur limite de stockage hydrique par infiltration, ce qui favorise le phénomène de ruissellement et donc l'érosion des surfaces continentales. Dans un bassin versant, la connexion progressive entre les différentes branches du réseau hydrographique entraîne une augmentation du débit des rivières, pouvant entrer alors en crue. Ces crues atteignent des débits très forts qui permettent le transport d'importants volumes de matériau d'une granulométrie très variable dans un laps de temps très court. En domaine de plaine, l'augmentation du volume d'eau d'une rivière peut entraîner un débordement de son lit et causer une d'inondation.

A l'entrée des systèmes lacustres, les courants générés par ces apports de matière sont fonctions de la différence de densité entre le milieu lacustre et la densité du flux entrant et dépendent également de la stratification des eaux du bassin. Ainsi, il est possible de distinguer les crues hypopycnales, lorsque le flux entrant est moins dense que le bassin, les crues homopycnales, lorsque les deux milieux possèdent une densité identique, les crues mésopycnales, lorsque la stratification du lac piège le flux dans l'épilimnion et enfin les crues hyperpycnales lorsque la densité du matériau entrant est plus dense que les eaux du réceptacle lacustre (Figure 1.2k). Ces types de crues définissent par la suite les modes de dépôts dans l'espace du bassin sédimentaire (Mulder et Chapron, 2011). De même, l'énergie du transport étant reflétée par la granulométrie des grains, les séquences sédimentaires peuvent enregistrer la phase de crue (augmentation de la taille des grains) suivie de la phase de décrue (diminution de la taille des grains), même si, là encore, l'énergie maximale atteinte lors du pic de crue peut occasionner une érosion des dépôts antérieurs (Figure 1.2l, Mulder et Alexander, 2001, Mulder et al., 2003, Mulder et Chapron, 2011).

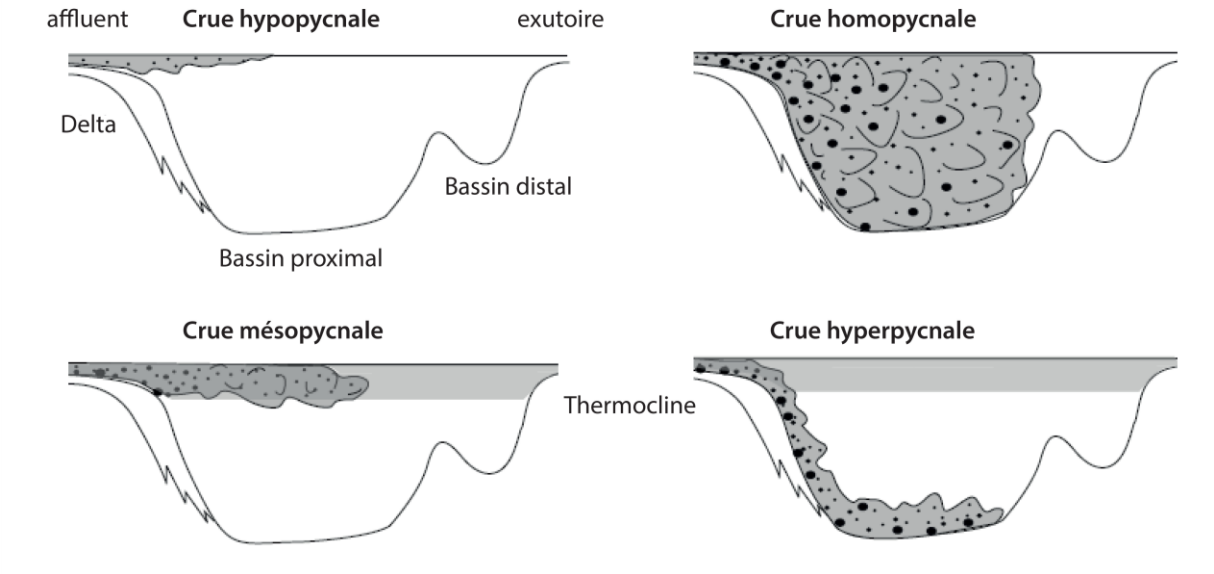


Figure 1.2k. Synthèse des différents types de crues en domaine lacustre, modifiée d'après Mulder et Chapron, 2011.

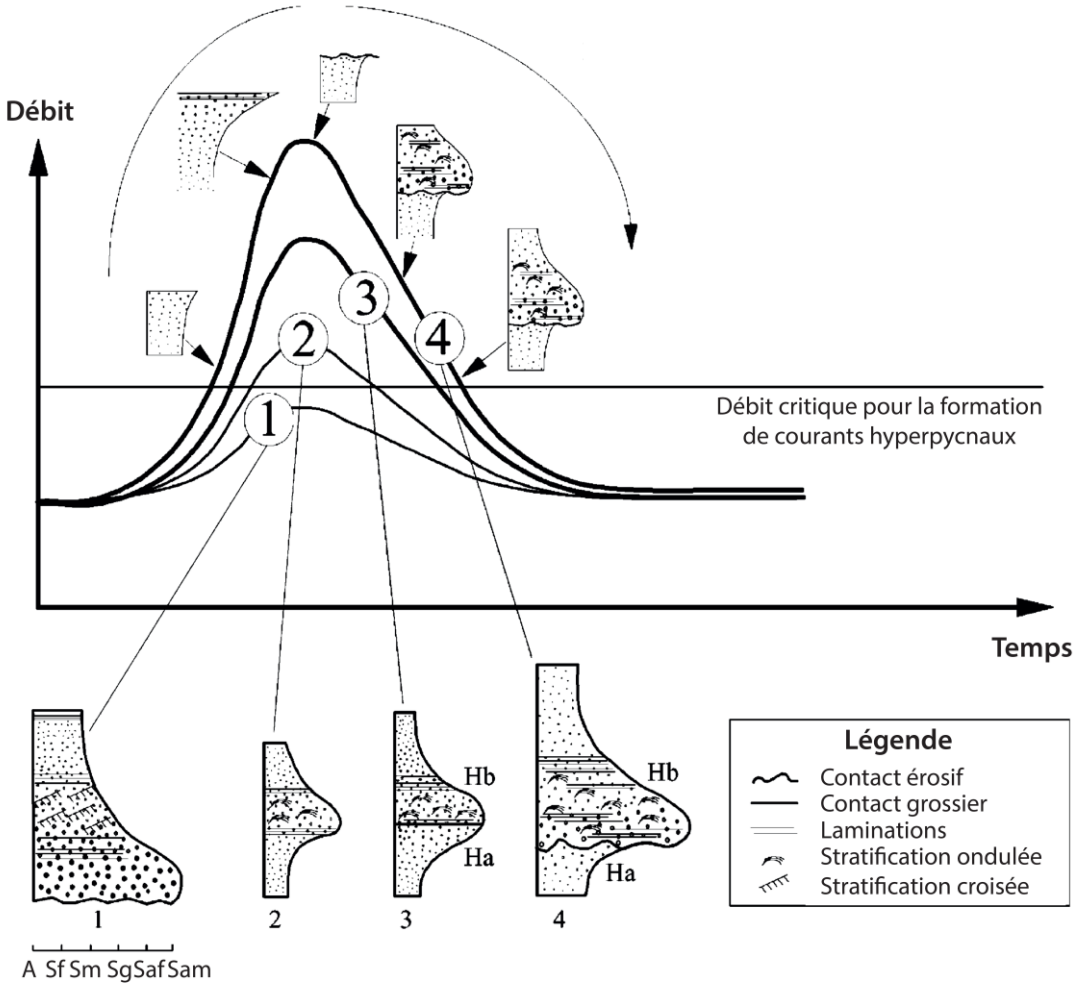


Figure 1.2l. Faciès de séquences sédimentaires déposés en fonction de l'intensité de la crue, modifiée d'après Mulder et al., 2003.

1.2.4. Intérêt de l'étude des géosystèmes intégrés

La formation des lacs résulte d'un comblement par les eaux météoriques d'une dépression topographique créée en réponse aux facteurs géologiques (tectonique et volcanisme), climatique et anthropique. L'hydrodynamisme permet d'y développer les phénomènes de sédimentation qui vont contribuer à la création d'une archive sédimentaire témoin des interactions passées entre les facteurs naturels et anthropiques sur l'évolution des milieux continentaux.

Cet archivage sédimentaire permet de rendre compte de l'impact des facteurs de station et de facteurs non stationnaires conditionnant les flux terrigène et authigène entre le bassin versant et le bassin sédimentaire (géosystèmes intégrés). Les calculs de ces flux permettent d'estimer l'impact de chacun de ces facteurs sur des échelles de temps couvrant l'Holocène. Ils doivent néanmoins tenir compte d'éventuels effets de rétention de matière dans les bassins versants et/ou d'export de matière vers l'aval.

Le décryptage de cette mémoire n'est pas forcément chose aisée. En effet, la dynamique de remplissage sédimentaire en milieu lacustre naturel ou artificiel n'est pas linéaire dans le temps et répond à l'évolution de facteurs non stationnaires. Elle intègre des processus qui se déroulent sur des temps longs (sédimentation de fond) et d'autres qui surviennent sur des temps très courts (sédimentation évènementielle). La distinction entre ces deux phénomènes est essentielle dans l'évaluation des transferts de matière en domaine continental.

STRATEGIE

Chapitre 2.1

Choix des sites d'études

La stratégie développée dans ce travail se base sur une approche régionale multi-sites permettant la quantification des processus sédimentaires identifiés dans le continuum bassin versant - lac. Sur la base de critères morphologiques, géologiques et en fonction des usages de sols, une sélection de systèmes lacustres a été effectuée en incluant :

(1) des lacs naturels permettant d'avoir une vision à long terme de l'évolution des écosystèmes naturels durant l'Holocène en réponse aux facteurs naturels (tectonique et climat) et anthropiques.

(2) des réservoirs artificiels permettant de renseigner sur les modalités de l'archivage sédimentaire.

Avec le souci de vouloir enrichir l'état des connaissances sur les environnements sédimentaires actuels, le choix s'est porté sur des sites au sein des bassins versants de la Loire et d'Adour Garonne, deux régions qui, malgré la richesse et la diversité des lacs naturels et des réservoirs, demeurent encore très peu documentées à ce jour. La diversité des différentes archives offre en outre la possibilité de comparer les différentes archives et de discuter les capacités d'enregistrement et la sensibilité de chaque site au facteur tectonique, climatique et anthropique, permettant également de distinguer les empreintes locales et régionales pour chaque facteur.

Ce chapitre est donc présenté selon le plan suivant :

2.1.1. Le bassin versant de la Loire

2.1.2. L'Auvergne et ses lacs

2.1.3. Les réservoirs des bassins versants de la Loire et d'Adour Garonne

2.1.4. Complémentarité des sites d'études

2.1.1. Le bassin versant de la Loire

Plus grand fleuve de France métropolitaine par sa longueur (1 012 km), la Loire forme un cours d'eau qui peut être subdivisé en trois grands ensembles géomorphologiques, avec d'amont en aval :

- la Loire supérieure de sa source (le Mont Gerbier de Jonc) à Nevers.
- La Loire moyenne de Nevers à Tours.
- La Loire inférieure de Tours à Saint-Nazaire.

Au total, la Loire et ses affluents forment un bassin versant hydrographique d'une superficie de 117 500 km² (Figure 2.1a), influencé par les régimes de précipitations en provenance de l'Atlantique voire de la Méditerranée pour la zone la plus amont. Ce bassin draine des régions très contrastées tant sur les plans morphologique, géologique qu'en terme d'occupation des sols. Ainsi, la partie amont du bassin versant de la Loire draine le Massif Central et son relief de moyenne montagne (Figure 2.1b) est divisé en deux sous-unités hydrographiques : la première à l'Est drainée par la Loire supérieure, la seconde à l'Ouest drainée par l'Allier (Figure 2.1a). L'Allier draine une grande partie des provinces volcaniques de France métropolitaine, notamment le Velay, le Cézallier, le Mont Dore ainsi que la chaîne des Puys (Figure 2.1c). Dans sa partie basse, l'Allier s'écoule à travers la plaine de la Limagne avant de rejoindre la Loire. Cette plaine correspond à un fossé d'effondrement (graben) formé le long de la faille du même nom. L'ensemble de cette région forme un relief accidenté où l'altitude culmine avec le massif du Puy-de-Sancy (1886 m NGF). En aval de ces massifs, la plaine de la Limagne concentre les activités agricoles où la pression anthropique est importante autours des agglomérations de Clermont-Ferrand et de Vichy. Les arrière-pays montagnards forment quant à eux des espaces alternant forêts et pelouses d'altitudes où les activités pastorales sont prédominantes. En aval de sa confluence avec l'Allier, la Loire moyenne se caractérise par un relief plat développé sur des matériaux sédimentaires (calcaires, sables et argiles), formant l'espace naturel protégé du Val-de-Loire. La pression anthropique se concentre autour des agglomérations d'Orléans, Bourges et Blois mais également au sein des grands espaces agricoles de Beauce et de Sologne. Entre Tours et Angers, les rivières du Cher, de la Creuse et de la Vienne viennent alimenter le fleuve pour former la Loire inférieure. Ces rivières drainent les contreforts nord et ouest du Massif Central, terrains composés essentiellement de roches cristallines. A hauteur d'Angers, la Sarthe, le Loir et le Maine drainent au Nord les plaines agricoles formées sur les calcaires de Beauce, mais également la bordure du socle cristallin du massif Armoricain.

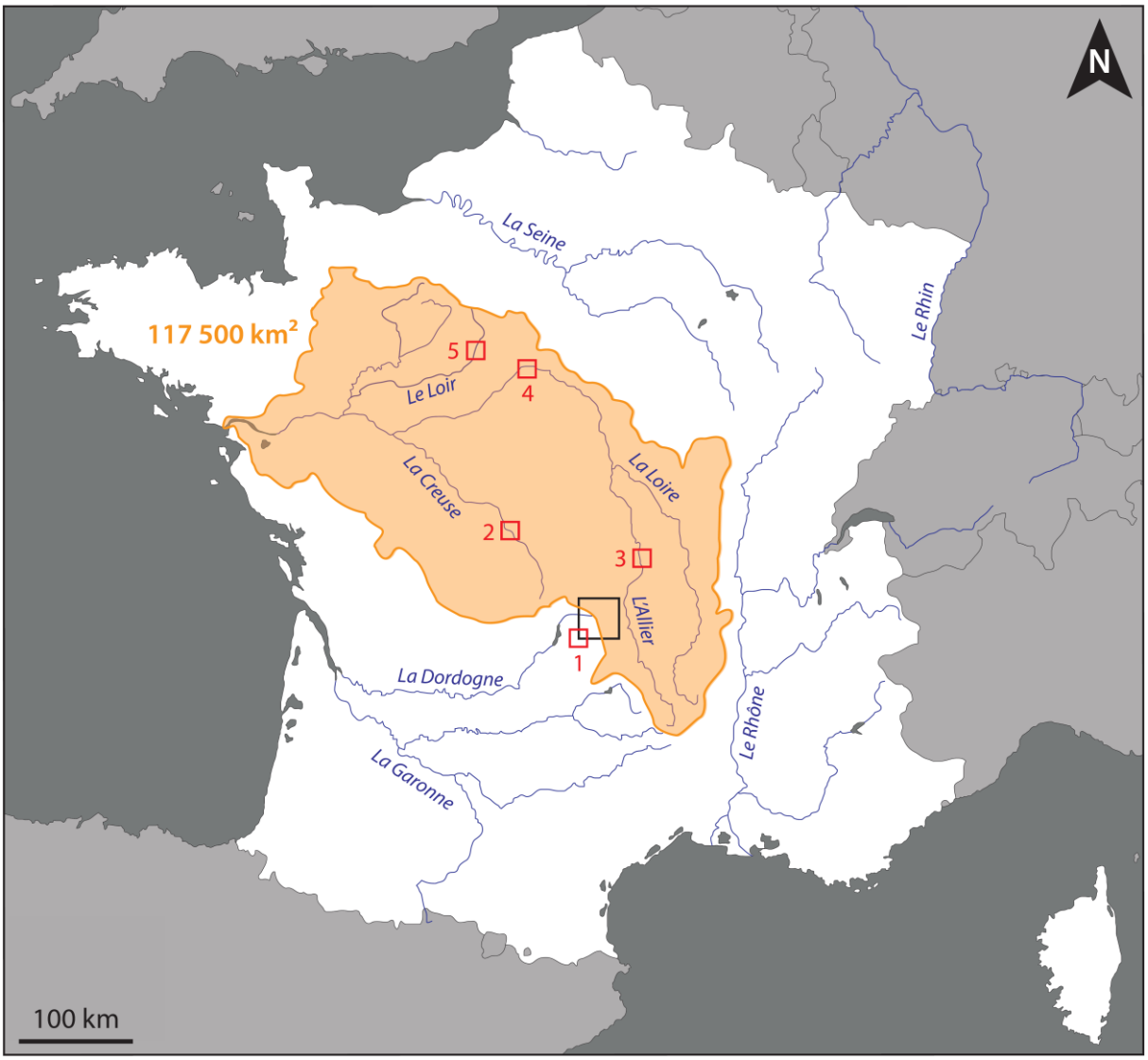


Figure 2.1a. Carte hydrographique simplifiée de France métropolitaine illustrant les principaux fleuves dont la Loire et son bassin versant (117 500 km²). Le carré noir indique la localisation des sites naturels de la région du Mont Dore en Auvergne, qui fera l'objet d'une description détaillée dans la partie 2.1.2. Les carrés rouges localisent quant à eux les sites artificiels retenus dans le cadre de cette étude, qui seront présentés dans la partie 2.1.3. 1. Le complexe hydro-électrique de la Rhue et de la Haute Tarentaine (Cantal - 15). 2. La retenue de Champsanglard (Creuse - 23). 3. Le lac d'Allier (Allier - 03). 4. Le bief de Saint-Samson (Loiret - 45). 5. La retenue de Villeprovert (Loir-et-Cher - 41).

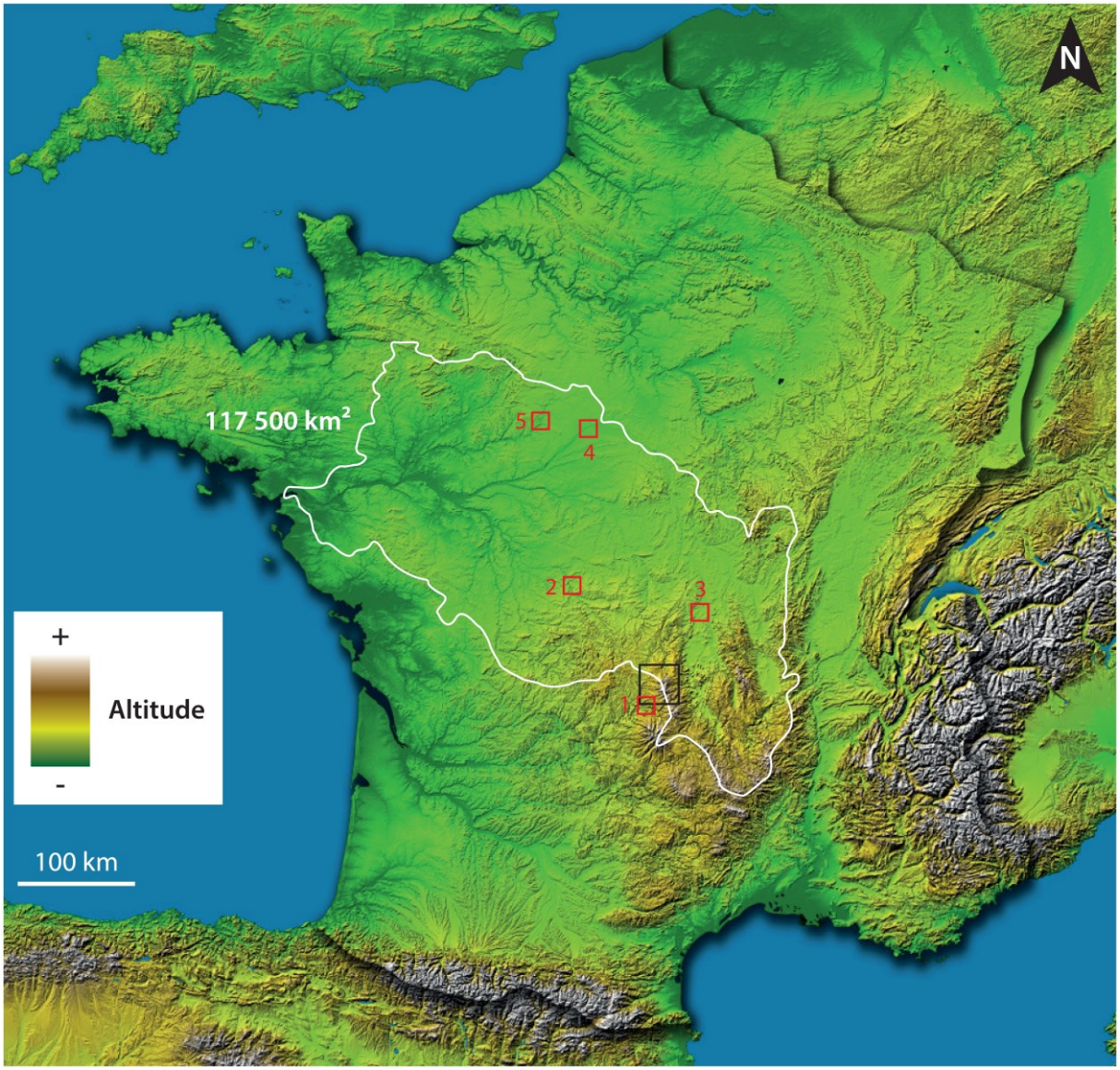


Figure 2.1b. Carte du relief de la France métropolitaine avec le bassin versant de la Loire encadré en blanc (117 500 km²). Les plaines de basses altitudes sont représentées en vert foncées tandis que les massifs montagneux sont indiqués par des couleurs marron et grises. Le carré noir renseigne sur la localisation des sites naturels d'Auvergne, les carrés rouges et leur numéro sur les sites artificiels. 1. Le complexe hydro-électrique de la Rhue et de la Haute Tarentaine (Cantal - 15). 2. La retenue de Champsanglard (Creuse - 23). 3. Le lac d'Allier (Allier - 03). 4. Le bief de Saint-Samson (Loiret - 45). 5. La retenue de Villeprovert (Loir-et-Cher - 41).

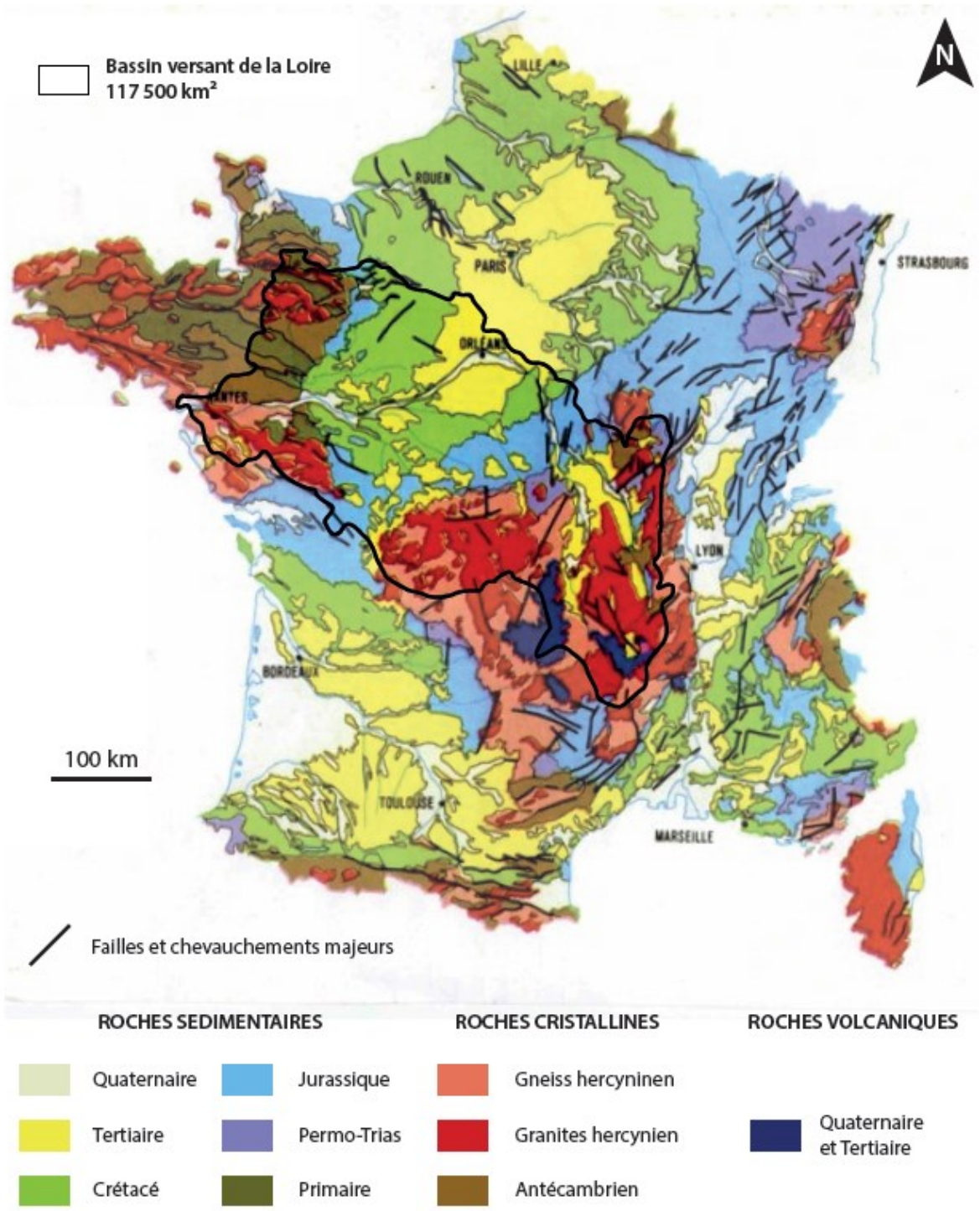


Figure 2.1c. Carte géologique simplifiée de la France métropolitaine présentant les grandes familles de roches et leurs âges à travers le bassin versant de la Loire (source : BRGM). Le substratum de la partie amont de ce bassin versant est caractérisé par des roches cristallines hercyniennes et des roches volcaniques tertiaires et quaternaires tandis que la partie moyenne est dominée par les roches sédimentaires du Mésozoïque, du Cénozoïque et des alluvions d'âge quaternaire. La partie en aval entaille quant à elle le substratum cristallin hercynien et antécambrien du massif Armoricain.

Depuis les années 1950, l'urbanisation des milieux s'est traduite par une augmentation généralisée de la pression anthropique le long des berges de Loire (Figure 2.1d). Aujourd'hui, le bassin versant de la Loire supporte les activités d'environ 12 millions d'habitants. Malgré la diversité de ses espaces naturels et la densité d'activités humaines présentes, le bassin versant de la Loire demeure encore relativement peu étudié, que ce soit au niveau des lacs naturels dans les régions d'altitude ou au sein des retenues sur cours d'eau le long du fleuve et de ses affluents.

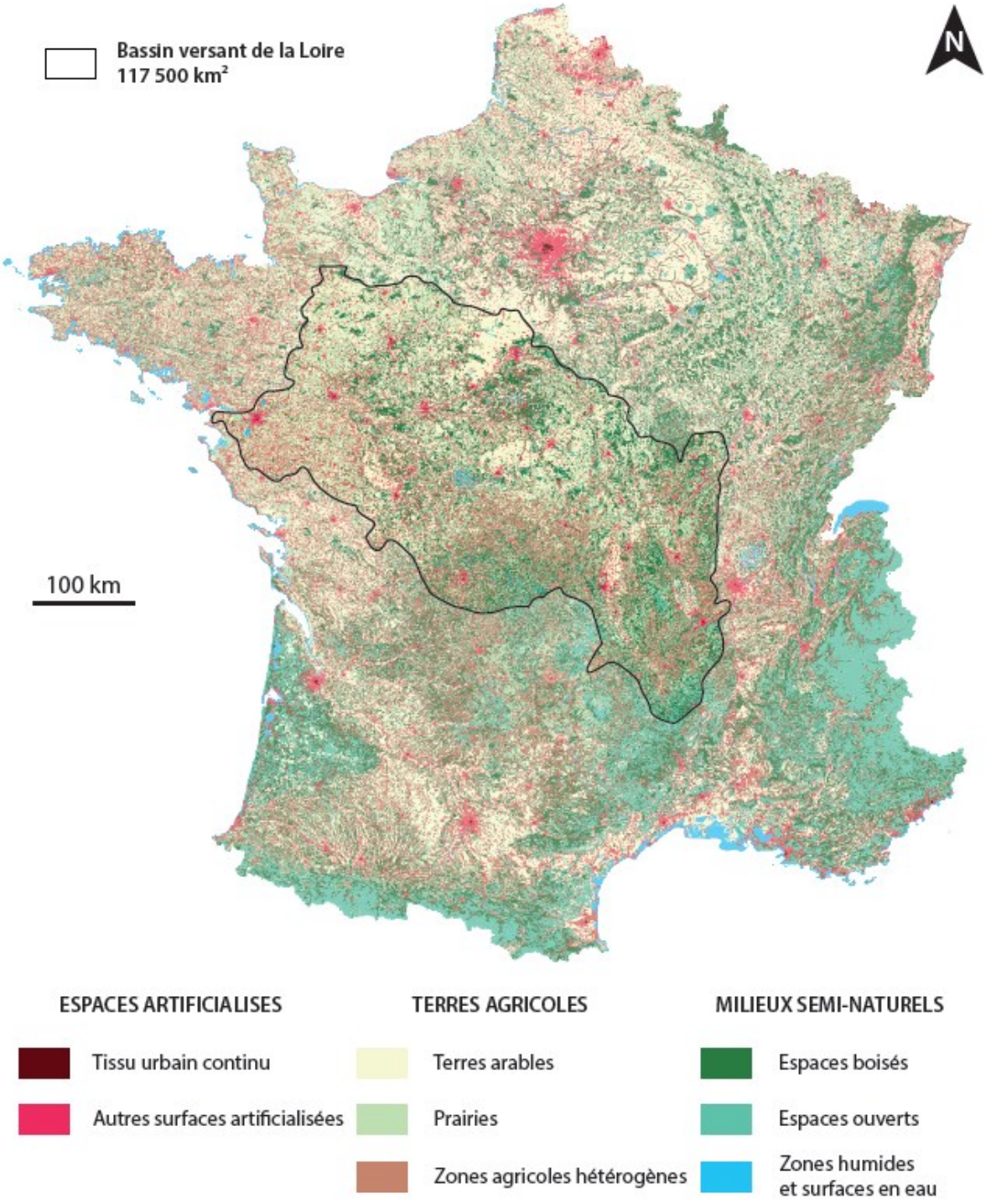


Figure 2.1d. Carte simplifiée de l'occupation des sols en France métropolitaine à travers le bassin versant de la Loire, d'après CORINE Land Cover 2006 sur la base des espaces artificialisées, des terres agricoles et des milieux semi-naturels (source : IGN). La partie amont du bassin versant est dominée par les milieux naturels ouverts et boisés tandis que la partie avale présente plus de terres agricoles et d'espaces artificialisés.

2.1.2. L'Auvergne et ses lacs

Le Massif Central offre la possibilité d'étudier la dynamique sédimentaire durant l'Holocène de par la grande diversité de systèmes lacustres qu'il héberge. Ces archives lacustres sont localisées au cœur des massifs volcaniques. Après avoir défini le contexte régional dans sa globalité, une présentation succincte des différents systèmes lacustres est effectuée afin de sélectionner un panel de sites représentatifs de la diversité des sites actuels.

2.1.2.1. Contexte régional

La géologie du Massif Central se caractérise par un grand nombre de chaînes volcaniques d'âge tertiaire à quaternaire dont quatre forment un alignement selon un axe Nord-Nord-Est/Sud-Sud-Ouest, l'ensemble reposant sur un socle granitique et métamorphique hérité des collisions hercyniennes. Il s'agit, du Nord au Sud, de la chaîne des Puys, du Mont Dore, du Cézallier et du Cantal (Figure 2.1e). A l'Ouest, l'extension géographique de ces massifs est délimitée par le Sillon Houiller tandis qu'à l'Est, la chaîne des Puys est séparée de la plaine de la Limagne par un rifting d'âge Oligocène, marquée par une faille normale orientée Nord-Sud (Merle et al., 1998, Figure 2.1e). La proximité de cette faille ainsi que la présence d'autres failles décrochantes font du Massif Central une zone sismiquement active. Le risque sismique y est toutefois limité par des évènements d'intensité réduite (Figure 2.1f). En effet, les bases de données SISFRANCE et AHEAD (Lambert et al., 1997, Stucchi et al., 2013) montrent que les séismes historiques sont limités à une intensité de IV-V sur l'échelle MSK en-dessous du Puy-de-Sancy. Cependant, plusieurs séismes de plus grandes ampleurs (intensités de VII-VIII) ont également été répertoriés pour la partie nord de la chaîne des Puys, tel celui de Riom en 1490 ayant causé d'importantes destructions, notamment dans la ville de Clermont-Ferrand (Figure 2.1f, Lambert et al., 1997).

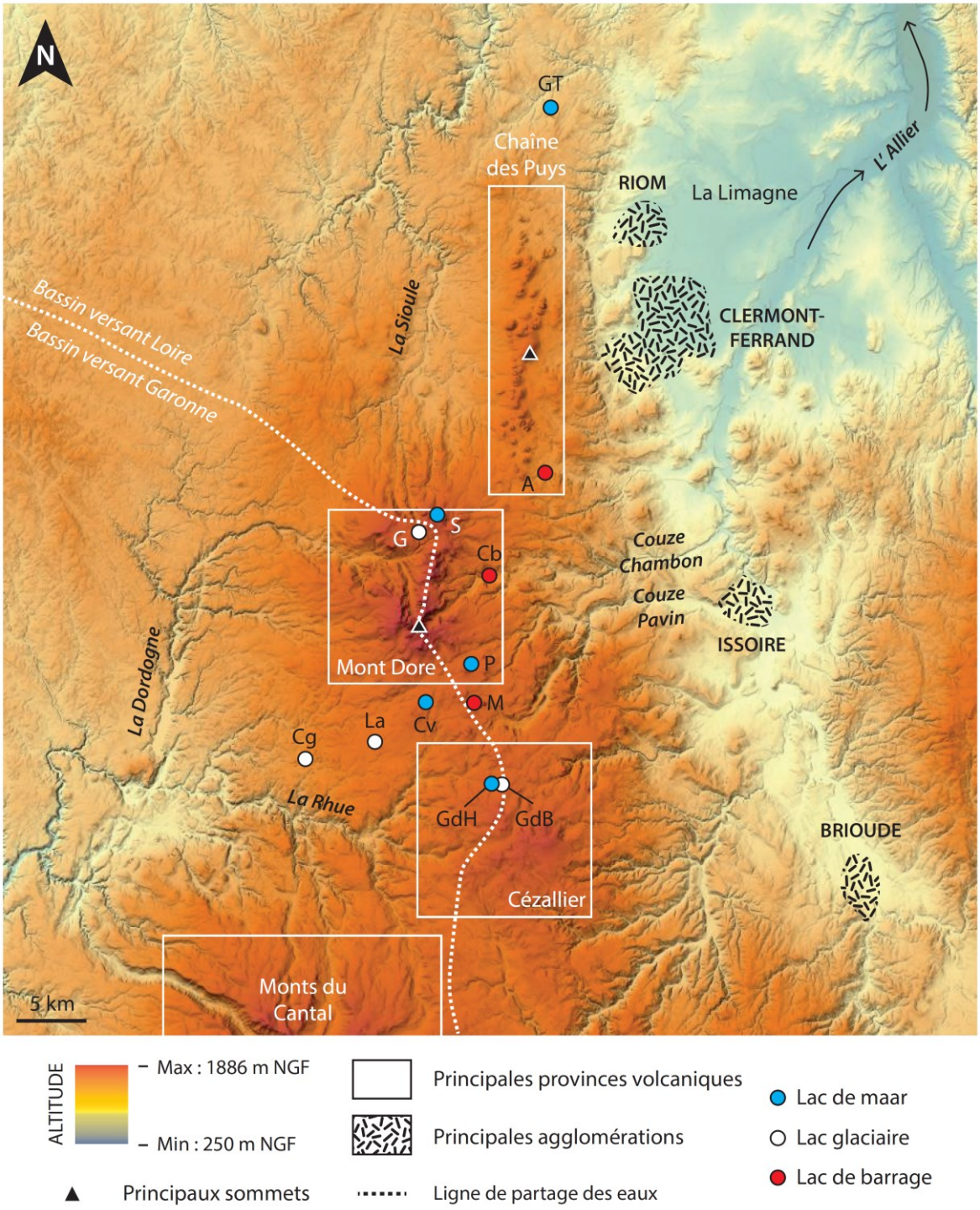


Figure 2.1e. Modèle numérique de Terrain (MNT) de la région Auvergne, illustrant les principales chaînes volcaniques de la région développée sur un axe Nord-Sud avec la plaine de la Limagne en bordure Est où se développent les grandes agglomérations (source : IGN). Les vallées entaillées par les cours d'eaux soulignent deux directions d'écoulement qui permettent de pointer la ligne de partage des eaux entre le bassin versant de la Loire au Nord-Est et celui de la Garonne au Sud-Ouest. L'ensemble des lacs naturels est représenté par des points de couleurs qui sont fonction de leur origine. A : Aydat - Cb : Chambon - Cg : La Crégut - Cv : Chauvet - G : Guéry - GdB : la Godivelle-d'en-Bas - GdH : la Godivelle-d'en-Haut. GT : Gour de Tazenat - M : Montcineyre - P : Pavin - S : Servières.

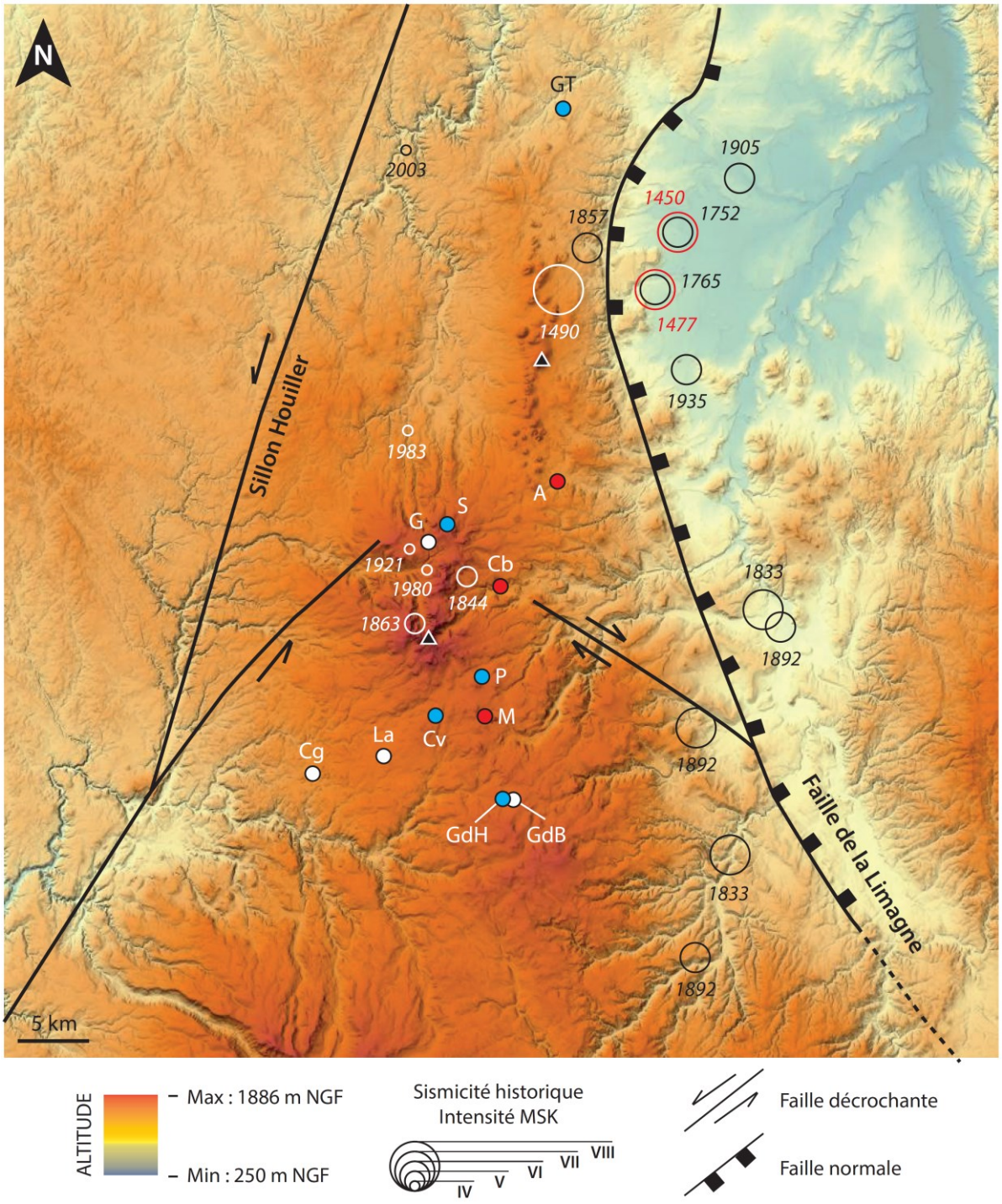


Figure 2.1f. Modèle numérique de Terrain (MNT) de la région Auvergne avec les principales structures sismo-tectoniques de la région : le Sillon Houiller à l'Ouest et la faille de la Limagne à l'Ouest (sources : IGN et BRGM). La distribution spatio-temporelle des séismes historiques montre deux zones d'activité sismique axées sur la province volcanique du Mont Dore et le long de la faille de la Limagne. L'ensemble des lacs naturels est représenté par des points de couleurs qui sont fonction de leur origine. A : Aydat - Cb : Chambon - Cg : La Crégut - Cv : Chauvet - G : Guéry - GdB : la Godivelle-d'en-Bas - GdH : la Godivelle-d'en-Haut. GT : Gour de Tazenat - M : Montcineyre - P : Pavin - S : Servières.

La chaîne du Mont Dore occupe la partie centrale du Massif Central, dans le département du Puy-de-Dôme. Sa superficie atteint les 600 km² et se présente sous la forme d'une ellipse de 35 km dans l'axe Nord-Sud et de 25 km dans l'axe Est-Ouest. Paysage volcanique, la région des Monts Dore est caractérisée par de nombreux appareils volcaniques aujourd'hui inactifs et formant des dômes de moyennes altitudes dénommés « Puys » dont le sommet, le Puy-de-Sancy culmine à 1886 m NGF suite à l'édification d'un stratovolcan (Figure 2.1g, Nomade et al., 2012). Entre ces différents volcans, le paysage est vallonné et très diversifié, pouvant former des plateaux en pentes douces ou des vallées incisées par des cours d'eau (Figure 2.1g). Les flancs du Sancy sont ainsi entaillés par plusieurs cours d'eau, dont la Dordogne qui sépare le massif du Sancy de la Banne d'Ordanche en s'écoulant vers l'Ouest en direction de la Garonne. Elle délimite ainsi la limite occidentale du massif du Mont Dore. A l'opposé, la vallée de la couze Pavin, séparant le complexe volcanique du Pavin-Montchal du Sancy, s'écoule en direction du Sud puis ensuite vers l'Est en direction de l'Allier. Le massif du Sancy constitue donc le point culminant de la ligne de partage des eaux séparant les bassins hydrographiques de la Loire et de la Garonne (Figure 2.1e). Les vallées identifiées dans la région présentent plusieurs signes caractéristiques d'une occupation glaciaire par le passé, ayant contribué au façonnement des paysages d'aujourd'hui (Veyret, 1978, Buoncristiani et Campy, 2004). Les formes en « U » de certaines vallées (Chaudefour, Figure 2.1g) ou la présence de blocs erratiques et de moraines dans le fond de ces vallées sont autant d'indices attestant la présence de glace dans cette région au cours des derniers cycles glaciaires. Cependant, peu d'études se sont intéressées à cet aspect dans la région. Aussi, les avancées glaciaires des différents cycles (Würm, Riss, Mindel…) ne sont ni cartographiées, ni datées. Située à une altitude comprise entre 800 et 1800 m NGF, la région du Mont Dore est marquée par un fort contraste saisonnier où des hivers rudes et enneigés alternent avec des étés frais. Les régimes de précipitations en provenance de l'Atlantique voire de la Méditerranée peuvent y amener des épisodes orageux.

L'anthropisation de la région du Mont Dore commence dès le Néolithique et s'intensifie durant l'Âge du Bronze et la période Gallo-Romaine (Miras et al., 2004, 2015). A l'heure actuelle, le nombre limité d'indices archéologiques ne permet pas d'appréhender clairement l'expansion géographique des populations anciennes. Néanmoins, la pression anthropique tend à se renforcer durant le Moyen Âge qui voit l'édification de nombreuses forteresses sur des promontoires volcaniques naturels comme à Besse, à Brion ou à Murol (Figure 2.1g). Plusieurs vestiges archéologiques témoignent également d'une vie rurale très étendue avec des systèmes pastoraux par transhumance (estive saisonnière, Figure 2.1g), une probable agriculture de moyenne montagne voire le développement et l'expansion de plusieurs villages et hameaux aujourd'hui abandonnés (Surmely, communication personnelle). Là encore, le manque de données historiques et archéologiques limitent les connaissances sur la dynamique de ces territoires ruraux ayant connu de profondes modifications au cours du dernier millénaire. Durant la fin du XIXème siècle, certaines villes thermales profitent d'un âge d'or tandis que l'exode rural vide le reste des campagnes de sa

population, si bien qu'aujourd'hui, la région du Mont Dore compte moins de 10 000 habitants, ce qui représente une densité d'environ 18 hab.km^{-2} (densité nationale : 118 hab.km^{-2}, source INSEE). Les principales activités humaines se concentrent sur l'exploitation et la valorisation des ressources naturelles (pastoralisme, sylviculture, artisanat, industrie laitière et tourisme).



Figure 2.1g. Photographies aériennes illustrant les paysages volcaniques du Mont Dore. (A) Vue du massif du Sancy avec les pelouses d'altitudes. (B) Vue du lac Chambon avec en arrière-plan la vallée glaciaire de Chaudefour où la couze Chambon s'écoule depuis le massif du Sancy en direction du Nord-Est. (C) Paysages de prairies et de sapinières (artificielles) dans la région du lac de Guéry. (D) Paysage de prairies entrecoupé par des zones forestières. (E) Château médiéval de Murol, à proximité du lac Chambon avec en second plan, la dent du Marais et en arrière-plan, le massif du Sancy enneigé. (F) Structures semi-enterrés en forme de peignes (tras) abondants dans la région, servant du XIème au XVIIIème siècle aux activités pastorales durant l'estive saisonnière et la transhumance.

2.1.2.2. Les lacs naturels d'Auvergne

Les éruptions volcaniques et l'abrasion glaciaire ont directement contribué à la création de dépressions topographiques où plusieurs lacs ont pu apparaître durant le Pléistocène et l'Holocène. D'une petite taille (< 1 km²), les systèmes lacustres du Massif Central peuvent être classés en trois familles selon leur origine. Celle-ci définit leur morphologie propre ainsi que celles de leur bassin versant.

En premier lieu, les explosions phréato-magmatiques ont permis la formation de lacs de cratères appelés maar (§ 1.2.1.1). A travers les massifs du Mont Dore et du Cézallier, l'exemple le plus typique est celui du lac Pavin, un lac méromictique né il y a environ 7000 ans et qui constitue aujourd'hui le premier site touristique de la région (Bourdier, 1980, Chapron et al., 2010). D'autres lacs de cratère sont répertoriés à travers la région du Mont Dore tels le lacs Chauvet (Juvigné, 1992) et le lac de Servières, mais également dans le massif du Cézallier (la Godivelle-d'en-Haut - Bastin et al., 1991, Juvigné, 1992, Juvigné et al., 1996), au nord de la chaîne des Puys (Gour de Tazenat - Juvigné et Stach-Czerniak, 1998) ou encore dans la province volcanique du Velay (le lac du Bouchet - Reille et De Beaulieu, 1988, Thouveny et al., 1990, Truze et Kelts, 1993, Sifeddine et al., 1995, 1996, Degeai et Pastre, 2009 et le lac d'Issarlès - Coûteaux, 1984).

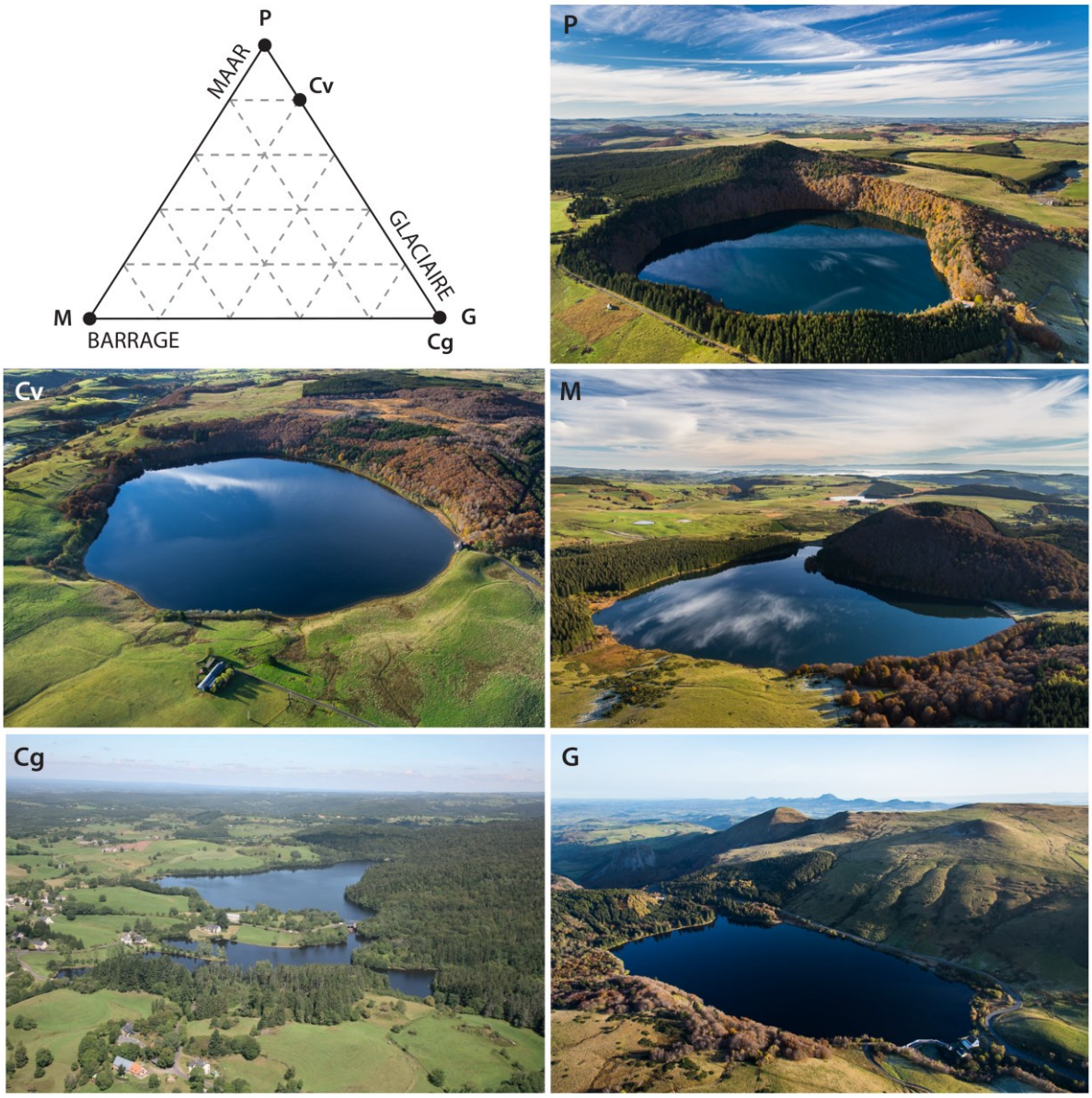
En second lieu, l'obstruction du réseau hydrographique par des obstacles naturels a engendré la création de nombreux lacs de barrages en Auvergne. Ces barrages peuvent résulter de la naissance d'édifices volcaniques, comme le puy de Montcineyre donnant naissance au lac du même nom environ 500 ans avant l'éruption du Pavin (Bourdier, 1980, Gewelt and Juvigné, 1988, Juvigné et al., 1996). Un autre exemple est l'éruption du Tartaret ayant formé le lac Chambon I durant le Tardiglaciaire (Gay, 1995, Macaire et al., 1997, Gay et al., 1998, Gay et Macaire, 1999). Les coulées de lave peuvent également obstruer des cours d'eau comme celle ayant bloqué la Veyre pour former le lac d'Aydat il y a 8500 ans (Lavrieux et al., 2013a). L'actuel lac Chambon (Chambon II) résulte quant à lui d'un effondrement gravitaire depuis la Dent du Marais vieux de 2600 ans environ (Figure 2.1g, Gay, 1995, Vidal et al., 1996, Macaire et al., 1997, Gay et al., 1998, Gay et Macaire, 1999).

Enfin, l'abrasion glaciaire, en l'occurrence l'érosion du substratum volcanique par les glaciers, bouleverse sensiblement le paysage à travers la création d'ombilics glaciaires évoluant en système lacustre. C'est le cas notamment des lacs de Guéry, de la Landie et de la Crégut. Si elle demeure très mal comprise à l'échelle de la région, l'activité glaciaire a malgré tout été enregistrée à travers des cordons morainiques identifiés dans le fond du lac Chauvet où subsiste actuellement un paléo-exutoire (Juvigné, 1992, Chapron et al., 2012).

La diversité morphologique de ces petits systèmes lacustres a été considérée dans le choix des sites d'étude afin de rendre compte des différentes familles de lacs (Tableau 2a et Figure 2.1h). Avec la volonté d'enrichir l'état des connaissances sur les archives sédimentaires du Massif Central, les choix ont été vers des sites peu ou pas étudiés à ce jour. Aussi, le choix s'est porté sur deux lacs de maar aux profils contrastés avec le lac Pavin (1197 m NGF) et le lac Chauvet (1156 m NGF), un lac de barrage volcanique avec le système lacustre de Montcineyre (1182 m NGF) et enfin deux lacs glaciaires, à savoir le lac de Guéry (1244 m NGF consécutif à un rehaussement de 5 m suite à la construction d'un barrage en 1895) et le lac de la Crégut (856 m NGF), situé sur le plateau granitique d'Artense en périphérie Sud-Ouest de la province du Mont Dore et aujourd'hui connecté à plusieurs réservoirs artificiels au sein d'un complexe hydro-électrique datant de 1970. Il convient de rappeler que les sites de Guéry, de Chauvet et de la Crégut appartiennent au bassin versant de la Garonne. Néanmoins, de par la proximité avec les autres sites localisés dans le bassin versant de la Loire, ils ont été sélectionnés dans le but d'effectuer une comparaison à l'échelle régionale du Mont Dore et ses alentours.

Lac	**Pavin**	**Chauvet**	**Montcineyre**	**Guéry**	**La Crégut**
Type de lac	Maar	Maar	Barrage volcanique	Glaciaire	Glaciaire
Age	7000 cal. BP	Tardiglaciaire ?	7500 cal. BP	?	?
Profondeur max (m)	92	63	20	10 (15)	26
Altitude (m NGF)	1197	1156	1182	1239 (1244)	856
Superficie Lac (km²)	0.44	0.52	0.39	0.16 (0.25)	0.33
Superficie BV (km²)	0.36	1.2	1.5	6.54 (6.45)	1.51 (86)
Indice de creux	138.7	87.4	32	25 (30)	45.3
Lac/BV	1.22	0.4	0.26	0.024 (0.039)	0.22 (0.003)
BV/Lac	0.81	2.5	3.85	40.9 (25.8)	4.6 (260)
%BV	45	71	79	98 (96)	82 (99.6)
%Lac	55	29	20	2 (4)	18 (0.4)

Tableau 2a. Principales caractéristiques morphologiques et limnologiques des différents systèmes lacustres d'Auvergne sélectionnés. L'indice de creux est défini comme le ratio entre la profondeur maximale et la racine carrée de la superficie du lac (Rioual, 2002). %BV et %Lac représentent les pourcentages surfaciques par rapport à l'ensemble de l'hydrosystème (Lac+BV). Les nombres entre parenthèses marquent les changements engendrés par la mise en eau d'un barrage à Guéry en l'an 1895 et la connexion de la Crégut à un réseau de conduites forcées dans le cadre du complexe hydro-électrique de la Rhue en 1970. Ces connexions ont conduit à un important agrandissement de la taille de son bassin versant sans pour autant modifier sa morphologie naturelle.



Photos : Francis Cormon

Figure 2.1h. Photographies aériennes des sites d'études en Auvergne et représentation à travers un diagramme ternaire de leur morphologie selon leur origine (maar volcanique, barrage volcanique et glaciaire). Cg : Crégut - Cv : Chauvet - G : Guéry - M : Montcineyre - P : Pavin.

2.1.3. Les réservoirs des BV Loire et Adour Garonne

Durant le siècle dernier, de nombreux lacs artificiels ont été créés par l'Homme sur le territoire métropolitain, notamment au sein de la région Auvergne, partagé entre les bassins versants de la Loire et d'Adour-Garonne. Ces réservoirs d'eau résultent soit de la création de bassins artificiels dans des dépressions topographiques préexistantes soit de la mise en place de barrages en travers des rivières ou en sortie de l'exutoire d'un lac naturel. L'implantation de ces barrages se traduit par une grande diversité de plans d'eau artificiels, tant sur les plans morphologiques, limnologiques qu'en termes de superficie de bassin versant. Le référentiel des obstacles à l'écoulement (ROE) recense ainsi une grande majorité de petits seuils sur rivière à travers le territoire métropolitain, suivi par les barrages aux typologies très variables (terre, contrepoids, voûtes, contreforts, clapets…), présents essentiellement en périphérie des massifs montagnards (Figure 2.1i).

Afin d'étudier les modalités de la sédimentation dans ces environnements anthropisés, une sélection de différents ouvrages a été réalisée à travers la région Auvergne et le bassin versant de la Loire. Cette sélection tient compte de la diversité et de la représentativité d'ouvrages présents à travers le territoire. Aussi, deux retenues, apparentées à des seuils sur rivières ont été sélectionnées dans les régions de plaine du bassin versant de la Loire, à savoir le moulin de Saint-Samson (92 m NGF, Loiret) et la retenue de Villeprovert (91 m NGF, Loir-et-Cher). De même, plusieurs typologies d'ouvrages ont été choisies pour illustrer les différents contextes présents à travers le parc hydraulique français. Les barrages-voûtes (15% du parc) ont été étudiés à travers l'exemple du barrage de Vaussaire (568 m NGF, Cantal). Les barrages à contreforts (5% du parc) ont été représentés par le site de Champsanglard (298 m NGF, Creuse). Enfin, les barrages mobiles à clapets (2% du parc) ont été illustrés à travers l'exemple du pont-barrage de l'Europe à Vichy (250 m NGF, Allier). A ces ouvrages s'ajoute le lac de Crégut (856 m NGF, Cantal), aujourd'hui connecté à un réseau de canalisation hydraulique depuis 1970 et assimilé à un système artificialisé depuis cette date.

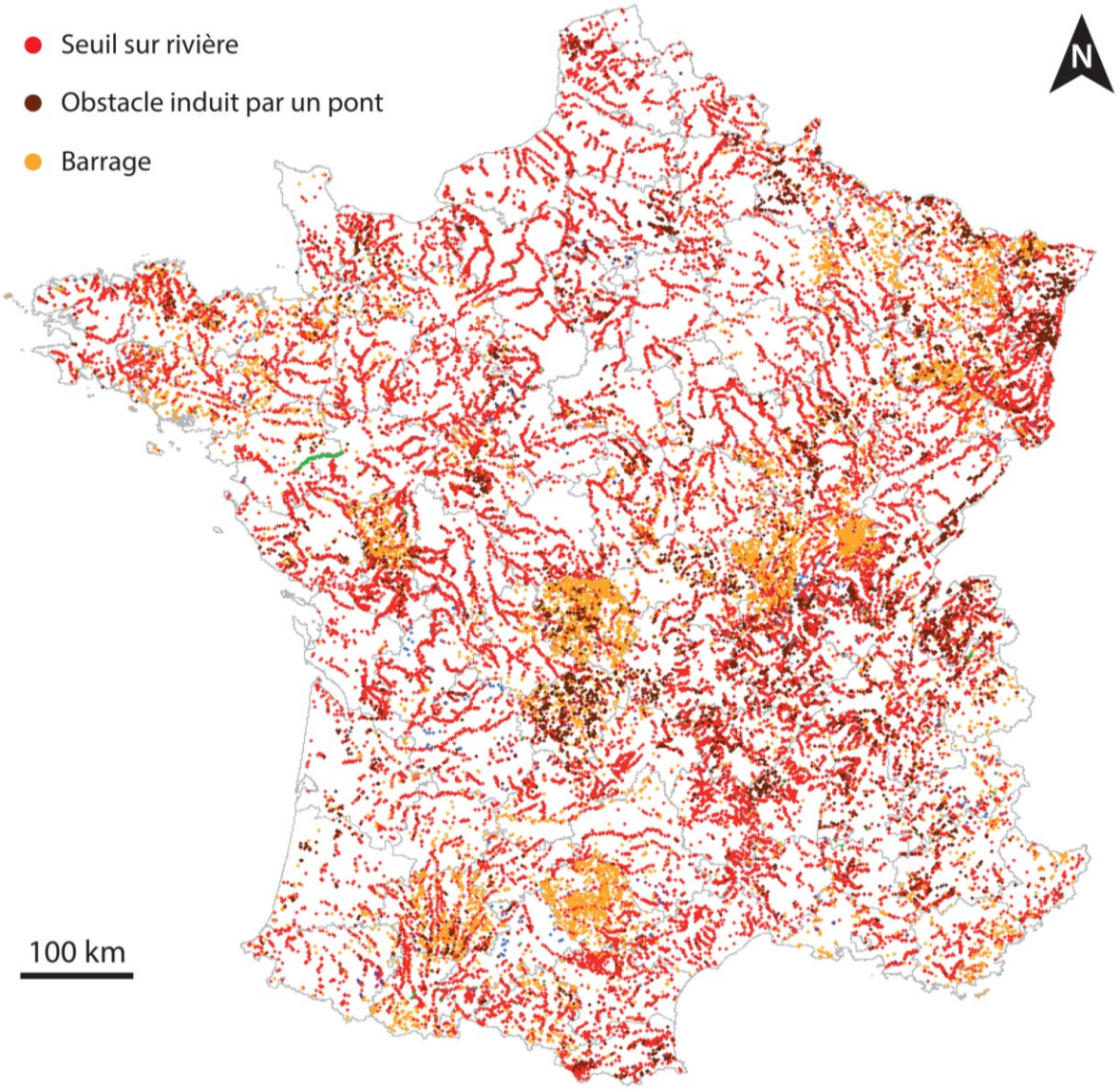


Figure 2.1i. Carte des obstacles à l'écoulement sur le territoire métropolitain (source : SANDRE). Les seuils sur rivières représentent la majeure partie des obstacles et sont dispersés à travers l'ensemble du territoire, tandis que les barrages se concentrent en périphérie des massifs montagnards.

Au total, un ensemble de deux seuils sur rivières, trois barrages et un ancien lac naturel aujourd'hui artificialisé est représentée à travers cette étude, pour des surfaces en eau allant de 0.05 km² à 0.55 km² et des bassins versants de taille eux aussi très variables (10^2 à 10^4 km²). Pour les barrages et les seuils, le choix des sites a également tenu compte de la hauteur et de la longueur des ouvrages qui déterminent la profondeur maximale et le volume des plans d'eau (Figure 2.1j et Tableau 2b). Il est important de noter que les barrages en terre et les barrages-poids, qui représentent à eux deux plus de 55% du parc hydraulique français, ne sont pas représentées à travers cette étude.

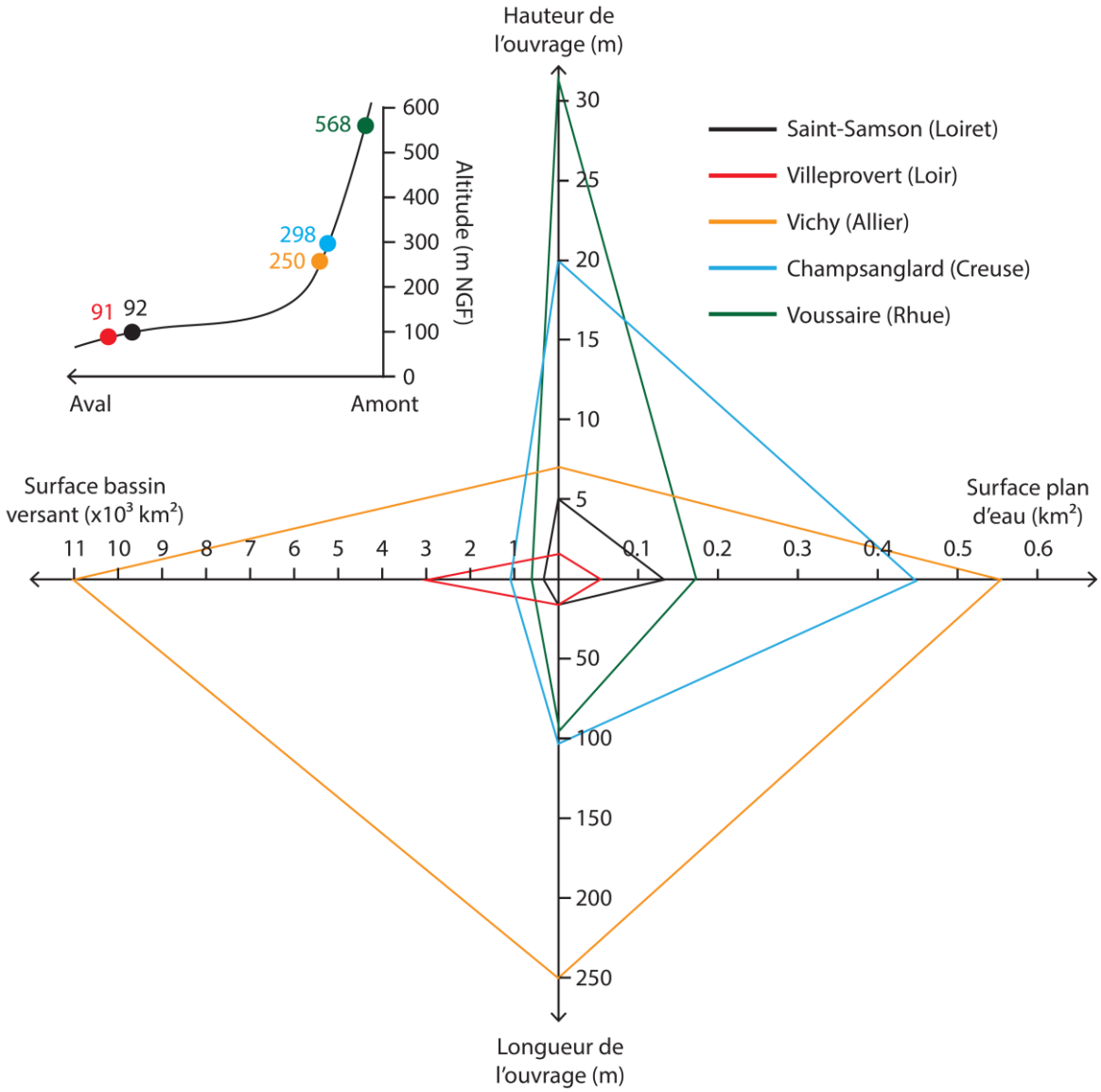


Figure 2.1j. Représentation en diagramme du dimensionnement des ouvrages étudiés en fonction de la surface en eau du lac artificiel créé et de la taille du bassin versant. Leur altitude respective est figurée à travers un transect altitudinal schématique représenté dans le coin en haut à gauche.

Nom de l'ouvrage	Barrage de Vaussaire	Barrage de Champsanglard	Pont-barrage de l'Europe	Moulin de Saint-Samson	Retenue de Villeprovert
Localisation	Vaussaire Cantal (15)	Anzême Creuse (23)	Vichy Allier (03)	Olivet Loiret (45)	Saint-Hilaire-la-Gravelle Loir-et-Cher (41)
Type d'ouvrage	Voûte	Contreforts	Clapets	Enrochement	Clapets
Nom de la rivière	Rhue	Creuse	Allier	Loiret	Loir
Mise en service	1953	1984	1963	XI^{ème} siècle	1990
Hauteur (m)	32	19.5	7	5*	1
Longueur (m)	96	102	250	20	50
Altitude crête (m NGF)	568.5	302	255	92	91
Profondeur max (m)	28	20	4	2.5	2.5
Superficie retenue (km²)	0.20	0.45	0.55	0.125	0.049
Superficie BV (km²)	641	1 050	11 000	250	3 000
Indice de creux	6.8	3	5.4	7.2	11.2
Lac/BV	0.027	0.041	< 0.001	< 0.001	< 0.001
BV/Lac	37.71	24.55	20 000	2 333	60 000

Tableau 2b. Synthèse des données sur les barrages étudiés. L'indice de creux est défini comme le ratio entre la profondeur maximale et la racine carrée de la superficie du lac (Rioual, 2002). Le dimensionnement d'une retenue ancienne créée suite à la construction d'un moulin consécutif à un enrochement du lit de la rivière est difficilement estimable en comparaison des autres ouvrages plus récents. La profondeur maximale des réservoirs n'était pas connue avec précision au démarrage de l'étude.

2.1.4. Complémentarité des sites d'études

L'ensemble des sites sélectionnés pour cette étude est synthétisé à travers quatre diagrammes ternaires en fonction de l'occupation du sol, de la géologie, des activités anthropiques et de la morphologie (Figure 2.1k) et par un graphique tenant compte du ratio entre surface en eau (Lac) et surface drainée (BV) en fonction de l'indice de creux, indice morphologique des bassins lacustres défini comme le ratio entre la profondeur maximale (Zmax) et la racine carrée de la superficie du lac (Rioual, 2002, Figure 2.1l)

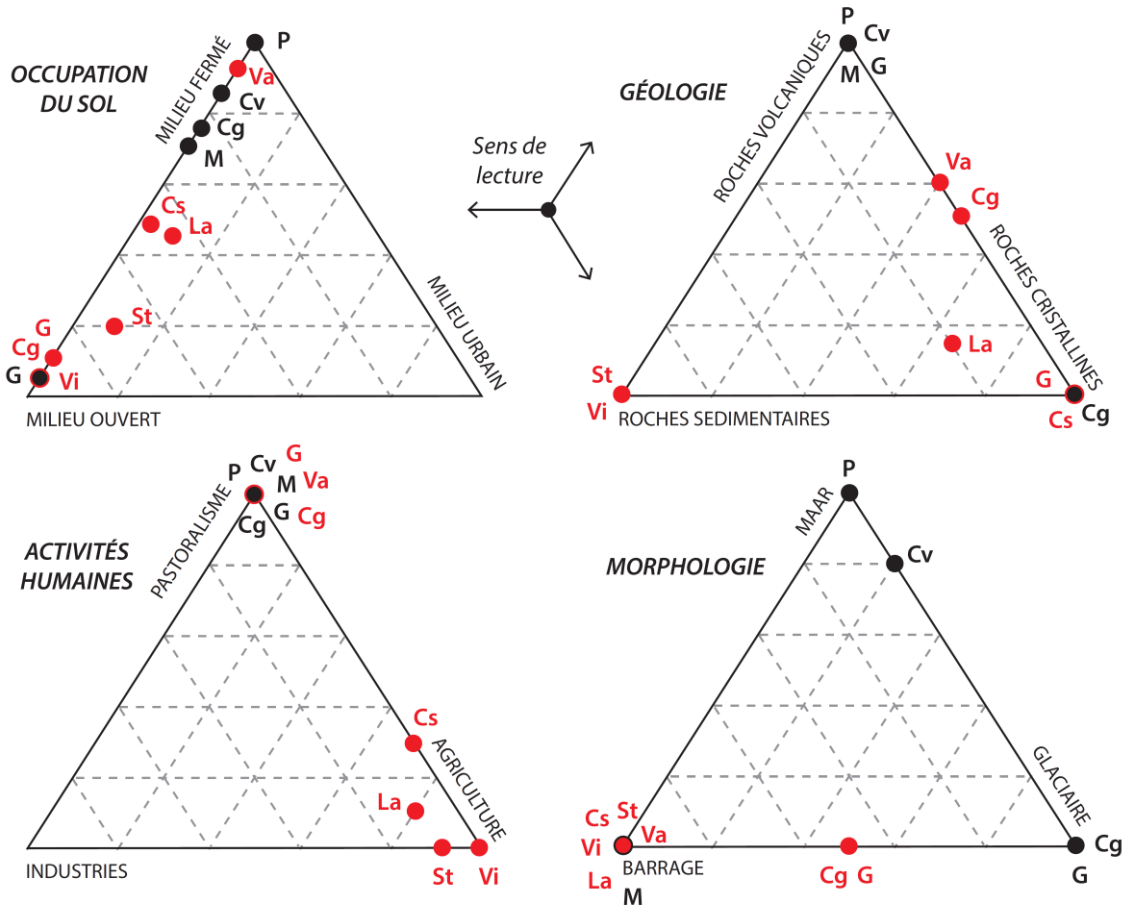


Figure 2.1k. Diagrammes ternaires synthétisant les différents contextes (occupation du sol, géologie, activités humaines et morphologie du bassin lacustre) représentés à travers les sites d'études naturels (noir, Cg : Crégut - Cv : Chauvet - G : Guéry - M : Montcineyre - P : Pavin) et artificiels (rouge, Cg : La Crégut post-1970, Cs : Champsanglard, G : Guéry post-1895, La : lac d'Allier, St : Saint-Samson, Va : Vaussaire, Vi : Villeprovert). L'occupation du sol a été définie sur la base des observations de photos aériennes et d'images satellites (source : IGN).

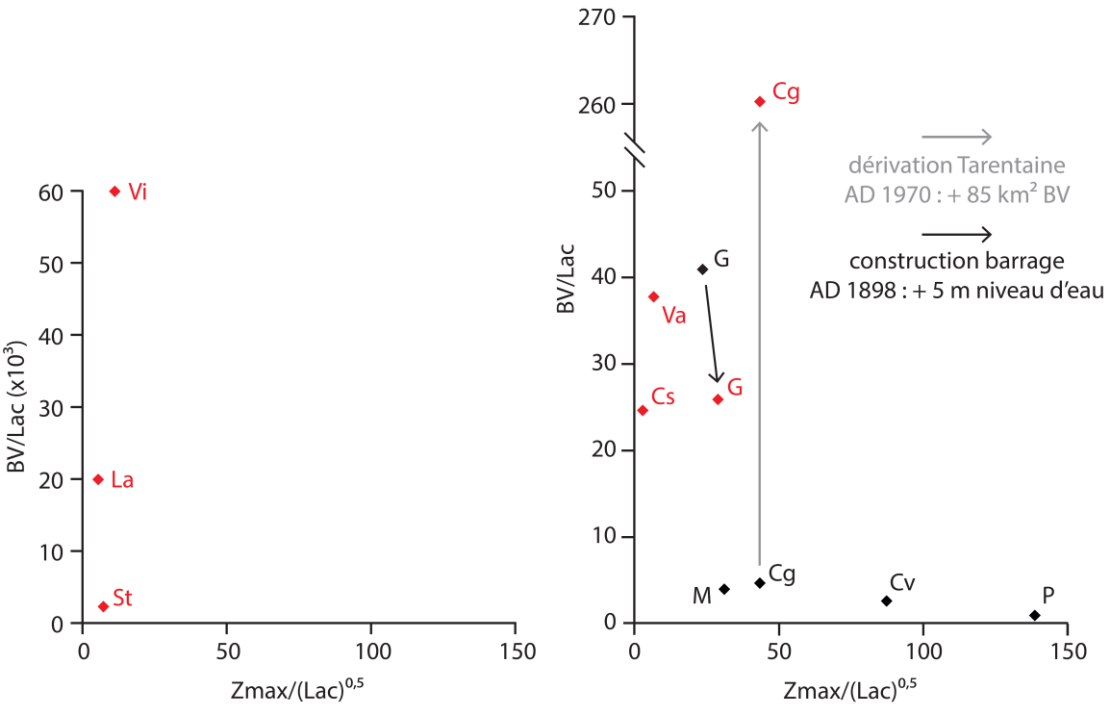


Figure 2.1l. Ratio entre la surface en eau (Lac) et la surface du bassin drainé (BV) en fonction de l'indice de creux calculé à partir de la profondeur maximale (Zmax) divisé par la racine carrée de la superficie du lac. Le graphique de droite correspond à un détail de la figure de gauche où seuls trois ouvrages artificiels figurent à l'échelle utilisée. Pour les anciens lacs naturels de Guéry et de La Crégut, la construction d'un barrage ou d'une dérivation a entraîné une modification importante des ratios BV/Lac et également dans l'indice de creux dans le cas du lac de Guéry.

L'étude s'intéresse à des hydrosystèmes milieu naturel et artificialisé très contrastés répartis sur la région Auvergne et le bassin versant de la Loire. Cette approche multi-sites permet donc de représenter un grand nombre de variables du milieu naturel ayant trait à l'occupation des sols des bassins versants, la géologie, les activités humaines et la morphologie des bassins résultant de leur origine. Elle autorise également un travail de spatialisation via une comparaison inter-sites permettant d'évaluer le rôle des facteurs de station et de discuter l'impact des différents forçages à l'échelle locale et régionale.

Chapitre 2.2

Démarche analytique

L'étude du continuum bassin versant - lac repose sur la démarche analytique suivante :

(1) un travail de terrain permettant une caractérisation des géosystèmes intégrés dans le but de définir les facteurs de station, accompagné du prélèvement d'échantillon de sols et de sédiments.

(2) un travail de laboratoire permettant un examen qualitatif et quantitatif des échantillons par une approche multi-paramètre caractérisant les propriétés physiques ainsi que les fractions organiques et minérales du matériel. Le cadre chronologique a ensuite été défini à l'aide de datations par les radioéléments.

Le plan de ce chapitre se présente donc ainsi :

2.2.1. Caractérisation des géosystèmes

2.2.2. Caractérisation des échantillons

2.2.3. Chronologie des remplissages sédimentaires

2.2.4. Synthèse de la démarche analytique

2.2.1. Caractérisation des géosystèmes

2.2.1.1. Les bassins versants

La caractérisation des bassins versants a été effectuée via un Système d'Information Géographique (SIG), un outil informatique permettant de stocker, de gérer, de traiter et d'analyser toute information spatiale géoréférencée. Les données regroupées au sein du logiciel ArcGIS™ ont permis l'établissement d'une base de données recensant différentes informations de natures géographique, géologique et paysagère pour chacun des sites étudiés. Les différentes caractéristiques des bassins versants ont ainsi pu être calculées, incluant les facteurs morphométriques comme l'élévation, le relief et la pente mais regroupant également des indications sur l'évolution du couvert végétal.

Parce qu'ils constituent la principale source de matière exportée depuis le bassin versant vers le piège sédimentaire, les sols ont été décrits en plusieurs points de chaque bassin versant selon une toposéquence en tenant compte des cortèges végétaux et des roches parentales. Des échantillons représentatifs des différents horizons ont ensuite été prélevés par tarière afin de pouvoir caractériser leur contenu minéral et organique en laboratoire et ainsi réaliser une étude intégrée sur l'ensemble des bassins versants.

2.2.1.2. Les remplissages sédimentaires

- La cartographie et l'imagerie acoustique

La géométrie des pièges sédimentaires (lacs et retenues sur cours d'eau) a été évaluée à l'aide de méthodes de cartographie acoustique. L'imagerie des remplissages sédimentaires a été effectuée à l'aide d'un appareil de sismique réflexion Knudsen™ couplé à un GPS. Ce système est constitué d'un émetteur-récepteur de type « Chirp », qui émet des ondes acoustiques à des fréquences modulables permettant d'augmenter les performances de l'appareil en réduisant le rapport signal sur bruit. Les ondes traversent la colonne d'eau et renvoient des échos à chaque contraste d'impédance acoustique qui correspond au produit de la densité du matériau par la vitesse de propagation des ondes P. Ces contrastes témoignent des hétérogénéités sédimentaires et se traduisent par des réflecteurs visibles sur les images sismiques qui vont délimiter des unités acoustiques. La profondeur de ces réflecteurs est déterminée à l'aide d'une loi de vitesse :

$$\text{Profondeur (m)} = \text{TWT (s)} / 2 \times V_p \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$$

TWT représente le temps double, c'est-à-dire le temps écoulé entre l'émission de l'onde et sa réception après un aller-retour entre l'émetteur et le récepteur à travers la colonne d'eau et les sédiments (Figure 2.2a). V_p représente la vitesse des ondes P à travers les milieux traversés par les ondes. Dans ce contexte, le parcours de l'onde s'effectue principalement à travers de l'eau douce, où la vitesse des ondes P atteint 1450 m.s^{-1}, et le

sédiment, où les ondes circulent en moyenne à une vitesse de 1500 $m.s^{-1}$. La combinaison d'un émetteur de haute fréquence (200 kHz) à un second de basse fréquence (14, 12 ou 4 kHz) permet d'imager le remplissage sédimentaire à différentes résolution. Si une fréquence élevée permet d'avoir une résolution précise, sa puissance limitée freine la pénétration dans les sédiments. Ainsi, l'utilisation d'une haute fréquence permet d'imager précisément l'interface eau-sédiment voire les premiers décimètres de sédiments. A l'inverse, la basse fréquence permet d'imager l'architecture sédimentaire sur plusieurs dizaines mètres de profondeur avec une résolution d'une dizaine de centimètres. Cette méthode reste cependant limitée par la nature du sédiment étudié et sa propension à laisser passer les ondes. A ce titre, les sédiments grossiers entrainent une diffraction des ondes tandis que les sédiments riches en gaz contiennent des vides d'air qui font écran au passage des ondes acoustiques (Chapron et al., 2010). De même, les faibles profondeurs d'eau (inférieures à 2 m) et la présence de plantes aquatiques sont autant de freins au développement des ondes au sein de la colonne d'eau et empêchent l'obtention d'une image nette avec cette méthode.

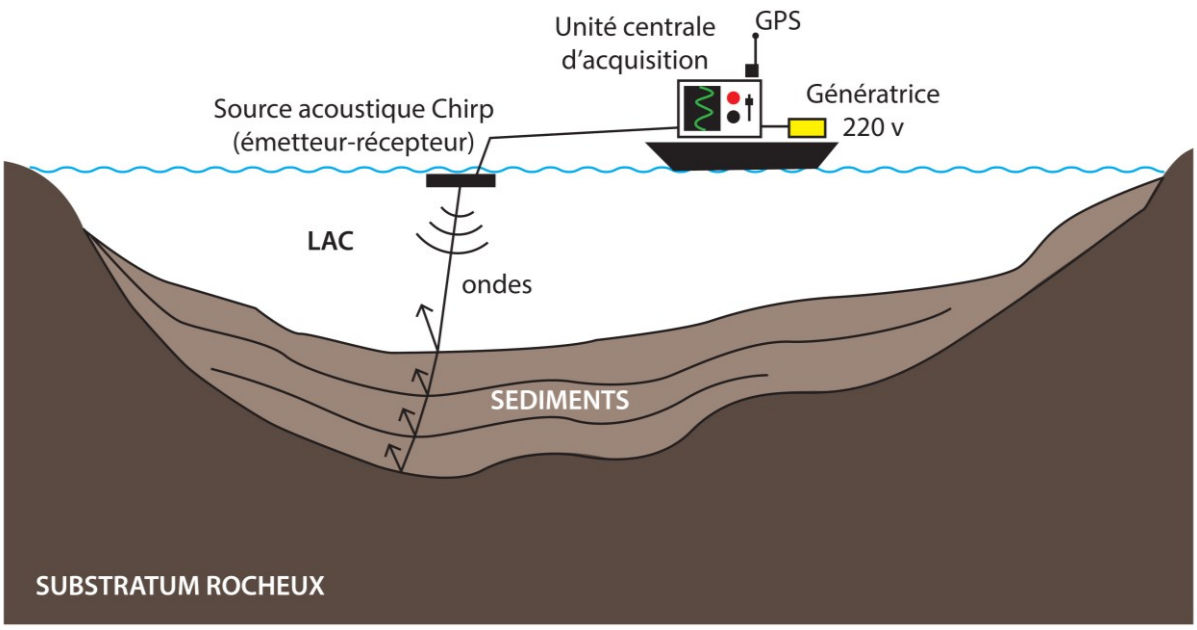


Figure 2.2a. Schéma illustrant le principe de la sismique réflexion en domaine lacustre. L'onde est réfléchie à chaque différence d'impédance acoustique rencontrée, comme lors d'un changement de densité du milieu entre l'eau, les couches sédimentaires et le substratum rocheux.

Au cours de ces travaux, les données récoltées au format SEG-Y sur les différents profils ont été importées dans le logiciel KingDOM™ qui permet de pointer la profondeur (TWT) des horizons selon leur amplitude et leur continuité dans le milieu sédimentaire. Les interpolations et calculs (épaisseurs, volumes…) ont été réalisés dans un second temps à l'aide du logiciel ArcGIS™, permettant notamment de générer des cartes bathymétriques et des cartes isopaques.

➢ Les carottages sédimentaires

Le prélèvement des sédiments a été effectué avec deux systèmes de carottages distincts. Dans un cas, l'utilisation d'un système modifié de carottier gravitaire « BobCore » autorise un échantillonnage maximal des deux premiers mètres de sédiment à bord d'une embarcation de petite taille. En revanche, comprendre l'évolution d'un système lacustre sur une longue période temporelle, tout en ayant une résolution assez fine, nécessite l'obtention de carottes sédimentaires de plusieurs mètres. Pour ce faire, un carottier à piston a été utilisé depuis une plateforme UWITEC™, permettant de réaliser une série de carottages sur plusieurs mètres d'épaisseur par ajout successif de sections de carottes. Le recouvrement de la totalité de l'archive sédimentaire est assuré en sélectionnant deux sites proches en décalage. La corrélation d'une carotte à l'autre s'effectue ensuite par des niveaux repères qui permettent de retracer l'évolution du remplissage sédimentaire depuis la base du carottage jusqu'à l'interface eau-sédiment (Figure 2.2b). Dans les deux cas, le croisement des informations obtenues à partir du carottage avec l'image sismique permet un raisonnement tridimensionnel et ainsi de considérer les unités sédimentaires observées de manière ponctuelle et unidimensionnelle dans la carotte en unités continues réparties dans l'espace du bassin sédimentaire. Cet aspect s'avère essentiel pour la quantification des processus sédimentaires à échelle du lac.

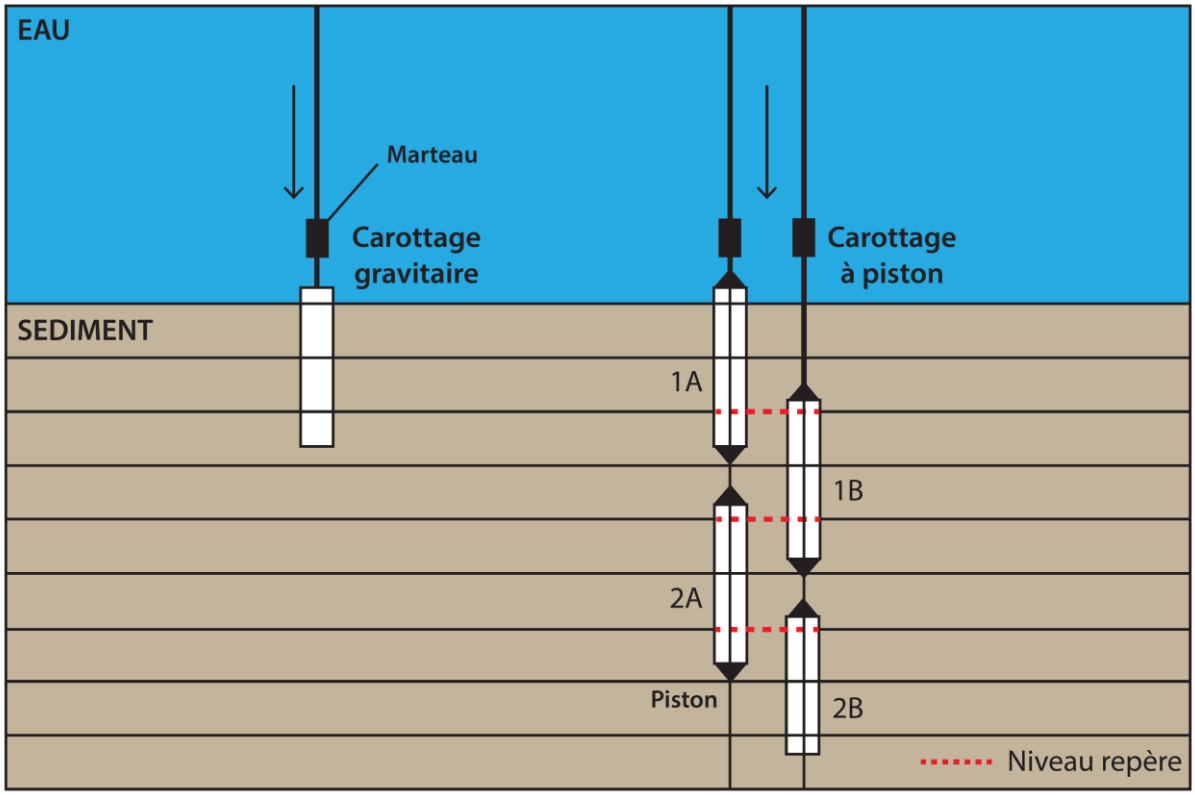


Figure 2.2b. Schéma illustrant les modes de prélèvements du sédiment par carottage gravitaire (court) et par carottage à piston (long). Dans ce dernier, une carotte composite est ensuite reconstruite sur la base de niveaux repères identifiés dans les sédiments.

2.2.2. Caractérisation des échantillons

2.2.2.1. Ouverture des carottes et analyses visuelles

Les carottes sédimentaires sont ensuite ouvertes en laboratoire. Après une description visuelle, les variations lithologiques indiquées par des changements de couleurs, de textures et/ou de granulométrie sont référencées afin d'établir un log selon une cote repère. Ces observations sont préalables aux prélèvements d'échantillon pour analyses et datations.

2.2.2.2. Propriétés physiques du sédiment

- La spectrophotométrie

La perception des couleurs par l'œil humain permet une description visuelle des sédiments en se basant sur un référentiel colorimétrique. Toutefois, celui-ci reste subjectif selon l'opérateur et varie avec les conditions d'éclairage environnantes. Pour pallier à ce problème, un référentiel colorimétrique (Figure 2.2c) absolu a été établi sur la base de la luminosité (L* - niveaux de gris) et de deux paramètres de chrominance dans la gamme rouge/vert (a*) et bleu/jaune (b*). Les spectres obtenus ainsi que leurs dérivées premières sont également de bons indicateurs de la composition du sédiment dont l'étude à haute résolution permet de rendre compte de plusieurs processus géologiques et climatiques (Debret et al., 2011 et références associées). En parallèle, de nombreux proxies peuvent être définis à partir des données de spectrophotométrie, comme l'attestent les travaux antérieurs utilisant cette méthode pour documenter les teneurs en matière organique (Rein and Sirocko, 2002, Das et al., 2005, Wolfe et al., 2006), en silice biogène (Debret et al., 2006), en oxydes de fer (Deaton and Balsam, 1991) ou encore en carbonates et en argiles (Debret et al., 2010).

Les analyses ont été réalisées à l'aide d'un spectrophotomètre portable KONICA™ MINOLTA CM-700d qui mesure la réflectance de l'échantillon sur une plage de longueur d'ondes comprises entre 360 et 740 nm, permettant une description des sédiments à haute résolution et apportant une aide à la délimitation des unités sédimentaires (cartographie spectrale, Debret et al., 2011). L'utilisation des cartes spectrales des dérivées premières s'effectue en interpolant à partir du logiciel ArcGIS les données de dérivées premières d405 à d695 (champ X) sur la totalité de la carotte (champ Y). A l'aide d'un code de couleur, cette visualisation permet de faire ressortir les différentes unités sédimentaires présentes au sein d'une carotte sédimentaire (Figure 2.2c).

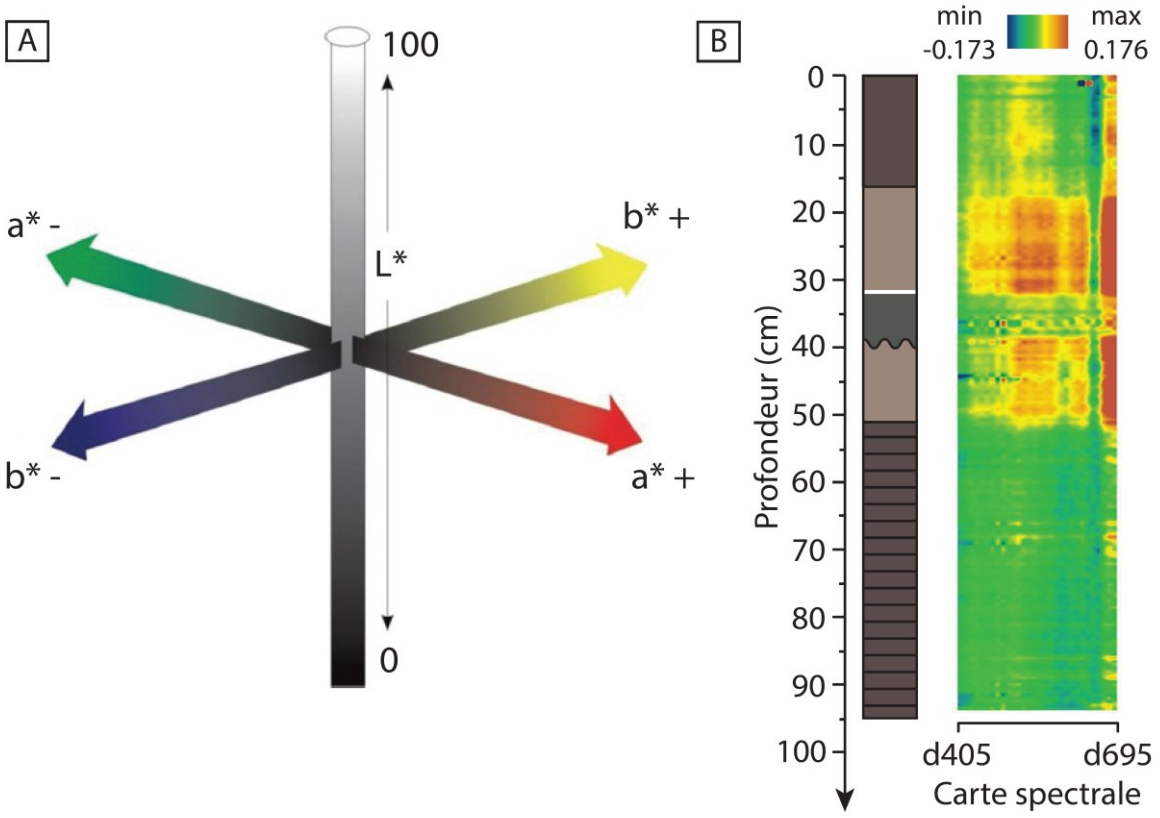


Figure 2.2c. (A) Schéma tridimensionnel illustrant la répartition des couleurs selon un plan défini par les indices de chrominance a (rouge-vert) et b* (bleu-jaune) en fonction de la luminosité exprimé par le paramètre L* (axe blanc et noir). (B) Exemple de cartographie spectrale réalisée à partir des données de dérivées premières obtenues par une analyse spectrophotométrique avec un pas de 0.5 cm sur la carotte CHA-13-7B retirée du lac Chauvet. Le jeu de couleur exprime l'intensité de la dérivée première et permet de visualiser les unités observées à l'œil nu.*

- La densité

La densité des sédiments ($g.cm^{-3}$) a pu être évaluée grâce à une mesure de la masse de matériel contenue dans un volume de 1 cm^3. Cette mesure permet de convertir les volumes en masses sur la base des corrélations entre les analyses sur carottages et les images sismiques. Elle s'avère donc essentielle pour calculer des flux de matière.

➢ La susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique (SM) se définit comme étant la capacité d'un matériau à s'aimanter sous l'action d'un champ magnétique. Cette capacité dépend du comportement des éléments constituants le matériel en question face à un champ magnétique. Ainsi, cinq types de comportement ont été décrits. Ils correspondent, selon une SM croissante, aux éléments dits diamagnétiques, paramagnétiques, anti-ferrimagnétiques, ferrimagnétiques et ferromagnétiques (Dearing, 1999). Cette analyse non destructive permet donc une caractérisation rapide et à haute résolution du sédiment et s'avère être un outil efficace pour corréler différentes séquences sédimentaires entre elles. Son utilisation permet notamment d'identifier des évènements sédimentaires grossiers tels des crues ou des turbidites (Dearing, 1999), qui se distinguent de la sédimentation de fond par de fortes valeurs de SM. D'autres auteurs ont également montré l'intérêt de la SM dans l'étude de l'érosion via des flux terrigènes minéraux particuliers (Debret et al., 2010, Blumentritt and Lascu, 2015), des variabilités climatiques (Thouveny et al., 1994), ou encore de l'activité volcanique (Ortega et al., 2006).

Dans cette étude, la SM a été acquise à l'aide d'un capteur BARTINGTON™ MS2E Point Sensor apposée sur carottes sédimentaires avec un pas d'échantillonnage allant, selon les faciès lithologiques, du centimètre au demi-centimètre.

➢ La granulométrie

La granulométrie mesure la taille des particules qui constituent le sédiment. Elle reflète l'énergie mise en œuvre lors du transport sédimentaire et s'avère essentielle pour comprendre les processus mis en jeu lors du dépôt de certaines unités sédimentaires. Si certaines variations peuvent être observées à l'œil et au toucher lors de l'étude d'une carotte sédimentaire, des analyses quantitatives sont nécessaires afin d'évaluer précisément la distribution granulométrique à différentes échelles.

Celle-ci a été réalisée de manière ponctuelle grâce à un analyseur MALVERN® MASTERSIZER 3000. Cet appareil utilise la technique de la diffraction laser, en mesurant l'intensité de la lumière réfractée lorsqu'un faisceau laser passe à travers un échantillon de particule diluée dans l'eau. L'analyse des données renvoie alors vers une distribution granulométrique de l'échantillon selon un modèle de dispersion. La rapidité de mise en œuvre de cette méthode et la faible quantité de sédiment nécessaire par analyse en font un outil déterminant en sédimentologie. Les résultats ont ensuite été interprétés à l'aide de la macro Excel GRADISTAT 8.0 (Blott and Pye, 2001), qui définit trois grandes classes granulométriques (2 mm > sables > 0,02 mm > silts > 0,002 mm > argiles) et quatre paramètres statistiques reliés à leur distribution (moyenne, classement, asymétrie et aplatissement) selon la méthode de Folk and Ward (1957). Ces paramètres reflètent l'énergie mise en jeu lors du transport et caractérisent les différents modes de dépôts.

2.2.2.2. Analyses du contenu minéral

➢ Le scanner élémentaire

Le scanner élémentaire permet une analyse en continu de la fraction minérale du sédiment via une estimation semi-quantitative d'éléments chimiques majeurs, mineurs et traces dans la gamme Al-U. Cette analyse utilise la spectrométrie de fluorescence des rayons X (en anglais XRF pour X-Ray Fluorescence), où la composition élémentaire d'un échantillon est déterminée selon son spectre d'émission d'énergie sous forme de rayons X suite à un bombardement par ces mêmes rayons. Cette méthode analytique peut être transposée à un banc de mesure où est déposée une carotte sédimentaire, permettant ainsi l'acquisition rapide et automatisée de sa composition élémentaire (Figure 2.2d). De par sa rapidité d'acquisition, cette méthode non-destructive est très répandue dans les études paléoenvironnementales basées sur la caractérisation de sédiments marins et lacustres (Arnaud et al., 2012, Lavrieux et al., 2013a, Löwemark et al., 2011, Lyle et al., 2012, Simonneau et al., 2013c).

L'analyse des carottes de sédiments par un scanner nécessite un réglage du pas de mesure (µm à cm), de l'intensité, du voltage ainsi que du temps d'acquisition. Ceux-ci diffèrent selon la gamme d'éléments chimiques analysés (éléments légers vs. éléments lourds). En fonction des opportunités, deux appareils ont été utilisés au cours de cette étude, à savoir l'AVAATECH™ (Richter et al., 2006) et l'ITRAX™ (Croudace et al., 2006), qui présente l'avantage de pouvoir également réaliser une image radiographique du sédiment.

Plusieurs facteurs peuvent influencer les résultats obtenus de manière semi-quantitative, sous forme d'intensité relative (aire de pics). Parce que cette méthode analytique est volumique et non massique, la forte hétérogénéité du matériel sédimentaire (variations dans la granulométrie, présence de cracs liés au dégazage du sédiment…) peut altérer la mesure (Weltje and Tjallingii, 2008). De la même manière, l'utilisateur doit s'assurer que le sédiment analysé est placé à bonne hauteur et de manière uniforme sur la totalité de la carotte afin de palier à d'éventuels problèmes de détection. De plus, l'eau présente dans le sédiment et formée à l'interface entre le sédiment et le microfilm transparent peut dévier les rayons et profondément modifier le résultat final (Tjallingii et al., 2007). Similairement, les variations dans le contenu organique du sédiment et plus généralement la présence d'éléments chimiques légers non analysés par l'appareil en quantité variable peuvent influencer sur la teneur des composés analysés via le scanner. Aussi, il est souvent préférable de normaliser ces données en utilisant des rapports élémentaires (Löwemark et al., 2011) et/ou d'effectuer une calibration via des suites de calculs (Weltje and Tjallingii, 2008), la meilleure solution restant de calibrer le signal par des analyses quantitatives ponctuelles.

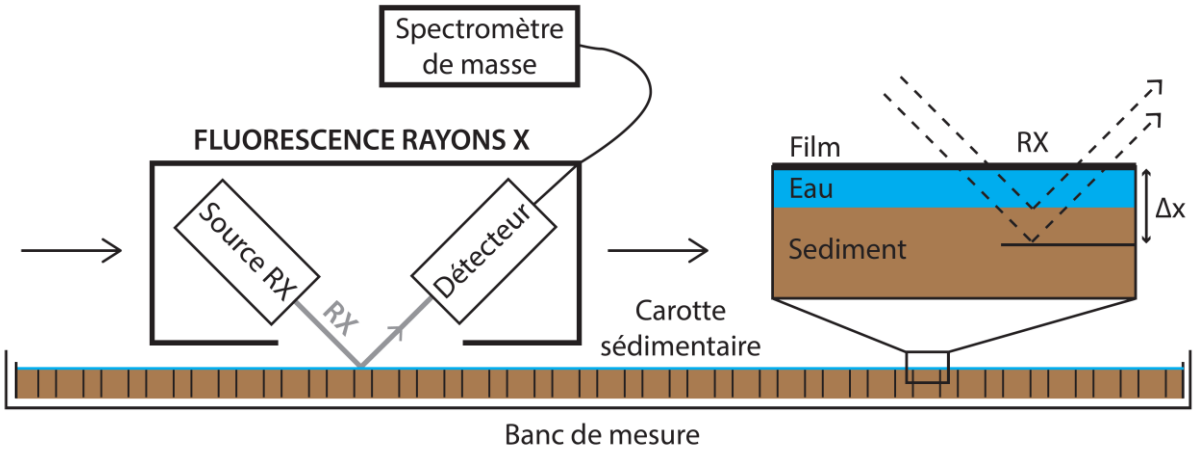


Figure 2.2d. Schéma illustrant la mesure semi-quantitative du signal élémentaire par fluorescence des rayons X. Ce système est monté sur un banc de mesure permettant une analyse continue (logging) d'une carotte sédimentaire.

La spectrométrie par torche à plasma

L'analyse par spectrométrie par torche à plasma (en anglais ICP-MS pour Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) permet de quantifier simultanément la quasi-totalité des éléments chimiques naturels avec une limite de détection de l'ordre de quelques ppm. Les valeurs obtenues peuvent ensuite être comparées avec celles obtenues par fluorescence X afin d'établir une courbe de corrélation entre les deux méthodes analytiques et ainsi transformer le signal continu semi-quantitatif de la fluorescence X (aire de pics) en un signal quantitatif (pourcentage ou ppm). De même, elle permet de quantifier précisément de nombreux éléments traces difficilement quantifiable par fluorescence X.

Pour ce faire, le sédiment est séché puis broyé finement avant de confectionner des pastilles d'un diamètre centimétrique à l'aide d'une presse. Ces pastilles sont ensuite placées dans un support au sein d'une petite chambre hermétique. Le prélèvement de matière est ensuite effectué via une ablation de la surface de l'échantillon au laser grâce à une visualisation par une caméra. Le produit de l'ablation est ensuite envoyé vers la torche à plasma et le spectromètre par un flux d'argon (Figure 2.2e). Les mesures ont été réalisées en triplet sur chaque pastille afin d'obtenir un signal représentatif de l'échantillon selon la méthode définie par Gratuze et al (2001).

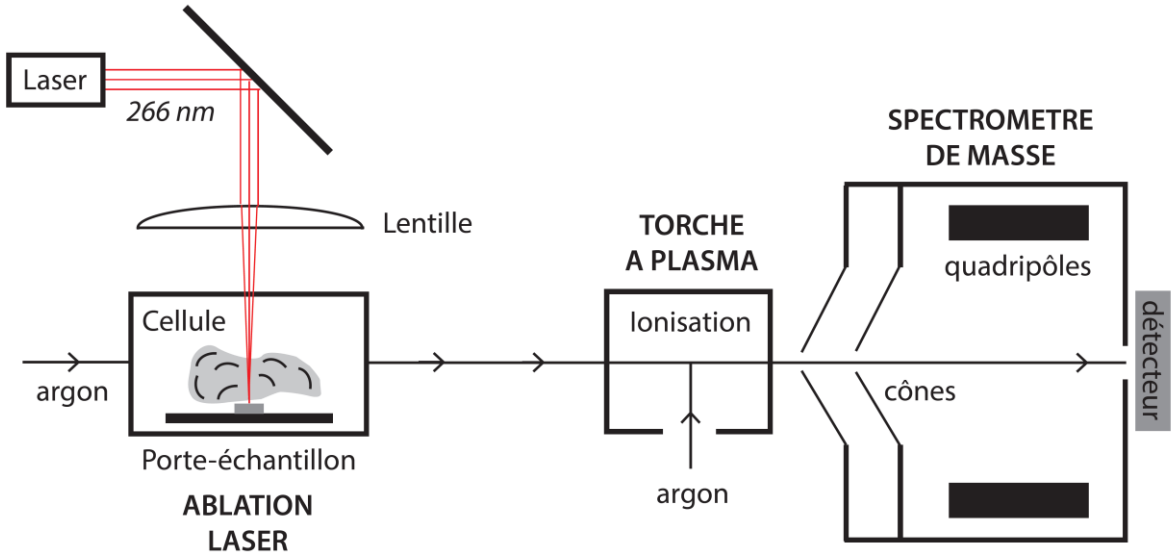


Figure 2.2e. Schéma illustrant la méthode d'analyse quantitative de pastilles de sédiments par ICP-MS couplée à une ablation laser.

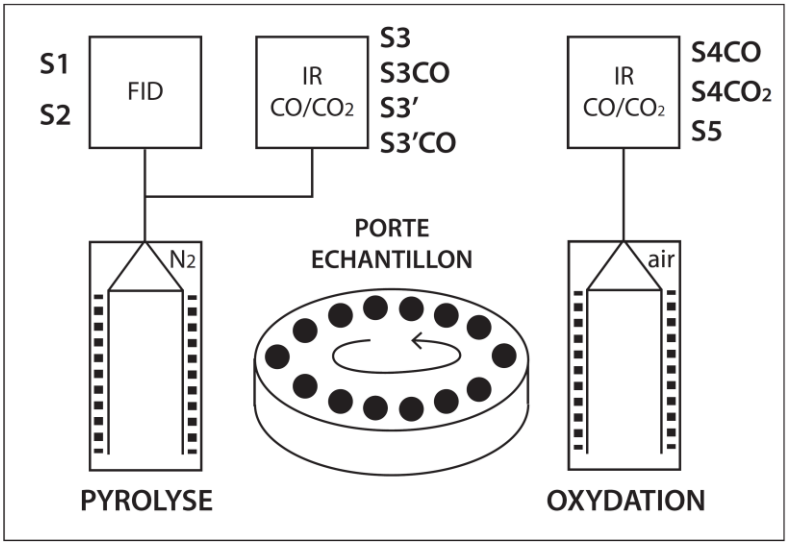
2.2.2.3. Analyses du contenu organique

➢ La pyrolyse Rock-Eval

L'analyse du contenu organique des échantillons a été réalisée par pyrolyse Rock-Eval (RE, Espitalié et al., 1985a, 1985b, Lafargue et al., 1998, Behar et al., 2001). Originellement développée pour l'études des roches-mères pétroligènes, son utilisation est maintenant répandue dans les thématiques environnementales, avec notamment des applications dans l'étude des sols (Di Giovanni et al., 1998, Disnar et al., 2003, Copard et al., 2006, Sebag et al., 2006a, Saenger et al., 2013, Delarue et al., 2013), des sédiments lacustres (Talbot and Livingstone, 1989, Ariztegui et al., 2001, Jacob et al., 2004, Lavrieux et al., 2013a, Sebag et al., 2013, Sifeddine et al., 1996, Simonneau et al., 2013a, 2013b, 2013c, 2014) et marins (Marchand et al., 2008, Hare et al., 2014, Baudin et al., 2015).

Dans la version 6 du Rock-Eval, le craquage thermique est réalisé sous une atmosphère contrôlée (diazote et dioxygène) via deux cycles successifs : la pyrolyse et l'oxydation (Figure 2.2f). Plusieurs paramètres sont ainsi acquis de manière continue durant une analyse Rock-Eval. En premier lieu, S_1 correspond à la quantité d'hydrocarbures libres au sein de l'échantillon, obtenus au palier de 300 °C durant 3 min. S_2 représente quant à lui les hydrocarbures résultant du craquage thermique de 300 à 650°C et désigne le potentiel pétroligène de l'échantillon. Ses deux paramètres sont acquis grâce à une quantification par spectrométrie à ionisation de flammes. La pyrolyse engendre un relargage de mono et de dioxyde et de carbone durant l'analyse, dont les produits sont quantifiés séparément par une cellule infrarouge. La réactivité avec la matière organique nécessite un fractionnement thermique afin de discriminer les produits d'origine organiques obtenus à basse température (300-400°C : S_3 et S_3CO) de ceux d'origine minérale (400-650°C : S_3' et S_3'CO). Sur un modèle similaire, les produits résultant de l'oxydation des résidus de pyrolyse sont analysés et différenciés selon leur origine organique (S_4CO et S_4CO_2) ou minérale (S5).

Les différents signaux obtenus sont ensuite intégrés dans le calcul de paramètres quantitatifs et qualitatifs de la matière organique tel que le Carbone Organique Total (COT en %), l'Indice d'Hydrogène (IH = S2/COT en $mgHC.g^{-1}COT$), l'Indice d'Oxygène (IO = S3/COT en $mgCO2.g^{-1}COT$) et la température maximale de craquage thermique (Tmax en °C), dérivée de la température où le maximum du pic S2 est atteint (Behar et al., 2001). L'étude de la forme des pics S2 est également un élément à considérer dans la mesure où tous les composants de la matière organique n'auront pas la même température de craquage (Disnar et al., 2003).



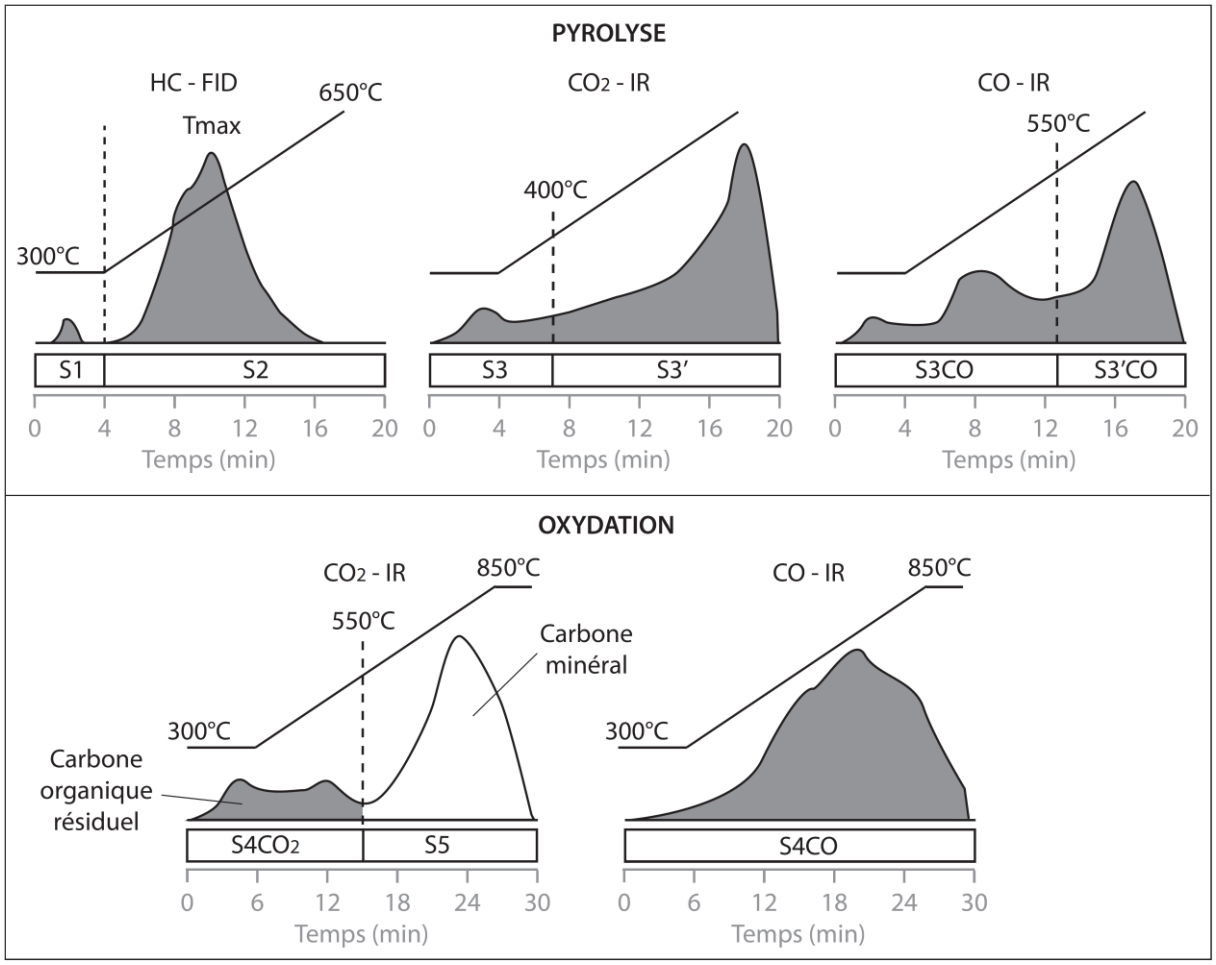


Figure 2.2f. Schéma illustrant l'analyse au Rock-Eval des échantillons avec l'obtention des différents paramètres qualitatifs obtenus après pyrolyse (détecteur à ionisation de flammes FID et infrarouges IR) et oxydation (détecteur infrarouges IR) selon des paliers de températures.

➢ La pétrographie organique quantitative

Développée depuis les années 1960, la pétrographie organique (palynociès) permet l'observation des microfossiles organiques, comprenant les spores, les pollens et les éléments non palynomorphes. Après une série d'attaques acides (HF et HCl) et préparation des lames minces, les observations et comptages sont réalisés à l'aide d'un microscope sous lumière transmise et réfléchie. Dans l'étude du cycle de la matière organique, les applications de cet outil sont nombreuses à travers les études dans les environnements sédimentaires modernes et anciens (Patience et al., 1995, Sifeddine et al. 1996, Di Giovanni et al., 1998, 2000, Noël et al., 2001, Miras et al., 2004, Sebag et al., 2006b, Graz et al., 2011). De cette manière, plusieurs grandes familles de particules organiques ont été mises en évidences (Figure 2.2g). Chacune d'entre elle ayant une origine particulière, leur occurrence au sein d'une archive sédimentaire reflète à la fois les contributions du bassin versant (apport allochtone) mais aussi la production de la colonne d'eau (apport autochtone, Figure 2.2h).

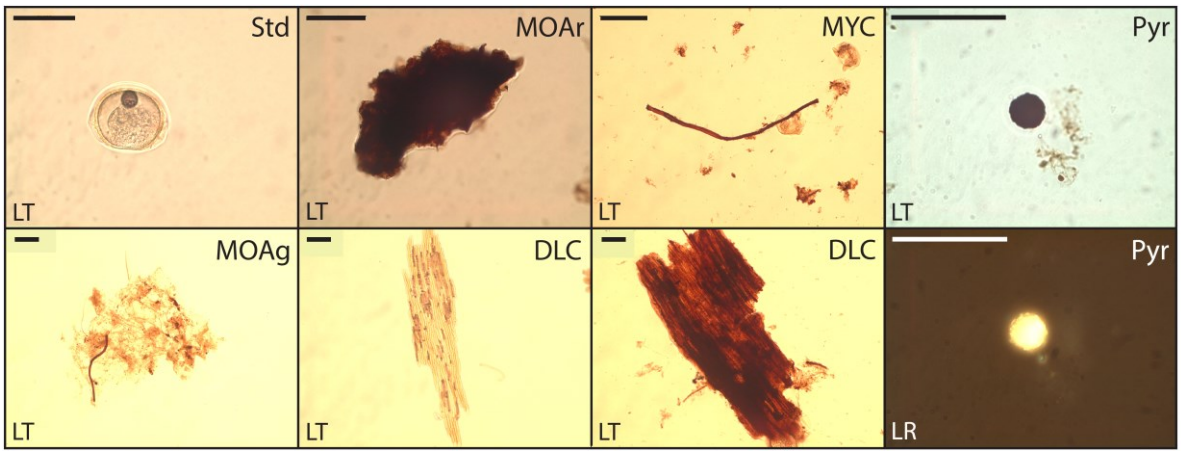


Figure 2.2g. Observations au microscope des particules organiques (palynofaciès) sous lumière transmise (LT) et lumière réfléchie (LR). La barre horizontale représente une échelle de 50 µm. Std : Standard (pollen Cupressus sp.) - MOAr : Matière Organique Amorphe Rougeâtre (Sols) - MYC : Mycélium - Pyr : Pyrite framboïdale - MOAg : Matière Organique Amorphe Grisâtre (Algues) - DLC : Débris Ligno-Cellulosique (Litières)

Ainsi, la Matière Organique Amorphe Rougeâtre (MOAr, en anglais rAP pour Red Amorphous Particle) présente une texture amorphe souvent gélifiée et dont la couleur varie du rouge au brun foncé en lumière transmise. Les Débris Ligno-Cellulosiques (DLC, en anglais LCF pour Ligno-Cellulosic Fragment) présentent une forme souvent allongés. Leur aspect peut varier en fonction du degré de maturité, passant d'un aspect jaune clair transparent, où la présence de vésicules internes est remarquable, à une couleur rouge brune avec une texture gélifiée. Les mycéliums (MYC) sont reconnaissables à leur forme filaire très allongés, dont les longueurs peuvent parfois atteindre plusieurs dizaines de microns. Enfin, la présence de débris opaques anguleux de couleur noir et lumineux sous lumière réfléchie montre la contribution de composés organiques fossiles au sein d'environnements modernes (Sebag et al., 2006b, Graz et al., 2011). Ces familles organiques constituent l'essentiel des apports en provenance des sols du bassin versant. Leur distribution au sein des sols apporte aussi des compléments d'informations sur la contribution des différents compartiments d'un sol (Figure 2.2g, Di Giovanni et al., 2000, Sebag et al., 2006b). Ainsi, les LCF et les mycéliums sont des composants essentiels des litières et des horizons supérieurs tandis que les rAP sont quant à eux présents à travers les horizons organo-minéraux (horizon A). De même, les particules opaques sont dénombrées en plus grande quantité dans les horizons profonds (horizon C). A l'inverse, la Matière Organique Amorphe Grisâtre (MOAg, en anglais AOM pour Amorphous Organic Particle), dérivées des algues sont reconnaissables par leur texture amorphe, floconneuse à granulaire et par une couleur jaune-grise en lumière transmise. Présentes uniquement dans le sédiment, elles résultent de la décomposition des plantes aquatiques et reflètent donc la productivité de la colonne d'eau. Les particules opaques rondes ayant un fort reflet métallique sous lumière réfléchie correspondent à des pyrites framboïdales, dont la nucléation et la croissance s'effectue au sein des sédiments au front redox ou au sein d'une colonne d'eau euxinique (Wilkin et al., 1996). Enfin, il faut noter la présence d'autres particules dont l'origine demeure incertaine et souvent mixte, notamment tout ce qui s'apparente à des membranes d'origine végétale ou animale et dont la texture peut être plus ou moins gélifiée. Enfin, la famille des spores et des pollens, produits par les végétaux et dont les modes de transport s'effectuent autant par voie éolienne que par ruissellement, est souvent représentée à travers les échantillons sédimentaires lacustres mais n'est pas valorisable en terme de représentativité.

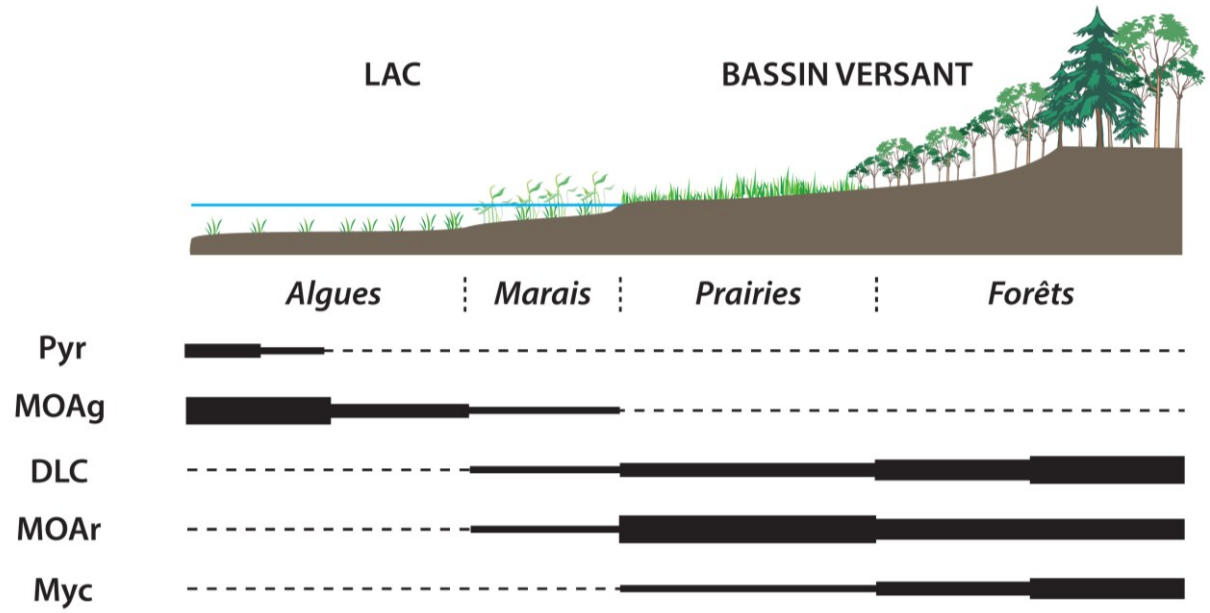


Figure 2.2h. Distribution des particules organiques (palynofaciès) selon les écosystèmes terrestres et aquatiques, modifiée d'après Sebag et al., 2006b. Pyr : Pyrite framboïdale - MOAg : Matière Organique Amorphe Grisâtre - DLC : Débris Ligno-Cellulosique - MOAr : Matière Organique Amorphe Rougeâtre (Sols) - MYC : Mycélium.

Récemment, le développement de la pétrographie organique quantitative a permis de franchir un pas dans la caractérisation des cortèges organiques au sein de plusieurs compartiments géologiques (Graz et al., 2010, 2011). L'ajout d'un standard (STD) en quantité définie dans l'extrait de sédiment, en l'occurrence un pollen de cyprès (*Cupressus sp.)* aisément identifiable à sa couleur jaune et sa lumière réfléchie, et la détermination statistique des densités des particules observées permettent de s'affranchir d'un comptage semi-quantitatif et de pouvoir raisonner en quantitatif (Figure 2.2g). Le comptage des particules pédogénétiques au sein d'une archive sédimentaire rend ainsi possible la quantification du transfert de matière depuis le bassin versant jusqu'à l'archive sédimentaire et donc l'évaluation de l'érosion des surfaces continentales au cours du temps (Simonneau, 2012, Simonneau et al., 2013a, 2013b, 2013c, 2014).

2.2.3. Chronologie des remplissages sédimentaires

Définir le cadre chronologique est indispensable à la compréhension des phénomènes régissant le remplissage du bassin lacustre dans son ensemble. A l'instar des autres disciplines des Sciences de la Terre, la datation relative permet d'apporter des éléments chronologiques de situer les évènements uns par rapport aux autres sur la base de plusieurs critères géométriques. Cependant, elle ne permet pas d'évaluer une durée ni de fixer un cadre chronologique précis avec une échelle de référence.

A ce titre, le développement de méthodes de datation absolue, dont la plupart sont basées sur la désintégration radioactive de certains éléments chimiques est un apport considérable pour la géologie. Chaque chronomètre radioactif ainsi utilisé pourra remonter le temps selon sa durée de demi-vie. Dans l'étude des remplissages sédimentaires lacustres, plusieurs méthodes peuvent donc être envisagées, chacune avec une fenêtre temporelle limitée dont l'ordre varie du mois à plusieurs millions d'année.

2.2.3.1. Méthodes de datations appliquées aux séquences sédimentaires lacustres

- Le radiocarbone (ou ^{14}C)

Le radiocarbone (^{14}C), qui permet de dater des échantillons dans une fenêtre de 100 à 50 000 ans, apparaît comme l'outil le plus adapté à la datation des remplissages sédimentaires holocènes. L'isotope 14 du carbone est produit en permanence dans la haute atmosphère, en réaction au bombardement protonique de l'azote. Le radiocarbone ainsi formé descend dans l'atmosphère et intègre différents réservoirs (masses d'eau par dissolution du CO_2 et végétaux par photosynthèse) en restant en équilibre avec l'atmosphère. Lorsque les échanges cessent (mort des organismes ou enfouissement d'une masse d'eau), la teneur en radiocarbone du réservoir décroît par radioactivité selon une constante de désintégration. La demi-vie de cet élément, correspondant au temps nécessaire à la perte de la moitié du stock initial d'élément radioactif, a ainsi pu être définie à 5370 ans pour le radiocarbone. La disparition progressive de la teneur en radiocarbone empêche les méthodes analytiques actuelles d'évaluer l'âge de matériaux antérieurs à 50 000 ans.

Les datations ont ainsi été réalisées après prélèvement de matériel organique au sein des sédiments. Les échantillons ont ensuite été envoyés dans différents laboratoires internationaux (Beta Analytics, Poznan Radiocarbon Laboratory, UCLA) pour des mesures du radiocarbone par Spectrométrie de Masse par Accélérateur (en anglais AMS pour Accelerator Mass Spectrometry). Les résultats obtenus rendent compte de l'âge d'échantillon, exprimé par convention en année avant la dispersion de radiocarbone dans l'atmosphère par les activités humaines depuis le milieu du siècle dernier (en anglais BP pour Before Present). L'année calendaire AD 1950 correspond donc à l'année 0 BP.

La validité des âges ainsi obtenus repose sur le fait qu'aucun carbone fossile n'ait été incorporé dans la fraction carbonée de l'échantillon soumis pour datation, supposant de ce fait des échanges exclusivement avec l'atmosphère. Or, de nombreuses études ont montré l'existence d'un âge réservoir dans des environnements modernes lacustres et marins suite à une incorporation de carbone fossile (Graz et al., 2011, Albéric et al., 2013, Simonneau et al., 2014). De plus, la teneur atmosphérique en radiocarbone, longtemps admise comme constante au cours des temps, montre des variations non négligeables en lien avec les variations du champ magnétique terrestre qui protège la Terre des rayonnements cosmiques, les cycles de l'activité solaire responsable des émissions vers la Terre et enfin avec les perturbations d'origine anthropique lié à l'utilisation de combustibles fossiles et aux essais nucléaires atmosphériques qui enrichissent l'atmosphère en radiocarbone. Ces disparités entre l'âge radiométrique mesuré et l'âge réel d'échantillons ont amené à l'établissement de différentes courbes de calibration, variables selon les environnements hémisphériques. Ces courbes de calibration ayant une portée hémisphérique se sont affinées au cours du temps, les dernières en date ayant été publié en 2013 (Reimer et al., 2013). Dans notre étude localisée dans l'Hémisphère Nord, les courbes de calibration utilisées sont IntCal13 pour la période entre 0 et 50 000 BP (Reimer et al., 2013). Lorsque l'échantillon contient du carbone moderne, cela signifie qu'il est postérieur à AD 1950. Dans ce cas, la calibration de la datation s'effectue avec l'extension NHZ1 pour la période 1950-2010 dite « Postbomb » (Hua et al., 2013). L'existence de plusieurs plateaux de radiocarbone dans ces courbes de références, peut toutefois engendrer de grandes incertitudes dans les mesures des échantillons, en particulier pour les périodes les plus récentes (Figure 2.2i). Aussi, il est vivement recommandé de coupler cette méthode à des analyses permettant de dater des échantillons récents avec une meilleure résolution.

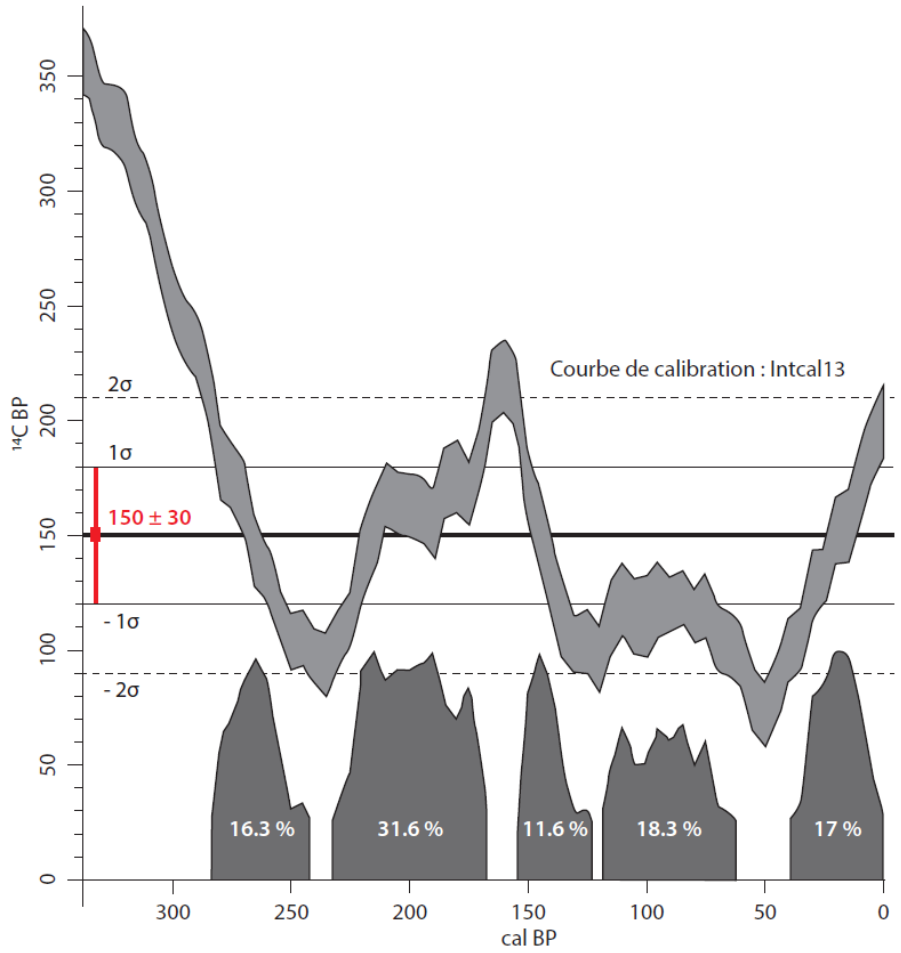


Figure 2.2i. Calibration d'un âge radiocarbone conventionnel (150 ± 30 BP) à partir de la courbe de calibration IntCal13 (Reimer et al., 2013) illustrant un plateau dans l'évolution récente des teneurs en radiocarbone atmosphérique. Sur l'axe des abscisses, les aires grisées représentent les probabilités d'âges calibrés (cal BP) exprimées en pourcentage.

➢ Les radionucléides ^{210}Pb et ^{137}Cs.

Comme alternative aux mesures par le radiocarbone, l'utilisation d'isotopes radioactifs ayant un temps de demi-vie plus court permet de contraindre l'âge des dépôts les plus récents, ce qui s'avère important dans l'étude des remplissages artificiels développé suite à la construction de barrages et retenues sur cours d'eau durant le siècle dernier. De ce fait, l'utilisation des radionucléides comme le Plomb 2010 (^{210}Pb) dont la demi-vie est de 22,4 ans ou le Césium 137 (^{137}Cs), élément artificiel particulièrement diffusée dans l'atmosphère suite aux essais nucléaires des années 1960 et à l'accident de Tchernobyl en 1986, peuvent supporter un cadre chronologique très récent (Arnaud et al., 2002, 2006a). Les datations au plomb 210 sont réalisées à partir de la mesure d'une fraction du plomb dite supportée et d'une fraction dite non-supportée en utilisant l'un des trois modèles suivant : CFCS (Constant Flux, Constant Sedimentation, Krishnaswami et al., 1971), CRS (Constant Rate of Supply, Appleby and Oldfield, 1983) et CIC (Constant Initial Concentration, Pendington et al., 1976). Cette méthode doit cependant être confirmée par une seconde datation indépendante, généralement l'évolution du profil de Césium 137.

➢ Les comptages de varves

L'existence d'une saisonnalité dans les processus de dépôts depuis la colonne d'eau et/ou les apports du bassin versant peut entraîner, dans certaines configurations limnologiques et environnementales, la formation de lamines annuelles appelées varves (Zolitschka et al., 2015 et références associées). Ces lamines se différencient à travers leurs assemblages organiques, chimiques et/ou minéraux. Les varves correspondent à un duo/trio de fines couches sédimentaires dont la rythmicité annuelle répond à des facteurs climatiques dans un contexte géologique et limnologique défini. Ainsi, on distingue les varves clastiques généralement formées en contexte glaciaire par un duo de fines lamines des varves biogéniques caractérisées par une succession de deux/trois lamines en milieu plus tempéré. En partant du haut d'une séquence sédimentaire correspondant à la date du carottage, le comptage de ces varves à partir de lames minces permet d'établir une chronologie avec une résolution annuelle des dépôts sur de grandes périodes de temps. Toutefois, la préservation des varves nécessite l'absence de mélange sédimentaire postérieur au dépôt (bioturbation). De même, l'occurrence de dépôts érosifs au sein d'une séquence limite l'utilisation de cette méthode de datation. Aussi, la validité des comptages de varves est généralement vérifiée en couplant cette méthode avec des datations absolues et/ou en corrélant les âges avec des évènements historiques connus.

2.2.3.2. Les modèles âge-profondeur

- Construction d'un modèle âge-profondeur

La datation absolue d'échantillons prélevés en différents points d'une séquence permet de fixer un âge dans un repère chronologique universel. Néanmoins, ces données sont ponctuelles et la datation de l'ensemble de la séquence sédimentaire nécessite l'utilisation d'un modèle permettant la conversion d'une profondeur en âge et ce en tout point de la carotte afin de pouvoir discuter les aspects temporels liés à la construction de la séquence sédimentaire. Le développement récent de plusieurs codes informatiques intégrant les courbes de calibration précédemment évoquées et différents modèles mathématiques permettant l'interpolation des valeurs entre ces données ponctuelles facilite ce travail. Ainsi, cette étude s'appuie sur des modèles d'âge construits à partir du code CLAM développé au format R (Blaauw, 2010).

Un modèle âge-profondeur montre ainsi la distribution temporelle des échantillons en fonction de la profondeur, les âges les plus vieux étant situés en bas de la séquence et les plus récents vers son sommet (Figure 2.2j). Toutefois, l'occurrence de niveaux de crues (Chapron et al., 2005, Simonneau et al., 2013b, Wilhelm et al., 2012) ou de glissements (Nomade et al., 2005, Guyard et al., 2007, Chapron et al., 2010) peut apporter du matériel ancien préalablement stocké en un autre endroit du lac ou du bassin versant, se traduisant par un inversement d'âge en certains endroits (Figure 2.2j). Ces inversion d'âges constituent la preuve en elle-même de la non-linéarité de la construction de l'archive sédimentaire au cours du temps et peuvent aider à distinguer les évènements sédimentaires instantanés (niveaux remaniés) de la sédimentation de fond. La correspondance entre profondeur et âge doit également tenir compte de ces évènements sédimentaires instantanés et parfois érosifs qui peuvent entraîner la destruction des archives sédimentaires. Ceux-ci doivent donc être soustraits à la sédimentation de fond avant l'application du modèle. De même, l'estimation de l'âge des niveaux sédimentaires non encadrés par des données radiométriques peut être effectuée via une extrapolation du modèle d'âge, mais doit tenir compte des limites de cette méthode.

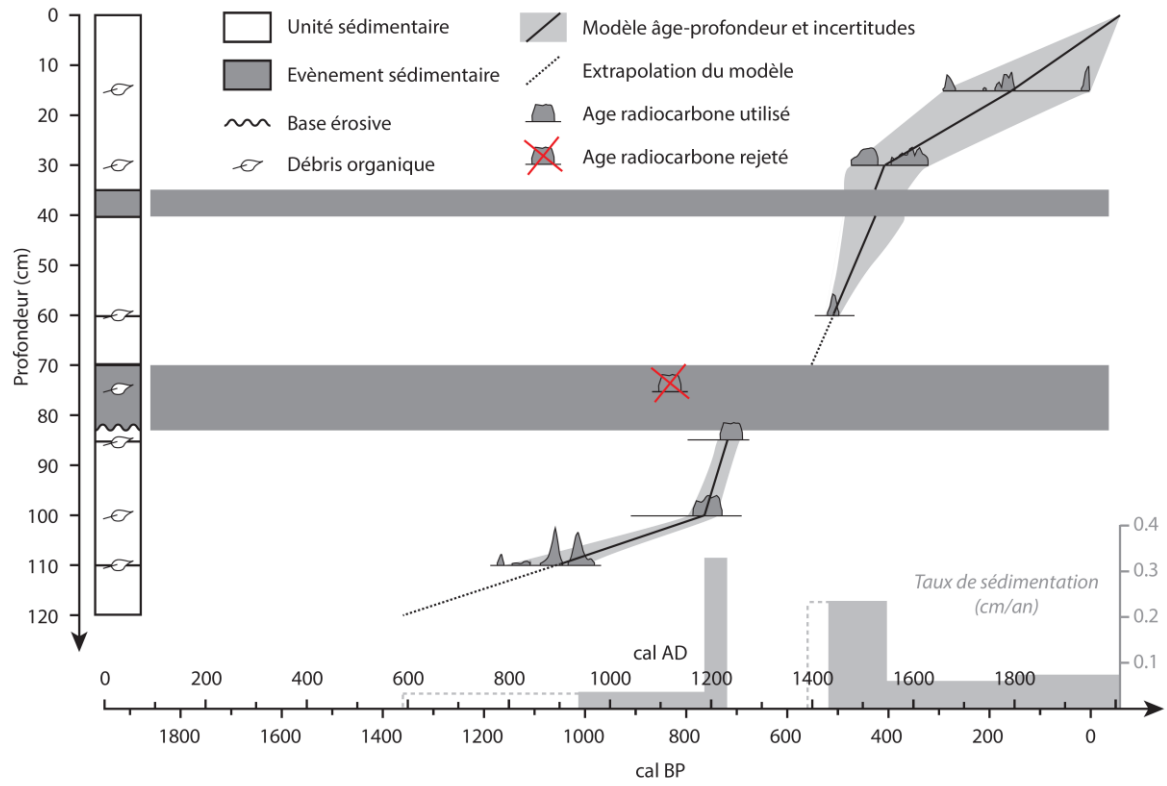


Figure 2.2j. Modèle âge-profondeur construit à partir du logiciel CLAM (Blaauw, 2010). Le modèle applique une interpolation linéaire entre tous les points sélectionnés à partir des données sédimentaires. Cet exemple illustre les problèmes rencontrés par les évènements instantanés porteurs de macrorestes organiques remaniés (âges radiocarbones rejetés) qui génère parfois une érosion du matériel antérieurement déposé, induisant un vide chronologique dans le remplissage sédimentaire.

➢ Données historiques et validation d'un modèle âge-profondeur

La chronologie absolue des remplissages sédimentaires peut être renforcée par des comparaisons avec des données historiques à échelle locale et/ou régionale. A ce titre, les données archéologiques sont autant d'indices venant valider le modèle âge-profondeur établie pour une séquence sédimentaire durant les périodes historiques. Ainsi, la correspondance entre des pics de pollution identifiés dans les sédiments et des activités métallurgiques reconnues dans le bassin versant à la même période vient conforter le cadre chronologique établi (Guyard et al., 2007, Simonneau et al., 2014, Morra et al., 2015). De même, l'accroissement de la teneur en plomb observée au sommet des archives, souvent utilisée pour retracer l'histoire des pollutions atmosphérique au cours du siècle dernier (Shotyk et al., 1998, Arnaud et al., 2006b, Massa et al., 2015), permet de valider les modèles d'âge sur les périodes les plus récentes. Plus généralement, toute empreinte anthropique identifiée et historiquement connue au sein des séquences sédimentaires peut appuyer le cadre chronologique établie par les différentes méthodes de datations.

De même, l'identification d'évènements sédimentaires historiquement connus tels des niveaux de crues (Wilhem et al., 2012, Lavrieux et al., 2013a), des glissements provoqués par des séismes historiques (Chapron et al., 1999, 2006, Bertrand et al., 2008a) ou encore des niveaux de cendres volcaniques (Chapron et al., 2007a, Bertrand et al., 2008b, Van Daele et al., 2014) permet de valider le cadre chronologique défini par le modèle d'âge. Leur utilisation reste soumise à une validation au préalable par d'autres méthodes de datation indépendantes de la dynamique sédimentaire. Néanmoins, une bonne correspondance entre l'âge estimé par le modèle d'âge et l'âge réel de ces évènements vient renforcer la fiabilité de la chronologie absolue des séquences lacustres établie via la combinaison des méthodes de datations par le radiocarbone, les radionucléides et/ou les comptages de varves.

2.2.4. Synthèse de la démarche analytique

La démarche analytique proposée pour l'analyse multi-sites permet de traiter l'étude du continuum bassin versant - lac en proposant une caractérisation morphologiques des géosystèmes et un échantillonnage des sols (sources) permettant de calibrer les signaux obtenus à partir de l'analyse effectuée sur les sédiments lacustres. Les volumes de sédiments piégés dans les bassins lacustres ont pu être calculés à l'aide de l'imagerie du remplissage effectuée par sismique réflexion, occasionnellement couplée à des mesures d'épaisseur de sédiment réalisées à la sonde manuelle. La caractérisation des sols et des sédiments passe par une analyse multi-paramètres incluant :

(1) les propriétés physiques du sédiment (couleur, densité, susceptibilité magnétique et granulométrie).

(2) la fraction organique avec des analyses qualitatives et quantitatives sur sédiment et sol total (Rock-Eval) couplées à des observations quantitatives sous microscope optique (palynofaciès).

(3) la fraction minérale du sédiment (analyses semi-quantitatives continues par XRF calibrées des mesures quantitatives ponctuelles par ICP-MS laser).

Enfin, les chronologies se basent sur des mesures de radioéléments permettant l'établissement de modèle d'âges indépendants pour chaque site. Cette approche limnogéologique apparaît nécessaire à la compréhension des processus de transfert et de la dynamique sédimentaire qui se déroulent au sein des géosystèmes intégrés sous l'influence des facteurs de station et des forçages naturels et anthropiques.

PALEO

Les lacs naturels d'Auvergne



Le lac Pavin



Le lac Chauvet



Le lac de Montcineyre



Le lac de Guéry

Photographies : Francis Cormon

Chapitre 3.1

Résultats

Ce chapitre présente les résultats obtenus à travers l'étude comparée des archives lacustres naturelles d'Auvergne. Il regroupe une succession d'articles scientifiques, soumis ou en préparation, regroupés en thématiques et illustrant l'impact à l'échelle locale et régionale des forçages naturels et anthropiques sur les dynamiques sédimentaires des lacs Pavin, Chauvet, Montcineyre et Guéry. Le plan de ce chapitre est le suivant :

3.1.1. "Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to earthquakes". Article soumis à *Sedimentary Geology*.

3.1.2. "Extreme events in the sedimentary record of maar lake Pavin: implication for natural hazards assessment in the French Massif Central". Article accepté pour publication dans *Quaternary Science Reviews.*

3.1.3. "7000 years of runoff activity in maar Lake Pavin: a sedimentary record of paleohydrology in the French Massif Central". Article en préparation pour une soumission à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*

3.1.4. "Impacts anthropiques et climatiques sur l'érosion des sols en contexte volcanique au cours des 700 dernières années (Mont Dore, Massif Central, France)". Article en préparation.

Par ailleurs, les résultats présentés dans les trois premiers chapitres ont également fait l'objet d'une publication pour un ouvrage pluridisciplinaire portant sur le lac Pavin (Annexe 1 et Annexe 2).

3.1.1. "Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to earthquakes"

Article soumis à *Sedimentary Geology*

Une approche régionale comparée de quatre systèmes lacustres contrastés de la province volcanique du Mont Dore a été utilisée pour documenter l'aléa sismique au cours du dernier millénaire. La caractérisation des systèmes lacustres inclut une cartographie acoustique par sismique réflexion complétée par des prélèvements sédimentaires sur lesquels une analyse multi-paramètre a été conduite. A travers les images sismiques et les sédiments, plusieurs phénomènes de remaniements gravitaires ont été mis en évidence et leur chronologie a été établie sur la base de datations par le radiocarbone.

Aux alentours de l'an 1300, l'identification d'évènements synchrones sur les lacs de Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry soutient l'idée d'un séisme, jusqu'ici non répertorié dans les documents historiques, comme facteur de déclenchement. A l'échelle régionale, l'enregistrement de cet évènement a été favorisé par une surcharge sédimentaire induite par les activités humaines dans les bassins versants (Chauvet et Montcineyre) et suite à une baisse du niveau lacustre ayant fragilisé les corps sédimentaire (Pavin). La sismicité historique du XIXème siècle a également pu être documentée à travers les archives des lacs de Guéry et de Pavin, en lien avec l'activité sismique du Mont Dore ou de la zone sud de la faille de la Limagne.

Malgré une activité sismique régionale faible à modérée, ce travail met en lumière la sensibilité des systèmes lacustres au facteur tectonique. Cette sensibilité résulte (1) de facteurs intrinsèques propres aux séismes (magnitude, intensité, distance lac-épicentre et temps de retour entre deux évènements) ; (2) de facteurs de station propres à chaque site (pentes et nature du sédiment) et (3) de facteurs non-stationnaires (charge sédimentaire et fluctuations du niveau lacustre) évoluant sous l'influence de l'Homme.

Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to earthquakes

Léo CHASSIOT[a], Emmanuel CHAPRON[a,b], Christian DI GIOVANNI[a], Patrick LAJEUNESSE[c], Kazuyo TACHIKAWA[d], Marta GARCIA[d], Edouard BARD[d]

[a] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327, CNRS, Université d'Orléans, BRGM, 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.

[b] Géographie de l'Environnement (GEODE), UMR 5602, CNRS, Université Toulouse 2 Jean Jaurès, Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex, France.

[c] Centre d'Etudes Nordiques (CEN), Département de Géographie, Université Laval, Pavillon Abitibi-Price, 2405, rue de la Terrasse, Québec G1V 0A6, Canada.

[d] Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences (CEREGE), UM 34, CNRS, Université Aix-Marseille, IRD, Collège de France, 13545 Aix-en-Provence, France

ABSTRACT

Lake sediments are relevant natural seismographs over long time scale. However, because tectonic events are not systematically recorded in lake sediments, one forthcoming challenge for paleoseismology is to better assess lake sensitivity to earthquakes. To this end, a limnogeological investigation, including hydroacoustic mapping techniques, cores sampling and multi-proxy sediment analyses has been conducted within four small volcanic lakes located in the Mont Dore province (Auvergne, France), an area with a moderate seismo-tectonic activity.

Over the last millennium, results show the existence of several gravity reworking processes. Around AD 1300, the occurrence of synchronous events in lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry (100 km² area) highlights an undocumented earthquake as a common trigger for slope failures in disconnected basins. At regional scale, the record of this tectonic event has been favored by human-induced increase in sediment load (Chauvet and Montcineyre) and/or after an abrupt lake-level drop (Pavin) affecting the sediment stability. During the XIXth century, the seismic activity was recorded in lakes Pavin and Guéry, when historical earthquakes occurring in the Mont Dore area or in the southern part of the Limagne fault triggered synchronous turbidites and mass-wasting deposits (MWD).

Despite a moderate seismic activity in this intraplate volcanic domain, these results highlight the tectonic factor as a major trigger in the sedimentary processes dominating these lacustrine infills. Within the diversity of studied sites, it appears that lakes sensitivity to earthquakes was not constant over time and can be expressed as a combination of external factors, namely earthquake magnitude and lake-epicenter distance and internal factors such as lacustrine morphology, nature of sediment, lake-level fluctuations and human-induced changes in sedimentary load.

KEYWORDS

Volcanic lakes; Mass-Wasting Deposits; Earthquakes; Historical Seismicity; French Massif Central; Lake Sensitivity.

HIGHLIGHTS

Small volcanic lakes are able to record earthquakes in a low seismogenic area.

Historical earthquakes triggered coeval MWDs recorded in lake sediments.

An undocumented paleo-earthquake has been identified around AD 1300.

Human-induced increases in sedimentary load enhance lake sensitivity to earthquakes.

1. INTRODUCTION

Metropolitan France is a country of low seismotectonic activity (Baize et al., 2013). The seismotectonic zonation established from both geological background and the collected evidences of Neogene tectonic activity lead to the regional-scaled seismic hazard assessment, which appear highly variable within the country (Terrier et al., 2000, Baize et al., 2013). According to SISFRANCE and AHEAD databases (Lambert et al., 1997, Baumont and Scotti, 2011, Stucchi et al., 2013), compressing stress zones like the Alps and the Pyrenees host active faults favoring the generation of recurrent and sometimes large earthquakes. Similarly, other major tectonic features located near former Hercynian chains are also responsible for smaller tectonic events, like in the Armorican Massif or in the French Massif Central (Lambert et al., 1997). In both cases, the instrumental records span the last century, which remains problematic to assess the seismic hazard in case of large return periods between two earthquakes. Hence, extending the earthquake records beyond this time window is a key issue for understanding regional seismicity.

Over the last decades, lacustrine sediments have been analyzed for their relevance to record seismic shakings and have been successfully used as natural seismographs for long-term record of earthquake-induced sedimentary disturbances (Strasser et al., 2013). Today, many studies used various forms of instantaneous sedimentary deposits for qualitative and quantitative earthquake reconstructions in lacustrine systems during the Holocene, as long as the seismic origin of these deposits is attested. Most of them are concentrated on tectonically active regions like the Alps (Beck et al., 1996, Schnellmann et al., 2002, Monecke et al., 2004, Nomade et al., 2005, Strasser et al., 2006, 2013, Wilhelm et al., 2015, Chapron et al., 2016), the Anatolian fault (Schwab et al., 2009, Avşar et al., 2014, 2015) and around the Pacific ring of fire where recurrent and large earthquakes have been recently experienced like in Chile (Chapron et al., 2006, Bertrand et al., 2008, Moernaut et al., 2007, 2014), US western coast (Karlin et al., 2004, Maloney et al., 2013, Smith et al., 2013, Morey et al., 2013), Japan (Inouchi et al., 1996) or New Zealand (Howarth et al., 2014, Gomez et al., 2015). Moreover, the recent limnogeological investigations in glacial lakes of mid-continent in North America underlines the sediment ability to archive earthquakes throughout the Holocene, despite their low to moderate magnitude (St-Onge et al., 2004, Doughty et al., 2014, Locat et al., 2016). However, because earthquakes do not systematically trigger an instantaneous deposit in lake basins, one forthcoming challenge for paleoseismology is the characterization of lake sensitivity to earthquakes, which can be rather different from one lake to another (Wilhelm et al., 2015).

In order to contribute to the growing interest of earthquake recording in lacustrine environments, the present article focused on the volcanic province of the Mont Dore area within the hercynian chain of the French Massif Central where a limited but existent tectonic activity has been reported for the last half-millennium (Lambert et al., 1997, Stucchi et al., 2013). Today this land hosts various types of small volcanogenic lakes which are, with rare

exceptions, barely known. Supporting pioneer works published by Chapron et al. (2012), the present study provides an up-to-date dataset of high-resolution seismic profiles coupled to radiocarbon-dated sediment cores from four nearby lakes (100 km² area), including maar Lake Pavin (Schettler et al., 2007, Chapron et al., 2010, 2012, Chassiot et al., accepted[1]), maar Lake Chauvet (Juvigné, 1992), volcanic-dam Lake Montcineyre (Chapron et al., 2012) and the poorly documented glacial Lake Guéry.

2. GEOLOGICAL SETTING

2.1. Volcanology and lakes

Since their formation during the late Tertiary era, the volcanic provinces of the French Massif Central lie on a hercynian chain (Figure 3.1.1a). Among the numerous volcanic provinces created by a continuous volcanic activity, the northernmost Chaîne des Puys and then the recent magmatic activity in the Mont Dore chain are today recognized as the most recent volcanic edifices in metropolitan France (Boivin et al., 2009). The Puy-de-Dôme culminates at 1,465 m a.s.l. above the Chaîne des Puys, a North-South oriented horst separated from the Limagne graben on the east by the Limagne normal fault, the main tectonic structure of an Oligocene rifting episode (Merle et al., 1998, Figure 3.1.1a). Few kilometers south, the Mont Dore province has been developed around the stratovolcano of the Puy-de-Sancy (1,885 m a.s.l.) during the Quaternary. At larger scale, the general tectonic setting is constrained by the Sillon Houiller fault on the west side, along with two strike-slip faults converging from the south to the Mont Dore massif (Figure 3.1.1a). In this region, both volcanic activity and glacial erosion shaped the landscape and have formed a multitude of lakes of very different morphologies (Table 3.1.1a). This includes crater lakes or maar lakes with a high depth-area ratio, resulting from a phreato-magmatic explosion, but also narrow volcanic-dam lakes and shallow glacial lakes (Figure 3.1.1a).

[1] Cette référence renvoie à l'article accepté pour publication dans *Quaternary Science Reviews* et présenté dans le chapitre 3.1.2 de ce manuscrit.

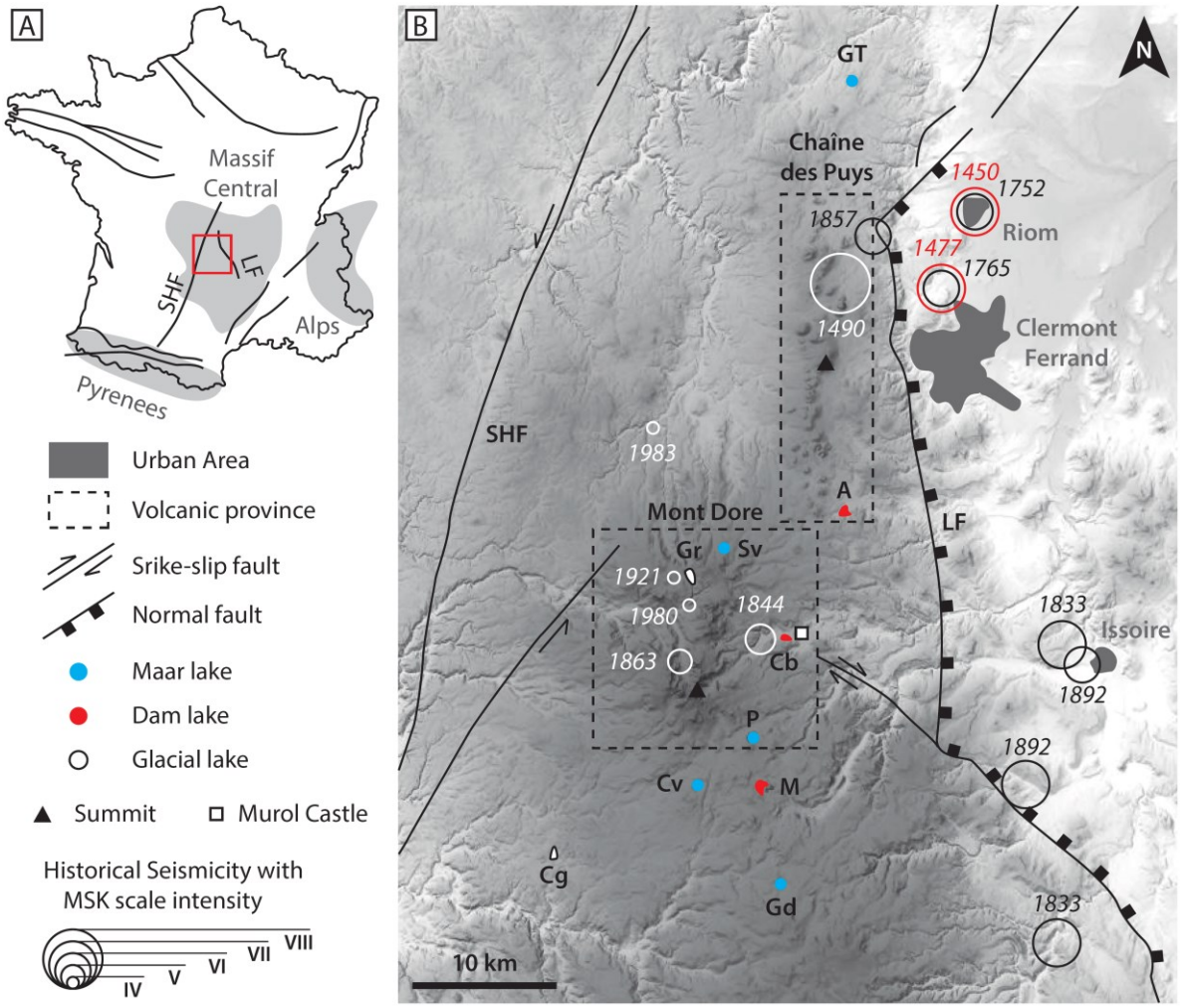


Figure 3.1.1a. (A) Simplified seismo-tectonic map of France with major faults (redrawn after Baize et al., 2013). (B) Historical seismicity of the study area from Sisfrance database (Lambert et al., 1997) displaying main volcanic provinces, faults (LF: Limagne Fault and SHF: Sillon Houiller Fault) and lakes (A: Aydat; Cb: Chambon; Cv: Chauvet; Cg: Crégut; Gd: Godivelle-d'en-Haut; GT: Gour de Tazenat; Gr: Guéry and P: Pavin).

Lake	Type	Altitude (m a.s.l.)	Max depth (m)	Area (km²)	Catchment area (km²)	Age (cal. BP)	Selected references
Pavin	Maar	1197	92	0.44	0.36	7000	Schettler et al., 2007 Chapron et al., 2010, 2012 Chassiot et al., accepted
Chauvet	Maar	1166	63	0.52	1.3	Late Glacial	Juvigné, 1992 Chapron et al., 2012
Montcineyre	Volcanic dam	1174	20	0.39	1.5	7500?	Chapron et al., 2012
Guéry	Glacial	1246	15	0.25	6.5	?	-
La Crégut	Glacial	856	26	0.33	1.5 (86*)	?	-
Aydat	Volcanic dam	825	15	0.60	3	8500	Lavrieux et al., 2013
Chambon II	Landslide dam	880	4	0.51	36	2600?	Macaire et al., 1997 Gay and Macaire, 1999
Servière	Maar	1200	29	0.16	0.50	?	-
La Godivelle d'en Haut	Maar	1239	44	0.14	0.13	Late Glacial	Bastin et al., 1991 Juvigné, 1992
Gour de Tazenat	Maar	630	66	0.33	4.18	?	Juvigné and Stach-Czerniak, 1998

*Table 3.1.1a. Morphological characteristics of lakes presented in Fig. 1 updated from Rioual et al., (2002). * Present-day catchment area according to hydraulic connections with other reservoirs and rivers upstream.*

2.2. Historical seismicity within the regional tectonic context

By comparison with active mountain ranges such as the Alps or the Pyrenees, the Auvergne region is characterized by a low seismic activity (Lambert et al., 1997, Baize et al., 2013). According to SISFRANCE and AHEAD databases (Baumont and Scotti, 2011, Stucchi et al., 2013), several seismic shaking with a MSK scale intensity ranging from IV to VIII have been referred for the last 500 years (Figure 3.1.1a). The best examples are the large historical earthquakes occurring in AD 1477 and AD 1490 at the boundary between the Chaîne des Puys and Limagne fault, attested by severe damages in the cities of Riom and Clermont-Ferrand (Lambert et al., 1997). At the epicenter, the moment magnitude (Mw) of these events was estimated to 6.1 ± 0.3 with an intensity (Io) of VIII, but was felt in a radius of 20 km with an Io of VII. In the vicinity, three other medium earthquakes were also noticed in AD 1752 (Io=V½ and Mw=4.1 ± 0.3), AD 1765 (Io=V½ and Mw=4.1 ± 0.3) and AD 1857 (Io=V½ and Mw=4.9 ± 0.3). In addition, southward along the Limagne fault, a seismic activity has been reported near the city of Issoire, where two medium historical earthquakes occurred in AD 1833 (Io=VI and Mw=5 ± 0.3) and AD 1892 (Io=VI½ and Mw=5.5 ± 0.3). Finally, at the heart of the Mont Dore volcanic area, limited but recurrent earthquakes have also been perceived since the XIXth century, with noticeable small seismic shakings in AD1844 (Chambon-sur-lac: Io=V½ and unknown Mw) and in AD1863 (Mont Dore: Io=V and Mw=3.4 ± 0.6). Finally, over the last century, many other small earthquakes (Io=IV) have also

been recorded in the region, but we restrain the dataset to those occurring beneath the Mont Dore area, according to the SISFRANCE database (Figure 3.1.1a, Lambert et al., 1997, Baumont and Scotti, 2011). Overall, the spatial distribution of the earthquake epicenters highlights the connection between the local seismic activity and the regional tectonic context with a concentration of seismic events along the Limagne fault and near the strike-slip faults converging beneath the Mont Dore massif (Figure 3.1.1a). This neotectonic evidence stress the role of the rifting in modern seismic activity, even if this region is nowadays considered as a barely active system according to the seismo-tectonic zoning scheme defined by Baize et al. (2013). At regional scale, the lack of knowledge on the seismo-tectonic framework and the faults distribution at local scale remains problematic for detailed investigations within the volcanic provinces in Auvergne.

3. MATERIALS AND METHODS

3.1. Lacustrine morphologies and core sampling

Lacustrine morphologies and sedimentary infills geometries were studied with seismic surveys by using a Knudsen subbottom profiler with a Chirp source at the frequencies of 4 and 12 kHz (Chapron et al., 2012). Data were then processed in the SEG-Y format in the Kingdom Suite™ and then computed to ArcGIS™ to generate bathymetric maps (Figure 3.1.1b). According to basin floor morphologies and sedimentary facies identified through the acoustic images, sedimentary cores have been retrieved by gravity and/or piston corer.

3.2. Multi-proxy analyses

After core opening, the different sedimentary units were described and allow the distinction of the background sedimentation from other types of instantaneous deposits. A multi-proxy approach has then been adopted to improve the characterization of the sediment, including a spectral mapping of first derivative spectra (FDS), which consist of parameters derived of diffuse spectral reflectance (DSR) measurements with a Minolta™ CM-700d (Debret et al., 2011). For sediments retrieved from Lake Guéry, this method was not sufficient to clearly separate the background sedimentation from the instantaneous deposits. In that case, X-rays radiographies were achieved on u-channels with a 200 µm resolution using an ITRAX core scanner (Cox Analytical Systems, Croudace et al., 2006). The applied settings were 45 kV and 40 mA for a time acquisition of 600 ms with a Cr tube. Continuous handheld measures of the magnetic susceptibility (MS) were also performed with a Bartington™ MS2E Sensor. In addition, instantaneous deposits identified within cores PAV12 and CHA13-7B have been sampled for grain-size analyses using a Malvern™ Mastersizer 3000 with a sampling interval of 1 cm (CHA13-7B) and 2 cm (PAV12). Results were computed in the Excel-running GRADISTAT program (Blott and Pye, 2001) following the Folk and Ward method (Folk and Ward, 1957). The organic fraction of the sediment has also been analyzed using Rock-Eval (RE) pyrolysis (Behar et al., 2001) in order to assess the TOC

content (i.e., Total Organic Content). Finally, a qualitative and quantitative observation of organic particles has been made under transmitted light (i.e., palynofacies) to determine the origin (terrigenous vs. algal) of organic matter (OM, Simonneau et al., 2013). For each sedimentary unit described in cores, results are synthetized by blue and brown pie charts in corresponding figures.

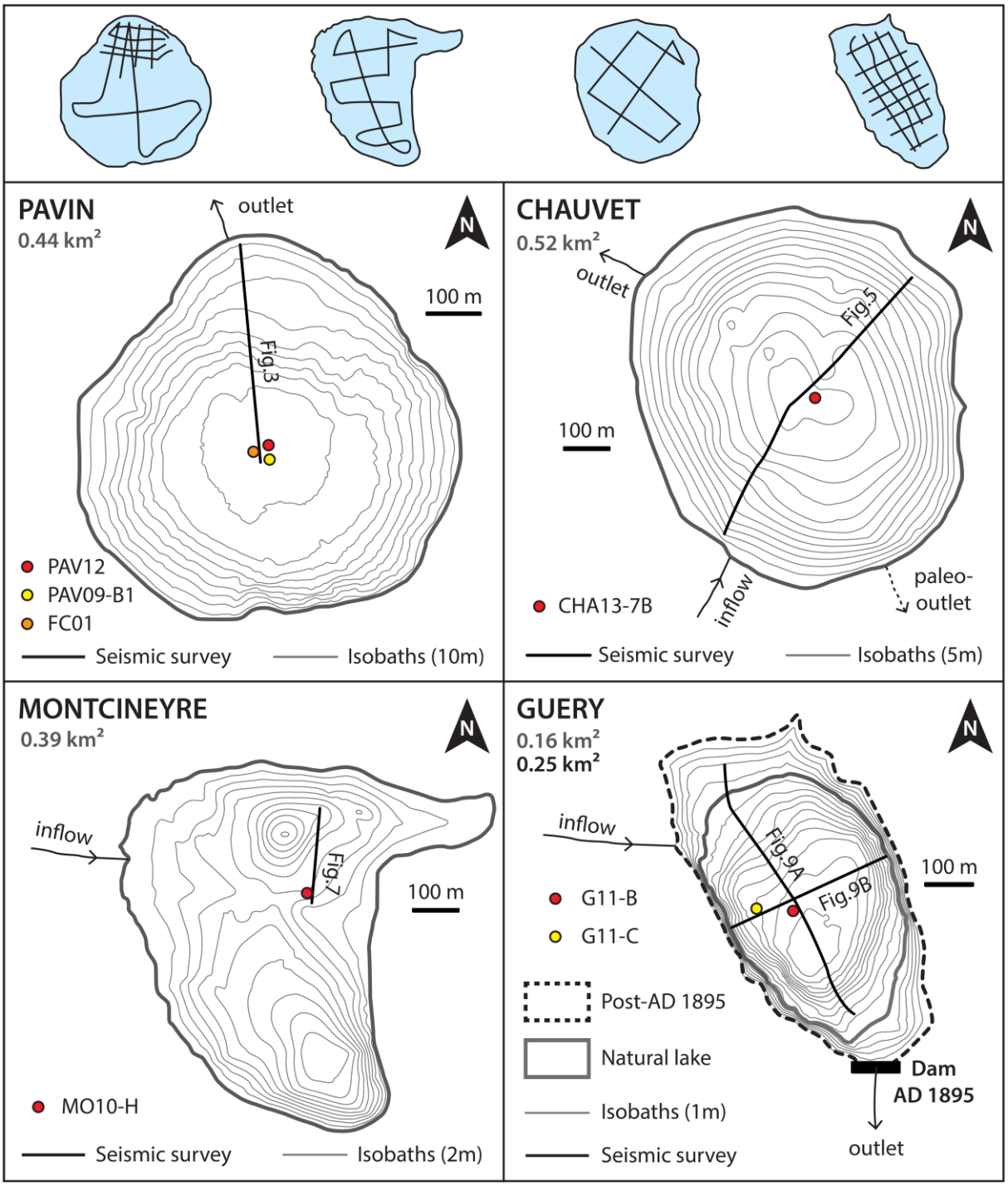


Figure 3.1.1b. Navigation grids for acoustic surveys (Chapron et al., 2012) and bathymetric maps of lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry with cores and seismic surveys location presented in the following figures.

3.3. Chronology

Organic debris and bulk sediment have been sampled for AMS radiocarbon dating (Table 3.1.1b). After removing the sedimentary events, the conventional radiocarbon ages were gathered into the CLAM software (Blaauw, 2010) to build up age-depth models for each sedimentary core using the reference calibration curve IntCal13 (Reimer et al., 2013). The relevancy of each of these models will be discussed independently thereafter.

Lake	Core	Depth	Laboratory Reference	Material	Conventional age (BP)	Two sigma calibration (cal. BP)
Pavin	PAV09-B1	96.5 cm	Poz-33126	Leaf	150 ± 30	200 ± 30 (0.33)*
	PAV12	137 cm	Lyon-10961	Leaf	220 ± 30	285 ± 20 (0.40)*
Chauvet	CHA13-7B	16.5 cm	Beta-409402	Gyttja	680 ± 30	660 ± 20 (0.64)*
		30 cm	Beta-409403	Gyttja	790 ± 30	710 ± 40 (1)
		51.5 cm	Beta-409404	Gyttja	1170 ± 30	1115 ± 65 (0.85)
		83 cm	Beta-362775	Leaf	2360 ± 30	2400 ± 70 (0.99)
Montcineyre	MO10-H	16.5 cm	UCIAMS-92405	Leaf	485 ± 15	520 ± 15 (1)
		86.5 cm	UCIAMS-92408	Leaf	735 ± 15	675 ± 10 (1)
Guéry	G11-B	52 cm	Beta-320655	Leaf	110 ± 30	80 ± 70 (0.69)*
		81 cm	Beta-320656	Wood	390 ± 30	470 ± 40 (0.73)*

Table 3.1.1b. Radiocarbon dating samples references with conventional ages (BP) obtained by AMS radiocarbon dating. Conventional ages (BP) have been computed into the CLAM software (Blaauw, 2010) to generate age-depth models. The two-sigma calibration has been made using the Intcal13 curve (Reimer et al., 2013). Numbers in parentheses indicate the probability. Asterisks refer to a radiocarbon plateau.

4. RESULTS

4.1. Lacustrine sedimentation

Lake Pavin

Formed ca. 7000 years ago, Lake Pavin presently dwells in a former maar resulting from a phreato-magmatic explosion (Figure 3.1.1b, Table 3.1.1a). Consequently, its shape is almost circular (0.44 km²) with a diameter of 700 m and a maximum water depth reaching 92 m in the central basin. Inner slopes of the topographic catchment area (0.36 km²) are very steep and enhance the runoff of rainwater along with multiple streams located around the lake. Previous work described the presence of (1) annually deposited diatomaceous sediment (Schettler et al., 2007, Chapron et al., 2010, 2012); (2) sedimentary events recording past extreme environmental changes, including a crater rim break with a lake outburst and the record of a mass-wasting deposit in the sedimentary record in AD 600; (3) a large slope failure around AD 1300 and recurrent turbidites in the XIXth century (Figure 3.1.1c, Chassiot et al., accepted).

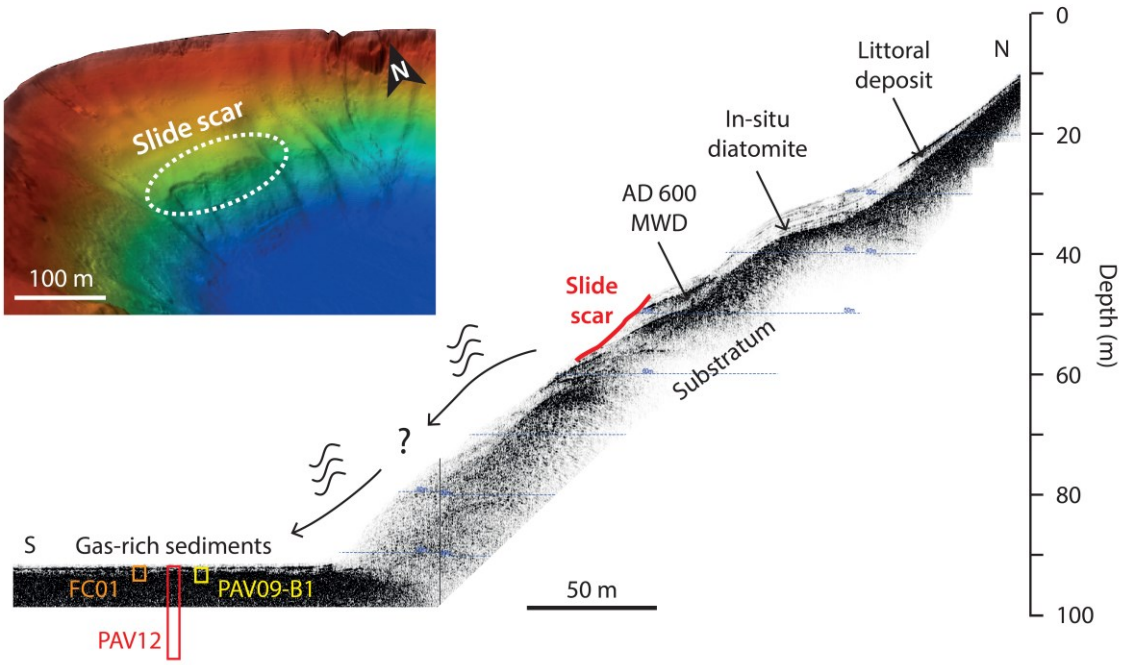


Figure 3.1.1c. 12 kHz acoustic profile of a North-South transect across Lake Pavin (Figure 3.1.1b) with PAV12 core location (after Chapron et al., 2012). The colored image on the upper-left corner is a zoom of a multibeam bathymetric map showing the slide scar clipping the edge of the plateau (after Chapron et al., 2010, Chassiot et al., accepted). On the acoustic profile, this scar affects in-situ diatomite and former AD 600 MWD deposited on the plateau.

As previously described in Chapron et al. (2010, 2012), the gas-rich sediment in the lake bottom precludes the penetration of acoustic waves (with sources of either 3.5 or 12 kHz) and results in the absence of acoustic images to illustrate the infills geometry in this environment (Figure 3.1.1c). Nevertheless, a recent coring campaign allowed to record a composite sedimentary sequence (PAV12) that covers the sedimentary evolution since the formation of the lake (Figure 3.1.1d, see Chassiot et al., accepted for detailed description of PAV12 units). Briefly, this core displays a continuous diatomite record interrupted by an erosive mass-wasting deposit (MWD) corresponding to a package of various massive units. Through the upper 2 m-length diatomite unit, the TOC content varies from 4 to 9%, and the organic petrography indicates an algal-dominated organic sedimentation. The top of the MWD is presently well defined by a light green colored unit settled on a disturbed diatomite unit. In this green unit, grain-size analyses indicate a silty to sandy sediment. Following the classification of Mulder and Cochonat (1996), this sedimentation pattern correspond to a liquefied silty flow and correspond to the top of the 4-m thick MWD originating of the slope scar mapped at the edge of the plateau (Figure 3.1.1c, Chapron et al., 2010). As detailed in Chassiot et al. (accepted), we assume a uniform diatomaceous sedimentation across the deep flat basin to constrain the age of this event. Therefore, the revised varve counting performed on core FC01 (Figure 3.1.1b, Stebich et al., 2005, Schettler et al., 2007) has been translated to PAV12. Moreover, two radiocarbon dating of leaves debris sampled in piston core PAV12 and nearby gravity-core PAV09-B1 (Figure 3.1.1b, Table 3.1.1b) match the varve

chronology and thus support the age of the liquefied silty flow deposit, here estimated to ca. cal. AD 1280 ± 50.

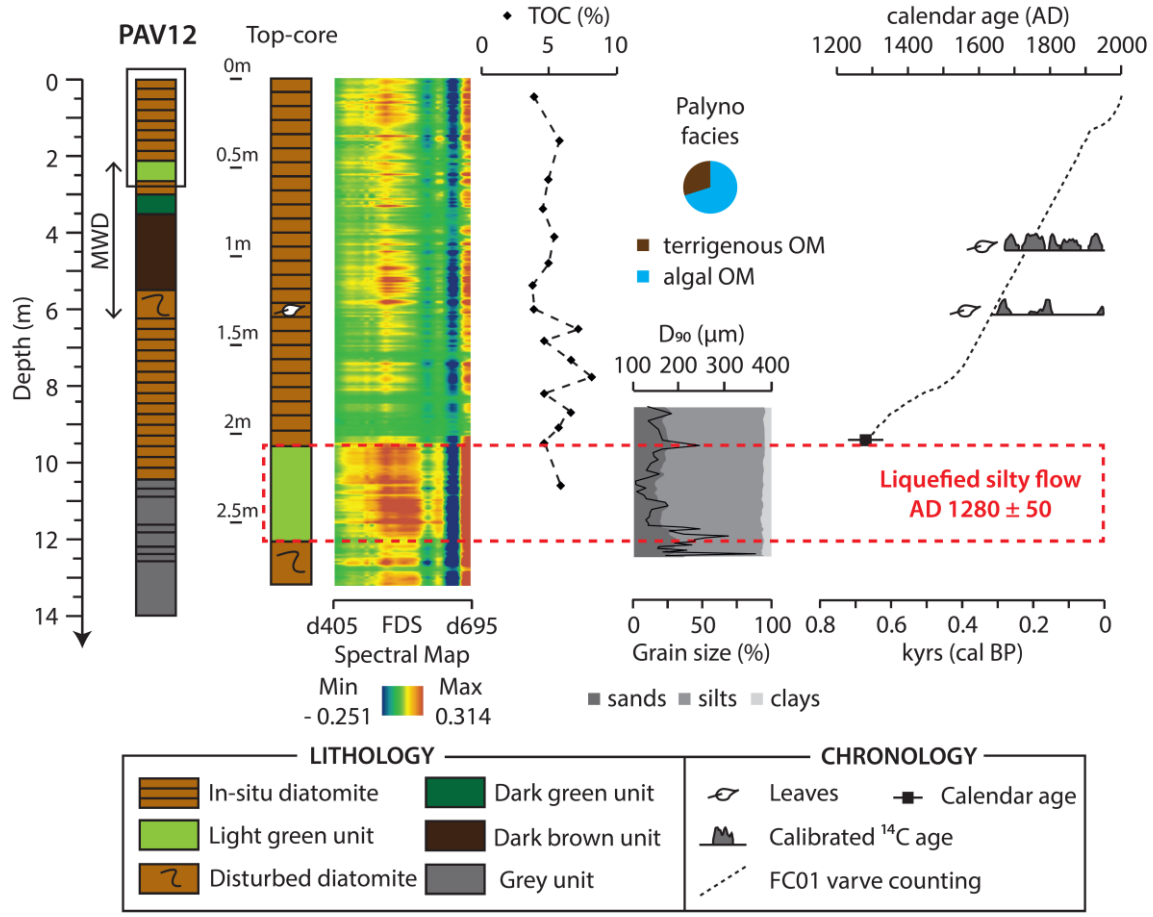


Figure 3.1.1d. Multi-proxy analyses and age-depth model for the top core of PAV12 (after Chassiot et al., accepted). Additional grain-size analyses are provided for the light green unit at the summit of the plurimetric MWD (Figure 3.1.1k)

Lake Chauvet

Twin of the lake Pavin, the Lake Chauvet is a 63 m deep maar lake located at the southern boundary of the Mont Dore province (Figure 3.1.1b, Table 3.1.1a). Pioneer work by Juvigné (1992) demonstrates its phreato-magmatic origin, despite the absence of a crater rim. According to this author, this can be explained by the overlying ice cap that disturbed the ejection of volcanic materials when the explosion occurred during the late Pleistocene. Indeed, the presence of moraines at the southern side indicates a former lake outlet downstream the glacier advance from the Puy-de-Sancy (Figure 3.1.1b, Juvigné, 1992). This hypothesis has then been confirmed by acoustic images (12 kHz) illustrating subaquatic moraines separating several sedimentary basins across the lake (Figure 3.1.1e, Chapron et al., 2012). The acoustic image across Lake Chauvet illustrates a global bowl-shaped morphology, typical of a maar lake, with steep slopes from the littoral to the lake bottom (Figure 3.1.1e). The deepest part of the lake shows a succession of small sedimentary basins

separated by a moraine ridge. On the southwestern side, in the continuity of the river inflow, the acoustic facies seems chaotic and thus may correspond to reworked sediments that have sliding down the slopes of the crater. However, within the deep basins, the sedimentary infills have developed a stratified acoustic facies with several high amplitude and continuous reflections. The entire sedimentary sequence did not exceed 6 m thick at core site (Figure 3.1.1e).

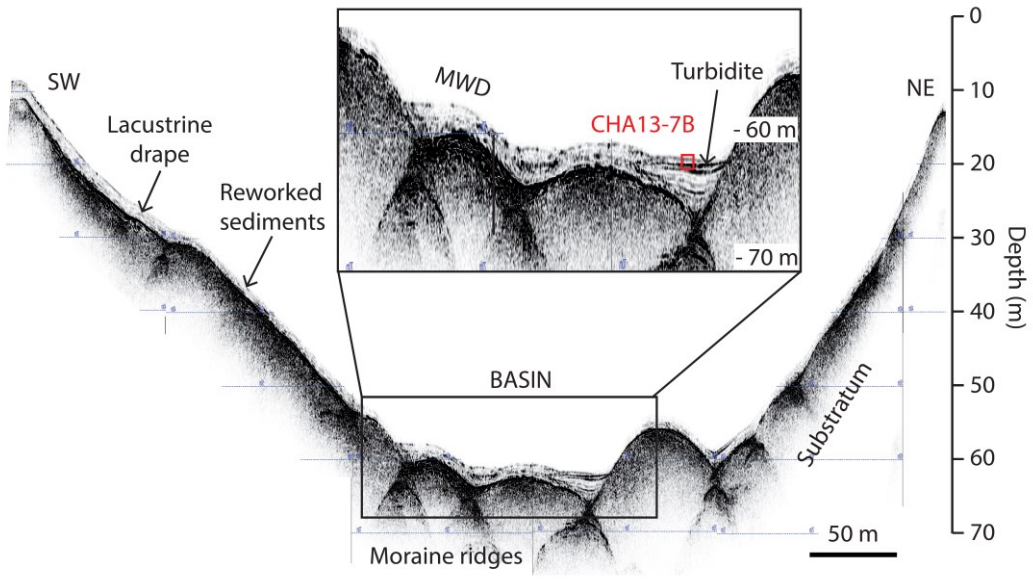


Figure 3.1.1e. 12 kHz acoustic profile of a Northeast-Southwest transect across Lake Chauvet (Figure 3.1.1b) with CHA13-7B core location (after Chapron et al., 2012). The zoom illustrates the basin fill geometries between moraines ridges with reworked sediment (MWD) downslope and high amplitude reflectors in the distal part of the sub-basin.

In this environment, one coring campaign allowed retrieving a 95 cm long gravity core CHA13-7B (Figure 3.1.1f). At the top core, units U1 and U2 are characterized by low to medium MS values and an organic content oscillating between 5 and 10% of TOC. Organic petrography confirms the abundance of algal organic matter throughout these two units. At the bottom of the core, the laminated unit U3 displays a fluctuating but elevated TOC content, mostly over 10% and essentially composed of organic terrigenous supplies. Between 33.5 and 39.5 cm, a greenish homogenous unit is observed above a sandy base highlighting a normal grading underlined by a peak in both D_{90} parameter and MS values. Combined with the presence of a white clay cap at the top of this unit, these sedimentological features are evidences for a sedimentary event deposited during one short-term episode of turbidity current (i.e., turbidite, St-Onge et al., 2004, Strasser et al., 2013). According to acoustic images accuracy in the vertical resolution (± 10 cm), this turbidite could match the reflector identified just below the lake floor (Figure 3.1.1e). In addition, its position downslope from the reworked sediment may reflect the evolution in the transport mode of one single event, from a proximal debris flow on the slopes to a distal low-density turbidity current in the deep basin (Figure 3.1.1e). The chronology of core

CHA13-7B has been established combining radiocarbon ages from one leaf debris sampled in U3 and three bulk sediments samples from U1 and U2 (Table 3.1.1b). In view of the proportions of algal and terrigenous organic matter in these units (i.e. essentially algal matter), the resulting radiocarbon ages should not be affected by terrigenous organic material stored for a long period in the catchment area. Consequently, we consider the age-depth model for CHA13-7B relevant to illustrate the evolution of sedimentary infills within this small basin and therefore date the turbidite to cal. AD 1240 ± 40.

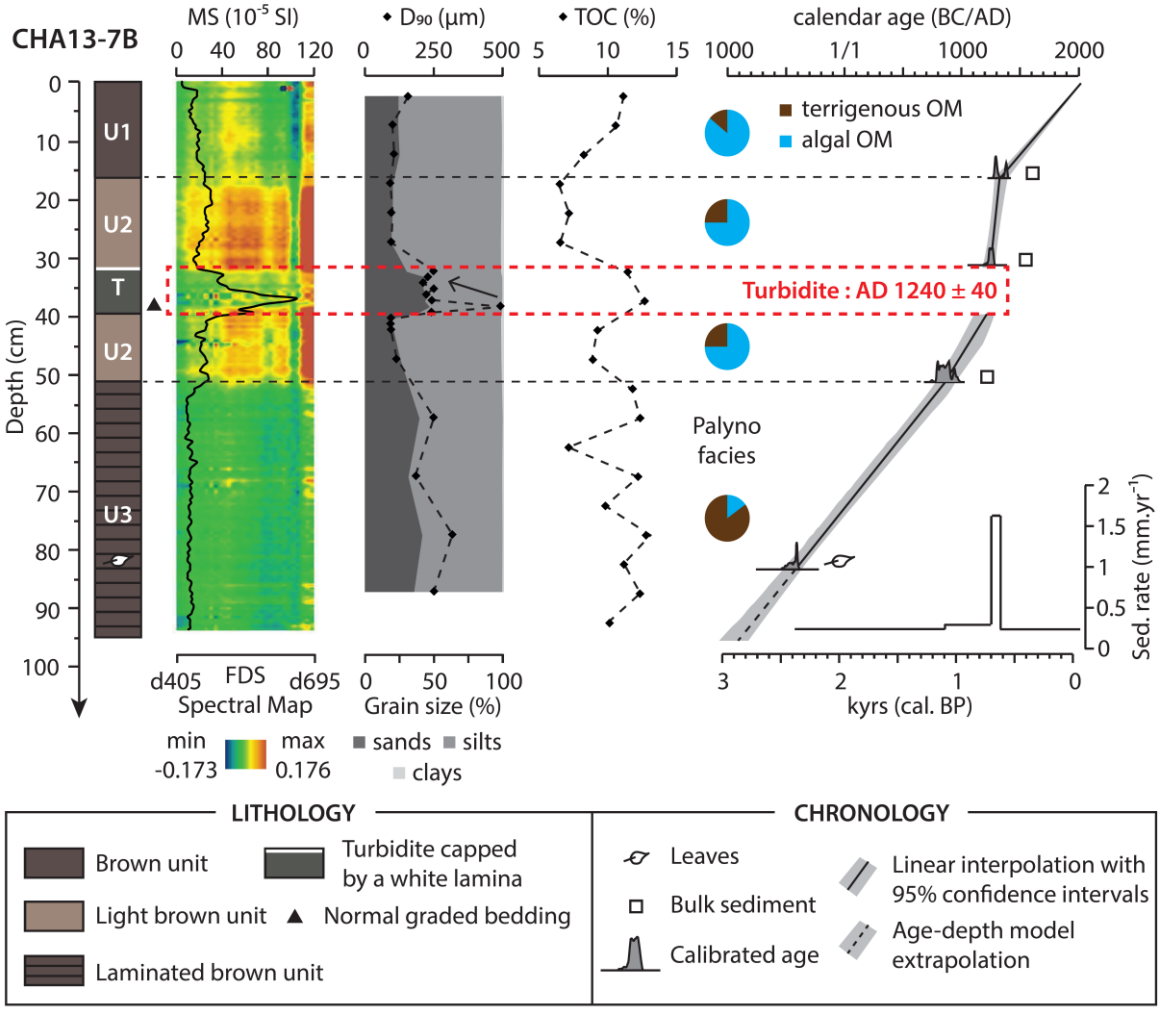


Figure 3.1.1f. Multi-proxy analyses and age-depth model for core CHA13-7B. Grain-size measures underline the presence of a turbidite with a sandy base and capped by a white lamina.

Lake Montcineyre

Shortly before the Pavin crater explosion, ca. 7500 years ago, the growth of the Montcineyre volcano happened to dam the valley where a small river was flowing. Nowadays, the resulting Lake Montcineyre is a 20 m water depth basin with a crescent shape (Figure 3.1.1b, Table 3.1.1a). As illustrated in the bathymetric map, the presence of two round-shaped lacustrine basins evokes probable former maars settled below the current

lake. Acoustic images (12 kHz) display a reduced accumulation of sediment, with a maximum thickness of 4 m. Seismic profiles are illustrated the development of a lacustrine drape characterized by few low amplitude but continuous reflections along with a transparent and chaotic lens capped by a thick reflector labeled R1 in Figure 3.1.1g (Chapron et al., 2012). On acoustic images, such features are frequently associated to reworked sediment aggregated into a Mass-Wasting Deposit (MWD, Moernaut et al., 2007).

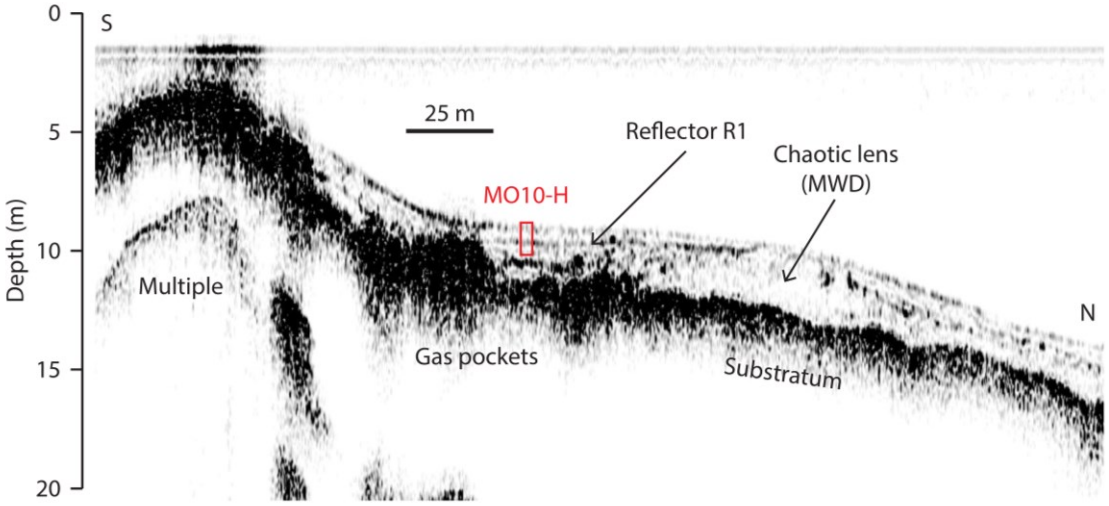


Figure 3.1.1g. 12 kHz acoustic profile of a North-South transect across the northern sub-basin of Lake Montcineyre (Figure 3.1.1b) with MO10-H core location (after Chapron et al., 2012). The transparent to chaotic lens reflects a MWD, here capped by a high amplitude reflector labeled R1.

The core MO10-H illustrates the sedimentary infills in this northern basin. The spectral map defines three sedimentary units along the core (Figure 3.1.1h). At the top-core, unit U1 exhibits organic-rich sediment with 10% of TOC made of a mix of terrestrial and algal material. Unit U2 shows a lesser organic content, dominated by organic matter of terrigenous origin. This unit is separated from the unit U3 by a peak in MS at 66 cm depth. The down-core is characterized by the presence of an algal bloom layer with elevated TOC content, confirmed by the presence of algal matter in the palynofacies observation at this depth. The age-depth model was performed with two leaves debris sampled at the limit between U1 and U2 and at the bottom of the core, respectively (Table 3.1.1b). The seismic-to-core correlation underlined the correspondence between the MS peak at 66 cm depth and the reflector R1 identified on the seismic profile (Figure 3.1.1g). Following the MO10-H age-depth model, this reflector can be dated to cal. AD 1320 ± 30 (Figure 3.1.1h), considering a margin of error of 10 cm in the vertical resolution of the seismic profile. Thereby, a similar age can be inferred for the MWD identified downslope and capped by this reflector.

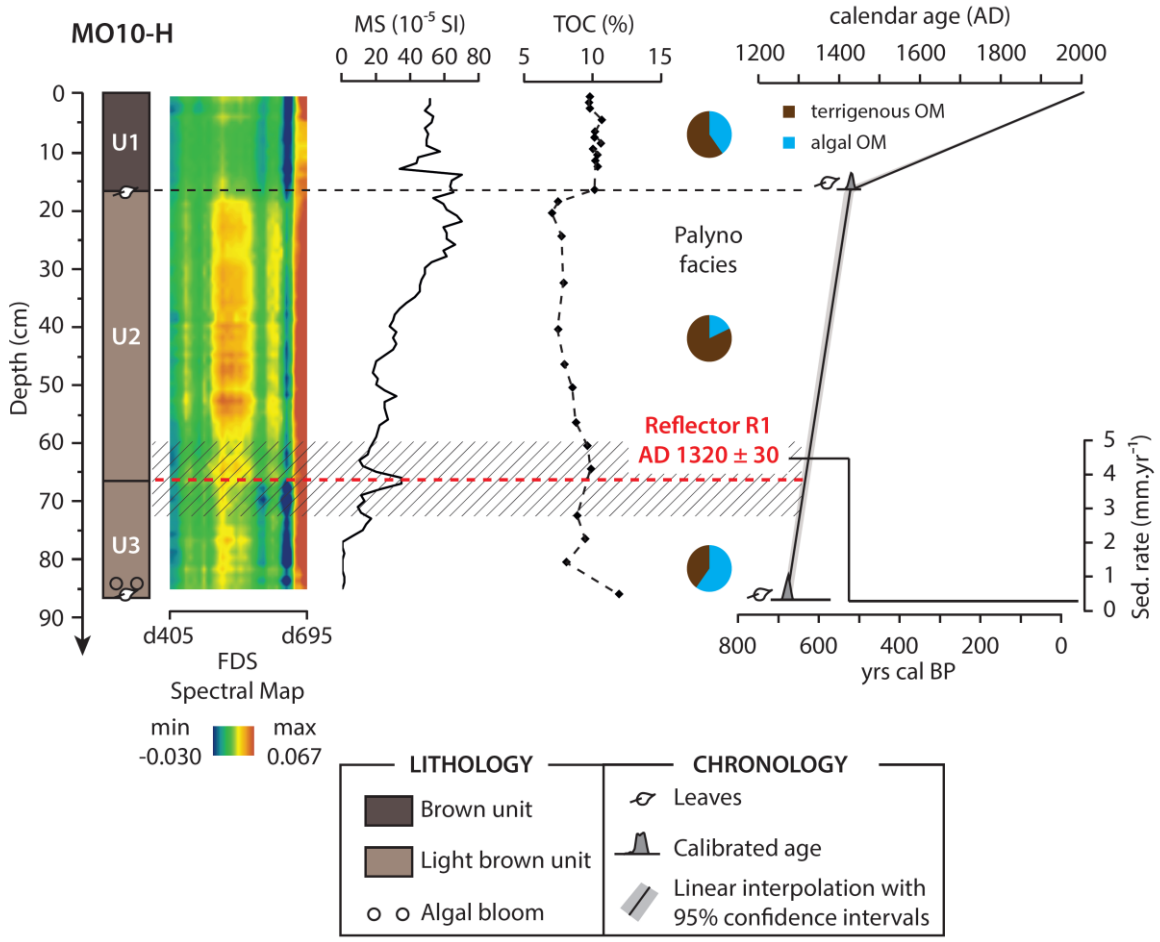


Figure 3.1.1h. Multi-proxy analyses and age-depth model for core MO10-H. The red dashed line corresponds to the reflector R1 according to the seismic-to-core correlation. Shaded area represents the vertical scale incertitude due to the accuracy of acoustic profiles in vertical scale (± 10 cm).

Lake Guéry

Located at 1244 m a.s.l. on a basaltic plateau, Lake Guéry is the highest lake in the Mont Dore massif and drains a 6.5 km² catchment area by the permanent riverine inflow on its west slope. To produce hydroelectricity, the dam construction in AD 1895 led to an elevation of the lake-level of 5 m above its natural level. In consequence, the present-day lake surface reaches 0.26 km² for a maximum water depth near 20 m (Figure 3.1.1b, Table 3.1.1a). Within the lake, two acoustic surveys (4 and 14 kHz source) display only gas-rich sediments that precluded acoustic penetration and therefore impeded the observation of sedimentary units below the lake floor (Figure 3.1.1i).

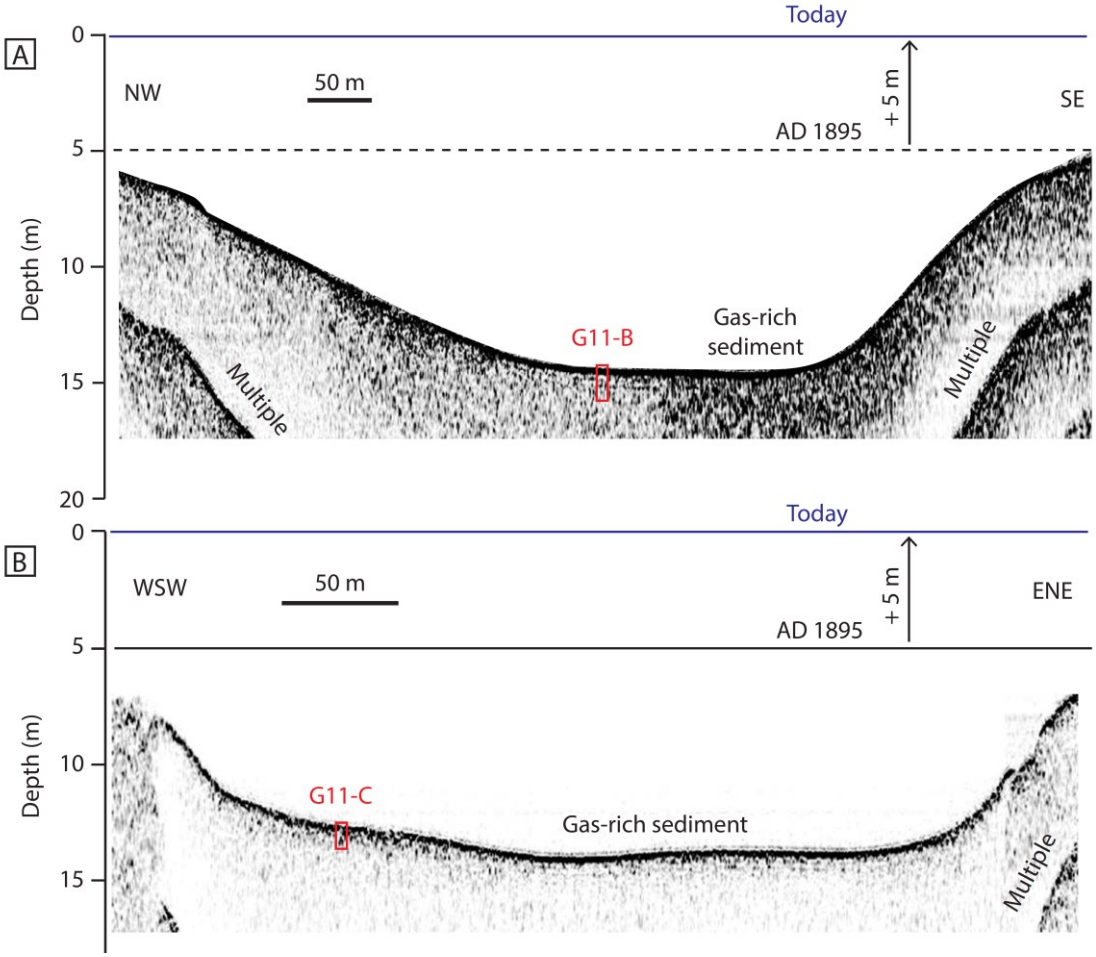


Figure 3.1.1i. 4 kHz (A) and 14 kHz (B) acoustic profiles for longitudinal (A) and transversal (B) profiles across Lake Guéry, illustrating the gas-rich sediment all over the basin, precluding the observation of sedimentary infill architecture.

Despite this lack of information, two short gravity cores have been retrieved in the central basin. The multi-proxy approach reveals massive brownish sediments, whose organic fraction (9% of TOC) is dominated by terrigenous inputs (Figure 3.1.1j). The X-rays analyses exhibit various features related to sedimentation processes and therefore allow the delimitation of different sedimentary units and their correlation. Within the cores G11-B and G11-C, we highlight the occurrence of (1) a homogenous facies associated to high MS values in the first centimeters; (2) a laminated facies interrupted by (3) disturbed facies with lenses and chaotic features, characteristic of a MWD or a slump (Beck, 2009). With this method, three MWD have been counted along core G11-B (Figure 3.1.1j). At the transition with the upper homogenous facies, the first MWD (thickness = 7 cm) seems likely connected to the major lake-level change induced by the lake-level rise after the dam construction in AD 1895 to produce hydroelectricity (see section 5.2). Thereafter, this chronological information has been used to constrain the chronology of the upper unit. In addition with two AMS radiocarbon dating sampled in laminated sediments (Table 3.1.1b), we compute an age-depth model for the sedimentary sequence of G11-B once the SE removed. At 13 cm depth,

the age of the second MWD (thickness = 23 cm with a base underlined by elevated MS values) has been calculated to cal. AD 1866 ± 40. Finally, the MWD inferred at the bottom of the core (100-123 cm depth) by low grey-levels values and sedimentary disturbances on the X-rays facies has been dated to cal. AD 1300 ± 250 by extrapolating the age-depth model and the 95% confidence intervals.

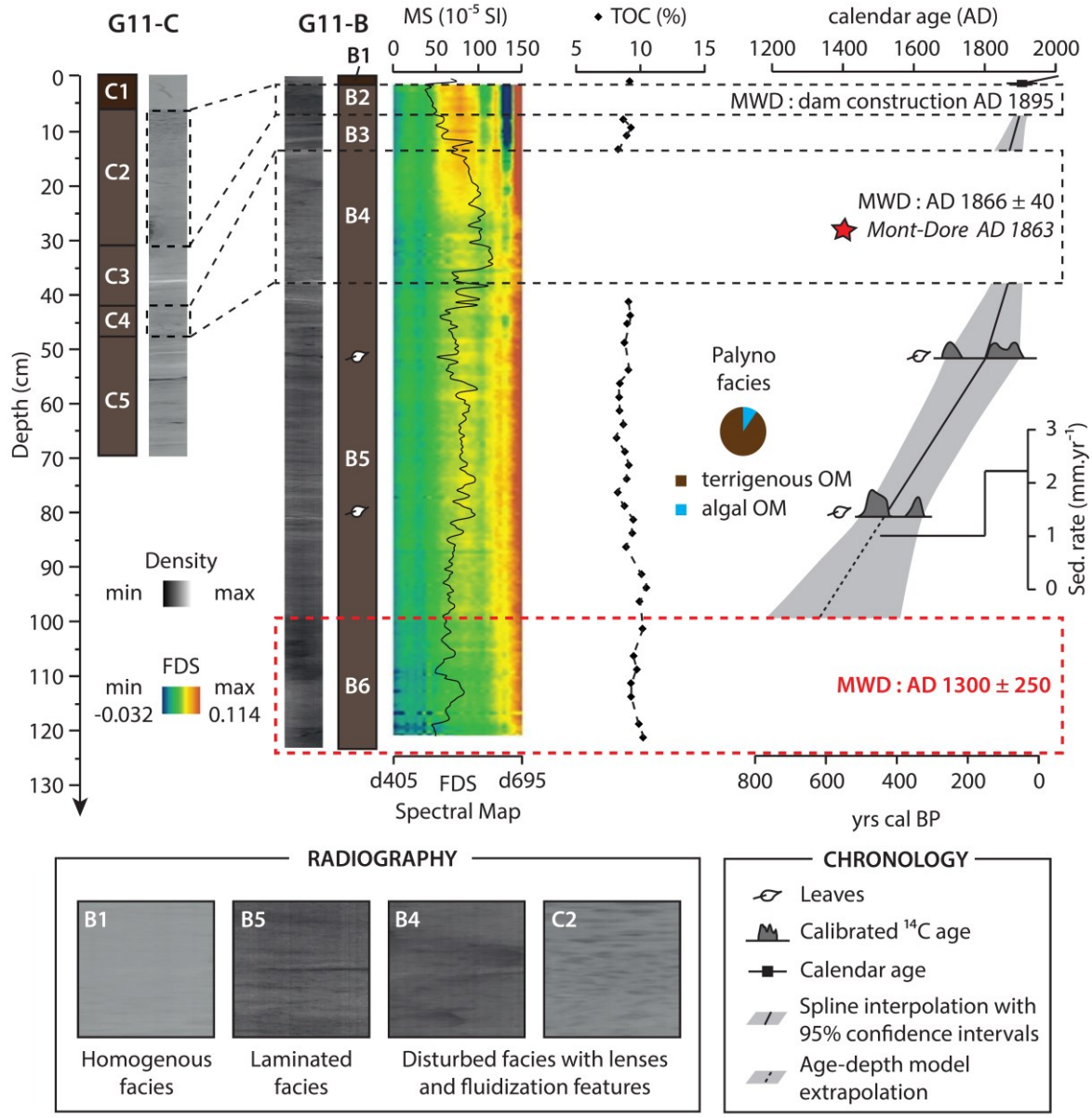


Figure 3.1.1j. Multi-proxy analyses and age-depth model for core G11-B. The dashed lines delimitate the MWD identified on the X-rays core scanning through disturbed facies with lenses and fluidization features. The upper MWD has been attributed to the dam construction in AD 1898 followed by a rapid lake-level increase (+5 m) that probably drives the shift observed on X-rays facies in the top-cores (B1 and C1).

4.2. Textural signatures of instantaneous deposits

Investigations in volcanic lakes of the Mont Dore province underline the presence of several types of instantaneous deposits displaying sedimentological features reflecting the rupture initiation and the hydraulic energy generated during the transport and sedimentation (Mulder and Cochonat, 1996, Campos et al., 2014). The best examples of these processes are the contrasting textural signatures between the liquefied silty flow deposit identified in core PAV12 and the turbidite documented in core CHA13-7B (Figure 3.1.1k).

Between 207 and 265 cm depth, the core PAV12 exhibits a liquefied silty flow deposit. Textural parameters display a low mean grain-size value (21.19 ± 3.96 µm), very poorly sorted (4.40 ± 0.44) with highly variable values in skewness (0.08 ± 0.08) and kurtosis (0.96 ± 0.05) parameters (Figure 3.1.1kA). The skewness vs. sorting plot clearly separates the top and the base of the liquefied flow analyzed in PAV12 (Figure 3.1.1l). Across these units, the bottom (B) to top (T) path shows a decrease in sorting along with an increase in skewness. However, one can notice the evolution do not follow a straight path.

Between 33.5 and 39.5 cm depth, the core CHA13-7B displays a turbidite with a sandy base, a finning-upward sequence and a cap made of a thin white lamina. In contrast to units U1 and U2, this deposit is characterized by high mean grain-size values (49.48 ± 5.62 µm), very poorly sorted (3.55 ± 0.37) with highly variable values in skewness (-0.02 ± 0.06) and kurtosis (1.01 ± 0.02) parameters (Figure 3.1.1kB). Above this unit, the white lamina displays a very high skewness value without increase in clay content. Therefore, this cap cannot be related to the final stage of a fine-grained homogenous suspension but likely to a diatom bloom in response to enhanced nutrient inputs in the deep basin during the turbulent flow. During the deposition of this turbidite, the skewness vs. sorting diagram indicates a general decreasing trend in both sorting and skewness values. Nevertheless, it remains very poorly sorted in comparison to units U1 and U2 (Figure 3.1.1l).

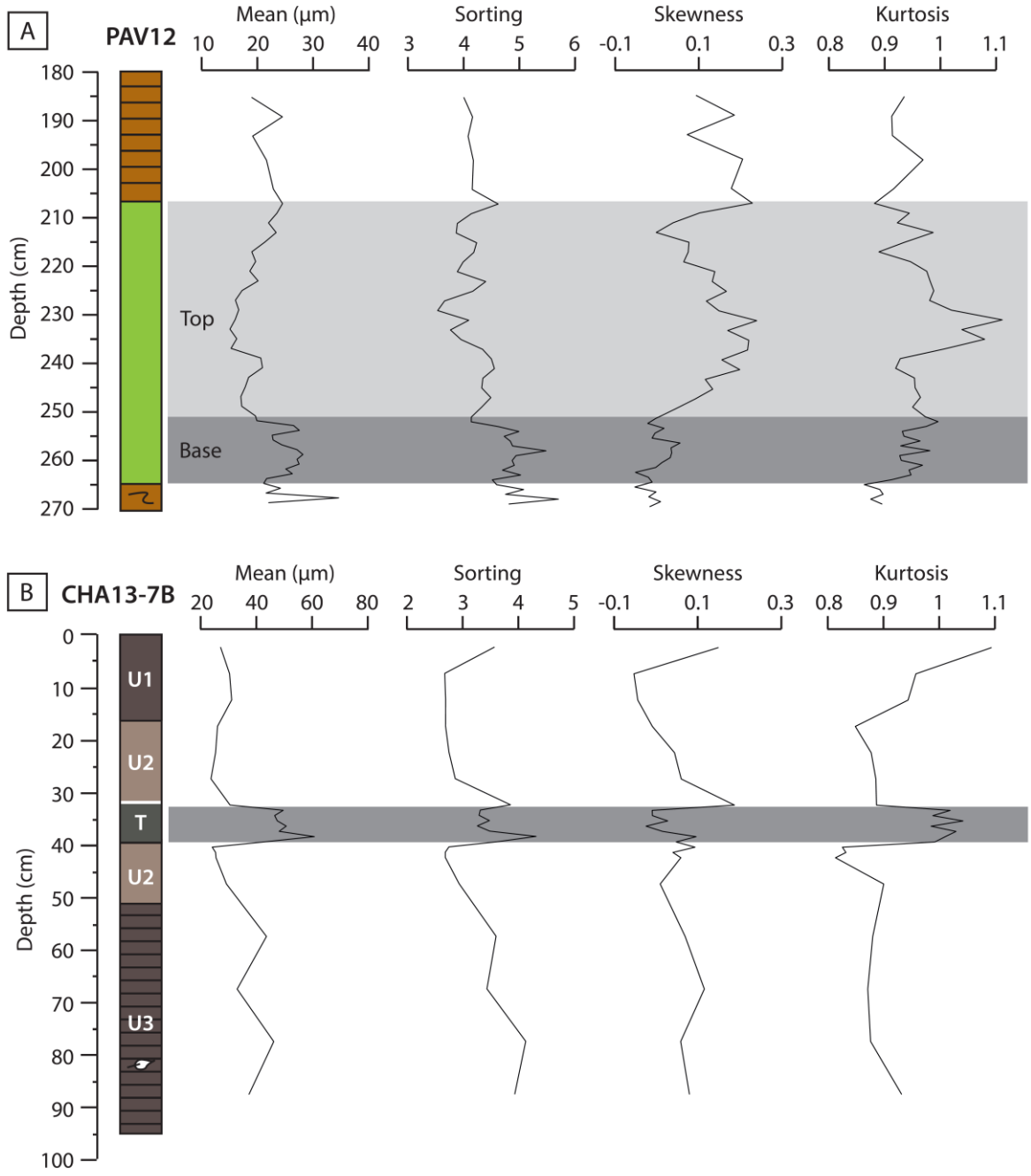


Figure 3.1.1k. Textural characterization with main granulometric parameters in a close-up of core PAV12 (A) and core CHA13-7B (B). Shaded areas represent instantaneous deposits (i.e., liquefied silty flow in core PAV12 separated into two distinct subunits and turbidite in core CHA13-7B).

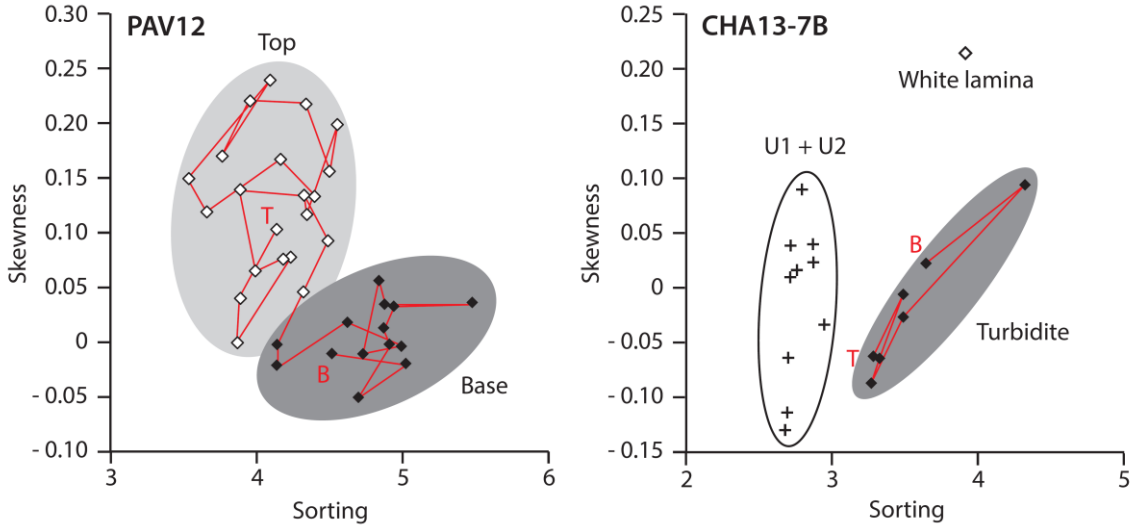


Figure 3.1.1l. Sorting vs. skewness plots of the liquefied flow deposit in core PAV12 and sedimentary units within core CHA13-7B. Red line indicates the bottom (B) to top (T) path during the deposition of instantaneous deposits.

5. DISCUSSION

5.1. Depositional processes of instantaneous deposits in maar lakes Pavin and Chauvet

From base to top, the textural evolution of the liquefied flow identified in Lake Pavin (Figure 3.1.1l) did not argue in favor of a reducing energy, as the skewness values remain high during the deposition of the top of this liquefied flow (Bertrand et al., 2008). The chaotic evolution suggests fluctuations in the depositional dynamic (Campos et al., 2014). In a bowl-shaped maar like Lake Pavin, this could be the consequence of a water column movement impeding a fine-grained suspension (i.e. wave action). Although, a contemporaneous sandy layer has been identified in the littoral environment, likely in relation with a wave action sweeping the lake shore after the collapse of the edge of the plateau (Chassiot et al., accepted). Constrained in a reduced area, the flow resulting from the collapse of the edge of the plateau may have been reflected on the southern steep walls and thus may explain the chaotic base-to-top textural signature of this deposit (Figure 3.1.1c). Therefore, the morphology of Lake Pavin may have inhibit a distal transport, occasioning different depositional dynamic than in large alpine lakes or within marine environments dominated by clastic sedimentation.

In Lake Chauvet, the textural evolution of the turbidite is in agreement with a decreasing energy, as evidenced by decreasing sorting and skewness values. Here, the deposit corresponds to the distal evolution of a MWD identified on slope sediments in the southwestern part of the lake (Figure 3.1.1e). Therefore, one can picture a transport by suspension during a turbulent flow initiated downslope after the failure of slope sediments. Unlike Lake Pavin, gentler slopes combined to a greater distance from the failure area may explain this signature in textural parameters, with a finning-upward sequence deposited during a reducing unidirectional turbulent flow at core CHA13-7B location.

5.2. Chronology and triggering factors of instantaneous deposits

Thereafter, the various features of instantaneous deposits identified within the four lakes are hereafter gathered into the general term "Mass-Wasting Deposit" (MWD). The chronological framework defined by AMS radiocarbon dating and historical events allows the dating of each of them. Within the four lakes, an ensemble of 6 MWDs has been dated over the last 700 years. In addition to the 2 kyrs event stratigraphy established in Lake Pavin (Chassiot et al., accepted), this total rises to 12 MWDs occurring within the area for the last millennium. Their occurrence in time highlights the early XIVth and the XIXth centuries as two periods with synchronous events in at least two lakes (Figure 3.1.1m).

In lacustrine environments, MWDs can be triggered by sediment overloading, lake-level fluctuations, waves, snow avalanches, rock falls, gas discharge and earthquakes (e.g., Monecke et al., 2004, Girardclos et al., 2007, Strasser et al., 2013). The following slope failure will cause a gravity-driven transport of reworked material. Usually, the good matching between MWD in lakes and an historical earthquake in the vicinity increases the likelihood for earthquake-triggered MWDs, but this method is often limited by the availability and the accuracy of historical reports that rarely goes beyond the last millennium. In Holocene records, the occurrence of synchronous MWDs in disconnected basins is a recognized argument for widespread triggering mechanisms such as earthquakes (Strasser et al., 2013, Moernaut et al., 2014, Chapron et al., 2016). However, the use of lacustrine archives remains limited by the ability of lake sediments to record earthquakes. When a tectonic event occurs, both magnitude and lake-epicenter distance have to be considered in the generation of slope failures and the following deposition of MWDs. On the one hand, the increasing lake-epicenter distance tends to reduce the lake sensitivity to earthquakes (Moernaut et al., 2007). On the other hand, the more its magnitude increases, the more the lake will be sensitive to seismic ground motion. However, this concept is highly dependent of seismic wave propagation within the studied area, which can be amplified by topographic effect in mountain ranges. The lake sensitivity to earthquakes is also related to a wide range of morphological, sedimentological and limnological parameters that play a key-role in sediment stability (see § 5.5). One can sum up the lake sensitivity to earthquakes is a combination of external (i.e., related to the tectonic event) and internal (i.e., specific to each lake) factors.

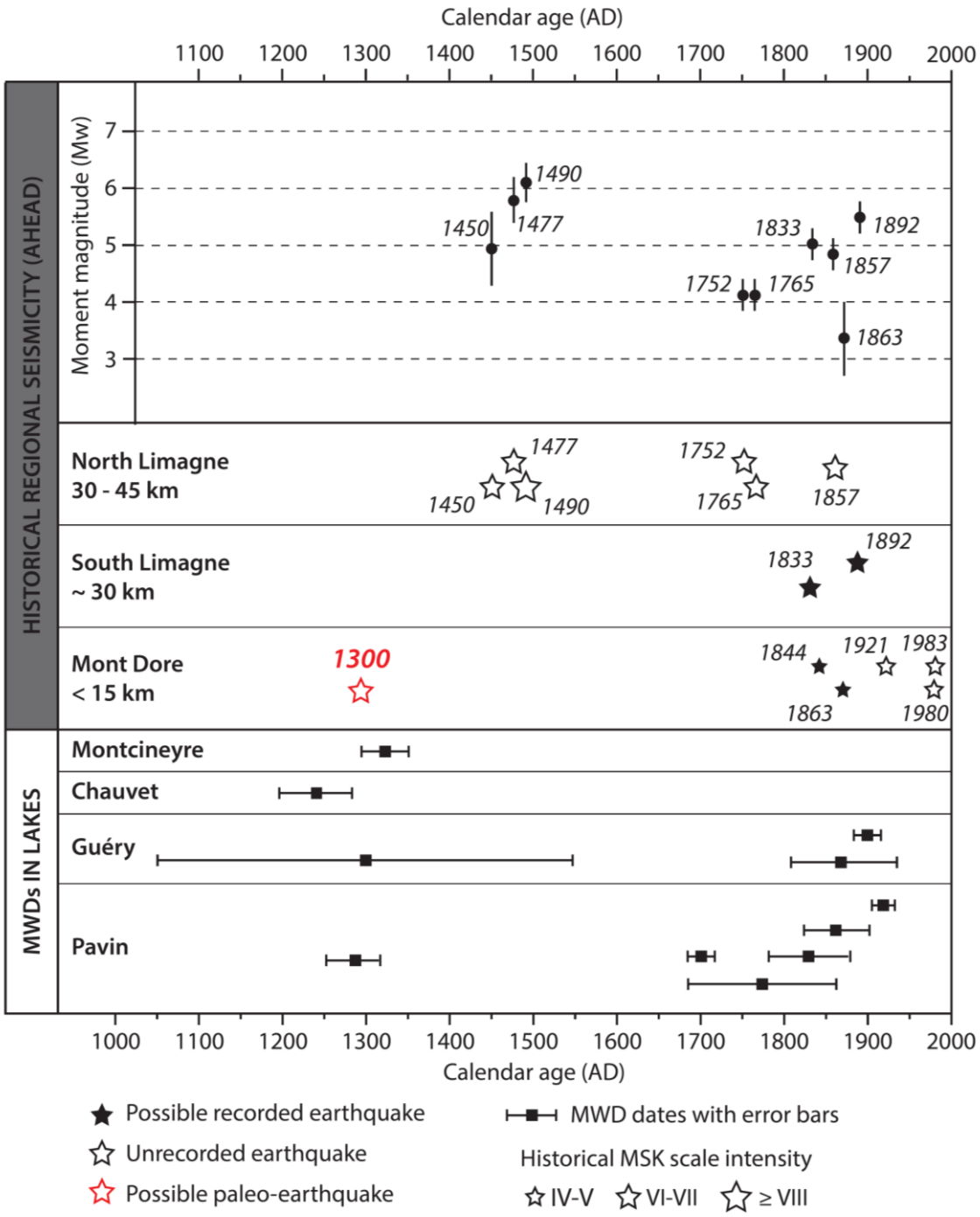


Figure 3.1.1m. Temporal distribution of MWDs in lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry along with historical regional seismicity inferred from the AHEAD database (Stucchi et al., 2013). Epicenters are presented according to their intensity, their moment magnitude (Mw) and their distance to lakes.

5.3. Human-induced and earthquake-triggered MWDs in the XIXth century

The spatial and temporal distribution of MWDs in lakes highlights the late XIXth century as a period with four MWDs identified in two lakes (Figure 3.1.1m). Two turbidites have been previously inventoried in the deep basin of lake Pavin (AD 1825 ± 60 and AD 1860 ± 50, see Chassiot et al., accepted for details), in addition of two MWDs here identified in Lake Guéry (AD 1866 ± 40 and likely AD 1895). At this site, the most recent one has been attributed to the lake-level rise following the dam construction on the basis of two clues. Firstly, the onset of a homogenous sedimentary unit above this MWD must reflect a drastic environmental change probably induced by the increase of water depth (+50%) and lake surface (+56%). Secondly, change in pore-fluid pressure induced by such an abrupt lake-level fluctuation is a recognized trigger for slope failure and subsequent sedimentary units destabilization (Anselmetti et al., 2009). Considering the respective margin of error in dates, the events AD 1860 ± 50 (Pavin) and AD 1866 ± 40 (Guéry) gather into the same time window and thus coincide with the occurrence of the 1863 earthquake located at the Mont Dore (Figure 3.1.1a). The proximity of its epicenter compared to both lakes (< 10 km) may indicate a common tectonic trigger for those two sedimentary events, despite a weak moment of magnitude (Mw = 3.38 ± 0.62 after Stucchi et al., 2013; Figure 3.1.1m). The occurrence of a larger earthquake in AD 1892 (Mw = 5.50 ± 30 and Io = VII) only 30 kilometers east in the South Limagne fault can also be an alternative for triggering subaquatic landslides in the Mont Dore region (Figure 3.1.1a, Chassiot et al., accepted). Similarly, the turbidite dated near AD 1825 in Lake Pavin is expected to be triggered by a tectonic event, but there again, the accuracy in the age-depth model precludes to define a single source, as the recurrence time of earthquakes during this period was very short. For this event, potential candidates could be either the AD 1844 (unknown Mw and Io = V½) or the AD 1833 (Mw = 5.04 ± 0.30 and Io = VII) seismic shakings occurring at Chambon-sur-lac (< 15 km) and Issoire (30 km), respectively (Figure 3.1.1m). Similarly, the event occurring below the Chaîne-des-Puys in AD 1857 (Mw = 4.86 ± 0.30 and Io = V½) could match one of the previously mentioned events, but the lake-epicenter distance is much farther (> 30 km) by comparison with other similar events reported in the XIXth century.

5.4. Lacustrine records of an undocumented paleo-earthquake around AD 1300

Further back in time, four MWDs have been listed within lakes Pavin, Guéry, Chauvet and Montcineyre (Figure 3.1.1m). Exception made of the one dated in lake Guéry with an extrapolation of the age-depth model, the dating accuracy provide reliable chronological constrains about their age and their synchronicity during the late XIIIth century or the early XIVth century (Figure 3.1.1m). However, this medieval period matches no documented seismic activity neither in AHEAD database (Stucchi et al., 2013), neither in other historical documents (Lambert et al., 1997). Despite this fact, the gathering of these MWDs around AD 1300 suggests a common regional trigger. The likelihood for a tectonic triggering is therefore very high for this event identified in disconnected basins over a large area (100 km²).

Admittedly, the lack of historical reports about this event does not argue in favor of this hypothesis but the present-day historical seismic catalogue may be incomplete, especially if this event was not a large earthquake such as the ones documented near the Limagne fault (Figure 3.1.1a). However, a weaker paleo-earthquake like in Mont Dore in 1863 can be pictured. As evidences, recent archeological investigations led on the neighboring Murol castle (Figure 3.1.1a) have revealed a series of failures and collapses whose one episode has been estimated to the late XIIIth century (Allios et al., 2015), arguing in favor of a regional earthquake impact. As presented in Figure 3.1.1m, the temporal distribution of seismic events in the area do not display single events for the last millennium, but clusters of tectonic events occurring in a short time window. Taking into consideration the accuracy of each age-depth model, similar configuration is likely possible for the synchronous events in the late XIIIth century. Consequently, the occurrence of synchronous MWDs in disconnected basins as it was in AD1300 highly suggests a (cluster of) regional earthquake(s) as a trigger for simultaneous slope failures in lakes Pavin, Guéry, Chauvet and Montcineyre. Considering the morphological context of each of them, the resulting sources and volumes of reworked sediments have been evaluated with seismic images (Figure 3.1.1n). In Lake Pavin, we consider the deep flat basin as the sedimentation surface (80 000 m²) for the MWD resulting from the plateau failure (i.e., slide scar on Figure 3.1.1c). The total thickness of the MWD exceed four meters in PAV12 (Chassiot et al., accepted). The maximum volume of reworked sediment can thus be approximated to 320 000 m^3, of which 40 000 m^3 corresponding to the liquefied flow deposit at the top of this unit. In Lake Chauvet, the acoustic profiles performed in the southwestern side indicate a 1.5 m-thick chaotic facies corresponding to reworked sediment on the axis of the inflow (Figure 3.1.1e). This facies has been mapped on a large area along the southwestern side (see the seismic grid in Figure 3.1.1b) of the lake. Despite the low resolution for this dataset, the chaotic facies seems to extend into the deep basin where it evolves toward a distal turbidite, as shown in core CHA13-7B (Figure 3.1.1f). In Lake Montcineyre, only one seismic profile displays a 50 m-long chaotic lens associated to the AD 1300 MWD (Figure 3.1.1g), suggesting a small volume with a limited extension within the basin. According to the bathymetric map, source areas probably correspond to the steep flanks of the Montcineyre volcano, east side of the lake. In Lake Guéry, trace of the AD 1300 MWD has been found in core G11-B only (Figure 3.1.1j). Without acoustic images, the corresponding volume is impossible to constrain, but the steep slopes on the northwestern side of the lake, in the axis of the river inflow, may correspond to the source area for the MWD identified in the deep basin.

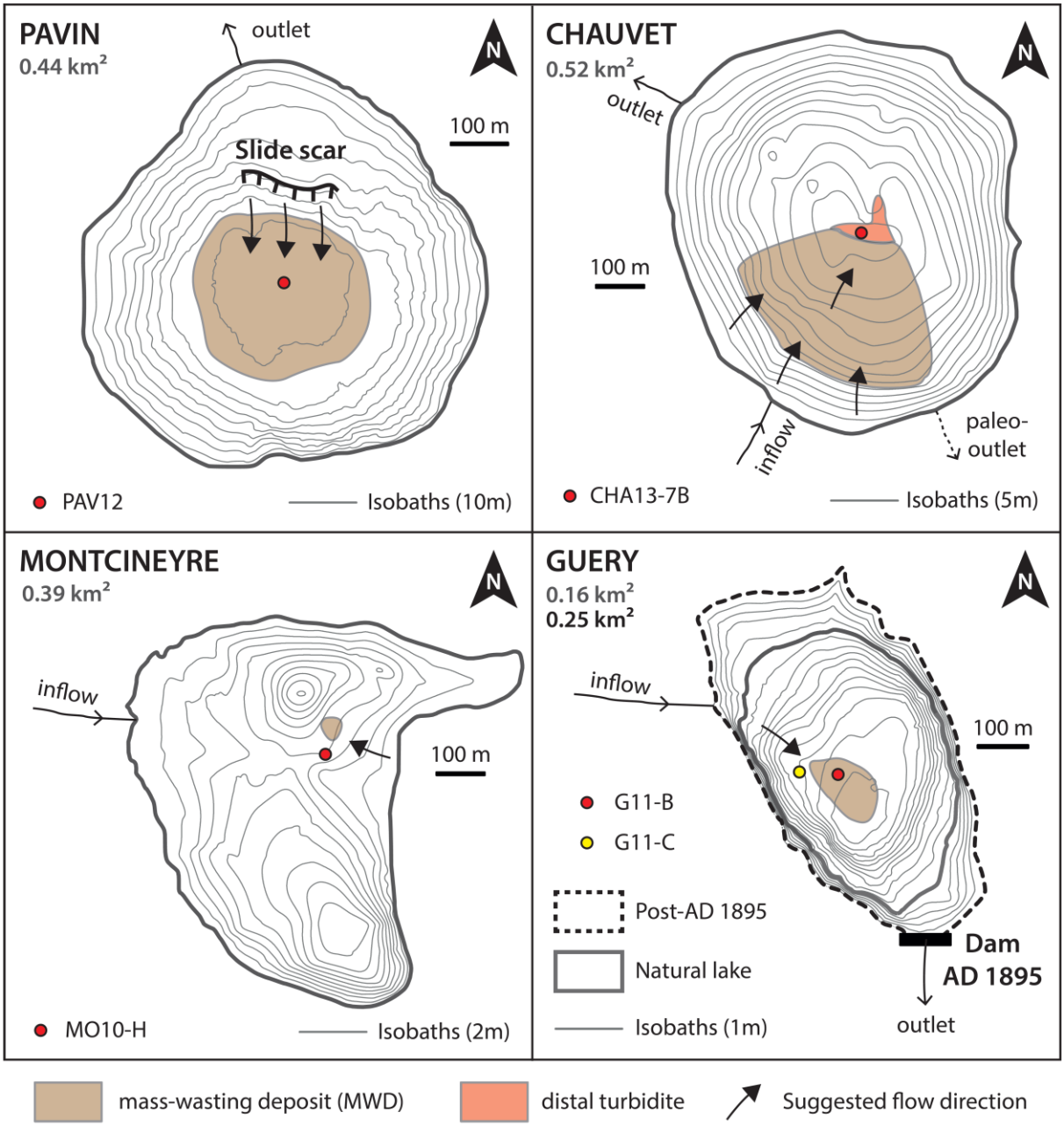


Figure 3.1.1n. Source areas and estimated surface for the AD 1300 earthquake-triggered sedimentary events in lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry.

In a previous study, Chassiot et al. (accepted) evaluate Lake Pavin sensitivity to earthquakes. This method allows the calculation of a 15 km radius corresponding to the maximum lake-epicenter distance for an event with an intensity of V and a 30 km radius for an event with an intensity of VI. Assuming these radius and the radial distance between lake Guéry and the AD 1863 earthquake epicenter as the minimum distance to trigger a slope failure in this basin, we define an area where the AD 1300 earthquake epicenter must have been situated (Figure 3.1.1o), close to the Puy-de-Sancy. Within this seismogenic area, the occurrence of earthquakes during the XIXth century combined to the absence of earthquake-induced sedimentary disturbance along a SW-NE transect in lakes Aydat (Lavrieux et al.,

2013), Chambon (Macaire et al., 1997, Gay et al., 1999) and Crégut (Chassiot, 2015[2]) supports this epicenter location (Figure 3.1.1n). Further investigations on nearby maar lakes Servières and La Godivelle-d'en-Haut (Bastin et al., 1991, Juvigné, 1992) may greatly improve the regional characterization of this medieval event.

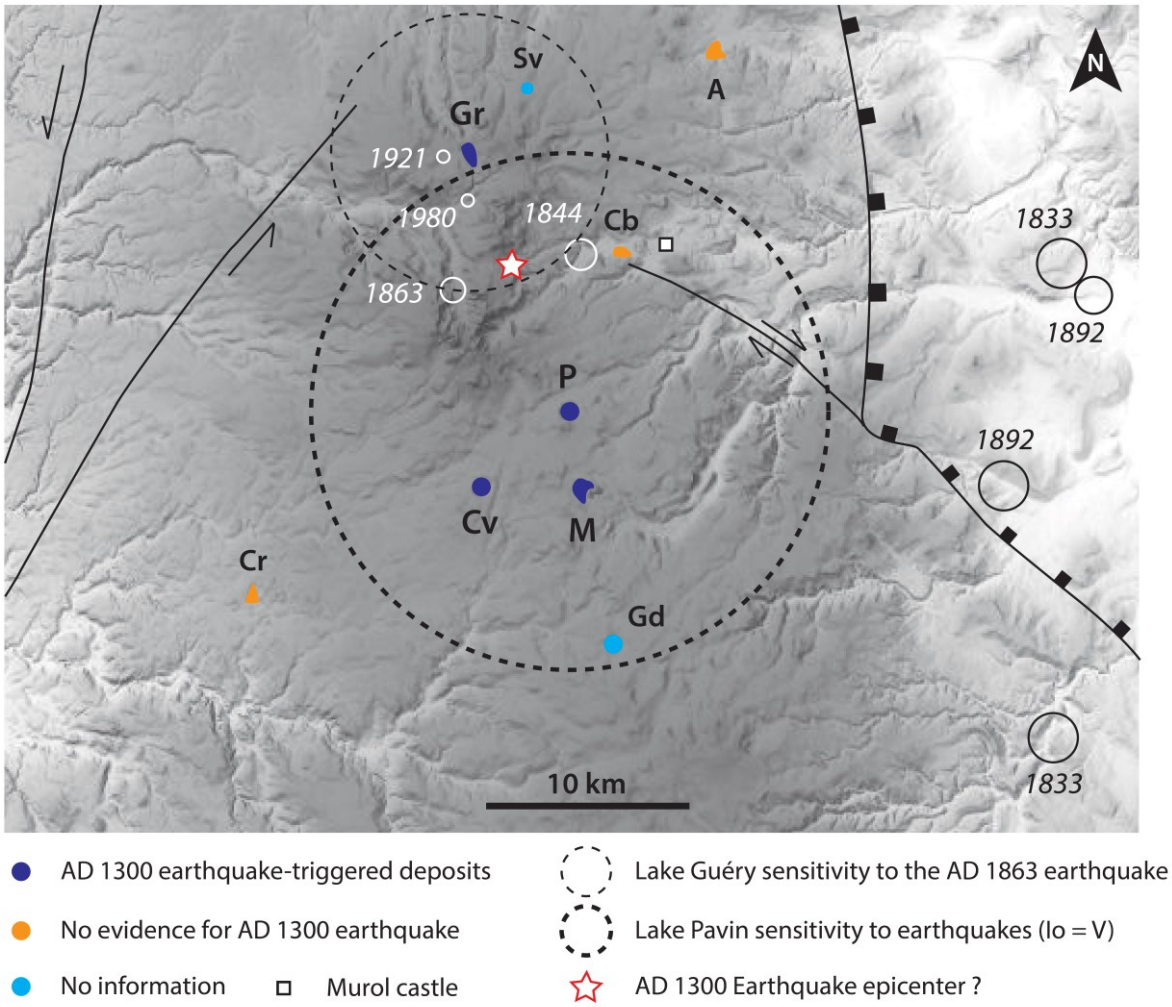


Figure 3.1.1o. Detail of the DEM with the regional seismo-tectonic context and historical seismicity (white circles) of the Mont Dore area presented in Fig. 1. The lacustrine record of the AD 1300 earthquake is also represented by colored points. Lakes sensitivity (Pavin and Guéry) has been defined as their distance to the AD 1863 event for Guéry and from a 15 km radius for an event with an intensity of V (Chassiot et al., accepted). Thus, the common area between the circles constitutes the likely location for AD 1300 earthquake epicenter, in a central position amongst lakes where it has been recorded.

[2] Cette référence renvoie à ce manuscrit, plus précisément à l'étude du lac de la Crégut présentée dans le chapitre 4.1.3.

5.5 Lakes sensitivity to earthquakes

Apart from the external parameters related to the tectonic event (i.e., magnitude, intensity and lake-epicenter distance), lakes sensitivity to seismic shaking is also a function of various morphological, sedimentological and limnological parameters, because they play together a key-role in the stability of sedimentary sequences. Those parameters have been reviewed thereafter, with the aim to explain the specificities of each lake in our setting.

In first case, the *lake morphology* is assumed to be the primary parameter, as sediments settled on steep slopes are more susceptible to be driven by gravity reworking phenomena than sediments buried in flat basins. In volcanic regions, the lacustrine morphology is mainly associated to the lake formation. The bowl-shaped maar lakes display high depth-area ratios with steep slopes (Anselmetti et al., 2009, Chapron et al., 2010, Chassiot et al., accepted) as opposed to volcanic-dam lakes which generally present gentler slopes (Lavrieux et al., 2013, Table 3.1.1a, Figure 3.1.1b). Such contrast in the geomorphological setting between lakes may explain the large MWD and the associated distal turbidite identified across the Lake Chauvet in AD 1300 (Figure 3.1.1e and 6), as well as the synchronous large slope failure and the associated slump in the deep basin of Lake Pavin (Figure 3.1.1c and Figure 3.1.1d). Similarly, the thin turbidites described in the basin during the XIXth century probably would have not been recorded in another geomorphological context (Chassiot et al., accepted).

Nature of sediment has also to be considered during a seismic shaking. Within the four studied lakes, fine-grained but organic-rich sediments have been reported. During sedimentation processes, the burial of organic matter may lead to the accumulation of gas within the sedimentary units, as seen in the deep basins of Lake Pavin and across Lake Guéry (Figure 3.1.1c and Fig. 9). In such context, the earthquake shaking may alter the sediment stability by a sudden gas release associated to fluidization features and thus favoring the generation of MWDs (Chapron et al., 2004, Moernaut et al., 2007). In the specific setting of Lake Pavin, the dominant in-situ diatomaceous sedimentation develops unconsolidated material draping steep slopes that can also be easily removed during tectonic events (Chassiot et al., accepted).

Lake-level fluctuations can also modify the interstitial pressure within the sedimentary units and thus alter the sediment stability. Variations in lake-level can be a function of the hydrological balance (Precipitation/Evaporation ratio) under climatic forcing over long periods (Anselmetti et al., 2009). Alternatively, sudden lake outburst that may occur in either glacial or volcanic environments lead to the formation of large break-out floods downstream (Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) and/or lahar-types) and therefore to a permanent lowering of the lake-level (Dussaillant et al., 2010, Manville et al., 2010). Finally, anthropic managements on modern lake reservoirs and the induced water-level fluctuations are also an important factor for sediment cohesion. In Lake Pavin, the former lake drainage by the failure of the crater rim in AD 600 lead to an abrupt drawdown of ca. 9

m that may have substantially enhance its capacity to record the following earthquakes (Chassiot et al., accepted).

Finally, high *sediment load* may also favor the occurrence of slope failure on deltaic systems in large (Girardclos et al., 2007) and small basins (Wilhelm et al., 2015). Despite the absence of significant deltas in the small lakes across the Mont Dore, an increase in sediment fluxes may lead to local sediment overload on the slopes which, in case of seismic event, can slide to generate MWDs downstream. In nearby lakes Montcineyre and Chauvet, it is important to note the increase in sedimentation rates at the time where the MWDs occurred (Figure 3.1.1f and Figure 3.1.1h). Across these two lakes, those results highlight the medieval times (ca. AD 850 - AD 1400) as a period with high sedimentation rates, likely in relation with increased human activities in the catchment, as attested by other studies in close Lake Aydat (Lavrieux et al., 2013). Likewise, in Lake Guéry, the permanent river drains a relatively large catchment area and feed the lake with terrestrial supplies. There again, the increase in the sedimentation rates at G11-B site in Lake Guéry might reflect a human-induced increased runoff in the catchment since the early XIXth century that may have favor the recording of the AD 1963 event (Figure 3.1.1j). Recent studies focusing on alpine lakes also underline sedimentation patterns as important factors controlling the lake sensitivity to earthquakes, mainly controlled by climate-induced major environmental changes over the Holocene (Chapron et al., 2016). In contrast, the Mont Dore province exhibits two examples (i.e., Lake Montcineyre and Lake Chauvet) of human-induced changes in sedimentation rates. In these cases, it seems that the human impact on soil erosion during medieval times have greatly improved the sediment load, which favored the formation of unconsolidated sediment easily removed under the effect of a regional seismic shaking near AD 1300. Although, the decrease observed in the sedimentation rate for these two systems at the beginning of the XVth century, probably driven by land-use evolution within catchments, may explain the lack of earthquake-induced deposits during the XIXth century. On the contrary, Lake Pavin and Lake Guéry display higher sedimentation rates which can facilitate earthquakes recording at this period.

In consequence, lake sensitivity to earthquakes can be pictured as an evolving concept over time, which can be significantly altered either by short-term human impact and/or by long-term climatic fluctuations. Therefore, both human and climate impacts on lacustrine sedimentation need to be considered for future perspectives focusing on these natural seismographs, which have major implications for paleoseismology and seismic hazard assessment.

5.6. Implications for ancient landslides and historical seismicity in the region

Lake investigations across the Mont Dore area provide a regional event stratigraphy for earthquake-triggered subaquatic landslides over the last millennium. Within this volcanic area of low seismic activity, this study offers the opportunity to revisit former studies reporting aerial and subaquatic landslides with new insights about the historical seismicity.

The recent volcanic activity in the Mont Dore has produced complex geomorphological structures made of potentially unstable materials and thus susceptible to landslides and collapses (Vidal et al., 1996). Volcanic instability can be further emphasized if tectonic events occur. Former aerial debris avalanches and subaquatic slides documented back to 2600 BP bring insights about the regional susceptibility for gravitational processes under potential seismic stress. As an example, the historical Dent-du-Marais collapse resulting in the formation of Lake Chambon II ca. 2600 years ago is one example of large mass-movement ($7x10^6$ m^3) initiated on the edge of a cliff and probably triggered by a prehistoric earthquake (Vidal et al., 1996, Macaire et al., 1997). In such volcanic setting, even a small event can result in massive landslides considering the fragile bedrock. However, no mention of synchronous subaquatic landslides appears in the long-term sedimentary archives of lakes Aydat (Lavrieux et al., 2013) and Pavin (Chassiot et al., accepted), underlining either the very local impact of such tectonic event or the limited lake sensitivity to seismic shaking at this time, if the seismic trigger is attested. Inversely, two plurimetric MWDs have been described in these basins, at ca. AD 180 for Lake Aydat and ca. AD 600 for Lake Pavin, but their origin still remains unclear.

The complex relationship between tectonic activity and the occurrence of slope failure in lakes can also be illustrated by the reverse effect, when documented historical earthquakes are not recorded within the lacustrine archives. Best examples are the well described largest earthquakes (Mw = 5.80 ± 0.46 in AD 1477 and Mw = 6.11 ± 0.31 in AD 1490 after Stucchi et al., 2013) occurring in the North Limagne (Figure 3.1.1a, Lambert et al., 1997,), which have surprisingly never been reported in lake sediments across the Mont Dore province. By comparison with closer seismic events, the average 30 km lake-epicenter distance could explain this lack of sedimentary evidence but it is recognized that source areas for seismic recording may extend farther (Nomade et al., 2005, Chapron et al., 2006, Wilhelm et al., 2015). The absence of co-seismic sediment disturbance at this period may be a combination of reduced lake sensitivity and a lack of knowledge about ground motion propagation in this volcanic context. Another explication could be linked to the historical record of a former earthquake only 200 years earlier in at least four lakes (i.e., Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry). Because of their limited sedimentation rates, the recurrence time would then be too short to accumulate new unstable sedimentary sequences and thus may inhibit their sensitivity for a forthcoming seismic shaking (Moernaut et al., 2007). Due to it proximity to the Limagne Fault, the northernmost maar lake Gour de Tazenat (Juvigné and Bastin, 1995, Juvigné and Stach-Czerniak, 1998) appears to be an essential target to better assess the scope of these large earthquakes (Figure 3.1.1a).

6. CONCLUSION

Recent limnogeological investigations conducted on small volcanic lakes of the Mont Dore province reveal the occurrence of mass-movements deposits through a large panel of sedimentological and geophysical evidences. This regional event stratigraphy highlights the

tectonic factor as an essential trigger for reworking significant volumes of sediment. Over the Mont Dore area, the description and dating of synchronous MWDs in lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Guéry underlines the existence of a medieval earthquake, not listed to date, occurring around AD 1300. According to the regional sedimentary records, the likely epicenter of this paleo-earthquake could be located in the heart of the Mont Dore volcanic province, where abrupt human-induced land use changes probably favored the record of this tectonic event. Despite the occurrence of the largest events during the end of the XVth century, lakes in the Mont Dore area have not been affected by seismic disturbance until the XIXth century, when earthquakes located either in the Limagne or in the Mont Dore area triggered synchronous slides in lakes Pavin and Guéry.

These results also demonstrate the possibility of using the sediments of small lacustrine basins as natural seismographs, even in an area of low to moderate tectonic activity. The correlation between MWDs and historical seismicity bring new insights about lakes sensitivity to seismic disturbance as a balance between external and internal parameters. External factors are related to the earthquake-induced ground motion diffusion depending on several parameters such as the magnitude, the lake-epicenter distance and the regional seismo-tectonic context. On the other side, the internal factors are directly connected to the lake whose sediments can be used as natural seismographs. Through a wide range of lacustrine systems, we emphasize slopes, nature of sediment, lake-level fluctuations and sedimentary load as essential factors of lake sediments ability to record tectonic events.

Finally, the present study remains one of the few paleoseismologic studies performed in a volcanic intraplate domain. In contrast to high-altitude alpine lakes, it seems that the sensitivity of small volcanic lakes from the Mont Dore province is also related to short-term human-induced changes in sedimentation rates. This concept is essential to understand the seismic record within this region once more populated. Yet, it needs to be considered for future lacustrine investigations focusing on paleoseismology, in particular in tectonically active districts where human impact can be significant.

7. ACKNOWLEDGMENTS

Coring operations in Lake Pavin were financed by the CNRS-INSU in the framework of the DICENTIM project directed by Anne-Catherine Lehours. Léo Chassiot benefited of a PhD grant from Région Centre. Authors are grateful for the help in field assistance by Grégoire Ledoux, Anaëlle Simonneau and OSUC master students. They thank Dominique Allios for complementary information about tectonic imprints in the Murol Castle. This manuscript has been improved thanks to constructive comments from two anonymous reviewers.

8. REFERENCES

Allios, D., 2015. Murol, la forteresse muette. Presses Universitaires de Rennes. 216 p.

Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., De Batist, M., Gebhardt, A.C., Haberzettl, T., Niessen, F., Ohlendorf, C., Zolitschka, B., 2009. Environmental history of southern Patagonia unravelled by the seismic stratigraphy of Laguna Potrok Aike. Sedimentology 56, 873–892. doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01002.x

Avşar, U., Hubert-Ferrari, A., Batist, M.D., Fagel, N., 2014. A 3400 year lacustrine paleoseismic record from the North Anatolian Fault, Turkey: Implications for bimodal recurrence behavior. Geophysical Research Letters 41, 377–384. doi:10.1002/2013GL058221

Avşar, U., Hubert-Ferrari, A., De Batist, M., Schmidt, S., Fagel, N., 2015. Sedimentary records of past earthquakes in Boraboy Lake during the last ca 600years (North Anatolian Fault, Turkey). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 433, 1–9. doi:10.1016/j.palaeo.2015.04.031

Baize, S., Cushing, E.M., Lemeille, F., Jomard, H., 2013. Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. Bulletin de la Société Géologique de France 184, 225–259.

Bastin, B., Gewelt, M., Juvigne, E., 1991. A propos de l'age et de l'origine des tephras tardiglaciaires T4 et T5 de Godivelle-Nord (Massif Central, France). Annales de la Societe Geologique de Belgique 113, 165–178.

Baumont, D., Scotti, O., 2011. The French Parametric Earthquake Catalogue (FPEC) based on the best events of the SisFrance macroseismic database-version 1.1. IRSN/DEI/2011-012

Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Rensbergen, P.V., De Batist, M., 1996. Enhanced seismicity in the early post-glacial period: Evidence from the post-würm sediments of lake annecy, northwestern Alps. Journal of Geodynamics 22, 155–171. doi:10.1016/0264-3707(96)00001-4

Beck, C., 2009. Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. Earth-Science Reviews 96, 327–344. doi:10.1016/j.earscirev.2009.07.005

Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.D.B., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. Oil & Gas Science and Technology 56, 111–134.

Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., De Batist, M., 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 259, 301–322. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.013

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5, 512–518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002

Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surface Processes and Landforms 26, 1237–1248. doi:10.1002/esp.261

Boivin, P., Besson, J.-C., Briot, D., Gourgaud, A., 2009. Volcanologie de la chaîne des Puys. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne. 196 p.

Campos, C., Beck, C., Crouzet, C., Carrillo, E., Van Welden, A., Tripsanas, E., 2014. Late Quaternary paleoseismic sedimentary archive from deep central Gulf of Corinth: time distribution of inferred earthquake-induced layers. Annals of Geophysics 56.

Chapron, E., Albéric, P., Jézéquel, D., Versteeg, W., Bourdier, J.-L., Sitbon, J., 2010. Multidisciplinary characterisation of sedimentary processes in a recent maar lake (Lake Pavin, French Massif Central) and implication for natural hazards. Natural Hazards and Earth System Science 10, 1815–1827. doi:10.5194/nhess-10-1815-2010

Chapron, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Juvignié, E., Crivelli, E., 2006. Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). Quaternary International 158, 58–71. doi:10.1016/j.quaint.2006.05.017

Chapron, E., Ledoux, G., Simonneau, A., Albéric, P., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Boivin, P., Desmet, M., 2012. New Evidence of Holocene Mass Wasting Events in Recent Volcanic Lakes from the French Massif Central (Lakes Pavin, Montcineyre and Chauvet) and Implications for Natural Hazards, in: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 255–264.

Chapron, E., Simonneau, A., Ledoux, G., Arnaud, F., Lajeunesse, P., Albéric, P., 2016. French Alpine Foreland Holocene Paleoseismicity Revealed by Coeval Mass Wasting Deposits, in Lamarche, G. et al. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 341–350.

Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C., Henriet, J.P., 2004. Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake Le Bourget, NW Alps, France. Terra Nova 16, 305–311. doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00566.x

Chassiot, L., 2015. Forçages naturels et anthropiques sur la sédimentation holocène en domaine lacustre : application aux lacs d'Auvergne et aux réservoirs des bassins versants de la Loire et d'Adour-Garonne. Thèse de l'Université d'Orléans. 500 p.

Chassiot, L., Chapron, E., Di Giovanni, C., Albéric, P., Lajeunesse, P., Lehours, A.-C., Meybeck, M., accepted. Extreme events in the sedimentary record of maar Lake Pavin: implication for natural hazards assessment in the French Massif Central. Quaternary Science Reviews. ***§ 3.1.2.***

Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX; description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. Geological Society Special Publications 267, 51–63.

Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram." Earth-Science Reviews 109, 1–19. doi:10.1016/j.earscirev.2011.07.002

Doughty, M., Eyles, N., Eyles, C.H., Wallace, K., Boyce, J.I., 2014. Lake sediments as natural seismographs: Earthquake-related deformations (seismites) in central Canadian lakes. Sedimentary Geology 313, 45–67. doi:10.1016/j.sedgeo.2014.09.001

Dussaillant, A., Benito, G., Buytaert, W., Carling, P., Meier, C., Espinoza, F., 2010. Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard? Natural Hazards 54, 469–481. doi:10.1007/s11069-009-9479-8

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27, 3-26.

Gay, I., Macaire, J.-J., 1999. Estimation des taux d'érosion chimique tardiglaciaires et holocènes par la méthode des bilans d'altération. Application au bassin du lac Chambon (Massif central, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 328, 387–392. doi:10.1016/S1251-8050(99)80104-9

Girardclos, S., Schmidt, O.T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A., Anselmetti, F.S., 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. Marine Geology 241, 137–154. doi:10.1016/j.margeo.2007.03.011

Gomez, B., Corral, A., Orpin, A.R., Page, M.J., Pouderoux, H., Upton, P., 2015. Lake Tutira paleoseismic record confirms random, moderate to major and/or great Hawke's Bay (New Zealand) earthquakes. Geology 43, 103–106. doi:10.1130/G36006.1

Howarth, J.D., Fitzsimons, S.J., Norris, R.J., Jacobsen, G.E., 2014. Lake sediments record high intensity shaking that provides insight into the location and rupture length of large earthquakes on the Alpine Fault, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters 403, 340–351. doi:10.1016/j.epsl.2014.07.008

Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S., Shiki, T., 1996. Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. Sedimentary Geology, Marine Sedimentary Events and Their Records 104, 117–125. doi:10.1016/0037-0738(95)00124-7

Juvigné, E. 1992. Approche de l'âge de deux cratères volcaniques lacustres d'Auvergne (France). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 314, 401–404.

Juvigné, É., Bastin, B., 1995. Téphrostratigraphie et palynologie de tourbes du Boréal et de l'Atlantique dans le massif Central (France). Géographie physique et Quaternaire 49, 207. doi:10.7202/033037ar

Juvigné, E., Stach-czerniak, A., 1998. Étude sédimentologique et palynologique des dépots lacustres tardiglaciaires et holocènes du Gour de Tazenat (Massif Central, France). Sedimentological and palynological investigations of late glacial and holocene lacustrine deposits of the Gour de Tazenat (Massif Central, France). Quaternaire 9, 15–23.

Karlin, R.E., Holmes, M., Abella, S.E.B., Sylwester, R., 2004. Holocene landslides and a 3500-year record of Pacific Northwest earthquakes from sediments in Lake Washington. Geological Society of America Bulletin 116, 94–108.

Lambert, J., Bernard, P., Czitrom, G., Dubié, J.-Y., Godefroy, P., Levret-Albaret, A., 1997. Les tremblements de terre en France, Hier, aujourd'hui, demain… BRGM Editions, 196 p.

Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Bréheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reyss, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Arnaud, F., 2013. 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). The Holocene 0959683613484616.

Locat, J., Turmel, D., Habersetzer, M., Trottier, A.-P., Lajeunesse, P., St-Onge, G., 2016 Earthquake Induced Landslides in Lake Eternité, Québec, Canada in Lamarche, G. et al. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 341–350.

Macaire, J.-J., Bossuet, G., Choquier, A., Cocirta, C., De Luca, P., Dupis, A., Gay, I., Mathey, E., Guenet, P., 1997. Sediment yield during late glacial and Holocene periods in the Lac Chambon watershed, Massif Central, France. Earth Surface Processes and Landforms 22, 473–489.

Maloney, J.M., Noble, P.J., Driscoll, N.W., Kent, G.M., Smith, S.B., Schmauder, G.C., Babcock, J.M., Baskin, R.L., Karlin, R., Kell, A.M., Seitz, G.G., Zimmerman, S., Kleppe, J.A., 2013. Paleoseismic history of the Fallen Leaf segment of the West Tahoe-Dollar Point fault reconstructed from slide deposits in the Lake Tahoe Basin, California-Nevada. Geosphere 9, 1065–1090. doi:10.1130/GES00877.1

Merle, O., Michon, L., Camus, G., de Goer, A., 1998. L'extension oligocene sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. Bulletin de la Societe Geologique de France 169, 615–626.

Moernaut, J., Daele, M.V., Heirman, K., Fontijn, K., Strasser, M., Pino, M., Urrutia, R., De Batist, M., 2014. Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 2013JB010738. doi:10.1002/2013JB010738

Moernaut, J., De Batist, M., Charlet, F., Heirman, K., Chapron, E., Pino, M., Brümmer, R., Urrutia, R., 2007. Giant earthquakes in South-Central Chile revealed by Holocene mass-wasting events in Lake Puyehue. Sedimentary Geology 195, 239–256. doi:10.1016/j.sedgeo.2006.08.005

Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Sturm, M., Giardini, D., 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. Tectonophysics 394, 21–40. doi:10.1016/j.tecto.2004.07.053

Morey, A.E., Goldfinger, C., Briles, C.E., Gavin, D.G., Colombaroli, D., Kusler, J.E., 2013. Are great Cascadia earthquakes recorded in the sedimentary records from small forearc lakes? Natural Hazards and Earth System Science 13, 2441–2463. doi:10.5194/nhess-13-2441-2013

Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research 66, 43–57. doi:10.1306/D42682AC-2B26-11D7-8648000102C1865D

Nomade, J., Chapron, E., Desmet, M., Reyss, J.-L., Arnaud, F., Lignier, V., 2005. Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). Terra Nova 17, 350–357. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00620.x

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., others, 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55, 1869–1887.

Rioual, P., 2002. Limnological characteristics of 25 lakes of the French Massif Central. Annales de limnologie 38, 311–327.

St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., and Stoner, J.S., 2004. Earthquake and flood-induced turbidites in the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. Quaternary Science Reviews 23, 283-294.

Schettler, G., Schwab, M.J., Stebich, M., 2007. A 700-year record of climate change based on geochemical and palynological data from varved sediments (Lac Pavin, France). Chemical Geology 240, 11–35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.01.003

Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini, D., McKenzie, J.A., Ward, S.N., 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. Geology 30, 1131. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1131:PEHRBL>2.0.CO;2

Schwab, M.J., Werner, P., Dulski, P., McGee, E., Nowaczyk, N.R., Bertrand, S., Leroy, S.A.G., 2009. Palaeolimnology of Lake Sapanca and identification of historic earthquake signals, Northern Anatolian Fault Zone (Turkey). Quaternary Science Reviews 28, 991–1005. doi:10.1016/j.quascirev.2009.02.018

Simonneau, A., Chapron, E., Vannière, B., Wirth, S.B., Gilli, A., Di Giovanni, C., Anselmetti, F.S., Desmet, M., Magny, M., 2013. Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards. Climate of the Past 9, 825–840. doi:10.5194/cp-9-825-2013

Smith, S.B., Karlin, R.E., Kent, G.M., Seitz, G.G., Driscoll, N.W., 2013. Holocene subaqueous paleoseismology of Lake Tahoe. Geological Society of America Bulletin 125, 691–708.

Stebich, M., Brüchmann, C., Kulbe, T., Negendank, J.F.W., 2005. Vegetation history, human impact and climate change during the last 700 years recorded in annually laminated sediments of Lac Pavin, France. Review of Palaeobotany and Palynology 133, 115–133. doi:10.1016/j.revpalbo.2004.09.004

Strasser, M., Anselmetti, F.S., Fäh, D., Giardini, D., Schnellmann, M., 2006. Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. Geology 34, 1005–1008.

Strasser, M., Monecke, K., Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., 2013. Lake sediments as natural seismographs: A compiled record of Late Quaternary earthquakes in Central Switzerland and its implication for Alpine deformation. Sedimentology 60, 319–341. doi:10.1111/sed.12003

Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A.A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M.B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R.M.W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J.M., Scotti, O., Živčić, M., Albini, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D., Giardini, D., 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. Journal of Seismology 17, 523–544. doi:10.1007/s10950-012-9335-2

Terrier, M., Bles, J.L., Godefroy, P., Dominique, P., Bour, M., Martin, C., 2000. Zonation of Metropolitan France for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities Part 1: Seismotectonic zonation. Journal of seismology 4, 215–230.

Vidal, N., de Goër de Hervé, A., Camus, G., 1996. Déstabilisation de reliefs, d'érosion en terrain volcanique. Exemples pris dans le Massif Central français. Collapse of erosional relief in volcanic terrains. Examples from the Massif Central, France. Quaternaire 7, 117–127. doi:10.3406/quate.1996.2065

Wilhelm, B., Nomade, J., Crouzet, C., Litty, C., Sabatier, P., Belle, S., Rolland, Y., Revel, M., Courboulex, F., Arnaud, F., Anselmetti, F.S., 2015. Quantified sensitivity of small lake sediments to record historic earthquakes: Implications for paleoseismology. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 120. doi:10.1002/2015JF003644

3.1.2. "Extreme events in the sedimentary record of maar Lake Pavin: implication for natural hazards assessment in the French Massif Central"

Article accepté pour publication dans *Quaternary Science Reviews*

L'identification d'évènements sédimentaires extrêmes a été réalisée via une caractérisation des environnements sédimentaires du lac Pavin, en croisant les données obtenues en sismique réflexion et les données acquises à partir de plusieurs séquences sédimentaires. La datation de ces évènements par le radiocarbone met en lumière une succession d'évènements au cours des 2000 dernières années.

En l'an 600, une vidange du lac a notamment entraîné (1) un abaissement du niveau lacustre de 9 m enregistré à travers la matière organique sédimentaire ; (2) la génération d'un glissement subaquatique de type slump sur le plateau et (3) une coulée de débris déposée dans la vallée en aval de l'exutoire. La baisse de pression hydrostatique consécutive à cet abaissement du niveau du lac a par la suite favorisé la génération de glissements subaquatiques sous l'effet de séismes.

En 1300, un séisme régional a ainsi impacté la morphologie du plateau en provoquant une grande rupture de pente connectée à un dépôt instantané dans le bassin profond. Durant le XIX^{ème} siècle, deux autres séismes historiques ont également entraîné la formation de turbidites, suggérant que le lac Pavin est sensible à l'aléa sismique avec une intensité minimum de 5 à dans un rayon maximal de 35 kilomètres.

Enfin, des observations de changements de couleur d'eau en 1783 et 1936 correspondent à trois dépôts ferrugineux enregistrés sur le plateau et dans le bassin profond, suggérant que le lac Pavin aurait récemment subi des évènements de dégazage se rapprochant des éruptions limniques documentées dans d'autres lacs méromictiques.

Extreme events in the sedimentary record of maar Lake Pavin: implication for natural hazards assessment in the French Massif Central

Léo CHASSIOT [a], Emmanuel CHAPRON [a,b], Christian DI GIOVANNI [a], Patrick ALBERIC [a], Patrick LAJEUNESSE [c], Anne-Catherine LEHOURS [d], Michel MEYBECK [e]

[a] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327, CNRS, Université d'Orléans, BRGM, 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.

[b] Géographie de l'Environnement (GEODE), UMR 5602 CNRS, Université Toulouse 2 Jean Jaurès, Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex, France.

[c] Centre d'Etudes Nordiques (CEN), Département de Géographie, Université Laval, Pavillon Abitibi-Price, 2405, rue de la Terrasse, Québec G1V 0A6, Canada.

[d] Laboratoire Microorganismes, Génome et Environnement (LMGE), UMR 6023, CNRS, Univ. Blaise Pascal, 24 avenue des Landais, Aubière, 63177, France.

[e] Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les Sols (METIS), UMR 7619, CNRS, Univ. Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu 75252 Paris cedex 05, France.

ABSTRACT

A set of sedimentary cores and detailed geophysical surveys provide new insights on sedimentary processes in meromictic maar Lake Pavin, France. Three different sedimentary environments (i.e., littoral, plateau and basin) have been characterized through acoustic images and sediment composition with bulk organic geochemistry. Various forms of Rapidly Deposited Layers (RDLs) have been identified and dated with radiocarbon. An up to date stratigraphy of sedimentary events matching coeval RDLs across the lake is here presented and illustrates a wide range of natural hazards linked to Lake Pavin during the last 2,000 years. In AD 600, a sudden lake outburst triggered a slump deposit along with a 9 m lake-level drop that drove shifts in sedimentary organic matter composition. Outside the lake, break-out flood deposits have been described downstream to evidence this event. The lake-level drop also favored the generation of gravity reworking phenomena, as shown by (1) a regional earthquake-triggered large slope failure on the plateau connected to a mass-wasting deposit in the basin dated to AD 1300, and (2) a succession of turbidites in AD 1825 and AD 1860 contemporaneous to two historic earthquakes, suggesting that this lake is sensitive to earthquakes with a minimum intensity of V located less than 35 km away. Finally, past observations of lake water color changes in AD 1783 and AD 1936, similar to other reports in meromictic lakes, match iron-rich deposits identified in maar lake sediments and therefore suggest that Lake Pavin could have undergone limnic eruptions.

KEYWORDS

Maar lake; natural hazards; lake outburst; break-out flood; slope failure; slump; turbidite; limnic eruption

HIGHLIGHTS

AD 600 crater outburst triggered a sedimentary slump and a break-out flood.

AD 1300 regional tectonic event generated a large slope failure in the basin.

Two earthquake-triggered turbidites occurred during the XIXth century.

Two historical limnic eruptions are contemporaneous with three iron-rich deposits.

1. INTRODUCTION

Volcanogenic lakes represent a high diversity of inland surface waters. Among them, maar lakes (or crater lakes), resulting from crater filling by meteoric and ground waters after a phreato-magmatic eruption, constitute peculiar lacustrine environments where numerous natural hazards may occur (Caracausi et al., 2009, Tassi and Rouwet, 2014). As detailed in Rouwet et al. (2014), the highest hazards would be the occurrence of phreato-magmatic eruptions, lahars, limnic gas burst (or limnic eruption), acid gas attack and water contamination after seepage of acidic lake waters. Hydraulic-related hazards are also part of many volcanic and intra-caldera lakes around the world and could represent substantial hazards for local residents (Manville, 2010, 2015).

Limnic gas burst occurred in lakes Monoun and Nyos in Cameroon in 1984 and 1986, where they caused 37 and 1,746 casualties, respectively. Thirty years later, the scientific community now supports the theory of a sudden release of gas stored in the hypolimnion during a lake overturn to generate a carbon dioxide eruption (Cotel, 1999, Mott and Woods, 2000). Such events happen when lake water stratification is disturbed : triggering mechanisms can be a subaquatic or subaerial landslide into the deep waters (Sigurdsson et al., 1987, Chapron et al., 2010), seasonal mixing (Kling et al., 1987), supersaturation of dissolved gases (Evans et al., 1993, 1994) and/or a combination of these factors (Rouwet et al., 2014).

Shortly after the Nyos eruption, questions were raised about the potential hazard for a similar event in Lake Pavin, an analogous maar lake in France. Therefore, numerous studies have documented the physical and chemical properties of its water column. Main results highlight the presence of a dense body of permanent anoxic and sulfidic waters (Viollier et al., 1995, Assayag et al., 2008) with an accumulation of dissolved gases of both volcanic and biogenic origin (Aeschbach-Hertig et al., 1999, Olive and Boulègue, 2004). Nowadays, the hazard for a gas burst is existent but not elevated under normal conditions (Camus et al., 1993).

Despite this presently limited hazard, sedimentary events with the potential to have triggered catastrophic lake overturns have occurred in the past, as evidenced by two large Mass-Wasting Deposits (MWD) documented at different sites inside Lake Pavin (Chapron et al., 2010, 2012). These results highlight the need to evaluate the impact of past extreme events within the sedimentary record in order to better assess the natural hazards in this specific environment. Moreover, sedimentary investigations are sparse for this volcanic area, where little is known about the potential hazards. For instance, previous studies in Lake Pavin described its sedimentation, essentially made of annually laminated diatomite, and discussed the record of climate change over the last 700 years using pollen and diatom assemblages (Stebich et al., 2005), geochemical data (Schettler et al., 2007), or the evolution of carbon cycling since lake formation (Albéric et al., 2013).

The present paper proposes a synthesis of previous limnogeological studies performed in Lake Pavin and presents a new stratigraphy of sedimentary events, i.e. abrupt environmental changes. This work is supported by acoustic mapping along with multi-proxy analyses and radiocarbon dates performed on a new long piston core (PAV12) retrieved from the deepest part of the lake, complementary to previous sedimentary cores detailed in Chapron et al. (2010, 2012). Identification of rapidly deposited layers (RDLs) lead to the establishment of a novel event stratigraphy of past extreme events and for further assessment of past and present natural hazards in such volcanic environments.

2. GENERAL SETTING

2.1. Geological setting and historical seismicity

Lake Pavin (N45°29'45"; E2°53'18"; 1197 m above sea level (a.s.l.)) is located in the volcanic area of the Mont Dore massif, in the French Massif Central (Fig. 3.2.1a). The Mont Dore volcanic province is flanked east and west by two major but barely active faults (Houiller and Limagne faults). Consequently, the seismic hazard is today considered as moderate compared to the Alps and the Pyrenees. However, several earthquakes with epicentral MSK intensities ranging from IV to VIII have been referenced for the last 500 years according to SISFRANCE and AHEAD databases (Fig. 3.2.1a; Lambert et al., 1997, Stucchi et al., 2013). In chronological order, largest seismic events have been felt near the city of Clermont- Ferrand during the late XVth century like in AD 1477 with a moment magnitude (Mw) of 5.8 ± 0.5 and an epicentral intensity (Io) of VII and in AD 1490 with a Mw of 6.1 ± 0.3 and an Io of VIII (Baumont and Scotti, 2011). Two moderate seismic events stroke the southern part of the Limagne fault in AD 1833 (Io=VI and Mw=5 ± 0.3) and AD 1892 (Io=VI½ and Mw=5.5 ± 0.3). Finally, limited earthquakes have also been perceived in AD 1844 (Io=V½ and unknown Mw), in AD1863 (Io=V and Mw=3.4 ± 0.6) and in AD 1921 (Io=IV and unknown Mw), all clustered beneath the Mont Dore massif.

2.2. Lake Pavin

Lake Pavin lies inside a crater formed ca. 7,000 years ago, when an ascending magma met surface waters to create a phreato-magmatic explosion, along with ejection of pumices, volcanic bombs and other basaltic fragments (Bourdier, 1980). The hole was then fed by meteoric and groundwater to create the present small maar lake Pavin (0.44 km²). Almost circular in shape with a diameter of 750 meters, its maximum water depth reaches 92 m at the center part (Figure 3.1.2a). A subaquatic plateau documented on the northern side reaches 55 m water depth (Chapron et al., 2010). The topographic catchment area (0.36 km²) encompasses the crater rim made of Pavin volcanic material whose edges culminate at 1,253 m a.s.l, with steep inner slopes (> 45°). In the southern part, it also includes the summit of the Puy de Montchal volcano at 1407 m a.s.l., a former structure cut by the Pavin crater during the phreato-magmatic explosion (Figure 3.1.2a).

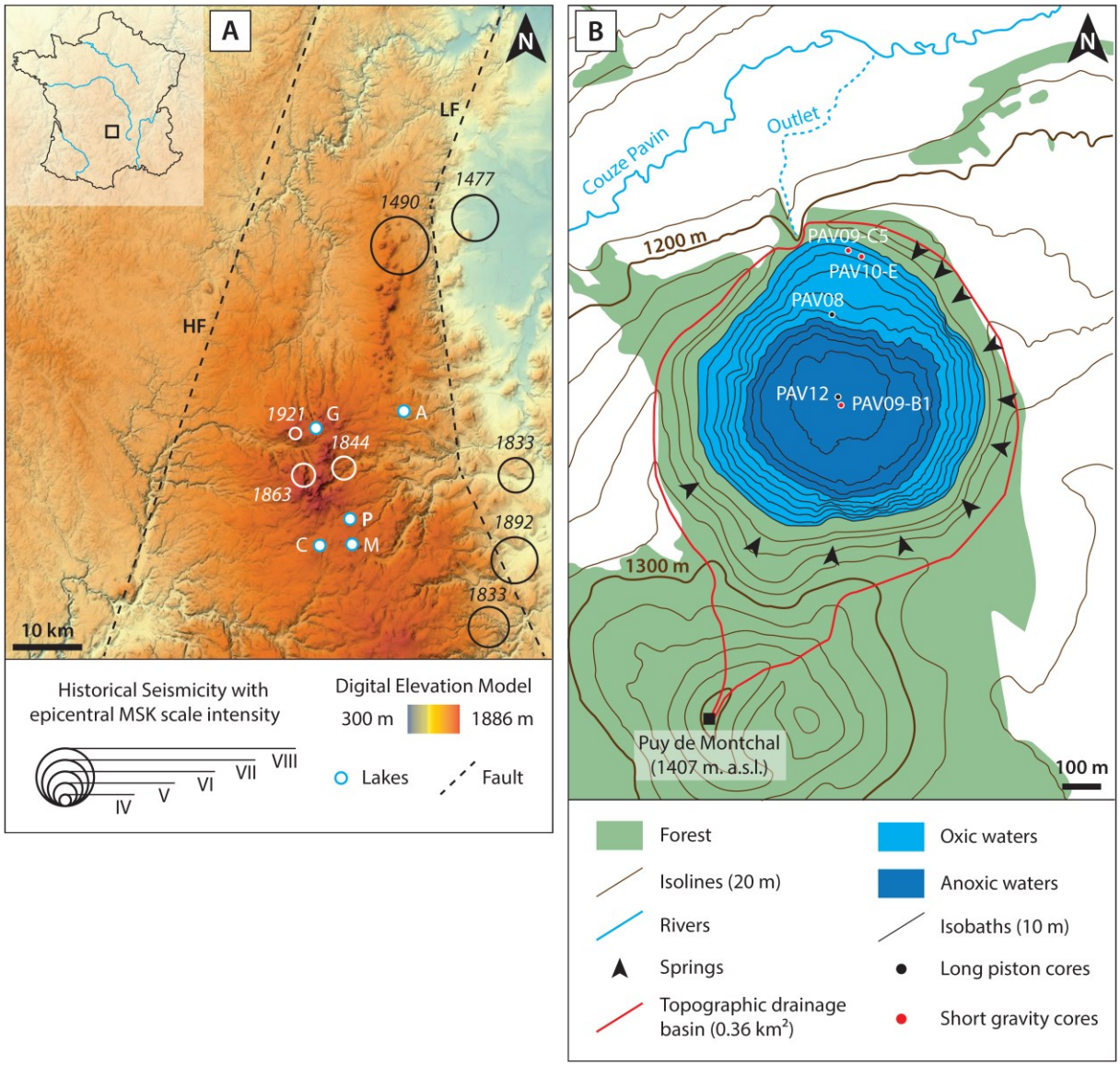


Figure 3.1.2a. (A) General location and Digital Elevation Model of the studied area with seismo-tectonic context (HF: Houiller Fault - LF: Limagne Fault) and volcanic lakes discussed in this study (A: Aydat - C: Chauvet - G: Guéry - M: Montcineyre - P: Pavin). Dates and location of historical earthquakes are indicated by circles. (B) Geomorphologic map of the Montchal-Pavin volcanic complex with simplified lake bathymetry (Figure 3.1.2b) and coring locations (Figure 3.1.2e).

Due to the crater rim elevation, the lake waters are protected from winds, inhibiting seasonal mixing. Thus, two water bodies can be distinguished in Lake Pavin. The first one (i.e. mixolimnion), corresponding to the upper 60 m, is oxygenated and frequently covered by ice during winter months. The second one (i.e., monimolimnion), represents the deep and permanently anoxic and sulphidic waters below 60 m depth, where gases of both volcanic and biogenic origin accumulate, characteristic of lake meromixis (Aeschbach-Hertig et al., 1999, Olive and Boulègue, 2004).

Several springs occur along the rim in the terrestrial crater. Along with seasonal snowmelt, they are considered as the main suppliers for inflows (Figure 3.1.2a). Around 45 m depth, sub-lacustrine springs have also been inferred to balance the lake water budget (Assayag et al., 2008) and to maintain the current meromixis (Bonhomme et al., 2011). Accordingly, the hydrologic drainage basin differs from the topographic catchment area and still remains poorly defined. Water escapes from the lake by surface and subaquatic outlets (Figure 3.1.2a, Chapron et al., 2010), both located on the northern side, where a spillway flows from a deep crater incision downstream to the couze Pavin, a tributary of the Allier River in the drainage basin of the Loire River (Figure 3.1.2a).

3. METHODS

3.1. Acoustic mapping and coring operations

During a spring campaign in 2008, lake floor morphology was investigated by a Reson Seabat 8101 multibeam echosounder on a vessel equipped with a differential GPS to provide detailed images and three dimensional views of submerged topography (Figure 3.1.2b). This data was used to generate a high-resolution (50 cm x 50 cm) digital elevation model (DEM) and a slope map with ArcGIS software (Figure 3.1.2b). In addition, and to illustrate the basin fill geometries, a grid of high-resolution seismic surveys was carried out in 2009 using a 12 kHz Knudsen subbottom profiler with a conventional GPS (Figure 3.1.2c and Figure 3.1.2d). Combination of these two hydroacoustic mapping techniques allows us to well define sedimentary deposits above the bedrock, except in the deep basin where gas-rich sediment prevents acoustic signal penetration. Sediment thickness and volume calculations have been made from the seismic dataset using IHS Kingdom software and considering a P-wave velocity of 1500 $m.s^{-1}$ in lake sediments.

Coring campaigns have been conducted guided by acoustic images and sedimentary facies identification during summers 2008, 2009, 2010 and 2012. Two long piston cores have been retrieved with an UWITEC coring device (PAV08 on the plateau and PAV12 on the central basin, Figure 3.1.2a and Figure 3.1.2e). Additionally, three short gravity cores have been sampled along the slopes on a North-South transect from the lake shore to the deep central basin ((PAV09-B1, PAV10-E and PAV09-C5, Fig.1 and 5).

3.2. Sediment analyses

New analyses have been carried out to complement previous investigations made on cores PAV08 (Chapron et al., 2010) and PAV09-B1, PAV09-C5 and PAV10-E (Chapron et al., 2012). Sections from core PAV08 were photographed following the method described in Chapron et al., 2010. For the entire dataset, hand-held measurements were performed each half centimeter with a Minolta CM-700d for sediment diffuse spectral reflectance (DSR). Combined with visual descriptions, this data set allows us to characterize the sediment composition (Debret et al., 2011 and references therein). Magnetic Susceptibility (MS) measurements were carried out with the same resolution using a Bartington MS2E point sensor. Finally, bulk sediment was sampled to estimate organic carbon content by Rock-Eval (RE) pyrolysis (Talbot and Livingstone, 1989, Meyers and Lallier-Vergès, 1999, Ariztegui et al., 2001, Simonneau et al., 2014). By progressive heating, this method quantifies the amount of hydrocarbon and carbon dioxide contents in the sediment (Behar et al., 2001). Hydrogen Index (HI, expressed in mg.HC.g^{-1} TOC) and Oxygen Index (OI, expressed in mg.CO2.g^{-1} TOC) are two parameters derived from pyrolysis results and related to the origin of organic matter. This multi-proxy approach is relevant to characterize a wide range of lacustrine sedimentary units and to distinguish background sedimentation from rapidly deposited layers (named hereafter RDLs).

3.3. Dating methods

Past studies have underlined the complex evolution of carbon cycling in Lake Pavin during the last 7000 years (Albéric et al., 2013). Comparison between radiocarbon ages on bulk sediment and leaf debris provides an offset of ^{14}C representing a contemporary reservoir age of approximately 2,500 years. Dating sedimentary sequence and sedimentary events with bulk sediment is therefore excluded, except to discuss this specific carbon cycling aspect. Thus, organic macroremains have been used for AMS radiocarbon measures (Table 3.1.2a). After removing RDLs, age-depth models have then been calculated with CLAM software (Blaauw, 2010) using the IntCal13 calibration curve (Reimer et al., 2013). For cores retrieved in the central basin, age-depth models have been improved with former calendar age resulting from varve counting performed on cores retrieved in 1999 and 2001 near the location of cores PAV12 and PAV09-B1 (Stebich et al., 2005, Schettler et al., 2007).

Location	Core	Depth (cm)	Laboratory reference	Material	Radiocarbon age (BP)	Calibration with two sigma ranges (cal. BP)
Basin	PAV09-B1	96.5	Poz-33126	Leaf	150 ± 30	Plateau
	PAV12	137	Lyon-10961	Leaf	220 ± 30	Plateau
	PAV12	288	Beta-336272	Leaf	2210 ± 30	2230 ± 90 (1)
	PAV12	645.5	SacA34984	Leaf	1730 ± 30	1635 ± 70 (1)
	PAV12	827	Beta-335372	Leaf	3400 ± 30	3645 ± 70 (1)
	PAV12	978.5	Lyon-10962	Leaf	5250 ± 35	5980 ± 55 (0.63)
Plateau	PAV08	23	Poz-31851	Leaf	1210 ± 30	1125 ± 65 (0.87)
	PAV08	71	Poz-27046	Leaf	1290 ± 35	1235 ± 60 (1)
	PAV08	97	Poz-27047	Leaf	1430 ± 21	1330 ± 30 (1)
	PAV08	476-479	Poz-27052	Bulk sediment	6090 ± 40	6940 ± 90 (0.84)
Littoral	PAV09-C5	9	UCIAMS-92406	Leaf	855 ± 15	760 ± 30 (1)
	PAV09-C5	18	Poz-27052	Leaf	1355 ± 35	1285 ± 50 (0.92)
Couze Pavin river			UCIAMS-92407	Peat	1825 ± 20	1765 ± 55 (1)

Table 3.1.2a. Material sampled for AMS radiocarbon analyses with conventional (BP) and calibrated (cal. BP) radiocarbon ages using IntCal13 reference curve (Reimer et al., 2013). The number in brackets represents the probability for two-sigma calibration and the asterisk indicates a ^{14}C plateau where the selection of calibrated date has been made on the basis of the varve counting performed by Schettler et al. (2007). See text for details.

4. RESULTS AND INTERPRETATIONS

4.1. Morphology and sedimentary environments

Lake Pavin is almost circular and bowl-shaped with steep slopes, a common feature for lakes residing inside hydro-magmatic explosion craters (Anselmetti et al., 2009, Moernaut et al., 2010, Zolitschka et al., 2013). The 3-D images from multi-beam bathymetric surveys show detailed floor relief with evidence for a wide range of gravity reworking phenomena in many parts of the lake (Figure 3.1.2b, Chapron et al., 2010). Locally on the flanks, vertical cliffs are related to the submerged parts of outcropping subaerial lavas. Scattered boulders correspond to deposits connected to previous rock falls. All around the lake, numerous incised channels (i.e., canyons) correspond to subaquatic continuities of terrestrial springs, gullies and stream flows (Figure 3.1.2a). The slope map (Figure 3.1.2b) illustrates the flat central basin (0-6°) surrounded by steep slopes (>36°). The asymmetric aspect of maar Lake Pavin is underlined by gentle slopes (0-12°) on its northern side creating a plateau (Figure 3.1.2b). One significant feature is the 350 m wide fresh slide scar clipping the deepest side of a plateau characterized by more gentle slopes on the northern side of the lake.

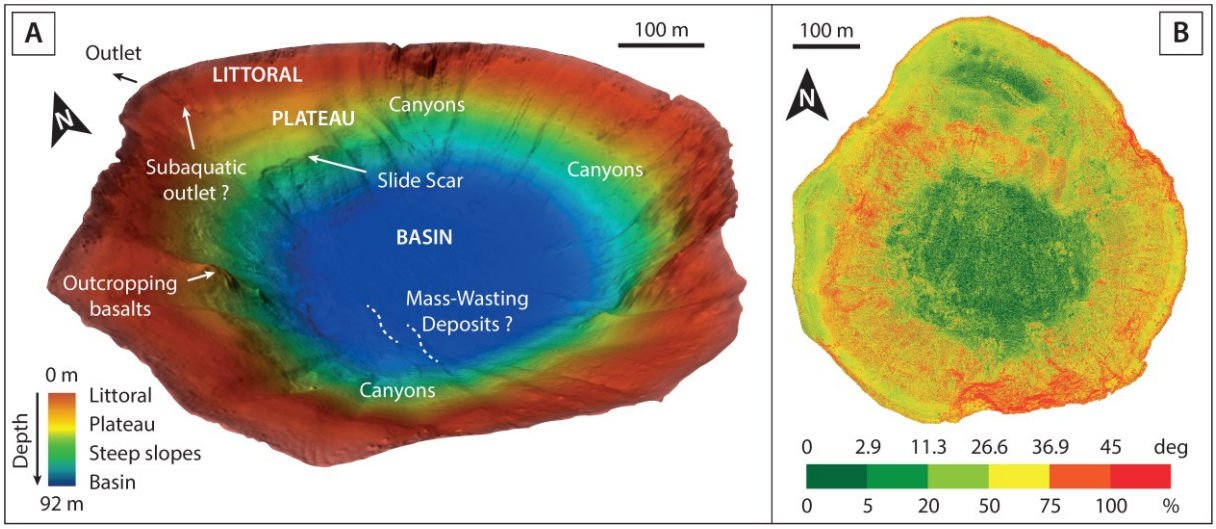


Figure 3.1.2b. (A) Three-dimension bathymetric view of maar Lake Pavin illustrating the subaquatic floor morphology with a wide range of gravity reworking phenomena, modified after Chapron et al. (2010). (B) Slope map of Lake Pavin illustrating the flat central basin surrounded by steep slopes, with a plateau on the northern side.

These 3-D bathymetric views, combined with acoustic images from a grid of high resolution seismic surveys (Figure 3.1.2c, Chapron et al., 2012), allow us to define four main sedimentary environments. The littoral environment corresponds to the area between the shoreline and 26 m water depth where slopes are mid to high (12-30°). On the seismic data, a specific acoustic facies can be characterized by a downslope thickening transparent facies capped by a high amplitude reflection at the water interface (Figure 3.1.2c and 3.1.2d). On the northern side, between 26 and 55 m water depth, the crater material has an irregular morphology with gentle slopes (0-12°) draped by an up to 5 m thick sedimentary sequence made of two contrasting acoustic facies: (1) a stratified and continuous facies with low amplitude reflections locally on top of (2) a chaotic to transparent unit (Figure 3.1.2c). This sequence reaches the southern part of the plateau where it is interrupted by a slope failure related to the slide scar. Between 55 and 90 m water depth, the slopes are very steep (>36°) and therefore prevent any sedimentation, but erosion and transport processes are underlined by the presence of numerous canyons. Over 90 m water depth, acoustic waves (12 kHz) were not able to penetrate the basin sedimentary fill due to high gas contents in the sediment but the 3-D bathymetric view exhibits a circular and flat basin, with low relief areas on the south-eastern side. The best images of this flat basin have been provided by previous studies using a 3.5 kHz acoustic source. During this campaign, 1 m of diatomite has been described by developing a stratified facies with low amplitude and continuous reflections (Chapron et al., 2010).

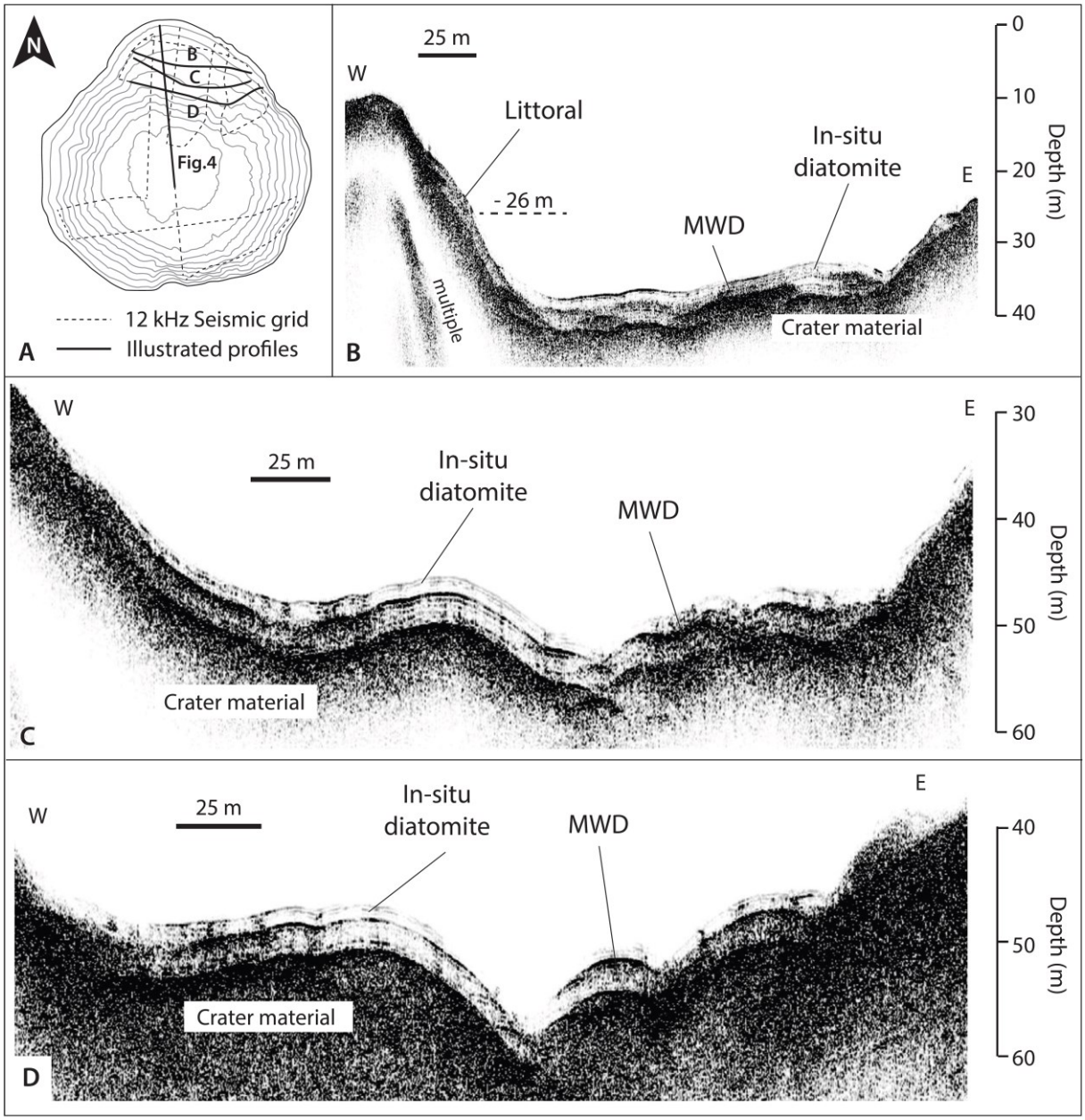


Figure 3.1.2c. High-resolution seismic grid (12 kHz) along the plateau on the northern side of Lake Pavin (A) with transversal surveys illustrating main acoustic facies of sedimentary deposits above the plateau (B, C, and D, after Chapron et al. (2012)). (E) Isopach map of AD 600 slump deposit on the plateau (MWD) discussed in the text.

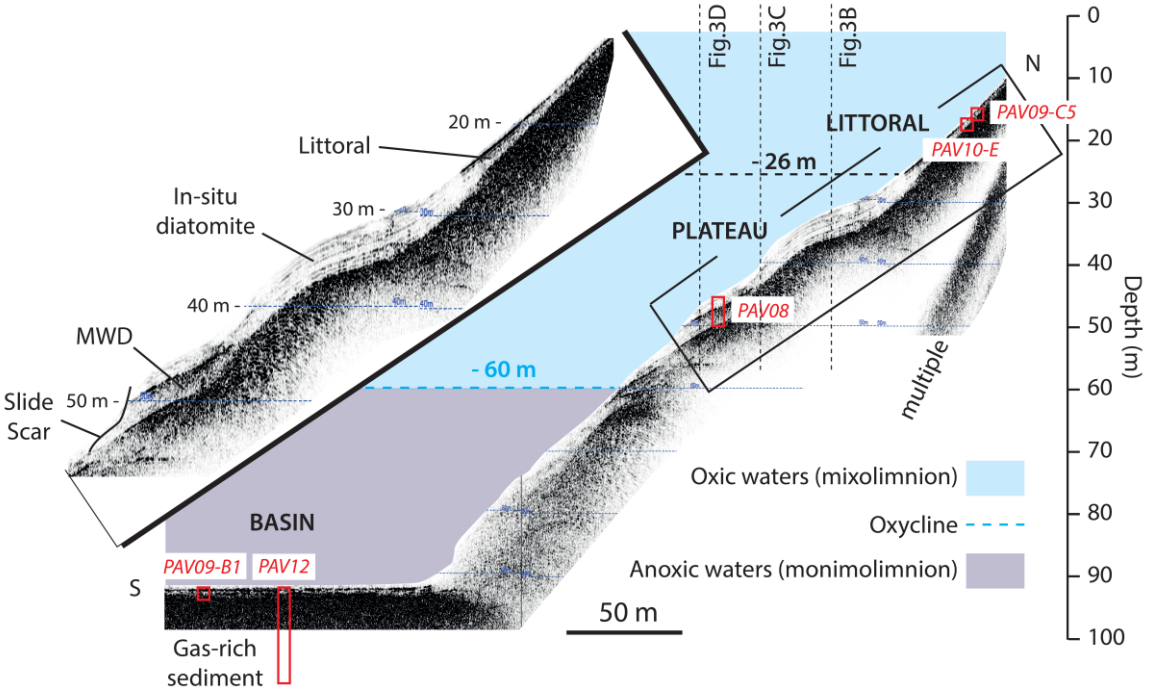


Figure 3.1.2d. High-resolution seismic profile (12 kHz) along a North-South transect inside Lake Pavin illustrating the seismic stratigraphy of deposits over the littoral, the plateau and the basin environments. Dotted lines correspond to the locations of perpendicular profiles given in Figure 3.1.2c, 3C and 3D. Note that the AD1300 slide scar affects the distal part of the AD 600 slump deposit on the plateau.

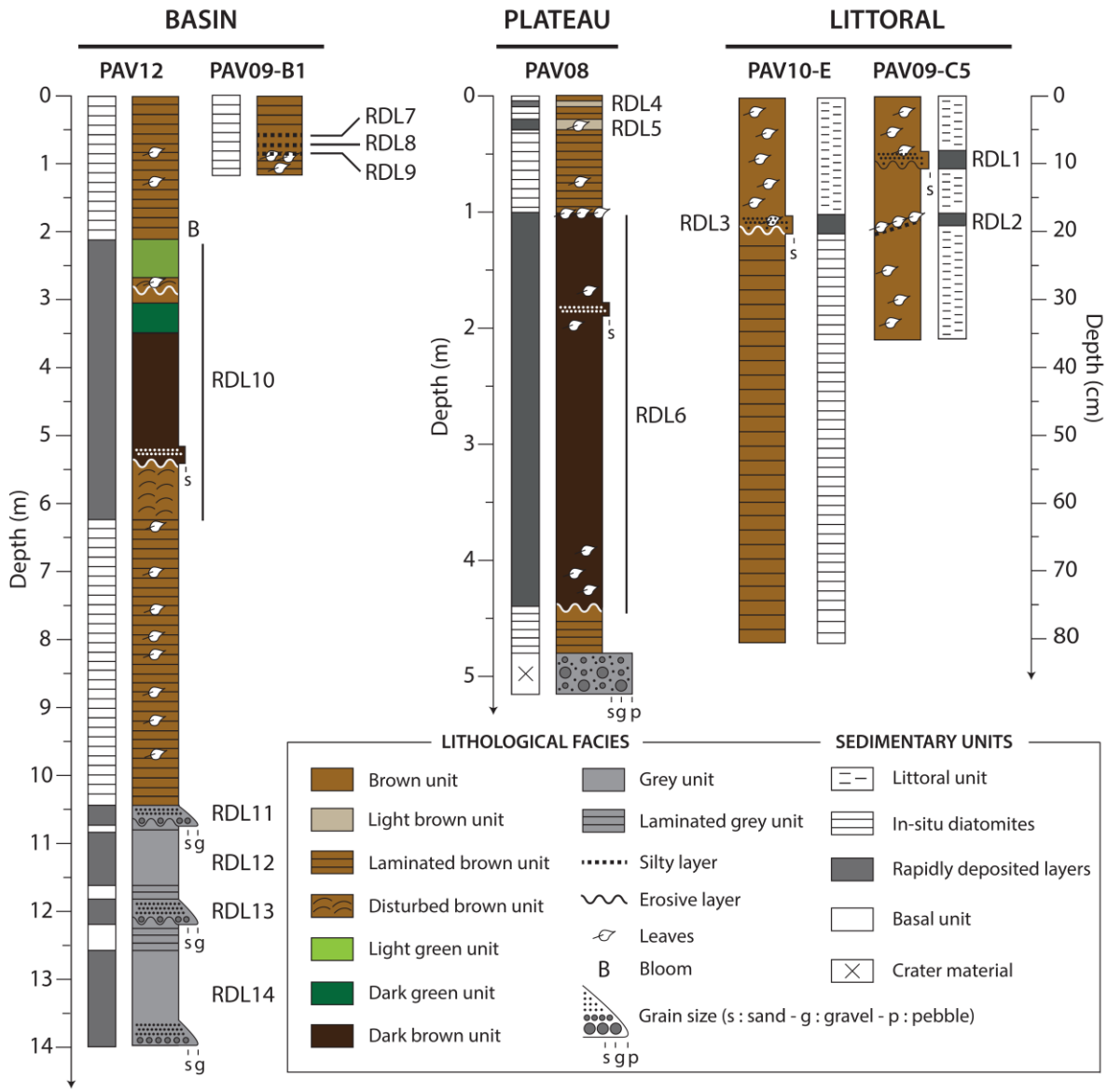


Figure 3.1.2e. Long piston cores and short gravity cores retrieved from the littoral (PAV10-E and PAV09-C5), the plateau (PAV08) and the basin (PAV12 and PAV09-B1) environments. Lithological facies have been synthesized into sedimentary units, in agreement with acoustic facies (Fig.3.1.2c and 2d). Rapidly Deposited Layers (RDLs) are also shown and labeled from 1 to 14.

4.2. Littoral sedimentation (0 - 26 m water depth)

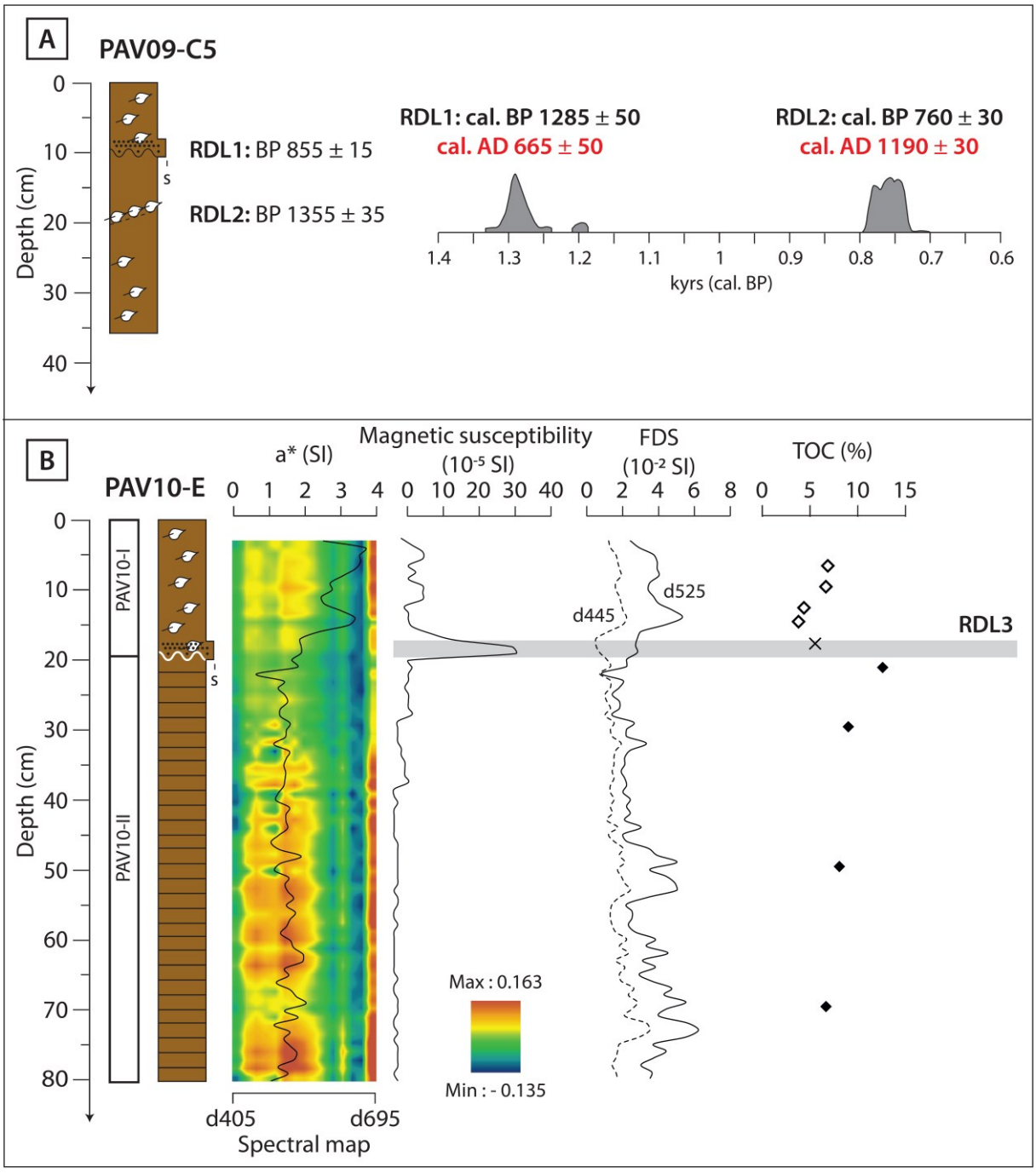


Figure 3.1.2f. (A) Ages of RDL1 and RDL2 reflected by erosive sandy and leaves layers within the core PAV09-C5 are estimated by calibration results of two radiocarbon ages (Table 3.1.2a). (B) Multi-proxies analyses for core PAV10-E highlighting a sharp transition from diatomite toward littoral sedimentation with an intercalated erosive sandy layer (RDL3), as shown by DSR measurements, either a parameter or iron oxy-hydroxides proxies (d445 or d525), and also by measurements of organic content (TOC).*

At 20 m water depth, core PAV09-C5 (N45°29.93'; E2°53.32'; Figures 3.1.2e and 3.1.2f) shows a massive brownish unit matching the littoral acoustic facies (Figure 3.1.2d). Two erosive layers have been identified (sandy layers at 9 cm depth and leaf debris with sands at 18 cm depth, Chapron et al., 2012) and dated at cal. AD 1190 ± 30 (RDL1) and cal. AD 665 ± 50 (RDL2), respectively (Table 3.1.2a).

In the same environment, core PAV10-E (N45°29.92'; E2°53.35'; Figures 3.1.2e and 3.1.2f) retrieved at 17 m water depth shows two contrasting units, identified through DSR and specially with first derivative spectra analyses (FDS) represented by color changes in the spectral map. From up to down, unit PAV10-I is similar to PAV09-C5. Spectrophotometric analyses reveal high a* values (red/green band spectra), indicating a high iron content, in accordance with iron oxy-hydroxides proxies d445 and d525 (Debret et al., 2011). However, this unit shows weak to medium MS values and an organic content between 5 and 8% TOC. A sharp transition is observed by the presence of a sandy layer underlain by a peak of MS (RDL3). The bottom of the core is made of more than 50 cm of laminated brownish facies (in-situ diatomite) with low MS values but up to 11% TOC content (unit PAV10-II). Here, the transition from diatomite to littoral unit with an intercalated sandy layer is interpreted as the result of an abrupt environmental change at this site. Its stratigraphic position around 20 cm depth is close to RDL2 identified in the nearby core PAV09-C5 at the same depth.

4.3. Plateau sedimentation (26 - 55 m water depth)

At the location of core PAV08 (N45°29.86'; E2°53.24'; Figure 3.1.2e), subbottom profiles illustrate the superposition of a stratified facies with a draping geometry on a chaotic to transparent facies (Figures 3.1.2c and 3.1.2d). As detailed in Chapron et al. (2010, 2012), this composite sedimentary sequence corresponds to two main units identified in PAV08 (Fig.7A). Firstly, a 97 cm thick in-situ diatomite (PAV08-I) corresponding to the stratified acoustic facies with low-reflectivity (Figure 3.1.2c) and then a massive dark brownish deposit rich in leaf debris with a volcanic sandy layer (PAV08-II), corresponding to a mass-wasting deposit (MWD) or slump following the classification of Mulder and Cochonat (1996), hereafter labeled RDL6. This instantaneous deposit covers a thin unit again made of diatomite (PAV08-III, not visible on seismic images) laid on volcanic gravels and pebbles in a volcanic sandy matrix corresponding to the Pavin crater material and matching the acoustic substratum on seismic profiles (Figure 3.1.2c, PAV08-IV in Fig.7A). This onset of diatomite sedimentation has been dated to cal. BP 6940 ± 90 (Table 3.1.2a, Chapron et al., 2010), suggesting that lake formation and sedimentation processes started soon after the Pavin eruption around 7000 years ago. Along the core, TOC values are medium to high inside the diatomite units (4 to 8% in PAV08-I and around 8% in PAV08-III) whereas the MWD shows TOC values up to 20%.

Figure 3.1.2g illustrates the upper diatomite deposit above RDL6. The close-up of PAV08 top-core (i.e. PAV08-P1 in Figure 3.1.2g) highlights two light brownish units, expressed with color changes in the spectral map and with high iron content proxy values (a* parameter, d445 and d525, Debret et al., 2011 and references therein) and lower TOC and HI values than the actual in-situ diatomite. Such remarkable differences are uncommon in diatomite sedimentation in Lake Pavin and lead us to consider those layers as reworked units (RDLs) originating from the littoral environment.

Within the in-situ diatomite, two radiocarbon dates (Table 3.1.2a) allow us to compute an age-depth model for the upper sequence of PAV08 (Fig. 7B), and thus to date these light brownish units to cal. AD 1915 ± 5 (RDL4) and to cal. AD 1700 ± 15 (RDL5). The age of RDL6 has also been calculated from leaves and plant debris sampled above it, at the transition with the in-situ diatomite, dated here around cal. AD 620 ± 30 (Figure 3.1.2g, Chapron et al., 2010).

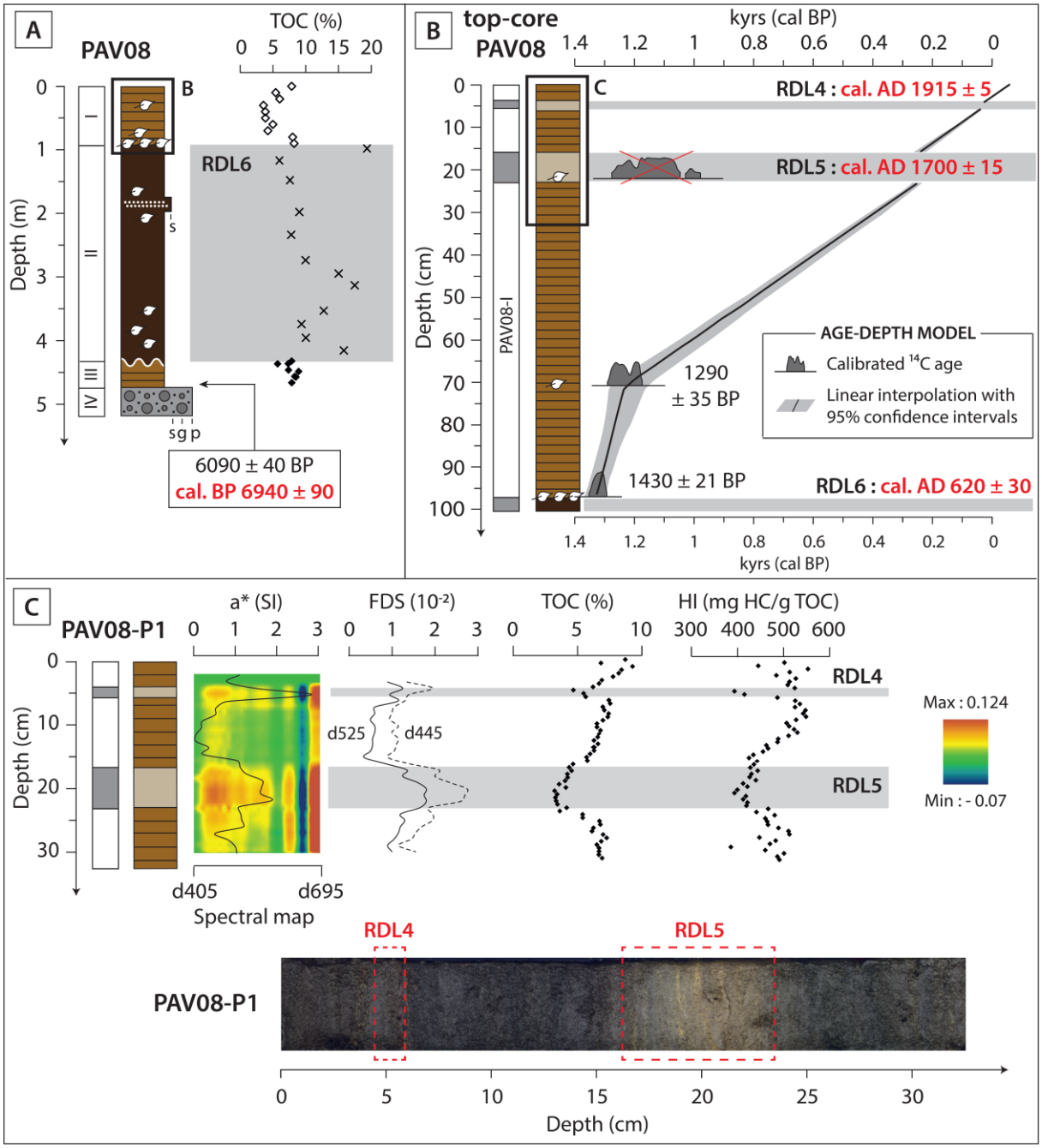


Figure 3.1.2g. Signatures of RDLs in core PAV08. (A) TOC content in sedimentary units of core PAV08 with calibrated age for the onset of diatomite sedimentation as detailed by Chapron et al., 2010. (B) Age-depth model for PAV08-I with calibrated ages for RDL4, RDL5 and RDL6. (C) Top core PAV08-P1 with RDL4 and RDL5 underlined by drop in TOC and HI content, but higher values for iron content proxies.

4.4. Basin deposits (> 90 m water depth)

Due to the high gas content in basin sediments, no 12 kHz acoustic image is available for the study of sediment architecture (Figure 3.1.2d). However, one long piston core (PAV12, Figure 3.1.2e) and one short gravity core (PAV09-B1, Figure 3.1.2e) have been collected in the center part of the basin (N45°29.44'; E2°53.18', Fig.1). For core PAV12, visual observations and multi-proxy analyses of the different lithological facies highlight four main lithozones (Figure 3.1.2h) whereas core PAV09-B1 exhibits laminated sediment (in-situ diatomite) characterized by fluctuations in iron proxies, with highest values for a*, d445 and d525 on the top-core (Fig.9). In this core, MS exhibits generally low values except for three centimetric peaks at 58-60, 67-70 and 90 cm depth matching silty layers (Figure 3.1.2i). Such features are not present in core PAV12 and are therefore attributed to local turbidites originating from the slopes inside canyons (Figure 3.1.2b), hereafter labeled RDL7, 8 and 9, respectively. Because their identification is restricted to this core, their extension in the basin seems here limited.

From 0 to 207 cm depth, the upper unit of PAV12 (PAV12-I) contains laminated sediments (in-situ diatomite) with mid to high TOC content (4-9%) and high values for d445 and d525 iron proxies (Figure 3.1.2h). This is in agreement with a previous 198 cm long core described in the same environment by Stebich et al., (2005) and Schettler et al., (2007). Unit PAV12-II covers a succession of various lithological facies with, from top to bottom, a light green massive unit, some disturbed brownish laminae with an erosive base, a dark green massive unit and a more than 2-m thick massive dark brown sediment with an erosive sandy layer at the base covering a disturbed brownish unit made of highly disrupted diatomite lamina. The total thickness of unit PAV12-II exceeds 4 m and is interpreted as a MWD, labeled RDL10, characterized by a high variability in spectrophotometric parameters and organic content along with one age reversal (Table 3.1.2a, Figure 3.1.2h). Interestingly, the spectral map illustrates high content in iron proxies for the light green unit at the top of RDL10, in contrast with other sedimentary facies in this unit and thus could relate to a second instantaneous deposit overlying a former one. This hypothesis is supported by the presence of an erosive layer at 288 cm depth but the absence of background sedimentation between the light green unit (top) and the dark brown unit (bottom) precludes distinguishing different instantaneous deposits in this complex sedimentary architecture. From 625 to 1045 cm depth, a second continuous record of diatomite is identified (PAV12-III). Unlike the bottom of PAV12-II, this diatomite unit shows preserved laminae, unaffected by the impact of the upper RDL10 described above. Inside this unit, RE results indicate increasing TOC and HI content from the base to 800 cm depth, following by a slight decrease until the top (mean values are TOC = 10% and HI = 600 mg. HC/g. TOC). Still, values remains higher than in the upper organic unit (PAV12-I). From 1045 cm to the base of the core, sediment exhibits a basal unit formed of finely laminated volcano-clastic sediments intercalated with massive grey material made of coarse sands and silts at the base with a fining upward sequence together with homogenous grey deposits (PAV12-IV). This sequence

comprises four turbidites deposits (RDL11, 12, 13 and 14, respectively) interbedded with lacustrine sediments, probably transported down to the deep basin through gullies and canyons incised into the Pavin crater rim (Figure 3.1.2b). Their organic content is very low (0 to 2%) and iron proxies reaches high values, underlining the mineral aspect of this core section (Figure 3.1.2h).

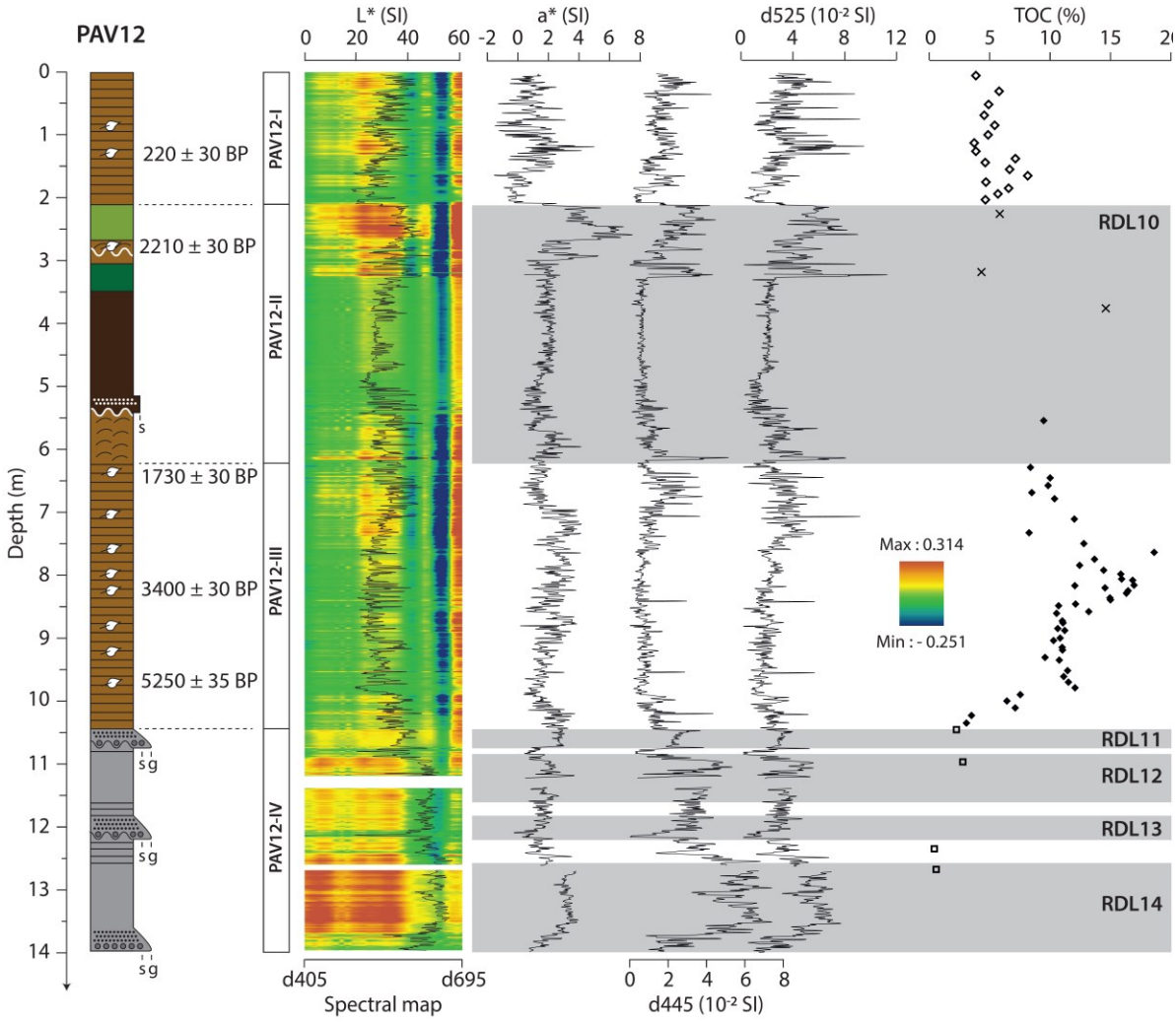


Figure 3.1.2h. Multi-proxy analyses and radiocarbon dates for core PAV12 showing the succession of an upper organic unit (PAV12-I), a thick MWD (RDL10; PAV12-II), a lower organic unit (PAV12-III) and a basal unit (PAV12-IV) with intercalated turbidites (RDL11, RDL12, RDL13 and RDL14).

We used the revised calendar age chronology obtained by varve counting from a nearby freeze-core retrieved in 2001 (FC01, Schettler et al., 2007) to assign an age for each RDL identified in cores PAV12 and PAV09-B1 (Figure 3.1.2i). This chronology has a significant accuracy but remains "floating" in our dataset due to the absence of stratigraphic markers. Assuming uniform in-situ diatomite sedimentation across the basin, the varve chronology established from 0 to 197 cm depth in FC01 has been translated to an equivalent depth interval in core PAV12, between 10 and 207 cm depth, as illustrated in Fig. 9 by a dashed line. The 10 cm offset is supported by the top-most sedimentation rate of 1 $cm.yr^{-1}$ (Schettler et al., 2007) and corresponds to sediment accumulated during the time interval between coring campaigns (i.e., 10 years). Although, the large calibrated uncertainties of radiocarbon ages sampled in cores PAV12 and PAV09-B1 contain this method (Figure 3.1.2i). In the absence of uncertainties in the varve chronology, we multiply the offset (10 cm) by the mean accumulation rate of FC01 (3.7 $yr.cm^{-1}$) to assign error bars for each RDL. Therefore, from top to bottom, the three turbidites have been dated to cal. AD 1860 ± 20 (RDL7), cal. AD 1825 ± 20 (RDL8) and cal. AD 1770 ± 20 (RDL9). Such error bars could seem elevated for a varve chronology but appear suitable considering the lack of stratigraphic markers between sedimentary cores. The age of the mass-wasting deposit (RDL10) identified in core PAV12 is most likely close to the oldest age referenced in the varve chronology (i.e., cal. AD 1280 ± 20).

The lower organic unit PAV12-III highlights a succession of continuous laminated diatomite where radiocarbon dates performed on leaf debris indicates an age of cal. BP 1635 ± 35 for the top of this unit and cal. BP 5980 ± 55 for the bottom (Table 3.1.2a, Figure 3.1.2j). In consequence, event RDL10 eroded or incorporated ca. 1000 years of in-situ diatomite. At the bottom of this unit, no radiocarbon date is available. However, if considering a synchronous onset for diatomite sedimentation at the scale of the whole lake, the transition from PAV12-IV (basal unit) to PAV12-III (lower organic unit) would be contemporaneous to bulk sediment dated at the bottom of PAV08 on the plateau (i.e., cal. BP 6940 ± 90, Figure 3.1.2g). In this case, the succession of turbidites identified within the basal unit would then have been deposited just after the crater formation ca. 7000 years ago, during a short time window (RDL11, 12, 13 and 14).

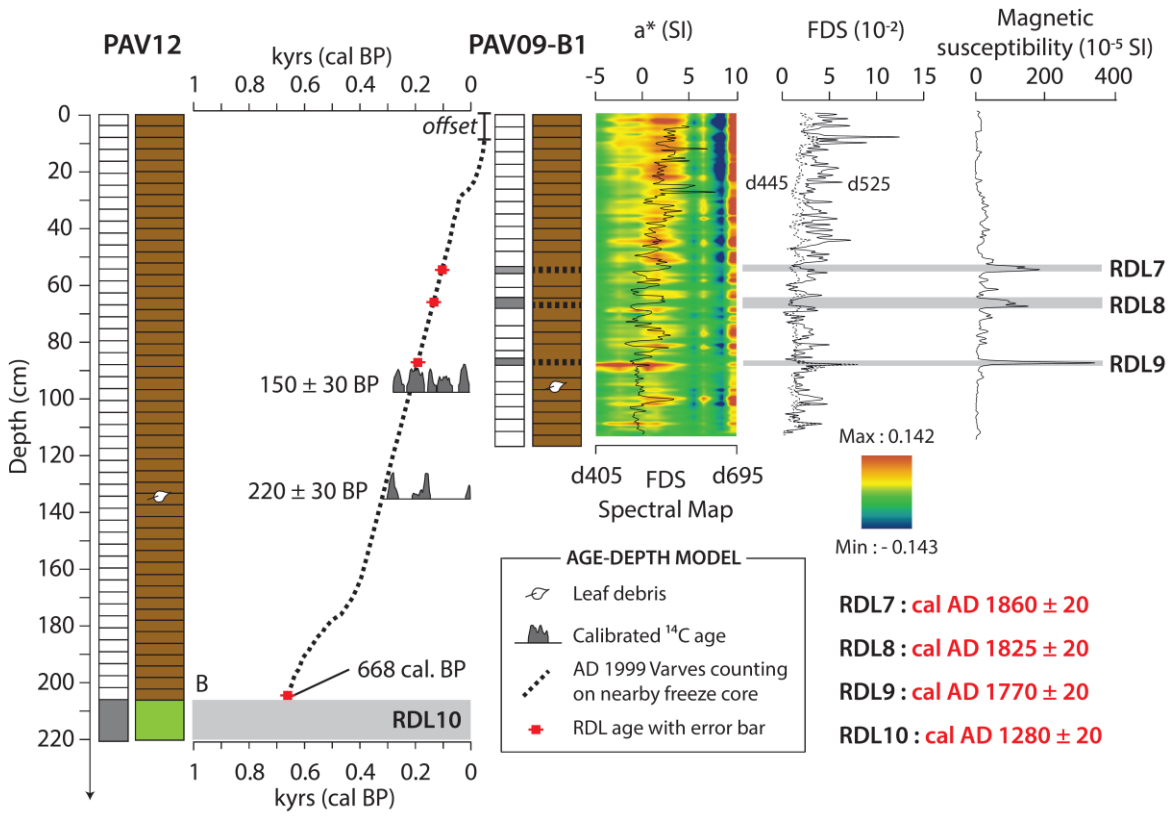


Figure 3.1.2i. Close-up of the top-core PAV12 (left) along with short-core PAV09-B1 illustrating thin silty turbidites (RDL7, 8, and 9) underlined by maximum values of magnetic susceptibility (MS). Note that RDL9 is in addition characterized by a peak in FDS iron oxy-hydroxides (goethite) proxies documented by d445 and d525 nm. The dashed line refers to a former varve counting performed by Schettler et al. (2007) on cores retrieved in 1999 and 2001, here validated by radiocarbon dating sampled in cores PAV12 and PAV09-B1, allowing us to assign an age for each RDL. As detailed in the text, the 10 cm offset is in agreement with the time gap between coring campaigns (i.e., 10 years) and the top-most sedimentation rate in FC01 (1 cm.yr^{-1}; Schettler et al., 2007)

5. EXTREME EVENTS RECORDED IN LAKE PAVIN

Within the five sedimentary cores retrieved in the littoral, the plateau and the basin, a total of fourteen RDLs have been listed (Figure 3.1.2e). Clastic turbidites (RDL11, 12, 13 and 14) are only documented in PAV12. Their ages are poorly constrained but are clustered in the early stage of Lake Pavin formation, when it used to be a young crater without vegetation cover in the catchment. In such environments, increases in precipitation may enhance erosion of fresh volcanic products. In parallel, lake level variations contribute to slope instabilities that may have disturbed unstable material and thus promote gravity reworking phenomena and the formation of turbidity currents.

Taking into consideration dating uncertainties, we highlight a succession of six major sedimentary events (SE) during the last two millennia through one or several synchronous RDLs across the lacustrine environments (Figure 3.1.2j). This event stratigraphy is thus relevant to illustrate the past extreme phenomena the lake has faced at several scales with variable intensities.

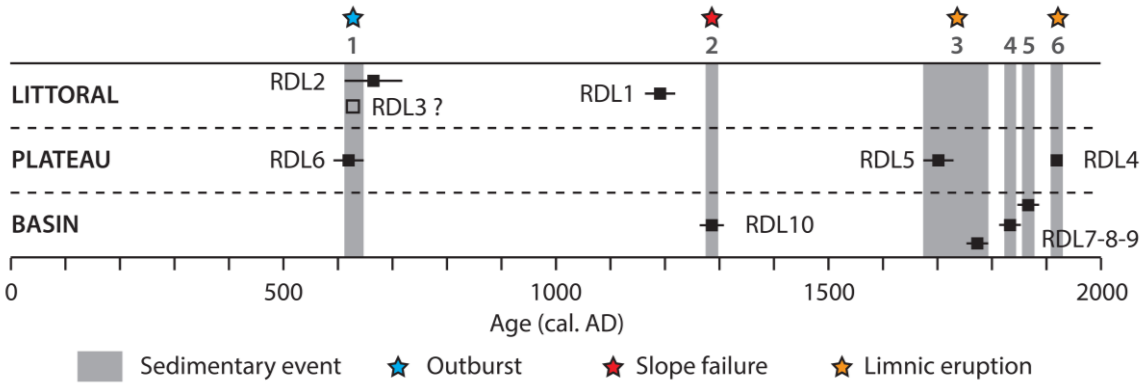


Figure 3.1.2j. Sedimentary events (SE) determined either by one single RDL or by a correlation of synchronous RDLs across the three lacustrine environments (littoral, plateau and basin) in Lake Pavin over the last 2,000 years. Note RDL5 and RDL9 are gathered into one single event (SE3) because of the lack of accuracy in the age-depth model of core PAV08. As well, RDL1 is considered as a reworked unit linked to SE2. See text for details.

5.1. AD 600 crater outburst and lake-level drop (SE1)

The oldest event in our chronology is the ca. AD 600 event (SE1, Figure 3.1.2j), associated with a sandy layer in the littoral (RDL2 in PAV09-C5) and a slump deposit in the plateau (RDL6 in PAV08). In the littoral environment, both cores PAV09-C5 and PAV10-E exhibit a RDL around 20 cm depth. Unfortunately, the low amount of macro organic remains found in PAV10-E precludes radiocarbon dating for RDL3 that cannot be directly connected to SE1. However, core PAV10-E shows an abrupt transition between the littoral and the diatomite unit. According to the seismic stratigraphy illustrating a transition from littoral to diatomite at a water depth of 26 m, this transition constitutes a sedimentological evidence for a lake-level fall of minimum 9 m, as core PAV10-E was retrieved at a water depth of 17 m (Figure 3.1.2d). This hypothesis is confirmed by RE pyrolysis performed on this core, showing a shift in organic composition toward a less hydrogenated and more oxygenated organic matter. This is illustrated in the Van Krevelen-type plots by a mix of aquatic (type II) and terrestrial (type III) compounds and in the S2/TOC diagram by a drop in hydrogen-related parameter S2 and TOC (Figure 3.1.2k). This evolution might be attributed to a shift in the organic source, for example cyanobacteria vs. diatoms (Ariztegui et al., 2001), but can also reflect oxidation during the transport and burial of organic matter (Meyers and Lallier-Vergès, 1999). Following Talbot and Livingstone (1989), this second hypothesis reflects more oxidative conditions linked to a lower water level during sedimentation. In Lake Pavin, the likeliest explanation for this shift in RE signatures is a subaerial exposure of former littoral

sediments leading to an oxidation before their erosion, transport and sedimentation in present-day lacustrine environments.

As a lake-level fall affects the whole lake, similar trends are observed between lower and upper organic units (i.e. diatomite) in cores PAV08 and PAV12 (Figure 3.1.2k) retrieved in the plateau and the central basin, respectively. In both cases, the organic signature of the upper diatomite is made of less hydrogenated matter with low amounts of TOC, like the littoral unit in core PAV10-E. On the plateau, this signature appears after the RDL6 deposition. In the basin, this feature is recorded above the erosive RDL10. Consequently, the lake-level fall is related to the oldest RDL occurring at ca. AD 600 on core PAV08. Considering the Pavin volcanic context, a crater rim breach is the likeliest explanation for an abrupt drawdown of the water level (Figure 3.2.1l). At the present lake outlet, a deep incision is clearly evident inside the northern crater walls (Figure 3.1.2a).

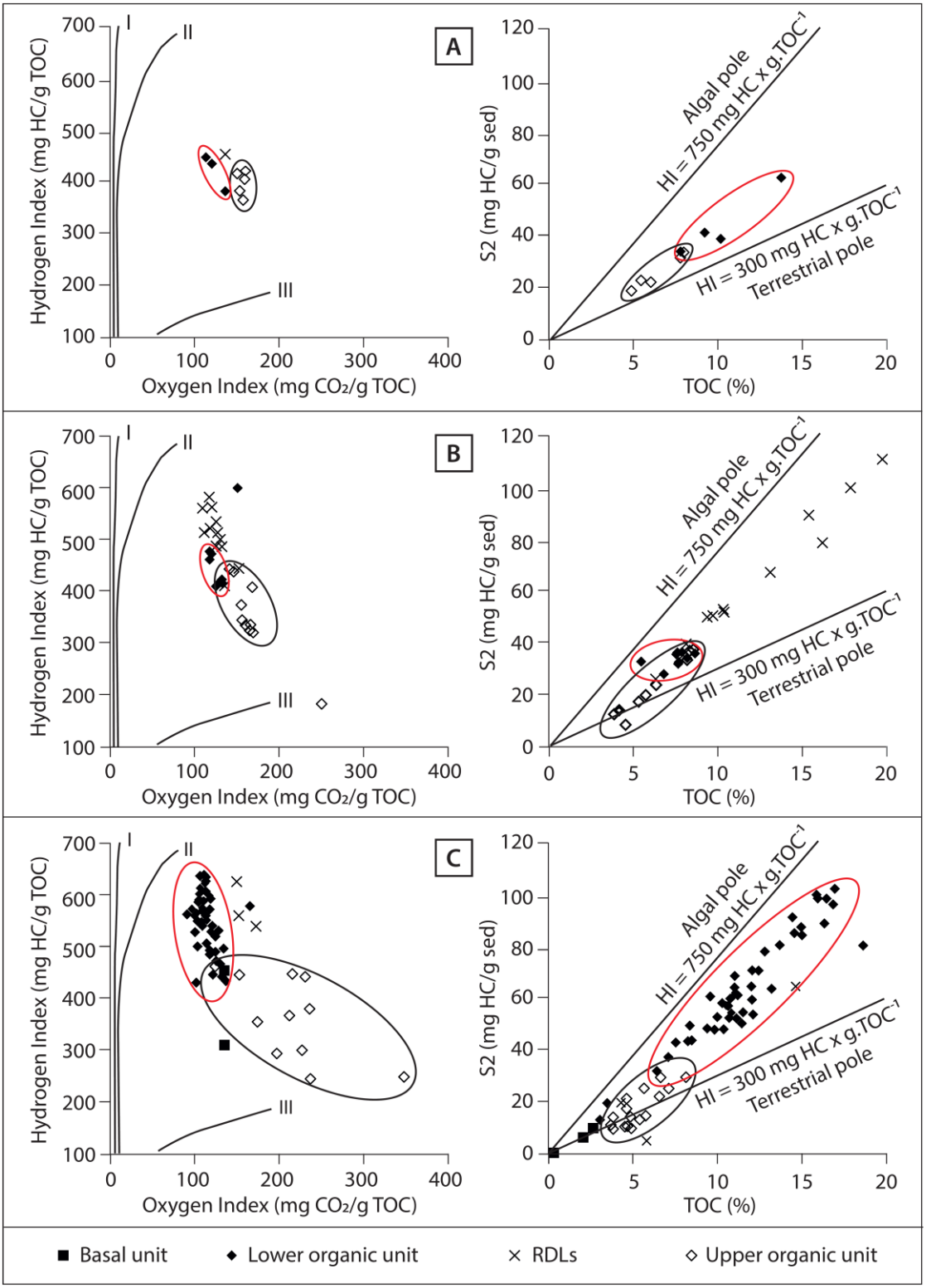


Figure 3.1.2k. Van Krevelen-type (left) and S2/TOC (right) plots illustrating organic matter signatures for main units in cores PAV10-E (A), PAV08 (B) and PAV12 (C). The three types of organic matter are referenced in the Van-Krevelen-type diagrams. The corresponding poles (algal vs. terrestrial) are indicated in the S2/TOC diagram (Ariztegui et al., 2001). Red/Black circle represents domain corresponding to samples taken in the lower/upper organic units.

Inside the lake, SE1 has been associated with a major slump, clearly identified on seismic images from the plateau (Figure 3.2.1c) and described in core PAV08 as RDL6. Based on the dense grid of seismic profiles on the plateau, an isopach map of this MWD has been drawn and a volume of 87,000 m^3 has been calculated (Figure 3.2.1l). This estimate represents a minimum value because no seismic images are available to constrain its possible extent in the basin. Outside the lake, this scenario is in agreement with the observation of slackwater and outwash fan deposits observed between the Lake Pavin outlet and the couze Pavin river, less than 400 m away (Figure 3.2.1l). These deposits are characterized by numerous boulders, blocks and pebbles made of Pavin crater material in a sandy volcanic matrix (Figure 3.2.1l). Such deposits are evidences for a major break-out flood overflowing the downstream river in consequence of the breaching rim. Similar events have already been described worldwide in many crater lakes and represent substantial hazards in volcanic environments (Manville et al., 2007, Manville, 2010). On the aerial photography (IGN), grey-level variations highlighted the break-out flood deposits outside in the couze Pavin valley with the deflection of the original river bed over 500 meters long. Along this river, numerous outcrops have been reported (Figure 3.2.1l). At the confluence of the outlet with the couze Pavin, this recent unit is covered by grassland and is eroding a pluricentimetric peat deposit developed above sandy to silty fluvial deposits (Figure 3.2.1l). A bulk sample of the upper part of this peat is dated by AMS to BP 1825 ± 20, which represents a minimal age of cal. AD 185 ± 55 for the upper erosive deposit (Table 3.1.2a).

Location	Date	Lake drawdown (m)	Volume of water released (km^3)	Peak discharge ($x10^3\ m^3.s^{-1}$)
Lake Pavin, FR	AD 600	9	0.00396	1.5
Lake Toba, ID	Post-75 ka	> 100	150	-
Lake Rotorua, NZ	28 ka	> 90	10	-
Lake Taupo, NZ	Post-26.5 ka	80	60	350
	Post-1.8 ka	32	20	25
Lake Tawarera, NZ	Post-13.8 ka	> 80	5	-
	Post-8 ka	> 80	4	-
	Syn-0.7 ka	40	1.4	50
	AD 1904	3.3	0.0135	0.7
Ruapehu Crater Lake, NZ	AD 1953	8	0.00180	0.35
	AD 2007	6	0.00140	0.53
Lago Ilopango, SV	AD 1880	9	1.2	3
Pinatubo Crater lake, PH	AD 2002	23	0.065	3-5
Lake Maughan, PH	AD 1995	10	0.033	-
	AD 2002	8	0.027	-
Okmok, USA	0.8 ka	150	5.8	1900
	AD 1817	8	-	2

Table 3.1.2b. Comparison of Lake Pavin break-out flood with others experienced in selected intra-caldera lakes (data from Manville, 2010). Peak discharge has been calculated by using empirical equations defined by Walder and O'Connor (1997).

Assuming a general cylindrical shape for maar Lake Pavin, the estimated water volume can be calculated by multiplying the lake drawdown (9 m) by the current surface area (0.44 km²). In Lake Pavin, the clear water discharge has been estimated at 3.96 million m^3, which is twice the size of the AD 1953 and AD 2007 break-out floods occurring at Ruapehu caldera lake in New Zealand (Table 3.1.2b, Manville, 2010 and references therein). This suggests a catastrophic flash flood downstream in the valley of the couze Pavin river. Following hydraulic equations presented in Walder and O'Connor, 1997, we estimate a peak discharge for this event near 1,500 $m^3.s^{-1}$.

Finally, the presence of two contemporaneous erosive layers (RDL2 in PAV09-C5 and probably RDL3 in PAV10-E) in the littoral environment suggest shore erosion resulting from wave action (Moore et al., 2006, Garduño-Monroy et al., 2011 and Kremer et al., 2014). Following the rapid outburst and the associated slide inside the lake, waves should have locally swept the shore lines to scatter sandy layers and leaf debris across the littoral environment. Alternatively, waves induced by subaquatic mass-movement may impact the outlet to trigger a rim collapse and the following lake-level drop (Chapron et al., 2010).

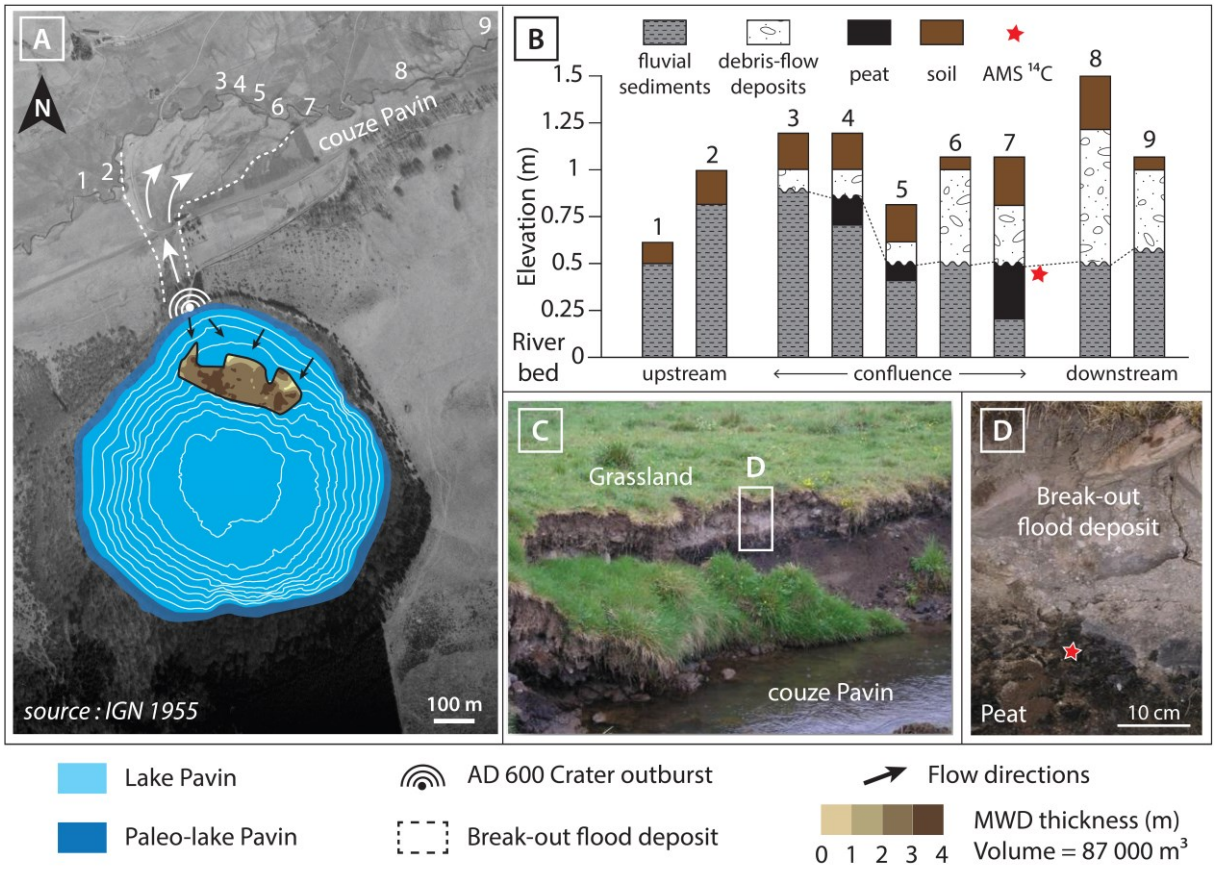


Figure 3.1.2l. (A) Signature of the AD 600 crater outburst in the couze Pavin valley (break-out flood deposits delimited by dashed white lines) and in Lake Pavin (MWD). (B) Stratigraphic sequence from upstream (left) to downstream couze Pavin (right). Outcrops numbers are located on Fig.11A. At the confluence with Lake Pavin outlet, deposits of the break-out flood from the crater are identified and locally erode peat formation (sites 4, 5 and 7). (C)

Photograph of couze Pavin sedimentary sequence. (D) Photograph of break-out flood deposits with blocks of Pavin crater material in a sandy matrix eroding a peat.

5.2. AD 1300 slope failure (SE2)

SE2 corresponds to the ca. AD 1300 event (Figure 3.1.2j) and is represented by a large MWD in the central basin (RDL10 in PAV12). Subaquatic morphology highlights a large slide scar clipping the edge of the plateau (Figure 3.1.2c), which corresponds to an inherited structure after slope failure at this site. This recent morphological feature is certainly connected to RDL10 identified in PAV12, showing a complex mixing of sedimentary facies resulting from gravity reworking transport from the plateau. The complex sedimentary architecture and absence of seismic images makes it impossible to estimate the extent and calculate the volume of sediment deposited in the basin after this slope failure.

Otherwise, the presence of a 10 cm-thick diatom bloom layer just above RDL10 (Figure 3.1.2e) suggests deep-water mixing and upwelling of nutrient-rich waters to enhance algal productivity (Zhang et al., 2014). Like the AD 600 event, violent waves would have resulted from this large subaquatic slide and is the likeliest explanation for reworked sand deposits (RDL1) at PAV09-C5 location. The absence of overlap between the two RDLs in Fig. 10 is due to different sampling strategies for radiocarbon dating. In the basin, RDL10 has been dated with the age-depth model established for in-situ diatomite above it. On the contrary, the age of RDL1 has been obtained by leaf debris sampled within the sandy layer. According to Urlaub et al. (2013), this sampling method indicates a maximum age which explains the 100 years gap between RDL1 and RDL10 (Figure 3.1.2j).

5.3. Recent historical events (SE3, 4, 5 and 6)

In PAV08 core, RDL5 and RDL4 have been described by color changes with lower TOC and HI values but higher iron content, respectively dated to cal. AD 1700 ± 15 and cal. AD 1915 ± 5 (Figure 3.1.2f). Interestingly, these two dates are close to visual descriptions of unusual behavior of Lake Pavin waters. As detailed in Meybeck et al (accepted), in AD 1783 and AD 1936, witnesses reported sudden "*color change from very clear water to yellowish*", a smell of sulfur along with "*modification of the nature of lake waters which looks silty* […] *and corrosive*". Similar observations were made after the Nyos catastrophe in August 1986 (Le Guern et al., 1992) and during overturn phenomena in other meromictic lakes (Cabassi et al., 2014). Moreover, red colored waters have been recently observed at the surface of Lake Nyos, where pumping systems installed to avoid degassing hazards led to the oxidation of dissolved ferrous iron accumulated in the monimolimnion (Rouwet et al., 2014, Tassi and Rouwet, 2014). The time gap between historical descriptions (AD 1783 and AD 1936) and RDLs in Lake Pavin (cal. AD 1700 ± 15 and cal. AD 1915 ± 5) does not allow a perfect linkage, but likely reflects a lack of accuracy in the age-depth model of core PAV08. Moreover, their iron-rich signatures support the idea of bottom mixing events following a lake overturn, when the oxidation of dissolved ferrous iron present in the monimolimnion turns the entire

water column red. Therefore, iron-rich deposits can be recorded in the mixolimnion at core PAV08 site. In the deep basin, the silty turbidite (RDL9), dated to cal. AD 1770 ± 20 is characterized by a peak in iron oxy-hydroxides proxies (Figure 3.1.2i). Its signature and its age connect it more likely to the lake overturn documented in AD 1783 (Meybeck et al., accepted).

Thus, taking into account the dating accuracy for core PAV08, RDL5 and RDL9 could be correlated from the plateau to the basin (Figure 3.1.2j) and thus gathered in a sedimentary event (SE3). During the XIXth century, two other thin turbidites have been highlighted by MS values in the basin (RDL7 and RDL8) and interpreted as two additional (but more limited) sedimentary events, dated to cal. AD 1825 ± 20 (SE4) and cal. AD 1860 ± 20 (SE5), respectively (Figure 3.1.2j). Finally, the topmost iron-rich deposit identified in core PAV08 (RDL4) represents the most recent event (SE6).

5.4. Processes involved in triggering sedimentary events

Sedimentary events like slumps or turbidites result from sediment suspension during gravity reworking phenomena. Their occurrence is related to the slopes stability and depends of several parameters such as the geomorphological setting and the shear strength of the sediments (Chapron et al., 2004). They can be due to a natural overloading of slope sediments but can also be triggered by waves, gas discharges, earthquakes and/or changes in sediment interstitial pressure following rapid lake-level fluctuations (e.g., Chapron et al., 2004, Guyard et al., 2007, Fanetti et al., 2008, Anselmetti et al., 2009, Moernaut et al., 2014). The previous section also highlights bottom mixing events as potential trigger for reworked sediments in meromictic lakes.

Seismic triggering is attested by the correlation between a sedimentary event and an earthquake, but this method is rarely suitable beyond the last millennium because of the lack of available historical sources (Schnellmann et al., 2002, Monecke et al., 2004, Strasser et al., 2013, Moernaut et al., 2014, Howarth et al., 2014). In the Auvergne area, an overview of the historical seismicity gives potential candidates to trigger some sedimentary events identified in Lake Pavin (Figure 3.1.2a). During the XIXth century, two moderate earthquakes (MSK V) occurred beneath the Mont-Dore massif at Chambon-sur-Lac in AD 1844 and at Mont-Dore in AD 1863, likely matching SE4 and SE5 recorded in the basin, respectively. Although, the weak earthquake (MSK IV) occurring at La Bourboule in AD 1921 is close to event SE6 and could act as a trigger. However, the spectral signature of SE6 (identical to SE3) makes it more likely to be a product of a bottom-mixing event witnessed in AD 1936 (Meybeck et al., accepted). On the other hand, three stronger seismic events (MSK VI-VII) occurred on the southern part of the Limagne Fault in AD 1833 and AD 1892, ~30 kilometers east of Lake Pavin and could also be involved in SE4 and SE5, as, for instance, the shake map of the AD 1892 event illustrates an intensity of V-VI at Lake Pavin (www.sisfrance.net). Anyway, during this century, recurrence time for earthquake shaking was relatively low and

thus, given dating uncertainties for sedimentary events in the basin record, it is impossible to attribute each of them to one single earthquake.

In both marine and continental areas, it has been shown that earthquakes can trigger synchronous deposits over large areas or disconnected basins (Anselmetti et al., 2009, Goldfinger et al., 2007, Talling, 2014, Howarth et al., 2014). In the Mont Dore area, lacustrine studies are sparse but ongoing investigations in nearby lakes Chauvet, Montcineyre and Guéry (i.e. within 20 kilometers, Figure 3.1.2a) suggest a regional event near AD 1300 (Chapron et al., 2012, Chassiot et al., submitted[3]). We thus propose that a paleo-earthquake was the trigger for synchronous landslides in the surrounding lakes, including the slope failure at the edge of the plateau in Lake Pavin (SE2). Such an event has developed a hundred of meters long subaqueous landslide, where a part of the plateau deposits have collapsed down to the basin (RDL10), generating violent waves inside the crater that could explain the reworked sandy layers (RDL1) on the littoral environment.

Several natural factors can be responsible for triggering the crater rim failure that occurred in AD 600. As the outlet is made with unconsolidated materials, it represents a weak point in the crater walls. Outflowing waters controlled by climate might alter the inner porosity of fresh volcanic fallout, especially during periods with enhanced precipitations and high lake levels. At this date, intense rainfalls have been described by historian Gregorius of Tours in Auvergne and may explain the crater collapse and the consequent break-out flood at Lake Pavin. More generally, this event matches a cold and humid period for Western Europe evidenced by higher detrital phases in Lake Le Bourget (Debret et al., 2010) and enhanced glacial activity in the Alps (Simonneau et al., 2014). It also corresponds to a period of higher lake-levels (Magny, 2007). However, this humid period is not obvious in nearby Lake Aydat (Figure 3.1.2a, Lavrieux et al., 2013). Another hypothesis to explain this dam break would be seismic shaking, but no sign of earthquake has been noticed for this period in historical (Lambert et al., 1997, Stucchi et al., 2013) or in nearby lacustrine (Lavrieux et al., 2013) archives. In any case, the present-day morphology may be inherited from backward erosion in the outflowing gully upon high-discharge events.

6. NATURAL HAZARDS ASSESSMENT

6.1. Lake Pavin sensitivity to the regional seismicity

The regional tectonic context highlights two seismogenic areas: the Mont-Dore massif and the Limagne fault (Figure 3.1.2a). Plotting MSK scale intensity at epicenter against the distance defines the lake sensitivity to earthquakes (Nomade et al., 2005, Wilhelm et al., 2015). In Figure 3.1.2m, we present a synthesis of historical earthquakes with available intensities and an epicenter within 100 kilometers from Lake Pavin (Lambert et al., 1997, Stucchi et al., 2013). An empirical limit has been defined as a log-function, separating the

[3] Cette référence renvoie à l'article soumis à *Sedimentary Geology* présenté dans le chapitre 3.1.1 de ce manuscrit

potentially recorded from unrecorded earthquakes in Lake Pavin (Figure 3.1.2m). This log-function is related to attenuation models for seismic waves with distance established for active chains and stable continental regions in France (Bakun and Scotti, 2006). Even if those models do not concern the French Massif Central, we assume an analogous model to compare our result with similar studies focusing on alpine lakes (Petersen et al., 2014, Wilhelm et al., 2015).

The potentially recorded earthquakes have a minimum epicentral intensity of V on the MSK scale (Figure 3.1.2m) which corresponds to a minimum threshold to trigger landslides in Lake Pavin. Those seismic events are related to nearby seismogenic areas of the Mont-Dore massif and of the southern part of the Limagne fault. In contrast, the northern side of this active fault appears to be too far to affect slope stability in Lake Pavin, even if the historical earthquakes are the strongest known in the French Massif Central (Figure 3.1.2a). However, because one major slide occurred less than 200 years before (SE2), sedimentary reload on the plateau may have probably not been sufficient to destabilize the sedimentary units during the seismic shakings occurring in the late XVth century.

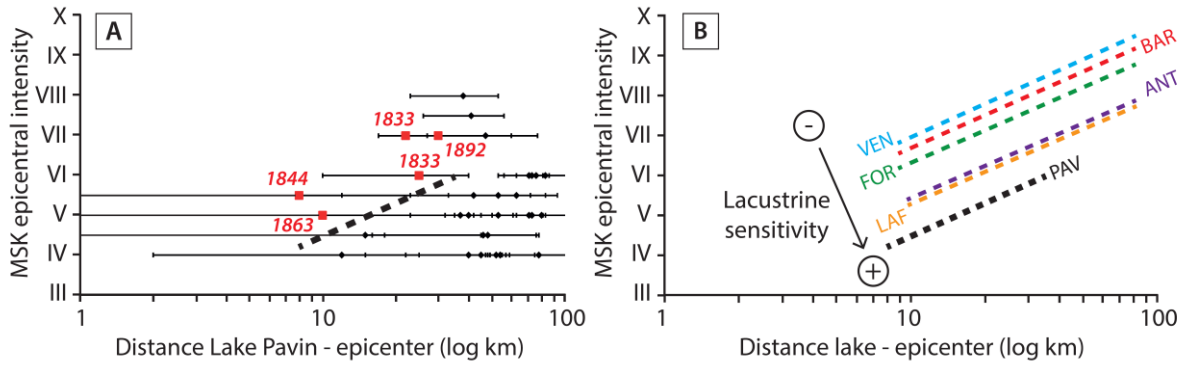


Figure 3.1.2m. (A) Log plot of MSK scale intensity at epicenter vs. distance to Lake Pavin for earthquakes within a radius of 100 km with error bars location. Black dots show unrecorded earthquakes whereas red squares indicates potential trigger for SE4 and SE5. Dashed line represents the limit between recorded and unrecorded earthquakes, illustrating required thresholds in both distance (< 35 km) and intensity (≥ MSK V). (B) Comparison of lake Pavin sensitivity to earthquakes with other alpine lakes: Vens (VEN), Blanc Aiguilles Rouges (BAR), Foréant (FOR), Anterne (ANT) and Laffrey (LAF) taken from Petersen et al. (2014) and Wilhelm et al. (2015).

In Lake Pavin, the minimal threshold intensity appears weaker than in similar studies performed in alpine lakes (Figure 3.1.2m, Petersen et al., 2014, Wilhelm et al., 2015), suggesting that Lake Pavin is highly sensitive to earthquakes, exception made of the events of the XVth century probably due to their occurrence shortly after the AD 1300 event. This elevated sensitivity can be attributed to the specific context of Lake Pavin. Its steep slopes resulting from a volcanic explosion may enhance the generation of landslides triggered by external factors. Also, the organic and gas-rich sediment essentially made of diatomite with a loose texture results in a low cohesion material that can be easily removed during gravity

reworking phenomena (Chapron et al., 2012). Since AD 600, the dam break led to a lowering of water level of 9 m with a modification of interstitial pore pressure, thus making Lake Pavin more sensitive to record the next tectonic events. During the XIXth century, artificial drainages and the consequent lake-level drop of 4 m (Eusébio and Reynouard, 1925) may also have reinforced the lake sensitivity to earthquakes at this period.

Within dating uncertainties, at least three historical earthquakes (two in the XIXth century and one in AD 1300) may have triggered subaqueous slides and fine-grained turbidites in Lake Pavin record in the last 2,000 years. This is not excessive compared with lacustrine records located in continental active chains like the Alps (Monecke et al., 2004, Nomade et al., 2005, Wilhelm et al., 2015). Conversely, Lake Pavin contains more earthquake-triggered deposits than any other archive in the French Massif Central for the same time window. As an example, only one pre-historical MWD has been reported near AD 180 in volcanic Lake Aydat (Lavrieux et al., 2013).

6.2. Implication for hazards assessment in volcanic lakes

The Lake Pavin sedimentary record highlights a wide range of various extreme phenomena occurring during the last 2,000 years, with implications for past, present and future natural hazards in similar environments. Most obvious examples are the possible consequences of such subaqueous landslides in and out of the lake. In maar lakes, they can be easily reflected along the lake shores and eventually may cause a lake outburst at the outlet (Chapron et al., 2010). It may result in sudden lake drainage, with the generation of hyperconcentrated flows (i.e. break-out flood of lahar-type) downstream of the crater (Funiciello et al., 2003, Manville et al., 2007, Manville, 2010), along with an abrupt lake-level drop that affects sediment stability and lake sensitivity to record the following earthquakes. Even through lake Pavin is a small maar lake (0.44 km²), this study highlights an outburst with significant consequence compared with other similar events documented worldwide in intra-caldera lakes (Table 3.1.2b), generating a maximum water discharge around 1,500 $m^3.s^{-1}$ during the overspill.

Another evidence of past natural hazards is the presence of iron-rich sedimentary events in the plateau deposit, reflecting possible lake overturns in the recent history of the lake. In these volcanic environments, rollover phenomena happened when lake stratification is disturbed because of subaqueous slides (Sigurdsson et al., 1987), cooling and sinking of shallow waters and/or strong winds (Cabassi et al., 2014), although strong winds are unlikely within this lake surrounded by vegetated crater walls. If the initial stored gas volume is large, which is currently not the case in Lake Pavin, the expulsion of dissolved gases can drive the formation of a killer gas cloud like in tropical lakes Monoun and Nyos (Kling et al., 1987). If not, lethal risk is limited for humans, but the biosphere can be severely damaged by sulfidic waters. Obvious examples are fish kills events in Lake Averno, Italy (Caliro et al., 2008) and in Hule and Rìo Cuarto lakes, Costa Rica (Cabassi et al. 2014). As Lake Pavin was actually devoid of fish before their introduction in AD 1859, no fish kill have been reported. Nevertheless,

the very rich history and legendary accounts of the lake reveal a latent fear of the area since the mid-XVIth century and probably much before. Such histories may explain the original name Paven (or Pavens, which means terrifying) for this lake and are comparable to other historical reports about maar lake waters in Germany and Italy (Meybeck, accepted).

In Lake Pavin, limited gas concentration in the monimolimnion suggests a restricted current hazard. However, a direct consequence of large subaquatic landslides is the generation of high density flows that can disturb the lake water stratification and potentially trigger a catastrophic lake overturn (Sigurdsson et al., 1987, Chapron et al., 2010). As landslides can be triggered by earthquakes, such eventualities have to be considered for risk assessment around CO_2-rich volcanic lakes located in tectonically active areas, where similar degassing events and/or repeated lahars have been reported during the Holocene (Funiciello et al., 2003, Anzidei et al., 2008, De Benedetti et al., 2008, Caracausi et al., 2009, Chiodini et al., 2012).

7. CONCLUSIONS

The combination of several geophysical mapping techniques together with multi-proxies analyses performed on five cores illustrates the evolution of sedimentary fill in the lacustrine environments of Lake Pavin. Across the lake, the spatial and temporal distribution of sedimentological features suggest various type of mass-transport deposits, eventually associated to past extreme events during the last 2,000 years.

(1) At ca. AD 600, the northern crater wall collapsed under possible climate deterioration to generate a violent break-out flood downstream of the crater along with a slump deposit inside the lake. The following 9 m lake-level drop has been demonstrated by major shifts in organic sedimentation patterns in the whole lake.

(2) At ca. AD 1300, an earthquake-triggered subaquatic landslide affected the edge of the plateau and resulted in a large deposit in the basin that must have generated violent waves eroding the lake shore. Numerical simulations are needed to evaluate the potential generation of waves triggered by subaqueous landslides and their consequence in maar Lake Pavin.

(3) During the XIXth century, two historical earthquakes have been recorded by thin turbidites in the basin and thus define the lake potential to record regional seismicity, which is a function of both internal (i.e. slopes degree, type of sediments and lake-level fluctuations) and external factors (i.e. earthquakes distance and intensity).

(4) Three iron-rich sedimentary events seem to match historical observations of yellow-orange-colored waters in the lake. Such kind of deposits could reflect past bottom-mixing events with oxidation of dissolved ferrous iron abundant in the monimolimnion through the entire water column. One forthcoming challenge would be to test this assumption on analogous meromictic lakes that have undergone recent lake overturns. So

far, the question “How a limnic eruption is recorded in the sediments?” remains open to debate.

In meromictic crater lakes like Lake Pavin, such past extreme phenomena may represent large volume of reworked sediments. Their occurrence in the sedimentary archive indicates past natural hazards with substantial risk for waves, break-out floods or lake overturns with possible gas bursts. The triggering mechanisms involved in this type of mass-transport deposits could affect lake morphology and water chemistry to drive major changes in the sedimentary record. Their comprehension is therefore essential before considering future investigations on Lake Pavin. More generally, this study underlined the fact that, even after thousands of years without magmatic activity, a wide range of inter-connected hazards can occur in volcanic lakes.

8. ACKNOWLEDGMENTS

This work has been possible thanks to the financial support of CNRS-INSU in the framework of DICENTIM project. Leo Chassiot benefitted of a PhD grant from the Région Centre. Authors would like to thank BRGM for multibeam bathymetric data, EDYTEM laboratory for piston coring operations and the OSUC Master students for gravity coring operations and laboratory assistance. We acknowledge D. Jézéquel, P. Boivin and P. Lavina for fruitful scientific discussions. We also wish to thank V. Manville and an anonymous reviewer for their constructive comments.

9. REFERENCES

Aeschbach-Hertig, W., Hofer, M., Kipfer, R., Imboden, D.M., Wieler, R., 1999. Accumulation of mantle gases in a permanently stratified volcanic Lake (Lac Pavin, France). Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 3357–3372.

Albéric, P., Jézéquel, D., Bergonzini, L., Chapron, E., Viollier, E., Massault, M., Michard, G., 2013. Carbon Cycling and Organic Radiocarbon Reservoir Effect in a Meromictic Crater Lake (lac Pavin, Puy-De-Dôme, France). Radiocarbon 55, 1029–1042.

Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., De Batist, M., Gebhardt, A.C., Haberzettl, T., Niessen, F., Ohlendorf, C., Zolitschka, B., 2009. Environmental history of southern Patagonia unravelled by the seismic stratigraphy of Laguna Potrok Aike. Sedimentology 56, 873–892. doi:10.1111/j.1365-3091.2008.01002.x

Anzidei, M., Carapezza, M.L., Esposito, A., Giordano, G., Lelli, M., Tarchini, L., 2008. The Albano Maar Lake high resolution bathymetry and dissolved CO2 budget (Colli Albani volcano, Italy): Constrains to hazard evaluation. Journal of Volcanology and Geothermal Research 171, 258–268. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.024

Ariztegui, D., Chondrogianni, C., Lami, A., Guilizzoni, P., Lafargue, E., 2001. Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). Journal of Paleolimnology 26, 283–292. doi:10.1023/A:1017585808433

Assayag, N., Jézéquel, D., Ader, M., Viollier, E., Michard, G., Prévot, F., Agrinier, P., 2008. Hydrological budget, carbon sources and biogeochemical processes in Lac Pavin (France): Constraints from δ18O of water and δ13C of dissolved inorganic carbon. Applied Geochemistry 23, 2800–2816. doi:10.1016/j.apgeochem.2008.04.015

Bakun, W.H., Scotti, O., 2006. Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes. Geophysical Journal International 164, 596–610. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02808.x

Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.D.B., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. Oil & Gas Science and Technology 56, 111–134.

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5, 512–518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002

Bonhomme, C., Poulin, M., Vinçon-Leite, B., Saad, M., Groleau, A., Jézéquel, D., Tassin, B., 2011. Maintaining meromixis in Lake Pavin (Auvergne, France): The key role of a sublacustrine spring. Comptes Rendus Geoscience 343, 749–759. doi:10.1016/j.crte.2011.09.006

Bourdier, J.-L., 1980. Contribution à l'étude volcanologique de deux secteurs d'intérêt géothermique dans le Mont-Dore : le groupe holocène du Pavin et le massif du Sancy. PhD thesis. Université de Clermont-Ferrand. 180p.

Cabassi, J., Tassi, F., Mapelli, F., Borin, S., Calabrese, S., Rouwet, D., Chiodini, G., Marasco, R., Chouaia, B., Avino, R., Vaselli, O., Pecoraino, G., Capecchiacci, F., Bicocchi, G., Caliro, S., Ramirez, C., Mora-Amador, R., 2014. Geosphere-Biosphere Interactions in Bio-Activity Volcanic Lakes: Evidences from Hule and Rìo Cuarto (Costa Rica). PLoS ONE 9, e102456. doi:10.1371/journal.pone.0102456

Caliro, S., Chiodini, G., Izzo, G., Minopoli, C., Signorini, A., Avino, R., Granieri, D., 2008. Geochemical and biochemical evidence of lake overturn and fish kill at Lake Averno, Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volcanic lakes and environmental impacts of volcanic fluids 178, 305–316. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.06.023

Camus, G., Michard, G., Olive, P., Boivin, P., Desgranges, P., Jezequel, D., Meybeck, M., Peyrus, J.C., Vinson, J.M., Viollier, E., Kornprobst, J., 1993. Risques d'eruption gazeuse carbonique en Auvergne. Bulletin de la Societe Geologique de France 164, 767–781.

Caracausi, A., Nuccio, P.M., Favara, R., Nicolosi, M., Paternoster, M., 2009. Gas hazard assessment at the Monticchio crater lakes of Mt. Vulture, a volcano in Southern Italy. Terra Nova 21, 83–87. doi:10.1111/j.1365-3121.2008.00858.x

Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C., Henriet, J.P., 2004. Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake Le Bourget, NW Alps, France. Terra Nova 16, 305–311. doi:10.1111/j.1365-3121.2004.00566.x

Chapron, E., Albéric, P., Jézéquel, D., Versteeg, W., Bourdier, J.-L., Sitbon, J., 2010. Multidisciplinary characterisation of sedimentary processes in a recent maar lake (Lake Pavin, French Massif Central) and implication for natural hazards. Natural Hazards and Earth System Science 10, 1815–1827. doi:10.5194/nhess-10-1815-2010

Chapron, E., Ledoux, G., Simonneau, A., Albéric, P., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Boivin, P., Desmet, M., 2012. New Evidence of Holocene Mass Wasting Events in Recent Volcanic Lakes from the French Massif Central (Lakes Pavin, Montcineyre and Chauvet) and Implications for Natural Hazards, in: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 255–264.

Chassiot, L., Chapron, E., Di Giovanni, C., Lajeunesse, P., Tachikawa, K., Garcia, M., Bard, E. Historical seismicity of the Mont-Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to

earthquakes. Submitted to *Sedimentary Geology*. **§ 3.1.1**

Chiodini, G., Tassi, F., Caliro, S., Chiarabba, C., Vaselli, O., Rouwet, D., 2012. Time-dependent CO2 variations in Lake Albano associated with seismic activity. Bulletin of Volcanology 74, 861–871. doi:10.1007/s00445-011-0573-x

Cotel, A.J., 1999. A trigger mechanism for the Lake Nyos disaster. Journal of volcanology and geothermal research 88, 343–347.

De Benedetti, A.A., Funiciello, R., Giordano, G., Diano, G., Caprilli, E., Paterne, M., 2008. Volcanology, history and myths of the Lake Albano maar (Colli Albani volcano, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research 176, 387–406. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.01.035

Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazeille, V., Nomade, J., Arnaud, F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. Quaternary Science Reviews 29, 2185–2200. doi:10.1016/j.quascirev.2010.05.016

Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram." Earth-Science Reviews 109, 1–19. doi:10.1016/j.earscirev.2011.07.002

Eusebio, A., Reynouard, J., 1925. Le Lac Pavin et le Creux de Soucy. Station Limnologique de Besse, Besse, 55p.

Evans, W.C., Kling, G.W., Tuttle, M.L., Tanyileke, G., White, L.D., 1993. Gas buildup in Lake Nyos, Cameroon: The recharge process and its consequences. Applied Geochemistry 8, 207–221. doi:10.1016/0883-2927(93)90036-G

Evans, W.C., White, L.D., Tuttle, M.L., Kling, W.C., Tanyileke, G., Michel, R.L., 1994. Six-years of change at Lake Nyos, Cameroon, yield clues to the past and cautions for the future. http://doi.org/10.2343/geochemj.28.139.

Fanetti, D., Anselmetti, F.S., Chapron, E., Sturm, M., Vezzoli, L., 2008. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 259, 323–340. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.014

Funiciello, R., Giordano, G., De Rita, D., 2003. The Albano maar lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent volcanic activity and evidence of pre-Roman Age catastrophic lahar events. Journal of Volcanology and Geothermal Research 123, 43–61. doi:10.1016/S0377-0273(03)00027-1

Garduño-Monroy, V.H., Soria-Caballero, D.C., Israde-Alcántara, I., Hernández Madrigal, V.M., Rodríguez-Ramírez, A., Ostroumov, M., Rodriguez-Pasqua, M.A., Chacon-Torres, A., Mora-Chaparro, J.C., 2011. Evidence of tsunami events in the paleolimnological record of Lake Patzcuáro, Michoácan, Mexico. Geofisica Internacional 50, 147-161.

Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Eriksson, A., 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. Earth and Planetary Science Letters 254, 9–27. doi:10.1016/j.epsl.2006.11.017

Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F.S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., Mélières, M.-A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). Quaternary Science Reviews 26, 2644–2660.

doi:10.1016/j.quascirev.2007.07.007
Howarth, J.D., Fitzsimons, S.J., Norris, R.J., Jacobsen, G.E., 2014. Lake sediments record high intensity shaking that provides insight into the location and rupture length of large earthquakes on the Alpine Fault, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters 403, 340–351. doi:10.1016/j.epsl.2014.07.008
Kling, G.W., Clark, M.A., Wagner, G.N., Compton, H.R., Humphrey, A.M., Devine, J.D., Evans, W.C., Lockwood, J.P., Tuttle, M.L., Koenigsberg, E.J.,1987. The 1986 lake Nyos disaster in Cameroon, East Africa. Science 236, 169-175. doi*:* 10.1126/science.236.4798.169
Kremer, K., Marillier, F., Hilbe, M., Simpson, G., Dupuy, D., Yrro, B.J.F., Rachoud-Schneider, A.-M., Corboud, P., Bellwald, B., Wildi, W., Girardclos, S., 2014. Lake dwellers occupation gap in Lake Geneva (France–Switzerland) possibly explained by an earthquake–mass movement–tsunami event during Early Bronze Age. Earth and Planetary Science Letters 385, 28–39. doi:10.1016/j.epsl.2013.09.017
Lambert, J., Bernard, P., Czitrom, G., Dubié, J.-Y., Godefroy, P., Levret-Albaret, A., 1997. Les tremblements de terre en France, Hier, aujourd'hui, demain… BRGM, 196p.
Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Bréheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reyss, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Arnaud, F., 2013. 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). The Holocene 23, 1317-1328. 0959683613484616.
Le Guern, F., Shanklin, E., Tebor, S., 1992. Witness accounts of the catastrophic event of August 1986 at Lake Nyos (Cameroon). Journal of Volcanology and Geothermal Research 51, 171–184. doi:10.1016/0377-0273(92)90067-N
Magny, M., 2007. Lake levels study. West-Central-Europe, in: Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, pp. 1389–1399.
Manville, V., Hodgson, K.A., Nairn, I.A., 2007. A review of break-out floods from volcanogenic lakes in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 50, 131–150. 0028–8306/07/5002–0131
Manville, V., 2010. An overview of break-out floods from intracaldera lakes. Global and Planetary Change 70, 14–23. doi:10.1016/j.gloplacha.2009.11.004
Manville, V., 2015. Volcano-Hydrologic Hazards from Volcanic Lakes, in: Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J. (Eds.), Volcanic Lakes. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 21–71.
Meybeck, M., accepted. (a) Pavin, a rich but fragmented history (AD 200 - 2011). (b) Dragons, fairies and miracles at Pavin and other European maar lakes. In: T.Nsime-Gando et al., *Pavin Lake*, Springer eds.
Meyers, P.A., Lallier-vergés, E., 1999. Lacustrine Sedimentary Organic Matter Records of Late Quaternary Paleoclimates. Journal of Paleolimnology 21, 345–372. doi:10.1023/A:1008073732192
Moernaut, J., Verschuren, D., Charlet, F., Kristen, I., Fagot, M., De Batist, M., 2010. The seismic-stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa: Hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140kyr. Earth and Planetary Science Letters 290, 214–223. doi:10.1016/j.epsl.2009.12.023
Moernaut, J., Daele, M.V., Heirman, K., Fontijn, K., Strasser, M., Pino, M., Urrutia, R., De Batist, M., 2014. Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. J. Geophys. Res. Solid Earth 119, 2013JB010738. doi:10.1002/2013JB010738

Moore, J.G., Schweickert, R.A., Robinson, J.E., Lahren, M.M., Kitts, C.A., 2006. Tsunami-generated boulder ridges in Lake Tahoe, California-Nevada. Geology 34, 965. doi:10.1130/G22643A.1

Mott, R.., Woods, A.., 2010. A model of overturn of CO_2 laden lakes triggered by bottom mixing. Journal of Volcanology and Geothermal Research 192, 151–158. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.02.009

Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research 66, 43–57. doi:10.1306/D42682AC-2B26-11D7-8648000102C1865D

Nomade, J., Chapron, E., Desmet, M., Reyss, J.-L., Arnaud, F., Lignier, V., 2005. Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). Terra Nova 17, 350–357. doi:10.1111/j.1365-3121.2005.00620.x

Olive, P., Boulègue, J., 2004. Biogeochemical study of a meromictic lake: Pavin lake, France. Géomorphologie : relief, processus, environnement 10, 305–316. doi:10.3406/morfo.2004.1226

Petersen, J., Wilhelm, B., Revel, M., Rolland, Y., Crouzet, C., Arnaud, F., Brisset, E., Chaumillon, E., Magand, O., 2014. Sediments of Lake Vens (SW European Alps, France) record large-magnitude earthquake events. Journal of Paleolimnology 51, 343–355. doi:10.1007/s10933-013-9759-x

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., others, 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55, 1869–1887.

Rouwet, D., Tassi, F., Mora-Amador, R., Sandri, L., Chiarini, V., 2014. Past, present and future of volcanic lake monitoring. Journal of Volcanology and Geothermal Research 272, 78–97. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.12.009

Schettler, G., Schwab, M.J., Stebich, M., 2007. A 700-year record of climate change based on geochemical and palynological data from varved sediments (Lac Pavin, France). Chemical Geology 240, 11–35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.01.003

Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini, D., McKenzie, J.A., Ward, S.N., 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. Geology 30, 1131. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1131:PEHRBL>2.0.CO;2

Sigurdsson, H., Devine, J.D., Tchua, F.M., Presser, F.M., Pringle, M.K.W., Evans, W.C., 1987. Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroun. Journal of Volcanology and Geothermal Research 31, 1–16. doi:10.1016/0377-0273(87)90002-3

Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). Quaternary Science Reviews 89, 27–43. doi:10.1016/j.quascirev.2014.02.008

Stebich, M., Brüchmann, C., Kulbe, T., Negendank, J.F.W., 2005. Vegetation history, human impact and climate change during the last 700 years recorded in annually laminated sediments of Lac Pavin, France. Review of Palaeobotany and Palynology 133, 115–133. doi:10.1016/j.revpalbo.2004.09.004

Strasser, M., Monecke, K., Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., 2013. Lake sediments as natural seismographs: A compiled record of Late Quaternary earthquakes in Central

Switzerland and its implication for Alpine deformation. Sedimentology 60, 319–341. doi:10.1111/sed.12003

Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A.A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M.B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R.M.W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J.M., Scotti, O., Živčić, M., Albini, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D., Giardini, D., 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. Journal of Seismology 17, 523–544. doi:10.1007/s10950-012-9335-2

Talbot, M.R., Livingstone, D.A., 1989. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 70, 121–137. doi:10.1016/0031-0182(89)90084-9

Talling, P.J., 2014. On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. Marine Geology 352, 155–182. doi:10.1016/j.margeo.2014.02.006

Tassi, F., Rouwet, D., 2014. An overview of the structure, hazards, and methods of investigation of Nyos-type lakes from the geochemical perspective. Journal of Limnology 73. doi:10.4081/jlimnol.2014.836

Viollier, E., Jézéquel, D., Michard, G., Pèpe, M., Sarazin, G., Alberic, P., 1995. Geochernical study of a crater lake (Pavin Lake, France): Trace-element behaviour in the monimolimnion. Chemical Geology 125, 61–72. doi:10.1016/0009-2541(95)00059-U

Walder, J.S., O'Connor, J.E., 1997. Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams. Water Resources Research 33, 2337–2348. doi:10.1029/97WR01616

Wilhelm, B., Nomade, J., Crouzet, C., Litty, C., Sabatier, P., Belle, S., Rolland, Y., Revel, M., Courboulex, F., Arnaud, F., Anselmetti, F.S., 2015. Quantified sensitivity of small lake sediments to record historic earthquakes: Implications for paleoseismology. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 120, doi:10.1002/2015JF003644

Zhang, X., Scholz, C.A., Hecky, R.E., Wood, D.A., Zal, H.J., Ebinger, C.J., 2014. Climatic control of the late Quaternary turbidite sedimentology of Lake Kivu, East Africa: Implications for deep mixing and geologic hazards. Geology 42, 811–814. doi:10.1130/G35818.1

Zolitschka, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Corbella, H., Francus, P., Lücke, A., Maidana, N.I., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Wastegård, S., 2013. Environment and climate of the last 51,000 years – new insights from the Potrok Aike maar lake Sediment Archive Drilling prOject (PASADO). Quaternary Science Reviews 71, 1–12. doi:10.1016/j.quascirev.2012.11.024

3.1.3. “7000 years of runoff activity in maar Lake Pavin: a sedimentary record of paleohydrology in the French Massif Central”

Article en préparation pour une soumission à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.*

L’évolution des signaux détritiques a été documentée au sein du lac Pavin à partir de marqueurs organiques et minéraux depuis la formation du lac il y a 7000 ans. L’enregistrement sédimentaire montre une succession d’unités lithologiques avec : (1) une unité basale de nature volcano-sédimentaire composée d’une alternance entre turbidites granoclassées et sédiments gris laminés ; (2) une unité inférieure formée par des varves de diatomées ; (3) un glissement érosif constitué de plusieurs unités daté de l’an 1300 et (4) une unité supérieure de nature similaire à l’unité inférieure couvrant les 700 dernières années. L’évolution d’un matériel minéral vers un matériel riche en dépôt organique témoigne de l’évolution du proto-cratère Pavin vers l’actuel lac dominé par la production autochtone.

Les signaux organiques et minéraux soulignent de grands changements entre les unités supérieures et inférieures de l’archive du lac Pavin, dont l’évolution limnologique a vraisemblablement fortement été impactée par des glissements subaquatiques. La quantification de marqueurs détritiques organiques et minéraux permet également de mettre en évidence les forçages climatiques durant la seconde moitié de l’Holocène. Sur le long terme, un forçage climatique Atlantique a été documenté à travers sept phases de détritisme organique datées à 5900-5700, 4650, 4100-3800, 3500-3300, 2800-2500, 1800-1600 et 450-200 cal. BP, coïncidant avec des reconstructions de phases négatives de la NAO. A court terme, ces phases de ruissellement intense trouvent également un lien avec un forçage climatique d’origine solaire.

7000 years of runoff activity in maar Lake Pavin: a sedimentary record of paleohydrology in the French Massif Central

Léo CHASSIOT[a], Emmanuel CHAPRON[a,b], Christian DI GIOVANNI[a], Yannick MIRAS[c], Anne-Lise DEVELLE[d], Fabien ARNAUD[d], Anne-Catherine LEHOURS[e], Didier JEZEQUEL[f], Mikaël MOTELICA-HEINO[a]

[a] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327, CNRS, Université d'Orléans, BRGM, 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.

[b] Géographie de l'Environnement (GEODE), UMR 5602 CNRS, Université Toulouse 2 Jean Jaurès, Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex, France.

[C] GEOLAB, UMR 6042, CNRS, Univ. Blaise Pascal, 4, rue Ledru, 63057 Clermont-Ferrand Cedex 1, France.

[d] Environnements, DYnamiques et TErritoires de la Montagne (EDYTEM), UMR 5204, CNRS, Univ. Savoie Mont-Blanc, Bâtiment « Pôle Montagne », 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France.

[e] Laboratoire Microorganismes, Génome et Environnement (LMGE), UMR 6023, CNRS, Univ. Blaise Pascal, 24 avenue des Landais, Aubière, 63177, France.

[f] Laboratoire de Géochimie des Eaux (LGE), UMR 7047, CNRS, IPGP, Univ. Paris Diderot, 1, rue Jussieu, 75005 Paris, France.

ABSTRACT

The sedimentary sequence retrieved in the deepest part of the maar lake Pavin documents the environmental evolution of this crater since its eruption 7000 years ago. The complete record shows a succession of lithological units starting at the base with volcanoclastic material corresponding to the early stage of the carter lake Pavin. The evolution toward a lacustrine basin is evidenced with the onset of organic-rich diatom-made sedimentary unit interrupted by an erosive MWD dated ca. AD1300.

Within the radiocarbon-dated diatomite record of Lake Pavin, the Holocene climate variability has been evidenced with both organic and minerogenic tracers of terrigenous inputs through runoff processes on the steep slopes. Quantification of these markers allows a reconstruction of hydrologic conditions for the Mont Dore volcanic province during the late Holocene. A long-term Atlantic signal has been detected, evidenced by seven phases of high organic terrigenous inputs at 5900-5700, 4650, 4100-3800, 3500-3300, 2800-2500, 1800-1600 and 450-200 cal. BP, which globally match the negative NAO phases previously documented in other West-European archives. Short-term climatic variability is also expressed with the matching of these phases with solar minima

KEYWORDS

Lake Pavin ; French Massif Central ; Maar lake ; meromixis ; runoff ; paleohydrology ; Late Holocene ; NAO ; LIA

HIGHLIGHTS

Core PAV12 documents the 7000 years environmental history of maar lake Pavin.

One massive erosive event should have driven major limnological change.

Organic and minerogenic detrital markers trace runoff processes in the catchment.

Long-term fluctuations correspond to an Atlantic forcing during the Neoglacial Era.

Short-term fluctuations encompass solar minima.

1. INTRODUCTION

Lacustrine sediments are today recognized as valuable natural archives of past environmental changes connected to climatic fluctuations and/or anthropic forcing. In particular, maar lake basin fills provide high-resolution records for the Holocene period and beyond. They are therefore considered as worldwide key-sites for paleoclimatic reconstructions (Brauer et al., 1999, Ariztegui et al., 2001, Martin-Puertas et al., 2012, Augustinus et al., 2012, Ortiz et al., 2013, Striewski et al., 2013, Zolitschka et al., 2013, Jia et al., 2015, Marcheto et al., 2015). In this context, the volcanic provinces of the French Massif Central are appropriate for sediment drilling as many maar lakes and maar basin fills have been identified within this part of Europe exposed both to the influences of the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea. However, many of these lakes have been formed during the last glacial period and their relative low sedimentation rates allow essentially long-term climatic reconstructions during the Pleistocene and the Holocene (Truze and Kelts, 1993, Thouveny et al., 1990, Sifeddine et al., 1996, Juvigné and Stach-Czerniak, 1998).

Historically, Holocene sequences from this sector have been retrieved in peats for palynologic and tephrochronologic purposes in the Mont-Dore massif (Guenet and Reille, 1988, Gewelt and Juvigné, 1988, Bastin et al., 1991, Juvigné et al., 1996, Miras et al., 2004). Nowadays, only a few studies have focused on the numerous lacustrine basins located in this region, but all pinpoint an elevated anthropogenic impact in land use and associated soil erosion in this mid-altitude region since the mid-Holocene (Gay and Macaire, 1999, Lavrieux et al., 2013a, 2013b, Miras et al., 2015). However, because little is known about the Holocene climate variability and its climatic signature over the French Massif Central, the 7000 years old maar Lake Pavin constitutes a key target to infer past climatic conditions.

A growing interest for this meromictic maar lake has been observed in the last decades following the Lake Nyos disaster in 1986 (Kling et al., 1987) because of their similitudes. Successive field campaigns provided substantial information about the biological, physical and chemical properties of the water column (Viollier et al., 1995, Lehours et al., 2005, Assayag et al., 2008). Additionally, the combination of geophysical surveys and coring campaigns underlined (1) the presence of varved sediments in the basin for the last 700 years (Stebich et al., 2005, Schettler et al., 2007) and (2) the occurrence of a sudden lake-level fall in AD 600 consecutive of a failure in the crater rim and an outburst flood in the valley (Chapron et al., 2010, 2012, Chassiot et al., accepted[4]).

[4] Cette référence renvoie à l'article accepté pour publication dans *Quaternary Science Reviews* et présenté dans le chapitre 3.1.2 de ce manuscrit.

In this study, we investigated the composite PAV12 core retrieved in the deepest part of the lake. This 14-m long piston core recovered a quasi-continuous sequence of the lake sedimentary fills since the crater formation ca. 7000 years ago. A multi-proxy approach was conducted, including the building of an age-depth model from radiocarbon dating and the characterization of both mineral and organic signals via X-ray fluorescence (XRF) coupled to LA-ICP-MS analyses and Rock-Eval (RE) pyrolysis, respectively. Visual observations of palynofacies were also performed on thin sections to quantify sedimentary organic matter fluxes and therefore assess the autochthonous production in the water column and the terrigenous inputs via runoff processes.

2. SETTINGS

2.1. Geographical and geomorphological setting

Lake Pavin is a 92 m deep maar lake located in the Mont-Dore volcanic area within the French Massif Central at an elevation of 1197 m a.s.l. (Figure 3.1.3a). The circular lake has presently a diameter of 750 meters for a surface area of 0.44 km² (Figure 3.1.3a). Its bowl shape is inherited from a phreato-magmatic explosion occurring ca. 7000 years ago (Juvigné et al., 1996) that have created a hole where the lake presently dwells. The volcanic fallouts, mainly made of basaltic fragments and trachy-andesitic pumices, created a crater rim that encompass the Montchal stratovolcano to mark out a steep and small topographic catchment area (0.36 km²) today recovered by a dense deciduous and coniferous forest (Figure 3.1.3a). Water inputs are essentially due to precipitations along with little inflows from springs located all around the crater rim at the feet of the Montchal stratovolcano. The outflow goes north through an outlet and reaches the couze Pavin river, a tributary of the Allier river in the Loire watershed (Figure 3.1.3a).

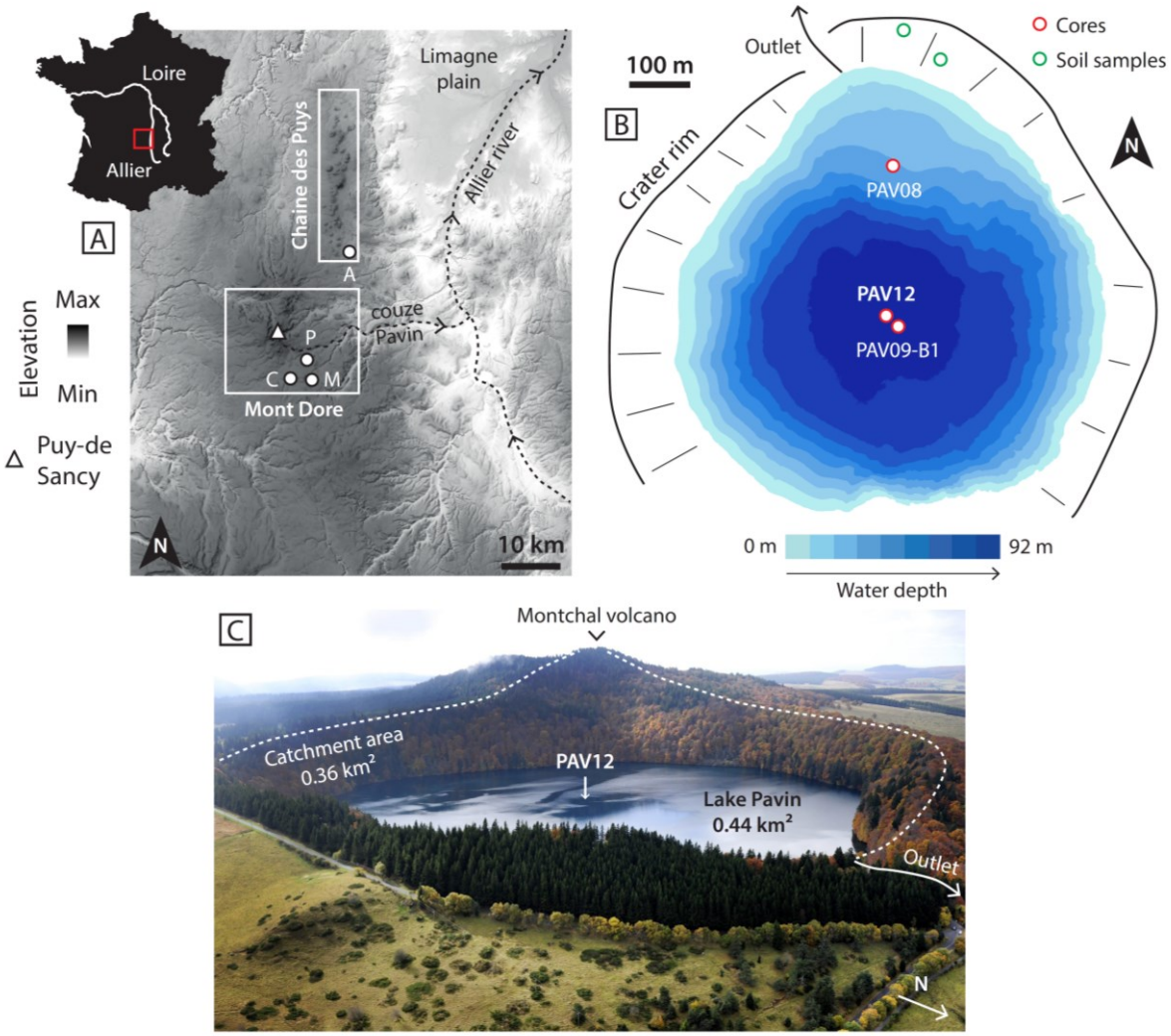


Figure 3.1.3a. (A) Location of lakes Pavin, Chauvet, Montcineyre and Aydat within the Mont Dore volcanic province in the drainage basin of the Loire river, except for Lake Chauvet connected to the Dordogne river. (B) Schematic map of Pavin crater rim with location of soil samples along with position of core PAV08 on the plateau and cores PAV12 and PAV09-B1 in the deepest waters of Lake Pavin. (C) Aerial photography illustrating the forested topographic catchment area (0.36 km²) of Lake Pavin (0.44 km²). Note this catchment includes the former Montchal stratovolcano rising at 1,407 m a.s.l.

2.2. Lake water stratification and associated biogeochemical processes

Nowadays, Lake Pavin waters are permanently stratified, with an upper oxygenated, seasonal-mixed water layer (i.e. mixolimnion) and a permanent anoxic water layer below 60 m depth (i.e. monimolimnion, Figure 3.1.3b). For the past decades, numerous vertical profiles of physico-chemical parameters have been conducted in the water column (Michard et al., 1994, Viollier et al., 1995, 1997, Aeschbach-Hertig et al., 1999, 2002, Olive and Boulègue, 2004, Assayag et al., 2008), highlighting a strong vertical physico-chemical gradient between 60 and 70 m water depth (i.e. mesolimnion). Below this limit, enrichment in dissolved compounds (phosphorus, iron, manganese, arsenic, molybdenum and other redox-sensitive trace elements) increase water density and thus favor the stability of the bottom water (Viollier et al., 1995, Assayag et al., 2008). Lake water balance between input and output waters attests of a deficit and thus suggests the existence of groundwater inputs inside the lake (Figure 3.1.3b), which are considered as an important factor for (1) inputs of dissolved gases of magmatic origin in the monimolimnion (Aeschbach-Hertig et al., 1999, Olive and Boulègue, 2004, Assayag et al., 2008) and (2) the maintain of the current meromixis (Bonhomme et al., 2011). According to hydrological equilibrium models and in-situ measures, two subsurface springs have been pictured at 45 m and 90 m water depth, respectively (Viollier et al., 1997, Aeschbach-Hertig et al., 2002, Assayag et al., 2008). Such physical and chemical properties enhanced a lot of biochemical and hydrological processes in the water column (Figure 3.1.3b). Within the monimolimnion, the decay of particulate organic carbon (POC) is catalyzed by anoxic microbial communities, mainly bacteria and archaea, to favor the methanogenesis (MET) by acetate fermentation pathway. The resulting CH_4 goes up in the water column and is progressively converted into CO_2 due to anoxic methane oxidation (AMO) via archaea (Lehours et al., 2005, 2007).

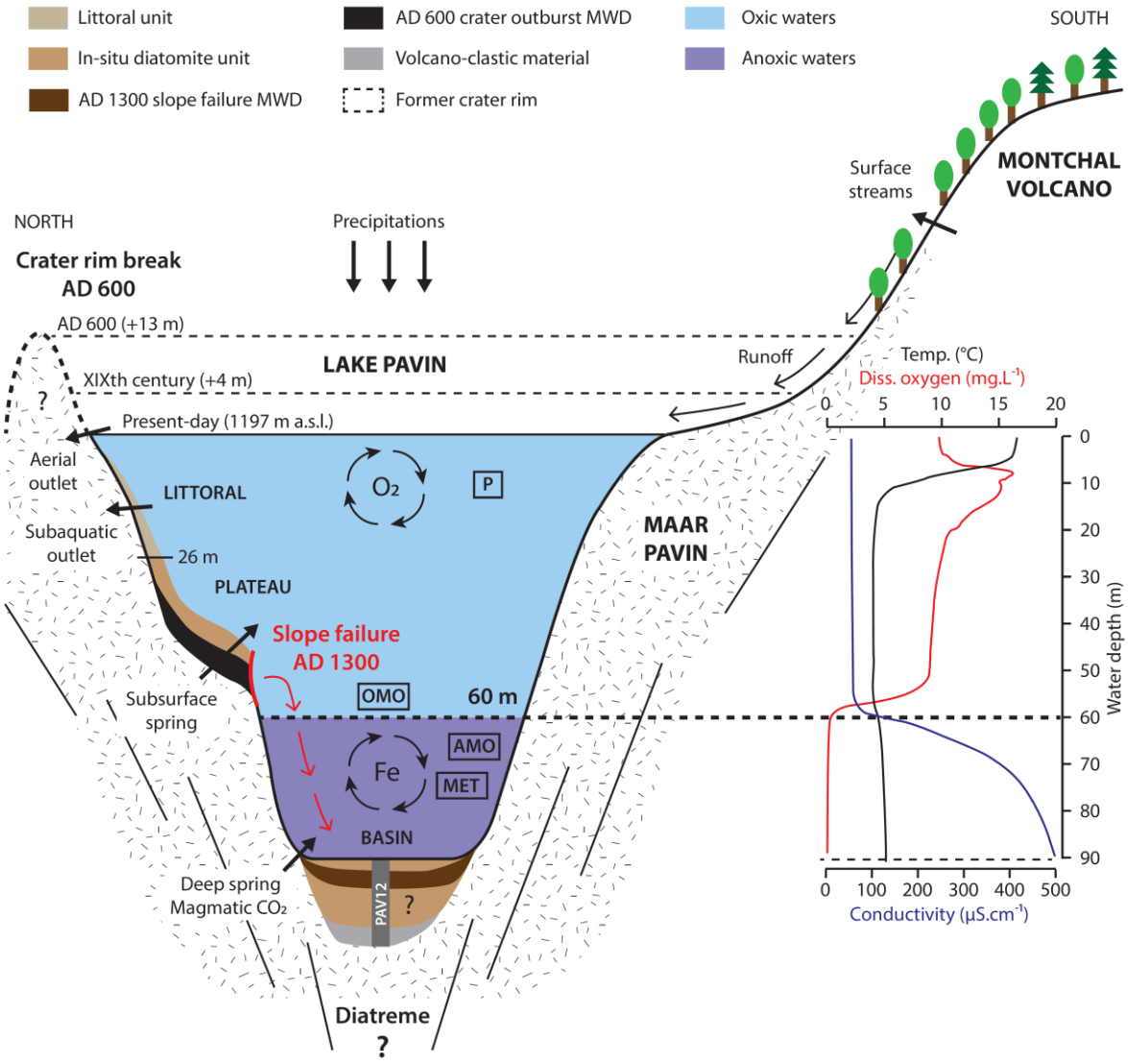


Figure 3.1.3b. Schematic drawing illustrating the maar lake Pavin limnogeological system. Sedimentary units developed on three environments: the littoral (0 - 26 m water depth), the plateau (26 - 55 m) and the deep anoxic basin (90 m). The AD 600 crater rim break-out generated an abrupt 9 m lake-level drop associated to a MWD on the plateau whereas the AD 1300 earthquake favored the slope failure at the edge of the plateau and a slump inside the deep basin. Presently, Lake Pavin fills with precipitations, runoff waters from the streams on forested slopes and two subaquatic springs (45 and 90 m). Its water budget is balanced by two outlets (aerial and subaquatic). The carbon cycle biogeochemical reactions are represented with the photosynthesis (P), evidenced in the mixolimnion by the maximum content of dissolved oxygen at 10 m water depth, the oxidation of organic matter at the water bodies boundary (55-60 m water depth), the methanogenesis (MET) and the anaerobic oxidation of methane (AMO) within the monimolimnion (anoxic waters here characterized by an iron-wheel process), modified after Assayag et al. (2008).

2.3. Sedimentary environments across the lake

If the past decades have seen a growing interest for Lake Pavin amongst the scientific communities, sedimentary investigations remain still sparse in comparison to water chemistry studies. In recent years, geophysical mapping techniques were used to illustrate the geometry of sediment deposits across the lake (Chapron et al., 2010, 2012). Results illustrate the presence of a flat and circular basin (> 90 m) surrounded by steep slopes, incised by numerous canyons and with the development of a plateau with sedimentary deposits on the northern side of the lake (Figure 3.1.3b, Chapron et al., 2010, 2012, Chassiot et al., submitted). Unfortunately, the gas-rich sediments in the deep lake bottom do not allow any acoustic waves penetration, but freeze core retrieved by a German team display an accumulation of annually laminated diatomite for the first two meters of sediment (Stebich et al., 2005, Schettler et al., 2007). Recently, a long piston-core taken in the deep central basin displays an accumulation of several meters of diatomite interrupted by an erosive plurimetric Mass-Wasting Deposit (MWD, Figure 3.1.3b, Chassiot et al., accepted, § 3.1.2). Combining data from acoustic images and sedimentary cores collected in three sedimentary environments (littoral, plateau and basin), two large events affecting the whole lake have been documented during the last two millennia: (i) a 9 m lake-level fall following a crater outburst with a break-out flood outside the lake along with a large subaquatic slump deposit on the plateau in ca. AD 600 and (ii) a slope failure at the edge of the plateau in ca. AD 1300 (Chassiot et al., accepted).

3. MATERIALS AND METHODS

3.1. Sampling and laboratory analyses

In summer 2012, a long-piston core was retrieved from the deep anoxic basin of Lake Pavin (> 90 m water depth) using an UWITEC coring platform. Forest soils profiles were also sampled during summer 2013 according to the upper vegetation (anthropogenic replanted *Pinus* along with natural *Fagus* and *Abies*). PAV12 core sections were split for visual descriptions and laboratory analyses. To obtain a rapid and non-destructive overview of the sediment mineral fraction, core sections were analyzed with an Avaatech™ X-ray fluorescence (XRF) core scanner at EDYTEM laboratory. The settings were adjusted to 10 kV and 0.75 mA with an acquisition time of 20 seconds in order to measure Al to Fe relative intensities. In addition, tablets of crushed sediment (n=23) have been prepared for ICP-MS measurements with laser ablation at IRAMAT laboratory following the procedure defined by Gratuze et al (2001). The aim was to calibrate the semi-quantitative signal given by XRF results via samples taken at regular interval all over the core, together with the quantification of trace elements insensible by XRF core scanning. On both soils and sediments, bulk organic geochemistry analyses were conducted by Rock-Eval (RE) pyrolysis and also focused on diatomite units. By thermal cracking, Rock-Eval pyrolysis aims to characterize organic matter composition through multiple parameters (Behar et al., 2001). Among them, Total Organic Carbon (% TOC) and Hydrogen Index (HI=S2/TOC in mg.HC.gTOC^{-1}) are today widely used to characterize soil organic matter (Di Giovanni et al., 1998, 2000, Disnar et al., 2003, Sebag et al., 2006a) and/or to assess origin of lacustrine organic matter (algal vs. terrestrial inputs, Ariztegui et al., 2001, Simonneau et al., 2013, 2014). On the same set of samples, thin sections were prepared for quantitative palynofacies observations (Graz et al., 2010). During this process, 1 cm^3 of wet sediment is sampled, and then dried at 40°C for a week to measure the dry bulk density. After hydrochloridric and hydrofluoridric acid attacks to remove carbonate and silicate fractions, an internal standard (*Cupressus* pollen) is added into the solution before the thin section preparation. Palynofacies study consists of the identification and the quantification of organic particles under transmitted and reflected light on a microscope. Applications of this tool are numerous, including studies about the stocks and transfer of organic matter in modern and ancient sedimentary environments (Sifeddine et al., 1996, Di Giovanni et al., 1998, 2000, Noël et al., 2001, Sebag et al., 2006b, Graz et al., 2011, Simonneau et al., 2013, 2014). Thereby, various organic compounds (spores, pollens and non-palynomorphs microfossils) can be characterized by their color (transparent yellowish to dark brown reddish), their shape (amorphous vs. figured) and their texture (gelified, granular or flocky).

3.2. PAV12 age-depth model

The age-depth model for PAV12 was obtained by gathering chronological data from several cores. Because the intercalated MWD is erosive (Chassiot et al., submitted), independent models for both upper and lower diatomite units have been built. For the upper unit, we combined two ages achieved by AMS radiocarbon dating performed on leaves debris sampled in PAV12 and in the nearby gravity core PAV09-B1 (Table 3.1.3a, Chapron et al., 2012). In addition, the calendar age obtained by varve counting on a nearby freeze core (Schettler et al., 2007) was extrapolated to PAV12 (see Chassiot et al., accepted for details) to better constrain the base of this unit. For the lower unit, we used results obtained from AMS radiocarbon dating on eight leaves fragments taken in PAV12 along with chronological constrains derived from 1 date performed on bulk sediment sampled at the base of core PAV08 core (Table 3.1.3a, Chapron et al., 2010). Results were computed in the R software with the code package CLAM (Blaauw, 2010). The resulting age-depth models were interpolated by a cubic spline function with the use of the IntCal13 reference as calibration curve (Reimer et al., 2013).

Reference letter	Core	Depth (cm)	Laboratory reference	Material	Radiocarbon age (BP)
A*	PAV12	81	Beta-336274	Leaves	1190 +/- 30
B*	PAV09-B1	94.5	SacA-19661	Leaves	440 +/- 35
C	PAV09-B1	96.5	Poz-33126	Leaves	150 +/- 30
D*	PAV09-B1	113	Poz-33125	Leaves	1010 +/- 30
E	PAV12	137	Lyon-10961	Leaves	220 +/- 30
F	Calendar age from varve counting on freeze core (Schettler et al., 2007) = 668 cal. BP				
G*	PAV12	287 - 289	Beta-336272	Leaves	2210 +/- 30
H	PAV12	645 - 646	SacA34984	Leaves	1730 +/- 30
I	PAV12	701	Lyon-10963	Leaves	2195 +/- 35
J	PAV12	755	Beta-336273	Leaves	2400 +/- 30
K*	PAV12	798	SacA34983	Leaves	4170 +/- 30
L	PAV12	827	Beta-335372	Leaves	3400 +/- 30
M	PAV12	880 - 881	Beta-335371	Leaves	3940 +/- 30
N	PAV12	919	Beta-335370	Leaves	4400 +/-40
O	PAV12	978.5	Lyon-10962	Leaves	5250 +/- 35
P	Age translated from core PAV08 (Chapron et al., 2010) = 6090 +/- 40 BP				

Table 3.1.3a. Radiocarbon samples along with other chronological constrains from previous studies by Schettler et al., 2007 and Chapron et al., 2010. The asterisk on the reference letter indicates those that have not been kept for computing the age-depth model (Fig.3.1.3c).

4. RESULTS

4.1. PAV12 lithology

Sedimentary infills in Lake Pavin deep basin can be divided into 4 main lithological units (Chassiot et al., accepted, Figure 3.1.3c). The basal unit (unit 1 from 1400 to 1045 cm depth) is characterized by grey centimetric fine grained lamina interrupted by four graded units with a coarse sandy base and upper fining upward into graded silts, interpreted here as turbidites deposited during the early stage of lake filling by meteoric waters (see below). The lower unit (unit 2 from 1045 to 628 cm depth) displays a succession of annually deposited diatoms layers (i.e. diatomite). The intermediate unit (unit 3 from 628 to 207 cm depth) shows a sequence of various massive facies along with destroyed diatomite units, all considered as part of a large mass-wasting deposit (MWD). The upper unit (unit 4 from 207 cm to the top-core) shows similar diatomite formation as the lower one.

4.2. Chronology of sedimentary infills in the basin

Age-depth model for the upper unit (U4) has been established by translating one AMS radiocarbon dating from PAV09-B1 (Chapron et al., 2012) in addition to one leaf fragment sampled in PAV12 (Table 3.1.3a). Only those two results are in agreement with the varve counting previously established by Schettler et al (2007). Three other dates gave an age with an offset of almost 1,000 years. This suggests a temporary storage in soil or sediment for a long time before the input inside the basin sediments. In 1999, the varve counting performed on the nearby freeze core indicates an age of ca. AD 1300 at 198 cm depth. Considering a present sedimentation rate of 6 $mm.yr^{-1}$, this date roughly corresponds to the base of the upper diatomite unit and therefore dates the MWD (Chassiot et al., submitted). The existence of synchronous mass-movement deposits identified in nearby lakes Chauvet and Montcineyre strongly suggest that a paleo-earthquake triggered synchronous MWDs in these lakes (Chapron et al., 2012, Chassiot et al., submitted[5]). In Lake Pavin, this MWD must be related to the fresh slide scar identified via multibeam bathymetry images on the southern side of the plateau (Chapron et al., 2010, Chassiot et al., submitted).

[5] Cette référence renvoie à l'article soumis à *Sedimentary Geology* présenté dans le chapitre 3.1.1 de ce manuscrit.

At the top of the lower diatomite (U2), one leaf debris sampled at 645 cm depth indicates an age of BP 1730 +/- 30 (Figure 3.1.3c). The MWD has therefore erased almost 1,000 years in the diatomite record. Down to the basal unit, a continuous record of diatomite has then been dated from 7000 to 3000 cal. BP with a quasi-linear sedimentation rate (0.6 $mm.yr^{-1}$). After this date, a slight increase in sedimentation rate up to 1 $mm.yr^{-1}$ is visible until the end of this lower unit (Figure 3.1.3c). At 1045 cm depth, the onset of diatomite marks the transition from the basal volcanoclastic unit to the lower diatomite unit. At the base of the core PAV08 located on the plateau (Figure 3.1.3a), this transition has also been observed and dated on bulk sediment to BP 6090 +/- 40 BP (Chapron et al., 2010), assuming no reservoir effect at the early stage of the lake (Albéric et al., 2013). This age matches the crater explosion documented by many tephra fallouts identified and dated in the surrounding peats (Juvigné et al., 1996). The synchronous age in PAV08 suggests that the onset of diatomite sedimentation starts quickly after the crater formation and implies a fast infill by meteoric waters. At the bottom of core PAV12, the remaining basal unit (laminated grey units and turbidites) is therefore considered as deep maar lake deposits interbedded with several turbidites made of former unstable crater materials like fresh volcanic fallouts that have been sliding down the slopes in a short time window, probably during the lake level rise (Chassiot et al., submitted). Overall, PAV12 covered a 7000 years history starting just after the crater formation until now, with an interruption due to an erosive MWD occurring ca. 700 years ago.

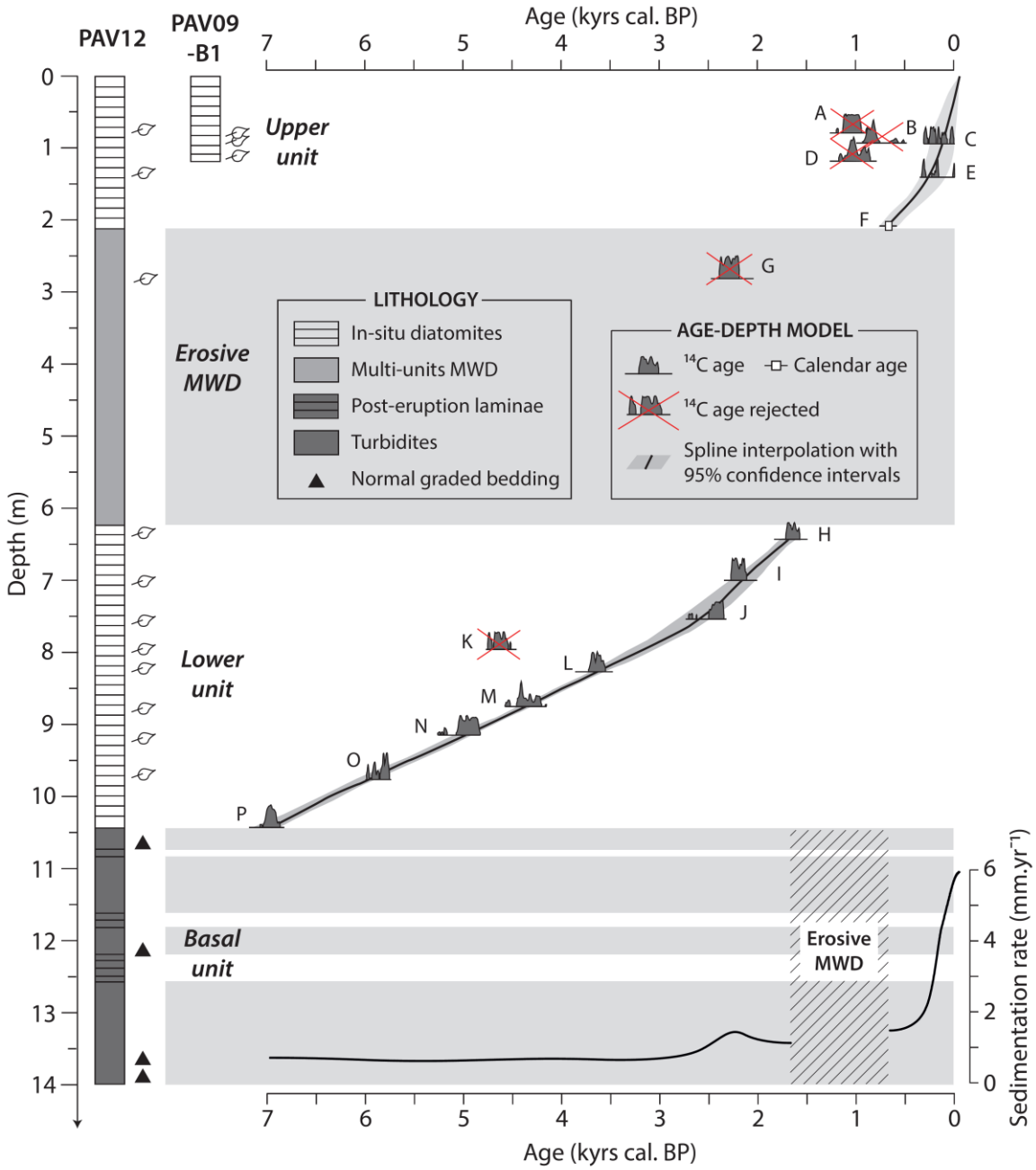


Figure 3.1.3c. Synthetic lithology and chronology of core PAV12. Events layers are indicated by grey rectangles. Age-depth models and associated sedimentation rates for the last 7,000 years are represented for both upper and lower diatomite units, according to a spline interpolation between calibrated ages performed on CLAM software (Blaauw et al., 2010). The letters refer to Tab.1 where more information is given about conventional radiocarbon ages of PAV12 and others chronological constrains. In the upper unit, samples A, B and D appear too old by comparison with the varve counting performed on the nearby freeze core (Schettler et al., 2007). Sample G has been extracted from a thin diatomite intercalated between massive units. The resulting radiocarbon date indicates that this diatomite is a part of the MWD whereas sample K seems inconsistent amongst the rest of the samples from the lower unit.

4.3. Organic signal

RE results, illustrated by the S2/TOC plot highlight the main organic signatures for forested soils and lacustrine sediments in PAV12 (Figure 3.1.3d). Soils samples illustrate a high variability in TOC content (i.e. 1% for the deepest horizons to 18% for the litters), but their hydrogen content expressed via the Hydrogen Index (HI = S2/TOC) remains low and constant around 300 mgHC.gTOC^{-1}, typical of the terrestrial domain (Disnar et al., 2003, Sebag et al., 2006a, Simonneau et al., 2013, 1014). On the contrary, organic matter signature from lower diatomite unit is more contrasted, showing an intermediate HI distribution between the algal pole (HI = 750 mgHC.gTOC^{-1}) and the terrestrial one, whereas the upper diatomite unit displays lower S2 values.

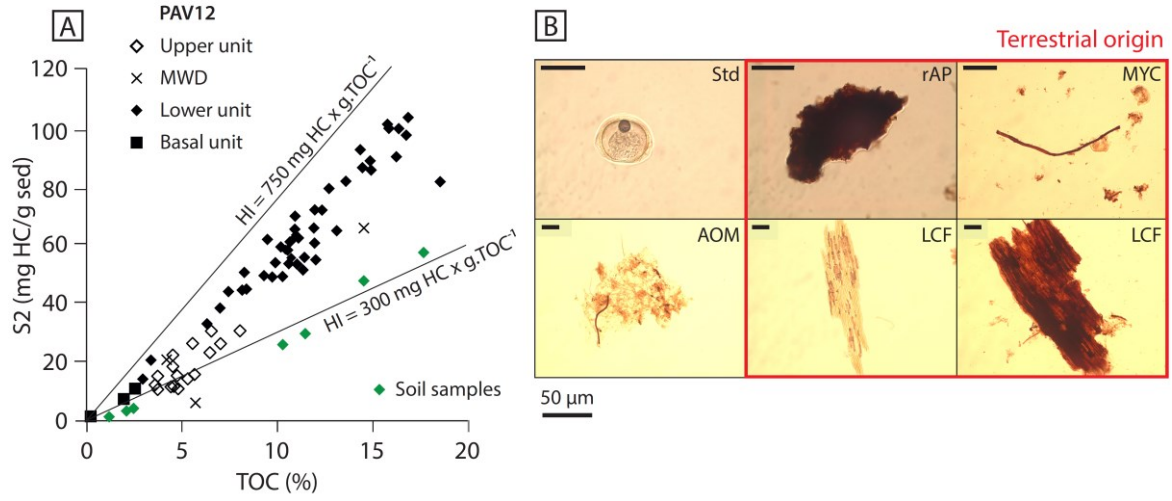


Figure 3.1.3d. (A) S2 vs. TOC plot with samples from PAV12 and soil samples taken under deciduous and coniferous forest in the catchment (Fig.1B). (B) Internal Standard (Std) and non-palynomorph microfossils observed under transmitted light (AOM: Amorphous Organic Matter; rAP: Red Amorphous Particle; LCF: Ligno-Cellulosic Fragment; MYC: Mycelium).

In complement to Rock-Eval pyrolysis, quantitative palynofacies observations revealed a high diversity of organic compounds of various sources, mainly pollens, spores and non-palynomorphs microfossils (Figure 3.1.3d). Non-palynomorphs represents the most important part of the observations (> 95%). Among them, amorphous organic particles (AOM) display a yellow to grey color with an amorphous irregular shape and a granular to flocky texture. It has been identified in lake sediments only, and are therefore attributed to the primary productivity of algae throughout the water column (Sebag et al., 2006b, Simonneau et al. 2013, 2014). Red amorphous particles (rAP) presents a dark gelified texture without internal structure. Ligno-cellulosic fragments (LCF) have been recognized by their elongated form, where internal vesicles can be visible according their degree of maturity (from transparent yellowish to gelified dark brownish color). Finally, mycelium (MYC) presents a string-shaped brownish color in a gelified texture. These three last compounds (rAP, LCF and MYC) have been identified in both lake sediments and soils layers (litter and

horizon A) and their occurrence in lake sediments thus represents terrestrial inputs via runoff (Sebag et al., 2006b, Simonneau et al. 2013, 2014). Thereafter, we assess the total terrigenous fraction in sediment as the sum of DLC, rAP and MYC, expressed in mg.g sed^{-1}.

4.4. Mineral signal

Elemental measures conducted by XRF core scanner on wet sediment displays interrupted record of mineral fraction. Due to an elevated water content and the fluffy surface of diatomite, few sediment sections were not scanned, in particular the base of the upper unit and the top of the lower one (Figure 3.1.3e). For the same reason, lighter elements such as Al and Si have not been measured properly throughout the entire core (Tjallingi et al., 2007) and have thus been rejected. To better assess the behavior of element distribution in the core, PCA has been performed for both lower and upper diatomite unit (Figure 3.1.3e). For the lower diatomite unit, more than 75% of the complete variance is explained by the F1-axis, where K, Ca, Ti, Fe, Mn, Rb, Sr and Zr show the same behavior and therefore gather to form a "detrital pole". In the upper diatomite unit, PCA results highlight two major poles, where K, Ca, Ti, Rb, Sr and Zr characterize the detrital pool lake following the F1-axis, whereas Fe and Mn diverge to a "redox pole".

Along core PAV12, one remarkable feature in the mineral fraction is the drastic rise in Fe content, as well as for other redox-sensitive elements (i.e. P, Mn, As and Co) from the lower (U2) to the upper unit (U4, Figure 3.1.3e). Considering the present-day conditions in Lake Pavin water column, this may represent an artefact due to oxidation of dissolved species in pore-water after the core opening. However, it is astonishing to observe such opposite behaviors for redox-sensitive elements between the lower and the upper unit.

For this study, a focus has been made on element Ti because (1) this element is globally unaffected by biogeochemical processes inside the water column (Löwemark et al., 2011) and (2) constitutes a good detrital indicator in areas with volcanic landscapes (Martin-Puertas et al., 2012), as its highest values are recorded in the basal unit (U1) made of volcanic material (Figure 3.1.3e). The relationship between XRF signal and LA-ICP-MS quantification is illustrated in Figure 3.1.3e, where the calibration of the semi-quantitative signal of Ti has been achieved by applying a simple linear regression between results from the two analytical methods (R^2=0.82) and thus allow the conversion of the semi-quantitative signal (peak area) into a quantitative information (%). Differences observed between the two signals can be explained by technical difficulties specific of the XRF core scanning method. In core PAV12, the diatoms layers and their fluffy texture create a heterogeneous surface unsuitable for investigation of the core surface by the X-rays beams. Moreover, both elevated water content and high organic fraction strongly affect the element quantification (i.e. the closed-sum effect, Tjallingi et al., 2007, Weltje and Tjallingi, 2008, Löwemark et al., 2011).

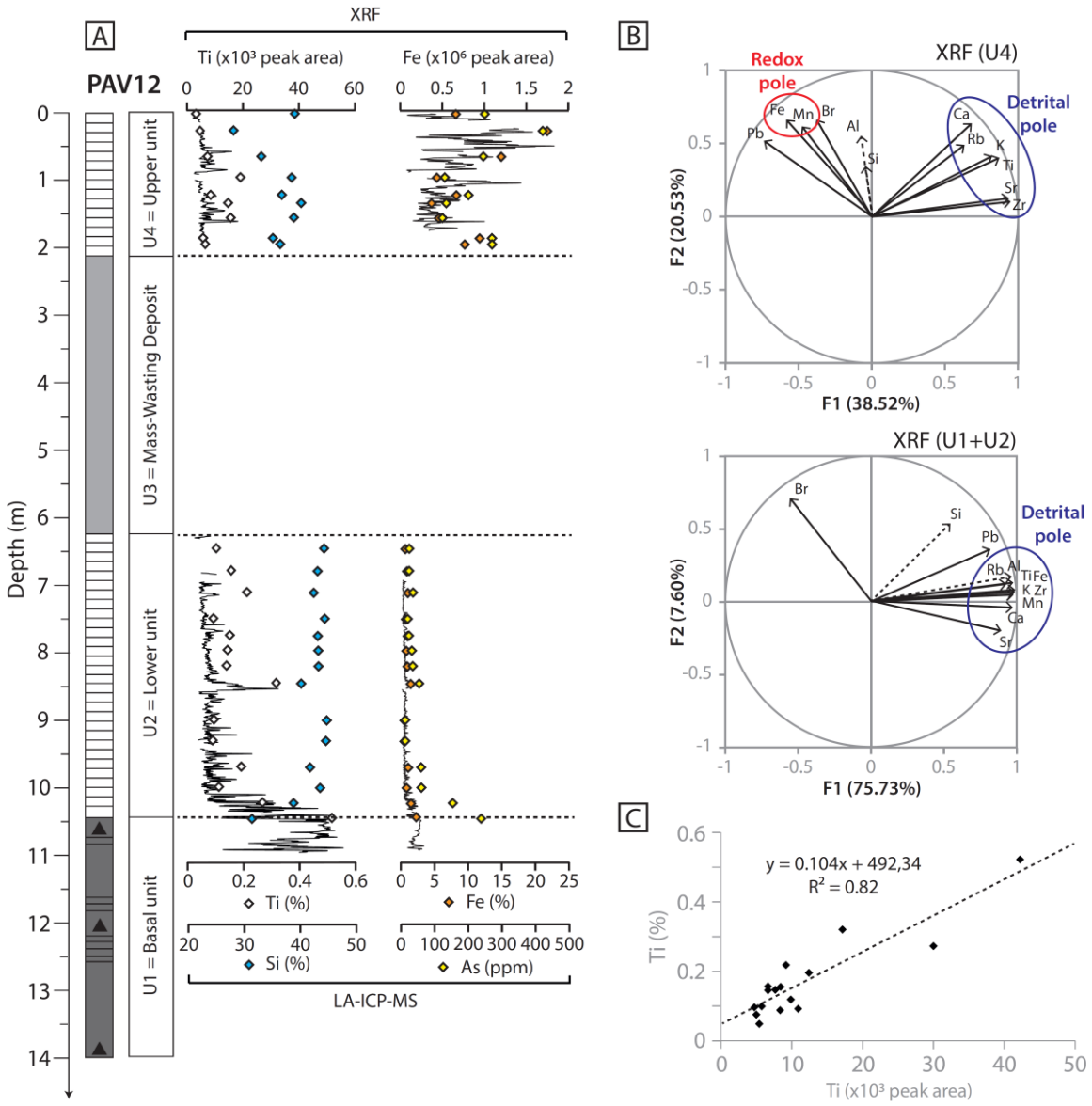


Figure 3.1.3e. (A) Selected XRF signals along with LA-ICP-MS content for elements Ti, Si, Fe and As showing the mineral signature of basal (U1), lower (U2) and upper (U4) units. (B) PCA results illustrating the artifact created by oxidation of the core with the precipitation of iron and manganese in the upper unit (U4) but not in the lower unit (U2). Because they have been poorly measured, Al and Si are indicated with dashed lines. (C) Linear regression between LA-ICP-MS analyses of Ti content (%) with XRF core scanning of Ti signal (peak area).

5. DISCUSSION

5.1. Lake Pavin sedimentary fill evolution

The beginning of the diatoms sedimentation 7000 years ago coincides with the known age for the phreato-magmatic explosion and the formation of the crater Pavin (Juvigné et al., 1996) and suggests the rapid evolution from an empty crater to a former lake system. This evolution is marked by a rapid lake-level rise that may be the main trigger for mineral turbidites identified in the basal unit. Yet, once this first evolution achieved, the

diatoms sedimentation starts at PAV12 site Figure 3.1.3c and Figure 3.1.3e). For the next 1000 years, the sedimentary infill consists in a two-step evolution underlined by the progressive decrease in the mineral fraction along with a rise in organic content. In detail, the first half (period 1a) display limited TOC values around 2% but rapid rise in HI values and the highest Ti and dry bulk density records with more than 0.3% and 0.8 $g.cm^{-3}$, respectively (Figure 3.1.3f). Then, the second half (period 1b) show an increase in TOC values (6%) and HI around 500 $mgHC.gTOC^{-1}$ while the decrease in Ti extends until a baseline of 0.1%, like the dry bulk density that stabilizes at 0.35 $g.cm^{-3}$.

During this period, the growing vegetation on the fresh volcanic catchment area promotes soil formation and therefore tends to progressively reduce the erodability of the catchment made of volcanic fallouts. Moreover, the algae development throughout the water column is illustrated by a rapid rise in HI and AOM content and thus contributes to the advent of organic-rich sediments. Additionally, the small amount of rAP translates supplies from soils, implying that pedogenesis processes rapidly affect the volcanic material inside the crater or may come from soils developed on the flanks of the Montchal volcano, whose northern side is part of the lake catchment area (Figure 3.1.3a). Overall, the complete processes leading to the formation of Lake Pavin with dense vegetation inside the crater slopes covered a period of 1000 years (Figure 3.1.3f).

The next stage in Lake Pavin evolution is marked by the beginning of the organic-rich sediments ca. 6,000 years ago, illustrated by a hydrogen-rich organic matter with TOC values slightly over 10%, along with a constant dry-bulk density near 0.35 $g.cm^{-3}$. Numerous peaks in titanium content, including one sharp peak dated around 3900 cal BP have also been noticed. In parallel, the evolution of HI content is globally in agreement with quantification of algal markers, where low/high HI periods match low/high AOM content. Additionally, elevated proportions in rAP also correspond to periods of reduced HI content and therefore underline the role of terrestrial inputs in the dilution of the HI signal. Throughout this period, we highlight two phases with an elevated organic terrigenous fraction that match both tiny and sharp Ti peaks. Under a dense forest cover, both organic and clastic terrestrial inputs may reflect the direct impact of heavy rainfalls on runoff along the steep slopes of the crater, where numerous gullies and thalwegs have been identified (Chapron et al., 2010, Chassiot et al., accepted), but may also result from intense runoff during snowmelt (Tanasienko et al., 2011).

The period between 3800 and 3000 cal BP indicates a major transition in PAV12 record. Firstly, the dry bulk density drops to maintain around 0.25 $g.cm^{-3}$ and the Ti signal is reduced to its baseline where no significant variations are observed. Conversely, the organic fraction become prominent, with a TOC content over 15% and also elevated HI values over 600 $mgHC.gTOC^{-1}$ confirmed by high and fluctuating AOM content along with low rAP content. After 3000 cal BP, decreasing values of AOM characterized a fourth period in Lake Pavin evolution. Around 2600 cal BP, the drop in HI matches the highest TOC in the sequence

(18%) and also corresponds to a small peak of Ti value. In fact, the elevated proportion in rAP validates here the lowering in the hydrogen-related parameter. During this time window, soil markers thus probably constituted an important fraction of organic compounds, suggesting a large phase of enhanced soil erosion in the catchment. Due to the erosive MWD (U3, Figure 3.1.3c and Figure 3.1.3e), the end of this unit is obviously not constrained.

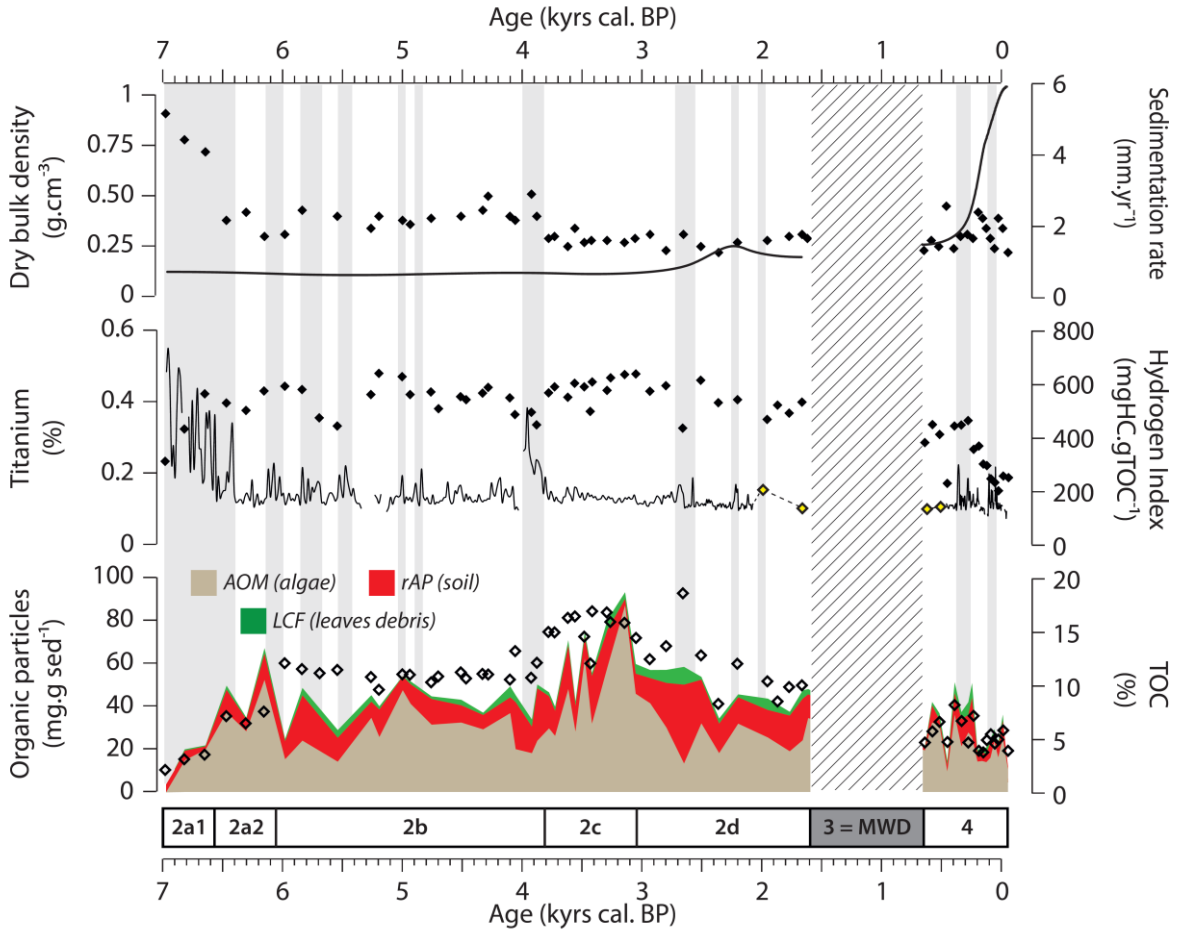


Figure 3.1.3f. Multi-proxy sedimentary evolution of lower (U2a1 to U2d) and upper (U4) units for the last 7,000 years. Subunits 2a1 to 2d have been defined through both organic and mineral signatures. Enhanced mineral inputs underlined by the Ti content are indicated by grey bars that generally match higher soil markers (rAP) content in the organic fraction, except for the subunit U2a1 (see text for details).

The last 700 years displays a general drop in HI and TOC values by comparison with previous sedimentary record in the lower diatomite unit. In Lake Pavin, this has been attributed to an abrupt environmental change induced by the deposition of a first large MWD on the plateau in ca. AD 600, when the crater rim failure led to a permanent lowering of the lake-level of at least 9 m (Chassiot et al., submitted). In such conditions, organic matter transport and sedimentation of U4 took place in a more oxidative environment that reduced S2 and thus HI parameters (Talbot and Livingstone, 1989). The amount of organic particles is also reduced but displays variations in terrestrial inputs. Likewise, two peaks of Ti

suggest periods of enhanced detritism over the last 700 years. This period also corresponds to the creation of the redox-pole underlined by a shift in the Fe and Mn dynamics (Figure 3.1.3e). Considering the current lake water chemistry, this might be the onset of the "iron-wheel" process (Michard et al., 1994, Viollier et al., 1995, Cosmidis et al., 2014) but further investigations are needed to better assess the biogeochemical evolution of Lake Pavin. However, it has to be noticed that U4 and U2 display opposite behavior in terms of geochemical processes. Since this major change occurred after a second large MWD dated around AD 1300 in PAV12 that eroded ca. 1000 years of formerly deposited sediments in the deep basin, the impact of both AD 600 crater outburst and AD 1300 slope failure does not seem restrained to an erosion of the lower diatomite unit, but may be also an important factor in the biogeochemical evolution of Lake Pavin.

5.2. Human and climate forcing over the last 700 years

The upper diatomite unit spans the last 700 years and thus constitutes a high-resolution sedimentary record of the historical times (i.e. medieval ages and modern times) usually depicted as periods of important anthropogenic impact translated by multiple agro-pastoral activities in the Auvergne region (Miras et al., 2004, 2015, Lavrieux et al., 2013a, 2013b). Generally, human-induced soil erosion in the watershed is marked by intense terrestrial inputs evidenced by the growing Ti signal and concerns mainly the late Holocene for Western Europe (Arnaud et al., 2012, Martin-Puertas et al., 2012, Simonneau et al., 2013). In Lake Pavin, such feature are not visible as the Ti record displays a reduced background signal, very similar to the one presented in the lower diatomite unit (Figure 3.1.3e and Figure 3.1.3f), with only few peaks related to runoff processes in the catchment at ca. AD 1600, 1680 and 1760 as well as during the late XIXth and early XXth century. At regional scale, if the whole Auvergne volcanic landscapes have been subjected to strong human-shaping during historical times, it seems that Lake Pavin has remained relatively preserved of human impact because of its difficult access and its steep inner slopes that preclude permanent settlement inside the crater. Furthermore, reported legends and myths along with possible historical limnic eruptions have generated a fear among the neighborhood and thus keep people away from the lake *Pavens* (i.e. terrible) during the last centuries (Meybeck, accepted, Chassiot et al., submitted). However, it has to be noticed that an Antique millstone have been found, underlining possible rock excavation during Roman Era. Similarly, if the crater morphology prevents long-term human activities, occasional forest clearance or cattle breeding cannot be completely exclude, but nowadays, no precise information is available to check this assumption. Up to now, significance human presence at Lake Pavin starts with first limnological studies in the late XIXth century leading to the layout of the shores including an artificial lake-level drop of almost 4 m (Chassiot et al., submitted). Soon after, the construction of the walking path around the lake started and may explain the most recent Ti peak at PAV12 site (Figure 3.1.3g). Later in the second half of the XXth century, the access road was built as the lake becomes a touristic place (Meybeck, accepted).

Finally, assuming the hypothesis of a human-free catchment except for the last century, we infer most of the runoff processes transcribed by terrestrial markers in PAV12 sedimentary sequence are related to rainfall and/or snowmelt under climate forcing. In agreement with geochemical evidences from Schettler et al. (2007), a succession of Ti peaks has been identified from AD 1600 to the end of the XIXth century and roughly matches a period with abundant organic markers of terrestrial origin (rAP and LCF). This time window relates to an epoch with recurrent floods described in the Loire river that culminate with major floods of the XIXth century, as reported by Champion (1858-1864), although this type of census could suffer of lack of historical documents, especially for former events. In this case, lacustrine flood records can provide substantial information about long-term paleohydrologic conditions. Less than 30 kilometers away from our study site, Lake Aydat sediments record several floods over the last two millennia (Figure 3.1.3a, Lavrieux et al., 2013a), with a slight increase in flood frequency around AD 1350 and AD 1750, in agreement with terrestrial runoff records in Lake Pavin.

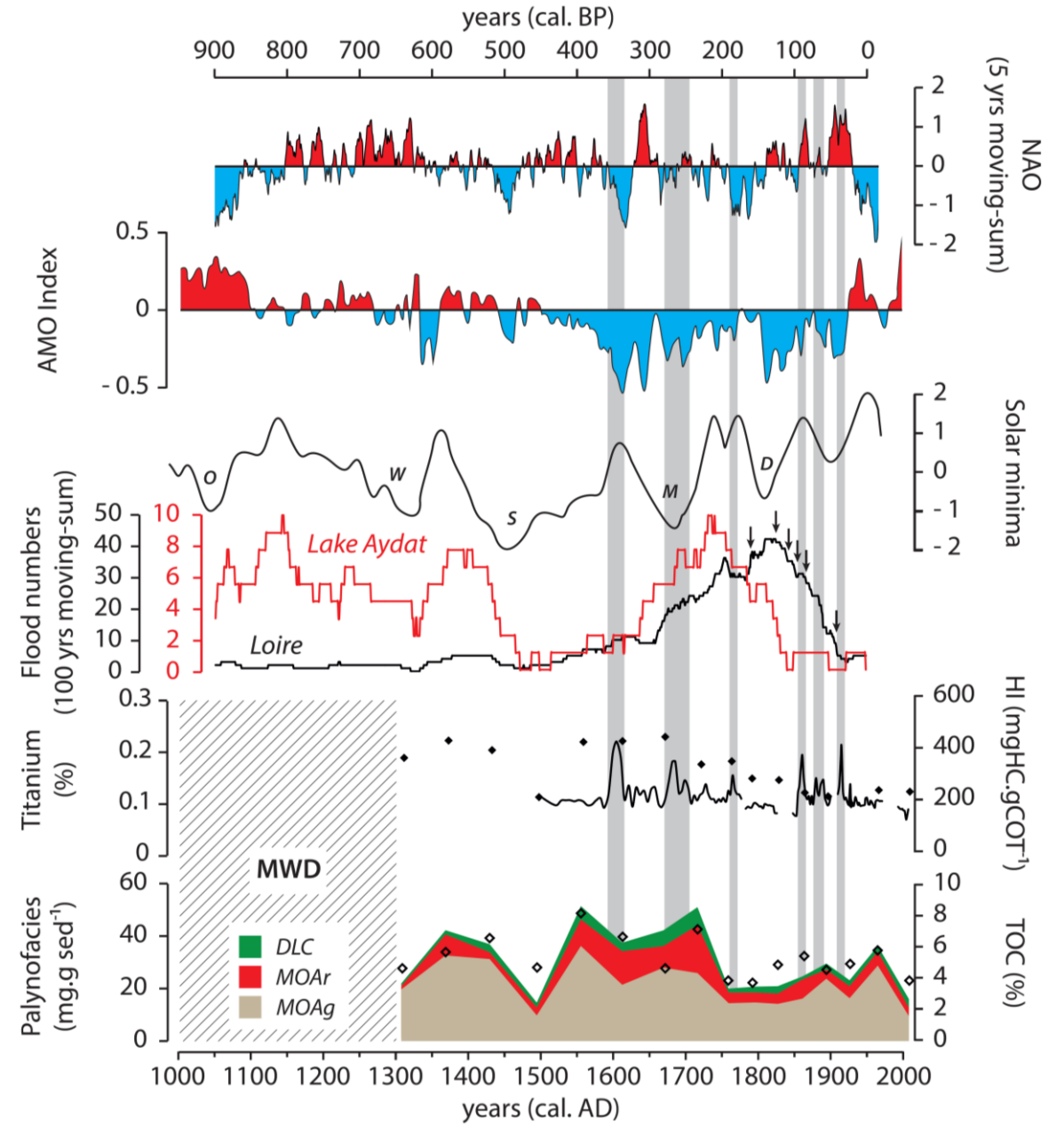


Figure 3.1.3g. Climate forcing on terrestrial inputs for the last 700 years in Lake Pavin. Data collected from Ortega et al., 2015 (NAO), Mann et al., 2009 (AMO), Delaygue and Bard, 2011 (TSI), Champion, 1858-1864 (historical floods in the Loire river) and Lavrieux et al., 2013 (floods numbers in lake Aydat).

In Western Europe, the westerlies originating from the North Atlantic Ocean condition the moisture distribution and most of the precipitation patterns (Mayewski et al., 2004). Decadal variations of atmospheric mass balance between the Arctic and the subtropical Atlantic Oceans characterize the North Atlantic Oscillation (NAO, Hurell, 2001), where negative phases enhanced wetter winters and snowfalls in Western Europe. In addition, it has been demonstrated that the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO, Kerr, 2000), related to 80 years cycles in Sea Surface Temperatures (SST) over the North Atlantic Ocean, can disturb climate patterns over Europe via air temperature anomalies in the Northern Hemisphere related to the strength of the global thermohaline circulation (Alexander et al., 2014 and references therein). Glaciers mass balance has for example been connected to AMO fluctuations during the past century (Huss et al., 2010). Likewise, according to Mann et al., 2009, the LIA, which corresponds to the last glacial advance documented in Europe (Ivy-Ochs et al., 2009), is characterized by cold temperature across the Northern Hemisphere due to a long-term lower temperature index. In Lake Pavin, such climatic conditions prevail during the last 700 years and therefore promote enhanced runoff expressed by Ti peaks matching negative NAO phases (Figure 3.1.3g). These results suggest mild and cold conditions for the Auvergne region in response to a global Atlantic forcing favoring terrestrial runoff in the catchment.

In addition to oceanic forcing, the Holocene climate variability is also dependent of solar influence, characterized by millennial to decadal cycles (Steinhilber et al., 2009). Over the last millennia, it results in a succession of several solar minima that have been defined by cold periods during the LIA (Delaygue and Bard, 2011). In Lake Pavin, these solar minima are not strictly connected to the clastic signal but seem to influence the lake ecosystem, as reduced algal content are globally in agreement with Wolf, Spörer and Maunder minima (Figure 3.1.3g).

5.3. Holocene climatic signature over the last 7000 years

The complete sedimentary record of Lake Pavin provide a quasi-continuous record of the mid to late Holocene period where phases of high runoff are suggested by both organic and minerogenic markers of terrigenous inputs (Figure 3.1.3f). Over the last 7000 years, the terrigenous inputs emphasized seven phases of enhanced runoff in the drainage basin: 5900-5700, 4650, 4100-3800, 3500-3300, 2800-2500, 1800-1600 and 450-200 cal. BP (Figure 3.1.3h).

At regional scale, these periods do not match perfectly the clastic phases identified in the nearby Lake Aydat. This is mostly explained by former human activities well documented in the surroundings. Indeed, anthropogenic pollen indicators suggest permanent ancient settlements and associated land use activities that may have facilitated soil erosion and therefore overprinted the climatic signal on the runoff in the catchment of Lake Aydat (Miras et al., 2004, 2015, Lavrieux et al., 2013). The comparison of enhanced runoff phases is however more significant with the Alpine record, such as with the terrigenous inputs in Lake

le Bourget in the Western French Alps (Arnaud et al., 2012), but also with phases of higher lake-levels in Western Europe (or at least with not low level scores) defined by Magny (2004). Although glaciers variations in the Western Alps are not fully reconstructed for the entire Holocene, glaciers oscillations over the last 3000 years are globally in agreement with periods of enhanced terrestrial supplies in Lake Pavin, especially the Göschener 1 (G1) and the LIA advance phases in the Mer de Glace record (Le Roy et al., 2015), but also long-term reconstructions of glaciers advances in the Central Alps (Ivy-Ochs et al., 2009). All these proxies indicate larger scale climatic factors controlling the precipitations regimes over Western Europe.

Previous works demonstrate the existence of a shift at the mid-Holocene toward wetter and colder climatic conditions marking the entrance in the so-called Neoglacial period (Wanner et al., 2008), accompanied by long-term cooling for the late Holocene with general glaciers development and enhanced soil erosion in high-altitude alpine environments (Holzhauster et al., 2005, Chapron et al., 2007, Ivy-Ochs et al., 2009, Simonneau et al., 2014). The most plausible forcing mechanisms on this mid-Holocene transition are the long-term orbital changes in seasonality, with a gradual decrease of summer insolation throughout the last 10,000 years (Berger and Loutre, 1991). According to Debret et al. (2009), Holocene Thermal Maximum (HTM) was mainly induced by dominant solar forcing pattern that may enhance melt water in the Arctic Ocean from ice sheet retreats, leading to a weakening in the Atlantic Ocean circulation and thus to a progressive decline in SST (Moros et al., 2004). The following reorganization of oceanic and atmospheric circulation patterns in the North Atlantic Ocean settled the entrance into the Neoglacial era under a predominant oceanic forcing (Mayewski et al., 2004, Debret et al., 2009, Larsen et al., 2012). This new climate driver therefore promotes enhanced westerlies in the North Atlantic atmosphere circulation. Following Wirth et al., 2013, an increase in flooding activity in the Southern Alps translates more negative NAO state during the second half of the Holocene, along with noticeable worldwide climatic cooling events at 2500 and 1600 cal BP and also at the beginning of the LIA (Wanner et al., 2011). In Lake Pavin sedimentary sequence, evidences for long-term Atlantic control on runoff processes are the striking of high terrigenous inputs phases with more negative NAO phases in the Southern Alps sedimentary records, documented by Wirth et al. (2013). Short-term variability in runoff signal is also perceived mainly due to solar minima, evidenced by the matching of lower ΔTSI values with enhanced terrigenous inputs at 4650, 3300, 2650 and 350 cal. BP.

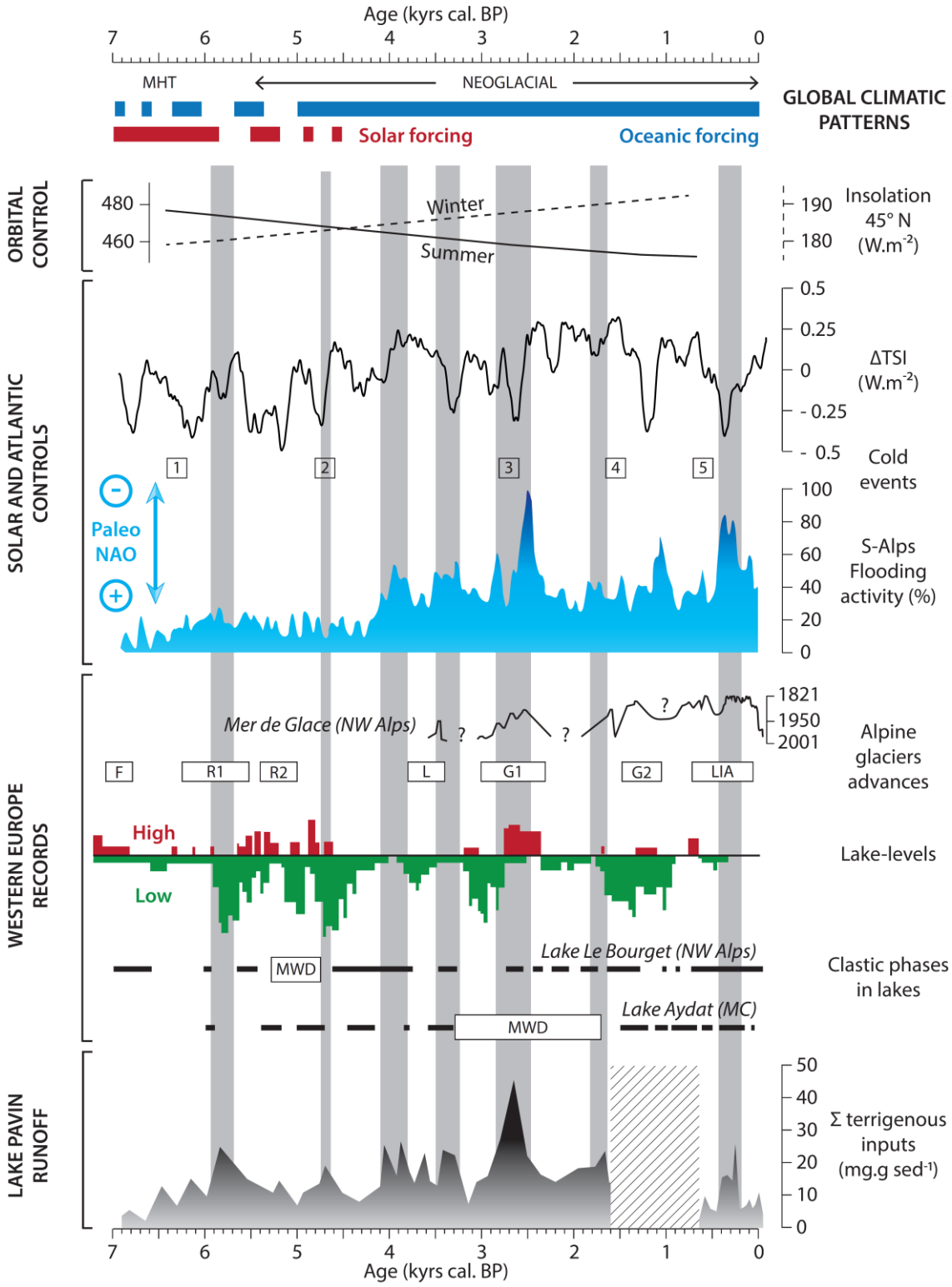


Figure 3.1.3h. 7000 years of terrigenous inputs in Lake Pavin compared with other glacial and lacustrine records of Western Europe: lake Aydat in French Massif Central (Fig.1A, Lavrieux et al., 2013); lake Le Bourget in the French Pre-Alps (Arnaud et al., 2012); lake-levels scores from the Alps (Magny, 2004); Alpine glaciers advances from the Mer de Glace (Le Roy et al., 2015) and the Central Alps (Ivy-Ochs et al., 2009). High runoff periods match more negative NAO phase recorded by the flooding activity in the South-Alps (Wirth et al., 2013), and the

three last cold events defined by Wanner et al., 2011. TSI index is from Steinhilber et al., 2009, Insolation from Laskar et al., 1990. Blue and red bars illustrate the general reorganization of Holocene climate from a dominant solar forcing toward an oceanic forcing (Debret et al., 2009). HTM: Holocene Thermal Maximum. MHT: Mid-Holocene Transition.

6. CONCLUSION

The sedimentary sequence of core PAV12 documents the environmental and limnological evolution of Lake Pavin since its formation ca. 7000 years ago. Four main lithological units evidenced the evolution from a young mineral crater lake to an organic-rich ecosystem where the sedimentation processes are mainly dominated by autochthonous production. However, both organic and mineral signals highlight a major environmental change between the upper and the lower organic unit. This change is likely driven by subaquatic slide(s) described within the erosive event separated those two units.

The lower and upper units also evidence periods with high inputs of terrigenous material, dated at 5900-5700, 4650, 4100-3800, 3500-3300, 2800-2500, 1800-1600 and 450-200 cal. BP. These inputs appears to be controlled by long-term climatic forcing, especially the negative phases of the North Atlantic Oscillation, which appears to be the predominant climatic factor for runoff processes during the late Holocene, coupled to short-term fluctuations in total solar irradiance.

7. ACKNOWLEDGMENTS

This work has been possible thanks to the financial support of CNRS-INSU in the framework of DICENTIM project. Leo Chassiot benefitted of a PhD grant from the Région Centre. Authors would like to thank BRGM for multibeam bathymetric data, EDYTEM laboratory for piston coring operations.

8. REFERENCES

Aeschbach-Hertig, W., Hofer, M., Kipfer, R., Imboden, D.M., Wieler, R., 1999. Accumulation of mantle gases in a permanently stratified volcanic Lake (Lac Pavin, France). Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 3357-3372.

Aeschbach-Hertig, W., Hofer, M., Schmid, M., Kipfer, R., Imboden, D.M., 2002. The physical structure and dynamics of a deep, meromictic crater lake (Lac Pavin, France). Hydrobiologia 487, 111-136.

Albéric, P., Jézéquel, D., Bergonzini, L., Chapron, E., Viollier, E., Massault, M., Michard, G., 2013. Carbon Cycling and Organic Radiocarbon Reservoir Effect in a Meromictic Crater Lake (lac Pavin, Puy-De-Dôme, France). Radiocarbon 55, 1029-1042.

Alexander, M.A., Halimeda Kilbourne, K., Nye, J.A., 2014. Climate variability during warm and cold phases of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) 1871-2008. Journal of Marine Systems 133, 14-26. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.07.017

Ariztegui, D., Chondrogianni, C., Lami, A., Guilizzoni, P., Lafargue, E., 2001. Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). Journal of Paleolimnology 26, 283-292. doi:10.1023/A:1017585808433

Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulenard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. Quaternary Science Reviews 51, 81-92. doi:10.1016/j.quascirev.2012.07.025

Assayag, N., Jézéquel, D., Ader, M., Viollier, E., Michard, G., Prévot, F., Agrinier, P., 2008. Hydrological budget, carbon sources and biogeochemical processes in Lac Pavin (France): Constraints from δ18O of water and δ13C of dissolved inorganic carbon. Applied Geochemistry 23, 2800-2816. doi:10.1016/j.apgeochem.2008.04.015

Augustinus, P., Cochran, U., Kattel, G., D'Costa, D., Shane, P., 2012. Late Quaternary paleolimnology of Onepoto maar, Auckland, New Zealand: Implications for the drivers of regional paleoclimate. Quaternary International 253, 18-31. doi:10.1016/j.quaint.2011.02.028

Bastin, B., Gewxelt, M., Juvigne, E., 1991. A propos de l'age et de l'origine des tephras tardiglaciaires T4 et T5 de Godivelle-Nord (Massif Central, France). Annales de la Société Géologiquede Belgique 113, 165-178.

Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.D.B., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. Oil & Gas Science and Technology 56, 111-134.

Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quaternary Science Reviews 10, 297-317. doi:10.1016/0277-3791(91)90033-Q

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5, 512-518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002

Bonhomme, C., Poulin, M., Vinçon-Leite, B., Saad, M., Groleau, A., Jézéquel, D., Tassin, B., 2011. Maintaining meromixis in Lake Pavin (Auvergne, France): The key role of a sublacustrine spring. Comptes Rendus Geoscience 343, 749-759. doi:10.1016/j.crte.2011.09.006

Boulègue, J., Olive, P., 2004. Étude biogéochimique d'un lac méromictique : le lac Pavin, France / Biogeochemical study of a meromictic lake: Pavin lake, France. Géomorphologie : relief, processus, environnement 10, 305-316. doi:10.3406/morfo.2004.1226

Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M., Negendank, J.F., 1999. High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. Quaternary Science Reviews 18, 321-329.

Champion, M., 1858-1864. Les inondations en France du VIe siècle à nos jours. 4 tomes. Paris: Dunod Eds.

Chapron, E., Faïn, X., Magand, O., Charlet, L., Debret, M., Mélières, M.A., 2007. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 252, 586-600. doi:10.1016/j.palaeo.2007.05.015

Chapron, E., Albéric, P., Jézéquel, D., Versteeg, W., Bourdier, J.-L., Sitbon, J., 2010. Multidisciplinary characterisation of sedimentary processes in a recent maar lake (Lake Pavin, French Massif Central) and implication for natural hazards. Natural Hazards and Earth System Science 10, 1815-1827. doi:10.5194/nhess-10-1815-2010

Chapron, E., Ledoux, G., Simonneau, A., Albéric, P., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Boivin, P., Desmet, M., 2012. New Evidence of Holocene Mass Wasting Events in Recent Volcanic Lakes from the French Massif Central (Lakes Pavin, Montcineyre and Chauvet) and Implications for Natural Hazards, in: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 255-264.

Chassiot, L., Chapron, E., Di Giovanni, C., Albéric, P., Lajeunesse, P., Lehours, A.-C., Meybeck, M., accepted. Extreme events in the sedimentary record of maar Lake Pavin: implication for natural hazards assessment in the French Massif Central. Quaternary Science Reviews. ***§ 3.1.2.***

Chassiot, L., Chapron, E., Di Giovanni, C., Tachikawa, K., Garcia, M., Bard, E. Submitted. Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to earthquakes. Sedimentary Geology ***§ 3.1.1.***

Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.-R., Chapron, E., Bout-Roumazeilles, V., 2009. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. Quaternary Science Reviews 28, 2675-2688. doi:10.1016/j.quascirev.2009.06.005

Di Giovanni, C., Disnar, J.-R., Bichet, V., Campy, M., Guillet, B., 1998. Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a postglacial detrital organic supply (Chaillexon Lake, France) (English). Earth surface processes and landforms 23, 1057-1069.

Di Giovanni, C., Disnar, J.-R., Bichet, V., Campy, M., 2000. Saisonnalité et effets de seuils de la sédimentation organique détritique en milieu lacustre; hétérochromie de l'enregistrement organique et des fluctuations climatiques (bassin de Chaillexon, Doubs, France). Bulletin de la Société Géologique de France 171, 533-544.

Disnar, J.-R., Guillet, B., Kéravis, D., Di-Giovanni, C., Sebag, D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. Organic Geochemistry 34, 327-343.

Gay, I., Macaire, J.-J., 1999. Estimation des taux d'érosion chimique tardiglaciaires et holocènes par la méthode des bilans d'altération. Application au bassin du lac Chambon (Massif central, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences -

Series IIA - Earth and Planetary Science 328, 387-392. doi:10.1016/S1251-8050(99)80104-9

Gewelt, M., Juvigné, E., 1988. Téphrochronologie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Cantal, le Cézallier et les Monts Dore (Massif Central, France) : résultats nouveaux et synthèse. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 25, 25-34. doi:10.3406/quate.1988.1860

Gratuze, B., Blet-Lemarquand, M., Barrandon, J.-N., 2001. Mass spectrometry with laser sampling: a new tool to characterize archaeological materials. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry 247, 645-656.

Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Elie, M., Faure, P., Laggoun Defarge, F., Lévèque, J., Michels, R., Olivier, J.E., 2011. Occurrence of fossil organic matter in modern environments: Optical, geochemical and isotopic evidence. Applied Geochemistry 26, 1302-1314. doi:10.1016/j.apgeochem.2011.05.004

Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Laggoun-Défarge, F., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Baillif, P., Perdereau, L., Simonneau, A., 2010. Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments. International Journal of Coal Geology 84, 49-62. doi:10.1016/j.coal.2010.08.006

Guenet, P., Reille, M., 1988. Analyse pollinique du lac-tourbière de Chambedaze (Massif-Central, France) et datation de l'explosion des plus jeunes volcans d'Auvergne. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 25, 175-194. doi:10.3406/quate.1988.1880

Holzhauser, H., Magny, M.J., Zumbühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. The Holocene 15, 789-801. doi:10.1191/0959683605hl853ra

Hurrell, J.W., 2001. North Atlantic Oscillation (nao), in: Encyclopedia of Ocean Sciences. Elsevier, pp. 1904-1911.

Huss, M., Hock, R., Bauder, A., Funk, M., 2010. 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation. Geophysical Research Letters 37. doi:10.1029/2010GL042616

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. Quaternary Science Reviews 28, 2137-2149. doi:10.1016/j.quascirev.2009.03.009

Jia, G., Bai, Y., Yang, X., Xie, L., Wei, G., Ouyang, T., Chu, G., Liu, Z., Peng, P., 2015. Biogeochemical evidence of Holocene East Asian summer and winter monsoon variability from a tropical maar lake in southern China. Quaternary Science Reviews 111, 51-61. doi:10.1016/j.quascirev.2015.01.002

Juvigné, E., Bastin, B., Delibrias, G., Evin, J., Gewelt, M., Gilot, E., Streel, M., 1996. A comprehensive pollen- and tephra-based chronostratigraphic model for the Late Glacial and Holocene period in the French Massif Central. Quaternary International 34-36, 113-120. doi:10.1016/1040-6182(95)00075-5

Juvigné, E., Stach-czerniak, A., 1998. Étude sédimentologique et palynologique des dépots lacustres tardiglaciaires et holocènes du Gour de Tazenat (Massif Central, France) - Sedimentological and palynological investigations of late glacial and holocene lacustrine deposits of the Gour de Tazenat (Massif Central, France). Quaternaire 9, 15-23.

Kerr, R.A., 2000. A North Atlantic Climate Pacemaker For the Centuries. Science 288, 1984.

Kling, G.W., Clark, M.A., Compton, H.R., Devine, J.D., Evans, W.C., Humphrey, A.M., Koenigsberg, E.J., Lockwood, J.P., Tuttle, M.L., Wagner, G.N., 1987. The 1986 Lake Nyos Gas Disaster in Cameroon, West Africa. Science 169.

Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. Icarus 88, 266-291. doi:10.1016/0019-1035(90)90084-M

Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Bréheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reyss, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Arnaud, F., 2013. 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). The Holocene 0959683613484616.

Lavrieux, M., Jacob, J., Disnar, J.-R., Breheret, J.-G., Le Milbeau, C., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., 2013. Sedimentary cannabinol tracks the history of hemp retting. Geology 41, 751-754. doi:10.1130/G34073.1

Lehours, A.-C., Bardot, C., Thenot, A., Debroas, D., Fonty, G., 2005. Anaerobic Microbial Communities in Lake Pavin, a Unique Meromictic Lake in France. Applied and Environmental Microbiology 71, 7389-7400. doi:10.1128/AEM.71.11.7389-7400.2005

Lehours, A.-C., Evans, P., Bardot, C., Joblin, K., Gerard, F., 2007. Phylogenetic Diversity of Archaea and Bacteria in the Anoxic Zone of a Meromictic Lake (Lake Pavin, France). Applied and Environmental Microbiology 73, 2016-2019. doi:10.1128/AEM.01490-06

Le Roy, M., Nicolussi, K., Deline, P., Astrade, L., Edouard, J.-L., Miramont, C., Arnaud, F., 2015. Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. Quaternary Science Reviews 108, 1-22. doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.033

Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R., Jarvis, S., 2011. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. Journal of Asian Earth Sciences 40, 1250-1256. doi:10.1016/j.jseaes.2010.06.002

Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. Quaternary International 113, 65-79. doi:10.1016/S1040-6182(03)00080-6

Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science 326, 1256-1260. doi:10.1126/science.1177303

Marchetto, A., Ariztegui, D., Brauer, A., Lami, A., Mercuri, A.M., Sadori, L., Vigliotti, L., Wulf, S., Guilizzoni, P., 2015. Volcanic Lake Sediments as Sensitive Archives of Climate and Environmental Change, in: Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J. (Eds.), Volcanic Lakes. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 379-399.

Martin-Puertas, C., Brauer, A., Dulski, P., Brademann, B., 2012. Testing climate-proxy stationarity throughout the Holocene: an example from the varved sediments of Lake Meerfelder Maar (Germany). Quaternary Science Reviews 58, 56-65. doi:10.1016/j.quascirev.2012.10.023

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. Quaternary Research 62, 243-255. doi:10.1016/j.yqres.2004.07.001

Meybeck, M., accepted. (a) Pavin, a rich but fragmented history (AD 200 - 2011). (b) Dragons, fairies and miracles at Pavin and other European maar lakes. In: T.Nsime-Gando et al., Pavin Lake, Springer Eds.

Michard, G., Viollier, E., Jézéquel, D., Sarazin, G., 1994. Geochemical study of a crater lake: Pavin Lake, France — Identification, location and quantification of the chemical reactions in the lake. Chemical Geology 115, 103-115. doi:10.1016/0009-2541(94)90147-3

Miras, Y., Beauger, A., Lavrieux, M., Berthon, V., Serieyssol, K., Andrieu-Ponel, V., Ledger, P.M., 2015. Tracking long-term human impacts on landscape, vegetal biodiversity and water quality in the Lake Aydat catchment (Auvergne, France) using pollen, non-pollen palynomorphs and diatom assemblages. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 424, 76-90. doi:10.1016/j.palaeo.2015.02.016

Miras, Y., Laggoun-Défarge, F., Guenet, P., Richard, H., 2004. Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Sub-Boreal in the surroundings of the Narse d'Espinasse (Puy de Dôme, French Massif Central). Vegetation History and Archaeobotany 13. doi:10.1007/s00334-004-0033-z

Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. Quaternary Science Reviews 23, 2113-2126. doi:10.1016/j.quascirev.2004.08.003

Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., De Beaulieu, J.-L., Disnar, J.-R., 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. Journal of Paleolimnology 25, 229-244.

Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., Yiou, P., 2015. A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. Nature 523, 71-74. doi:10.1038/nature14518

Ortiz, J.E., Moreno, L., Torres, T., Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., García-Cortés, Á., Galán, L., Pérez-González, A., 2013. A 220 ka palaeoenvironmental reconstruction of the Fuentillejo maar lake record (Central Spain) using biomarker analysis. Organic Geochemistry 55, 85-97. doi:10.1016/j.orggeochem.2012.11.012

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., others, 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55, 1869-1887.

Schettler, G., Schwab, M.J., Stebich, M., 2007. A 700-year record of climate change based on geochemical and palynological data from varved sediments (Lac Pavin, France). Chemical Geology 240, 11-35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.01.003

Sebag, D., Copard, Y., Di-Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Verges, E., 2006a. Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. Earth-Science Reviews 79, 241-259. doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.005

Sebag, D., Disnar, J.R., Guillet, B., Di Giovanni, C., Verrecchia, E.P., Durand, A., 2006b. Monitoring organic matter dynamics in soil profiles by "Rock-Eval pyrolysis": bulk characterization and quantification of degradation. European Journal of Soil Science 57, 344-355. doi:10.1111/j.1365-2389.2005.00745.x

Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A.J., 1996. Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du bouchet (Massif Central, France). Quaternary Science Reviews 15, 203-211. doi:10.1016/0277-3791(95)00078-X

Sigurdsson, H., Devine, J.D., Tchua, F.M., Presser, F.M., Pringle, M.K.W., Evans, W.C., 1987. Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroun. Journal of Volcanology and Geothermal Research 31, 1-16. doi:10.1016/0377-0273(87)90002-3

Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). Quaternary Science Reviews 89, 27-43. doi:10.1016/j.quascirev.2014.02.008

Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannière, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Albéric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. Journal of Archaeological Science 40, 1636-1645. doi:10.1016/j.jas.2012.12.002

Stebich, M., Brüchmann, C., Kulbe, T., Negendank, J.F.W., 2005. Vegetation history, human impact and climate change during the last 700 years recorded in annually laminated sediments of Lac Pavin, France. Review of Palaeobotany and Palynology 133, 115-133. doi:10.1016/j.revpalbo.2004.09.004

Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. Geophys. Res. Lett. 36, L19704. doi:10.1029/2009GL040142

Striewski, B., Shulmeister, J., Augustinus, P.C., Soderholm, J., 2013. Late Holocene climate variability from Lake Pupuke maar, Auckland, New Zealand. Quaternary Science Reviews 77, 46-54. doi:10.1016/j.quascirev.2013.07.003

Talbot, M.R., Livingstone, D.A., 1989. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 70, 121-137. doi:10.1016/0031-0182(89)90084-9

Tanasienko, A.A., Yakutina, O.P., Chumbaev, A.S., 2011. Effect of snow amount on runoff, soil loss and suspended sediment during periods of snowmelt in southern West Siberia. Catena 87, 45-51. doi:10.1016/j.catena.2011.05.004

Thouveny, N., Creer, K.M., Blunk, I., 1990. Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years. Earth and Planetary Science Letters 97, 140–161. doi:10.1016/0012-821X(90)90105-7

Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8. doi:10.1029/2006GC001393

Truze, E., Kelts, K., 1993. Sedimentology and paleoenvironment from the maar lac du Bouchet for the last climatic sycle, 0-120,000 years (Massif Central, France), in Negendank, J.F.W. and Zolitschka, B., Paleolimnology of European Maar Lakes. Lecture Notes in Earth Sciences 49, Springer Eds.

Viollier, E., Jézéquel, D., Michard, G., Pèpe, M., Sarazin, G., Alberic, P., 1995. Geochemical study of a crater lake (Pavin Lake, France): Trace-element behaviour in the monimolimnion. Chemical Geology 125, 61-72. doi:10.1016/0009-2541(95)00059-U

Viollier, E., Michard, G., Jézéquel, D., Pèpe, M., Sarazin, G., 1997. Geochemical study of a crater lake: Lake Pavin, Puy de Dôme, France. Constraints afforded by the particulate matter distribution in the element cycling within the lake. Chemical Geology 142, 225-241. doi:10.1016/S0009-2541(97)00093-4

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O.,

Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews 27, 1791-1828. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.013

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. Quaternary Science Reviews 30, 3109-3123. doi:10.1016/j.quascirev.2011.07.010

Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. Earth and Planetary Science Letters 274, 423-438. doi:10.1016/j.epsl.2008.07.054

Wirth, S.B., Glur, L., Gilli, A., Anselmetti, F.S., 2013. Holocene flood frequency across the Central Alps - solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. Quaternary Science Reviews 80, 112-128. doi:10.1016/j.quascirev.2013.09.002

Zolitschka, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Corbella, H., Francus, P., Lücke, A., Maidana, N.I., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Wastegård, S., 2013. Environment and climate of the last 51,000 years - new insights from the Potrok Aike maar lake Sediment Archive Drilling prOject (PASADO). Quaternary Science Reviews 71, 1-12. doi:10.1016/j.quascirev.2012.11.024

3.1.4. “Impacts anthropiques et climatiques sur l’érosion des sols en contexte volcanique au cours des 700 dernières années (Mont Dore, Massif Central, France)”

Article en préparation.

L’histoire de l’érosion des sols de quatre sites (lacs Pavin, Chauvet, Montcineyre et Guéry) a pu être retracée via la quantification de la matière organique amorphe rougeâtre (MOAr) comme traceur des transferts de matière depuis les bassins versants vers les lacs, sur une période historique commune couvrant les 700 dernières années.

Les reconstitutions des taux d’érosion des sols présentent des signaux drastiquement différents d’un site à l’autre. Les différences observées sont les résultats d’effets de sites qui conditionnent la réponse du bassin versant aux forçages externes. Les résultats mettent en avant le fort impact anthropique à travers les sites de Montcineyre et Chauvet, où l’évolution synchrone des signaux pourrait traduire une mutation des espaces agro-pastoraux vers un système de transhumance estivale marqué par une baisse drastique des taux d’érosion des sols au début du XV^{ème} siècle. Antérieurement, l’implantation de l’agriculture de moyenne montagne reste sujette à caution de par l’absence de données archéologiques et historiques dans la région. A la différence des autres sites, le lac Pavin apparaît plus préservé des activités humaines, ce qui préserve un signal climatique Atlantique où la seconde moitié du Petit Âge Glaciaire se traduit par un maxima dans l’intensité de l’érosion des sols.

Ces résultats constituent la première approche de la quantification de l’impact anthropique dans la région du Mont Dore. Dans son ensemble, cette étude (1) confirme la validité de la méthode utilisée pour retracer l’évolution de l’érosion des sols ; (2) apporte des premiers éléments de réponse à propos de l’impact anthropique et climatique sur l’érosion des sols dans des contextes morphologiques distincts et (3) souligne les besoins d’études complémentaires.

Impacts anthropiques et climatiques sur l'érosion des sols en contexte volcanique au cours des 700 dernières années (Mont Dore, Massif Central, France)

Léo CHASSIOT[a], Emmanuel CHAPRON[a,b], Christian DI GIOVANNI[a], Anaëlle SIMONNEAU[a], Marta GARCIA[c], Kazuyo TACHIKAWA[c], Edouard BARD[c]

[a] Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO), UMR 7327, CNRS, Université d'Orléans, BRGM, 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans Cedex 2, France.

[b] Géographie de l'Environnement (GEODE), UMR 5602 CNRS, Université Toulouse 2 Jean Jaurès, Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex, France.

[c] Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences (CEREGE), UM 34, CNRS, Université Aix-Marseille, IRD, Collège de France, 13545 Aix-en-Provence, France

RESUME

L'étude comparée de systèmes lacustres permet de discuter la sensibilité de chacun de ces sites aux facteurs anthropiques et climatiques influençant l'érosion des surfaces continentales sur des périodes de temps longues. Dans le massif volcanique du Mont Dore (Massif Central, France), l'histoire de l'érosion des sols de quatre sites (lacs Pavin, Chauvet, Montcineyre et Guéry) a pu être retracée via la quantification de la matière organique amorphe rougeâtre (MOAr) comme traceur des transferts de matière depuis les bassins versants vers les lacs, sur une période historique commune couvrant les 700 dernières années.

Les reconstitutions des taux d'érosion des sols (TER) présentent des signaux drastiquement différents d'un site à l'autre. Les différences observées sont les résultats d'effets de sites qui conditionnent la réponse du bassin versant aux forçages externes (climat et anthropisation). Dans sa globalité, le Mont Dore est une région largement impactée par les activités humaines sur la période considérée, mais l'emprise, l'intensité et les variations à échelle locale et régionale demeurent encore très mal perçue d'un point de vue historique. Durant les 700 dernières années, les fluctuations des TER observées à travers les sédiments des lacs de Montcineyre et Chauvet tendent à souligner une mutation des espaces agro-pastoraux vers un système de transhumance marqué par une baisse drastique des taux d'érosion des sols au début du XV^{ème} siècle. Antérieurement, l'implantation de l'agriculture de moyenne montagne reste sujette à caution de par l'absence de données archéologiques et historiques dans la région. Néanmoins, l'avènement de cette période agricole marquée par des forts taux d'érosion des sols semble remonter au IX^{ème} siècle. A la différence des autres sites, le lac Pavin apparaît plus préservé des activités humaines, ce qui préserve un signal climatique Atlantique où la seconde moitié du Petit Âge Glaciaire se traduit par un maxima dans l'intensité de l'érosion des sols.

Ces résultats constituent la première approche de la quantification de l'impact anthropique dans la région. Dans son ensemble, cette étude souffre d'un manque de données archéologiques pouvant confirmer les résultats obtenus sur la période considérée. Néanmoins, ces résultats (1) confirment la validité de la méthode utilisée pour retracer l'évolution de l'érosion des sols, (2) apportent des premiers éléments de réponse à propos de l'impact anthropique et climatique sur l'érosion des sols dans des contextes morphologiques distincts et (3) posent des perspectives pour de futurs travaux de recherches sur la zone d'étude.

MOT-CLES

Massif Central ; Lacs ; Maars ; Erosion des sols ; Palynofaciès ; Agro-pastoralisme ; Petit Âge Glaciaire

1. INTRODUCTION

L'érosion des surfaces continentales est un phénomène naturel dont l'ampleur est fonction de plusieurs paramètres lithologiques et morphologiques. Si elle dépend originellement de la nature des matériaux érodés et varie sous les contrôles climatique (précipitations) et tectonique (formation des reliefs), l'expansion des activités humaines au cours des derniers millénaires a engendré de profondes modifications sur l'environnement, amenant des perturbations dans l'équilibre des écosystèmes. Ainsi, des activités telles que la déforestation, l'agriculture intensive ou l'urbanisation sont aujourd'hui prépondérantes dans les modalités du transfert sédimentaire à l'échelle planétaire (Dearing and Jones, 2003). Aussi, avec l'augmentation de la démographie mondiale conjuguée au changement climatique global, une augmentation généralisée des taux d'érosion des sols est à envisager pour les années futures du fait des modifications induites dans les régimes de précipitations dans l'Hémisphère Nord (Nearing et al., 2005). A ce titre, l'étude des transferts sédimentaires à échelle locale et régionale est un indicateur utile à la compréhension de la réponse des écosystèmes aux changements induits par les activités humaines et/ou le climat.

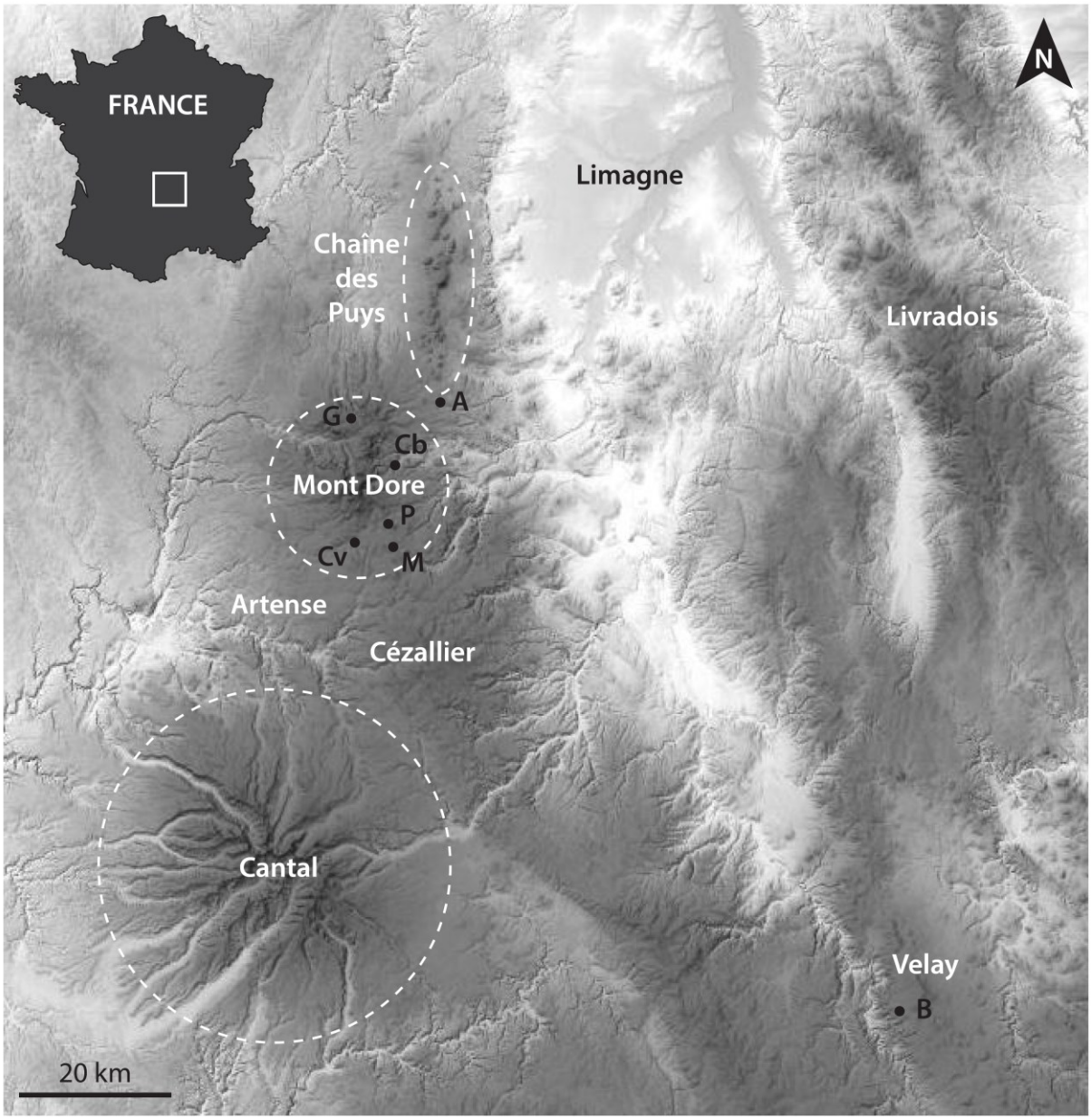
A l'échelle d'un bassin versant hydrographique, la production sédimentaire peut être estimée soit par la mesure directe des flux de matières en suspension (MES) transportées par les cours d'eau soit par le cubage de matériaux sédimentaires accumulés au cours du temps. Dans le premier cas, les estimations mesurent un taux d'érosion contemporain sur des périodes courtes (heures, jours, mois…) qui s'avère inadapté pour des études sur le long terme. La seconde méthode, dont le principe consiste à rapporter des volumes de sédiments sur la surface du bassin versant pourvoyeur en fonction de la durée nécessaire à la formation du dépôt, s'avère pertinente pour approximer des taux d'érosion sur des laps de temps plus longs et des périodes de temps plus anciennes. Appliquée à des bassins sédimentaires lacustres quaternaires, cette méthode a été utilisée avec succès pour démontrer les liens entre la production sédimentaire d'un bassin versant en relation avec les changements environnementaux sous l'action du climat ou les changements d'usages des sols induits par les activités anthropiques (Zolitschka, 1998, Bichet et al., 1999, Gay and Macaire, 1999, Anselmetti et al., 2007, Enters et al., 2008, Degeai and Pastre, 2009, Fouchet et al., 2014).

En dépit de leur importance dans la dégradation des environnements en Europe Occidentale, très peu d'études ont été menées sur les reconstitutions à long terme de l'érosion des sols dans cette région, et ce malgré l'existence de nombreuses séquences sédimentaires lacustres. C'est pourquoi nous proposons de restituer les taux d'érosion des sols au cours du temps à travers une étude régionale de 4 sites localisés dans la région du Mont-Dore en Auvergne, où la diversité morphologique des lacs offre une opportunité de comparer la production sédimentaire de bassins versants aux morphologies très distinctes dans un contexte climatique similaire. Par une approche intégrée couplant l'étude des sols des bassins versants et des bassins sédimentaires lacustres, nous proposons une méthode

permettant de quantifier l'érosion au cours des temps, en nous focalisant sur la période historique recouvrant les 700 dernières années. La géométrie des remplissages sédimentaires a pu être évaluée à l'aide d'une cartographie acoustique par sismique réflexion. Le prélèvement de sédiment par carottage a autorisé une description fine des sédiments appuyée par des analyses multi-paramètres et des datations radiocarbones. Une étude des sources de matériel a également été entreprise via une caractérisation morphologique des bassins où des sols ont été prélevés afin d'étudier le cortège organique composant la couverture pédologique soumise à l'érosion, l'objectif final étant de restituer les taux d'érosion des sols au cours du temps.

2. CONTEXTE REGIONAL

La région volcanique du Mont-Dore constitue l'une des quatre provinces volcaniques située à l'ouest de la plaine de la Limagne (Figure 3.1.4a). Le paysage volcanique s'est progressivement façonnée durant la fin de l'ère tertiaire et le quaternaire par une succession d'évènements éruptifs ayant développé une série d'édifices volcaniques dont des maars parfois occupés par des lacs (Chauvet, Pavin, Servières). Daté aux alentours de 7000 ans cal. BP (Bourdier, 1980, Juvigné et al., 1996, Chapron et al., 2010), le lac Pavin constitue la dernière éruption volcanique connue en France métropolitaine (Bourdier, 1980). Durant le retrait glaciaire, ce paysage volcanique fut recouvert par les glaces qui ont laissé leurs empreintes via des vallées en U aux reliefs escarpés d'où s'écoulent les principaux cours d'eau et des surcreusements glaciaires favorables au développement de lacs (Guéry) et de tourbières (Chambedaze). Aujourd'hui, le climat de la région est tempéré et dominé par les vents en provenance de l'Atlantique. Située à une altitude comprise entre 1 000 et 1 800 mètres, cette région est marquée par un fort contraste saisonnier, avec des hivers froids et rudes et des étés frais où l'effet de foehn engendre des orages fréquents.



A : Aydat - B : Bouchet - Cb : Chambon - Cv : Chauvet - G : Guéry - M : Montcineyre - P : Pavin

Max : 1886 + - Min : 250

Altitude (m. NGF)

Figure 3.1.4a. Localisation du massif volcanique du Mont Dore par rapport aux autres grands ensembles volcaniques d'Auvergne et positionnement des différents lacs discutés dans le texte.

Si l'emprise humaine sur la région est attestée par des vestiges d'âge néolithique (Perpère, 1979, Daugas and Raynal, 1989) et se poursuit de manière quasi continue jusqu'à aujourd'hui, l'ouverture des espaces de moyennes montagnes est renforcé durant l'ère féodale par les seigneurs et les ecclésiastiques qui louaient leurs terres aux villageois pour le pâturage des bovins. Ainsi, la vie rurale était principalement organisée autour des activités agro-pastorales, aujourd'hui mises en évidence par la présence de nombreuses structures archéologiques en forme de peigne. Elles correspondent à des traces d'anciens burons semi-enterrés servant aux estives saisonnières appelés tras (Fournier, 1962, Fel, 1984, Surmely et al., 2009). Leur recensement à travers la région montre une répartition homogène autour du massif du Sancy, à une altitude comprise entre 1100 et 1400 m d'altitude (Figure 3.1.4b). Toutefois, à l'heure actuelle, de nombreuses questions demeurent quant à leurs fonctions précises et leur représentativité en termes de pression anthropique. En effet, l'altération de ces constructions par les conditions météorologiques demandait un renouvellement régulier au fil des ans. Aussi, le décompte actuel des tras observés par photos aériennes ne peut refléter l'intensité des activités pastorales (Figure 3.1.4c). De plus, le cadre chronologique de leur établissement et de leur utilisation à l'échelle locale demeure encore très flou, bien qu'à l'échelle régionale leur utilisation semble attestée du XI^{ème} au XIX^{ème} siècle (Fournier, 1962). Dès lors, l'exode rural entraîne une baisse significative de la pression anthropique dans la région, accompagnée d'un reboisement des prairies via la plantation de conifères entraînant une fermeture progressive des espaces ruraux.

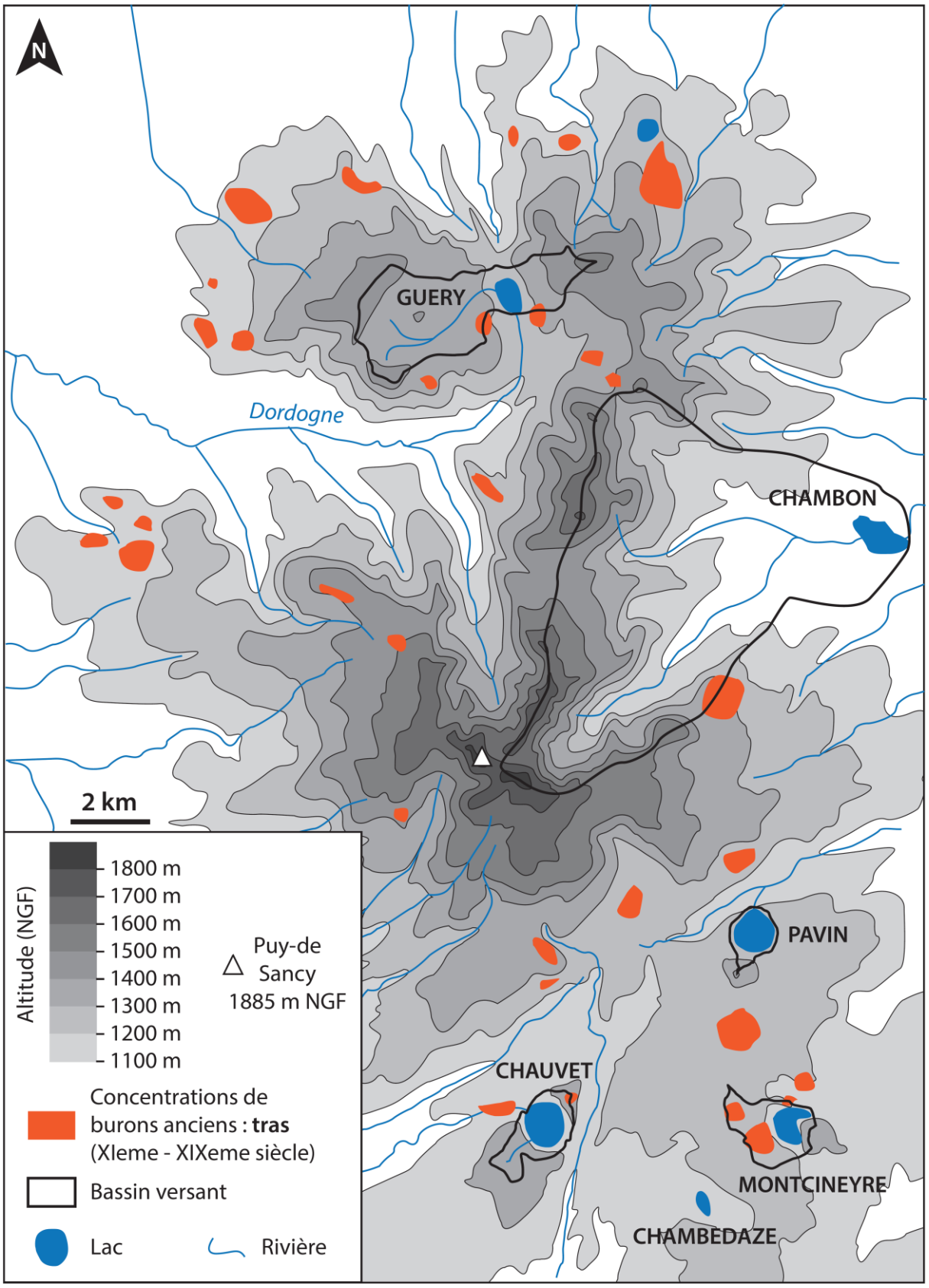
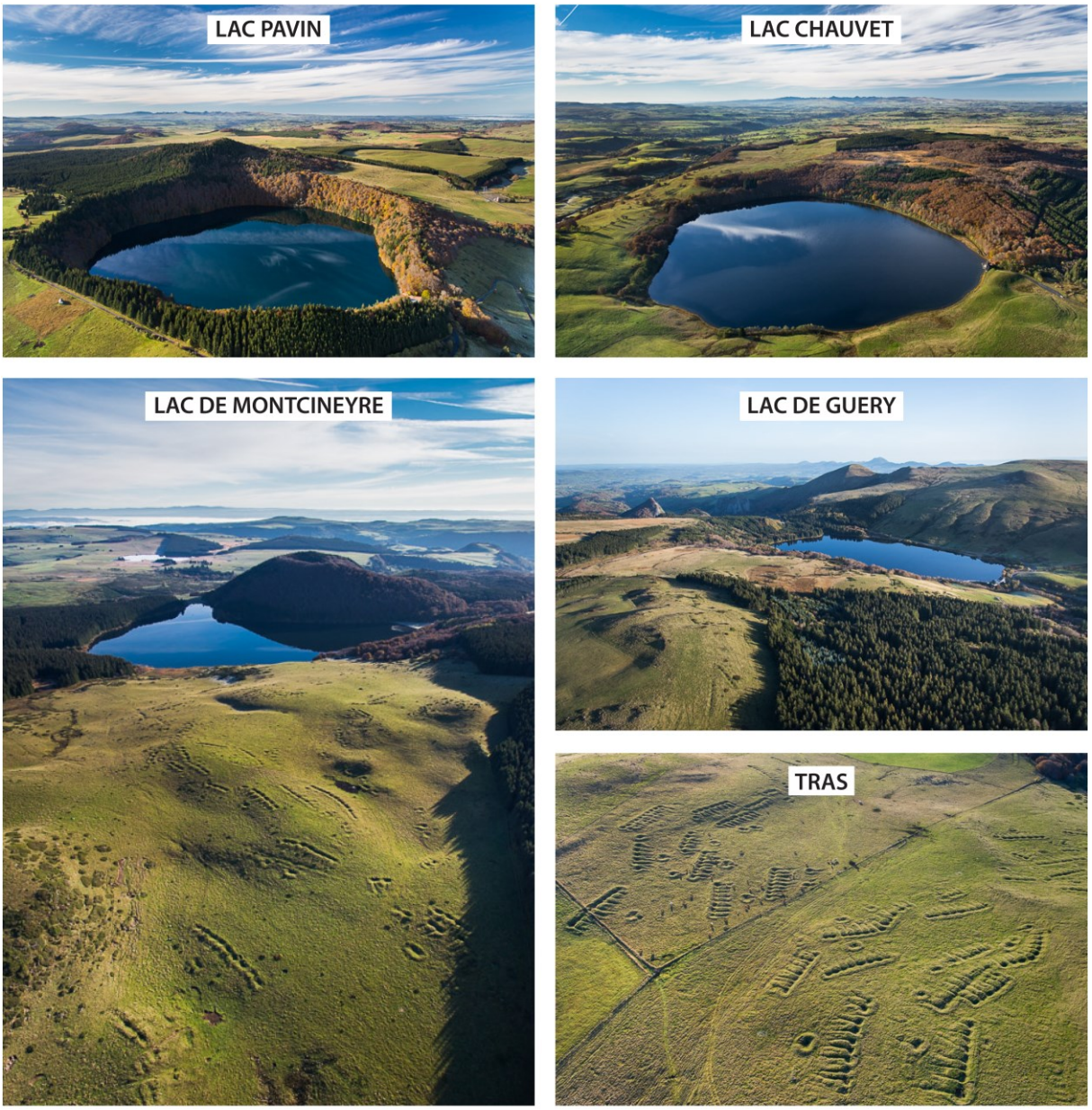


Figure 3.1.4b. Localisation des sites d'études (lac et bassin versant) et cartographie des anciens burons (tras) ayant servi pour les activités pastorales saisonnières à travers le massif du Mont Dore, d'après le service archéologique du Conseil Régional d'Auvergne.



Photos : Francis Cormon

Figure 3.1.4c. Photographies aériennes des sites d'études et des structures en peignes, vestiges archéologiques d'estives saisonnières (tras).

3. MATERIELS ET METHODES

Les systèmes lacustres ont fait l'objet d'une une cartographie acoustique par sismique réflexion via un système Knudsen™ équipé d'un modulateur de fréquence à haute résolution (4, 12 et 200 kHz), permettant d'obtenir une série d'images du remplissage sédimentaire (Chapron et al., 2012). L'interpolation des données par traitement géomatique permet ensuite la réalisation de cartes bathymétriques, à l'exception du lac Pavin où une campagne de bathymétrie par un système multifaisceaux a été réalisée (Chapron et al., 2010). Plusieurs carottes sédimentaires ont été prélevées à l'aide d'un carottier gravitaire (Chauvet, Montcineyre et Guéry) ou d'un carottier à piston monté sur une plateforme UWITEC (Pavin). En parallèle, les bassins versants, sources de matériels exportés vers les bassins lacustres ont également fait l'objet d'une caractérisation morphologique et paysagère en utilisant les outils de géomatique (SIG). Une description et des prélèvements d'horizons pédologiques ont été effectués sous différentes couvertures végétales.

Après ouverture des carottes et description, les sédiments ont fait l'objet d'analyses multi-paramètres, incluant des mesures par un scanner élémentaire sur un banc de mesure automatisé, permettant d'acquérir le signal minéral par fluorescence X (Martin-Puertas et al., 2012, Löwemark et al., 2011). Deux appareils furent utilisés afin de quantifier les éléments majeurs dans la gamme Al-Fe : un scanner de type Avaatech™ pour les carottes issues des lacs Pavin, Chauvet et Montcineyre (voltage de 10 kV, intensité de 0.75 mA pour une durée d'acquisition de 20 secondes et un pas de mesure de 0.5 cm) et l'appareil ITRAX™ pour les carottes issues du lac de Guéry (voltage de 30 kV, intensité de 45 mA pour une durée d'acquisition de 15 secondes et un pas de mesure de 0.1 cm). Cette méthode permet une estimation semi-quantitative des éléments majeurs dont les ratios peuvent illustrer la productivité lacustre (Si/Al), les apports détritiques (Ti ou Ti/Al) ou encore souligner les conditions redox du milieu (Löwemark et al., 2011). L'ITRAX permet également d'imager les faciès sédimentaires par une radiographie aux rayons X, avec les conditions d'utilisation suivantes : voltage de 40 kV, intensité de 45 mA pour un temps d'acquisition de 600 ms avec un pas de mesure de 200 µm. Le contenu organique des sols et des sédiments a été étudié par pyrolyse Rock-Eval (Behar et al., 2001, Disnar et al., 2003). Par un chauffage progressif, cette méthode permet d'estimer la quantité de matière organique (Carbone Organique Total (COT), en %) et sa composition via l'obtention de l'Indice d'Hydrogène (IH), exprimé en $mg.HC.gCOT^{-1}$) et de la température de craquage Tmax, en degré Celsius (Behar et al., 2001). Ces analyses ont été couplées à une quantification des composés organiques microfossiles à l'aide d'un microscope optique (Di Giovanni et al., 1998, 2000, Graz et al., 2010). L'étude morphologique de ces composés organiques (palynofaciès) constitue un outil précieux dans la compréhension des stocks et des modalités de transferts de la matière organique à travers les différents réservoirs géologiques, anciens ou modernes (Sebag et al., 2006). Appliquée à la sédimentologie lacustre, ces études permettent de faire la distinction entre matière autochtone produite par la colonne d'eau (MOAg) et des composés d'origine pédologique, principalement la matière organique amorphe rougeâtre (MOAr) et les débris ligno-

cellulosiques (DLC), apportés vers le bassin sédimentaire suite à l'érosion des sols et le ruissellement (Noël et al., 2001, Simonneau et al., 2013, 2014). Plusieurs catégories de particules peuvent ainsi être mises en évidence en fonction de leur couleur, leur forme et leur texture. Le cadre chronologique a été posé à l'aide de datations radiocarbones effectuées par un accélérateur de spectrométrie de masse (AMS, Tableau 3.1.4a). Les résultats ont ensuite été compilés dans le logiciel CLAM (Blaauw, 2010) afin de réaliser des modèles d'âges pour chaque carottage, basés sur la courbe de calibration IntCal13 (Reimer et al., 2013).

Lac	**Carotte**	**Profondeur**	**Référence**	**Matériel**	**Âge radiocarbone (BP)**
Pavin	PAV09-B1	96.5 cm	Poz-33126	Feuilles	150 ± 30
	PAV12	137 cm	Lyon-10961	Feuilles	220 ± 30
Chauvet	CHA13-7B	16.5 cm	Beta-409402	Gyttja	680 ± 30
		30 cm	Beta-409403	Gyttja	790 ± 30
		51.5 cm	Beta-409404	Gyttja	1170 ± 30
		83 cm	Beta-362775	Feuilles	2360 ± 30
Montcineyre	MO10-H	16.5 cm	UCIAMS-92405	Feuilles	485 ± 15
		86.5 cm	UCIAMS-92408	Feuilles	735 ± 15
Guéry	G11-B	52 cm	Beta-320655	Feuilles	110 ± 30
		81 cm	Beta-320656	Bois	390 ± 30

Table 3.1.4a. Echantillons de matériel organique utilisés pour les datations au radiocarbone.

Les archives sédimentaires présentes au fond des bassins lacustres constituent des supports idéaux permettant d'estimer les taux d'érosion des sols sur le long terme. La multiplication de l'épaisseur de l'échantillon par la surface de sédimentation estimée à l'aide des outils de cartographie acoustique permet d'obtenir un volume, pouvant être converti en une masse en utilisant la densité sèche de l'échantillon (Figure 3.1.4d). Une fois la cubature réalisée, la seconde étape consiste à évaluer la fraction pédologique contenue dans la masse de sédiment. A ce titre, l'utilisation du palynofaciès permet de résoudre ce problème, via l'identification et la quantification de la matière organique d'origine pédologique provenant de l'érosion des sols (MOAr), exprimée en mg.g sed^{-1} (Graz et al., 2010, Simonneau et al., 2014). Aussi, la masse de sédiment totale peut être convertie en une masse de MOAr en la multipliant par la concentration de l'échantillon en MOAr. Cette masse de MOAr peut ensuite être convertie en un équivalent massique de sol érodé si l'on connaît la concentration en MOAr au sein des horizons pédologiques soumis à l'érosion par ruissellement. Cette quantité est ensuite répartie sur la surface soumise à l'érosion, en l'occurrence le bassin versant, dont la superficie est déterminée à l'aide des outils SIG. La dernière étape utilise le modèle âge-profondeur, qui fixe la durée nécessaire au dépôt de l'échantillon. Au final, en divisant l'érosion des sols par la superficie du bassin versant et par le taux d'accumulation ($an.cm^{-1}$), il devient possible de restituer un taux d'érosion des sols qui s'exprimera en $t.km^{-2}.an^{-1}$. Les valeurs obtenues représentent ainsi une production globale à l'échelle de l'ensemble du bassin versant bien qu'en réalité, la production sédimentaire peut s'avérer très hétérogène à l'échelle d'un bassin versant car dépendante de nombreux paramètres liés au couvert végétal, à la nature des pentes ou au réseau hydrographique. A la différence des méthodes qui consistent à effectuer une cubature d'unités sédimentaires rapportées à leurs durées de dépôt souvent longues, cette méthode permet d'évaluer des variations dans les taux d'érosion des sols au sein d'une même unité sédimentaire, la résolution temporelle étant fonction du taux de sédimentation déterminé par les modèles d'âge.

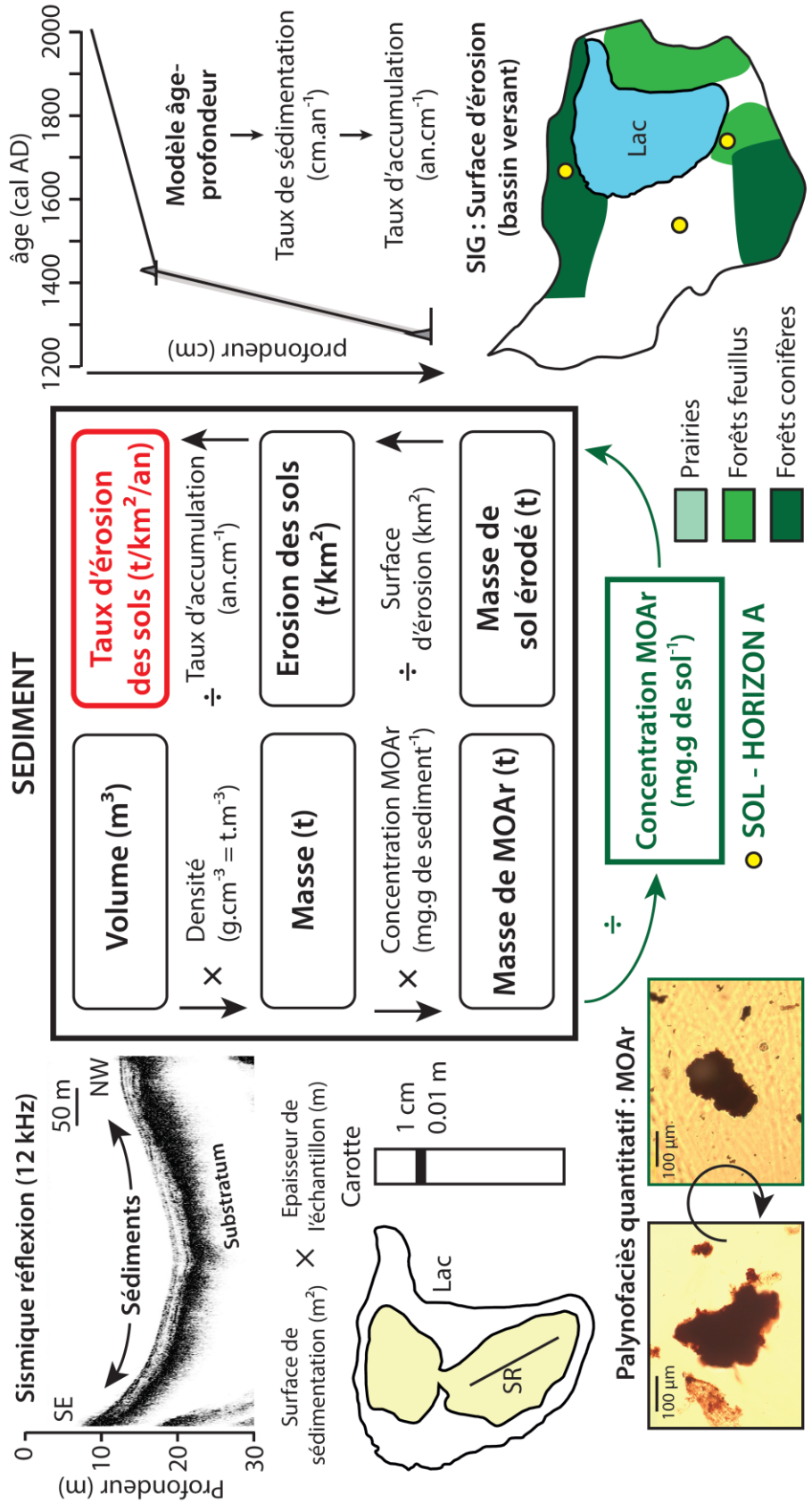


Figure 3.1.4d. Méthodologie appliquée au calcul de l'érosion des sols ici détaillée à travers l'exemple du lac de Montcineyre, modifiée d'après Simonneau, 2012.

4. RESULTATS

4.1. Sédiments lacustres

4.1.1. Lac Pavin

Situé au cœur d'un cratère d'explosion phréato-magmatique, le lac Pavin (0,44 km²) possède un petit bassin versant (0,36 km²) aujourd'hui entièrement couvert par une hêtraie naturelle et localement quelques conifères suite à des reboisements artificiels au cours du siècle dernier (Figure 3.1.4c et Figure 3.1.4e). La forme en bol de ce bassin lui confère des pentes très fortes (>50%) où aucune rivière ne s'écoule, hormis quelques ruisseaux temporaires en provenance des multiples sources éparpillées à l'intérieur du cratère (Figure 3.1.4e).

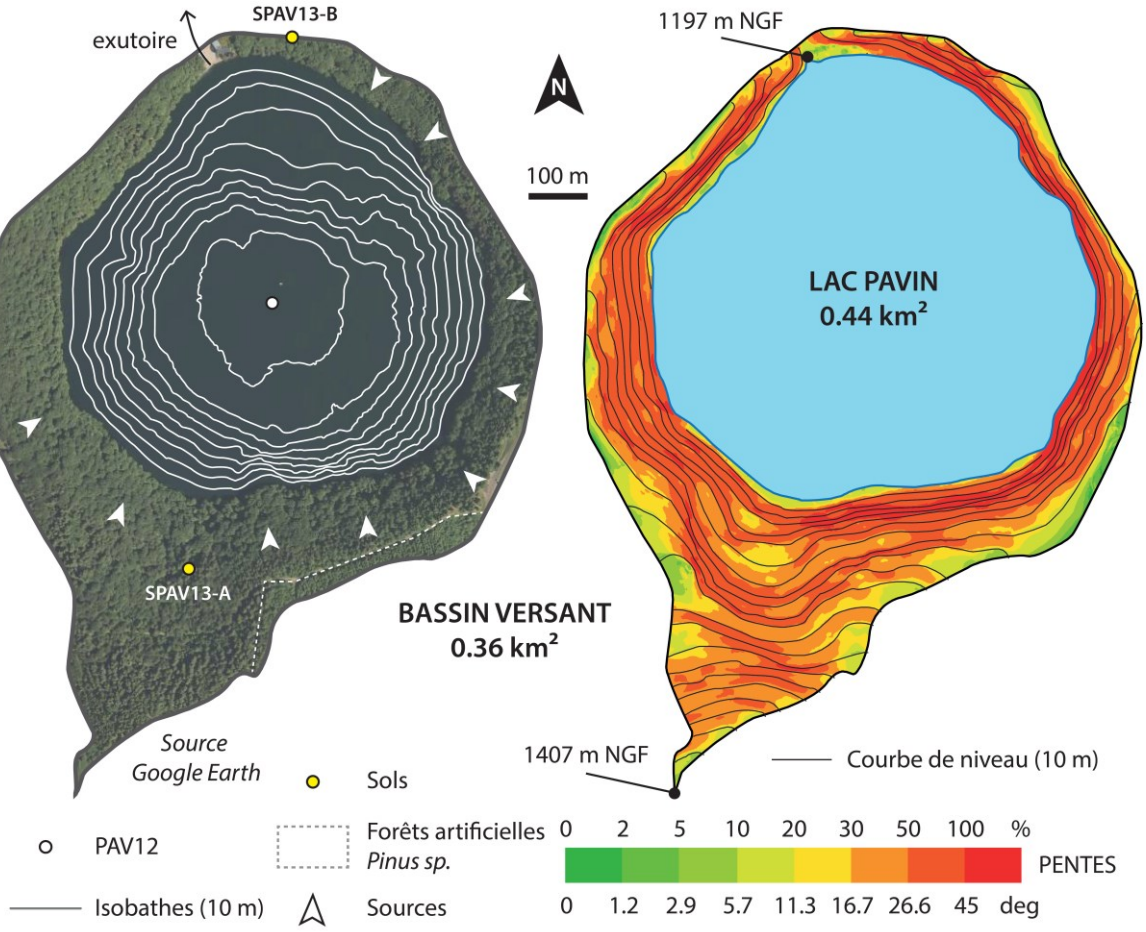


Figure 3.1.4e. Extrait d'image satellite montrant l'occupation des sols au sein du bassin versant du lac Pavin (altitude 1197 m NGF) et la localisation des échantillons de sols. La carte bathymétrique du lac est également figurée par des isobathes de 10 m indiqués en blanc. Le prélèvement de la carotte PAV12 a été effectué au centre du lac par 92 m de fond. A droite, la carte des pentes indique des versants très abrupts (> 50%).

Au cœur du lac, le bassin profond atteint 92 m de profondeur. La production de diatomées au sein de la colonne d'eau forme des dépôts laminés avec une rythmicité annuelle (diatomite, Stebich et al., 2005), mais la présence de gaz empêche la pénétration du signal acoustique et de ce fait limite l'imagerie du remplissage sédimentaire (Figure 3.1.4f). Toutefois, l'étude de la carotte PAV12 montre la présence de diatomite sur les deux mètres supérieurs de la carotte (Figure 3.1.4g). Similairement, les études antérieures portant sur d'autres carottes prélevées dans ce bassin semblent indiquer une sédimentation à diatomées d'épaisseur homogène (environ 2 m) sur l'ensemble du bassin profond (Schettler et al., 2007). Les précédents travaux basés sur ce bassin ont mis en évidence la présence d'un glissement érosif de taille et de nature hétérogène à l'échelle du bassin, daté aux alentours de l'an 1300 (Chassiot et al., soumis[6], § 3.1.1). Aussi, n'ayant aucune imagerie acoustique permettant de restituer la géométrie du remplissage, à savoir l'étendue du glissement et la géométrie des dépôts antérieurs à ce glissement, il paraît délicat de pouvoir estimer avec précision les volumes de sédiments déposés avant AD 1300. Aussi, les reconstitutions d'érosion des sols seront limitées à l'unité supérieure identifiée au sein de PAV12 (2 m), couvrant ainsi les 700 dernières années. La lecture des profils sismiques montre une accumulation de sédiment sur le plateau nord et au sein du bassin profond (Figure 3.1.4f). La cubature des sédiments peut donc être estimée en délimitant ces deux zones géographiques où l'on considèrera un dépôt homogène représenté, dont l'ensemble forme une surface de 118 000 m². L'étude multi-paramètres de la carotte PAV12 montre une fraction organique avec un COT variant de 4 à 9% (Figure 3.1.4g). A l'échelle microscopique, on note la prédominance de MOAg avec de faibles quantités de marqueurs terrigènes provenant des horizons supérieurs des sols, en particulier la MOAr et dans une moindre mesure les DLC. Ces observations sont en accord avec les pics détritiques indiqués par le titane (Figure 3.1.4g). Pour l'unité supérieure, la chronologie du remplissage sédimentaire montre une évolution croissante du taux de sédimentation, passant de 2 à presque 6 $mm.an^{-1}$ (Chassiot et al., en préparation[7], Figure 3.1.3c et Figure 3.1.4g).

[6] Cette référence renvoie à l'article soumis à *Sedimentary Geology* et présenté dans le chapitre 3.1.1 de ce manuscrit.

[7] Cette référence renvoie à l'article en préparation présenté dans le chapitre 3.1.3 de ce manuscrit.

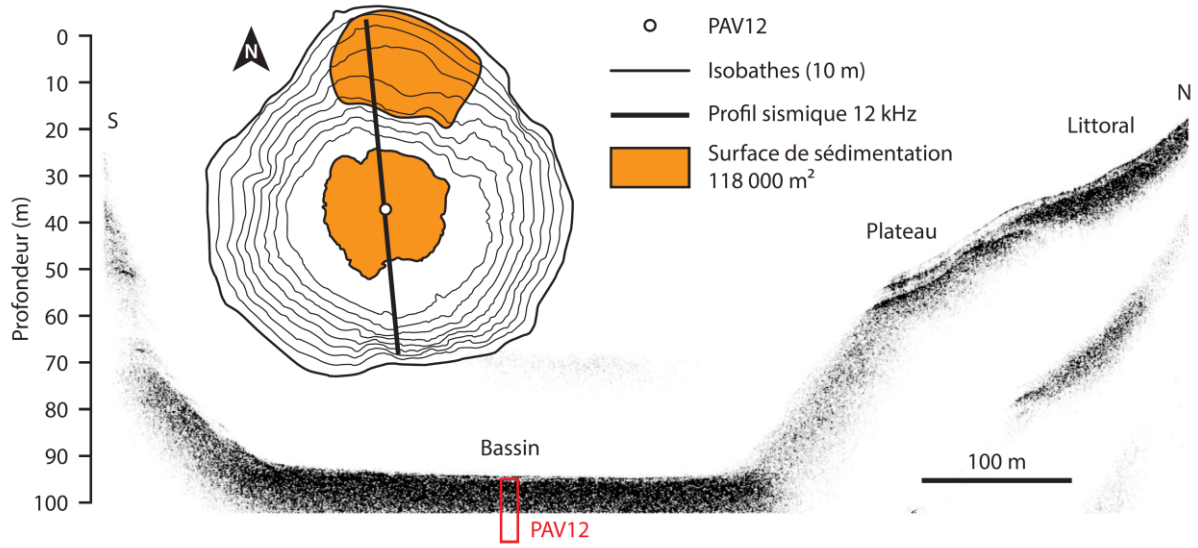


Figure 3.1.4f. Image de sismique réflexion (12 kHz) du remplissage sédimentaire à travers un transect nord-sud. Trois environnements sédimentaires peuvent être définis : littoral, plateau et bassin où le sédiment riche en gaz empêche d'imager les faciès sédimentaires décrits dans la carotte PAV12.

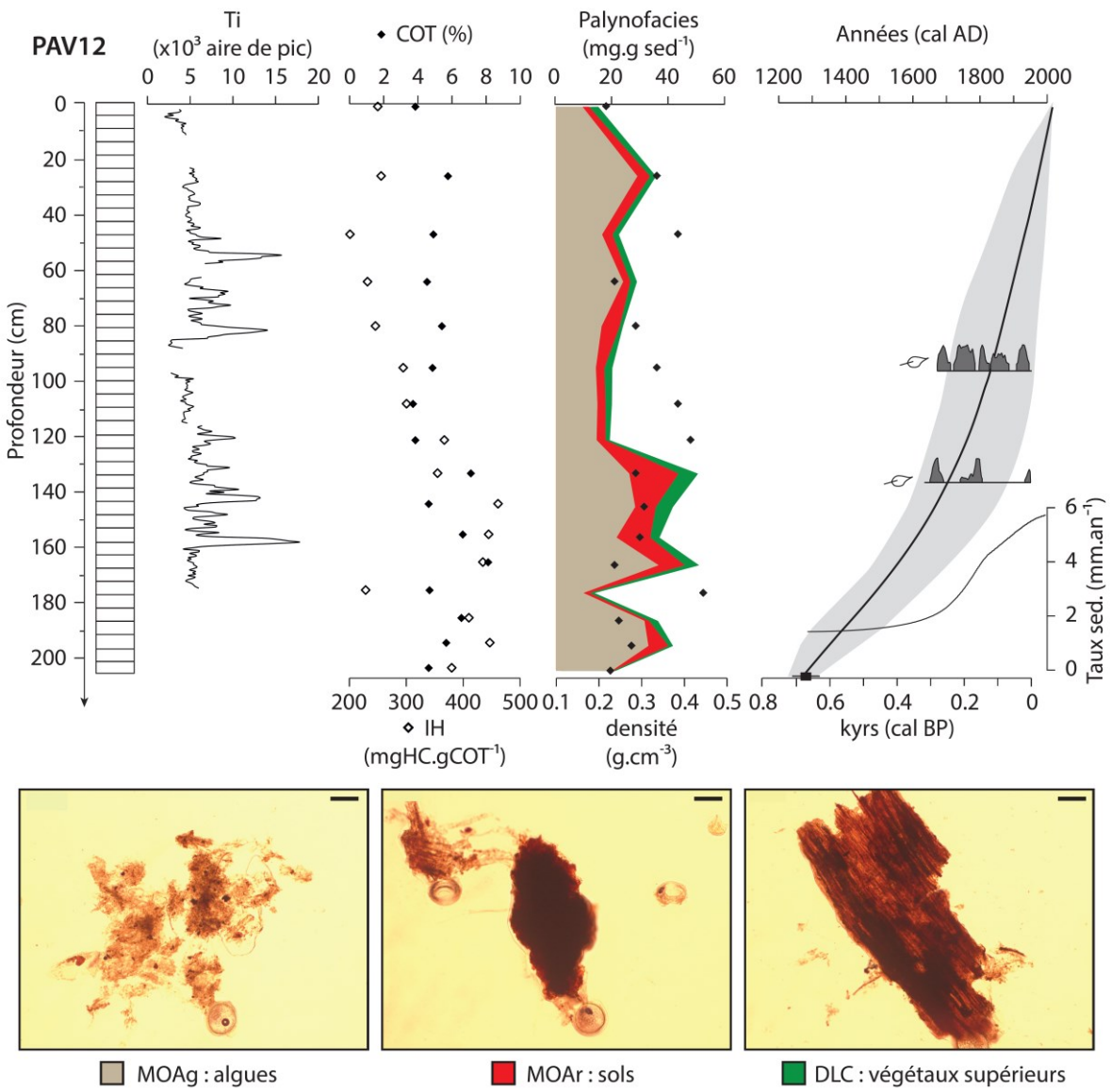


Figure 3.1.4g. Analyses multi-paramètres et modèle âge-profondeur pour le sommet de la carotte PAV12, couvrant les 700 dernières années. Photographies des microparticules organiques observées en lumière transmise au microscope optique (grossissement x20). La barre noire représente une échelle de 50 µm.

4.1.2. Lac Chauvet

Probablement né durant la dernière ère glaciaire suite à une explosion phréato-magmatique sous une ancienne calotte de glace (Juvigné, 1992), le lac Chauvet est un lac de forme circulaire (0,52 km²) possédant un petit bassin versant (1,30 km²) dont la moitié sud-ouest est drainée par un ruisseau descendant les pentes (20%) d'un ancien édifice volcanique en provenance d'une zone tourbeuse (Figure 3.1.4c et Figure 3.1.4h). Cette partie du bassin versant est aujourd'hui occupée par une hêtraie à l'inverse de la moitié nord-est constituée de prairies. L'exutoire du lac, anciennement localisé dans la partie sud du lac est aujourd'hui situé sur le côté nord-ouest suite à l'érosion des rivages induite par les avancées et les retraits glaciaires en provenance du Puy-de-Sancy (Juvigné, 1992, Figure 3.1.4b).

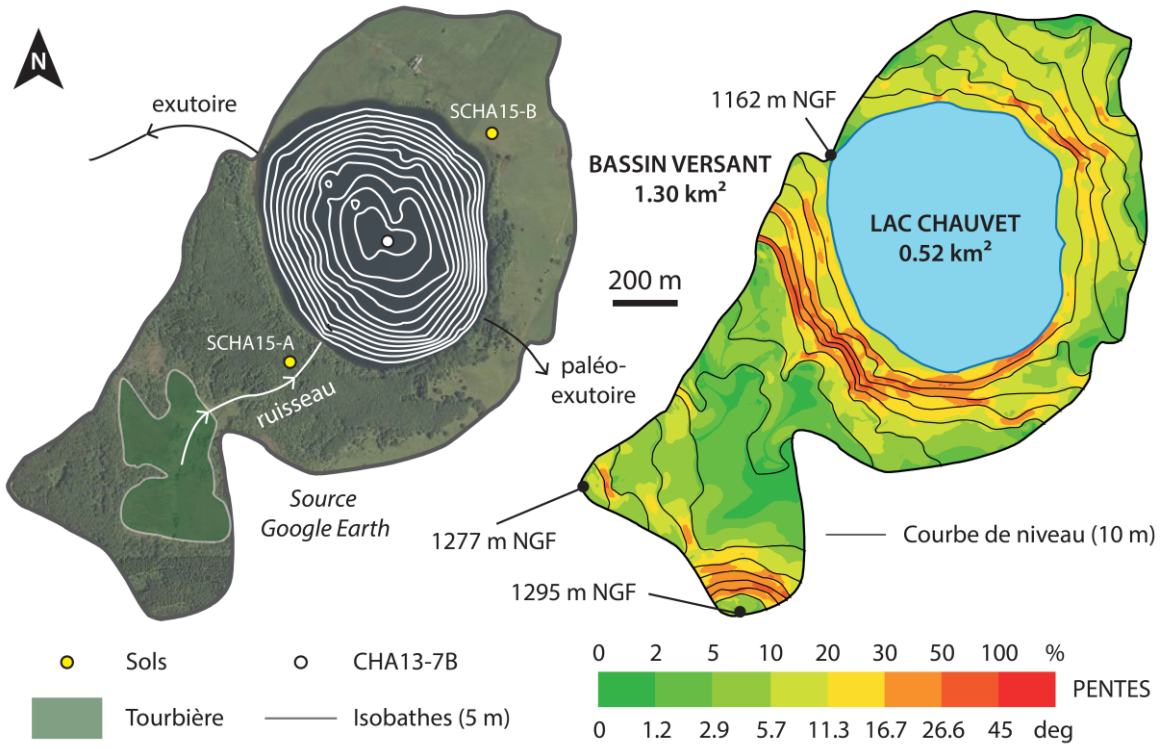


Figure 3.1.4h. Extrait d'image satellite montrant l'occupation des sols au sein du bassin versant du lac Chauvet (altitude 1176 m NGF) et la localisation des échantillons de sols. La carte bathymétrique du lac est également figurée par des isobathes de 5 m indiqués en blanc. Le prélèvement de la carotte CHA13-7B a été effectué au centre du lac par 63 m de fond. A droite, la carte des pentes indique des versants aux pentes moyennes (10-20%) avec un replat sur le versant sud-ouest où se développe une tourbière.

Les profils sismiques réalisés en travers du lac montrent un faible remplissage sédimentaire, n'excédant pas 6 m d'épaisseur dans certaines dépressions bathymétriques (Figure 3.1.4i). La forme générale du bassin montre une forme incurvée, caractéristique des lacs de cratère, où la présence de cordons morainiques confirme l'hypothèse d'un lac autrefois recouvert de glaces (Figure 3.1.4i, Chapron et al., 2012). Les images sismiques du fond du bassin montrent des faciès acoustiques stratifiés avec la présence de plusieurs réflecteurs de forte amplitude subhorizontaux. La carotte CHA13-7B, prélevée au centre du bassin, s'illustre par une succession de plusieurs unités sédimentaires de faibles épaisseurs, avec la présence d'une turbidite synchrone du glissement du lac Pavin (Figure 3.1.4j). Etant donné sa position en pied de pente, elle apparaît comme étant la signature distale d'un remaniement gravitaire identifié à travers les images sismiques sur le flanc sud-ouest (Figure 3.1.4i, Chassiot et al., soumis). En dehors de cette turbidite, trois unités sédimentaires sont visibles à travers la carotte CHA13-7B. En bas de carotte, l'unité U3 se distingue par un ratio Fe/Al élevé, déconnecté du signal d'origine détritique porté par le ratio Ti/Al. Cette singularité peut souligner un état redox différent (anoxie de la colonne d'eau) lors du dépôt de cette unité sédimentaire. Le contenu organique présente des valeurs de COT supérieures à 10% avec un IH inférieur à 300 mgHC.g COT^{-1} (Figure 3.1.4j). Ces tendances sont confirmées par les observations en palynofaciès, indiquant une prédominance de matière organique d'origine terrigène (MOAr). L'apport de matière organique allochtone traduit ici un mode de sédimentation dominé par des apports terrigènes via le ruissellement, qui génère des courants en fonction de la densité des eaux entrantes vis-à-vis des eaux lacustres. Les dépôts associés semblent se concentrer au cœur du bassin sédimentaire, visibles en sismiques à travers un faciès avec des réflecteurs horizontaux de forte amplitude (Figure 3.1.4i). Aussi, le cubage des sédiments associés à cette unité U3 s'effectue en intégrant la surface correspondante au fond du bassin (105 000 km² ; isobathe 50 m). La transition vers l'unité U2 est marquée par une diminution des valeurs de COT, une augmentation de l'indice détritique minéral Ti/Al, de la densité sèche, mais aussi des valeurs d'IH, une tendance qui s'accroît d'autant plus lors du passage vers l'unité U1. Dominées par les apports d'algues (MOAg), ces unités se forment essentiellement par décantation, d'où le choix de considérer une plus grande surface de sédimentation (455 000 km² ; isobathe 5 m), sur la base des observations à travers les images acoustiques, montrant la présence de sédiment sur la quasi-totalité du bassin. Basée sur 4 âges radiocarbones, la chronologie du remplissage montre un très faible taux de sédimentation sur les 3000 ans couverts par ce carottage, à l'exception de l'unité U2 (AD 900-1400) où les taux de sédimentation atteignent une vitesse supérieure à 1,5 $mm.an^{-1}$ (Figure 3.1.4j).

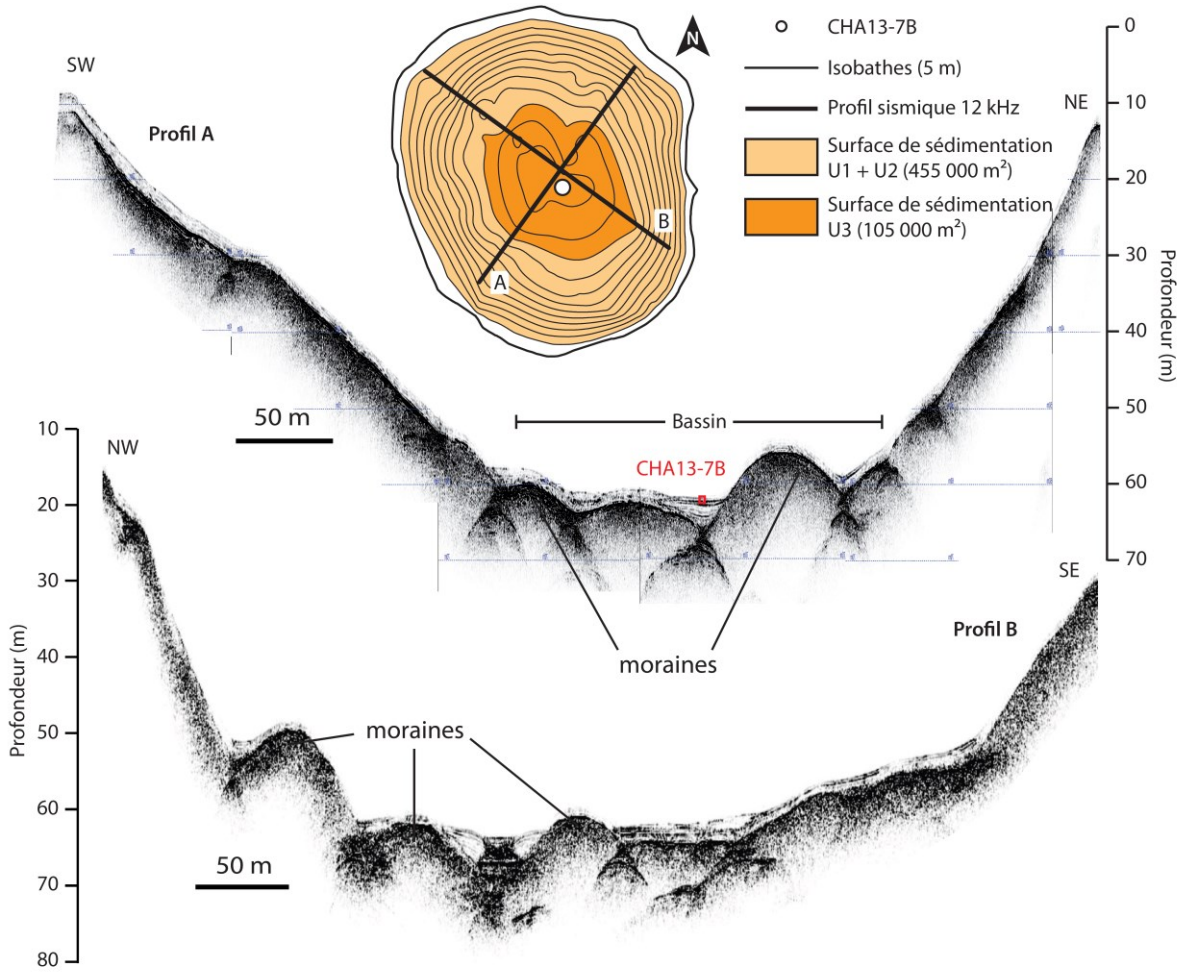


Figure 3.1.4i. Images de sismique réflexion (12 kHz) du remplissage sédimentaire à travers deux profils au sein du lac Chauvet mettant en évidence les cordons morainiques séparant les sous-bassins sédimentaires où se développent des faciès acoustiques stratifiés, modifiée d'après Chapron et al., 2012.

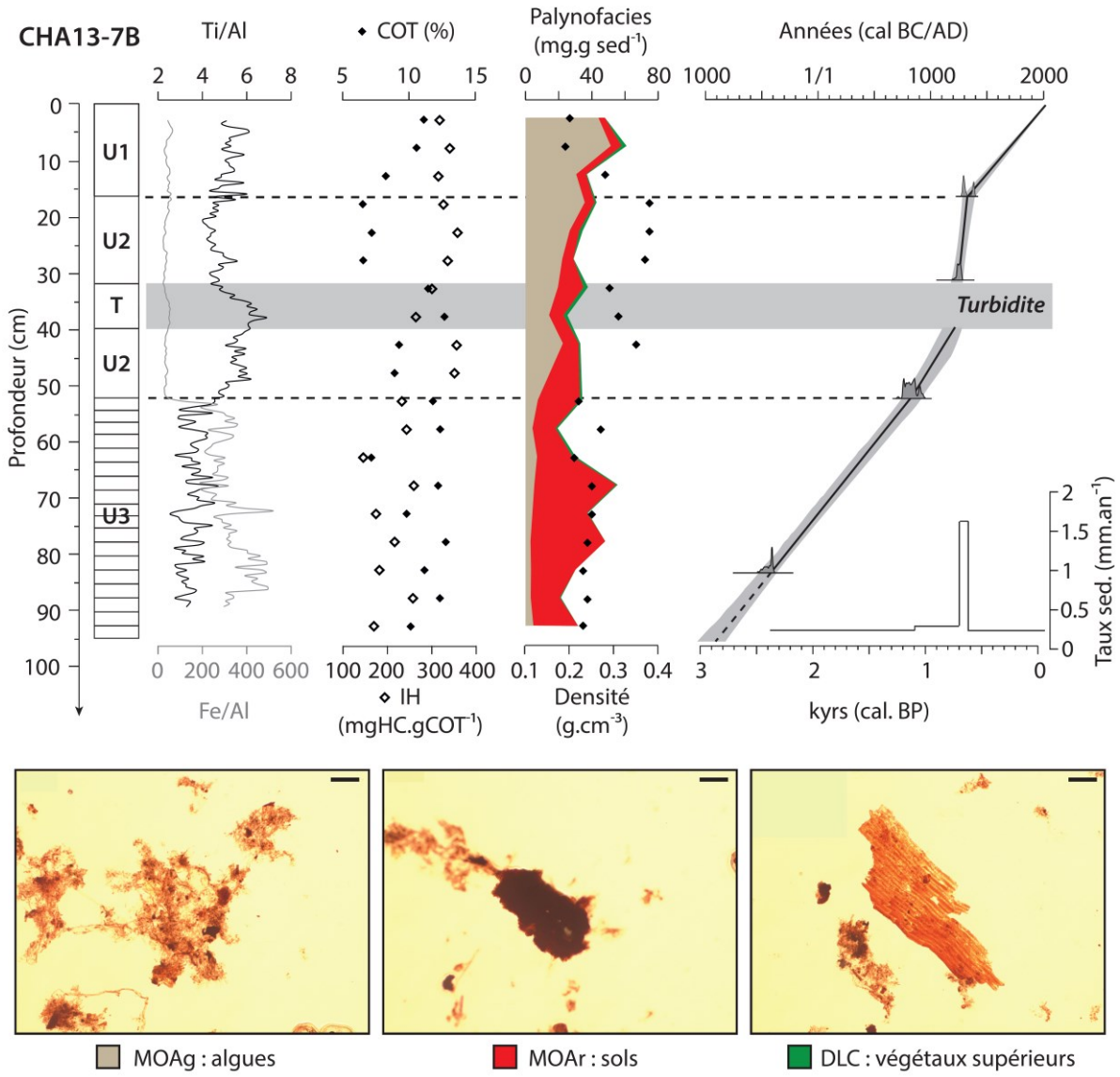


Figure 3.1.4j. Analyses multi-paramètres et modèle âge-profondeur pour la carotte CHA13-7B, couvrant les 3000 dernières années. Photographies des microparticules organiques observées en lumière transmise au microscope optique (grossissement x20). La barre noire représente une échelle de 50 µm.

4.1.3. Lac de Montcineyre

Survenue quelques centaines d'années avant le complexe Montchal-Pavin, l'éruption du volcan de Montcineyre a barré une vallée volcanique où s'écoulait un petit cours d'eau (Figure 3.1.4c). Le lac ainsi formé (0,39 km²) prend une forme de croissant avec deux sous bassins d'une profondeur maximale proche de 20 m (Figure 3.1.4k). Son bassin versant (1,50 km²) est dissymétrique, avec un versant est drainant les flancs abrupts du volcan (50%), à l'inverse du versant ouest qui draine une pente plus faible (5-20%) aujourd'hui recouverte à part égale entre prairies, hêtraies et sapinières, ces dernières ayant été mises en place à la fin des années 1960. Par ailleurs, il faut noter l'abondance des tras sur cette partie du bassin versant (Figure 3.1.4c).

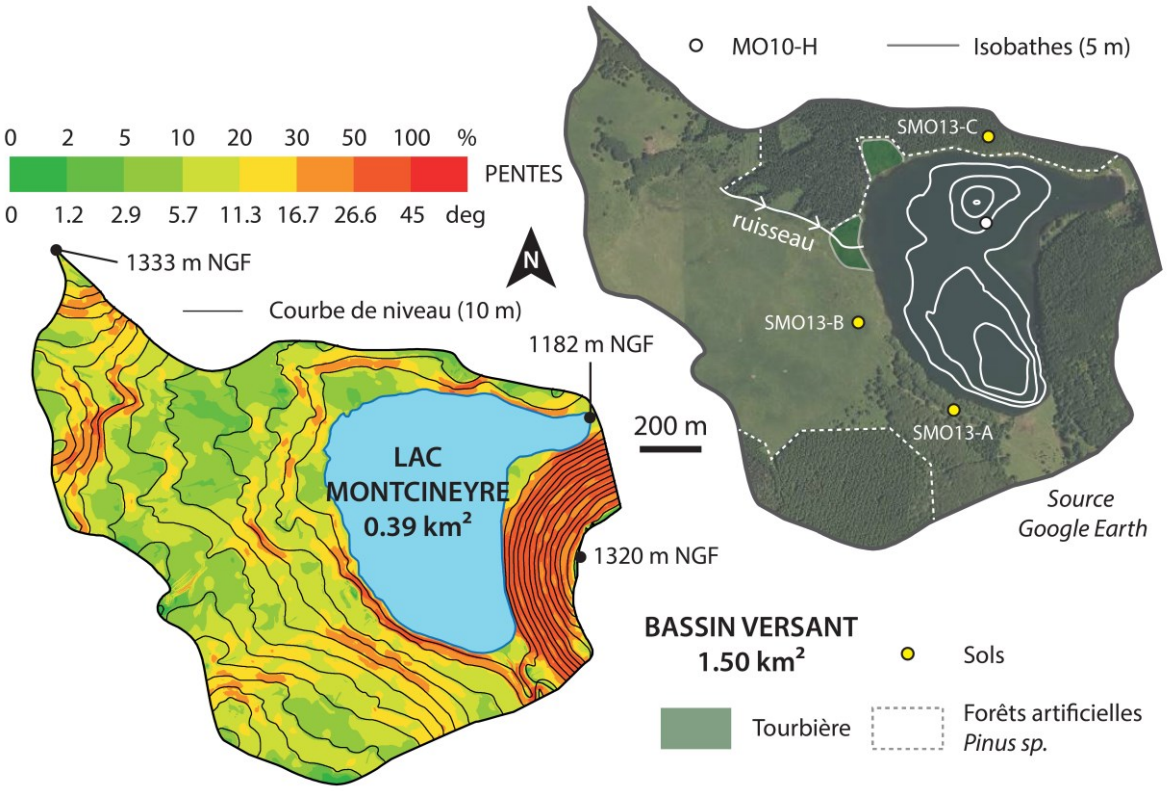


Figure 3.1.4k. Extrait d'image satellite montrant l'occupation des sols au sein du bassin versant du lac de Montcineyre (altitude 1182 m NGF) et la localisation des échantillons de sols. La carte bathymétrique du lac est également figurée par des isobathes de 5 m indiqués en blanc. Le prélèvement de la carotte MO10-H a été effectué au centre du lac par 63 m de fond. La carte des pentes indique un bassin versant dissymétrique, drainant des pentes fortes sur les flancs du volcan Montcineyre à l'est (50%) et une vallée à pentes modérées à l'ouest (10-30%).

Les images sismiques réalisées dans le lac de Montcineyre montrent un remplissage sédimentaire de faible épaisseur, d'environ 4 m dans les zones les plus profondes (Figure 3.1.4l, Chapron et al., 2012). Le sédiment localement riche en gaz, présente un faciès acoustique stratifié avec la présence d'un réflecteur de forte amplitude (réflecteur R1) sous l'interface eau-sédiment, dont la signature est visible à travers la carotte MO10-H (Figure 3.1.4m). Aussi, le mode de sédimentation présenté dans cette carotte sédimentaire se limite à une étendue géographique de 190 000 m² délimitée à partir de l'observation de ce réflecteur sur les images sismiques (Figure 3.1.4l). Prélevée au sein du bassin nord, la carotte MO10-H présente trois unités sédimentaires (Figure 3.1.4m). A la base, l'unité U3 enrichie en MOAg se signe par des valeurs élevées de COT dominé par une matière organique d'origine autochtone, comme le souligne l'IH dépassant les 400 mgHC.g COT^{-1} et les valeurs élevées du ratio Si/Al. L'unité U2 montre une transition vers une dominance de matière organique d'origine terrigène, accompagnée par une chute des valeurs d'IH à 300 mgHC.g COT^{-1}. Enfin, l'unité sommitale U1 présente des valeurs de COT autour de 10% et un léger regain en matière organique autochtone, autour de 10 mg.g sed^{-1}. La chronologie du dépôt indique un remplissage rapide à la base, avec des vitesses de sédimentation supérieures à 4 mm.an^{-1}, avant de retrouver des valeurs beaucoup plus faibles lors du dépôt de l'unité U1, de l'ordre de 0,5 mm.an^{-1} (Figure 3.1.4m).

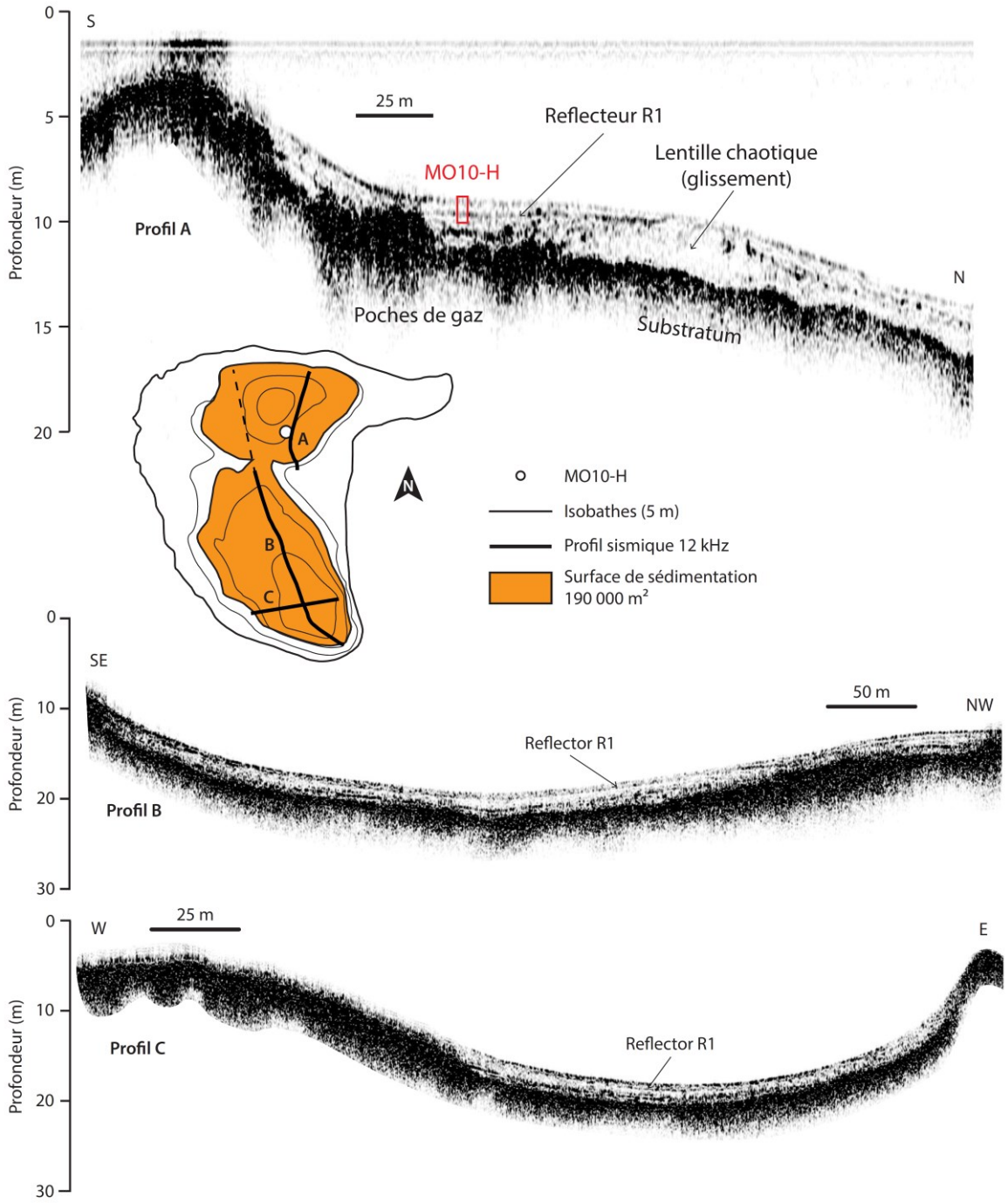


Figure 3.1.4l. Images de sismique réflexion (12 kHz) du remplissage sédimentaire à travers trois transects au sein du lac de Montcineyre mettant en évidence un faible remplissage sédimentaire montrant des faciès stratifiés, dont le réflecteur de forte amplitude R1.

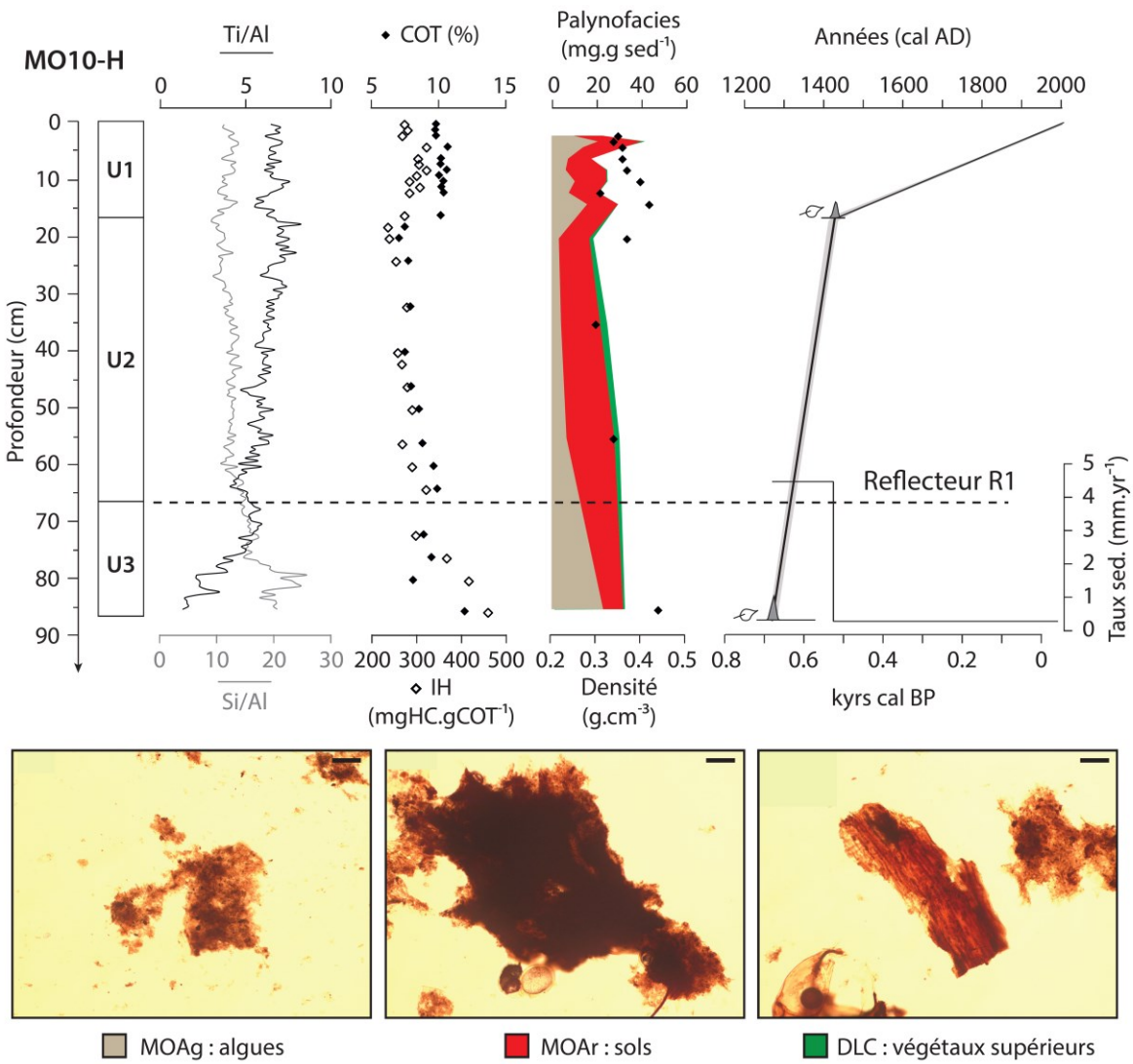


Figure 3.1.4m. Analyses multi-paramètres et modèle âge-profondeur pour la carotte MO10-H, couvrant les 700 dernières années. Le trait pointillé marque la profondeur du réflecteur R1 observé sur les profils sismiques (Fig.12). Photographies des microparticules organiques observées en lumière transmise au microscope optique (grossissement x20). La barre noire représente une échelle de 50 µm.

4.1.4. Lac de Guéry

Situé à 1244 m d'altitude, le lac de Guéry (0,25 km²) est encaissé dans une dépression topographique (Figure 3.1.4c et Figure 3.1.4n). A l'ouest, il draine par une rivière un plateau basaltique à faible pente (2-5%) composé majoritairement de prairies et de zones tourbeuses tandis qu'à l'est, les pentes du Puy Aiguillier sont érodées par une série de ravines, l'ensemble formant une surface atteignant 6,45 km². En 1895, la mise en service d'un barrage hydroélectrique a conduit à une élévation du niveau d'eau de 5 m. Aussi, l'ancien lac naturel avait une superficie réduite à seulement 0,16 km² (Figure 3.1.4n) pour un bassin versant atteignant 6,54 km². Comme sur le site de Montcineyre, des vestiges archéologiques de constructions en forme de peigne ont été recensés dans les hauts plateaux, là encore sans datations ni idée sur la fonction précise ou la représentativité en terme de densité de population (Figure 3.1.4c).

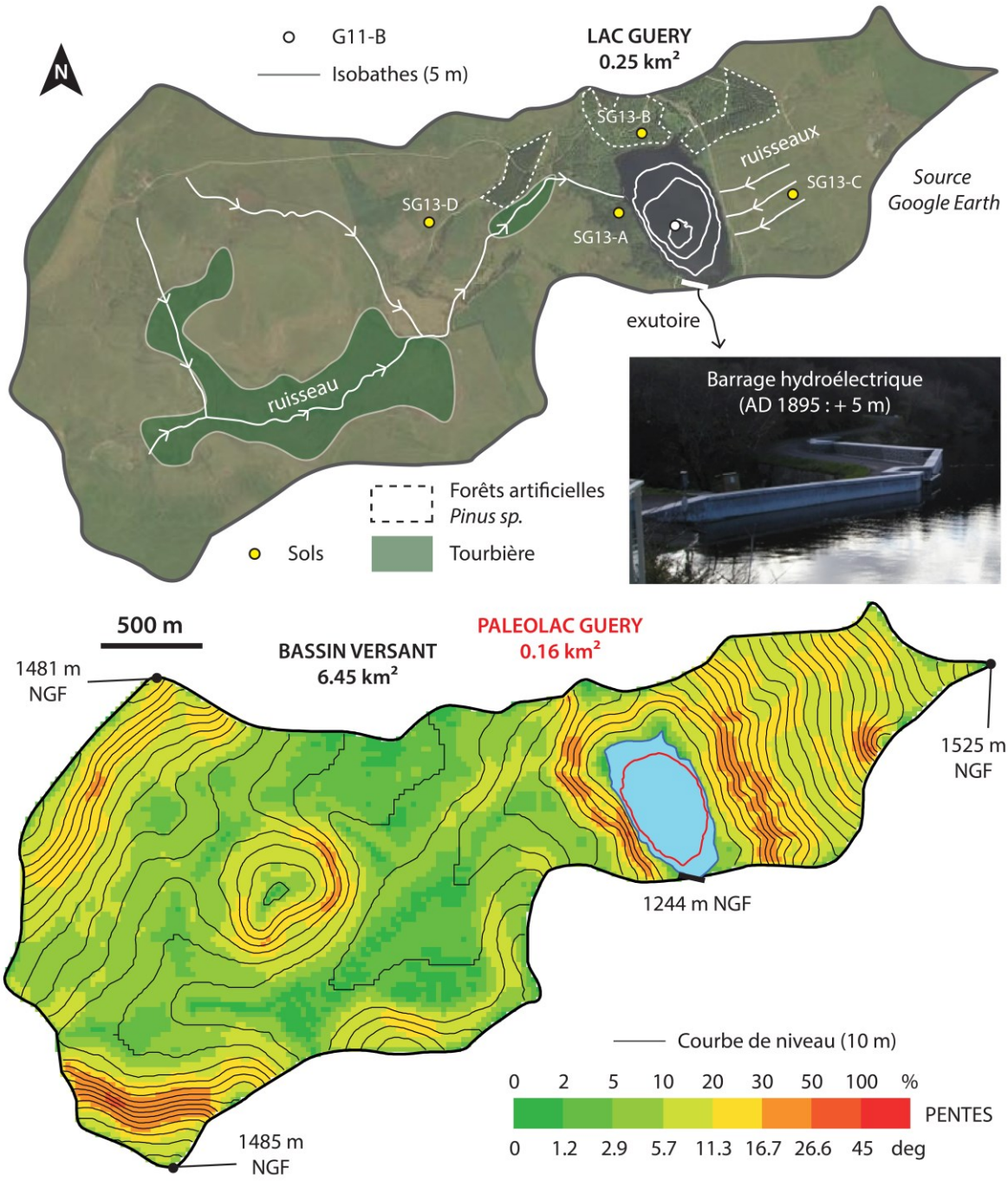


Figure 3.1.4n. Extrait de photo satellite montrant l'occupation des sols au sein du bassin versant du lac de Guéry (altitude 1244 m NGF) et la localisation des échantillons de sols. La carte bathymétrique du lac est également figurée par des isobathes de 5 m indiqués en blanc. Le prélèvement de la carotte G11-B a été effectué au centre du lac par 14 m de fond. La carte des pentes indique un bassin versant dissymétrique, drainant des pentes modérées sur les flancs du puy de l'Aiguiller à l'est (10-30%) et un plateau à l'ouest (0-10%).

Le prélèvement de la carotte sédimentaire G11-B laisse entrevoir un sédiment homogène brun sombre et riche en gaz, d'où l'absence de pénétration acoustique par sismique réflexion (Figure 3.1.4o). Les radiographies aux rayons X permettent d'observer trois faciès principaux, incluant (1) un faciès sommital U1 homogène de faible épaisseur (1.5 cm), (2) un faciès laminé (U3 et U5) entrecoupé par (3) des faciès à lentilles avec des traces de fluidisation indiquant des sédiments remaniés (U2, U4 et U6, Fig.3.1.4p, Chassiot et al., soumis).

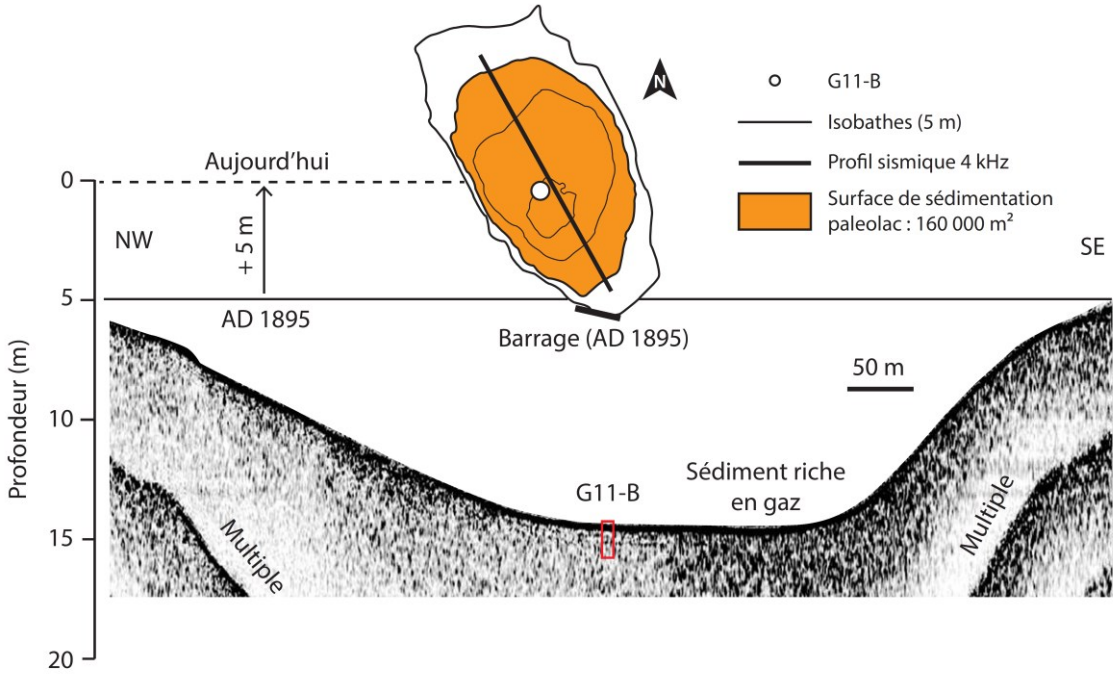


Figure 3.1.4o. Image de sismique réflexion (4 kHz) du remplissage sédimentaire à travers un transect dans l'axe longitudinal du lac de Guéry mettant en évidence un sédiment riche en gaz. A défaut de pouvoir imager la géométrie des remplissages sédimentaires, la surface de sédimentation correspondant au mode de dépôt décrit dans la carotte G11-B a été estimée à partir de la bathymétrie antérieure à la mise en place du barrage ayant rehaussé le niveau d'eau de 5 m, soit 160 000 m².

L'analyse multi-paramètres de la carotte G11-B montre un sédiment riche en matière organique, avec des valeurs de COT atteignant 10%, un IH relativement faible aux alentours de 300-350 mg.g COT^{-1} (Figure 3.1.4p). Ces observations sont confirmées par la prédominance de matière organique amorphe rougeâtre (MOAr) à l'échelle microscopique. La chronologie du remplissage, basée sur l'occurrence d'un glissement (U2) suite de la mise en place du barrage en 1895 et sur deux datations radiocarbones permet de reconstituer environ 700 ans d'histoire, avec un taux de sédimentation passant de 1 $mm.an^{-1}$ à 2 $mm.an^{-1}$ au début du $XIX^{ème}$ siècle. Ce modèle d'âge est validé par la correspondance entre un sédiment à faciès chaotique (U4), daté AD 1866, et le séisme historique de la ville de Mont-Dore qui eut lieu en 1863 à moins de 10 km du lac. L'extrapolation de ce modèle d'âge en profondeur indique un autre remaniement gravitaire (U6), daté autour AD 1300, d'origine tectonique car synchrone de glissements observés dans l'ensemble des lacs étudiés (Chassiot et al., soumis). Les observations réalisées sur la carotte G11-C, prélevée à proximité dans l'axe de la rivière, montre une unité sommitale (U1) bien plus épaisse (8 cm), soulignant la forte hétérogénéité spatiale de ce mode de dépôt (Chassiot et al., soumis). Aussi, la reconstitution de l'érosion des sols sera focalisée sur la période antérieure à l'installation du barrage. L'absence d'images acoustiques est préjudiciable pour l'estimation de la surface de sédimentation. A défaut, la surface du lac naturel (0,16 km^2 soit 160 000 m^2, Figure 3.1.4o) sera utilisée pour estimer l'érosion des sols sur la période AD1300 - AD1895.

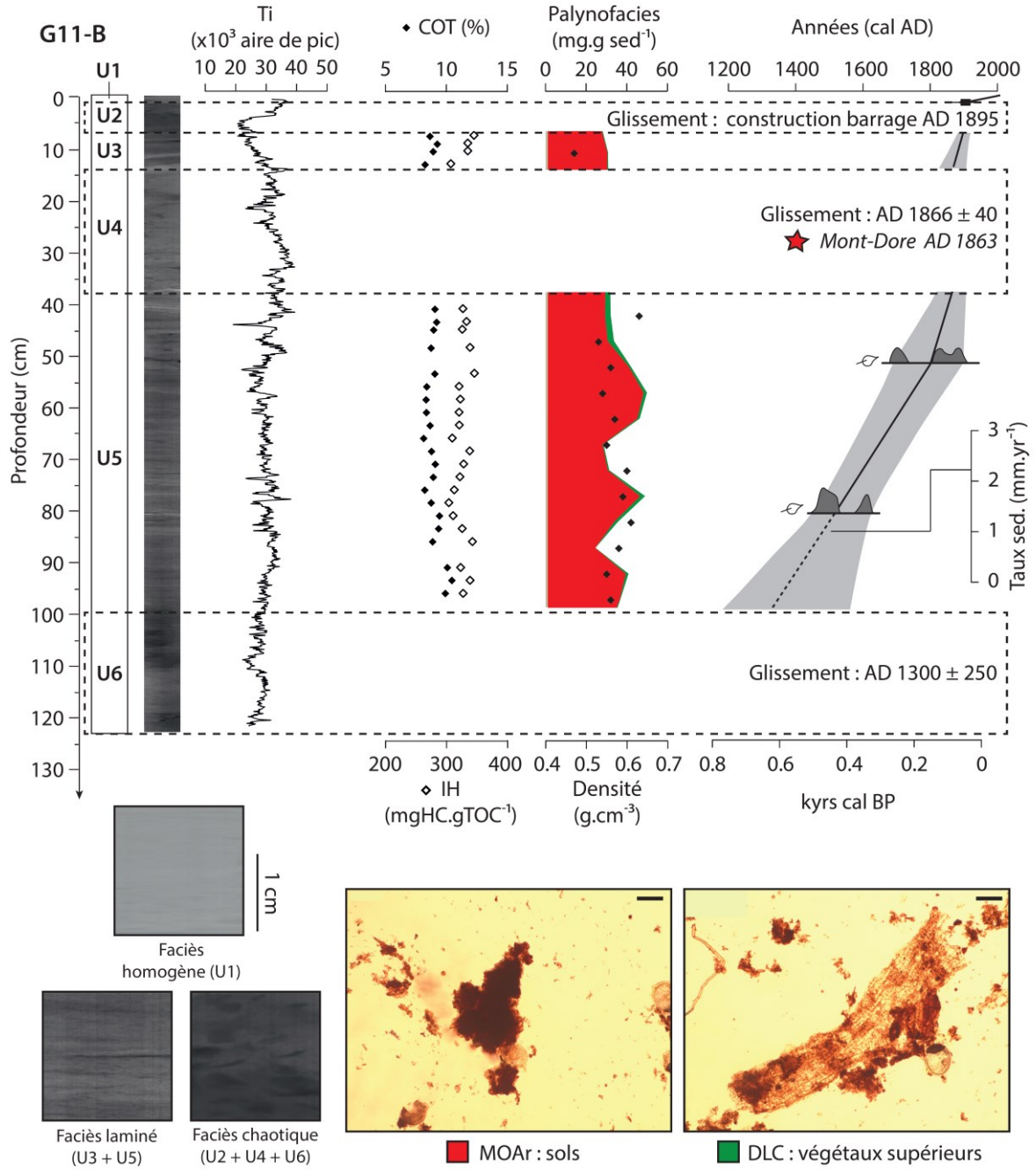


Figure 3.1.4p. Analyses multi-paramètres et modèle âge-profondeur pour la carotte G11-B, couvrant les 700 dernières années. Illustration des trois principaux faciès radiographiques : homogène, laminé et chaotique. Photographies des microparticules organiques observées en lumière transmise au microscope optique (grossissement x20). La barre noire représente une échelle de 50 µm.

4.2. Sols des bassins versants

Les processus de formation et de différenciation des sols (pédogénèse) reposent sur plusieurs composantes environnementales d'échelle locale et globale. Dans la région du Mont Dore, le substrat volcanique (horizon C) couplé à un climat tempéré a entraîné la formation d'andosols (Quantin et al., 2004) dont les horizons se différencient selon le couvert végétal et la topographie. Variant d'une couleur brune claire à brune foncée, ces sols sont globalement peu différenciés et présentent un horizon organo-minéral (A) de quelques décimètres d'épaisseur parsemés d'éléments rocheux centimétriques de plus en plus nombreux en profondeur. La principale distinction repose sur la présence d'une litière humifère développée sous une couverture végétale supérieure importante (hêtraies et sapinières). Celle-ci se forme suite à la chute saisonnière des feuilles et des aiguilles au sol qui vont s'accumuler en différents horizons humifères (O) via les actions biologiques. De ce fait, deux grands types de sols peuvent être répertoriés à travers notre étude régionale : (1) les sols développés sous prairies présentant une succession d'horizons de type A/C et (2) les sols développés sous forêts avec le développement d'une litière et une succession d'horizons de type O/A/C.

La caractérisation du contenu organique de ces différents sols permet de mettre en évidence des tendances dans l'évolution en profondeur de plusieurs paramètres du Rock-Eval (Tableau 3.1.4b et Figure 3.1.4q). En premier lieu, les fortes teneurs en COT illustrent la nature organique des horizons supérieurs, en particulier les horizons de litière (OL), les horizons fragmentés (OF) et les horizons humifères (OH) développés sous les hêtraies (*Fagus sp.*) et les sapinières (*Abies sp.*). En descendant en profondeur, le COT décroît à mesure que le sol se rapproche d'un pôle minéral. De la même manière, l'Indice d'Hydrogène (IH) montre des valeurs souvent inférieures à 400 mg.g COT^{-1}, caractéristiques des pôles terrigènes, à l'exception des litières où la matière organique non dégradée peut montrer des valeurs élevées. Cette matière organique, également immature, se distingue par des valeurs de Tmax souvent inférieures à 400°C, là où les horizons A présentent des standards autour de 420-430°C. Ces signatures géochimiques sont complétées par des observations microscopiques des contenus microfossiles organiques. Sous forêts, la présence de litières permet d'observer une grande quantité de composés ligno-cellulosiques (DLC) plus ou moins gélifiés et souvent accompagnés par de petites quantités de filaments mycéliens (MYC). En profondeur, l'horizon A se caractérise par une dégradation des composés ligneux au profit d'une matière organique gélifiée rougeâtre brune (MOAr). Enfin, quelques composés opaques (Opq) ayant une réflexion métallique sous lumière réfléchie peuvent être recensés en profondeur.

Localisation					Rock-Eval			Palynofacies (mg.g sol^{-1})			
Site	Sol	Couvert végétal	Horizon	Prof. (cm)	COT (%)	Tmax (°C)	IH (mgHC.gCOT^{-1})	MOAr	DLC	myc	op
Pavin	SPAV13-A	*Fagus sp.* + *Pinus sp.*	OL	1	41.6	329	488	7.6	52.7	0.1	0
			OF	5	34.7	385	625	16.9	22.6	0.1	0
			OH	8	23.8	397	572	39.9	7.9	0.1	0
			A	10	11.5	425	510	15.8	0	0.1	0
			A	25	7.3	427	275	12.2	0.7	0	0.1
	SPAV13-B	*Pinus sp.*	OF	5	27.9	334	408	26.7	20.4	0.4	0
			OH	10	14.5	422	327	30.9	5.6	0.2	0
			A	20	10.3	432	251	20.7	1.0	0	0
			A	40	11.5	434	256	21.3	0.8	0	0
Chauvet	SCHA15-A	*Fagus sp.*	OH	10	23.5	425	310	31.0	10.7	0.7	0
			A	20	14.4	423	308	22.5	8.5	0.2	0.1
			A	40	10.8	429	247	15.9	1.6	0	0.2
	SCHA15-B	Prairies	A	5	8.8	431	208	16.5	6.6	0	0
			A	30	7.7	431	231	2.1	0.4	0	0
Montcineyre	SMO13-A	*Fagus sp.*	OF	5	34.9	326	323	20.6	11.1	0.3	0
			OH	10	21.4	391	522	32.6	16.5	0	0
			A	20	14.2	426	343	22.0	1.8	0.2	0.7
			A	35	7.7	431	280	5.9	0	0	0.1
	SMO13-B	Prairies	A	5	11.2	432	333	13.9	3.3	0.1	0.6
			A	15	11.3	432	327	14.0	0.1	0	0.6
			A	30	7.0	430	227	7.4	0.4	0	0.4
	SMO13-C	*Pinus sp.*	OF	5	32.4	335	424	17.9	15.6	0.1	0
			OH	10	17.0	421	423	37.7	8.9	0.5	0
			A	25	7.3	431	285	11.5	0.6	0	0.3
Guéry	SG13-A	*Fagus sp.*	A	5	10.2	424	266	27.4	7.7	0.1	0
			A	15	7.3	428	280	20.3	1.9	0.1	0
	SG13-B	*Pinus sp.*	OF	5	42.7	334	392	62.8	27.8	0.9	0
			A	15	15.8	428	335	26.2	4.3	0	0
	SG13-C	Prairies	A	5	7.3	425	256	16.4	5.9	0	0
			A	15	3.8	427	223	2.7	0.3	0	0
	SG13-D	Prairies	A	5	22.9	414	592	22.1	3.9	0	0
			A	10	21.0	426	593	25.0	2.4	0	0
			A	20	5.9	427	238	19.0	1.1	0	0.4

Table 3.1.4b. Synthèse des résultats Rock-Eval et des quantifications en palynofaciès pour les échantillons de sols prélevés au sein des différents bassins versants.

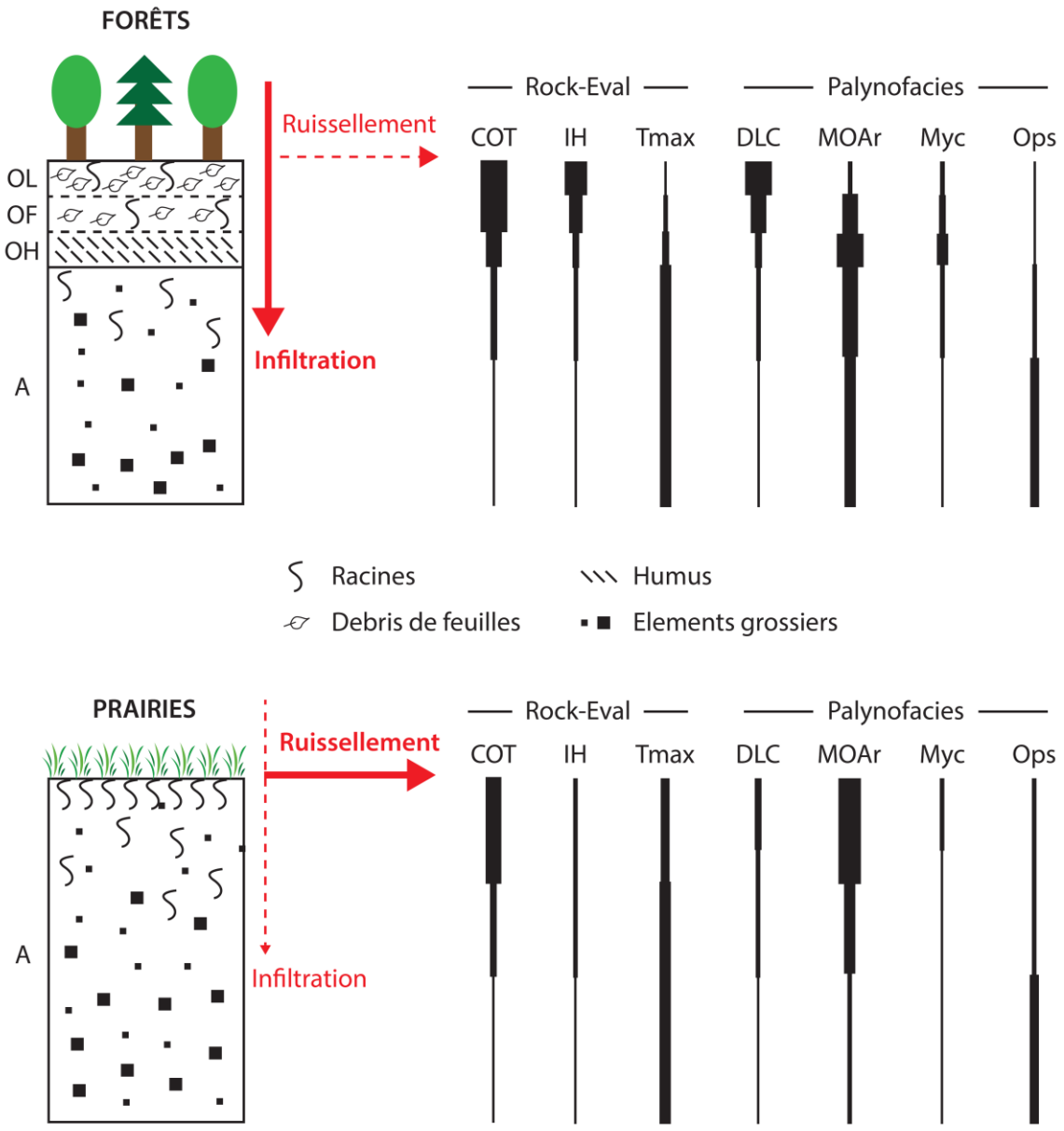


Figure 3.1.4q. Synthèse des signatures organiques des horizons pédologiques sous couverture forestière et sous prairies, réalisée à partir des résultats présentés dans le tableau 3.1.4.2. L'épaisseur des traits est fonction de l'abondance des teneurs pour les paramètres du Rock-Eval et les constituants organiques microfossiles (palynofaciès).

4.3. Reconstruction des taux d'érosion des sols

L'ensemble des données acquises sur les sols des bassins versants montre d'importantes variations dans paramètres délivrés par l'analyse Rock-Eval et dans les observations microscopiques selon les couvertures végétales, mais également entre les différents horizons au sein d'un même sol. L'essentiel de la matière organique terrestre identifiée au sein du sédiment est constituée de matière organique amorphe rougeâtre, caractéristique des horizons A. Aussi, ce sont ces horizons qui seront choisis comme référence pour convertir la masse de sédiment en masse de sol érodé (Simonneau, 2012). Par ailleurs, en fonction du couvert végétal, les sols n'ont pas la même influence sur le ruissellement et sur l'érosion des surfaces continentales. Par exemple, les sols sous forêts et leur litière favorisent l'infiltration, à l'inverse des sols de prairies où le ruissellement et l'érosion mécanique seront privilégiés. De même, un versant à pente forte aura une tendance à favoriser le ruissellement au profit de l'infiltration. Toutefois, à l'échelle d'un bassin versant, même petit, il apparaît difficile de hiérarchiser ces paramètres pour déterminer quel sol serait le plus susceptible à l'érosion. Aussi, l'utilisation d'un seul sol comme référence est limitée et selon le contexte du bassin versant, plusieurs sols peuvent être sélectionnés. Les résultats présentés tiennent compte de ces fluctuations dans la teneur en MOAr entre les horizons A d'un sol à l'autre.

Dans le cas du lac Pavin, l'actuel couvert forestier est essentiellement composé de hêtraies. Aussi, l'utilisation de la concentration en MOAr de l'horizon A au sein de l'échantillon SPAV13-A (15.8 $mg.g^{-1}$) semble être la plus indiquée pour convertir les masses de MOAr contenus dans le bassin sédimentaire en équivalent en masse de sols érodés. Par ailleurs, en l'absence de prairies dans le bassin versant actuel du lac Pavin, les teneurs en MOAr issues d'un sol sous prairies seront incluses dans les modèles afin d'envisager la possibilité d'un bassin versant autrefois dénudé. A ce titre, le sol SMO13-B localisé dans le bassin versant de Montcineyre a été sélectionné (13.9 $mg.g^{-1}$). Dans le cas du lac Chauvet, la partition entre sols sous forêts drainés par une rivière et sols sous prairies amènent à devoir considérer les deux horizons A des sols formés sous couverture forestière SCHA15-A (22.5 $mg.g^{-1}$) et sous prairies SCHA15-B (16.5 $mg.g^{-1}$). Pour le lac de Montcineyre, les valeurs des sols développés sous conifères sont exclues car ceux-ci ont été formés très récemment et ne sont pas représentatif de l'évolution des couverts végétaux sur le long terme. Les reconstitutions d'érosion seront effectuées à partir des valeurs des horizons A des sols sous hêtraies SMO13-A (22.0 $mg.g^{-1}$) et sous prairies SMO13-B (13.9 $mg.g^{-1}$). Enfin, dans le bassin versant de Guéry, étant donné la prédominance des prairies, seuls les horizons supérieurs des sols sous prairies SG13-C (16.4 $mg.g^{-1}$) et SG13-D (22.1 $mg.g^{-1}$) seront utilisés.

Les résultats obtenus sur l'ensemble des sites montrent des valeurs d'érosion des sols comprises entre 2 et 350 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (Figure 3.1.4r). Sur le site de Guéry, l'érosion des sols oscille autour de 25 $t.km^{-2}.an^{-1}$ entre le XIV^{ème} et le XVII^{ème} siècle puis culmine à 50 $t.km^{-2}.an^{-1}$ durant le XIX^{ème} siècle. A l'intérieur du cratère du Pavin, les résultats montrent une érosion des sols inférieure à 100 $t.km^{-2}.an^{-1}$ avant AD 1500. Celle-ci augmente ensuite vers des valeurs moyennes autour de 150 $t.km^{-2}.an^{-1}$, ponctuées par des pics au-delà des 200 $t.km^{-2}.an^{-1}$ en AD 1720, 1865 et durant le XX^{ème} siècle. Pour le lac Chauvet, les taux d'érosion des sols demeurent très limités (< 10 $t.km^{-2}.an^{-1}$) durant les 3000 ans couvert par l'archive sédimentaire, à l'exception d'une courte période durant le Bas Moyen Âge, où les valeurs atteignent des valeurs proches des 90 $t.km^{-2}.an^{-1}$ avant une chute brutale durant le XIV^{ème} siècle. La même tendance est observée au lac Montcineyre, avec des amplitudes différentes. En effet, des taux d'érosion compris entre 150 et 300 $t.km^{-2}.an^{-1}$ sont observés pour la période entre le XIII^{ème} et le XIV^{ème} siècle, avant de retrouver des valeurs proches de 15 $t.km^{-2}.an^{-1}$ pour la période la plus récente.

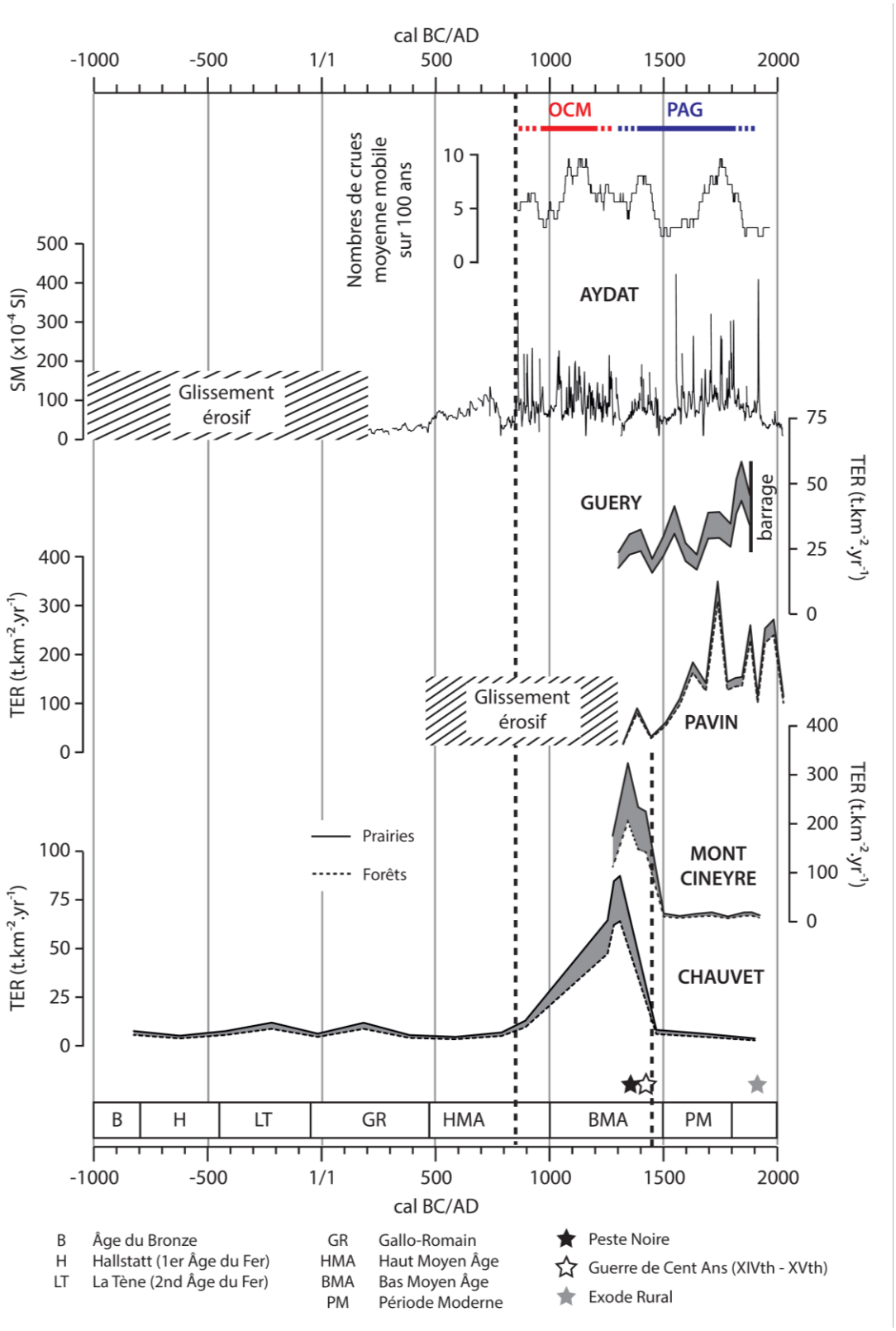


Figure 3.1.4r. Reconstitutions des taux d'érosion des sols (TER) dans les bassins versants des lacs Pavin, Chauvet, Montcineyre et Guéry en fonction du temps, selon la méthode illustrée dans la figure 4, en référence à des horizons A sous prairies et sous couverture forestière. Les résultats sont comparés avec les travaux réalisés sur le lac d'Aydat (Fig.3.1.4a, Lavrieux et al., 2013). SM : Susceptibilité Magnétique.

5. DISCUSSION

5.1. Considérations générales sur les résultats obtenus

Plusieurs considérations doivent être prises en compte avant toute discussion sur les résultats obtenus par cette méthode. Tout d'abord, les surfaces de sédimentation estimées par géophysique présentent généralement des hétérogénéités spatiales dans les modes de dépôts selon les environnements sédimentaires (littoral, pentes et bassins profonds). Aussi, utiliser les taux de sédimentation calculés à partir d'un carottage s'avère souvent inexact tant ceux-ci peuvent varier d'un point à l'autre du lac en fonction des modes de dépôts. De même, l'occurrence de remaniement gravitaire ne doit logiquement pas être prise en compte dans le calcul des volumes de sédiments liés à l'érosion des sols du bassin versant. Toutefois, dans le cadre de cette étude, le volume limité des glissements identifiés au sein des différents lacs, en particulier au cours des 700 dernières années, n'impacte pas grandement les estimations réalisées.

Malgré les problèmes posés par ce type d'approche, la comparaison des valeurs obtenues sur les différents sites étudiés avec les projections réalisées à échelle européenne réalisées par Cerdan et al. (2010) pour la période actuelle valide la méthodologie utilisée. En premier lieu, les résultats, inférieurs à 100 $t.km^{-2}.an^{-1}$, s'accordent avec ceux obtenus dans la région du Mont-Dore. En parallèle, les estimations réalisées en fonction de l'occupation des sols montrent une érosion très limitée pour les zones recouvertes par les forêts (0,3 $t.km^{-2}.an^{-1}$) ou les prairies (29 $t.km^{-2}.an^{-1}$) sur le territoire européen (Cerdan et al., 2010), en accord avec les faibles valeurs obtenues sur les sites de Guéry, Chauvet et Montcineyre (10 - 50 $t.km^{-2}.an^{-1}$). Sur le site voisin du lac Chambon, les reconstitutions des taux d'érosion des sols obtenues à partir de l'étude des sédiments évoluent de 100 à 300 $t.km^{-2}.an^{-1}$ sur les derniers 2500 ans (Figure 3.1.4a et Figure 3.1.4b, Macaire et al., 1997, Gay and Macaire, 1999). En dépit des différences entre les méthodes utilisées, ceci confirme les ordres de grandeur obtenus à travers notre étude, d'autant plus que ces fortes valeurs observées sur le bassin versant du Chambon résultent d'une érosion intense, favorisée par le drainage d'un large bassin versant (37 km²) au relief escarpé par une rivière à régime torrentiel. A l'opposé, l'évolution des taux d'érosion dans le bassin versant du lac du Bouchet (Figure 3.1.4a, Degeai and Pastre, 2009) ou du lac Holzmaar dans l'Eifel (Zolitschka, 1998) montrent des taux d'érosion plus réduits, avec des variations comprises entre 15 et 50 $t.km^{-2}.an^{-1}$ durant les 3000 dernières années. Avec un contexte géomorphologique similaire (lacs de maar), ces résultats se rapprochent des valeurs observées sur le lac Chauvet, et dans une moindre mesure du lac Pavin.

Parce qu'ils sont localisés dans le même environnement volcanique et soumis à des conditions climatiques similaires, les différences observées entre chaque site sont reliées à des facteurs propres au bassin sédimentaire (efficacité du piège) d'une part et au bassin versant (morphologie et occupation des sols) d'autre part (Campy and Macaire, 2003). Tous les lacs n'ont pas la même efficacité dans le piégeage des particules exportées depuis le

bassin versant. Cette efficacité repose sur la présence ou l'absence d'exutoire et sur le temps de résidence des eaux, elle-même fonction de plusieurs paramètres limnologiques. Par exemple, la morphologie des lacs de maar avec un ratio superficie/profondeur faible comme Chauvet et Pavin leur confère une efficacité plus grande que les lacs de barrage comme Montcineyre et Guéry, où la présence d'un exutoire peut amener à sous-estimer la quantité de matériel exporté du bassin versant. Ensuite, la pente des bassins versants définit la susceptibilité du matériel à l'érosion mécanique. Aussi, les fortes valeurs d'érosion des sols obtenues pour le lac Pavin sont reliées à une spécificité du site, avec des pentes très fortes favorisant le ruissellement à l'intérieur du cratère. A l'inverse, une couverture forestière importante dans le bassin versant, comme c'est le cas à l'heure actuelle pour le lac Pavin et dans une moindre mesure au lac Chauvet, entraîne la formation de litière limitant le ruissellement (Figure 3.1.4q). Enfin, la méthode d'érosion des sols repose sur un postulat : la relation source-puits qui lie le lac et son bassin versant via un transfert sédimentaire complet et rapide au cours du temps. En réalité, celui-ci peut s'avérer hétérogène à l'échelle du bassin versant si celui-ci possède des zones de stockage (temporaires ou permanentes). A ce titre, si la petite taille des bassins versants considérés ici limite ces effets de stockage en comparaison des grands bassins hydrographiques (Dearing and Jones, 2003), la présence de zones tourbeuses comme dans les bassins versants de Guéry et Chauvet peut jouer un rôle de filtre dans le transit sédimentaire entre les zones sources localisées en amont et le bassin sédimentaire en aval et amener à sous-estimer l'érosion des sols.

5.2. Evolution des taux d'érosion des sols durant les 700 dernières années

Aux alentours du lac de Guéry, les reconstitutions des taux d'érosion des sols montrent des variations comprises entre 25 et 50 $t.km^{-2}.an^{-1}$. En l'absence de couverture forestière, la présence d'une rivière permanente drainant un large plateau volcanique recouvert de prairies peut expliquer ces valeurs moyennes. Les tendances observées peuvent être reliées à des évènements climatiques froids et humides durant la seconde moitié du Petit Âge Glaciaire (PAG). En parallèle, la présence de tras synonymes d'une activité pastorale souligne une présence animale dans le bassin versant durant cette période qui pourrait aussi être l'une des causes de l'augmentation des taux d'érosion des sols constatée à partir du XVII^{ème} siècle. En effet, les activités pastorales, via le piétinement et le broutage, peuvent causer une dégradation importante de l'état des sols et ainsi augmenter leur susceptibilité à l'érosion (Galop et al., 2013).

Au lac Pavin, la reconstitution des taux d'érosion indique des valeurs comprises entre 10 et 350 $t.km^{-2}.an^{-1}$. Ces valeurs élevées peuvent être reliées à un contexte géomorphologique très spécifique, avec un bassin versant constitué d'un cratère à pentes fortes, où l'érosion des sols est intensifiée par le ruissellement des eaux en provenance des multiples sources identifiées (Figure 3.1.4e). Ceci explique les taux élevés mis en évidence au cours des temps, supérieurs à ceux enregistrés dans les lacs voisins de la région du Mont Dore durant les 500 dernières années. Par ailleurs, la présence de forêts par le passé n'était

pas certaine. Aussi, un bassin versant autrefois dénué de végétation supérieure peut également favoriser le ruissellement sur les pentes du cratère. Dans ce cadre, deux phases peuvent être distinguées dans l'enregistrement sédimentaire. Entre AD 1300 et AD 1600, l'érosion des sols est limitée à des taux inférieurs à 100 $t.km^{-2}.an^{-1}$ tandis que pour la période suivante (AD1600-1850), les sédiments enregistrent des valeurs plus élevées, avec des fluctuations autour de 200 $t.km^{-2}.an^{-1}$. Ces forts taux d'érosion semblent être en relation avec la péjoration climatique de la seconde moitié du Petit Âge Glaciaire (PAG, Chapron et al., 2002), bien que d'éventuelles déforestations d'origine anthropique puissent avoir favorisé l'érosion des sols. Toutefois, le bassin versant du lac Pavin demeure encore très boisé durant cette période (Miras, communication personnelle). Pour la période contemporaine, la conjugaison des facteurs climatiques et anthropiques semblent l'hypothèse la plus plausible, dans la mesure où ce site connaît un fort attrait touristique et scientifique depuis le début du siècle dernier.

Quelques kilomètres au sud, les lacs Chauvet et Montcineyre, séparés par un plateau volcanique où de nombreux tras ont été recensées, montrent des taux d'érosion des sols limités à des valeurs quasi-constantes au cours des 500 dernières années (2-10 $t.km^{-2}.an^{-}1$). Ces résultats sont en accord avec une occupation des sols limitée à des pâturages et quelques forêts, où l'activité humaine paraît limitée à quelques estives saisonnières, mise en évidence par les tras recensés dans les bassins versants (Figure 3.1.4c). A l'échelle de ces deux sites, il apparaît donc que le travail du sol en lien avec les activités pastorales estivales ait eu un impact limité sur l'érosion des sols durant cette période. En revanche, sur la période AD1300-1500, les taux d'érosion les plus forts sont recensés sur ces deux sites, avec des pics à 300 $t.km^{-2}.an^{-1}$ pour Montcineyre contre 90 $t.km^{-2}.an^{-1}$ pour Chauvet. Si la différence entre ces deux valeurs peut s'expliquer par des contextes morphologiques différents (cf. section 5.1.), le synchronisme entre les deux sites est remarquable. De manière synchrone, une intensification des activités pastorales durant le Haut Moyen Âge est une hypothèse envisageable, mais une telle différence enregistrée dans les taux d'érosion des sols traduit vraisemblablement un changement majeur dans l'usage des sols. En effet, les taux proches de 300 $t.km^{-2}.an^{-1}$ observés à Montcineyre sont sensiblement identiques aux modélisations actuelles de l'érosion des sols sur des terres arables à l'échelle européenne, autour de 360 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (Cerdan et al., 2010). Similairement, l'avènement des cultures céréalières au XII^{ème} siècle autour d'un lac en Allemagne centrale - Frickenhauser See - s'est traduit par une très forte augmentation des sols où les maxima atteignent 328 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (Ertens et al., 2008). Par analogie avec des périodes actuelles et des périodes historiques, il est donc possible de suspecter une culture céréalière dans cette région de moyenne montagne, ayant entraîné une érosion des sols bien plus intense par apport aux activités pastorales. Cette théorie vient en appui des résultats menés sur la tourbière de Chambedaze (Fig.2), dont l'étude palynologique révèle la présence de céréales dans un contexte de milieu ouvert à une date postérieure à 1380 BP (Guenet and Reille, 1988). A l'heure actuelle, peu d'indices archéologiques ont été mis à jour dans cette région, mais les récentes investigations archéologiques menées à proximité du site médiéval de Brion, situé

quelques kilomètres au sud de Montcineyre, ont montré une concentration d'habitats en pierre répartis en plusieurs petits villages autour d'une forteresse dont l'occupation était attestée dès le début de l'ère féodale, à partir du XI^{ème} siècle (Surmely, communication personnelle). Ces habitations, abandonnées depuis longtemps, témoignent d'une démographie sans doute plus importante à l'époque médiévale, où la répartition géographique des populations humaines s'étendait au sein de plusieurs hameaux, plus nombreux en altitude qu'aujourd'hui (Fournier, 1962).

A une échelle régionale, ces résultats confirment l'importance des activités agro-pastorales dans la région, avec des phases d'emprise humaine marquées par l'intensification des activités agricoles dès le Haut Moyen Âge (Miras et al., 2004). Aussi, dans la carotte CHA13-7B, la transition depuis une unité U3 laminée vers une unité U2 homogène, datée à 1170 ± 30 BP (cal AD 850 ± 50) est en accord avec le développement des activités humaines enregistrées dans le bassin versant du lac d'Aydat (Lavrieux et al., 2013a, 2013b), situé au sud de la chaîne des Puys (Figure 3.1.4a). En ce sens, l'étude multidisciplinaire d'une carotte sédimentaire prélevée dans ce lac a souligné un doublement des taux de sédimentation, une augmentation du signal détritique (Susceptibilité Magnétique) à partir de l'an 850, une fréquence de crue plus élevée, le tout accompagné d'une augmentation des aires cultivées avec l'avènement de la culture du chanvre (Figure 3.1.4r, Lavrieux et al., 2013a, 2013b). En revanche, si les cultures tendent à persister sur le long terme dans cet habitat à plus faible altitude, la reconstruction des taux d'érosion dans les versants de Montcineyre et Guéry (1200 mètres d'altitude en moyenne) suggère un arrêt des activités agricoles aux alentours de l'an 1450 pouvant souligner un important déclin démographique à cette époque. En effet, durant le XIVème siècle, la Guerre de Cent fait rage sur ces territoires. Cette époque est marquée par d'importante péjorations climatiques (PAG) favorisant l'introduction de la peste en Europe dès 1347 (Schmid et al., 2015). L'ensemble de ces facteurs historiques peut être à l'origine d'une importante baisse démographique sur l'ensemble du territoire. Une seconde hypothèse serait le fait d'une déprise des milieux ruraux, liés à une réorganisation de ces espaces avec la migration vers un système d'estive et de transhumance saisonnière en remplacement d'un système agropastorale où la pression anthropique était plus forte dans ces sites de moyennes montagnes. L'abrupte chute enregistrée dans les taux d'érosion des sols de manière synchrone dans les lacs de Chauvet et de Montcineyre dès le XV^{ème} siècle peut se relier à une importante baisse démographique dans les environs, consécutive à de tels évènements (peste, guerre, migration et/ou changement d'usage de ces espaces d'altitude). Néanmoins, la linéarité entre démographie et érosion des sols ne s'avère pas toujours systématique ni immédiate : un espacement temporel entre les maxima d'érosion des sols et le pic démographique peut notamment être observé (Anselmetti et al., 2007).

A l'heure actuelle, le manque de données archéologiques et historiques limite ces interprétations qui nécessitent une connaissance éclairée des habitats et des pratiques de l'époque. Les données archéologiques demeurent insuffisamment précises pour corroborer ces hypothèses, mais la présence de hameaux et villages de montagnes abandonnés à proximité du lac de Montcineyre pourrait confirmer ce virage socio-économique (Surmely, communication personnelle). A l'avenir, la compréhension du signal sédimentaire enregistré dans ces lacs passe par des travaux multidisciplinaires, incluant études historiques, archéologiques et palynologiques, et ce dans le but d'appréhender la place de ces espaces agro-pastoraux dans les sociétés d'antan et de rendre compte de leur évolution spatio-temporelle (Ballut et al., 2012, Miras et al., 2015).

5.3. Forçages sur l'érosion des sols

Via la taille et les pentes des bassins versants, la morphologie apparaît comme un facteur primordial dans l'érosion des sols, comme le montre les fortes valeurs enregistrés au sein du cratère du lac Pavin. De même, le développement de tourbières dans les replats topographiques, créé des zones tampons limitant le transfert de matière depuis le bassin versant, qui amènent une possible sous-estimation de l'érosion sur les versants de Guéry et de Chauvet. Considérant ces paramètres comme immuables à l'échelle de temps considérée (700 ans), les paramètres climatiques et anthropiques influencent l'érosion des sols avec des amplitudes très fortes. L'asynchronisme enregistré dans ces variations entre les quatre sites témoigne d'une forte hétérogénéité à l'échelle régionale mettant en avant l'importance d'effets locaux sur l'érosion des sols. A l'exception du lac Pavin qui semble plus préservé des activités humaines de par sa configuration morphologique, les sites de Montcineyre, Chauvet et Guéry présentent d'importants indices d'activités anthropiques dont la nature et l'intensité au cours des temps sont deux facteurs encore très mal quantifiés à l'échelle de la région, mais qui apparaissent comme les facteurs contrôlant les variations d'amplitudes enregistrées dans les taux d'érosion des sols. Aussi, l'identification du signal climatique des 700 dernières années dans ces bassins versant s'avère être un exercice délicat (Lavrieux et al., 2013a), limité par la résolution temporelle des archives sédimentaires et masqué par des activités anthropiques prédominantes sur l'érosion des sols.

6. CONCLUSION

Par une méthode innovante utilisant la matière organique pédogénétique (MOAr) comme traceur de l'érosion des sols dans les archives sédimentaires, les reconstructions de l'érosion des sols au cours des 700 dernières années ont été réalisées pour 4 petits systèmes lacustres contrastés situés dans la région du Mont Dore. Les résultats, en adéquation avec des modélisations à échelle plus large et des études similaires, attestent d'une érosion des sols actuelle très limitée dans cet environnement rural de moyenne montagne. En revanche, les fluctuations au cours du temps reflètent des facteurs de contrôle climatique et/ou anthropique sur l'érosion des sols.

Si le signal climatique semble se manifester à travers l'érosion des sols du cratère Pavin, l'emprise des activités agro-pastorales à travers la région semble prépondérante dans le transit sédimentaire. A proximité des sites de Chauvet et Montcineyre, ces résultats soulignent l'importance de l'emprise humaine sur son environnement durant le Bas Moyen Âge, à une époque où les taux d'érosion étaient 10 fois supérieurs à ce qu'ils sont aujourd'hui. Ils constituent une première quantification de l'impact du facteur anthropique sur l'évolution des milieux naturels à une époque où l'emprise humaine sur ces territoires semblait très développée, mais hélas encore trop peu documentée. La chute brutale au début de l'ère Moderne laisse supposer un profond changement dans les dynamiques agro-pastorales, probablement lié à un déclin démographique coïncidant avec d'importants bouleversements démographiques liés à deux évènements historiques que sont la Guerre de Cent Ans et la Peste Noire. A l'échelle régionale, ce travail met en lumière le besoin (1) de renforcer les recherches multidisciplinaires qui sont nécessaires afin d'étayer le lien entre démographie, pratiques agro-pastorales et érosion des sols ; (2) de recouvrir de longues séquences sédimentaires permettant de documenter l'évolution des pratiques anthropiques et leur conséquence sur les écosystèmes lacustre dans la région du Mont Dore depuis le Néolithique et (3) d'identifier et de documenter les périodes où un impact anthropique limité autoriserait une lecture plus fine des forçages climatiques sur l'érosion des sols.

7. REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient l'ensemble des promotions étudiantes de l'OSUC ayant participé aux différentes campagnes de terrain. Nous remercions aussi Patrick Lajeunesse et Grégoire Ledoux pour les campagnes de géophysiques et l'acquisition des profils sismiques, mais également Anne-Catherine Lehours et l'équipe de projet DICENTIM pour nous avoir donné l'opportunité d'étudier les sédiments du lac Pavin. Les auteurs remercient également Yannick Miras et Frédéric Surmely pour les discussions prolifiques à propos de l'anthropisation de la région. Léo Chassiot bénéficie d'une bourse de thèse délivrée par la Région Centre.

8. REFERENCES

Anselmetti, F.S., Hodell, D.A., Ariztegui, D., Brenner, M., Rosenmeier, M.F., 2007. Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. Geology 35, 915-918.

Ballut, C., Michelin, Y., Miras, Y., 2012. Landscape human shaping and spatial mobility of agropastoral practices in the Chaîne des Puys during historical times (Massif Central, France). Quaternary International 251, 97-106. doi:10.1016/j.quaint.2011.02.015

Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.D.B., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. Oil & Gas Science and Technology 56, 111-134.

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5, 512-518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002

Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.J.P.M., Raclot, D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M.J., Dostal, T., 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. Geomorphology 122, 167-177. doi:10.1016/j.geomorph.2010.06.011

Chapron, E., Albéric, P., Jézéquel, D., Versteeg, W., Bourdier, J.-L., Sitbon, J., 2010. Multidisciplinary characterisation of sedimentary processes in a recent maar lake (Lake Pavin, French Massif Central) and implication for natural hazards. Natural Hazards and Earth System Science 10, 1815-1827. doi:10.5194/nhess-10-1815-2010

Chapron, E., Desmet, M., De Putter, T., Loutre, M. f., Beck, C., Deconinck, J. f., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. Holocene 12, 177-185. doi:10.1191/0959683602hl520rp

Chapron, E., Ledoux, G., Simonneau, A., Albéric, P., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Boivin, P., Desmet, M., 2012. New Evidence of Holocene Mass Wasting Events in Recent Volcanic Lakes from the French Massif Central (Lakes Pavin, Montcineyre and Chauvet) and Implications for Natural Hazards, in: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 255-264.

Chassiot, L., Chapron, E., Di Giovanni, C., Tachikawa, K., Garcia, M., Bard, E. Submitted. Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: new insights about lake sensitivity to earthquakes. Sedimentary Geology ***§ 3.1.1.***

Daugas, J.-P., Raynal, J.-P., 1989. Quelques étapes du peuplement du Massif central français dans leur contexte paléoclimatique et paléogéographique, in: Variations Des Paléomilieux et Peuplement Préhistorique. Colloque Du Comité Français de l'Union Internationale Pour L'étude Du Quaternaire (INQUA). Cahiers Du Quaternaire N° 13. Textes Réunis Par Henri Laville. CNRS, pp. 67-95.

Dearing, J.A., Jones, R.T., 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. Global and Planetary Change 39, 147-168. doi:10.1016/S0921-8181(03)00022-5.

Degeai, J.-P., Pastre, J.-F., 2009. Impacts environnementaux sur l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à L'holocène dans le cratère de maar du lac du Bouchet (Massif central, France). Quaternaire 149-159. doi:10.4000/quaternaire.5101

Di Giovanni, C., Disnar, J-R., Bichet, V., Campy, M., Guillet, B., 1998. Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a postglacial detrital organic supply (Chaillexon Lake, France) (English). Earth surface processes and landforms 23, 1057-1069.

Di Giovanni, C., Disnar, J.-R., Bichet, V., Campy, M., 2000. Saisonnalite et effets de seuils de la sedimentation organique detritique en milieu lacustre; heterochronie de l'enregistrement organique et des fluctuations climatiques (bassin de Chaillexon, Doubs, France). Bulletin de la Société Géologiquede France 171, 533-544.

Disnar, J.-R., Guillet, B., Kéravis, D., Di-Giovanni, C., Sebag, D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. Organic Geochemistry 34, 327-343.

Enters, D., Dörfler, W., Zolitschka, B., 2008. Historical soil erosion and land-use change during the last two millennia recorded in lake sediments of Frickenhauser See, northern Bavaria, central Germany. Holocene 18, 243-254.

Fel, A., 1984. Histoire d'un paysage pastoral : le Massif Central. Revue de géographie alpine 72, 253-264. doi:10.3406/rga.1984.2568

Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Simonneau, A., Chapron, E., Courp, T., Cerdan, O., Lefèvre, I., Adriaensen, H., Lecompte, F., Desmet, M., 2014. Increase in soil erosion after agricultural intensification: Evidence from a lowland basin in France. Anthropocene 7, 30-41. doi:10.1016/j.ancene.2015.02.001

Fournier, G., 1962. Le peuplement rural en Basse-Auvergne au Haut Moyen Age. Académie des Sciences, Belles Lettres et Arts de Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand. Thèse de l'Université de Paris, 683 p.

Galop, D., Rius, D., Cugny, C., Mazier, F., 2013. A History of Long-Term Human-Environment Interactions in the French Pyrenees Inferred from the Pollen Data, in: Lozny, L.R. (Ed.), Continuity and Change in Cultural Adaptation to Mountain Environments. Springer New York, New York, NY, pp. 19-30.

Gay, I., Macaire, J.-J., 1999. Estimation des taux d'érosion chimique tardiglaciaires et holocènes par la méthode des bilans d'altération. Application au bassin du lac Chambon (Massif central, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 328, 387-392. doi:10.1016/S1251-8050(99)80104-9

Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Laggoun-Défarge, F., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Baillif, P., Perdereau, L., Simonneau, A., 2010. Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments. International Journal of Coal Geology 84, 49-62. doi:10.1016/j.coal.2010.08.006

Guenet, P., Reille, M., 1988. Analyse pollinique du lac-tourbière de Chambedaze (Massif-Central, France) et datation de l'explosion des plus jeunes volcans d'Auvergne. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 25, 175-194. doi:10.3406/quate.1988.1880.

Juvigné, E., Bastin, B., Delibrias, G., Evin, J., Gewelt, M., Gilot, E., Streel, M., 1996. A comprehensive pollen- and tephra-based chronostratigraphic model for the Late Glacial and Holocene period in the French Massif Central. Quaternary International 34-36, 113-120. doi:10.1016/1040-6182(95)00075-5

Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Bréheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reyss, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Arnaud, F., 2013. 6700 yr sedimentary record of climatic and

anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). The Holocene 0959683613484616.

Lavrieux, M., Jacob, J., Disnar, J.-R., Breheret, J.-G., Le Milbeau, C., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., 2013. Sedimentary cannabinol tracks the history of hemp retting. Geology 41, 751-754. doi:10.1130/G34073.1

Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R., Jarvis, S., 2011. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. Journal of Asian Earth Sciences 40, 1250-1256. doi:10.1016/j.jseaes.2010.06.002

Macaire, J.-J., Bossuet, G., Choquier, A., Cocirta, C., De Luca, P., Dupis, A., Gay, I., Mathey, E., Guenet, P., 1997. Sediment yield during late glacial and Holocene periods in the Lac Chambon watershed, Massif Central, France. Earth Surface Processes and Landforms 22, 473-489.

Miras, Y., Beauger, A., Lavrieux, M., Berthon, V., Serieyssol, K., Andrieu-Ponel, V., Ledger, P.M., 2015. Tracking long-term human impacts on landscape, vegetal biodiversity and water quality in the Lake Aydat catchment (Auvergne, France) using pollen, non-pollen palynomorphs and diatom assemblages. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 424, 76-90. doi:10.1016/j.palaeo.2015.02.016

Miras, Y., Laggoun-Défarge, F., Guenet, P., Richard, H., 2004. Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Sub-Boreal in the surroundings of the ”narse d’Espinasse” (Puy de Dôme, French Massif Central). Vegetation History and Archaeobotany 13. doi:10.1007/s00334-004-0033-z

Nearing, M.A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le Bissonnais, Y., Nichols, M.H., Nunes, J.P., Renschler, C.S., Souchère, V., van Oost, K., 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. CATENA 61, 131-154. doi:10.1016/j.catena.2005.03.007

Quantin, P., 2004. Volcanic soils of France. CATENA 56, 95-109. doi:10.1016/j.catena.2003.10.019

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., others, 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55, 1869-1887.

Schettler, G., Schwab, M.J., Stebich, M., 2007. A 700-year record of climate change based on geochemical and palynological data from varved sediments (Lac Pavin, France). Chemical Geology 240, 11-35. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.01.003

Schmid, B.V., Büntgen, U., Easterday, W.R., Ginzler, C., Walløe, L., Bramanti, B., Stenseth, N.C., 2015. Climate-driven introduction of the Black Death and successive plague reintroductions into Europe. Proceedings of the National Academy of Sciences 112, 3020-3025. doi:10.1073/pnas.1412887112

Sebag, D., Copard, Y., Di-Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Verges, E., 2006. Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. Earth-Science Reviews 79, 241-259. doi:10.1016/j.earscirev.2006.07.005

Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). Quaternary Science Reviews 89, 27-43. doi:10.1016/j.quascirev.2014.02.008

Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannière, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Albéric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. Journal of Archaeological Science 40, 1636-1645. doi:10.1016/j.jas.2012.12.002

Simonneau, 2012. Empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène : étude multiparamètre et intégrée de systèmes lacustres d'Europe Occidentale. Thèse de l'Université d'Orléans. 524 p.

Stebich, M., Brüchmann, C., Kulbe, T., Negendank, J.F.W., 2005. Vegetation history, human impact and climate change during the last 700 years recorded in annually laminated sediments of Lac Pavin, France. Review of Palaeobotany and Palynology 133, 115-133. doi:10.1016/j.revpalbo.2004.09.004

Surmely, F., Miras, Y., Guenet, P., Nicolas, V., Savignat, A., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.-V., Servera, G., Tzortzis, S., 2009. Occupation and land-use history of a medium mountain from the Mid-Holocene: A multidisciplinary study performed in the South Cantal (French Massif Central). Comptes Rendus Palevol 8, 737-748. doi:10.1016/j.crpv.2009.07.002

Zolitschka, B., 1998. A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. Geomorphology 22, 1-17. doi:10.1016/S0169-555X(97)00051-2

3.1.5. Synthèse de l'étude des archives naturelles

L'étude régionale comparée de quatre lacs du Mont Dore a permis de détailler des séquences sédimentaires couvrant des périodes temporelles allant de 700 à 7000 ans. A travers les différents chapitres, nous avons détaillé les rôles respectifs de la tectonique, du climat et de l'Homme sur les processus sédimentaires en domaine lacustre à échelle locale et régionale. Ces résultats mettent en lumière :

(1) <u>une sédimentation évènementielle</u> décrite à travers différentes unités remaniées faisant suite à une déstabilisation des corps sédimentaires. Ces processus impliquent majoritairement le facteur tectonique, dont la signature a été détectée dans l'ensemble des archives lacustres étudiées. L'enregistrement de ces évènements dépend dès lors de la magnitude du séisme, de la distance lac-épicentre et du temps de retour entre deux évènements et trouve également une connexion avec des effets de sites (morphologie, pente et nature du sédiment) ainsi que d'autres processus contrôlés par l'Homme et le climat (fluctuations du niveau d'eau et de la charge sédimentaire). Ces derniers facteurs peuvent également occasionner à eux-seuls une rupture de pente entraînant une sédimentation évènementielle. Ils doivent donc, au même titre que la tectonique, être considérés à part entière dans l'occurrence de glissements dans les lacs des Monts Dore.

(2) <u>une sédimentation de fond</u> composée de matériel autochtone et de matériel terrigène dont les flux sont dirigés sur le long terme par des forçages climatiques d'origine Atlantique (NAO) et solaire influant sur les régimes hydrologiques et à court terme par des modifications environnementales induites par les activités humaines sur le bassin versant. L'étude comparée des quatre systèmes lacustres souligne une importante variabilité de l'érosion des sols, où le facteur anthropique apparaît comme le forçage prédominant dans beaucoup de secteurs de la zone d'étude. Cette approche multi-sites met également en avant la difficulté de dissocier les signaux terrigènes d'origine anthropique et climatique lorsqu'ils se superposent.

Chapitre 3.2

Synthèse & discussion

Le précédent chapitre a mis en avant les rôles respectifs des facteurs tectonique, climatique et anthropique sur la sédimentation de fond et évènementielle de quatre lacs des Monts Dore. Ces facteurs non-stationnaires viennent s'ajouter aux facteurs de stations, paramètres physiques hérités de la morphologie des sites et considérés comme stable à l'échelle de l'Holocène. Ensemble, ils affectent le signal sédimentaire tant sur des aspects qualitatifs que quantitatifs. Ce chapitre vise à discuter ces facteurs via une comparaison inter-sites. Il s'établit selon le plan suivant :

3.2.1. Les facteurs de station

3.2.2. La tectonique

3.2.3. Le climat

3.2.4. L'Homme

3.2.1. Les facteurs de station

La genèse des reliefs par les effets conjugués des activités tectonique, volcanique et climatique permet la création de dépressions topographiques où l'eau peut s'accumuler au cours du temps, formant ainsi un hydrosystème superficiel composé d'un lac naturel et de son bassin versant. A cela s'ajoutent les lacs artificiels et la modification d'hydrosystèmes naturels engendrés par l'implantation de barrages en travers des cours d'eau par l'Homme. Au total, quatre agents peuvent donc être directement impliqués dans la création et/ou la modification de systèmes lacustres.

Dans la région du Mont Dore, la diversité morphologique des lacs résultent ainsi de l'influence conjointe des activités volcanique (lacs de barrages et lacs de maar), climatique (lacs glaciaires), anthropique (implantation de barrage) voire tectonique (barrage suite à des effondrements gravitaires possiblement reliés à des chocs sismiques). L'étude multi-sites de la région permet donc une représentation de différentes typologies directement héritées des activités susmentionnées, avec notamment deux lacs de maar (Pavin et Chauvet), un lac de barrage naturel volcanique (Montcineyre) et d'un lac glaciaire impacté par une installation anthropique (Guéry).

Cependant, l'étude de l'impact des facteurs de stations sur le signal sédimentaire s'avère délicate dans des systèmes holocènes constamment sous l'influence de facteurs non-stationnaires. Il devient dès lors nécessaire de raisonner sur les plus grandes périodes temporelles possibles afin de s'affranchir de ces variations à court terme. Pour ce faire, nous utilisons les moyennes des quantifications des microfossiles organiques (palynofaciès) réalisé pour chaque lac, permettant ainsi d'estimer les parts terrigènes et autochtones de la matière organique sur des périodes multi-décennales (Montcineyre et Guéry) voire multi-milléniales (Chauvet et Pavin). La confrontation de ces moyennes avec des paramètres morphologiques stables (Tableau 2.1a) permet de rendre compte de l'influence de ces facteurs. En ce sens, et malgré des écart-types parfois importants liés aux variations observées sur les périodes considérées, une corrélation entre le pourcentage surfacique de l'hydrosystème occupé par le bassin versant (%BV) et le pourcentage terrigène (MOAr + DLC) de la matière organique (Figure 3.2a) peut être mise en évidence. Cette relation montre l'augmentation de la part terrigène avec le pourcentage surfacique occupé par le BV. Par ailleurs, elle souligne également l'importance des facteurs de station parfois déterminants sur les aspects quantitatifs de la sédimentation de fond.

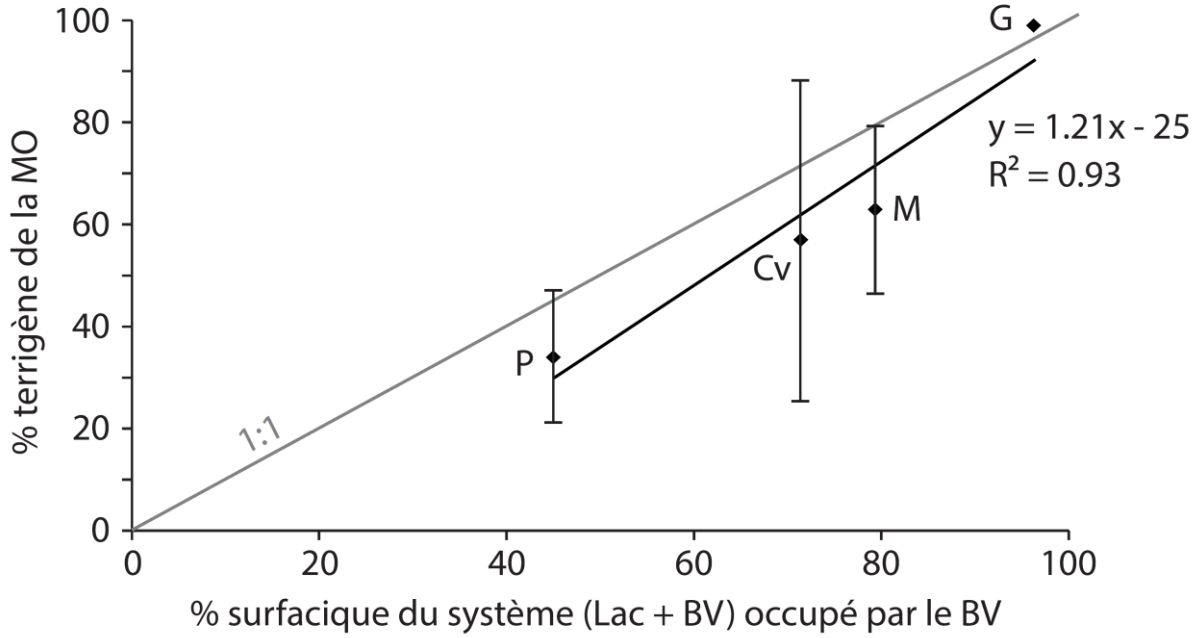


Figure 3.2a. Graphe illustrant la corrélation entre la moyenne des pourcentages terrigènes de la matière organique (MO) et le pourcentage surfacique du système (Lac + BV) occupé par le BV. P : Pavin ; Cv : Chauvet ; M : Montcineyre ; G : Guéry. Les barres verticales représentent les écart-types calculés sur le jeu de données des carottes PAV12 (P), CHA13-7B (Cv), MO10-H (M) et G11-B (G).

La morphologie des hydrosystèmes prédispose également aux processus répondant à une sédimentation évènementielle. Dans les Monts Dore, le phénomène de crue n'a que très rarement été observé, hormis un dépôt sableux enregistré au sein du lac de Guéry, souligné par un horizon blanc de forte densité à 37 centimètres de profondeur sur la radiographie aux rayons X de la carotte G11-C (Figure 3.1.1j). Son occurrence au sein de ce système s'explique par la présence d'une rivière dans le bassin versant (6.5 km²). A l'échelle régionale, ce phénomène a été observé dans la couze Chambon en 1994, où ce type d'évènement hydrologique répond aux évènements pluvieux intenses au sein d'un bassin versant au relief escarpé (37 km²). De même, les évènements de crues ont pu être détaillés de manière répétée au cours du siècle dernier à travers les sédiments du lac d'Aydat (Lavrieux et al., 2013a) qui draine lui aussi un bassin versant relativement important (30 km²). Sur les autres hydrosystèmes étudiés, la très petite taille des bassins versants (< 1,5 km²), conjuguée à l'absence de rivière pérenne, ne permet pas l'occurrence de ce phénomène hydrologique.

Néanmoins, dans l'ensemble des lacs étudiés, la sédimentation évènementielle se manifeste à travers différents dépôts instantanés reliés à des glissements subaquatiques. Ces phénomènes répondent à une instabilité sédimentaire entraînant une rupture de pentes sur les versants des lacs. Dans la continuité du milieu aérien, les pentes aquatiques conditionnent la stabilité sédimentaire. A ce titre, les morphologies héritées des activités volcaniques et glaciaires présentent généralement des pentes fortes et hétérogènes. Ainsi, le seuil nécessaire à la rupture de pentes générant des glissements subaquatiques est naturellement abaissé dans des contextes lacustres présentant des pentes fortes. Avec leur morphologie concave héritée d'une explosion phréato-magmatique, les deux lacs de maar étudiés se caractérisent par un indice de creux très important (Tableau 2.1a), synonyme de fortes pentes favorables à l'occurrence de dépôts évènementiels. C'est d'ailleurs au sein du système présentant les pentes les plus fortes, le lac Pavin, que l'occurrence de glissement est la plus fréquente. A l'extrême nord de la région Auvergne, le Gour de Tazenat a lui aussi hérité d'une morphologie caractéristique des lacs de maar, favorisant l'occurrence de glissements décrits sous la forme de niveaux de sables (Juvigné et Stach-Czerniak, 1998). Dans un registre similaire, la région volcanique du Velay présente également plusieurs lacs de maar, dont le lac du Bouchet (Sifeddine et al., 1996) où les profils sismiques imagent la présence de plusieurs dépôts gravitaires subaquatiques ainsi que des plusieurs niveaux de turbidites (Truze et Kelts, 1993). A quelques kilomètres, d'autres glissements sédimentaires ont également été décrits dans les archives du lac de maar d'Issarlès (Coûteaux, 1984), soulignant la prédisposition de ces systèmes à la sédimentation évènementielle.

L'approche régionale permet de confronter différentes typologies d'hydrosystèmes lacustres dont la genèse et/ou la modification dépend de plusieurs agents géologiques. Au final, l'héritage volcanique, glaciaire et anthropique d'un hydrosystème définit différents paramètres limnologiques et morphologiques influençant les processus sédimentaires à travers :

(1) la sédimentation de fond, composée d'un flux terrigène et authigène dont les proportions dépendent de la relation surfacique entre le lac et son bassin versant.

(2) la sédimentation évènementielle, répondant à deux facteurs de station distincts, à savoir la taille du bassin versant, qui détermine sa réponse aux évènements pluvieux extrêmes et la pente qui conditionne la génération de glissements subaquatiques.

De par leur morphologie incurvée, les lacs de maar apparaissent ainsi comme les sites les plus favorables à la génération de glissements même si leur identification reste fréquente dans d'autres contextes morphologiques.

Par ailleurs, la morphologie des hydrosystèmes est susceptible d'évoluer sur le long terme en réponse à différents forçages externes qui vont changer les facteurs de station et affecter les processus sédimentaires qui s'y déroulent.

3.2.2. La tectonique

3.2.2.1. Paléosismicité en Auvergne

En milieu aquatique, la propagation des ondes sismiques engendre une déstabilisation des unités sédimentaire, pouvant aller jusqu'au point de rupture et générer un glissement subaquatique. Aussi, l'identification et la datation des dépôts associés à ces glissements au sein d'une archive sédimentaire lacustre ou marine est une méthode permettant de retracer l'histoire sismique d'une région et donc d'évaluer les aléas associés aux épisodes tectoniques. Néanmoins, ce travail n'est jamais exhaustif dans la mesure où les séismes ne sont pas systématiquement enregistrés au sein d'une archive sédimentaire (sensibilité des systèmes) et que les ruptures de pentes et les glissements associés n'ont pas toujours une origine tectonique (Girardclos et al., 2007). En effet, l'origine tectonique des glissements est généralement vérifiée par comparaison entre l'âge des dépôts sédimentaires et les archives historiques, mais ceci devient délicat pour les périodes anciennes lorsque les traces écrites sont rares voire absentes. Cependant, parce qu'elle impacte une vaste zone géographique, l'onde sismique est à même de générer des glissements simultanés sur une grande superficie, en plusieurs points d'un même bassin et/ou dans plusieurs bassins déconnectés. C'est en ce sens que de nombreuses études utilisent le synchronisme de dépôts instantanées sur différents sites pour documenter l'aléa sismique dans une région (Strasser et al., 2013).

A travers le chapitre 3.1.1, nous avons illustré l'impact de la tectonique sur les remplissages sédimentaires lacustres dans la région du Mont Dore (Figure 3.1.1a). Sur la période historique, l'occurrence de dépôts synchrones au sein des archives des lacs Pavin, Chauvet, Montcineyre et Guéry aux alentours de l'an 1300 a été attribué à un évènement sismique non répertorié dans les archives historiques, hormis quelques désordres observés dans le château de Murol (Allios et al., 2015). L'identification de cet évènement vient s'ajouter à celles des séismes du XIX^{ème} siècle documentées à travers les dépôts de turbidites et les glissements subaquatiques identifiés dans les archives du lac Pavin et du lac de Guéry. A l'échelle de l'Auvergne, ces empreintes sédimentaires de séismes viennent s'ajouter aux séismes historiques recensés durant la fin du XV^{ème} siècle en bordure de la Limagne, non enregistrés dans les archives lacustres du Mont Dore. Cet état des lieux souligne un aléa sismique existant mais relativement modéré en comparaison d'autres régions situées dans des contextes sismo-tectoniques plus actifs telles les Alpes, les Pyrénées ou à proximité des zones de subduction (Moernaut et al., 2007, Strasser et al., 2013, Howarth et al., 2014).

Par ailleurs, ces évidences néotectoniques historiques offrent la possibilité de revisiter certains travaux documentant des glissements dans la région Auvergne avec pour objectif d'apporter un premier bilan de l'aléa sismique durant la fin de l'Holocène. En effet, de nombreux glissements dont l'origine est inconnue ont été répertoriés dans les lacs avoisinants les Monts Dore durant l'Holocène. Dans l'ordre chronologique, les évènements suivants ont été identifiés : 5500 cal BP à la Crégut, 2600 BP à Chambon, 1800 cal BP à Aydat et 600 cal AD au Pavin (Figure 3.2b). Si aucune corrélation inter-sites ne semble possible à première vue, il est important de souligner la faible représentativité spatio-temporelle de certains enregistrements. En effet, au sein de cette base de données, seuls les enregistrements sédimentaires des lacs Pavin et d'Aydat recouvrent une histoire suffisamment longue et bien documentée en comparaison des autres sites aux archives sédimentaires temporellement limitées et/ou chronologiquement mal contraintes. Aussi, il semble hasardeux de vouloir documenter avec précision l'histoire sismique de la région au-delà du dernier millénaire à travers ce jeu de données.

A ce jour, parce qu'aucun glissement synchrone n'est observé d'un site à l'autre, l'aléa sismique durant l'Holocène apparaît faible, hormis durant le dernier millénaire où plusieurs évènements historiques ont pu être documentés. Néanmoins, des travaux anciens évoquent la présence de plusieurs niveaux sableux déposés à la fin de l'Holocène dans le Gour de Tazenat (Juvigné and Stach-Czerniak, 1998), dont certains pourraient corréler l'effondrement gravitaire de la Dent du Marais marquant la (re)naissance du lac Chambon il y a 2600 ans environ (Macaire et al., 1997, Gay et al., 1998, Gay and Macaire, 1999, Vidal et al., 1996) ou encore les glissements subaquatiques plus modernes à Aydat (Lavrieux et al., 2013) et Pavin (Chassiot et al., accepted[8]).

[8] Cette référence renvoie à l'article accepté pour publication dans *Quaternary Science Reviews* et présenté dans le chapitre 3.1.2 de ce manuscrit.

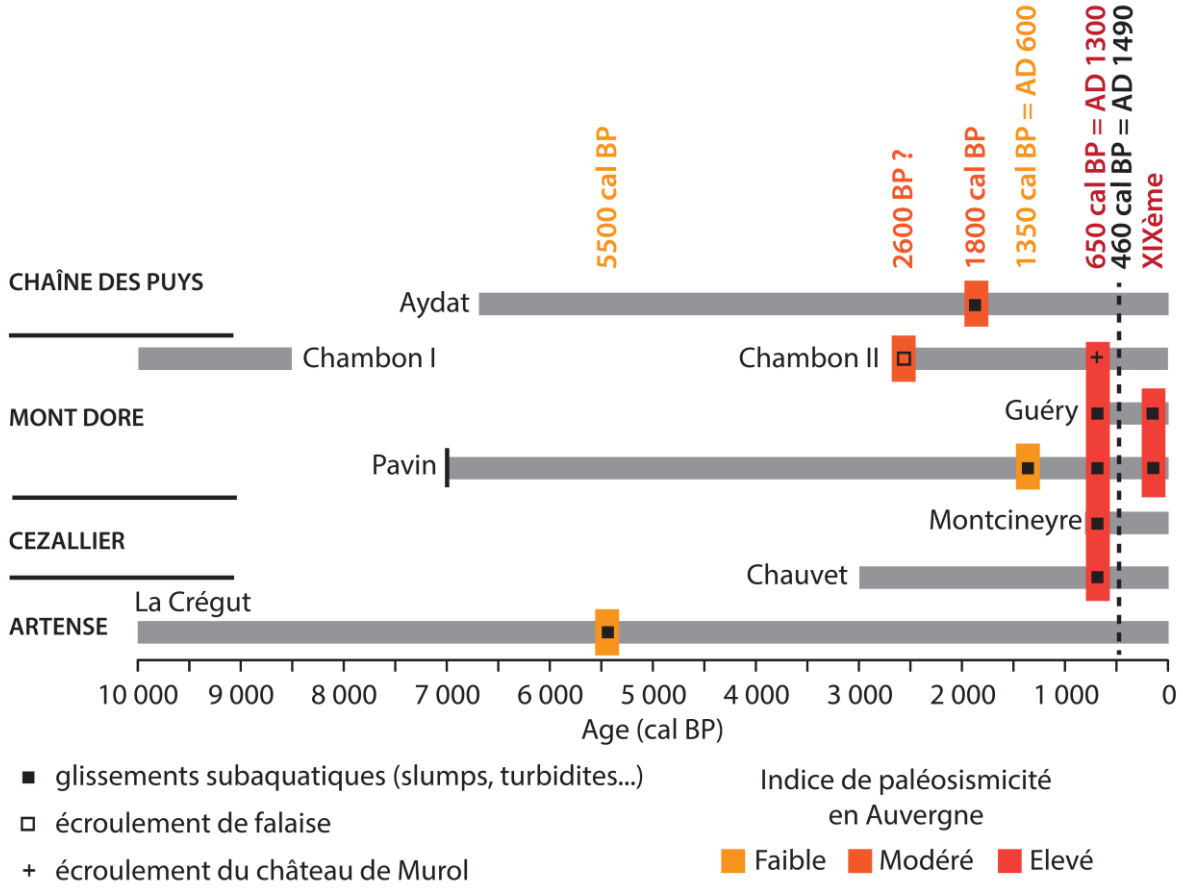


Figure 3.2b. Frise chronologique compilant les glissements subaquatiques recensés dans les lacs du Mont-Dore à partir des travaux présentés dans les chapitres 3.1.1 et 3.1.2 et de travaux antérieurs (voir texte pour détails). La création d'un indice de paléosismicité a été effectuée à partir des croisements de données inter-sites. Malgré l'absence de glissement associé à cette date, le séisme de l'an 1490 est représenté par un trait pointillé noir. Les barres grises horizontales symbolisent la période temporelle couverte par les archives sédimentaires.

3.2.2.2. Sensibilité lacustre face aux séismes

L'étude multi-site des archives lacustres du Mont Dore illustre en parallèle de nombreux séismes non archivés dans les sédiments, principalement en raison de la distance lac-épicentre et de leur magnitude (ou intensité), mais également en fonction de plusieurs effets de sites influençant la stabilité des unités sédimentaires. Cette hétérogénéité spatio-temporelle dans l'archivage des épisodes tectoniques illustre la sensibilité de chaque système lacustre au forçage tectonique sur la sédimentation. Ces effets de sites concernent aussi bien la morphologie lacustre que la nature du sédiment, la charge sédimentaire ou encore les variations du niveau d'eau. Ils peuvent évoluer au cours du temps et ainsi conditionner l'occurrence de glissements subaquatiques. L'onde sismique agit alors comme un déclencheur dans un environnement lacustre dont la sensibilité varie en fonction de ces différents paramètres, rendant d'autant plus complexe l'utilisation des archives sédimentaires comme séismographes naturels. De même, la répétition d'évènements sismiques dans une fenêtre temporelle réduite ne pourra également pas être enregistrée dans la mesure où les corps sédimentaires instables mettent un certain temps à se développer. Ainsi, l'occurrence d'un séisme régional en l'an 1300 au Mont Dore, soit à peine 200 ans avant les grands séismes de la Limagne, peut également être une explication à l'absence de dépôts synchrones à ces évènements d'intensité pourtant bien plus forte (Moernaut et al., 2007).

Comme présenté dans le chapitre 3.2.1, les facteurs de station tels les pentes conditionnent pour partie la stabilité sédimentaire et donc la résistance face à un choc sismique. De ce point de vue, les lacs aux fortes pentes tels le lac Pavin apparaissent donc plus susceptibles que d'autres systèmes.

La nature du sédiment conditionne également sa cohésion. Aussi, certaines typologies de sédiment peu consolidées et de faible densité peuvent faciliter les ruptures de pentes. De même, la sédimentation de la matière organique amène une fermentation qui évolue vers la formation de gaz, principalement le méthane. Aussi, un sédiment riche en matière organique peut contenir des quantités de gaz non négligeables qui peuvent, naturellement ou en cas d'épisode sismique, se libérer et altérer la cohésion sédimentaire pour engendrer des glissements. A ce titre, les lacs du Mont Dore, qui renferment des sédiments riches en matière organique (COT entre 5 et 15%) sont riches en gaz, comme le souligne l'absence de pénétration dans certains profils sismiques. A titre d'exemple, les nombreux glissements enregistrés au lac Pavin illustre une sensibilité élevée face aux séismes, en partie du fait d'une sédimentation composée de diatomites de texture grumeleuse, formant un matériel extrêmement peu cohésif.

La bathymétrie conditionne la stabilité sédimentaire de par la pression hydrostatique. Aussi, les variations de niveau lacustre, qu'elles soient d'origine naturelle ou artificielle, peuvent ébranler les dépôts et favoriser des glissements de par une modification de la pression sur les eaux interstitielles. Une chute de la pression hydrostatique consécutive à un abaissement du niveau lacustre peut donc durablement augmenter la sensibilité du système face aux séismes. L'exemple de la vidange du lac Pavin suite à la rupture du cratère vers AD 600 illustre ce phénomène, avec un abaissement de 9 mètres ayant favorisé l'enregistrement des séismes au cours du dernier millénaire.

Enfin, l'accumulation de matériel sédimentaire au cours du temps permet de construire les unités sédimentaires, parfois jusqu'au point de rupture dans des pentes fortes et/ou des deltas. En effet, une déstabilisation des corps sédimentaires peut se produire de manière naturelle lorsque la charge sédimentaire devient trop importante, mais un évènement tectonique peut accélérer ce processus. Une récente étude de plusieurs systèmes alpins a d'ailleurs montré la prédominance de ce paramètre vis-à-vis de la sensibilité lacustre aux épisodes tectoniques (Wilhelm et al., 2015), les lacs les plus sensibles étant ceux présentant les taux de sédimentation les plus élevés. Dans les systèmes de Chauvet et de Montcineyre, l'augmentation des taux de sédimentation durant les temps médiévaux (AD850-1450) illustre ce phénomène, où les glissements reliés au séisme de l'an 1300 sont les seuls recensés au cours du dernier millénaire pour ces deux lacs, malgré l'occurrence de plusieurs séismes dans la région depuis cette date (Chassiot et al., soumis[9]).

Cet exemple souligne à quel point ce paramètre, variable en réponse aux fluctuations climatiques et aux impacts anthropiques, est important dans l'évaluation de la sensibilité des systèmes lacustres aux séismes sur le long terme et son implication en termes de paléosismicité. A ce titre, si la variation de la sensibilité lacustre a été documentée en réponse aux changements environnementaux majeurs induits par la variabilité climatique durant l'Holocène (Chapron et al., 2016), l'exemple des lacs Chauvet et Montcineyre illustre pour la première fois une variation de la sensibilité liés à l'impact anthropique dans le bassin versant.

[9] Cette référence renvoie à l'article soumis à *Sedimentary Geology* et présenté dans le chapitre 3.1.1 de ce manuscrit.

Les enregistrements sédimentaires des lacs du Mont Dore montrent une diversité de dépôts instantanés pouvant être reliés au facteur tectonique. Les archivages mettent en lumière deux périodes où l'activité sismique a conditionné l'occurrence de ces dépôts, autour de l'an 1300 et durant le XIX^{ème} siècle. Toutefois, l'hétérogénéité spatio-temporelle observée dans l'archivage de ces évènements, ainsi que l'absence de dépôts synchrones aux évènements historiques de la fin du XV^{ème} siècle, soulèvent la question de la sensibilité de chacun des systèmes étudiés au facteur tectonique. L'occurrence de dépôts co-sismiques est en effet conditionnée par différents paramètres, dont :

(1) des facteurs intrinsèques à l'épisode tectonique, principalement la magnitude (ou l'intensité), la distance lac-épicentre et le temps de retour entre deux évènements.

(2) des facteurs de stations propres à chaque lac, notamment la pente et la nature du matériel sédimentaire.

(3) des facteurs externes variables au cours du temps, à savoir le taux de sédimentation et la variation de niveau lacustre.

En résumé, les sédiments lacustres peuvent faire office de sismographes naturels car ils ont la capacité à enregistrer des séismes à travers une grande variété de dépôts évènementiels sur des périodes de temps très longues. Toutefois, « l'efficacité » de l'enregistrement de l'activité sismique varie de manière spatio-temporelle, d'où l'intérêt d'adopter une approche multi-sites à partir de d'archives lacustres contrastées afin d'appréhender au mieux l'aléa sismique à l'échelle régionale.

3.2.3. Le climat

L'enregistrement des variations climatiques a pu être reporté pour la province du Mont Dore à travers l'étude de la sédimentation de fond de l'archive sédimentaire du lac Pavin couvrant les derniers 7000 ans. Au sein de cette archive sédimentaire, la lecture des signaux terrigènes organiques et minéraux souligne un impact climatique d'origine Atlantique influençant le signal terrigène sur le long terme durant le Néoglaciaire (Debret et al., 2009), une période climatiquement plus humide marquée par le retour des glaciers alpins qui culminent durant le Petit Âge Glaciaire (Holzhauster et al., 2005, Ivy-Ochs et al., 2009, Le Roy et al., 2015). Au sein de l'enregistrement sédimentaire du lac Pavin, la corrélation entre les périodes de détritisme intense et les phases négatives de la NAO souligne le rôle du moteur océanique dans la distribution des précipitations sur cette région pour le long terme, bien qu'une variabilité à court terme d'origine solaire puisse également être perceptible à certaines périodes marquées par d'importants minima solaires. En Europe, l'expression météorologique de ces phénomènes oscillatoires se traduit par des hivers rudes et neigeux. Aussi, son accumulation en hiver et sa fonte au printemps contribuent directement à l'érosion des sols au sein des bassins versants.

Les reconstitutions des taux d'érosion des sols effectuées sur les 700 dernières années à travers les différentes archives sédimentaires de la province du Mont Dore ne permettent pas de faire ressortir un impact climatique à l'échelle régionale du fait de l'anthropisation très prononcé de certains sites (Figure 3.1.4r). Parmi les systèmes étudiés, seul le signal du lac Pavin tend à montrer un paroxysme dans l'érosion des sols durant la seconde moitié du Petit Âge Glaciaire. Avec un contexte régional de forte anthropisation, la réponse des autres bassins versants aux évènements climatiques est profondément modifiée, altérant ainsi le signal climatique régional. De plus, les faibles taux de sédimentation enregistrés durant les 500 dernières années sur les sites de Chauvet et de Montcineyre limitent la résolution temporelle avec le pas d'échantillonnage utilisé.

La lecture du diagramme palynologique établi à partir de l'analyse de l'archive sédimentaire du lac Pavin permet également de déceler l'impact du climat sur la végétation, où la transition vers le Néoglaciaire est marquée par le remplacement de la chênaie diversifiée par une hêtraie-sapinière de montagne plus adaptée à l'installation de conditions climatiques froides (Figure 3.2c). Dans ce cas précis, le remplacement d'un couvert forestier par une autre n'affecte pas directement l'érosion des surfaces continentales. Néanmoins, à l'échelle du Quaternaire, ces changements de végétation sont en mesure de modifier complètement les paysages et peuvent directement influencer les flux terrigènes associés au ruissellement. A titre d'exemple, les conditions climatiques froides qui régnaient au Tardiglaciaire ont abaissé la limite altitudinale de la flore arborescente, remplacé en montagne par des pelouses d'altitude. C'est l'une des raisons pour lesquelles les taux d'érosion des sols apparaissent beaucoup plus élevés à cette période qu'à l'Holocène (Gay and Macaire, 1999, Degeai and Pastre, 2009).

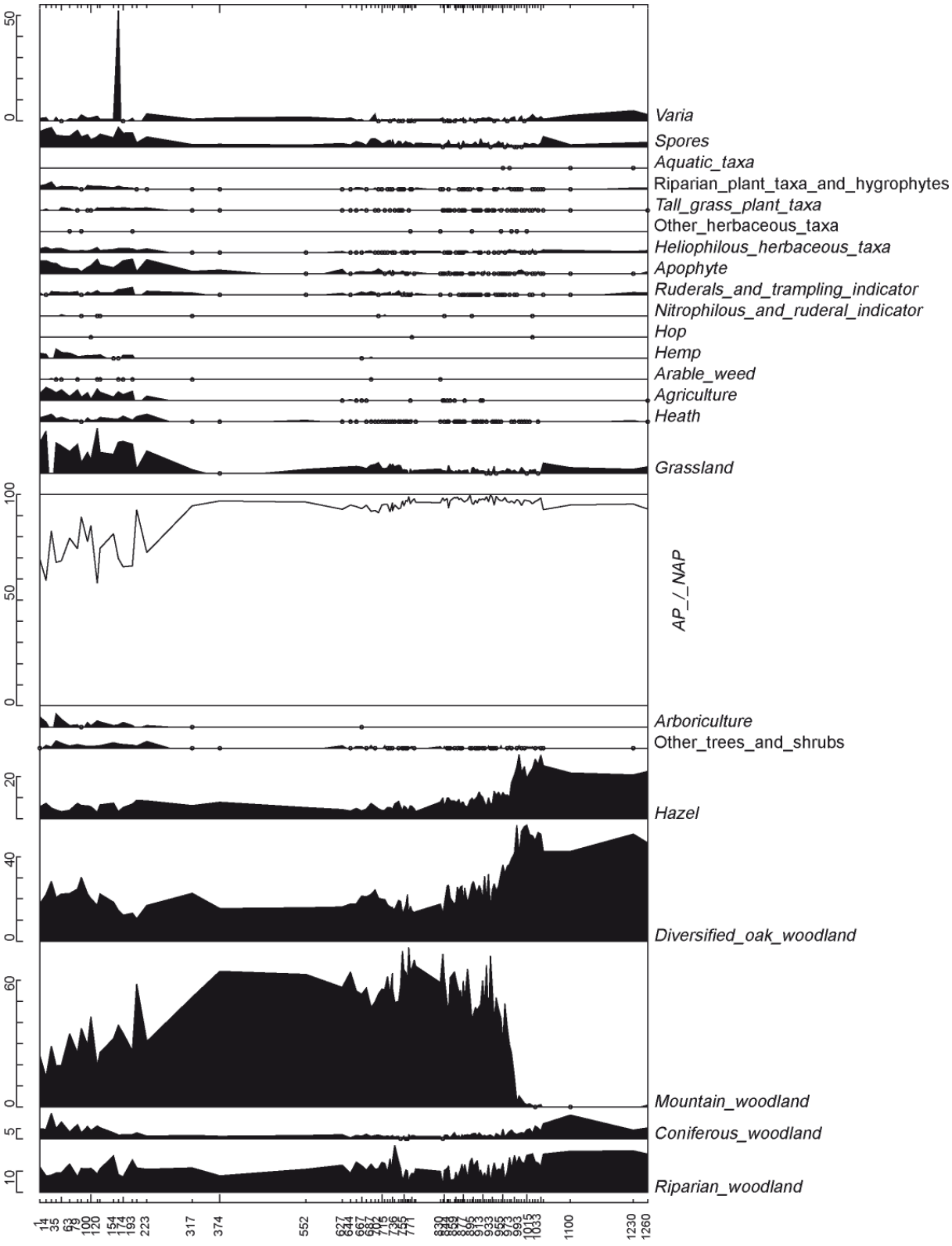


Figure 3.2c. Diagramme pollinique simplifié de la carotte PAV12 (Lac Pavin) illustrant un bassin versant dominé par les essences arboricoles. La transition depuis l'Optimum climatique médiéval vers le Néoglaciaire est également soulignée par le développement des essences de montagnes (Mountain Woodland) au profit de la chênaie diversifiée (Diversified Oak Woodland). Analyses : Y. Miras.

A l'opposé de cette sédimentation de fond, certains évènements extrêmes comme les crues répondent à des épisodes climatiques de précipitation intense. Néanmoins, l'occurrence de ces phénomènes hydrologiques dépend en grande partie de la configuration morphologique du bassin versant et de l'occupation des sols. A travers les systèmes lacustres étudiés, la petite taille des bassins versants conjuguée à l'absence de rivière pérenne, hormis à Guéry, empêche la formation de crues dans ces environnements. Dans la région du Mont Dore et de la Chaîne des Puys, les signatures de ce type d'évènements ont néanmoins été rapportés dans les enregistrements sédimentaires des lacs Chambon et Aydat (Lavrieux et al., 2013a).

Enfin, certains évènements climatiques extrêmes sont en mesure d'amener la rupture d'un barrage naturel. La rupture de l'exutoire du lac Pavin en l'an 600 trouve ainsi une explication d'ordre climatique, où une surcharge hydraulique pourrait être à l'origine d'une déstabilisation des matériaux ponceux non consolidés de l'exutoire. Cette surcharge ferait suite à une élévation du niveau lacustre consécutif à de fortes précipitations dans la région documentées par l'historien Grégoire de Tours et largement documentées à travers plusieurs enregistrements sédimentaires d'Europe occidentale (Debret et al., 2010, Simonneau et al., 2014). Au sein du lac Pavin, il se traduit par une rupture de l'exutoire entraînant la vidange du lac mise en évidence par (1) une coulée de débris dans la vallée de la couze Pavin ; (2) un large glissement subaquatique à l'intérieur du cratère (87 000 m^3 minimum) et (3) un changement dans la sédimentation organique lacustre consécutif à une baisse du niveau du lac d'environ 9 m. En réduisant la pression hydrostatique, cet abaissement est en mesure d'augmenter la sensibilité du lac à la génération de glissements subaquatiques futurs, comme le montre la succession d'évènements enregistrés par la suite en réponse aux évènements tectoniques durant le dernier millénaire. Similairement, la surcharge sédimentaire induite par les épisodes pluviométriques intenses peut fragiliser des corps sédimentaires, les rendant ainsi plus sensibles aux chocs tectoniques (§ 3.2.2.2).

3.2.4. L'Homme

Dans un contexte de pression anthropique croissante à l'échelle globale, les écosystèmes continentaux (bassins versants et systèmes lacustres) sont de plus en plus influencés par des forçages d'origine anthropique. En modifiant les géosystèmes sur lesquels il vit, l'Homme devient donc un agent géologique majeur dans la dynamique sédimentaire, sur des aspects à la fois quantitatif et qualitatif.

Durant l'Holocène, plusieurs travaux paléo-environnementaux ont documenté l'historique de l'anthropisation de la région des Monts Dore, soulignant un impact anthropique dès le Néolithique (Miras et al., 2004, 2015, Lavrieux et al., 2013a). Cette pression se caractérise par des périodes de déboisements et de développement des activités agricoles (Figure 3.2d). Elle s'accentue de manière croissante jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle où l'exode rural entraîne une désertion des campagnes.

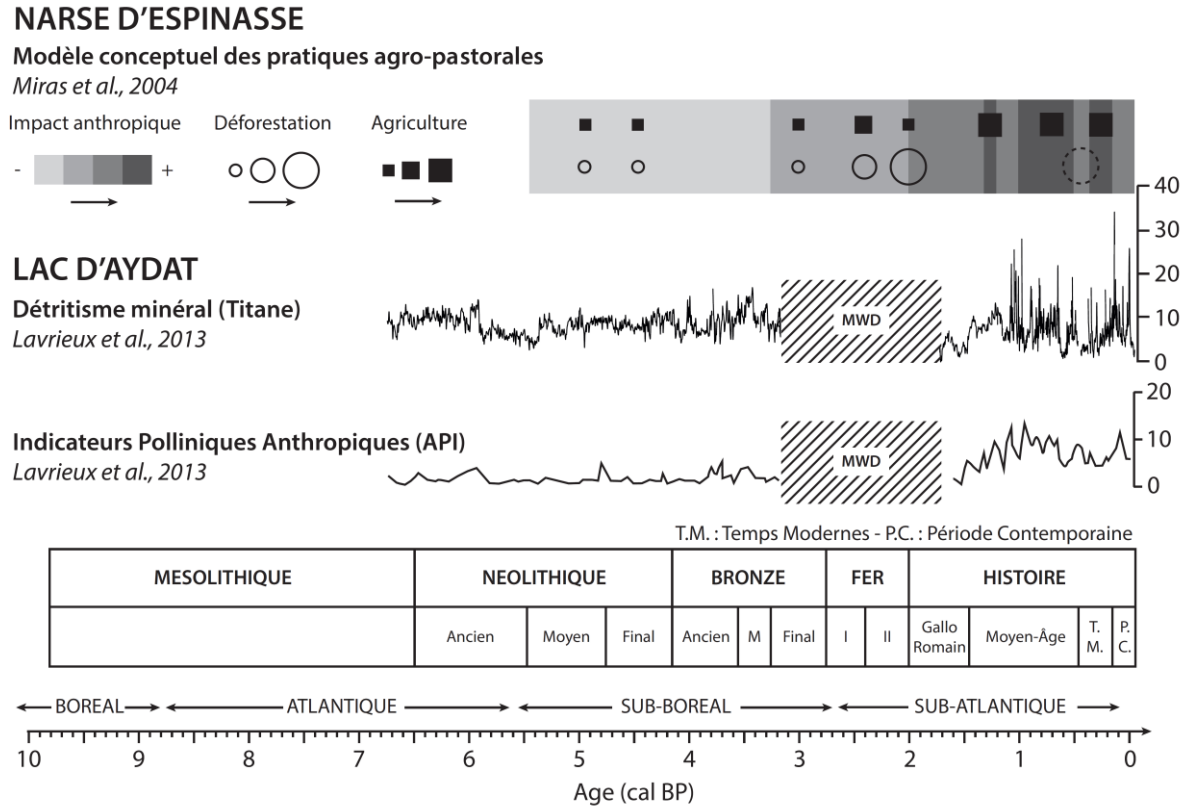


Figure 3.2d. Historique de l'anthropisation dans la région des Monts Dore, sur la base des données palynologiques obtenues au sein de la Narse d'Espinasse (BV Aydat) et du signal détritique et pollinique du lac d'Aydat.

La création et/ou la modification de plan d'eau par l'implantation d'ouvrages faisant un obstacle à l'écoulement naturel des rivières engendre une modification majeure dans le transit sédimentaire au sein des bassins versants. Construit en aval des lacs naturels, ces ouvrages génèrent une augmentation de la surface en eau (et donc une réduction de la taille du bassin versant). Ce changement de volume en eau n'est pas sans conséquence sur les modes de sédimentation et la stabilité des corps sédimentaires. En effet, l'exemple du barrage du lac de Guéry montre une évolution des modes de sédimentation entre la période pré et post-barrage et la génération d'un glissement subaquatique (MWD) consécutive à la mise en service de l'ouvrage en 1895. En effet, un abrupt changement de pression interstitielle dans les pores du sédiment est à même d'engendrer un glissement similaire à ceux déclencher par les séismes. D'origine anthropique, l'enregistrement de ce glissement renvoie au chapitre 4.1.2, où le facteur tectonique est décrit comme un élément déclencheur pouvant amener un glissement subaquatique, dont l'occurrence au sein des archives sédimentaires dépend pour partie de la charge sédimentaire induite par les flux terrigènes depuis le bassin versant.

A ce titre, il est nécessaire de rappeler ici l'importance des activités humaines sur l'érosion des sols. A l'échelle du Mont Dore, un synchronisme peut être mis en évidence entre l'augmentation abrupte du détritisme minéral à Chauvet, l'érosion des sols à Chauvet et Montcineyre et la répétition de crues dans le lac d'Aydat souligné par d'importants pics de susceptibilité magnétique (Figure 3.2e) vers AD 850. Si le fort impact anthropique se poursuit jusqu'à la fin du XIX^{ème} siècle dans les alentours d'Aydat (Narse d'Espinasse et lac d'Aydat), une baisse abrupte des taux d'érosion des sols est enregistrée de manière synchrone à l'aube du XV^{ème} siècle dans les sites de Montcineyre et de Chauvet (Figure 3.2e). Si le manque de données archéologiques limite les interprétations, l'hypothèse la plus probable serait liée à un changement d'usage des sols, avec la probable évolution d'un système agro-pastoral à forte anthropisation vers un système pastoral à anthropisation saisonnière. A cette altitude (1100 m NGF), les espaces de moyennes montagnes autrefois parsemés de petits hameaux sont transformés en espaces de pâturage pour la transhumance saisonnière (Surmely, communication personnelle). Ce changement socio-économique de l'usage des terres, synonyme de déprise anthropique, engendre une baisse de l'érosion des sols. Il pourrait être en relation avec des évènements historiques tels que la guerre de Cent Ans et/ou la peste noire au vue de la concordance des évènements (Figure 3.2e). En l'absence d'études historiques, cette dernière hypothèse reste toutefois à vérifier.

Néanmoins, il apparait que l'Homme est un agent géologique majeur pour les lacs étudiés au cours des 700 dernières années, en adéquation avec les études illustrant un très fort impact anthropique sur l'évolution des milieux de la région d'Auvergne (Guenet et Reille, 1988, Miras et al., 2004). De plus, cette étude souligne les différences en termes d'impact anthropique durant le dernier millénaire entre des sites de basses altitudes (Aydat et Chambon vers 870 m NGF) et les sites de moyennes altitudes (Chauvet et Montcineyre vers 1100 m NGF).

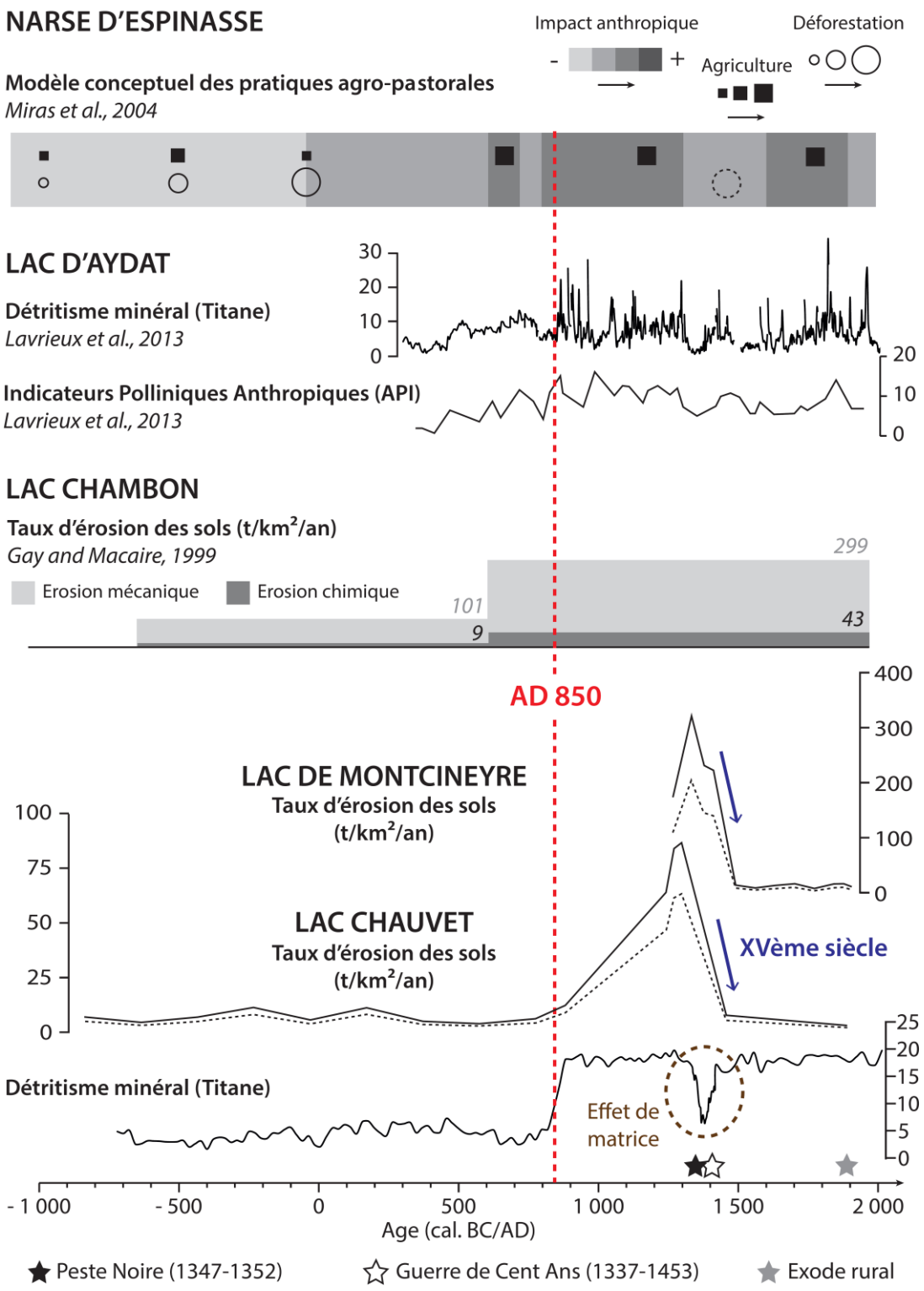


Figure 3.2e. Comparaison du détritisme minéral (Chauvet) et de l'érosion des sols entre les lacs Chauvet et Montcineyre avec les données des sites de Chambon et d'Aydat et les grands évènements historiques au cours des derniers 3000 ans, soulignant un synchronisme entre l'apparition des crues dans Aydat et l'augmentation des taux d'érosion des sols sur les deux lacs en AD 850.

Dans un milieu rural comme l'Auvergne, l'agriculture et le pastoralisme sont deux activités principales qui se côtoient durant le dernier millénaire. Chacune de ces activités nécessite des aménagements paysagers, en particulier l'ouverture des espaces par déforestation, ce qui altère l'état du sol le rendant ainsi plus susceptible à l'érosion durant des évènements pluvieux. A l'extrême, les modifications de l'état des sols d'un bassin versant peuvent changer les régimes d'écoulement hydrologiques au sein des bassins versants, notamment via des ruissellements plus intenses voire par la génération de crues, comme cela a pu être reportée dans l'enregistrement sédimentaire du lac d'Aydat (Lavrieux et al., 2013a). Parce ces activités anthropiques participent à l'érosion des sols à des degrés divers, la reconstruction des taux d'érosion des sols est une méthode quantitative permettant de distinguer ces deux pratiques à partir des archives sédimentaires lacustres. Sur la période actuelle, il est admis que l'agriculture, de par le labour et le travail du sol, rend les sols plus susceptibles à l'érosion que les activités pastorales (Campy et Macaire, 2003, Cerdan et al., 2010). Cependant, comme il a été souligné dans le chapitre 3.1.4, ces approches quantitatives sont aussi dépendantes d'effets de site liés à la géomorphologie des bassins versants. L'étude des pratiques agro-pastorales anciennes passe donc par un couplage entre des estimations quantitatives et une ou plusieurs approches qualitatives comme la caractérisation des composés polliniques (Miras et al., 2004, 2015), des biomarqueurs moléculaires (Jacob et al., 2009, Lavrieux et al., 2013b, Guillemot et al., 2015) et/ou de l'ADN moléculaire (Giguet-Covex et al., 2014).

NEO

Les réservoirs des bassins versants

Loire et Adour-Garonne



Le bassin de Saint-Samson



Le pont-barrage de l'Europe



Le barrage de Vaussaire



Le lac de la Crégut

Chapitre 4.1

Cas d'études

Ce chapitre présente les résultats obtenus sur différentes typologies de réservoirs formés par un obstacle à l'écoulement, sélectionné au sein des bassins versants de la Loire et d'Adour-Garonne. En testant la méthodologie développée sur les systèmes naturels, en particulier la sismique réflexion, l'objectif est d'estimer les volumes et les géométries des remplissages sédimentaires dans ces environnements crées par l'Homme. Les résultats sont hiérarchisés en fonction des typologies de réservoirs.

Le plan de ce chapitre est donc le suivant :

4.1.1. Seuils sur rivières

4.1.2. Barrages

4.1.3. Lacs-barrages : l'exemple du lac de la Crégut

4.1.1. Seuils sur rivières

4.1.1.1. Le bassin de Saint-Samson

Né d'une résurgence karstique de la Loire à la source du Bouillon, le Loiret est une rivière qui s'écoule au sud de l'agglomération urbaine d'Orléans (Figure 4.1.1a). Elle est rejointe par le Dhuy, un affluent drainant les zones agricoles du sud du Val-de-Loire sur un bassin versant d'environ 250 km² (Figure 4.1.1b) et forme une confluence avec la Loire quelques kilomètres en aval. La confluence avec le Dhuy peut entraîner des phénomènes d'inversac, lorsque les eaux du Dhuy remontent le cours du Loiret et pénètrent dans la source du Bouillon (Albéric, 2004). Construit au XI^{ème} siècle par les communautés religieuses, les moulins du Loiret découpent cette rivière en plusieurs bassins longitudinaux sur un axe ouest-est à Olivet, qui forment un ensemble de biefs aujourd'hui entouré de parcs et utilisé pour la pêche et les activités nautiques (Figure 4.1.1a). Au cours du siècle dernier, des changements majeurs ont été opérés dans l'occupation des sols, en passant d'un milieu rural à un environnement très urbanisé en quelques décennies. En parallèle d'une urbanisation croissante (Figure 4.1.1c), l'implantation en 1966 d'une station d'épuration (STEP) a eu pour conséquence des rejets d'effluents dans la rivière du Loiret, avant la déviation de ces rejets vers la Loire à partir de 1989 (Figure 4.1.1a). Aujourd'hui, l'eutrophisation du milieu est observée par l'invasion d'algues sur les différents plans d'eau. Les modalités du transfert et des stocks sédimentaires de ce système ont été étudiées à travers une caractérisation des sédiments du bief de Saint-Samson (125 000 m²). Deux profils de géophysiques ont été levés dans l'axe du bassin, complétés par des mesures de bathymétrie par une sonde sur les berges et d'épaisseur totale de sédiments. Cinq carottages ont été réalisés selon un transect longitudinal (Figure 4.1.1d).

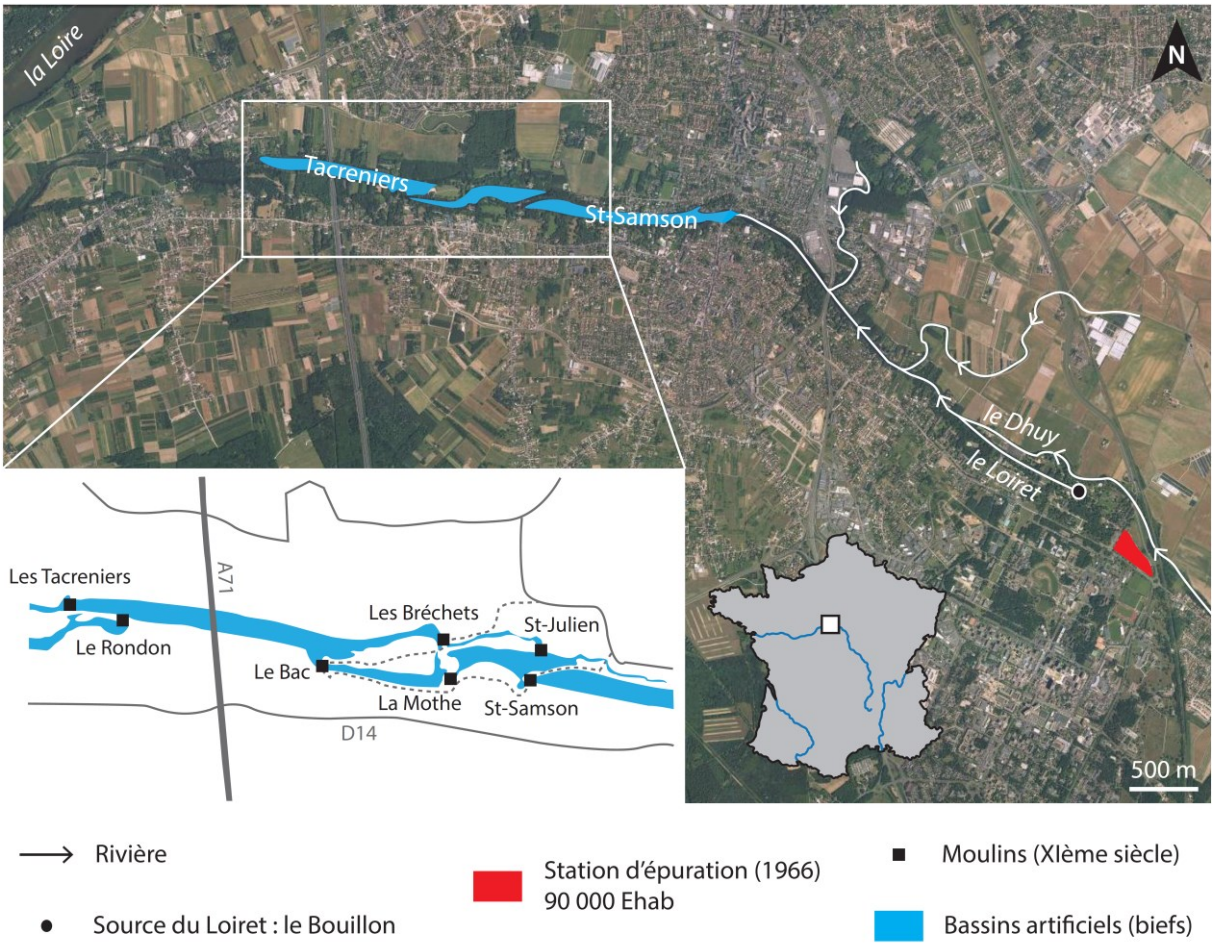


Figure 4.1.1a. Image satellite illustrant la source du Loiret dans la partie Sud-Est de l'agglomération d'Orléans et sa confluence avec le Dhuy, alimenté jusqu'en 1989 par les rejets de la station d'épuration construite en 1966. A hauteur de la ville d'Olivet, plusieurs moulins construits au XI^{ème} siècle ont entraîné la formation de bassins de retenues dont celui de Saint-Samson.

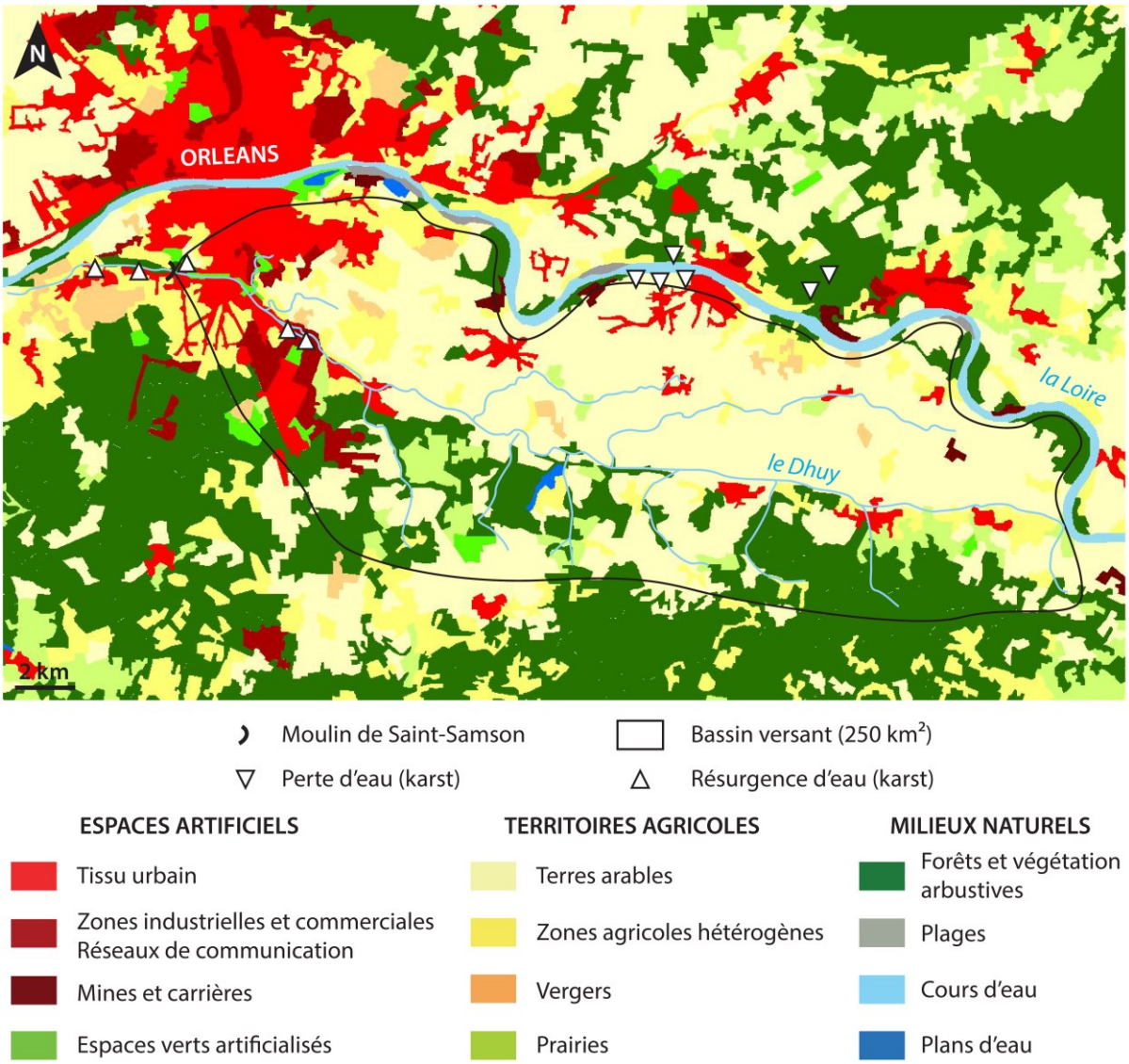


Figure 4.1.1b. Cartographie de l'occupation des sols du bassin versant du Dhuy (Corine Land Cover 2006) montrant la prédominance des territoires agricoles dans la partie amont et des espaces artificialisés dans la partie en aval. Ce bassin versant topographique ne reflète qu'une partie des apports d'eaux du Loiret, car cette source karstique est reliée à des pertes de Loire identifiées en amont. Le bassin hydrographique réel s'étend donc à l'ensemble du bassin de la Loire en amont de ces pertes.

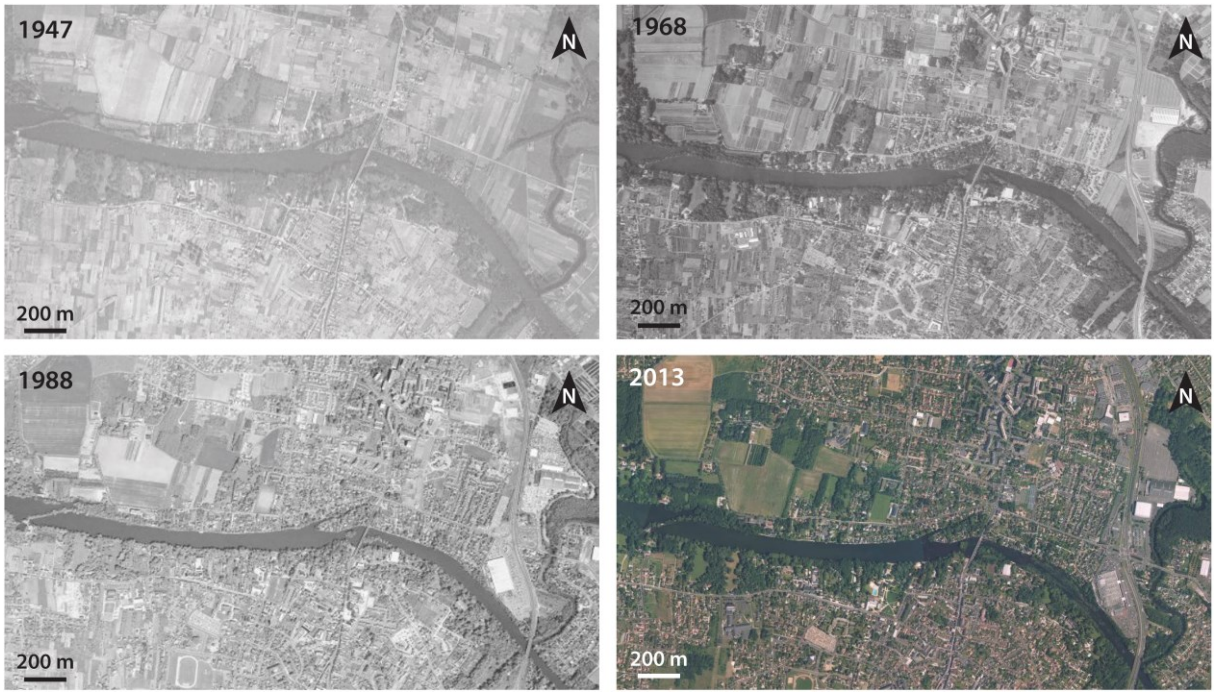


Figure 4.1.1c. Photographies aériennes montrant l'évolution de l'occupation des sols aux alentours du bassin de Saint-Samson, avec l'augmentation de la pression urbaine. En l'espace de 50 ans, cet ancien espace agricole avec des vergers s'est transformé en une grande zone résidentielle où la pression anthropique est prédominante.

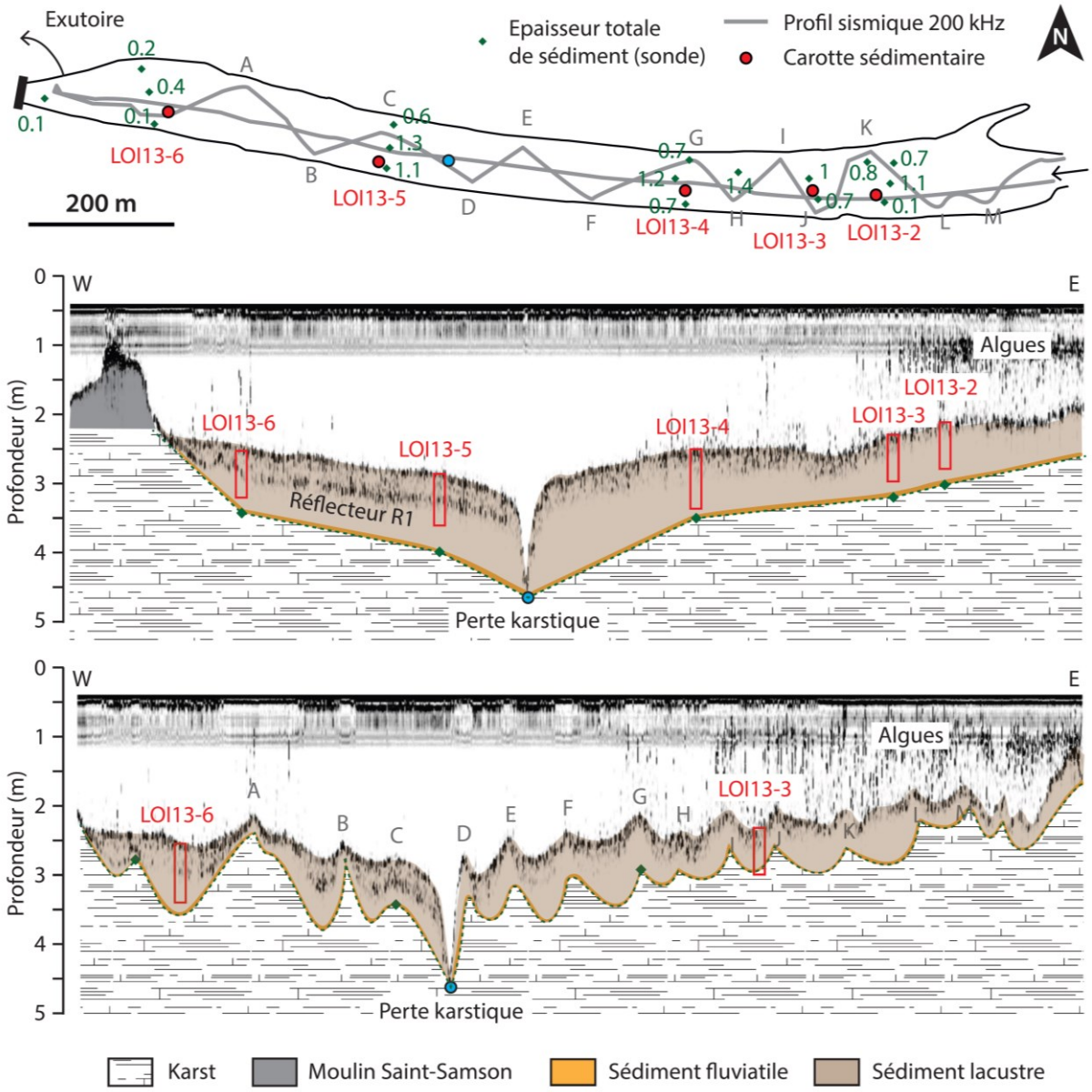


Figure 4.1.1d. Cartographie des profils sismiques (200 kHz), points de mesures de l'épaisseur totale de sédiment et carottage sédimentaire réalisés sur le bief du Loiret. Les profils sismiques, l'un dans l'axe longitudinal et le second en zigzag sont illustrés dans les deux coupes détaillant la morphologie de ce bassin où les carottages sont projetés par des rectangles rouges.

Les profils sismiques illustrent un bassin de faible profondeur avec une bathymétrie moyenne autour de 2 m. Au cœur du bassin, une dépression permet d'atteindre une profondeur de plus de 4 m qui, dans le contexte géologique local, peut s'apparenter à une perte karstique (Figure 4.1.1d). Les profils se distinguent aussi par la présence d'un réflecteur R1 délimitant l'unité sismique Us1 entre l'interface eau-sédiment et ce réflecteur. La carte de l'épaisseur de cette unité permet d'estimer un volume d'environ 23000 m^3, reparti de manière hétérogène dans le bassin, avec des dépôts plus épais au cœur du bassin (Figure 4.1.1e). De même, le profil en zigzag montre une épaisseur qui diminue à mesure que l'on se rapproche des berges, où l'épaisseur de sédiment est nulle (Figure 4.1.1d). Si les images géophysiques ne permettent pas de visionner la géométrie du remplissage dans son ensemble, les mesures d'épaisseur de sédiment par la sonde montre une épaisseur totale de sédiment qui dépasse 1,3 m dans la partie centrale du bief (Figure 4.1.1d). L'interpolation de ces données permet de réaliser une carte isopaque de l'épaisseur totale de sédiment, dont le volume total est estimé à 79500 m^3 sur ce bassin (Figure 4.1.1e).

La nature du remplissage sédimentaire a ensuite été évaluée à travers l'analyse multi-paramètres de plusieurs carottages gravitaires, notées d'amont en aval LOI13-2 à LOI13-6. La description visuelle de ces carottes montre un sédiment homogène de couleur marron à gris présentant des faciès laminés dans les sections inférieures (Figure 4.1.1f). L'utilisation de la spectrophotométrie (carte spectrale des dérivées premières et paramètre de luminescence L*) permet de mettre en évidence une succession de quatre grandes unités sédimentaires qui ont pu être corrélées à travers l'ensemble du bassin. Ainsi, on distingue une unité sommitale U1 décimétrique de couleur marron grise venant au-dessus d'une unité grise homogène (U2). Cet ensemble (U1 + U2) atteint une épaisseur totale comprise entre 20 et 30 cm d'épaisseur. Cette valeur se rapproche de la profondeur à laquelle le réflecteur R1 est identifié dans l'axe de ce profil, en sachant que la précision de cette méthode géophysique est de quelques centimètres (Figure 4.1.1e).

Aussi, la corrélation entre faciès sismique et unité sédimentaire permet d'attribuer l'unité sismique Us1 aux unités sédimentaires homogènes visibles au sommet des carottes (U1 + U2). Le bas des carottes montre ensuite l'apparition des unités grises U3 présentant localement des lamines. La caractérisation du contenu organique des carottes LOI13-2 et LOI13-6 montre un sédiment contenant entre 3 et 6% de COT. Les signatures géochimiques permettent de différencier l'unité inférieure laminée et les unités supérieures homogènes, plus riche en COT et en IH (Figures 4.1.1g et 4.1.1h). L'analyse granulométrique illustre la prédominance de la fraction des sables et des silts, dont les variations illustrent les unités au sein de la carotte LOI13-2, présentant une fraction légèrement plus grossière au sein des unités sommitales (Figure 4.1.1g), une tendance qui ne s'observe cependant pas au sein des unités de la carotte LOI13-6 (Figure 4.1.1h).

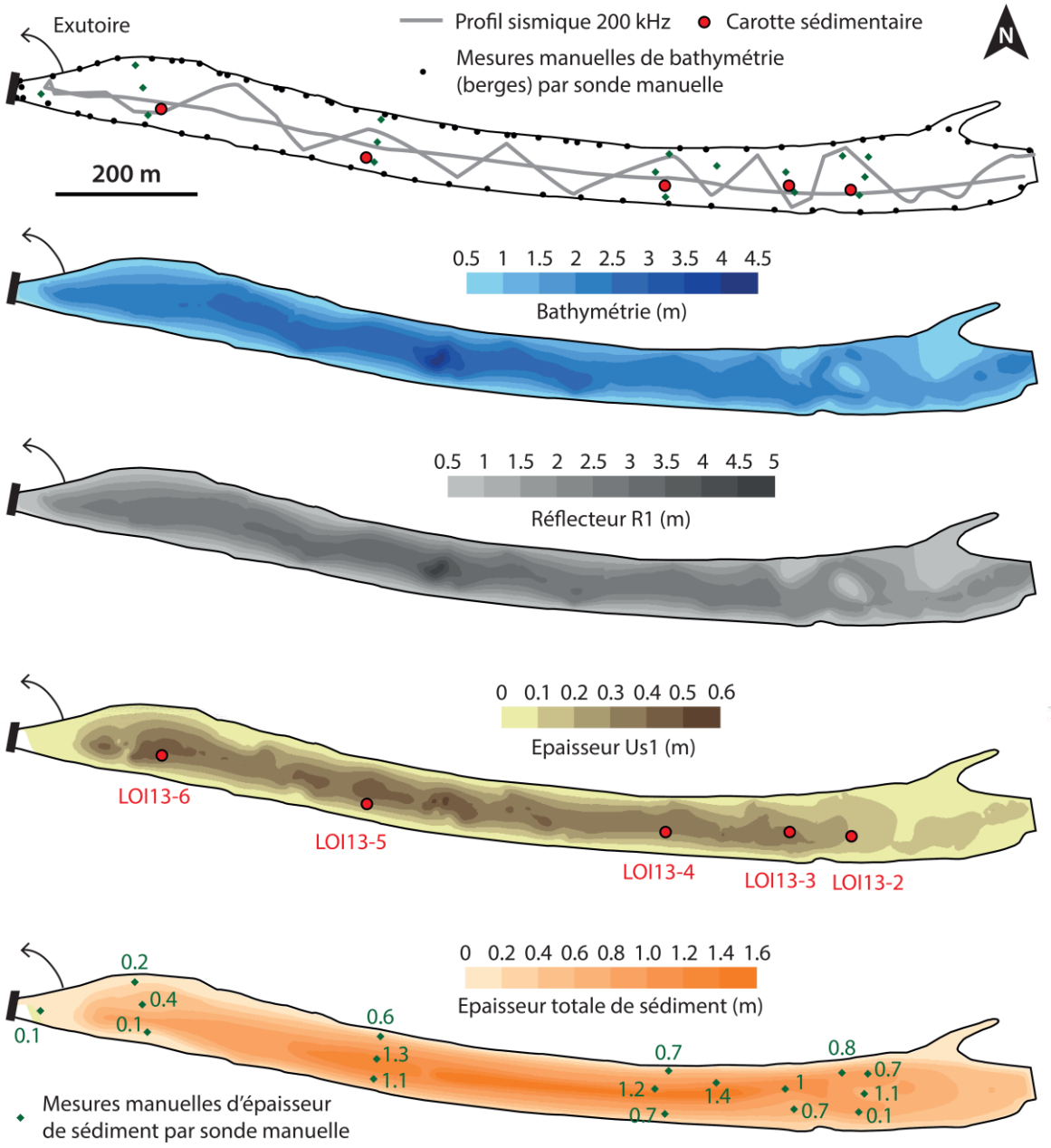


Figure 4.1.1e. Cartes illustrant la localisation des profils sismiques, des points de mesures de bathymétrie sur les berges et la localisation des carottages et les différentes géométries dans le bassin de Saint-Samson. En bleu, la bathymétrie, réalisées à partir de l'interpolation des données de berges des profils sismiques. En gris, la profondeur du réflecteur R1. En jaune et marron, l'épaisseur de l'unité Us1. En orange, l'épaisseur totale de sédiments.

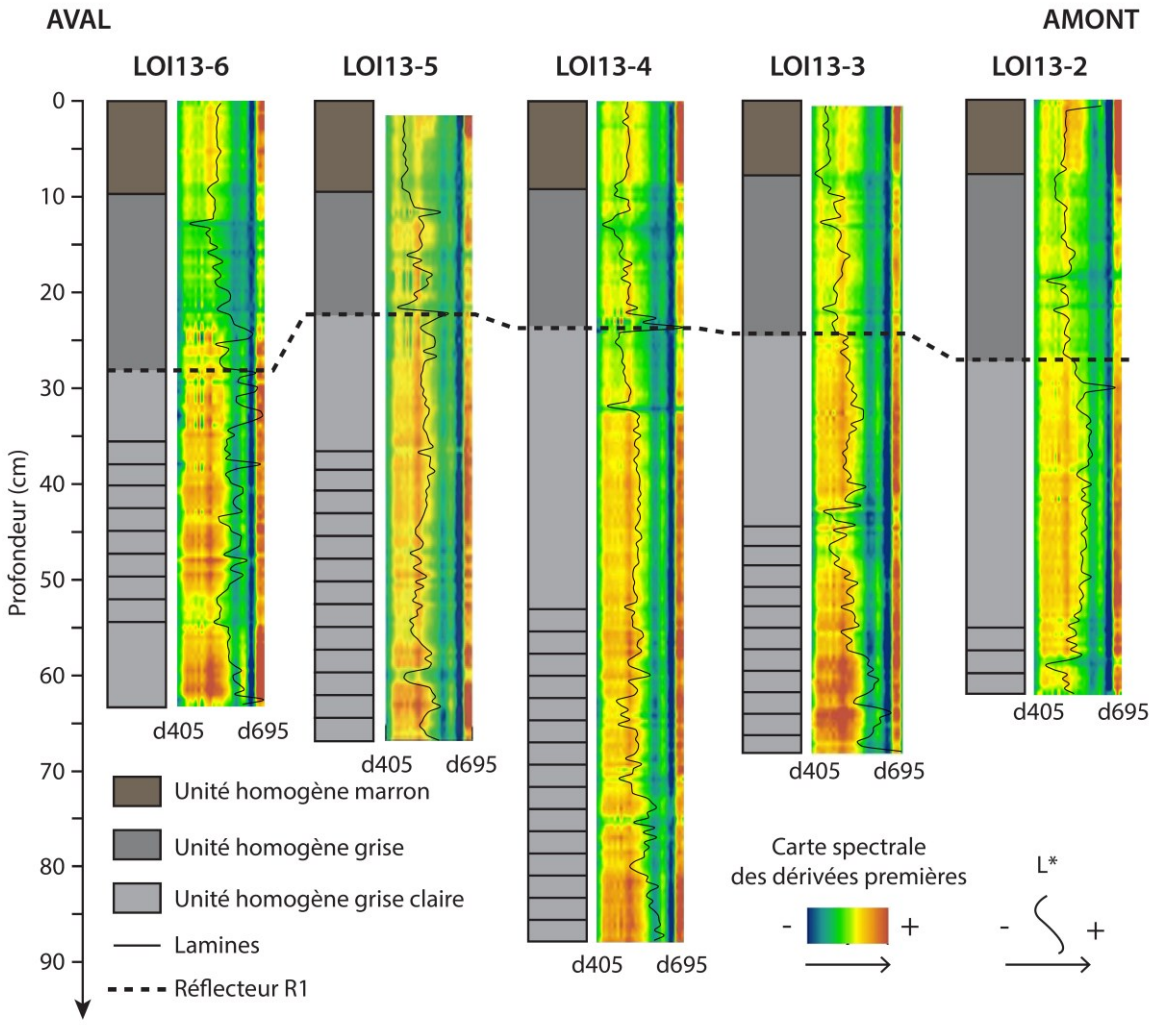


Figure 4.1.1f. Transect de carottes réalisées au sein du bassin de Saint-Samson illustrant trois grandes unités sédimentaires mises en évidence par la spectrophométrie (carte spectrale des dérivées premières et paramètre de luminosité L). Un macroreste végétal prélevé dans la carotte LOI13-3 a été daté au radiocarbone à 50 ± 30 BP. Le trait pointillé souligne la profondeur du réflecteur R1 visible dans les profils sismiques (Fig.3.2.4d).*

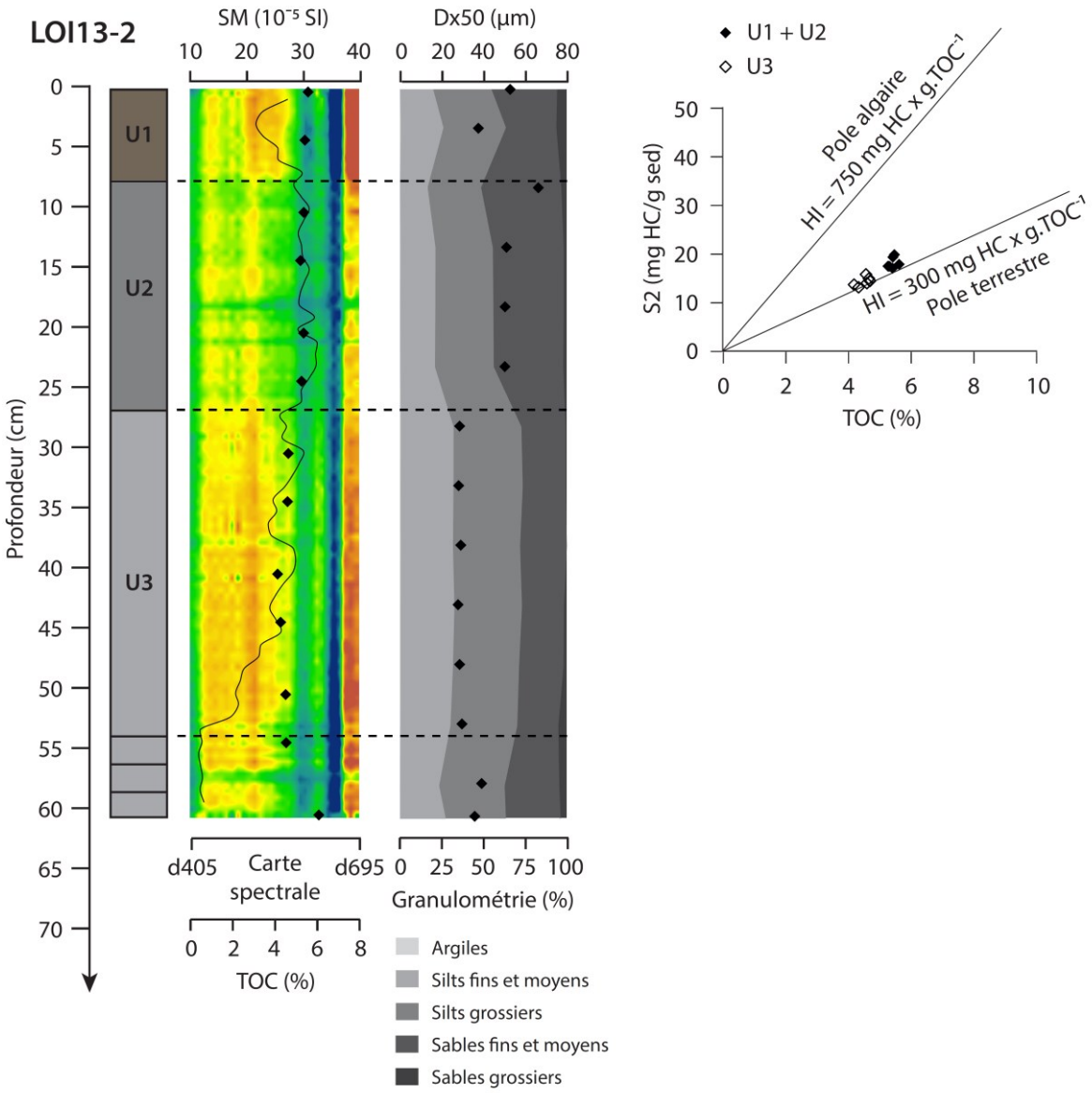


Figure 4.1.1g. Analyses multi-paramètres (susceptibilité magnétique, Rock-Eval et granulométrie) illustrant les variations lithologiques observées dans la carotte LOI13-2. En haut à droite, le diagramme S2-TOC illustre la différence de contenu organique entre les unités U1, U2 et U3, avec une transition vers des unités plus riches en COT (U1 +U2).

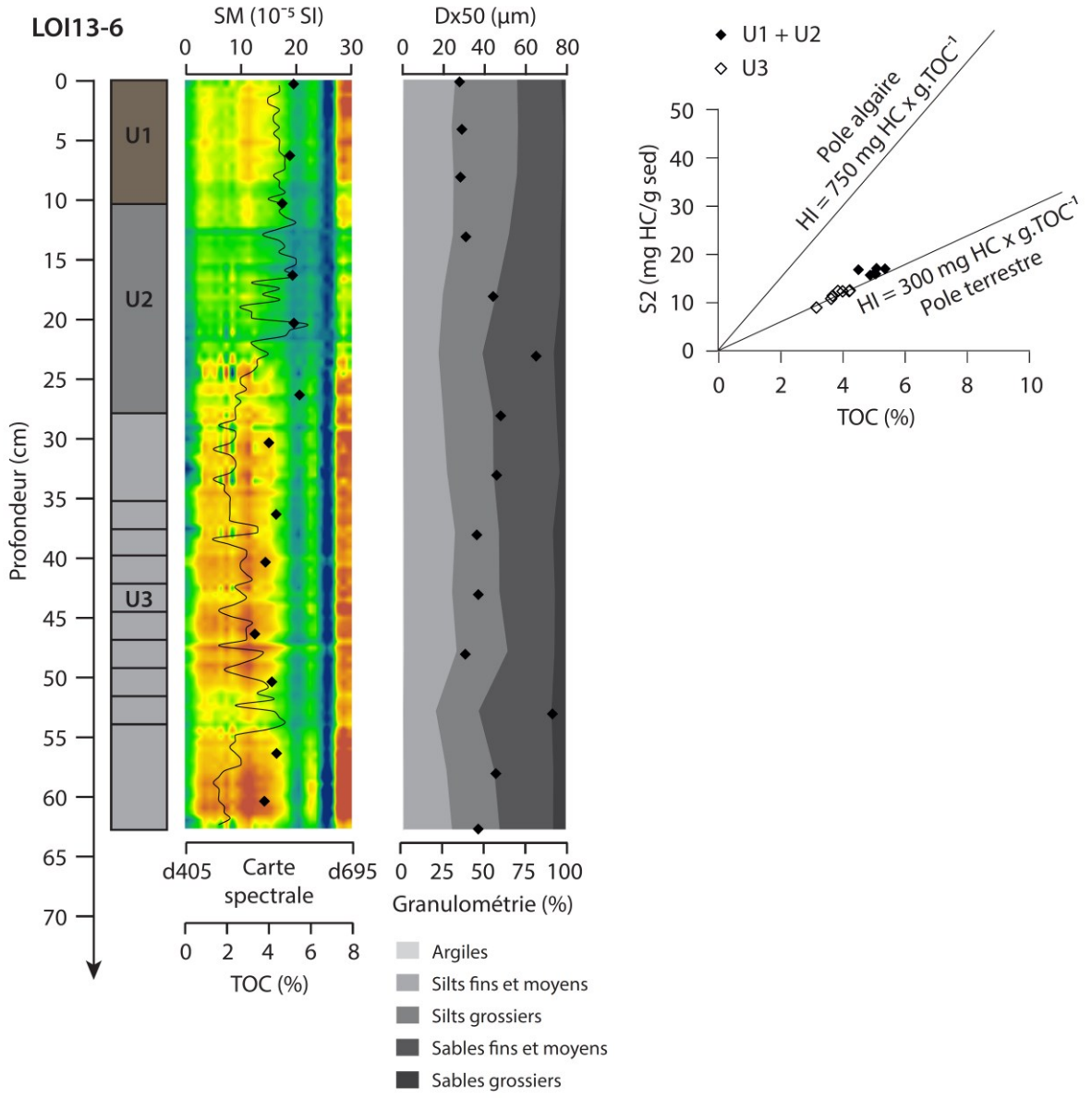


Figure 4.1.1h. Analyses multi-paramètres (susceptibilité magnétique, Rock-Eval et granulométrie) illustrant les variations lithologiques observées dans la carotte LOI13-6. En haut à droite, le diagramme S2-TOC illustre la différence de contenu organique entre les unités U1, U2 et U3, avec une transition vers des unités plus riches en COT (U1 +U2).

Sur la base des observations en géophysiques et des cartographies réalisées, il est possible de représenter les dépôts géométriques du bassin de Saint-Samson selon un modèle présenté en figure 4.1.1i. Ce modèle illustre des dépôts-centres en assiettes avec un épaississement au cœur du bassin, que ce soit dans l'axe longitudinal ou transversal, se rapproche du modèle de dépôt uniforme évoqué par Morris et Fan (1998) et illustré dans la figure 1.2g.

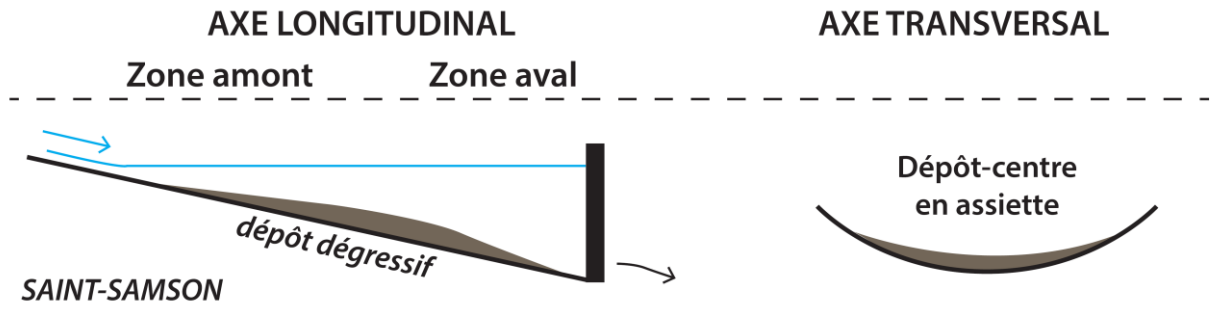


Figure 4.1.1i. Modèle géométrique des dépôts sédimentaires dans le bassin de Saint-Samson. Vue en coupe selon l'axe longitudinal et transversal.

4.1.1.2. Le bief de Villeprovert

Barrant la rivière du Loir qui s'écoule dans les plaines de Beauce (Figure 4.1.1j), le barrage de Villeprovert se divise en une série de petites retenues installées en travers du cours d'eau (Figure 4.1.1k). Aujourd'hui, l'essentiel du débit de la rivière passe par un clapet installé en 1990, qui forme une retenue d'eau longitudinale s'étendant sur environ 2 kilomètres en amont (0.05 km²), mais drainant un bassin versant agricole d'environ 3000 km² (Larue, 1989). Les relevés bathymétriques réalisés au sein de ce bassin montrent une profondeur d'eau d'une moyenne de 2 m avec un bassin atteignant 4,5 m de profondeur sur l'aval (Figure 4.1.1k). Les sondages à la perche graduée indiquent un remplissage sédimentaire inexistant pour la quasi-totalité du bassin, hormis quelques lits de sables correspondant au lit de la rivière dont un point en aval où une épaisseur sableuse de 80 cm a pu être notée. Cependant, sur l'ensemble du bassin, aucun sédiment fin n'a été identifié. Le barrage de Villeprovert, formant une digue par-dessus laquelle les eaux s'écoulent ne constitue donc pas un piège sédimentaire efficace dans ce milieu qui semble dominé par les apports fluviatiles grossiers qui alimentent une charge de fond. Les matières en suspension seraient donc soit exportées vers l'aval soit piégées dans l'une des nombreuses retenues situées en amont du Loir (Figure 4.1.1j).

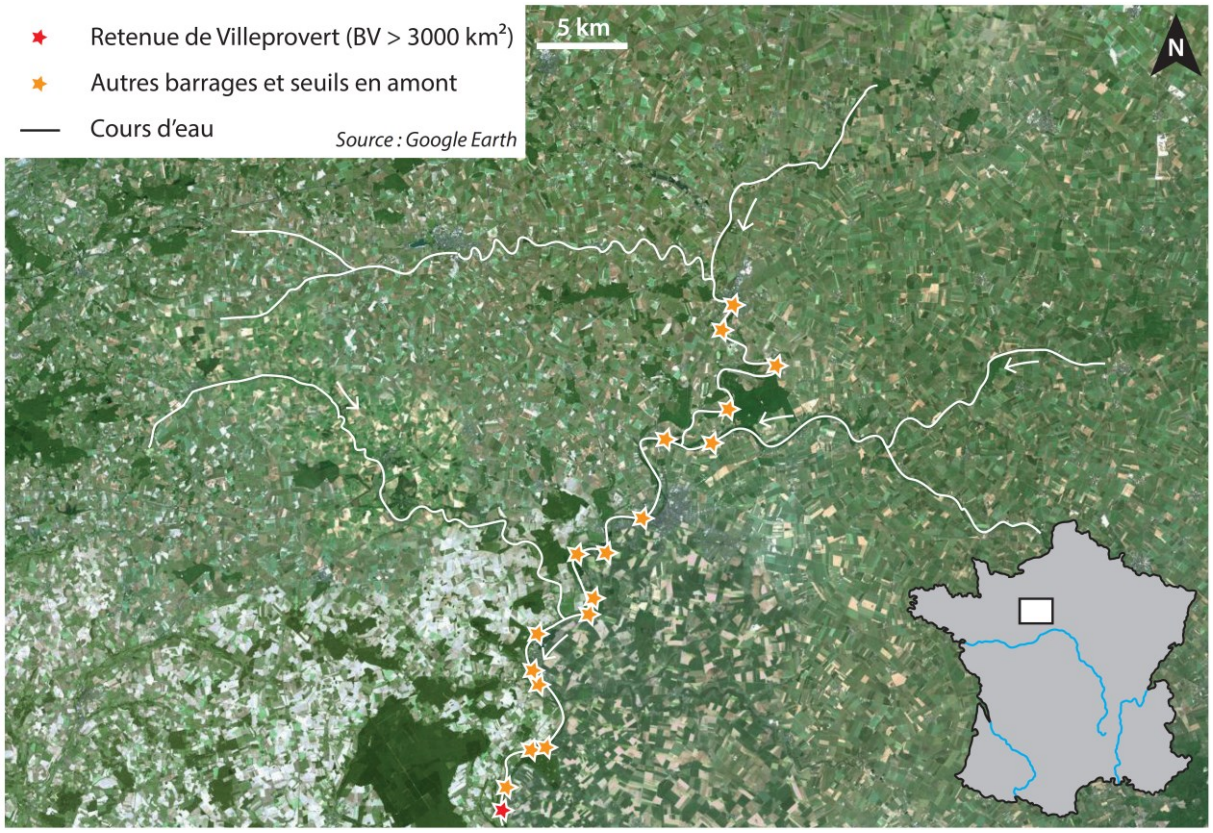


Figure 4.1.1j. Image satellite montrant illustrant la localisation de la retenue de Villeprovert en aval de plusieurs barrages sur le Loir et ses affluents.

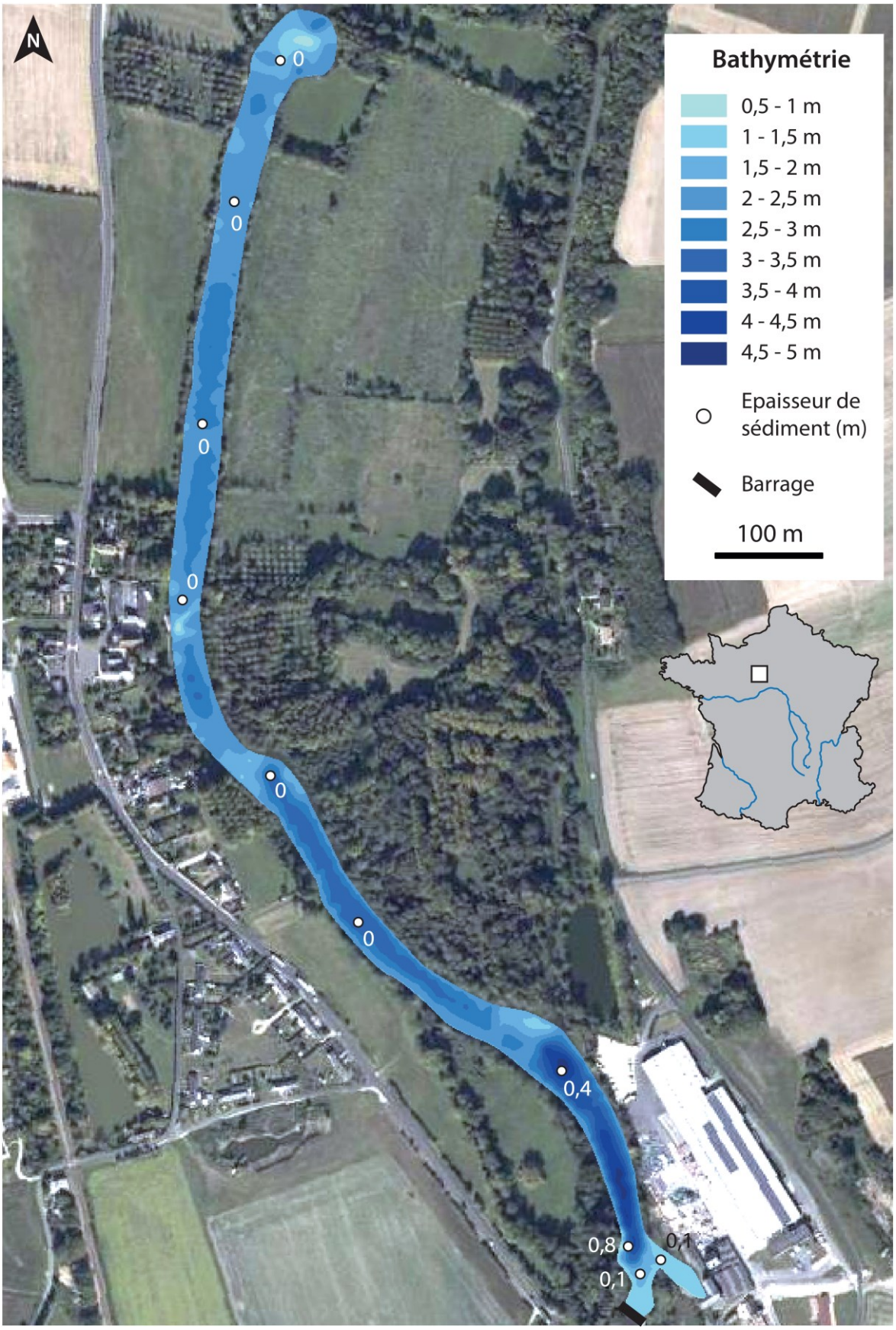

N
Bathymétrie
0,5 - 1 m
1 - 1,5 m
1,5 - 2 m
2 - 2,5 m
2,5 - 3 m
3 - 3,5 m
3,5 - 4 m
4 - 4,5 m
4,5 - 5 m
Epaisseur de sédiment (m)
Barrage
100 m
0
0
0
0
0
0
0,4
0,8
0,1
0,1

Figure 4.1.1k. Carte bathymétrique en amont de la retenue de Villeprovert et localisation des mesures d'épaisseur de sédiments à la sonde graduée montrant l'absence de sédiment dans les zones en amont et un faible dépôt de nature sableuse dans les zones situées en aval. Le détail de la zone aval montre la série de retenues installées sur le cours d'eau du Loir qui se divise en deux, avec un flux principal allant vers le barrage à clapet et un flux secondaire se dirigeant vers une série de déversoirs.

4.1.2. Barrages

4.1.2.1. Barrages à clapets : le lac d'Allier à Vichy

Construit en travers de la rivière Allier en 1963 à la limite nord de la ville de Vichy, le pont-barrage de l'Europe a engendré la formation d'un plan d'eau s'étendant sur 2,5 km de long (Figure 4.1.2a). Ce pont a été construit en remplacement d'un ancien passage piéton mis en place en 1868 et reliant la Rotonde en rive droite à l'hippodrome en rive gauche. Cette ancienne installation avait déjà permis la création d'un barrage sur la rivière d'Allier (Figure 4.1.2a). Cette installation fut néanmoins détruite lors de la construction du nouveau barrage en aval, permettant d'agrandir le plan d'eau à une superficie d'environ 0.55 km². Alimenté par la rivière Allier et ses affluents, ce plan d'eau draine une superficie d'environ 11 000 km², incluant les espaces ruraux d'altitude du Massif Central et les zones agricoles de la Limagne. En rive droite, le Sichon, drainant la zone urbaine de l'agglomération de Vichy vient se jeter dans ce plan d'eau à proximité du barrage. Aujourd'hui, son niveau est régulé par 7 clapets de 30 m de long disposés en travers du pont, permettant le maintien d'une profondeur minimale pour un usage récréatif, principalement les activités nautiques et la baignade. Cependant, une dégradation du milieu aquatique a été observée par la prolifération d'algues au cours des dernières années.

Le lac d'Allier est un bassin de faible profondeur (maximum 4 m) comme illustré dans le profil réalisé en travers du lit de la rivière qui ne montre aucune géométrie dans le remplissage sédimentaire (Figure 4.1.2b). Par ailleurs, des mesures effectuées à la sonde manuelle ont montré une épaisseur totale de sédiment très limitée, avec un maximum de 0,5 m à l'embouchure du Sichon. Le prélèvement d'une carotte sédimentaire (VIC14-A) a été réalisé au centre du plan d'eau, quelques mètres en amont du barrage (Figure 4.1.2a). Les sédiments collectés montrent la succession de trois unités sédimentaires avec deux unités de texture limoneuse homogène et de couleur brune recoupées par une unité hétérogène de matrice sableuse et caractérisée par un granoclassement inverse puis normal (Figure 4.1.2c). Cette signature granulométrique est caractéristique d'un dépôt hyperpycnal sous l'effet d'une crue, le granoclassement reflétant l'énergie mise en jeu lors des différentes phases de la crue (Mulder and Alexander, 2001, Mulder and Chapron, 2011). Une telle différence de granulométrie entre les unités engendre la formation d'un réflecteur de forte amplitude en imagerie acoustique. Parce que situé quasiment à l'interface eau-sédiment, ce dépôt créé un écran à la pénétration des ondes acoustiques dans ce bassin.

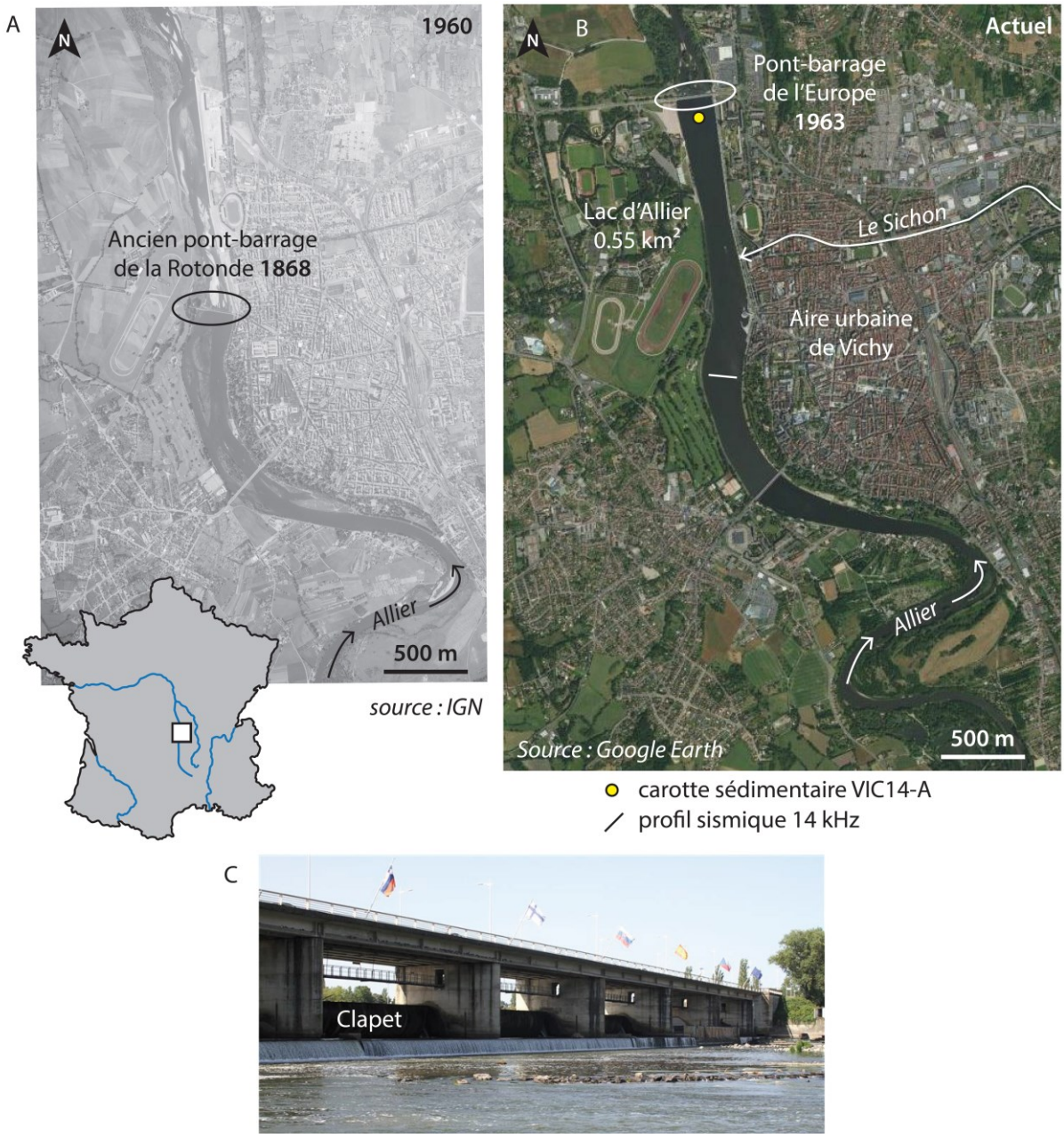


Figure 4.1.2a. Photographie aérienne (A) et image satellite (B) illustrant la transformation de la rivière de l'Allier en un plan d'eau en bordure de la ville de Vichy, suite à la construction du pont-barrage de l'Europe en 1963, muni de 7 clapets (C) permettant de réguler la hauteur du lac d'Allier.

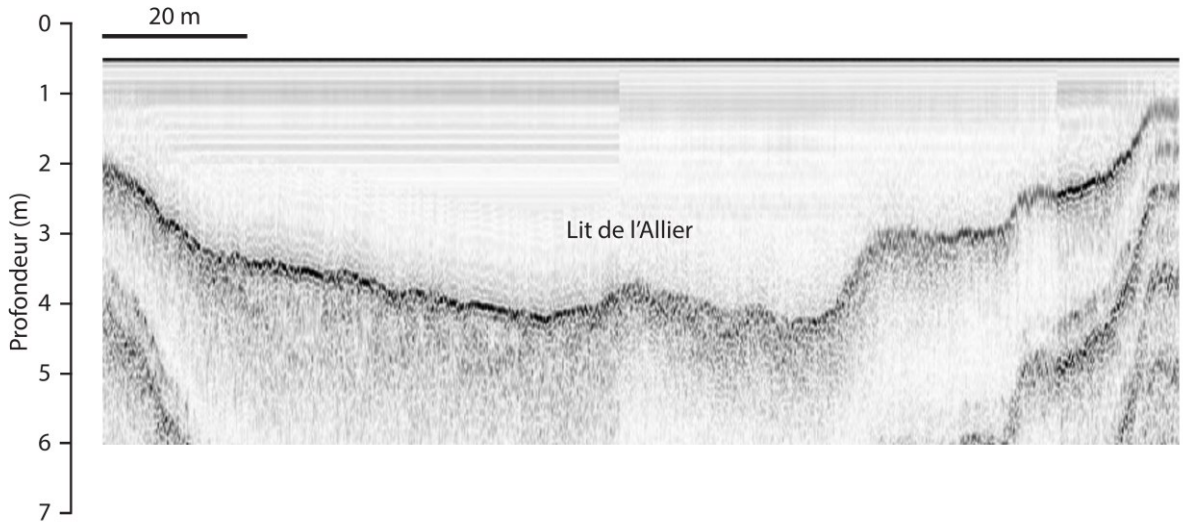


Figure 4.1.2b. Image d'un profil sismique (14 kHz) en travers du lac d'Allier (Fig.3.2.3.1) illustrant les faciès acoustiques sourds dus au sédiment grossier.

Par ailleurs, l'analyse XRF de cette carotte montre une bipartition élémentaire entre des éléments majeurs portés par les quartz et les feldspaths constituants les sables de la crue (Si, Al et K) et des éléments abondants dans l'unité brune limoneuse (Ca, Ti, Fe, Pb). Ainsi, le rapport entre éléments de ces deux familles (K/Ti) permet bien d'illustrer le granoclassement observé à l'œil nu (Figure 4.1.2c). Aucune datation n'a été effectuée au sein de ce remplissage sédimentaire. Néanmoins, il est possible de connecter ce dépôt à l'une des crues historiques de l'Allier recensées durant la dernière décennie (2003, 2008 et 2012). Ainsi, dans cet environnement fluviatile, la répétition d'évènements érosifs de type crue, conjugué à l'ouverture des clapets du barrage afin d'éviter une montée des eaux, empêche la formation d'une archive sédimentaire pérenne, perpétuellement renouvelée au gré des débits de la rivière Allier (Figure 4.1.2d). En outre, l'occurrence de ce niveau sableux au sommet du remplissage sédimentaire explique l'absence de pénétration acoustique observée sur les profils sismiques (Figure 4.1.2b).

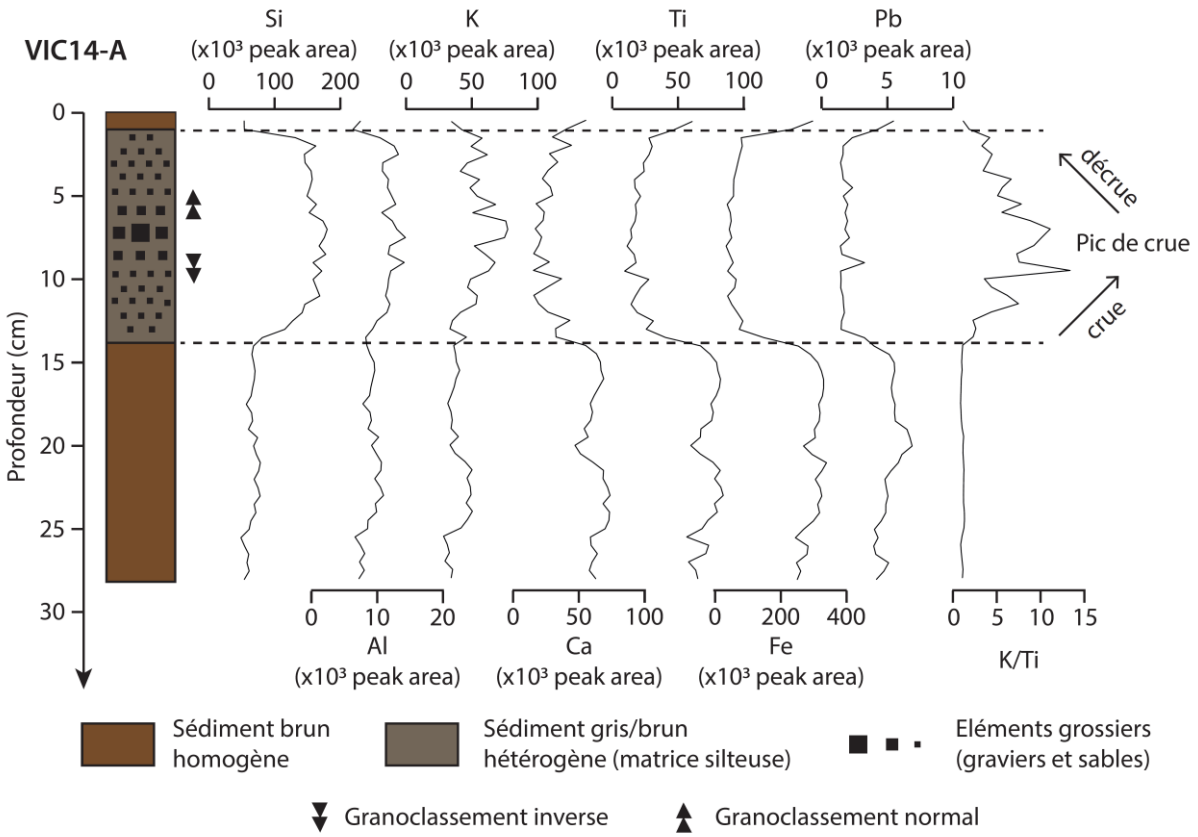


Figure 4.1.2c. Synthèse de l'analyse XRF menée sur la carotte VIC14-A (Fig.3.2.3.1), caractérisée par l'occurrence d'une crue hyperpycnale avec la succession d'un granoclassement inverse puis normal. Le contraste granulométrique entre le sédiment fin et le sédiment sableux est reflété dans la distribution élémentaire avec des éléments constituants les sables (Si, Al et K) et des éléments plus abondants dans la fraction fine (Ca, Ti, Fe et Pb). Le ratio entre les éléments K et Ti illustre ainsi la granulométrie visible à l'œil nu, qui reflète elle-même l'énergie mise en jeu lors du transport et du dépôt de la crue.

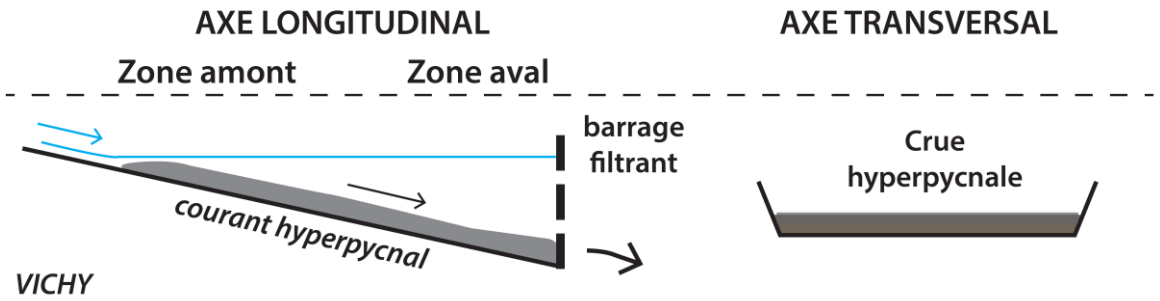


Figure 4.1.2d. Modèle géométrique des dépôts sédimentaires dans le lac d'Allier. La présence de courants hyperpycnaux érosifs, conjugués à la présence d'un barrage à clapets de type « filtrant », inhibe le développement de l'archive sédimentaire. Vue en coupe selon l'axe longitudinal et transversal.

4.1.2.2. Barrages à contreforts : le barrage de Champsanglard

La mise en service du barrage de Champsanglard a eu lieu en 1985. Cet ouvrage à contreforts s'élève en travers de la Creuse à 20 m de haut sur une largeur de 102 mètres (Figure 4.1.2e). Sa construction a engendré la création d'un lac artificiel en amont s'étendant sur une superficie d'environ 0.45 km². Il draine un large bassin versant (1045 km²) au relief accidenté, où l'occupation des sols est partagée entre les forêts, les zones agricoles et les pâturages. Aujourd'hui, ce plan d'eau est utilisé par deux bases de loisirs pour les activités de baignade (Figure 4.1.2f). Celles-ci sont régulièrement interdites car l'analyse des eaux révèlent de fortes teneurs en cyanobactéries, en lien avec l'eutrophisation du milieu. En parallèle, aucun curage n'ayant été effectué depuis sa construction il y a 30 ans, ce plan d'eau a fait l'objet d'une étude conjointe avec l'Université de Limoges dont le but est l'étude de la dynamique du phosphore dans les eaux et les sédiments dans un contexte de lac artificiel. En parallèle, ce barrage n'ayant jamais été vidangé depuis sa construction, il offre la possibilité d'évaluer le stock sédimentaire accumulé depuis 30 ans.

La carte altimétrique réalisée par le concessionnaire EDF montre une vallée incisée avec des pentes parfois prononcées (Figure 4.1.2g). Cette carte et les profils topographiques associés illustrent le paléo-chenal de la Creuse, souligné par des flèches blanches. Une imagerie en sismique réflexion a été entreprise afin d'imager la géométrie des dépôts sédimentaires (Figure 4.1.2h). Dans le bassin aval, plusieurs réflecteurs d'amplitude variable et horizontaux à la bathymétrie ont été mis en évidence. La puissance de cet ensemble sédimentaire atteint une épaisseur de 10 m sous 15 m d'eau contre 5 m pour le bassin amont avec une colonne d'eau de 7,5 m d'eau (Figure 4.1.2h). Ces valeurs importantes sont néanmoins en contradiction avec la capacité même de stockage du réservoir. En effet, l'ouvrage atteignant une hauteur de 20 m, il est impossible de concevoir un remplissage sédimentaire de 10 m de sédiment post-barrage sous 15 mètres d'eau.

De même, une observation attentive du profil sismique réalisée au sein du bassin longitudinale montre des discontinuités dans la propagation des ondes dans la colonne d'eau et dans les unités sédimentaires. Ces discontinuités sont liées à des réglages manuels de la durée du tir, effectuée selon la profondeur de la colonne d'eau lors de l'acquisition du profil sismique. Aussi, il devient délicat de faire la part entre des réflecteurs reflétant des discontinuités sédimentaires et d'autres pouvant être liés à des effets fantômes (artefacts). Ces ambiguïtés soulèvent le besoin de réaliser un carottage long permettant le calibrage des images sismiques et des réflecteurs avec les unités sédimentaires.



Figure 4.1.2e. (A) Vue aval du barrage-contreforts de Champsanglard et son usine hydroélectrique (B) Vue en travers illustrant l'eau s'écoulant par un déversoir. (C) Vue aval en plan large montrant le barrage submergé par les eaux (source : comité français des barrages et des réservoirs : CFBD).

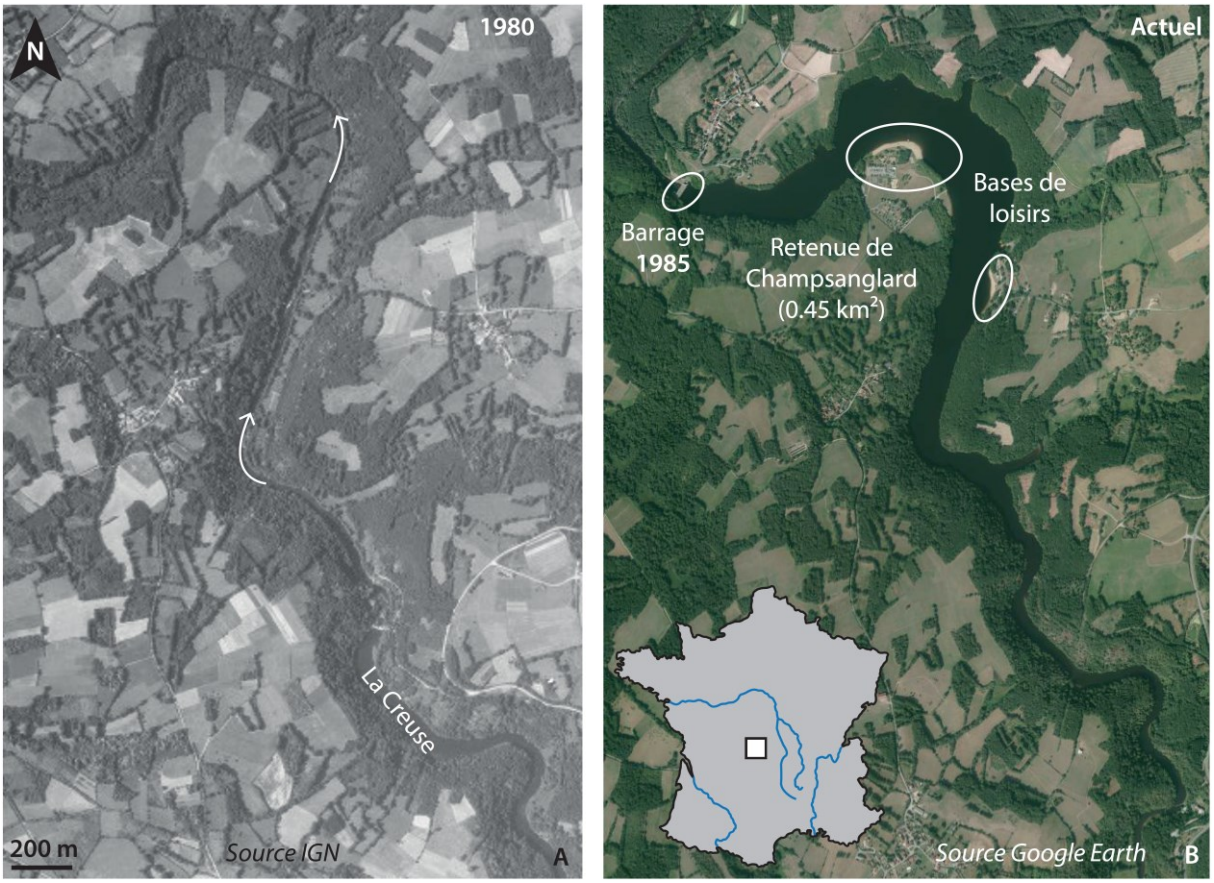


Figure 4.1.2f. (A) Photographie aérienne illustrant le chenal de la Creuse avant la construction du barrage. (B) Image satellite actuelle montrant l'ennoiement des anciennes rives de la Creuse suite à la mise en service du barrage en 1985. Le plan d'eau est aujourd'hui utilisé pour les activités des bases de loisirs et la pêche.

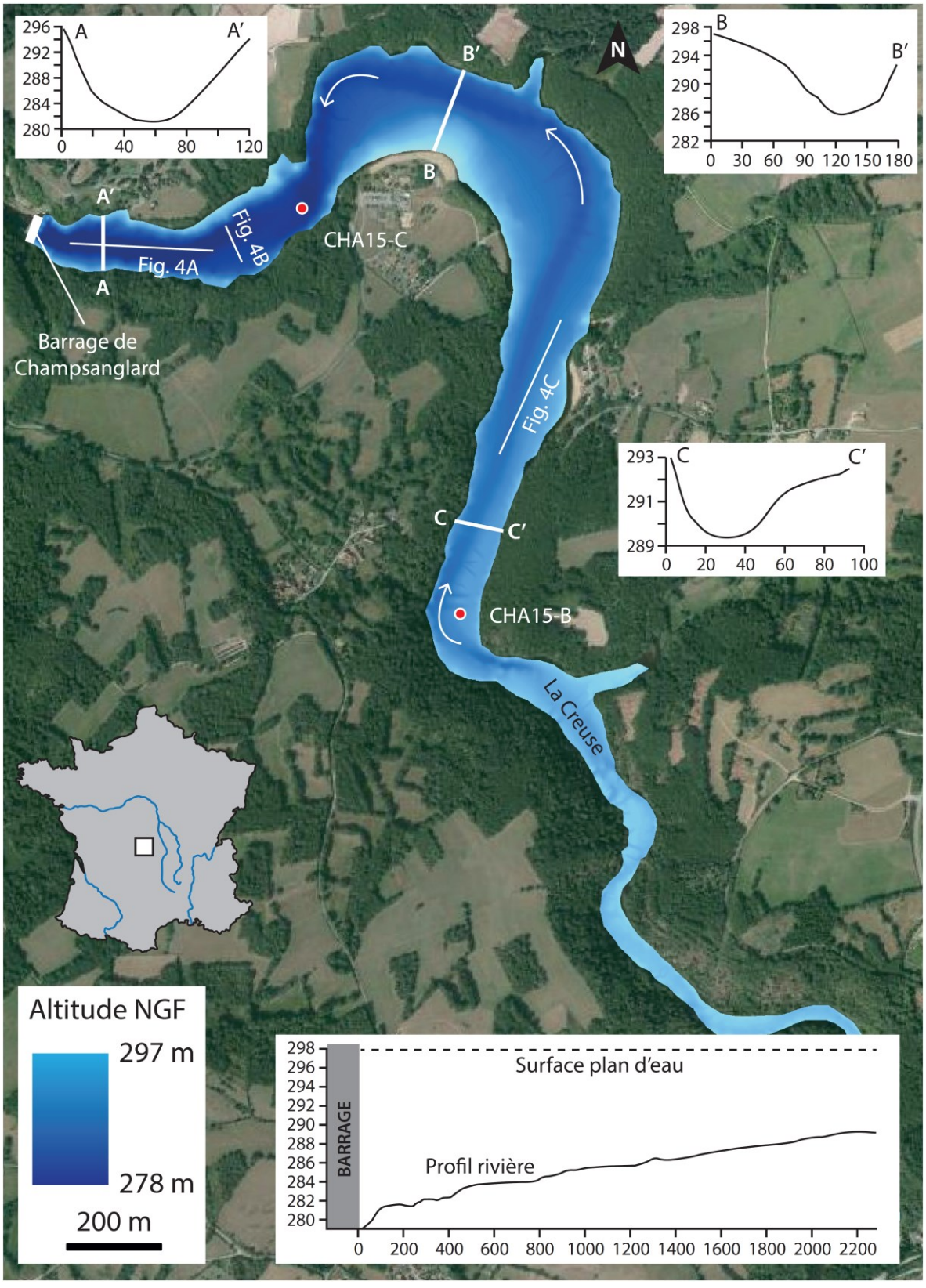


Figure 4.1.2g. Carte altimétrique de la retenue de Champsanglard. Le paléo-chenal de la Creuse est visible et surligné par des flèches blanches. Trois profils altimétriques en travers montrent la morphologie d'une vallée incisée (altitude en m NGF et distance en m). Le profil topographique en long montre un ennoiement sur plus de 2 kilomètres en amont du barrage. Les points rouges représentent la localisation de carottages courts présentés en figure 4.1.2i.

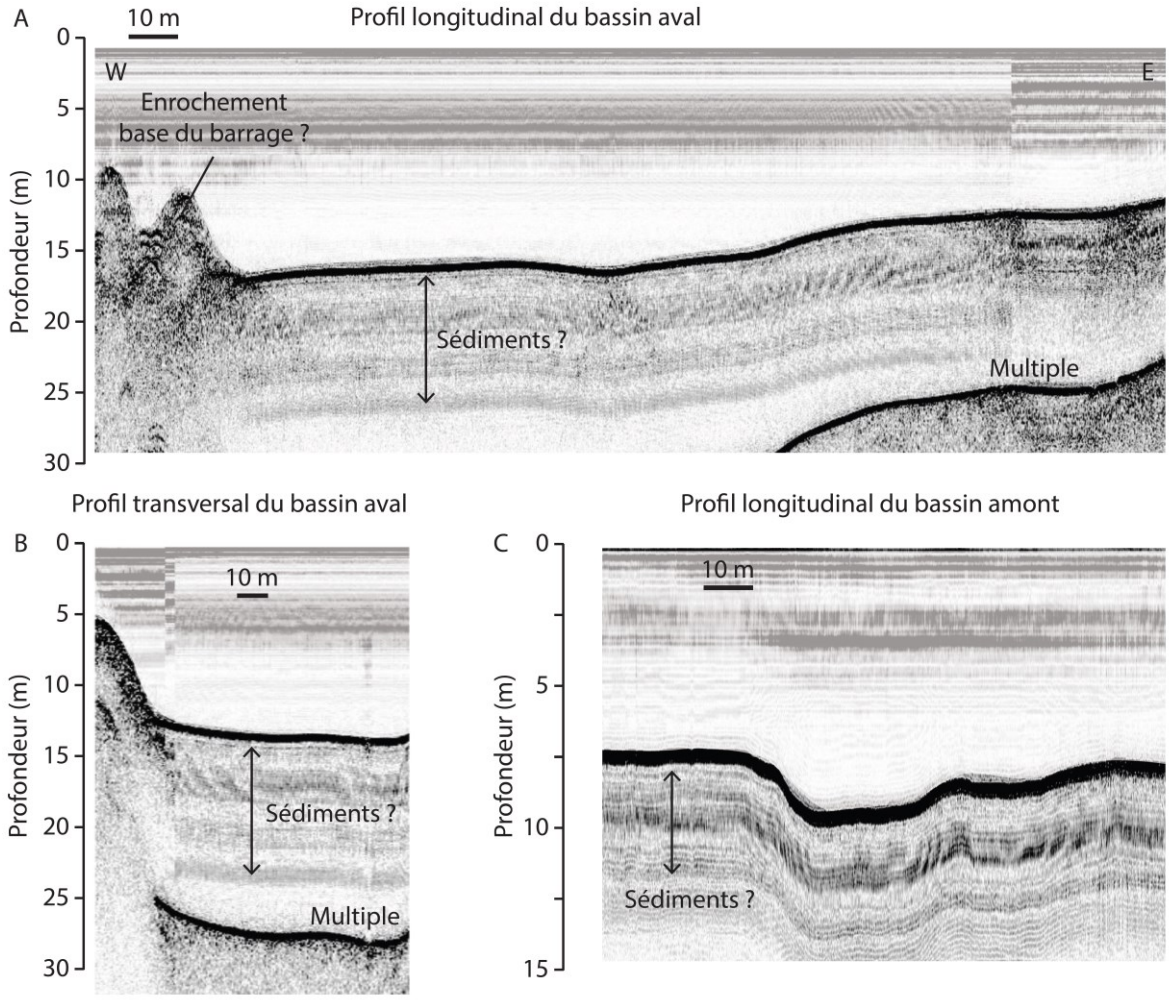


Figure 4.1.2h. Profils sismiques réalisés au sein du bassin de Champsanglard. Leur localisation est indiquée sur la figure 4.1.2g. Ces profils montrent des réflecteurs d'amplitude variable et parallèles à la bathymétrie, suggérant des dépôts de sédiment d'environ 10 m d'épaisseur dans le bassin aval et 5 mètres dans le bassin amont. Sur le profil longitudinal du bassin amont (A), le changement de durée du tir sismique se traduit par un changement de bruit dans la colonne d'eau ainsi que par un changement de réflecteur dans le substratum sédimentaire.

A défaut, le prélèvement de sédiment par carottage gravitaire a permis de mettre en évidence au moins 80 cm de sédiment homogène peu cohésif et riche en gaz, où plusieurs lits de feuilles ont été notés (Figure 4.1.2i). A la base de la carotte CHA15-B, l'apparition d'un faciès plus clair pourrait traduire un changement d'impédance acoustique correspondant au premier réflecteur identifié en sismique réflexion immédiatement sous l'interface eau-sédiment. Ces données préliminaires nécessitent d'être complétées par une analyse multi-paramètres du sédiment.

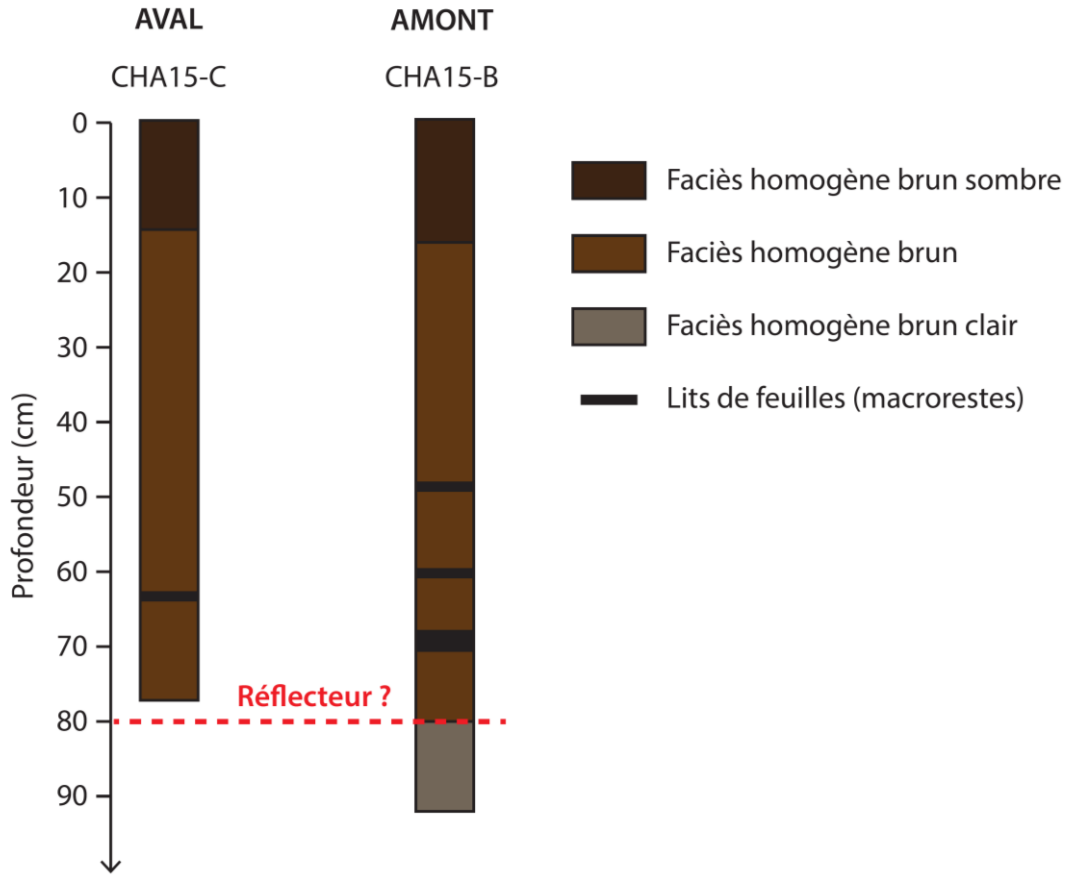


Figure 4.1.2i. Logs lithologiques du sédiment prélevé dans les zones amont et aval de la retenue de Champsanglard, illustrant un remplissage sédimentaire homogène brun où la transition de faciès à 80 cm de profondeur pourrait correspondre au premier réflecteur identifié immédiatement sous la limite eau-sédiment.

Sur la base de ces résultats préliminaires, il est possible de proposer un modèle pour ce réservoir, avec des dépôts sédimentaires qui s'épaississent d'amont en aval (Figure 4.1.2j). Ce postulat se basant essentiellement sur les profils sismiques, une nouvelle acquisition s'avère toutefois nécessaire afin de valider cette interprétation.

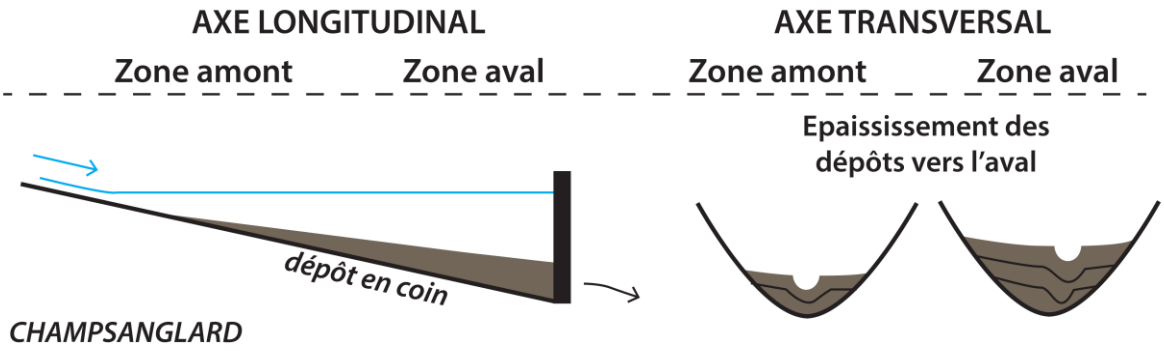


Figure 4.1.2j. Modèle géométrique des dépôts sédimentaires dans le réservoir du barrage de Champsanglard.

4.1.2.3. Barrages-voûtes : le barrage de Vaussaire

Le barrage de Vaussaire constitue l'un des chaînons du complexe hydroélectrique de la Rhue et de la Haute-Tarentaine, formé d'un ensemble de lacs artificiels et de retenues sur cours d'eau servant à la production d'hydroélectricité. Ces étendues d'eau sont implantées sur la Dordogne et la Tarentaine en aval du massif du Sancy et de la Rhue en aval du volcan du Cantal (Figure 4.1.2k), dans la partie amont du bassin versant de la Garonne.

A la fin du XIX^{ème} siècle, les besoin accrus en électricité pour le développement des villes thermales de la Bourboule et du Mont-Dore ont amené la construction de deux barrages sur le cours d'eau amont de la Dordogne (1897, Saint-Sauves et La Bourboule) et d'un troisième en aval du lac de Guéry (1895, Figure 4.1.2l). Par la suite, en 1927, le bassin versant de la Rhue est modifié via l'implantation des barrages des Essarts et de Journiac. En 1952, c'est la construction du barrage de Bort-les-Orgues, alimenté à 45% par une dérivation en provenance du barrage de Voussaire, qui vient modifier le paysage de la région. Le reste des apports hydrauliques est fourni par les eaux de la Dordogne et via le barrage de Tialle. Enfin, en 1970, la construction des barrages sur le bassin versant de la Tarentaine ont nécessité un transit de l'eau vers le barrage de Voussaire. Ce transit s'effectue via une série d'aménagements (canalisation, conduite forcée et construction de retenue artificielle) réalisée sur le plateau d'Artense. D'amont en aval, ces aménagements comprennent la construction des barrages sur les cours d'eau en altitude (Brumessange, Eau Verte, Taurons et Gabacut) ainsi que la mise en eau d'anciennes dépressions glaciaires parfois occupées par des tourbières (Tact, Etang de la Crégut et lac de Lastioulles), l'ensemble étant ensuite dérivé vers le barrage de Vaussaire situé à quelques centaines de mètres au sud (Figure 4.1.2k et Figure 4.1.2l). Le transit de l'eau en provenance des barrages de la Tarentaine s'effectue également via des canalisations menant au lac de la Crégut. L'ensemble du complexe forme un réseau hydrographique complexe où les aménagements s'étalent sur un dénivelé topographique de 700 mètres entre le point le plus haut (1244 m NGF au lac de Guéry) et les points les plus bas (545 m NGF à Bort-les-Orgues) où se concentrent les usines hydroélectriques.

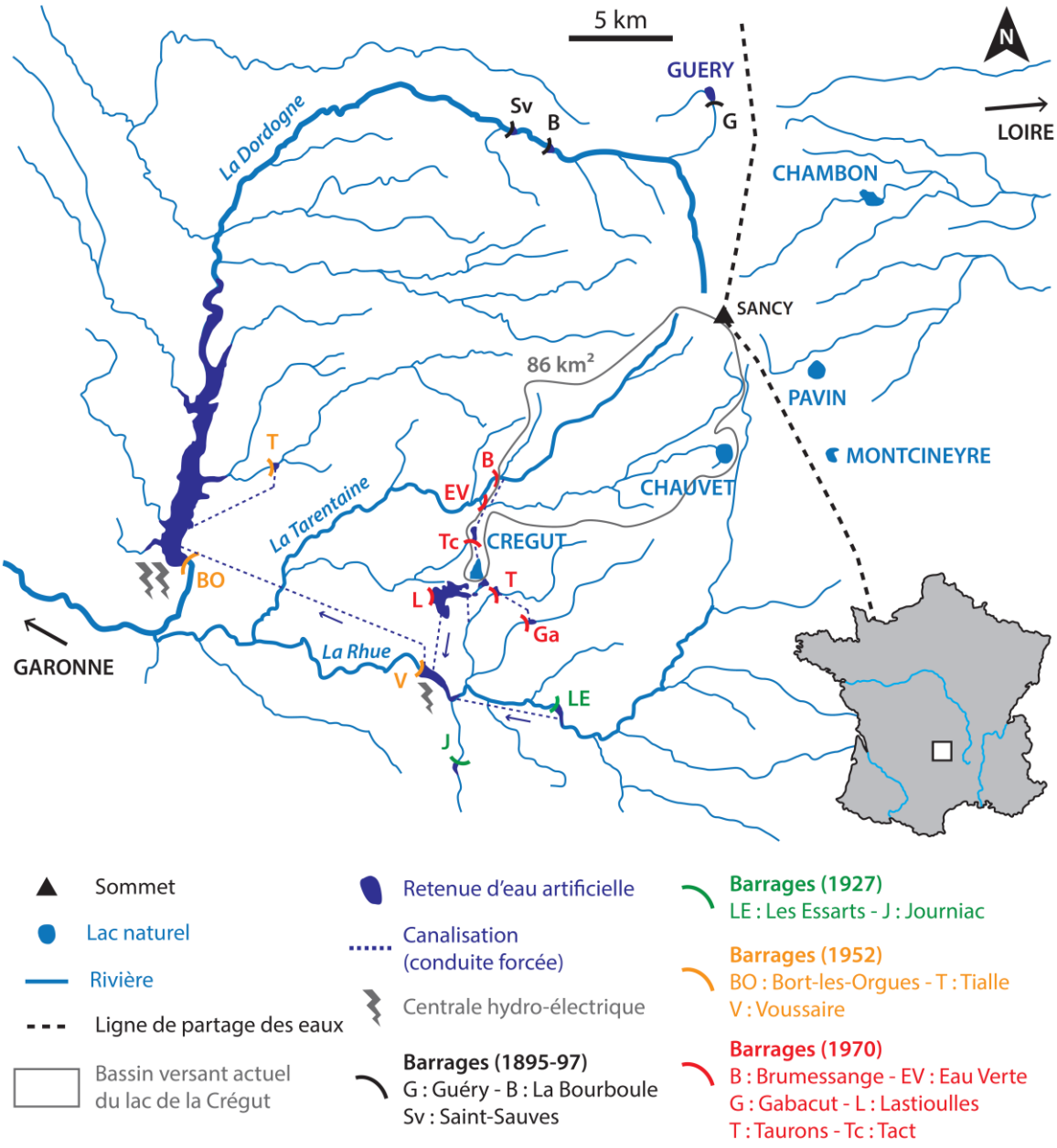


Figure 4.1.2k. Carte hydrographique du bassin versant de la Dordogne amont, illustrant les installations hydroélectriques successives depuis la fin du XIX^{ème} siècle. Quatre générations de barrages sont ici illustrées avec les ouvrages construits en travers de la Dordogne (noir et jaune), de la Rhue (vert et jaune) et en dérivation de la Haute-Tarentaine (rouge). Le sommet du Sancy constitue le point culminant de la ligne de partage des eaux entre les bassins versants de la Loire à l'Est et de la Garonne à l'Ouest (source : EDF).

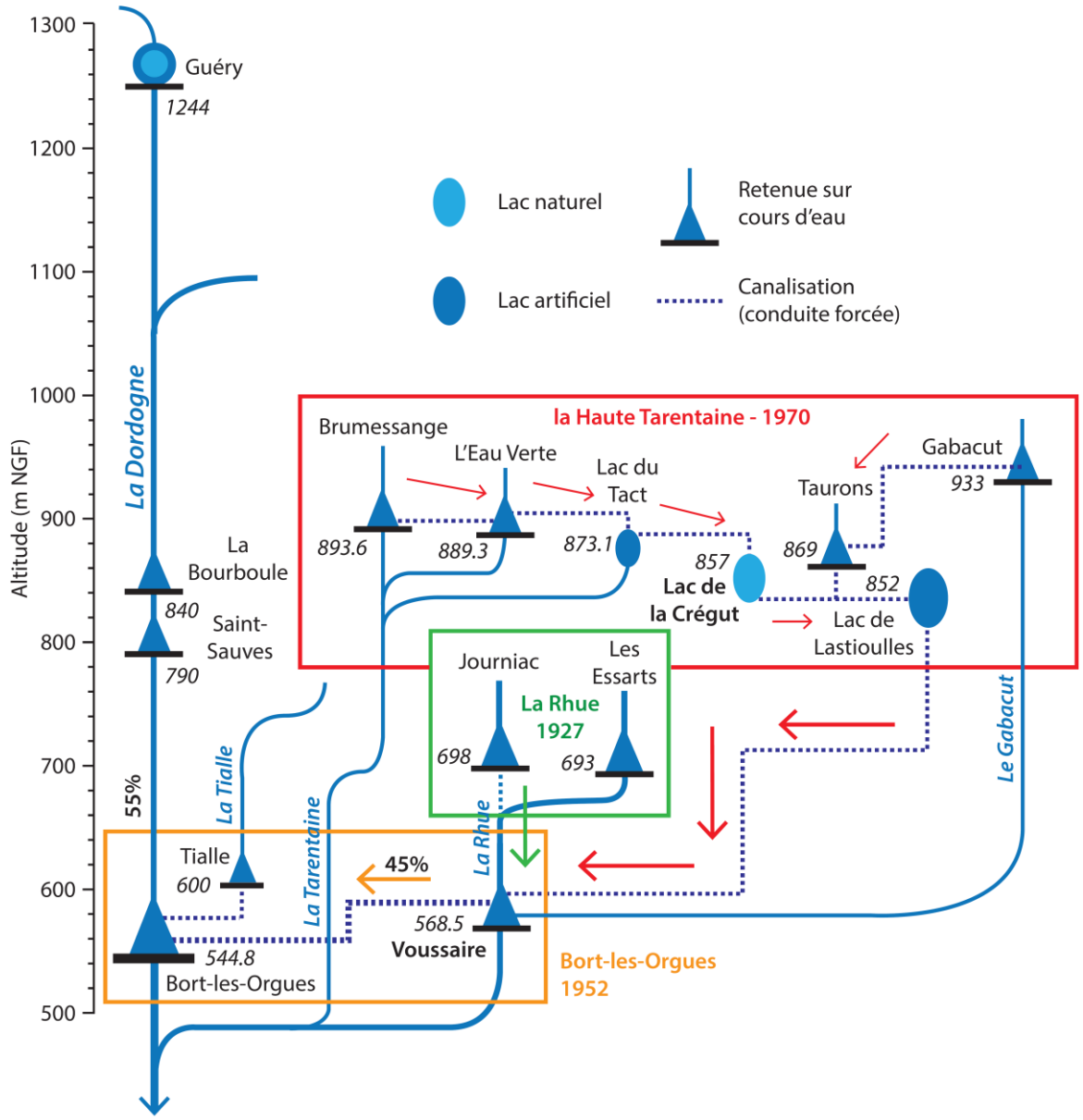


Figure 4.1.2l. Schéma illustrant les implantations hydroélectriques figurant sur la carte hydrographique du bassin versant amont de la Dordogne (Figure 4.1.2k) en fonction de l'altitude. En aval, l'alimentation de Bort-les-Orgues s'effectue à 55% par la Dordogne et à 45% via des canalisations qui concentrent les flux hydrauliques depuis la Rhue et la Haute-Tarentaine (source : EDF).

Construit en travers des gorges de la Rhue entre 1951 et 1952, le barrage de Vaussaire - aussi appelé Voussaire - forme une structure en voûte d'une hauteur de 32 m sur une longueur de 98 m (Figure 4.2.1m). Il alimente le barrage de Bort-les-Orgues via une canalisation (Figure 4.2.1m) située à droite de l'ouvrage. Le plan d'eau formé par ce barrage s'étend sur 0,17 km² à une côte de 598 m NGF, ce qui a entraîné l'ennoiement d'un ancien barrage situé à environ 2 kilomètres en amont (Figure 4.2.1m). En septembre 2009, les opérations de maintenance ont nécessité une vidange de ce plan d'eau, permettant de nettoyer les stocks de sédiments éventuellement accumulés jusque-là et laissant apparaître le lit rocheux naturel de la Rhue (Figure 4.2.1m).



Figure 4.1.2m. (A) Vue aval du barrage-voûte de Vaussaire avec son débit d'étiage en sortie d'une vanne prévue à cet effet. (B) Le plan d'eau en amont du barrage. (C) Vue amont du barrage durant une vidange effectuée en septembre 2009. Le trait noir indique 5 m de hauteur. La conduite forcée vers Bort-les-Orgues est entourée en rouge. (D) Ancien barrage aujourd'hui ennoyé par la côte maximale du plan d'eau de Vaussaire. Source : Brice Mourier, documents EDF.

Les relevés altimétriques effectués par le concessionnaire EDF montrent la dissymétrie du substratum, avec une partie avale confinée dans une largeur limitée à une centaine de mètre (Figure 4.2.1m). Ce fort relief correspond au prolongement subaquatique des flancs abrupts des gorges de la Rhue. Le profil sismique réalisé quelques mètres en amont du barrage montre un réflecteur de forte amplitude à 20 m de profondeur, ce qui correspond à une altitude de 545 m au moment de l'étude (2014, Figure 4.2.1m). Les faciès sourds correspondent au substrat rocheux, ce qui permet d'imager un dépôt sédimentaire de largeur restreinte (environ 20 m) atteignant 5 m d'épaisseur, n'ayant pas pu être prélevé par carottage. D'après le profil altimétrique de la rivière, l'altitude correspondant au sommet de ce dépôt s'étend sur environ 300 m en amont du barrage, mais les profils en sismique réflexion ne montrent pas l'axe longitudinal de ce dépôt. Sur la base de ce dimensionnement, il est toutefois possible d'estimer un volume de sédiment à environ 7 500 m^3 (5 x 20/2 x 300/2). Cette estimation repose sur un modèle géométrique d'un dépôt sédimentaire venant s'acculer au pied du barrage (Figure 4.2.1m). Sachant qu'une opération de curage du barrage a été effectuée en 2009, ces observations datées de 2014 supposent que ces dépôts se sont accumulés sur une période de 5 ans, soit un remplissage d'environ 1500 m^3/an. Ces valeurs importantes doivent cependant être mises en relation avec la géomorphologie très accidentée du secteur pouvant favoriser l'érosion des sols développés sur un substrat volcanique et granitique sur un large bassin versant (641 km^2). Elles doivent également tenir compte d'une possible production authigène, malgré le faible temps de résidence des eaux, et surtout des apports par les canalisations en provenance du complexe de la Haute-Tarentaine (Figure 4.1.2l). Ces estimations demeurent encore fragiles dans la mesure où aucun carottage ne vient confirmer la présence de ce dépôt et que l'imagerie en géophysique peut être sujette à des problèmes d'échos latéraux dans ce réservoir encastré dans une vallée incisée. Les six opérations d'hydrocurage menées sur ce réservoir depuis 2003 (Frémion et al., 2016) soulignent cependant un stockage important de matériel sédimentaire.

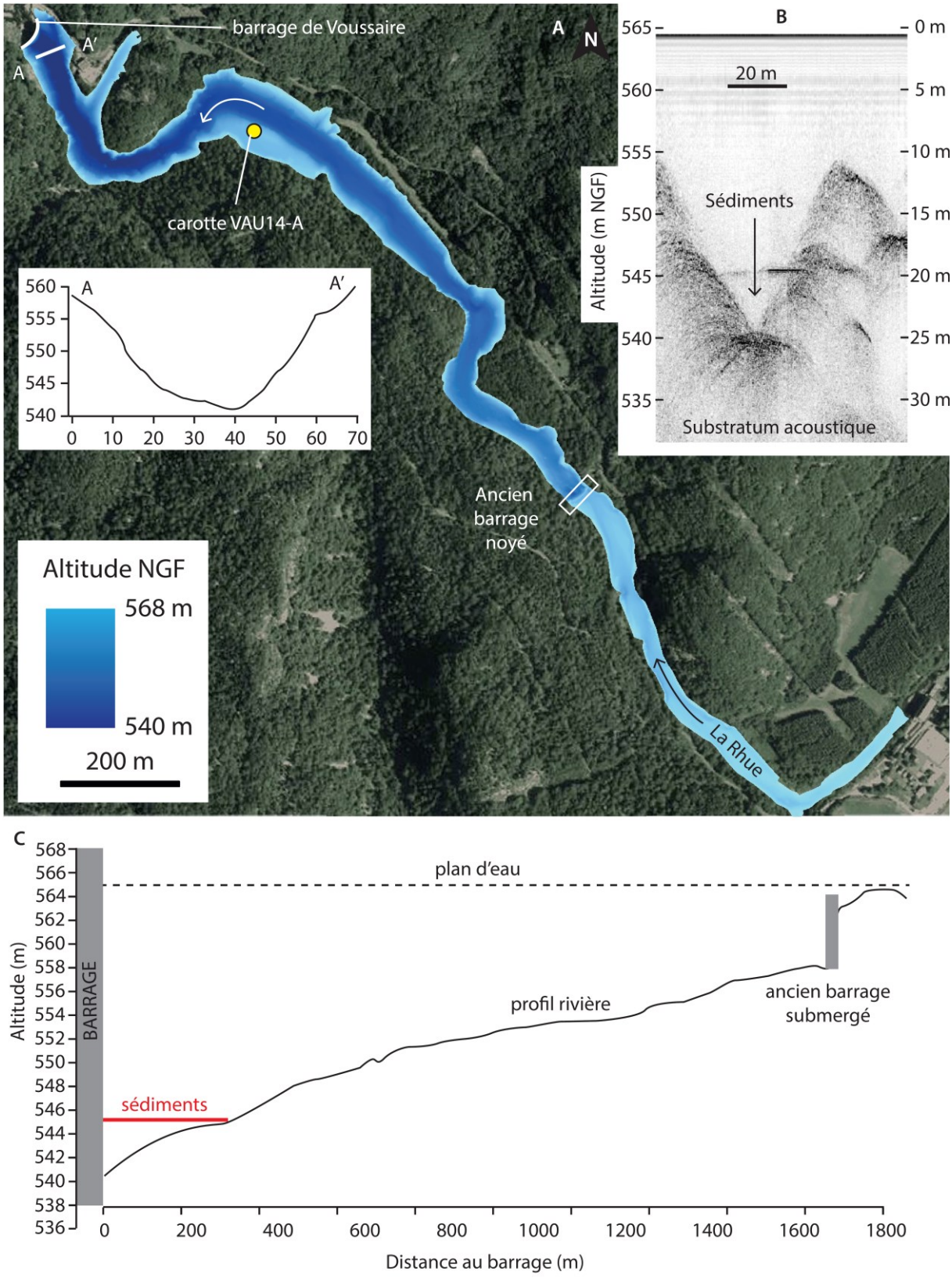


Figure 4.1.2n. (A) Carte altimétrique de la retenue de Vaussaire. Le paléo-chenal de la Rhue est souligné par une dépression topographique tandis que l'ancien barrage aujourd'hui submergé est marqué par un saut dans l'altitude. Le profil topographique (altitude en m NGF et distance en m) indique une morphologie en étau resserré caractéristique de ces gorges de montagne. (B) Profil sismique réalisé en amont du barrage illustrant le substratum

acoustique rocheux où un réflecteur situé à une altitude de 545 m semble indiquer un dépôt sédimentaire d'une épaisseur maximale de 5 m. (C) Profil altimétrique de la rivière en fonction de la distance au barrage. La côte de 545 m est prolongée linéairement par un trait rouge jusqu'au profil de rivière afin d'estimer la géométrie du dépôt.

A défaut de pouvoir calibrer les dépôts sédimentaires observés juste en amont du barrage, un prélèvement par carottage court a permis de montrer la présence de sédiments sur les berges inondées, dans la partie la plus large du réservoir (Figure 4.2.1o). L'analyse visuelle de la carotte VAU15-A (33 cm de longueur) montre un sédiment homogène de couleur marron (Figure 4.2.1o). L'analyse XRF du signal minéral ne permet pas de distinguer différentes unités sédimentaires, puisque l'essentiel des éléments sont corrélés entre eux, comme l'illustre l'analyse en composantes principales (Figure 4.2.1o). Ceci souligne très probablement des dépôts d'origine terrigène accumulés sur les anciennes berges naturelles de la rivière lors de la mise en eau du barrage. L'origine terrigène du matériel sédimentaire a depuis été confirmé par l'analyse des métaux et de la matière organique dans les sédiments de surface (Frémion et al., 2016).

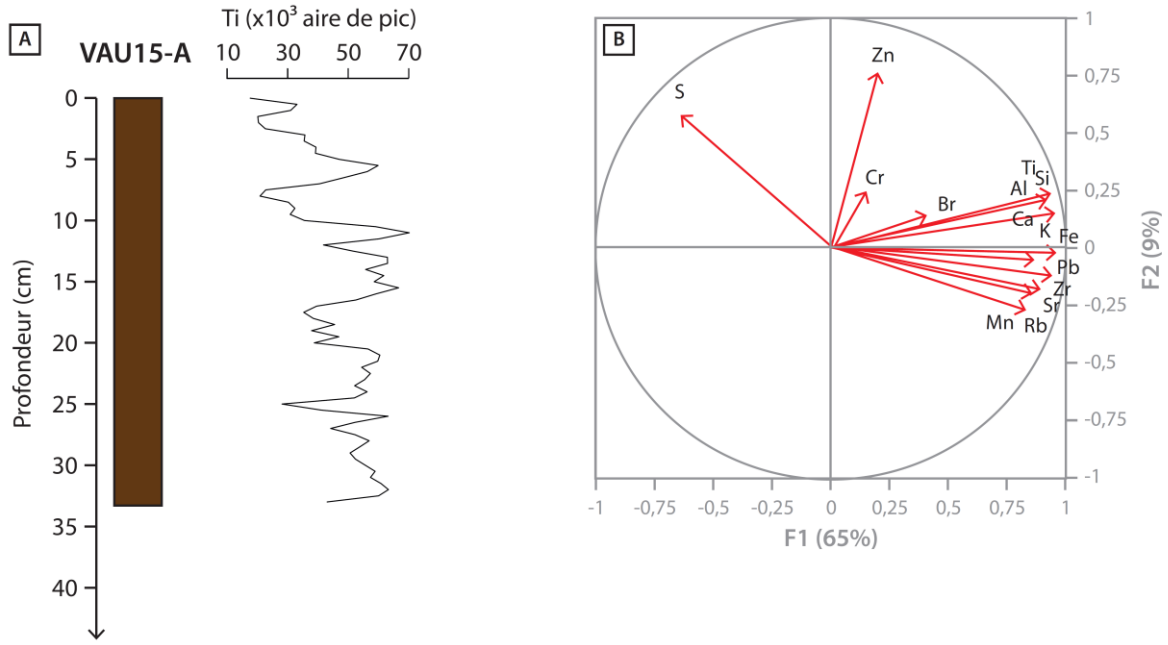


Figure 4.1.2o. (A) Log lithologique et analyse semi-quantitative de la teneur en titane sur la carotte VAU15-A. (B) Analyse en composantes principales (ACP) illustrant la présence d'un pôle détritique vers lequel tendent les éléments majeurs (Si, Ti, Al, Ca et K), mineurs (Fe, Mn) et traces (Pb, Rb, Sr et Zr).

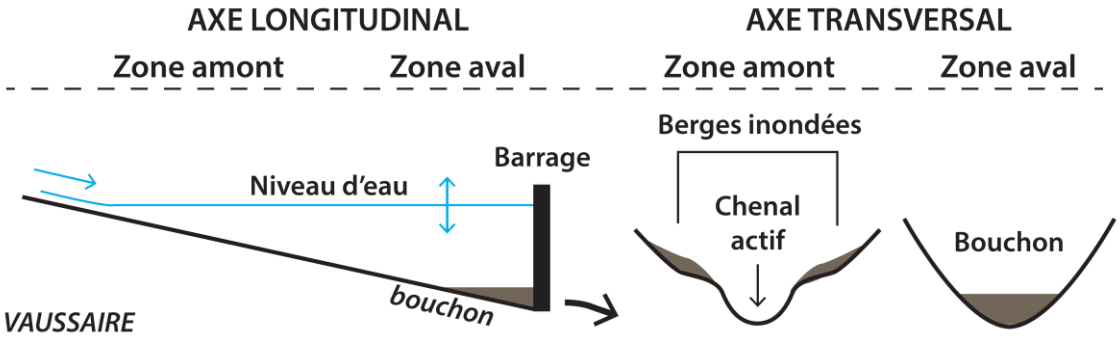


Figure 4.1.2p. Modèle géométrique des dépôts sédimentaires dans le réservoir du barrage de Vaussaire.

Aucune datation ne permet d'estimer l'âge de ces dépôts, mais leur présence témoigne d'une accumulation sur les berges de sédiments qui demeurent protégés des courants et donc de l'érosion durant les opérations de vidange (Figure 4.1.2p). Le modèle géométrique des dépôts sédimentaires témoigne de l'hétérogénéité des remplissages sédimentaires en amont de la retenue, dépendante de la morphologie non-linéaire de la rivière encaissée dans une gorge et d'une dynamique des courants qui semble affecter principalement l'ancien lit de la rivière. Lors des opérations d'hydrocurages, seul le bouchon de sédiment accumulé dans l'axe de la partie en aval du réservoir est remobilisé, à l'inverse des berges inondées protégées des courants (Figure 4.1.2p).

4.1.3. Lacs-barrages : l'exemple du lac de la Crégut

D'origine glaciaire, le lac de la Crégut a été formé suite au retrait des glaciers ayant occupé le plateau d'Artense durant la dernière glaciation (Veyret, 1978). L'érosion des reliefs par l'abrasion glaciaire laisse un paysage aujourd'hui très vallonné où des ombilics (dépressions topographiques) ont pu être alimentés par les eaux de fontes, donnant ainsi naissance à des lacs (Figure 4.1.3a). De forme triangulaire, le lac de la Crégut (0.33 km²) possède un bassin versant naturel de 1.51 km² aujourd'hui élargi à environ 86 km² suite à sa connexion avec les eaux de la Tarentaine et de l'Eau Verte en provenance des barrages construits en 1970 (Figure 4.1.2k et Figure 4.1.2l). Le levé de la carte bathymétrique permet de mettre en évidence une morphologie irrégulière avec un alignement Nord-Sud de deux bassins profond (15 m et 25 m) séparés par un seuil (12 m), correspondant à un ancien verrou glaciaire (Figure 4.1.3b). Les profils sismiques montrent un sédiment riche en gaz empêchant toute pénétration du signal acoustique (Figure 4.1.3c). Néanmoins, quelques fenêtres acoustiques permettent d'illustrer un dépôt sédimentaire transparent qui se développe principalement sur les pentes des bassins. En revanche, dans le bassin en aval, aucune géométrie n'a pu être observée dans les dépôts sédimentaires à travers les images sismiques (Figure 4.1.3c).

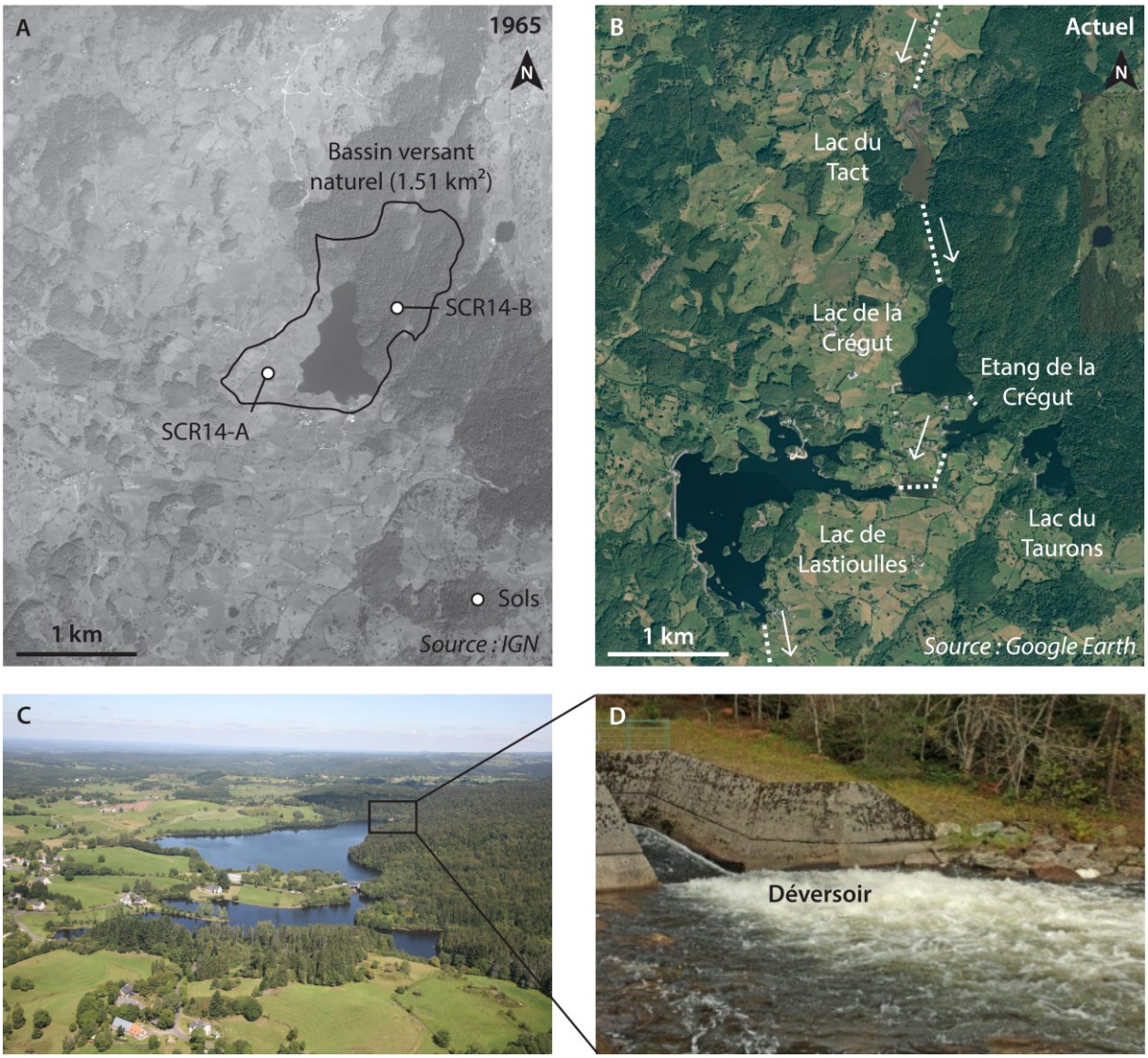


Figure 4.1.3a. (A) Photographie aérienne illustrant le lac de la Crégut et son bassin versant naturel (1,51 km²) où des échantillons de sols ont été prélevés sous prairies (SCR14-A) et sous forêts (SCR14-B). (B) Image satellite illustrant la mise en eau d'ancienne dépression glaciaire pour créer de bassins artificiels formant le complexe hydroélectrique de la Haute Tarentaine. La connexion du lac naturel de la Crégut via des canalisations a élargi son bassin versant à 86 km². Aujourd'hui, l'essentiel du flux hydrologique arrive par un déversoir en provenance du lac du Tact (C et D).

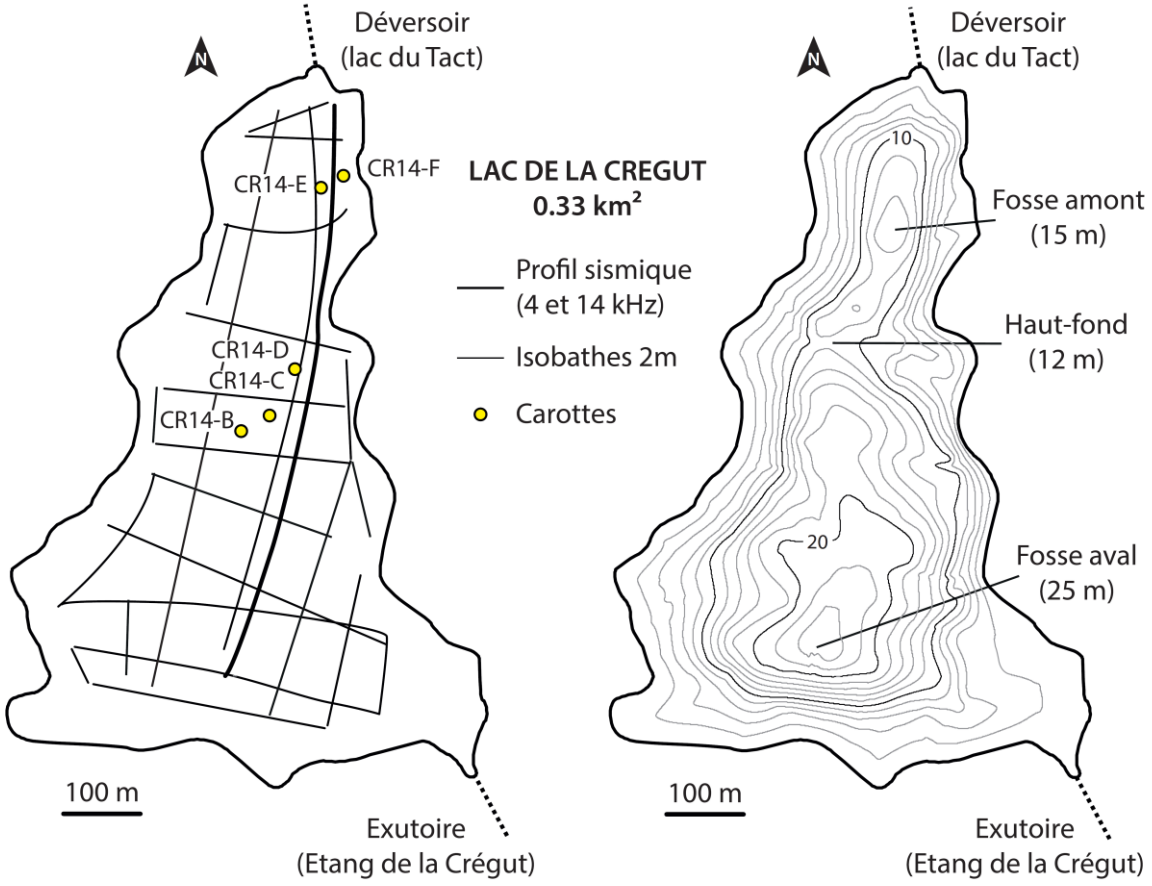


Figure 4.1.3b. Carte de navigation et localisation des sites de carottage (gauche) et carte bathymétrique du lac de la Crégut (0.33 km²) illustrant la morphologie glaciaire du lac avant deux fosses et un haut-fond (droite).

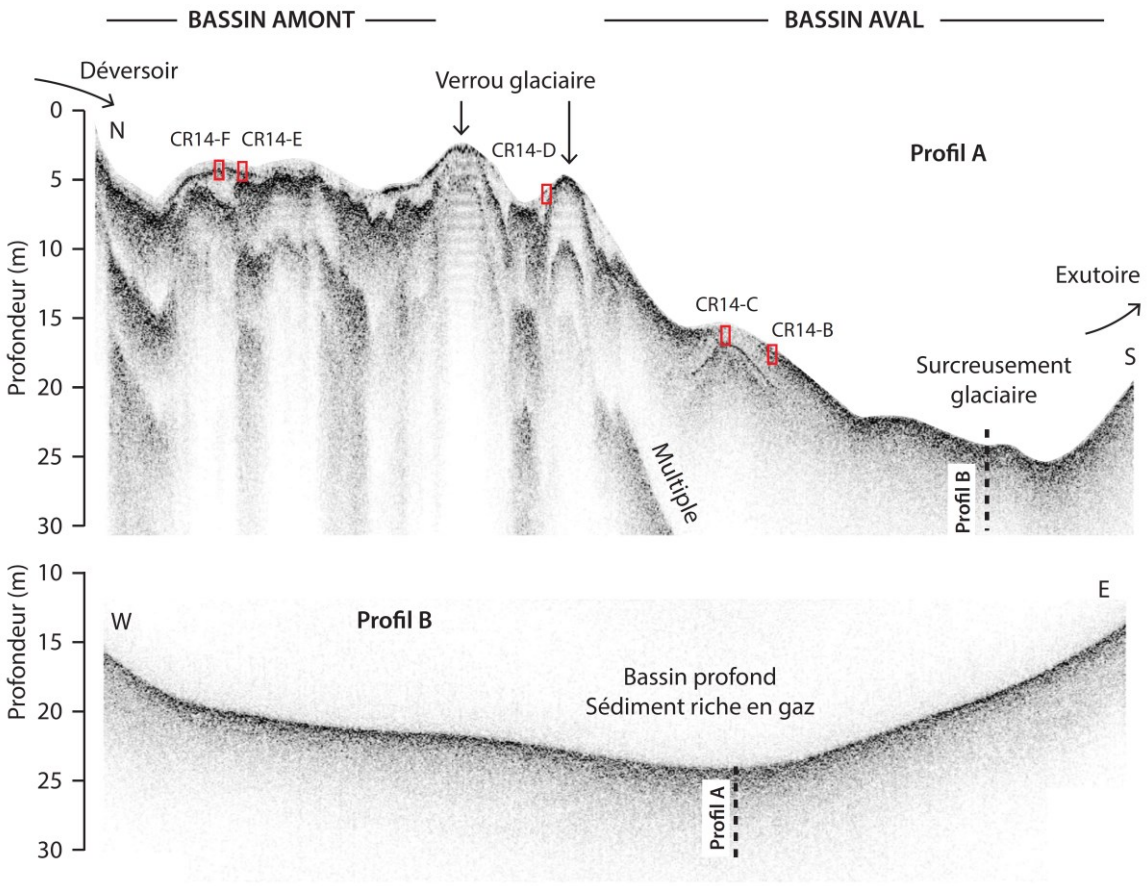


Figure 4.1.3c. Images acoustiques (14 kHz) illustrant la géométrie des remplissages sédimentaires du lac de la Crégut selon un transect Nord-Sud avec les verrous glaciaires séparant les bassins sédimentaires amont et aval (haut). Les carottages ont été effectués au sein des fenêtres sismiques où se développent des faciès clair transparent. Dans le bassin aval, le sédiment riche en gaz empêche toute pénétration acoustique (bas). La localisation des profils est indiquée sur la Figure 4.1.3b.

Le prélèvement des carottes gravitaires a été réalisé selon un transect amont-aval, en essayant de se focaliser sur les fenêtres acoustiques identifiées par sismique réflexion (Figure 4.1.3d). Sur l'ensemble des carottes, il apparaît un sédiment fin homogène dans les nuances de marron, avec la présence de crack lié au gaz et de plusieurs débris organiques fins. Dans la partie amont (carottes CR14-E et CR14-F), le sommet des carottes CR14-D, CR14-E et CR14-F est constitué de dépôts silteux à sableux dans une matrice grise voire beige, souligné par une forte susceptibilité magnétique (SM). Cette unité sommitale recouvre des sédiments bruns présentant parfois des lamines sombres. Au sein de la carotte CR14-D, on note la présence d'une unité plus claire (Figure 4.1.3e), caractérisée par un accroissement dans les teneurs en titane (Ti) et recouverte par une lamine blanche riche en silice (Si), l'ensemble atteignant 6 centimètres d'épaisseur. Au sein de cette unité, l'analyse granulométrique montre une texture plus argileuse et plus silteuse pour la lamine blanche venant coiffer l'unité marron clair. Cette lamine traduit une décantation des particules les

plus fine et est fréquemment observée à la suite d'un glissement (Bertrand et al., 2008, Strasser et al., 2013).

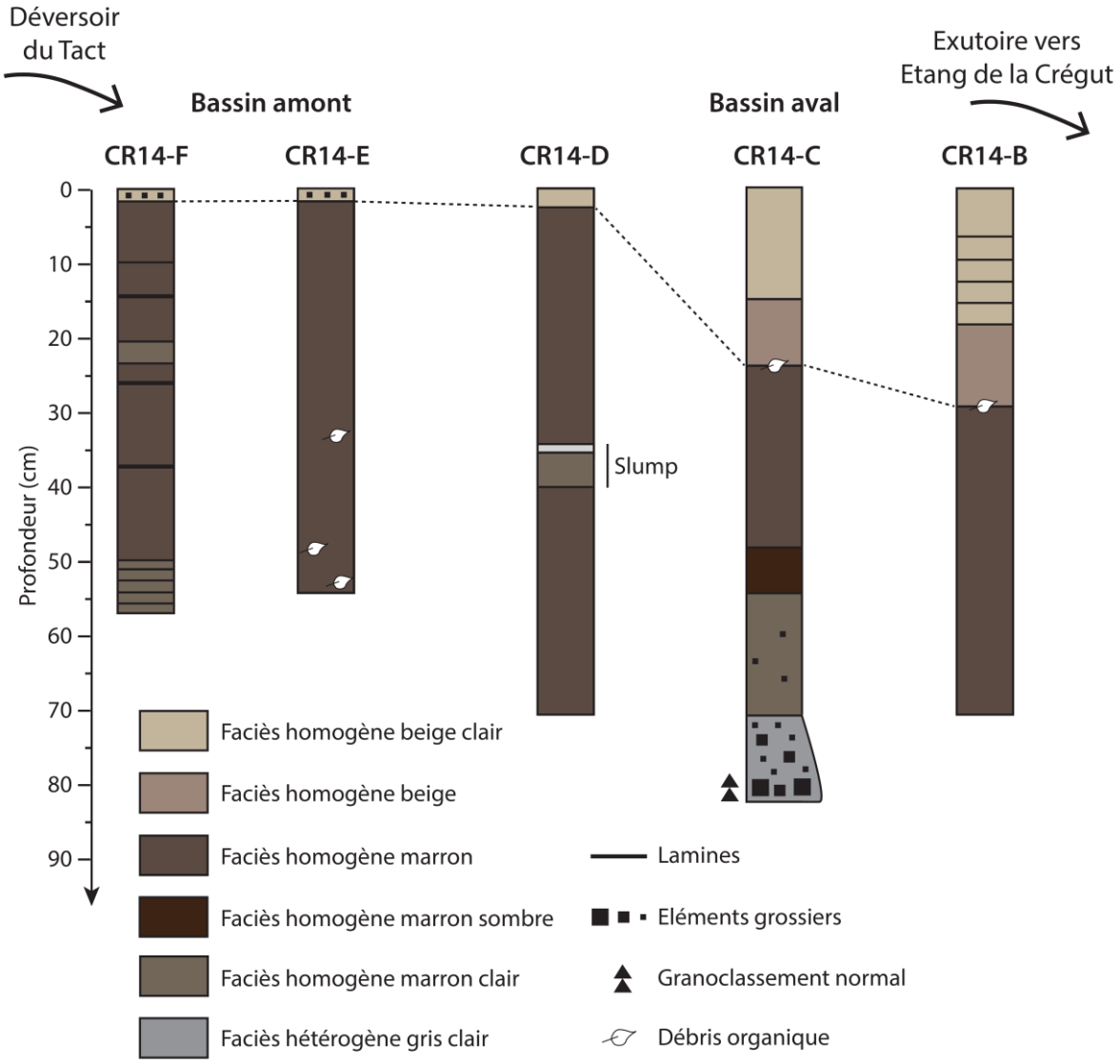


Figure 4.1.3d. Synthèse des logs sédimentaires pour les carottes prélevées selon un transect amont-aval (voir localisation sur la Figure 4.1.3b et la Figure 4.1.3c). Les sédiments montrent des unités homogènes marron sombre coiffées par des dépôts de couleur beige qui s'épaississent vers l'aval où ce faciès est subdivisé en deux unités sédimentaires (CR14-B et CR14-C). Ce dépôt sommital présente également un tri granulométrique avec des silts et des sables dans les carottes amont (CR14-E et CR14-F) qui disparaissent en aval. Au sein de la carotte CR14-D, le faciès marron clair recouvert par une lamine blanche a été interprété comme le résultat d'un glissement subaquatique (Figure 4.1.3e).

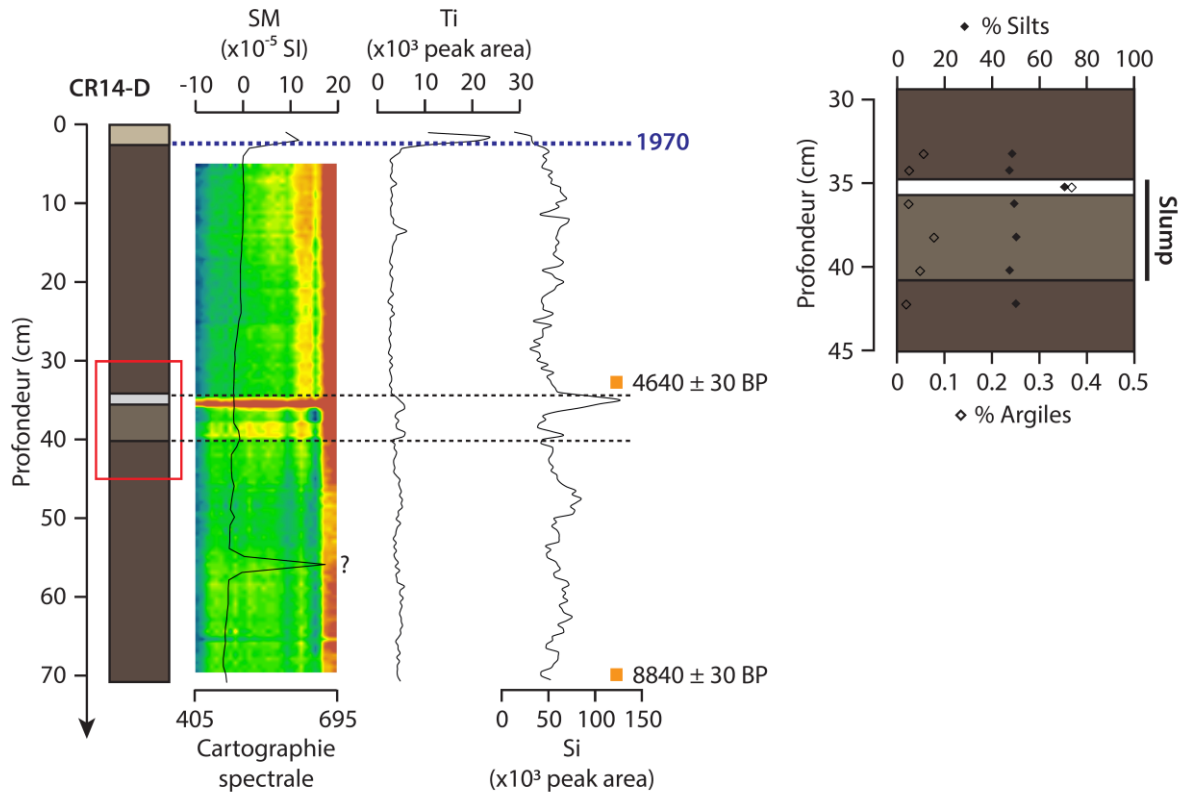


Figure 4.1.3e. Synthèse des analyses multi-paramètres (spectrophotométrie, SM, XRF et granulométrie) réalisées sur la carotte CR14-D présentant la signature du dépôt gravitaire recouvert d'une lamine blanche silto-argileuse riche en silice et soulignant la signature détritique du faciès supérieur homogène beige. Les datations, obtenues à partir de matériel organique (gyttja), montrent un remplissage sédimentaire d'âge holocène.

Dans la partie avale du lac, les unités sommitales se distinguent par deux unités décimétriques de couleur beige et beige claire, pouvant être facilement corrélable entre les carottes CR14-B et CR14-C (Figure 4.1.3d). La base du carottage CR14-C est constituée de matériaux hétérogènes grossiers dans une matrice sableuse. De 55 à 71 cm, une première unité marron clair se distingue par une teneur en carbone organique total (COT) autour de 5% et de fortes valeurs de SM (Figure 4.1.3f). De 24 à 55 cm, deux unités de couleur marron à marron sombre sont identifiées avec de nombreux débris organiques fins. Ces unités se caractérisent par une SM nulle, des valeurs de TOC élevées et un indice d'hydrogène (IH) entre 400 et 500 mg.g COT^{-1}. Les maxima atteints dans le rapport Si/Ti indique une sédimentation dominée par une productivité primaire importante ponctuée par des apports terrigènes riches en matière organique. Les observations du palynofaciès soulignent cette sédimentation mixte constituée à la fois de matière organique d'origine terrestre (MOAr et DLC) et d'origine algale (MOAg). Au sein des carottes CR14-B et CR14-C, les unités sommitales de couleur beige et beige clair sont définies par une texture très homogène où la teneur en COT et en IH décroît tandis que les indicateurs détritiques (densité, SM et Ti), à l'exception des concentrations en MOAr, augmentent à nouveau (Figure 4.1.3f).

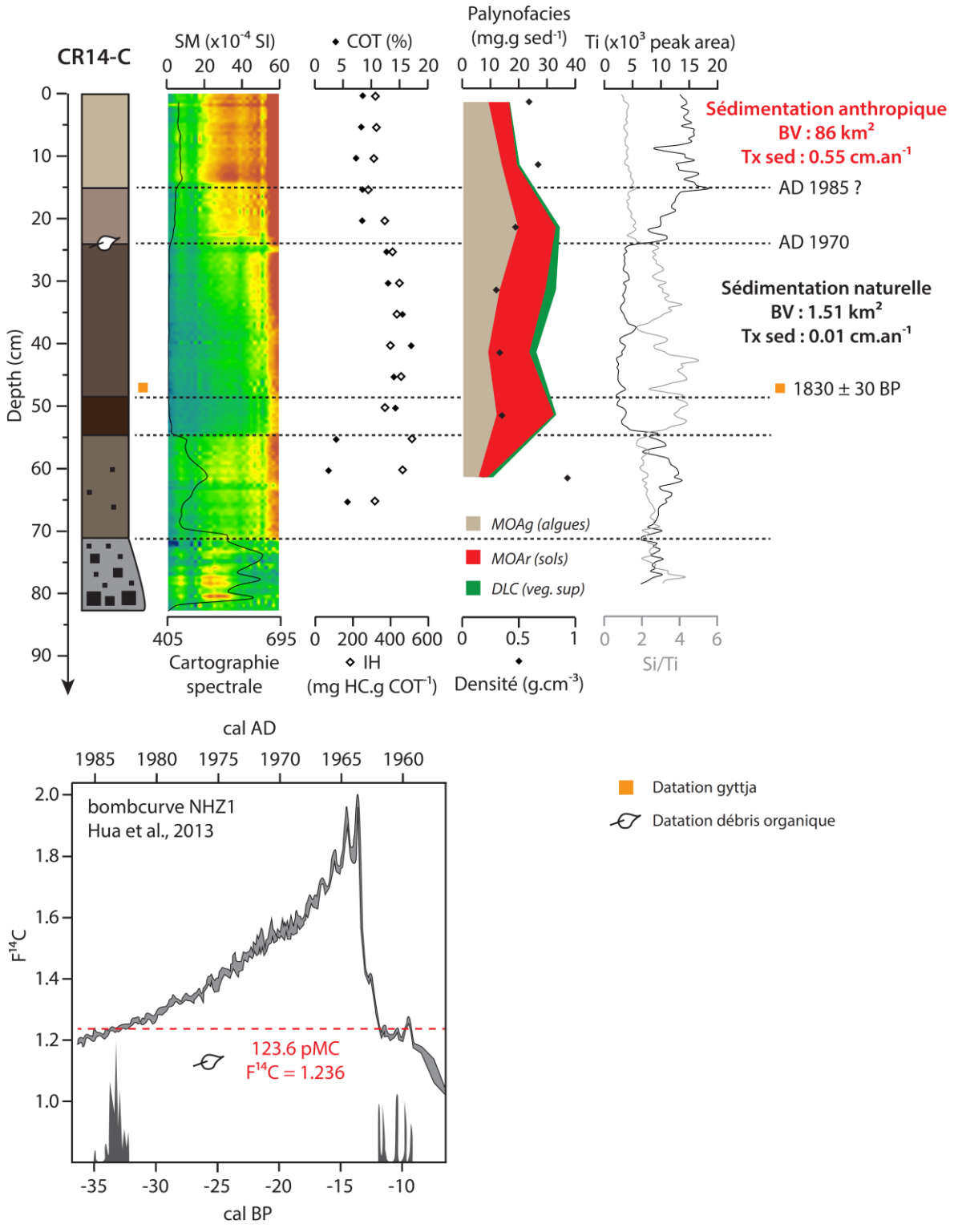


Figure 4.1.3f. Synthèse des analyses multi-paramètres (Spectrophotométrie, SM, RE, palynofaciès et XRF) réalisées sur la carotte CR14-C. La datation du débris de feuilles à 24 cm de profondeur indique un pourcentage de carbone moderne supérieur à 100%, ce qui implique un dépôt postérieur à l'an AD 1950. La calibration de cet âge, effectuée à partir de la courbe de calibration postbomb NHZ1 (Hua et al., 2013) indique une fourchette d'âge compatible avec la date de mise en service des barrages sur la Haute Tarentaine en 1970.

La transition de l'unité organique vers l'unité sommitale détritique est accompagnée du dépôt d'un débris de feuille, qui a fait l'objet d'une datation au radiocarbone (Figure 4.1.3f). Les résultats montrent la présence de carbone moderne (123.6%), impliquant une déposition postérieure à l'an AD 1950. La calibration de cet âge s'effectue via la courbe de référence pour l'hémisphère Nord IntCal13 (Reimer et al., 2013) avec l'extension « postbomb » NHZ1 pour la période 1950-2010, c'est-à-dire après les ajouts de radiocarbone artificiel dans l'atmosphère suite aux essais nucléaires (Hua et al., 2013). Cette calibration d'âge indique deux fourchettes d'âges en cal BP : -32 à -35 (AD1982-1985) et autour de -10 (AD1960). Cette datation relie donc la sédimentation des unités sommitales beiges à l'implantation du réseau de canalisations hydrauliques en amont du lac de la Crégut en 1970. Un tel changement de mode de sédimentation est par ailleurs souvent décrit à travers les archives sédimentaires d'anciens lacs naturels aujourd'hui connectés à des barrages et/ou des réseaux de canalisations artificiels (Anselmetti et al., 2007b, Wirth et al., 2011, Simonneau et al., 2013c). En parallèle, d'autres datations établies à partir de prélèvements de sédiment organique permettent d'établir un âge holocène pour les unités de couleur marron. Dans la carotte CR14-D, la datation du sommet de l'unité remaniée (slump) permet de lui attribuer un âge à 4640 ± 30 BP, calibré autour de 5400 ans cal BP (Reimer et al., 2013). Il est important toutefois de considérer que, en raison des fortes teneurs en matière organique pédogénétique (MOAr) incorporées dans ces unités sédimentaires, les datations radiocarbone de ces échantillons peuvent induire un biais important (Grimm et al., 2009).

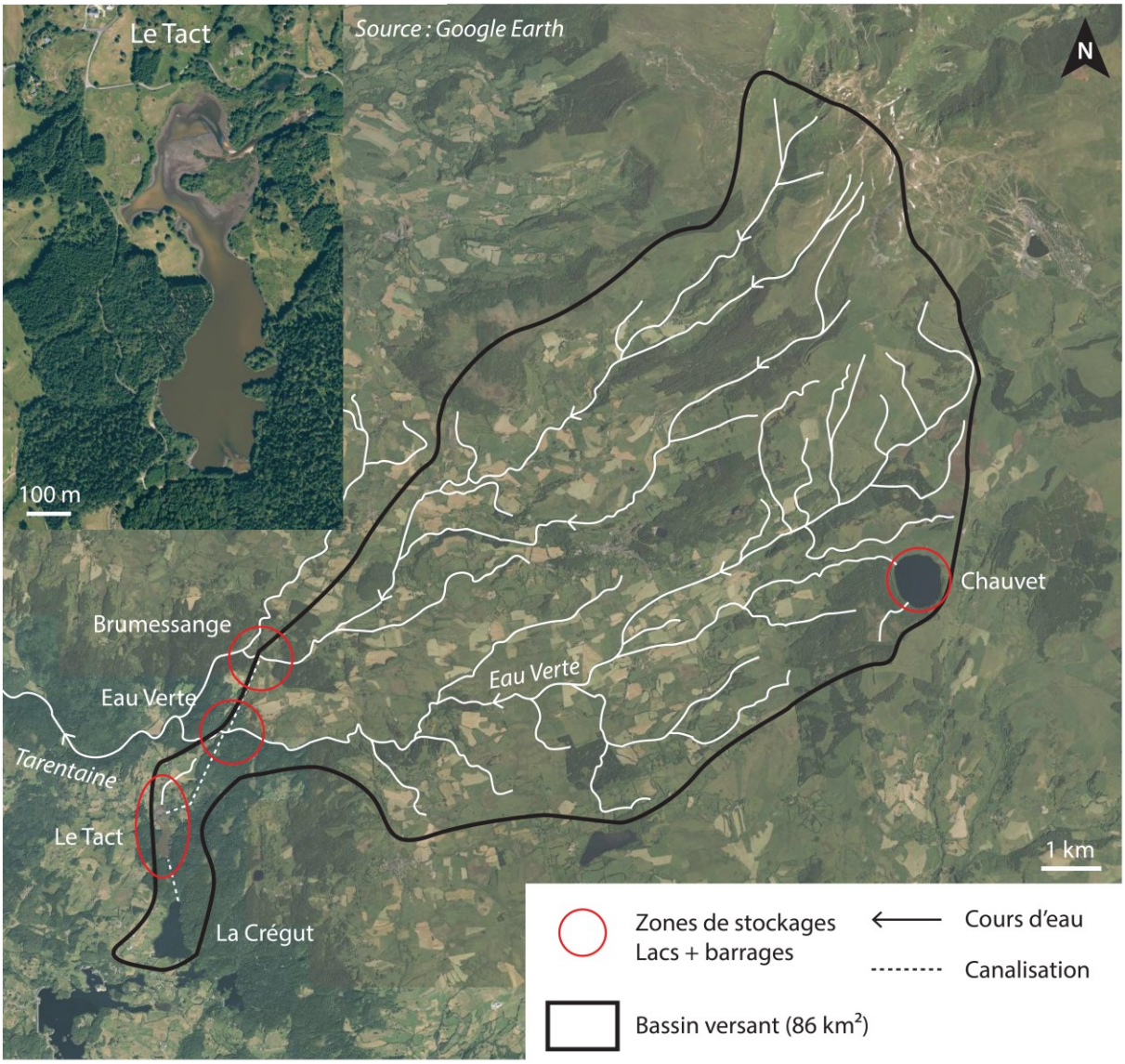


Figure 4.1.3g. Images satellites illustrant les zones de stockages de sédiments au sein du bassin versant du lac de la Crégut (86 km²), majoritairement occupé par des prairies, des cultures et des forêts. En haut à gauche, le détail sur le lac du Tact montre une eau de couleur marron, indiquant une eau très turbide pouvant signifier un état de remplissage très avancé.

Ces datations traduisent un important changement dans les vitesses de sédimentation, passant d'une sédimentation organique naturelle d'environ 0.01 cm.an^{-1} à une sédimentation détritique sous forçage anthropique d'une moyenne de 0.55 cm.an^{-1} depuis 1970 pour la carotte CR14-C. Cette forte augmentation est directement reliée aux dérivations des eaux de la Tarentaine et du lac du Tact vers le lac de la Crégut, qui à ce jour draine une aire de 86 km² contre 1.5 km² avant les aménagements hydroélectriques (Figure 4.1.2k et Figure 4.1.2l). Sur la base d'une interpolation entre la date AD 1970 à 24 cm de profondeur et le sommet de la carotte (taux de sédimentation constant) correspondant à l'année de prélèvement AD 2014, le changement d'unité identifié à 15 cm de profondeur est daté en 1985. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ce changement de faciès survenu durant l'exploitation des barrages de la Haute Tarentaine.

La première hypothèse relierait ce changement de sédimentation à l'usage des sols au sein du bassin versant. Cependant, comme aucune modification majeure ne semble avoir impactée cette zone depuis l'implantation des aménagements hydroélectriques, cette hypothèse ne semble guère possible. Cette transition vers une unité plus claire et plus détritique traduit plus probablement un changement dans les modalités du transfert sédimentaire depuis le lac du Tact et les eaux de la Tarentaine et de l'Eau Verte en amont vers la Crégut. Le comblement du lac du Tact constitue une première possibilité. En effet, comme le suggère les photos aériennes (Figure 4.1.3g), cette ancienne tourbière ennoyée semble aujourd'hui saturée de matière en suspension. Une fois ce premier lac comblé (vers 1985 donc), le transfert se poursuit en aval vers le lac de la Crégut qui voit son signal détritique augmenter. Néanmoins, ce scénario supposerait des apports plus importants vers l'aval et donc une augmentation des taux de sédimentation. La seconde possibilité relie ce changement de sédimentation aux opérations de curages débutées en 1997 dans les retenues en amont (Eau Verte et Brumessange) et réalisées tous les 4 ans depuis. Le nettoyage des retenues et des prises d'eau des canalisations retirent d'importantes quantités de sédiments (800 m^3 à l'Eau Verte et 3000 m^3 à Brumessange, Mourier, communication personnelle). Ces curages mettent en évidence le rôle de piège sédimentaire joué par ces deux retenues en amont de la Crégut (Figure 4.1.3g). L'apparition du faciès homogène beige clair dans les sédiments du bassin aval de la Crégut (18 cm dans CR14-B et 15 cm CR14-C, Figure 4.1.3d) pourrait alors être la conséquence en aval des curages en amont débutés en 1997, où les retenues vidangées régulièrement ne seraient alors plus assimilées à des pièges sédimentaires efficaces à long terme mais à des zones de transition entre le bassin versant (86 km²) et le lac de la Crégut (Figure 4.1.3g et Figure 4.1.3h). En l'absence de datations indépendantes, il est impossible de vérifier cette hypothèse, qui sous-entend un changement drastique dans les taux de sédimentation, passant de 0.33 cm.an^{-1} pour le faciès homogène beige (1970-1997) à 0.88 cm.an^{-1} lors du dépôt du faciès homogène beige clair (1997-2014) au sein de la carotte CR14-C, contre 0.39 et 1.06 cm.an^{-1} pour la carotte CR14-B (Figure 4.1.3h). Le renforcement du signal détritique souligné par l'augmentation de la susceptibilité magnétique au sein des carottes CR14-B et CR14-C est toutefois en adéquation avec l'une ou l'autre des hypothèses (Figure 4.1.3h).

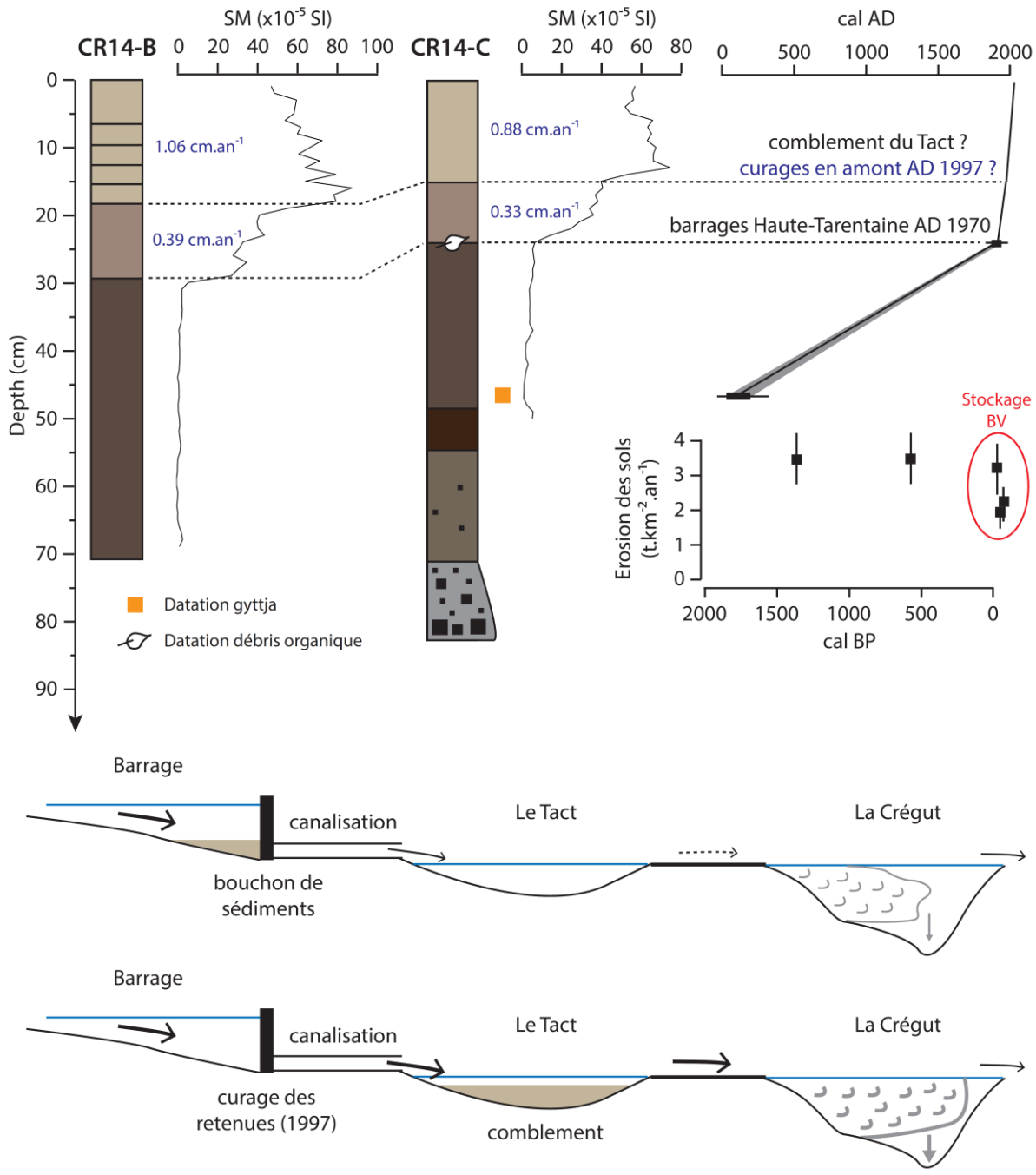


Figure 4.1.3h. Signature en SM des unités déposées en aval du lac après 1970. Modèle âge-profondeur pour la carotte CR14-C et érosion des sols du bassin versant en fonction du temps. Les taux de sédimentation présentés considèrent l'hypothèse d'un changement de sédimentation une fois les curages effectués dans les barrages en amont en 1997 (haut). Schémas montrant les dynamiques sédimentaires dans les bassins artificiels par formation d'un bouchon de sédiments en bas des retenues (Brumessange et Eau Verte) limitant le transfert de matière vers l'aval ou un comblement par décantation (Tact) augmentant les flux vers la Crégut. La taille des flèches est fonction de l'importance du transit de matière en suspension (bas).

Depuis 1970, les dépôts liés à ces aménagements montrent une répartition géographique inégale entre les différents points du lac. Si les dépôts restent limités en épaisseur au sein des marges sur le bassin amont (CR14-D, CR14-E et CR14-F), les unités déposées à l'entrée du bassin aval deviennent décimétriques (30 cm pour CR14-B et 24 cm pour CR14-C). Il est possible d'approximer un volume de sédiment lié à l'implantation de ce complexe hydroélectrique en considérant une surface de sédimentation représentative des modes de dépôts observés dans les carottes du bassin aval. Cette surface est fixée à l'isobathe -10 m, englobant ainsi les deux sous-bassins pour une surface totale de 142000 m² (Figure 4.1.3b). Si l'on suppose un dépôt de sédiments homogène d'environ 25 cm d'épaisseur représentatif de l'épaisseur moyenne observée dans les carottes CR14-B et CR14-C, le volume total de sédiments beiges déposés à travers le lac est estimé à 35 500 m^3, soit une masse de 21 300 t en tenant compte d'une densité moyenne de 0.6 $g.cm^{-3}$ (Figure 4.1.3f). Le flux sédimentaire est ainsi estimé à 484 $t.an^{-1}$ depuis l'implantation des barrages et des dérivations par EDF en 1970, soit un flux de 3400 $t.km^{-2}.an^{-1}$ (3,4 $kg.m^{-2}.an^{-1}$) sur la surface de sédimentation considérée (142000 m²). Ces chiffres constituent une première estimation du volume et des flux sédimentaires dans le lac de la Crégut suite aux aménagements hydroélectriques. Néanmoins il apparaît nécessaire de dater le changement de faciès observé, afin de rendre compte de l'évolution des flux de sédimentation depuis 1970.

L'estimation de l'érosion des sols avant et après la mise en service des barrages hydroélectriques de la Haute Tarentaine peut être effectuée via l'utilisation de la MOAr comme traceur des transferts de sols depuis le bassin versant jusqu'au bassin sédimentaire. Ce traceur a été quantifié à la fois dans les sols du bassin versant prélevés sous prairies et sous forêts (Figure 4.1.3a) et au sein des sédiments de la carotte CR14-C (Figure 4.1.3f). Les volumes ont été obtenus à partir de la surface de l'isobathe 10 m (142 000 m²). Pour la période antérieure à 1970, les résultats font état d'une érosion limitée à 3-4 $t.km^{-2}.an^{-1}$, ce qui semble cohérent avec une érosion de sols au sein d'un bassin versant avec une couverture forestière importante (Cerdan et al., 2010). Pour la période où le lac est connecté à ces voisins artificiels par une série de dérivations et donc relié à un plus grand bassin versant (86 km²), les résultats montrent une légère chute des taux d'érosion des sols. En raison des nombreuses zones de stockage au sein du bassin versant (lacs et retenues sur cours d'eau), ces résultats paraissent toutefois considérablement sous-évalués.

La connexion faite entre l'ancien lac glaciaire naturel et les eaux de la Tarentaine drainant des terres agricoles ont eu des conséquences importantes sur l'écosystème lacustre et sur le transit sédimentaire dans cette région. Les conséquences se mesurent à la fois sur des aspects quantitatifs (multiplication des taux de sédimentation) et qualitatifs (apports détritiques de nutriments aidant à la prolifération des algues). Aussi, l'utilisation du lac de la Crégut par EDF comme bassin de transit entre des barrages en amont et les centrales électriques de la Rhue en aval illustre les problèmes causés par ces obstacles artificiels à l'écoulement et au transit sédimentaire. Plus généralement, cet exemple soulève des questions sur la gestion des barrages, notamment envers les stocks sédimentaires piégés en amont des retenues sur cours d'eau et dans les bassins naturels. L'exemple du lac de la Crégut souligne également le fort impact écologique de ces installations souvent obsolètes sur les milieux naturels.

Chapitre 4.2

Synthèse et discussion

Ce chapitre reprend discute les principaux points soulevés à travers l'étude des seuils sur rivières, des barrages et du lac de Guéry. Il discute l'intérêt de l'approche limnogéologique, notamment les limites de l'utilisation de la sismique réflexion dans ces milieux artificialisés. Une discussion vis-à-vis de la dynamique sédimentaire ainsi que sur les modèles géométriques des dépôts est également proposée.

Le plan de ce chapitre est le suivant :

4.2.1. Approche limnogéologique en milieu artificialisé

4.2.2. Dynamique sédimentaire en milieu artificialisé

4.2.3. Géométrie des dépôts sédimentaires

4.2.1. Approche limnogéologique en milieu artificialisé

L'approche adoptée sur les milieux artificialisés illustre une méthodologie de travail permettant la caractérisation et la quantification des sédiments retenus en amont des cours d'eau. La stratégie adoptée, similaire à celle déployée pour l'étude des archives naturelles d'Auvergne et plus généralement aux séquences sédimentaires anciennes, a dans l'ensemble porté ses fruits. Cependant, de nombreuses questions sont restées en suspens à ce jour. Aussi, la méthode utilisée demande quelques améliorations, en particulier vis-à-vis des aspects liés à l'acquisition des données dans les systèmes artificiels. En effet, sur la plupart des retenues étudiées, la cartographie acoustique ne permet pas un cubage complet des volumes de sédiments piégés en amont des ouvrages. La méthode s'est avérée parfois inadaptée dans certains contextes, tel le Loiret (colonne d'eau trop petite et présence d'algues empêchant le développement de l'onde, Figure 4.1.1d) ou l'Allier (sédiment grossier provoquant une diffraction des ondes, Figure 4.1.2b). Les profils sismiques réalisés sur d'autres sites sont à ce jour sujet à caution, en particulier ceux réalisés sur le site de Champsanglard où les changements de durée du tir sismique, pourtant recommandés vis-à-vis des abaques développés par le constructeur, se traduisent par des changements dans les réflecteurs, empêchant dès lors le suivi des unités acoustiques sur la totalité du bassin (Figure 4.1.2h). Ce dernier aspect peut être corrigé en faisant le choix d'adopter une seule et même durée de tir durant la totalité de la campagne d'acquisition.

Idéalement, l'acquisition des données géophysiques sur le terrain doit anticiper les problèmes d'interpolation des données ponctuelles qui devront être résolus par la suite. La grille de navigation réalisée durant l'acquisition des données de bathymétrie doit par exemple tenir compte de la morphologie du bassin. Il est ainsi préférable d'effectuer au moins un tracé représentant un tour de lac à quelques mètres du bord. Au sein de ce polygone, l'utilisateur peut alors réaliser une grille de points dont l'interpolation spatiale minimisera certains artefacts liés à l'acquisition. Ces artefacts se réfèrent généralement à la densité de point de mesure dans l'espace. Il est donc préférable de respecter une certaine homogénéité dans l'espacement des points de mesure. Dans le souci de réaliser des suivis temporels de l'évolution de ces systèmes artificiels, il apparaît également nécessaire de référencer les données acquises vis-à-vis d'un repère fixe comme une échelle limnométrique lorsque celle-ci existe.

Enfin, la période temporelle couverte par les archives en milieu artificialisé concerne très souvent le dernier siècle et nécessite de ce fait la mise en œuvre de méthodes de datation adaptée (§ 2.2.3). Les datations radiocarbones peuvent être envisagées mais leur calibration sont souvent limitées en résolution du fait du pic de radiocarbone atmosphérique consécutif aux essais nucléaires entre les années 1960 et 1970 (Hua et al., 2013, Figure 4.1.3f). Aussi, l'utilisation des datations aux radionucléides (^{210}Pb et ^{137}Cs) apparaît indispensable à l'étude de ces systèmes récents.

4.2.2. Dynamique sédimentaire en milieu artificialisé

La comparaison de cinq retenues sur cours d'eau et de l'ancien lac naturel de la Crégut illustre une grande variabilité de dépôts sédimentaires. La variabilité des analyses multi-proxies témoignent de processus sédimentaires identiques aux milieux naturels, mais néanmoins contraints par des morphologies lacustres différentes. Les ratios BV/Lac, généralement très importants, peuvent favoriser les apports terrigènes et/ou l'enregistrement de crues. Dans le cas des barrages, les opérations de vidanges et d'hydro-curages amènent une destruction et une reconstruction de l'archive sédimentaire qui présente dès lors un enregistrement discontinu du temps. Seul l'exemple du lac de la Crégut illustre la continuité entre un système naturel dominé par des apports organiques à faible taux de sédimentation (anté-1970) à un système artificialisé dominé par la décantation rapide de particules fines en provenance d'un réseau de canalisations utilisé pour la production hydroélectrique.

4.2.3. Géométrie des dépôts sédimentaires

En dépit des incertitudes liées à la précision des données en sismique réflexion, plusieurs modèles géométriques de dépôts sédimentaires ont pu être proposés selon la typologie des ouvrages étudiés : seuils sur rivières, barrages-voûtes, à clapets et à contreforts (Figure 4.2.1). Ces modèles se rapprochent des observations faites sur les grands ouvrages et décrits par Morris et Fan (1998), illustrés à travers la Figure 1.2g. Le modèle de dépôts sédimentaire du lac de la Crégut est similaire à ce qui peut être observé dans un lac naturel en contexte périglaciaire, avec un flux de matière toutefois nettement supérieur aux milieux naturels (Sturm et Matter, 1978).

Sur les autres ouvrages artificiels, les volumes n'ont pu être calculés avec précision. Cependant, il est possible de distinguer les ouvrages ayant un remplissage sédimentaire conséquent (Champsanglard et Saint-Samson) de ceux ayant un remplissage plus limité (Vaussaire et Vichy), voire une absence de dépôts (Villeprovert). Ces différences peuvent pour partie être reliées à la typologie de l'ouvrage. L'exemple du barrage à clapet à Vichy (et dans une moindre mesure celui de Villeprovert) montre un système filtrant régulièrement « ouvert » afin de réguler la hauteur d'eau et éviter les débordements lors d'épisodes de crues. Ce type d'ouvrage ne permet donc pas un archivage complet des dépôts sédimentaires. L'alimentation du grand barrage de Bort-les-Orgues par le barrage-voûte de Vaussaire nécessite un entretien régulier de ce dernier (hydro-curage des dépôts accumulés), permettant de conserver une capacité utile du réservoir élevée. Cet usage intensif explique ici l'absence de dépôts sédimentaires conséquents et le maintien d'un chenal actif au centre du réservoir. A l'inverse, les dépôts observés dans le bassin de Saint-Samson (seuil sur rivière) sont assez importants au regard de la petite taille du bassin. Il s'explique en partie par la régulation de la hauteur du plan d'eau, nécessaire au maintien des activités de loisirs. Une fermeture prolongée des vannes (ou une ouverture très limitée), conjuguée à un courant de faible intensité, favorise l'accumulation d'un dépôt-centre au dépend du transit du matériel sédimentaire vers l'aval. La géométrie des dépôts sédimentaires du barrage à contreforts de Champsanglard peut quant à elle s'expliquer par la configuration du barrage où la déverse s'effectue actuellement par-dessus le barrage, limitant là encore le transfert de matériel vers l'aval. Dans ce cas d'étude, les activités agro-pastorales développées sur le bassin versant expliquent également, de par l'export intensif de nutriments, la production authigène qui représenterait une part conséquente du remplissage sédimentaire.

Ces modèles de dépôts ayant été constitués sur la base d'un seul exemple de typologie, il apparaît nécessaire d'étendre les études à d'autres systèmes présentant d'autres configurations morphologiques et des contextes d'usages anthropiques différents afin d'affiner les géométries. De même, l'étude des barrages en terre et des barrages-poids, qui représentent à eux deux plus de la moitié du parc hydraulique français serait la bienvenue.

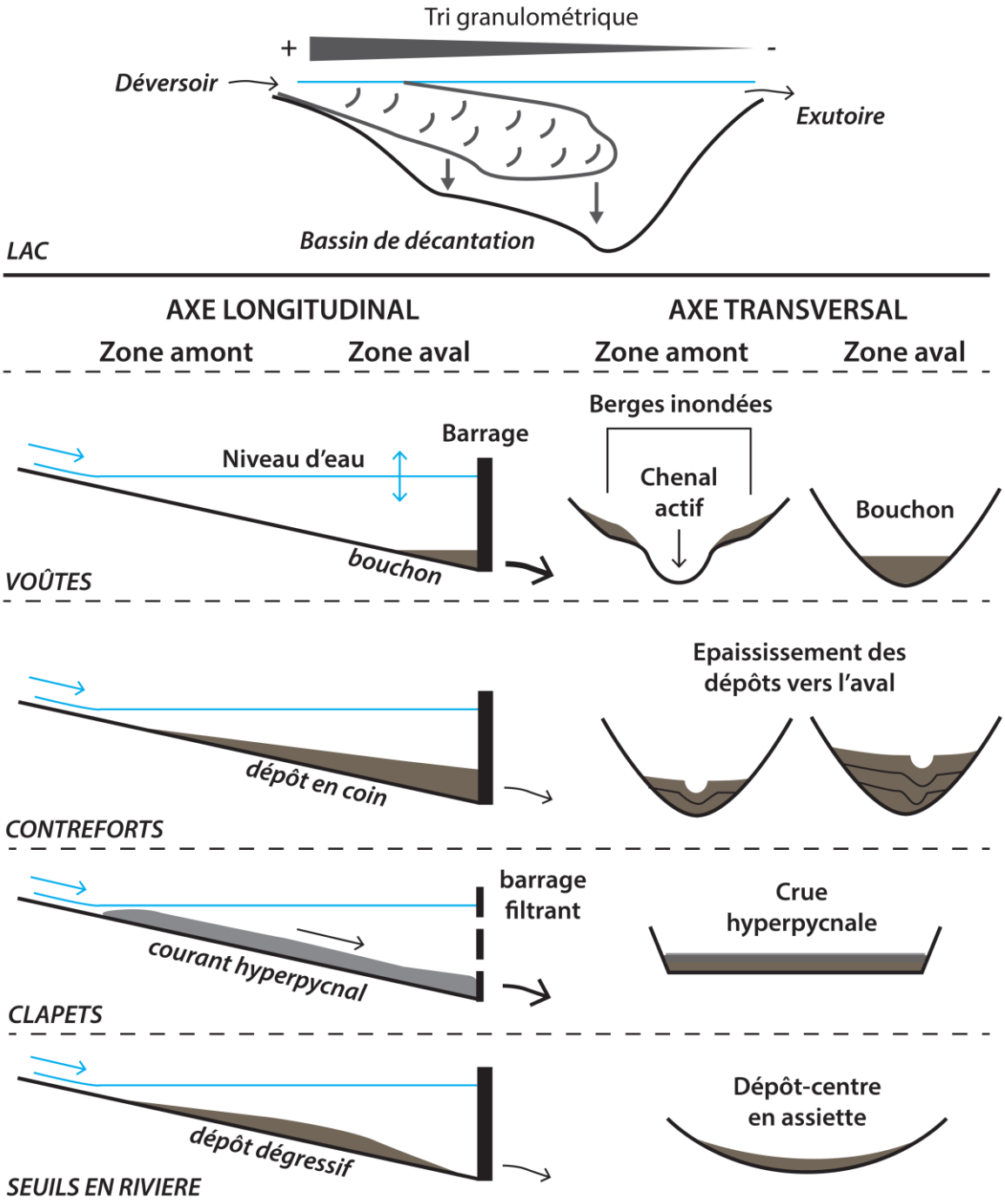


Figure 4.2a. Modèle géométrique de dépôts sédimentaires en milieu artificialisé selon la typologie des ouvrages étudiés.

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

Chapitre 5.1

Conclusions

Ce chapitre rappelle les résultats majeurs obtenus au cours de ce travail et dresse un bilan des forçages naturels et anthropiques sur la sédimentation en domaine lacustre. Ce dernier se base sur less résultats obtenus sur les sites naturels d'Auvergne et les réservoirs des bassins versants de la Loire et d'Adour-Garonne.

Le plan de ce chapitre est le suivant :

5.1.1. Bilan du volet « Paléo »

5.1.2. Bilan du volet « Néo »

5.1.3. Forçages naturels et anthropiques

5.1.1. Bilan du volet « Paléo »

L'approche multi-sites conduite sur les lacs du massif volcanique du Mont-Dore a permis de caractériser les aléas naturels, la variabilité climatique et la dynamique de l'anthropisation à l'échelle régionale.

Au niveau des aléas naturels, plusieurs évidences néotectoniques ont été enregistrées à travers les systèmes lacustres. Par ailleurs, la capacité d'enregistrement se révèle variable d'un site à l'autre et évolue en fonction du temps. En enregistrement des évènements ayant une intensité épicentrale de V, certains sites apparaissent plus sensibles que leurs homologues alpins. De plus, l'histoire du lac Pavin a mis en évidence un évènement catastrophique majeur aux alentours de l'an 600, où la rupture du cratère s'accompagne d'une vidange des eaux du lac par le déversoir. Cet évènement s'est notamment traduit par une coulée de débris dans la vallée de la couze Pavin. Enfin, la caractérisation de niveaux riches en fer contemporain d'observations historiques atteste d'épisodes de retournement des eaux du lac s'apparentant à des éruptions limniques d'ampleur limitée.

A l'échelle régionale, la caractérisation de la variabilité climatique holocène s'avère délicate tant l'impact anthropique est prédominant sur certains sites. En revanche, l'enregistrement à long terme et à haute résolution des 7000 ans d'histoire du lac Pavin souligne un signal climatique d'origine Atlantique (NAO) et un forçage solaire.

Enfin, cette étude apporte plusieurs éléments de réponse vis-à-vis de la dynamique de l'anthropisation de cette région de moyenne montagne. La quantification de l'érosion des sols souligne un impact anthropique important variable d'un site à l'autre. Comme au lac d'Aydat, l'impact anthropique semble être significatif dès l'an 850, mais évolue à la fin du XV^{ème} siècle, probablement suite à des modifications importantes dans l'usage des sols. A l'échelle régionale, le facteur anthropique apparaît comme le forçage prédominant au cours du dernier millénaire.

5.1.2. Bilan du volet « Néo »

L'approche limnogéologique conduite sur différentes typologies de réservoirs situés dans les bassins versants de la Loire et d'Adour-Garonne constitue l'une des premières études sur les petits seuils et les barrages de taille limitée, directement impliqués par la mise en œuvre de la DCE.

Dans son ensemble, cette méthode s'avère concluante mais souligne les besoins d'amélioration concernant l'acquisition des données en sismique réflexion. Si la nature et la dynamique sédimentaire trouve des similitudes avec les milieux naturels, l'influence conjointe des facteurs de station et de l'Homme induit des enregistrements sédimentaires souvent discontinus et aux géométries très variables d'un site à l'autre. Ces deux facteurs déterminent directement la capacité de piégeage des matières en suspension qui conditionnent des stockages potentiellement importants au sein de ces réservoirs.

5.1.3. Forçages naturels et anthropiques

A travers l'étude régionale comparée des archives sédimentaires lacustres d'Auvergne et des bassins versants de la Loire et d'Adour Garonne, deux processus sédimentaires ont été mis en évidence (Figure 5a). En premier lieu, la sédimentation de fond est constituée d'une fraction terrigène en provenance de l'érosion des sols et d'une fraction authigène liée à la production autochtone du système lacustre. En second lieu, la sédimentation évènementielle se traduit soit par une décharge importante du matériel terrigène en réponse à un évènement pluviométrique intense, soit par une déstabilisation des pentes entraînant des glissements subaquatiques identifiés à travers une multitude de dépôts instantanés. Même si elle n'est pas représentée à travers cette étude des lacs d'Auvergne, il semble important de mentionner la sédimentation évènementielle liée à l'activité volcanique, qui peut occasionner une grande diversité de dépôts dans les sédiments lacustres lors des éruptions, notamment des lits de cendres et de téphras, comme ceux identifiés dans les sédiments anciens du Chauvet (Juvigné, 1992), du Gour de Tazenat (Juvigné et Stach-Czerniak, 1998) ou à travers les tourbières de la région (Juvigné et al., 1996).

Intrinsèquement conditionnée par les facteurs de stations (morphologie, limnologie) répondant aux différents agents géologiques, l'occurrence des processus sédimentaires en domaine lacustre est dépendante de la capacité d'enregistrement des systèmes sous les interactions de plusieurs facteurs externes que sont l'Homme, le climat et la tectonique (voire le volcanisme). La Figure 5a détaille l'influence directe et indirecte de chacun de ces facteurs sur la sédimentation de fond et la sédimentation évènementielle. Ce schéma se base uniquement sur les observations réalisées à travers les sites étudiés, où il apparaît que l'Homme est un agent géologique majeur. Le volcanisme y est simplement mentionné en tant que facteur géologique pouvant conduire à la création d'un système lacustre et à la détermination de ses facteurs de station. Une généralisation de ce schéma impliquerait ce facteur dans la formation de dépôts instantanés (téphras). Les facteurs de station sont définis par la morphologie des sites, héritée de l'histoire géologique. Cette étude illustre le rôle du volcanisme, du climat et de l'Homme comme agent géologique conditionnant l'apparition de lacs drainant un bassin versant. D'une part, le ratio entre surface occupée par le plan d'eau et surface occupée par le bassin versant conditionne la sédimentation de fond via la production autochtone et le flux terrigène. D'autre part, la pente des bassins conditionne le transfert de matière par ruissellement depuis les zones sources vers les pièges sédimentaires et détermine la stabilité des versants pouvant occasionner une sédimentation évènementielle par déclenchement de glissements sous l'influence de facteurs non-stationnaires.

Au sein de ces différents hydrosystèmes, le facteur tectonique contrôle une partie de la sédimentation évènementielle par l'occurrence de diverses formes de glissements subaquatiques dont la caractérisation et la datation autorisent à dresser un premier bilan de l'aléa sismique de la région durant le dernier millénaire. En auvergne, cet aléa modéré se caractérise par l'occurrence de dépôts sédimentaires synchrones autour de l'an 1300 et durant le XIXème siècle permettant de discuter la sensibilité des différents sites aux séismes, en réponse à des facteurs intrinsèques propres aux évènements tectoniques (magnitude, distance lac-épicentre et temps de retour entre deux séismes), des facteurs de station définis par la morphologie des systèmes lacustres (pentes et nature du sédiment) et des forçages externes contrôlés par les fluctuations climatiques et les activités anthropiques (charge sédimentaire et variation du niveau lacustre, Figure 5a).

L'activité solaire et les couplages Océan-Atmosphère conditionnent les régimes de précipitation sur la surface du globe. Ceux-ci sont impliqués directement dans le transfert de matière au sein d'un géosystème et dans la variation du niveau lacustre. Cette influence se traduit donc à la fois dans le flux terrigène et la production autochtone (Figure 5a). Le facteur climatique peut également être impliqué dans les processus évènementiels (glissement, crues…) selon la réponse des bassins versants. En Auvergne, l'impact du climat été documenté à travers l'évolution des signaux détritiques enregistrés dans l'archive sédimentaire du lac Pavin. La correspondance entre les périodes de ruissellement intense et les phases négatives de la NAO souligne un forçage océanique à long terme en provenance de l'Atlantique traduisant l'avènement du Néoglaciaire caractérisé en Europe occidentale par un climat plus humide renforcé durant les phases de minimas solaires. La réponse des hydrosystèmes lacustres aux phénomènes climatiques extrêmes a également été mise en évidence par un dépôt évènementiel ayant probablement impacté la limnologie du lac. A travers les autres systèmes étudiés, la sédimentation évènementielle d'origine climatique est rarement enregistrée, exceptés au sein des grands bassins versants où la présence rivière peut occasionner l'occurrence de crues.

Sur des aspects quantitatifs, l'impact anthropique se manifeste à travers les changements d'usages des sols, qui conditionnent la réponse des bassins versants au ruissellement, mais aussi par la modification des hydrosystèmes (implantation de barrages pour la production d'hydroélectricité, Figure 5a). En Auvergne, l'impact anthropique s'enregistre historiquement à travers l'évolution des activités agro-pastorales qui modifient le flux terrigène. L'homme est également un facteur indirect responsable de la stabilité des corps sédimentaires. Plus récemment, certains hydrosystèmes naturels utilisés pour la production d'hydroélectricité ont une dégradation des écosystèmes naturels et provoqué des changements dans les modes de sédimentation. Par ailleurs, la comparaison des archives sédimentaires des réservoirs des bassins versants de la Loire et d'Adour Garonne documente une grande diversité de dépôts sédimentaires largement dépendante de l'utilisation par l'Homme de ces environnements artificiels.

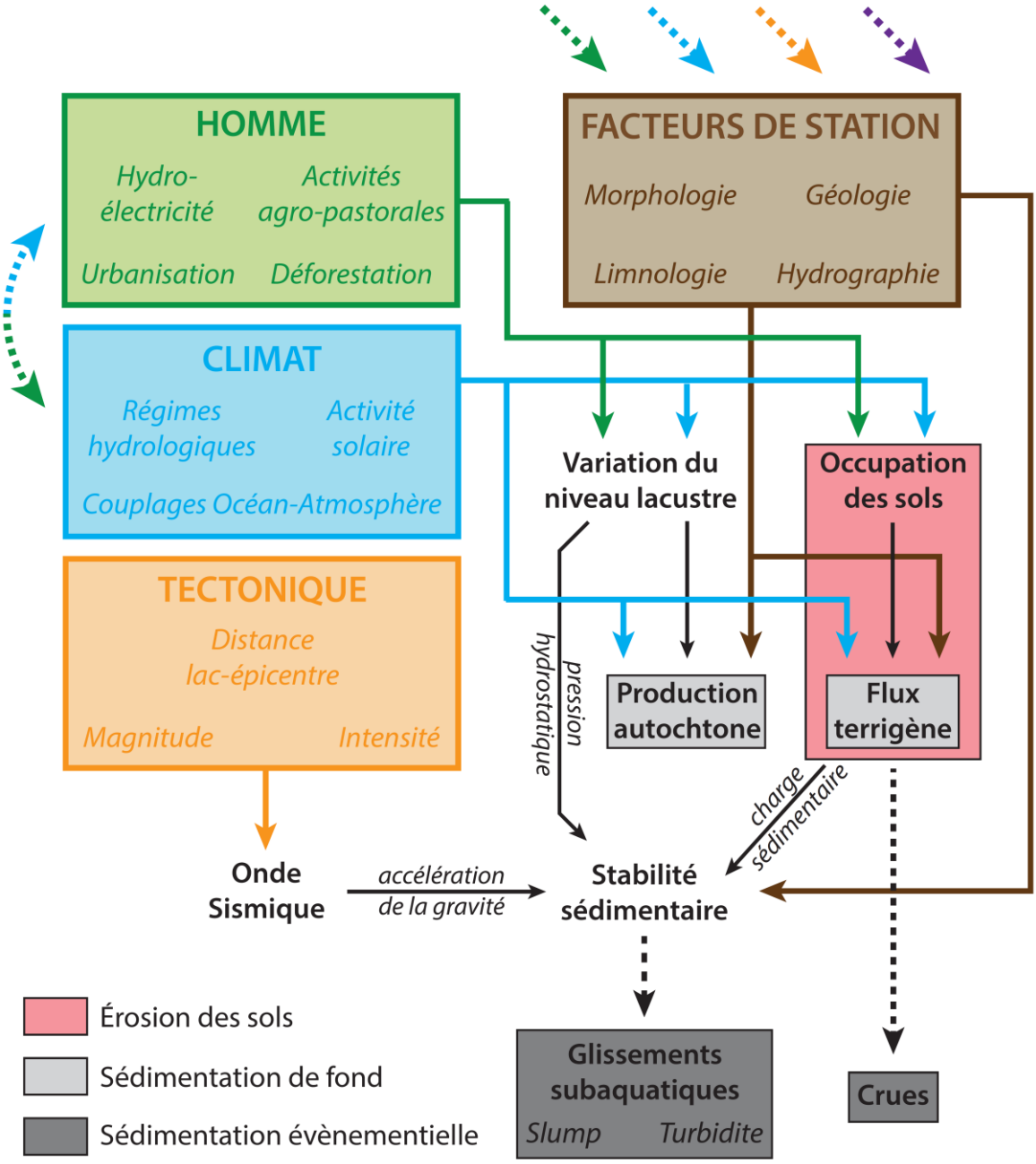


Figure 5a. Schéma synthétisant les processus sédimentaires (gris) ayant lieu en domaine lacustre sous l'influence conjointe des facteurs de stations (marron), de l'Homme (vert), du climat (bleu), de la tectonique (jaune) voire du volcanisme (violet). Ce schéma se base sur les observations réalisées à travers l'étude des archives sédimentaires présentées dans les parties 3 et 4. Les facteurs de station sont conditionnés par les 4 facteurs externes (Homme, climat, tectonique et volcanisme) et peuvent les faire évoluer sur le long terme. En revanche, à l'échelle de l'Holocène, l'Homme, le climat et la tectonique influencent directement et indirectement les processus sédimentaires.

Chapitre 5.2

Perspectives

5.2.1. Les lacs naturels d'Auvergne

L'étude des archives sédimentaires lacustres du Mont Dore réalisée au cours de cette thèse apportent de nouveaux éléments vis-à-vis de l'histoire de cette région, jusqu'ici très peu documentée mais pose également plusieurs perspectives de travaux multidisciplinaires visant à étayer certains aspects qui n'ont pas pu être abordés au cours de ce travail.

5.2.1.1. Aspects spatio-temporels de la dynamique anthropique

Ainsi, sur les sites de Montcineyre et de Chauvet, certaines questions demeurent quant à l'évolution des remplissages sédimentaires, notamment vis-à-vis de (1) la transition U3-U2 observée dans la carotte CHA13-7B (Chauvet) : est-ce bien relié à l'impact anthropique ? Si oui, quelles étaient les pratiques anthropiques ayant amené ce changement majeur dans la sédimentation ? Et d'ailleurs, la signature minérale de l'unité U3 ne traduit-elle pas un état redox différent dans la limnologie ? ; (2) la transition U2-U1 observée dans les carottes CHA13-7B et MO10-H (Montcineyre) : les changements de taux de sédimentation observés traduisent-ils bien un changement de pratiques agro-pastorales ? Si oui, quels seraient les facteurs amenant cette évolution ?

Ces questions s'insèrent dans la problématique générale de l'étude de l'anthropisation de la région. Elles soulèvent la nécessité d'élargir les recherches à d'autres disciplines des sciences naturelles et des sciences humaines, notamment à travers l'étude des documents historiques, l'identification et la datation des vestiges archéologiques, l'étude qualitative du signal organique à travers une caractérisation des biomarqueurs moléculaires et des pollens permettant de retracer l'histoire des pratiques agro-pastorales et de réaliser des croisements avec les analyses quantitatives amenées par la quantification des marqueurs terrigènes via le palynofaciès. En conservant une approche spatio-temporelle sur différents sites contrastés, un travail pluridisciplinaire de ce type amènera vers une meilleure compréhension de l'histoire des sociétés rurales de cette région. En résumé, un travail multidisciplinaire doit être envisagé en se focalisant sur les environs de Chauvet et Montcineyre, où des carottages de l'ensemble de la séquence sédimentaire permettraient de rendre compte de l'évolution du climat, des paysages et des sociétés sur plus de 7000 ans (Montcineyre) voire depuis la fin de la dernière ère glaciaire (Chauvet). Ces travaux complèteraient idéalement ceux actuellement en cours sur la séquence sédimentaire couvrant l'histoire complète du lac Pavin, donnant un aperçu régional de trois systèmes contrastés, tant sur les plans géologiques et morphologiques qu'en termes d'anthropisation. Dès lors, il sera possible de s'interroger sur d'éventuelles connexions à l'échelle régionale en comparant ces travaux avec ceux réalisés sur le lac d'Aydat ayant mis en avant le rôle prédominant de l'Homme sur l'évolution des paysages et les processus de sédimentation (Lavrieux et al., 2013a, 2013b, Miras et al., 2004, 2015). L'anthropisation de l'Auvergne étant très ancienne et dans des modalités très variables d'un site à l'autre, plusieurs lacs

pourraient également faire l'objet d'études multidisciplinaires approfondies, comme les deux lacs de la Godivelle ou encore celui du Gour de Tazenat.

5.2.1.2. Sédimentation évènementielle et risque naturel

Sur le site du Pavin, les résultats décrivent une grande diversité de dépôts instantanés liés à des glissements, incluant une rupture de l'exutoire ayant entraîné un glissement subaquatique dans le lac et une coulée de débris dans la vallée de la couze Pavin vers l'an 600 et une rupture de pente sur le plateau ayant occasionné un second glissement majeur vers l'an 1300. Au regard de l'évolution observée dans l'analyse multi-paramètre conduite sur les sédiments de la carotte PAV12 avant et après ces glissements, ils doivent être considérés comme des évènements majeurs ayant eu un fort impact sur cet écosystème. Ils seraient de probables vecteurs d'un changement majeur dans l'évolution biogéochimique de cet actuel lac méromictique.

Qu'ils soient d'origine climatique ou tectonique, les glissements sont susceptibles de générer des vagues pouvant détruire les espaces littoraux. Si la densité de population aux abords des lacs d'Auvergne souligne un risque de tsunami extrêmement faible, certains glissements ont été ou peuvent être à l'origine de vagues destructrices sur les littoraux des grands lacs de Suisse (lac Léman, Kremer et al., 2012, 2014 ; lac Lucerne, Strasser et al., 2011, Hilbe and Anselmetti, 2015) ou des Etats-Unis (lac Tahoe, Moore et al., 2006), où la densité de population sur les rives produit un risque non négligeable. Dans le cas du Pavin, seule une approche de modélisation numérique permettrait de mesurer la capacité du lac à générer des vagues et ce afin d'évaluer les risques éventuels aux abords de ce site touristique. Ces modélisations permettraient de rendre compte de possibles débordements d'eau par l'exutoire, ce qui étayerait les modalités de formation de la coulée de débris identifiée dans la vallée de la couze Pavin afin de savoir si cet évènement historique était monophasée ou pluriphasée. Si aujourd'hui, le risque associé à ce type d'évènement est limité en Auvergne, d'autres exemples soulignent l'importance de ces flux de débris dans certains systèmes de caldeiras actives au Japon (Katakoa et al., 2008) ou en Nouvelle-Zélande (Manville, 2010, 2015). Plus généralement, toute rupture de barrage peut amener des débâcles importantes (glacial-lake outburst floods (GLOFs, Dussaillant et al., 2010)) et jökulhlaups en contexte glaciaire ou rupture de barrage morainique (Schneider et al., 2004, Strasser et al., 2008) et donc représenter un risque conséquent dans les régions densément peuplés.

Ces glissements s'ajoutent à d'autres documentés dans la région Auvergne, que ce soit au sein des lacs ou en domaine aérien (Vidal et al., 1996). Le croisement à l'échelle régionale des glissements observés dans différents systèmes aide la reconnaissance de leur origine tectonique et à la définition de l'aléa sismique régional. Pour compléter l'aléa établi sur les derniers 10 000 ans à partir de quelques lacs de la région, certaines archives sédimentaires décrites au sein de travaux anciens mériteraient d'être revisitées, notamment

celle du Gour de Tazenat décrivant des niveaux de sables interrompant la sédimentation de fond (Juvigné et Stach-Czerniak, 1998). De par la proximité de ce site avec les foyers sismiques du XV^{ème} siècle, il serait intéressant de vérifier l'origine de ces niveaux pour mesurer la portée de ces évènements tectoniques, les plus forts ressentis en Auvergne depuis plus de 500 ans. Dès lors, une synthèse à l'échelle régionale permettrait (1) de renforcer l'état des connaissances vis-à-vis de processus de dépôts dans ces milieux et (2) de renseigner l'aléa sismique dans cette région sur des périodes de temps afin d'améliorer la connaissance de l'activité néotectonique associée aux mouvements des failles dans ce domaine intracontinental.

5.2.1.3. Evolution limnologique du lac Pavin

Le travail fourni sur le lac Pavin s'inscrit dans un effort collectif où plusieurs laboratoires ont collaborés à l'étude de la séquence sédimentaire PAV12 couvrant les 7000 ans d'histoire du lac. Toujours en avancement, ces travaux visent à caractériser l'évolution limnologique et environnementale du lac Pavin à travers des approches couplant l'étude sédimentologique avec la construction d'un modèle d'âge (L. Chassiot et E. Chapron, ISTO, Orléans), l'étude des signaux organiques et minéraux (L. Chassiot, E. Chapron et D. Jézéquel, IPGP, Paris), l'analyse des biomarqueurs moléculaires (V. Grossi, LGLTPE, Lyon), la quantification des pollens et des spores non-polliniques (Y. Miras, GEOLAB, Clermont-Ferrand), la caractérisation des diatomées (A. Beauger, GEOLAB, Clermont-Ferrand) et enfin l'étude des virus et des communautés archéennes (A.-C. Lehours, LMGE, Clermont-Ferrand). Dans un futur proche, cette étude interdisciplinaire envisage un croisement des données nécessaire à la compréhension de l'évolution biogéochimique et limnologique de ce système méromictique.

Sur la base des résultats obtenus, il nous est néanmoins possible de discuter certains points. Dans l'ordre chronologique, l'évolution du signal souligne un changement important dans la densité sèche et dans la teneur en COT après 3800 cal BP, consécutif à un important pic de détritisme souligné par le titane. De même, plusieurs changements majeurs ont pu être notés dans l'unité supérieure de la carotte après l'occurrence des glissements vers l'an 600 et 1300, soulignant leur possible rôle dans l'évolution biogéochimique et limnologique du lac. Plusieurs grandes sous-unités peuvent ainsi être définies au sein de la diatomite qui porte probablement le signal de l'évolution des conditions limnologiques. La caractérisation à venir des diatomées et des biomarqueurs moléculaires viseront à préciser ces grandes unités et apporteront des informations complémentaires permettant de documenter l'évolution de ce lac.

En attendant, plusieurs pistes de travail peuvent être conduites sur la base des observations réalisées au cours de ce travail. En premier lieu, les observations récurrentes de pyrites framboïdales au microscope optique sur l'ensemble de la carotte pourraient faire l'objet d'une caractérisation détaillée au microscope électronique. En effet, la taille de ces

pyrites constitue un marqueur des conditions redox de la colonne d'eau (Wilkin et al., 1996, 1997). Dans le cadre du Pavin, ce travail pourrait aider à déterminer la date et la cause de l'anoxie du monimolimnion. Dans un second temps, une attention particulière pourrait être apportée à deux niveaux de l'unité supérieure de la carotte, où les réactions à l'acide chlorhydrique traduisent une précipitation de carbonates, eux-mêmes témoins de changements limnologiques durant les derniers 700 ans.

5.2.1.4. Une signature sédimentaire des éruptions limniques ?

Les sédiments de la carotte PAV08-P1 (Pavin) ont également révélé la présence de dépôts de couleur jaune marquée par une baisse de l'indice d'hydrogène et une signature spectrophotométrique d'oxydes de fer. Ces niveaux remarquables ont pu être corrélés avec des observations historiques du lac présentant des eaux bouillonnantes de couleur orangée dégageant une odeur de soufre (Meybeck, accepté). Ces phénomènes ont été interprétés comme le résultat d'un évènement de dégazage où le fer dissous dans le monimolimnion s'oxyde une fois remonté en surface. Dès lors, il est possible d'imaginer que les eaux chargées en fer ont imprégné les sédiments situés dans le mixolimnion, laissant un niveau repère riche en fer. Une autre hypothèse implique le rôle d'un glissement car l'un de ces évènements semble corrélé avec une turbidite identifiée dans le fond du bassin. Dans l'éventualité d'un lac méromictique dont la couche inférieure (monimolimnion) contiendrait des quantités importantes de gaz, un retournement de la colonne d'eau peut entraîner une exsolution des gaz (éruption limnique) et former un nuage mortel pour les environs. En Auvergne, seul le lac Pavin est méromictique avec la présence de méthane et de dioxyde de carbone en profondeur. Cependant, les faibles quantités piégées rendent ce risque faible dans les conditions limnologiques actuelles (Camus et al., 1993). En revanche, celui-ci ne peut être ignoré dans certaines régions volcaniques d'Afrique, où d'anciennes éruptions limniques ont été décrites en 1984 au lac Monoun (Sigurdsson et al., 1987) et en 1987 au lac Nyos (Kling et al., 1987), causant respectivement la mort de 37 et 1746 personnes au Cameroun. De même, les fortes teneurs en gaz (360 km^3) contenu dans les profondeurs du lac Kivu, conjuguée à la forte densité de population vivant sur ses rives (2 millions d'habitants) accroissent le risque associé à ce type d'évènement, bien que dans ce dernier cas, le processus déclencheur d'un éventuel retournement du lac soit davantage d'ordre climatique ou volcanique (Ross et al., 2014, 2015a, 2015b). Sur le long terme, l'occurrence de ces évènements et les risques associés sont relativement peu documentés à travers le monde et ce d'autant plus qu'à ce jour, d'autres lacs volcaniques sont suspectés d'avoir subi des phénomènes similaires par le passé, dont le lac Pavin ou encore les lacs Albano et Monticchio en Italie (Meybeck, accepté). L'étude comparée de sédiments contenus dans ces différents systèmes lacustres d'origine volcanique apporterait des éclaircissements (1) sur la signature sédimentaire d'éventuels dépôts liés à ces évènements de dégazage et (2) pour une meilleure évaluation du risque naturel encouru dans ces régions.

5.2.2. Les milieux artificialisés

L'étude des remplissages sédimentaires en amont des retenues sur cours d'eau et au sein d'anciens lacs naturels montre de grandes disparités d'un site à l'autre selon les contextes morphologiques, hydrologiques et anthropiques. A l'heure actuelle, il demeure difficile de démontrer avec certitude l'utilité de la sismique réflexion dont les limites se posent avec la présence de gaz dans les sédiments, la présence de matériel grossier et/ou la faible tranche d'eau. Un essai dans des contextes géologiques et morphologiques différents, notamment les Alpes, permettrait de lever certains doutes quant à la fiabilité de cette méthode dans les réservoirs. De même, des essais dans les barrages-poids et les barrages en terre (50% du parc hydraulique français) seraient les bienvenus afin de balayer l'ensemble des typologies de barrages existantes.

En outre, la carotte LOI13-2, prélevée dans le contexte urbain du bassin de Saint-Samson et située en aval d'une station d'épuration (§ 4.1.1), a bénéficié d'une quantification des résidus médicamenteux[1]. Les résultats témoignent d'une grande diversité de composés (Figure 5b), appartenant notamment aux familles des bêtabloquants (aténolol et métoprolol), des analgésiques (codéine et paracétamol), des anti-infectieux (triméthoprim, sulfamethoxazole, ofloxacine et carbamazépine), des anti-inflammatoires (diclofénac et kétoprofène) et des anxiolytiques (diazépam et oxazépam). Les gammes de concentrations varient de de la dizaine de $ng.g^{-1}$ à plusieurs centaines de $ng.g^{-1}$ à travers différentes tendances observées dans l'archivage de ces composés (Figure 5b). On retiendra à titre d'exemple les fortes concentrations observées pour les anti-inflammatoires et les anxiolytiques avec des pics parfois supérieurs à 1000 $ng.g^{-1}$ de sédiment. De plus, certains composés peuvent être présents et quantifiés sur la totalité de l'archive sédimentaire (acétaminophène, triméthoprime…) tandis que d'autres présentent des concentrations variables en fonction des unités sédimentaires (diclofénac, ofloxacine).

L'occurrence de ce type de produits à travers l'ensemble de l'archive sédimentaire du Loiret laisse supposer que les sédiments sont très jeunes, étant donné que l'essentiel des composés pharmaceutiques sont apparus sur le marché à la fin des années 1960 ou au début des années 1970 (Tamtam et al., 2011, Klaminder et al., 2015). L'hypothèse d'un remplissage sédimentaire jeune est cohérente avec la destruction des moulins suite aux crues de Loire ayant inondé la vallée du Loiret au XVIII^{ème} siècle (Champion, 1858-1864). Ces crues pourraient être responsables d'une érosion partielle ou totale des dépôts sédimentaires accumulés jusqu'ici dans les bassins du Loiret. Cette hypothèse est aussi renforcée par l'âge radiocarbone très jeune (50 ± 30 BP) prélevé à la base de la carotte LOI13-3 et dont la calibration renvoie à un plateau de radiocarbone (0 - 150 cal. BP). La chronologie de ce remplissage sédimentaire doit par la suite être établie via des mesures de radionucléides, nécessaires à la compréhension des modalités d'archivage du sédiment et de ces polluants.

[1] Ces analyses ont été réalisées par Thomas Thiebault dans le cadre d'une collaboration et dont la thèse a été soutenue à l'université d'Orléans en décembre 2015.

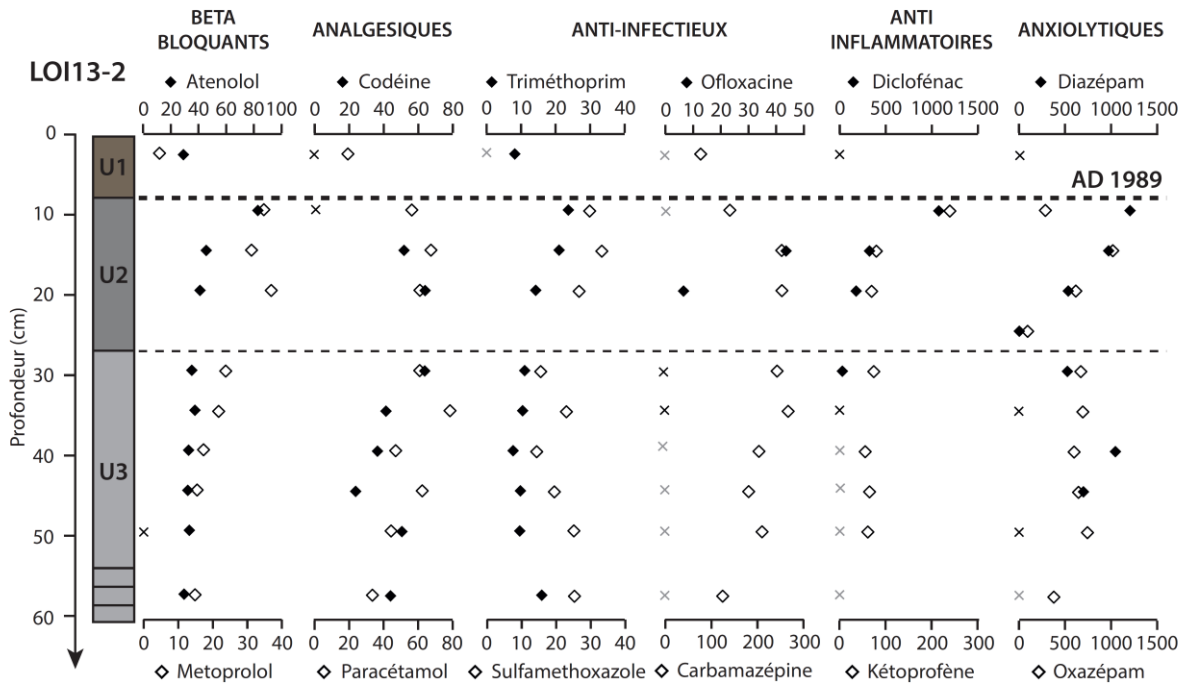


Figure 5b. Quantification des résidus de médicaments au sein des archives sédimentaires du bassin de Saint-Samson (carotte LOI13-2). Les croix noires indiquent les analyses non quantifiables tandis que les croix grises indiquent l'absence de détection. Analyses : Thomas Thiebault).

En effet, l'étude des pollutions aux résidus médicamenteux est une composante assez nouvelle des sciences environnementales. A ce jour, plusieurs études ont montré la présence de ces résidus dans l'eau, les matières en suspension ou encore à travers les sédiments en milieu péri-urbains (Silva et al., 2011, Tamtam et al., 2011, Klaminder et al., 2015). Cependant, les modalités de piégeage sédimentaire diffèrent d'un composé à l'autre, certains pouvant être hydrophiles tandis que d'autres semblent préférentiellement liés aux fractions fines sédimentaires (Silva et al., 2011, Blair et al., 2015).

En l'absence d'un modèle d'âge précis, il est toutefois possible de formuler des hypothèses quant à l'évolution chronologique de ces dépôts. La tendance à la baisse observée pour l'ensemble des composés à partir de l'unité sommitale U1 permet d'attribuer la transition entre l'unité U2 et U1 à la déviation des eaux usées de la station d'épuration (STEP) en 1989. A partir de ce repère chronologique, il est possible de calculer un flux de médicament en prenant comme base les résultats de la carotte LOI13-2. Le calcul du volume s'effectue en considérant environ un tiers du volume total pour l'unité Us1 identifiée sur les profils sismiques (23 000 m^3, Figure 4.1.1d). Ce choix est basé sur la stratigraphie des carottes prélevées, montrant une unité U1 d'environ 10 cm d'épaisseur sur les 30 cm correspondant à l'unité cartographiée en sismique. Avec une densité de 0.9, l'unité U1 représente ainsi une masse de 6900 t (7667 m^3) sur l'ensemble du bassin de Saint-Samson (125 000 m^2). En ramenant la concentration moyenne de chaque composé (en $ng.g^{-1}$) à cette masse, le total atteint 941 grammes de résidus médicamenteux, soit un flux moyen

d'environ 39 $g.an^{-1}$ entre 1989 et 2013 correspondant à un flux de sédimentation d'environ $3.2x10^{-4}$ $g.m^{-2}.an^{-1}$ pour le bassin de Saint-Samson. L'absence de contrainte chronologique pour la partie inférieure empêche de comparer ce flux avec les périodes antérieures, mais les fortes concentrations observées dans l'unité U2, probablement antérieures à 1989, permettent d'estimer un total de plus de 36 kg de résidus médicamenteux sur l'ensemble du bassin.

Ces résultats préliminaires mettent en lumière l'importante contamination des milieux péri-urbains par ces polluants apparus dans les années 1960. Dans le bassin de Saint-Samson, les premiers essais de quantification des flux montrerait une tendance à la baisse qui s'expliquerait par la déviation des rejets d'eaux usées de la STEP en 1989, avec pour conséquences une baisse significative des concentrations dans les sédiments en aval accompagné d'un changement de mode de sédimentation avec l'évolution de l'unité U2 vers U1. Néanmoins, le problème de la pollution du bassin de Saint-Samson reste entier puisque plusieurs dizaines de kg de résidus sont actuellement retenues au sein des 79500 m^3 (71550 t) de sédiments piégés en amont des moulins du Loiret.

Plus généralement, la présence de résidus médicamenteux dans les sédiments du Loiret pose la question du devenir des sédiments en cas d'effacement des retenues. Afin d'éviter le relargage vers l'aval et un bouleversement de l'état qualitatif des masses d'eau, ce type de contamination doit impérativement être pris en compte dans l'application de la DCE car le bon respect de l'état écologique des cours d'eau pourrait en cas de démantèlement se faire au détriment de leur état qualitatif. A ce titre, plusieurs études récentes ont documenté la présence de polluants d'origine anthropique tels les métaux lourds (Frémion et al., 2016), les PCB (Desmet et al., 2012, Mourier et al., 2014), les HAP (Bertrand et al., 2015) ou encore les résidus de pesticides (Sabatier et al., 2014) dans les sédiments lacustres et/ou au sein des réservoirs.

Deux exemples récents illustrent d'ailleurs les risques encourus par les ruptures de barrages et le relargage de sédiments pollués en aval (Figure 5c). Le 5 novembre 2015, l'état du Minas Gérais au Brésil a fait les frais d'une rupture d'un barrage construit en aval d'un district minier, entraînant une coulée de boue toxique et causant la mort de 17 personnes. En outre, ce relargage de sédiments pollués fait peser un risque actuel important pour les barrages situés en aval. Le 13 février 2015, la rupture d'une vanne de fond du barrage de La Bourboule a également entraîné une coulée de boue en aval, contaminant les eaux de la Dordogne jusqu'à l'ouvrage de Bort-les-Orgues (Figure 4.1.2k).



Figure 5c. (A) Images illustrant la catastrophe écologique induite lors d'une rupture de barrage en novembre 2015 au Brésil. La coulée de boue toxique a notamment détruit plusieurs villages avant de se répandre en mer (Source : AFP). (B) Images de la contamination de la Dordogne suite à la rupture de la vanne de fond du barrage de la Bourboule (Source : La Montagne).

REFERENCES

A

Aeschbach-Hertig, W., Hofer, M., Kipfer, R., Imboden, D.M., Wieler, R., 1999. Accumulation of mantle gases in a permanently stratified volcanic Lake (Lac Pavin, France). Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 3357–3372.

Aeschbach-Hertig, W., Hofer, M., Schmid, M., Kipfer, R., Imboden, D.M., 2002. The physical structure and dynamics of a deep, meromictic crater lake (Lac Pavin, France). Hydrobiologia 487, 111–136.

Albéric, P., 2004. River backflooding into a karst resurgence (Loiret, France). Journal of Hydrology 286, 194–202. doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.018

Albéric, P., Jézéquel, D., Bergonzini, L., Chapron, E., Viollier, E., Massault, M., Michard, G., 2013. Carbon Cycling and Organic Radiocarbon Reservoir Effect in a Meromictic Crater Lake (lac Pavin, Puy-De-Dôme, France). Radiocarbon 55, 1029–1042.

Alexander, M.A., Halimeda Kilbourne, K., Nye, J.A., 2014. Climate variability during warm and cold phases of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) 1871–2008. Journal of Marine Systems 133, 14–26.

Alley, R., Agustsdottir, A., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. Quaternary Science Reviews 24, 1123–1149.

Allios, D., 2015. Murol, la forteresse muette. Presses Universitaires de Rennes. 216 p.

Anselmetti, F.S., Ariztegui, D., De Batist, M., Gebhardt, A.C., Haberzettl, T., Niessen, F., Ohlendorf, C., Zolitschka, B., 2009. Environmental history of southern Patagonia unravelled by the seismic stratigraphy of Laguna Potrok Aike. Sedimentology 56, 873–892.

Anselmetti, F.S., Bühler, R., Finger, D., Girardclos, S., Lancini, A., Rellstab, C., Sturm, M., 2007a. Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. Aquatic Sciences 69, 179–198.

Anselmetti, F.S., Hodell, D.A., Ariztegui, D., Brenner, M., Rosenmeier, M.F., 2007b. Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. Geology 35, 915–918.

Appleby, P.G., Oldfield, F., 1983. The assessment of 210Pb dates from sites with varying sedimentation rates. Hydrobiologia 103, 29-35.

Ariztegui, D., Chondrogianni, C., Lami, A., Guilizzoni, P., Lafargue, E., 2001. Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). Journal of Paleolimnology 26, 283–292.

Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Beck, C., Pourchet, M., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribovillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps). Terra Nova 14, 225–232.

Arnaud, F., Revel-Rolland, M., Bosch, D., Winiarski, T., Desmet, M., Tribovillard, N., Givelet, N., 2004. A 300 year history of lead contamination in northern French Alps reconstructed from distant lake sediment records. Journal of Environmental Monitoring 6, 448.

Arnaud, F., Magand, O., Chapron, E., Bertrand, S., Boës, X., Charlet, F., Mélières, M.-A., 2006a. Radionuclide dating (210Pb, 137Cs, 241Am) of recent lake sediments in a highly active geodynamic setting (Lakes Puyehue and Icalma—Chilean Lake District). Science of The Total Environment 366, 837–850.

Arnaud, F., Serralongue, J., Winiarski, T., Desmet, M., Paterne, M., 2006b. Pollution au plomb dans la Savoie antique (II–IIIe s. apr. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. Comptes Rendus Geoscience 338, 244–252.

Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulenard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. Quaternary Science Reviews 51, 81–92.

Assayag, N., Jézéquel, D., Ader, M., Viollier, E., Michard, G., Prévot, F., Agrinier, P., 2008. Hydrological budget, carbon sources and biogeochemical processes in Lac Pavin (France): Constraints from δ18O of water and δ13C of dissolved inorganic carbon. Applied Geochemistry 23, 2800–2816.

Augustinus, P., Cochran, U., Kattel, G., D'Costa, D., Shane, P., 2012. Late Quaternary paleolimnology of Onepoto maar, Auckland, New Zealand: Implications for the drivers of regional paleoclimate. Quaternary International 253, 18–31.

Avşar, U., Hubert-Ferrari, A., Batist, M.D., Fagel, N., 2014. A 3400 year lacustrine paleoseismic record from the North Anatolian Fault, Turkey: Implications for bimodal recurrence behavior: Avsar et al.: Lacustrine paleoseismic record. Geophysical Research Letters 41, 377–384.

Avşar, U., Hubert-Ferrari, A., De Batist, M., Schmidt, S., Fagel, N., 2015. Sedimentary records of past earthquakes in Boraboy Lake during the last ca 600years (North Anatolian Fault, Turkey). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 433, 1–9.

B

Baize, S., Cushing, E.M., Lemeille, F., Jomard, H., 2013. Updated seismotectonic zoning scheme of Metropolitan France, with reference to geologic and seismotectonic data. Bulletin de la Société Géologique de France 184, 225–259.

Bakun, W.H., Scotti, O., 2006. Regional intensity attenuation models for France and the estimation of magnitude and location of historical earthquakes. Geophysical Journal International 164, 596–610.

Ballut, C., Michelin, Y., Miras, Y., 2012. Landscape human shaping and spatial mobility of agropastoral practices in the Chaîne des Puys during historical times (Massif Central, France). Quaternary International 251, 97–106.

Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J., 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. Tellus 52.

Bastin, B., Gewxelt, M., Juvigne, E., 1991. A propos de l'age et de l'origine des tephras tardiglaciaires T4 et T5 de Godivelle-Nord (Massif Central, France). Annales de la Societe Geologique de Belgique 113, 165–178.

Baudin, F., Disnar, J.-R., Aboussou, A., Savignac, F., 2015. Guidelines for Rock–Eval analysis of recent marine sediments. Organic Geochemistry 86, 71–80.

Baumont, D., Scotti, O., 2011. The French Parametric Earthquake Catalogue (FPEC) based on the best events of the SisFrance macroseismic database-version 1.1. IRSN/DEI/2011-012

Beck, C., 2009. "Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances." Earth-Science Reviews 96, 327–344.

Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., Rensbergen, P.V., Batist, M.D., 1996. Enhanced seismicity in the early post-glacial period: Evidence from the post-würm sediments of lake annecy, northwestern Alps. Journal of Geodynamics 22, 155–171.

Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.D.B., 2001. Rock-Eval 6 technology: performances and developments. Oil & Gas Science and Technology 56, 111–134.

Berger, 1988. Milankovitch theory and climate. Review of Geophysics 26, 624-657.

Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quaternary Science Reviews 10, 297–317.

Bertrand, O., Mondamert, L., Grosbois, C., Dhivert, E., Bourrain, X., Labanowski, J., Desmet, M., 2015. Storage and source of polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments downstream of a major coal district in France. Environmental Pollution 207, 329–340.

Bertrand, S., Castiaux, J., Juvigné, E., 2008a. Tephrostratigraphy of the late glacial and Holocene sediments of Puyehue Lake (Southern Volcanic Zone, Chile, 40°S). Quaternary Research 70, 343–357.

Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N., De Batist, M., 2008b. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 259, 301–322.

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5, 512–518.

Blair, B., Nikolaus, A., Hedman, C., Klaper, R., Grundl, T., 2015. Evaluating the degradation, sorption, and negative mass balances of pharmaceuticals and personal care products during wastewater treatment. Chemosphere 134, 395–401.

Blumentritt, D.J., Lascu, I., 2015. A comparison of magnetic susceptibility measurement techniques and ferrimagnetic component analysis from recent sediments in Lake Pepin (USA). Geological Society, London, Special Publications 414, 197–207.

Boivin, P., Besson, J.-C., Briot, D., Gourgaud, A., 2009. Volcanologie de la chaîne des Puys. Parc Naturel Régional des Volcans d'Auvergne. 196 p.

Bonhomme, C., Poulin, M., Vinçon-Leite, B., Saad, M., Groleau, A., Jézéquel, D., Tassin, B., 2011. Maintaining meromixis in Lake Pavin (Auvergne, France): The key role of a sublacustrine spring. Comptes Rendus Geoscience 343, 749–759.

Bourdier, J.-L., 1980. Contribution à l'étude volcanologique de deux secteurs d'intérêt géothermique dans le Mont-Dore : le groupe holocène du Pavin et le massif du Sancy. Thèse de l'Université de Clermont-Ferrand. 180p.

Brauer, A., Endres, C., Günter, C., Litt, T., Stebich, M., Negendank, J.F., 1999. High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. Quaternary Science Reviews 18, 321–329.

Buoncristiani, J.-F., Campy, M., 2004. Palaeogeography of the last two glacial episodes in the Massif Central, France, in: Gibbard, J.E. and P.L. (Ed.), Developments in Quaternary Sciences, Quaternary Glaciations Extent and ChronologyPart I: Europe. Elsevier, pp. 111–112.

C

Cabassi, J., Tassi, F., Mapelli, F., Borin, S., Calabrese, S., Rouwet, D., Chiodini, G., Marasco, R., Chouaia, B., Avino, R., Vaselli, O., Pecoraino, G., Capecchiacci, F., Bicocchi, G., Caliro, S., Ramirez, C., Mora-Amador, R., 2014. Geosphere-Biosphere Interactions in Bio-Activity Volcanic Lakes: Evidences from Hule and Rìo Cuarto (Costa Rica). PLoS ONE 9.

Caliro, S., Chiodini, G., Izzo, G., Minopoli, C., Signorini, A., Avino, R., Granieri, D., 2008. Geochemical and biochemical evidence of lake overturn and fish kill at Lake Averno, Italy. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volcanic lakes and environmental impacts of volcanic fluids 178, 305–316.

Campos, C., Beck, C., Crouzet, C., Carrillo, E., Van Welden, A., Tripsanas, E., 2014. Late Quaternary paleoseismic sedimentary archive from deep central Gulf of Corinth: time distribution of inferred earthquake-induced layers. Annals of Geophysics 56.

Campy, M., Macaire, J.-J., 2003. Géologie de la Surface. 3ème édition. Dunod Editions.

Camus, G., Michard, G., Olive, P., Boivin, P., Desgranges, P., Jezequel, D., Meybeck, M., Peyrus, J.C., Vinson, J.M., Viollier, E., Kornprobst, J., 1993. Risques d'eruption gazeuse carbonique en Auvergne. Bulletin de la Societe Geologique de France 164, 767–781.

Caracausi, A., Nuccio, P.M., Favara, R., Nicolosi, M., Paternoster, M., 2009. Gas hazard assessment at the Monticchio crater lakes of Mt. Vulture, a volcano in Southern Italy. Terra Nova 21, 83–87.

Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., Böhm, R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. International Journal of Climatology 25, 1855–1880.

Cerdan, O., Govers, G., Le Bissonnais, Y., Van Oost, K., Poesen, J., Saby, N., Gobin, A., Vacca, A., Quinton, J., Auerswald, K., Klik, A., Kwaad, F.J.P.M., Raclot, D., Ionita, I., Rejman, J., Rousseva, S., Muxart, T., Roxo, M.J., Dostal, T., 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. Geomorphology 122, 167–177.

Certini, G., Scalenghe, R., 2011. Anthropogenic soils are the golden spikes for the Anthropocene. The Holocene 21, 1269-1274.

Champion, M., 1858-1864. Les inondations en France du VIème siècle à nos jours. 4 tomes. Paris. Dunod Editions.

Chapron, E., 1999. Contrôles climatiques et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (lac du Bourget) durant le quaternaire récent. Thèse de l'université de Grenoble. 265 p.

Chapron, E., Albéric, P., Jézéquel, D., Versteeg, W., Bourdier, J.-L., Sitbon, J., 2010. Multidisciplinary characterisation of sedimentary processes in a recent maar lake (Lake Pavin, French Massif Central) and implication for natural hazards. Natural Hazards and Earth System Science 10, 1815–1827.

Chapron, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Juvignié, E., Crivelli, E., 2006. Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). Quaternary International 158, 58–71.

Chapron, E., Arnaud, F., Noël, H., Revel, M., Desmet, M., Perdereau, L., 2005. Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. Boreas 34, 404–416.

Chapron, E., Desmet, M., De Putter, T., Loutre, M. f., Beck, C., Deconinck, J. f., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. Holocene 12, 177–185.

Chapron, E., Faïn, X., Magand, O., Charlet, L., Debret, M., Mélières, M.A., 2007a. Reconstructing recent environmental changes from proglacial lake sediments in the Western Alps (Lake Blanc Huez, 2543 m a.s.l., Grandes Rousses Massif, France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 252, 586–600.

Chapron, E., Juvigné, E., Mulsow, S., Ariztegui, D., Magand, O., Bertrand, S., Pino, M., Chapron, O., 2007b. Recent clastic sedimentation processes in Lake Puyehue (Chilean Lake District, 40.5°S). Sedimentary Geology 201, 365–385.

Chapron, E., Ledoux, G., Simonneau, A., Albéric, P., St-Onge, G., Lajeunesse, P., Boivin, P., Desmet, M., 2012. New Evidence of Holocene Mass Wasting Events in Recent Volcanic Lakes from the French Massif Central (Lakes Pavin, Montcineyre and Chauvet) and Implications for Natural Hazards, in: Yamada, Y., Kawamura, K., Ikehara, K., Ogawa, Y., Urgeles, R., Mosher, D., Chaytor, J., Strasser, M. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 255–264.

Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C., Henriet, J.P., 2004. Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake Le Bourget, NW Alps, France. Terra Nova 16, 305–311.

Chapron, E., Simonneau, A., Ledoux, G., Arnaud, F., Lajeunesse, P., Albéric, P., 2016. French Alpine Foreland Holocene Paleoseismicity Revealed by Coeval Mass Wasting Deposits, in Lamarche, G. et al. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 341–350.

Copard, Y., Di-Giovanni, C., Martaud, T., Albéric, P., Olivier, J.-E., 2006. Using Rock-Eval 6 pyrolysis for tracking fossil organic carbon in modern environments: implications for the roles of erosion and weathering. Earth Surface Processes and Landforms 31, 135–153.

Coûteaux, M., 1984. Recherches pollenanalytiques au lac d'Issarlès (Ardèche, France) : évolution de la végétation et fluctuations lacustres. Bulletin de la Société Royale Botanique de Belgique 117, 197-217.

Cotel, A.J., 1999. A trigger mechanism for the Lake Nyos disaster. Journal of volcanology and geothermal research 88, 343–347.

Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX; description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. Geological Society Special Publications 267, 51–63.

Crutzen, P.J., 2002. Geology of mankind. Nature 415, 23–23.

D

Das, B., Vinebrooke, R.D., Sanchez-Azofeifa, A., Rivard, B., Wolfe, A.P., 2005. Inferring sedimentary chlorophyll concentrations with reflectance spectroscopy: a novel approach to reconstructing historical changes in the trophic status of mountain lakes. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences 62, 1067–1078.

Daugas, J.-P., Raynal, J.-P., 1989. Quelques étapes du peuplement du Massif central français dans leur contexte paléoclimatique et paléogéographique, in: Variations Des Paléomilieux et Peuplement Préhistorique. Colloque Du Comité Français de l'Union Internationale Pour L'étude Du Quaternaire (INQUA). Cahiers Du Quaternaire 13, 67–95.

Dearing, J.A., 1999. Magnetic susceptibility. In: Walden, J., Oldfield, F., Smith, J.P. (Eds.), Environmental Magnetism: a practical guide. Quaternary Research Association, London, 35-62.

Dearing, J.A., Battarbee, R.W., Dikau, R., Larocque, I., Oldfield, F., 2006. Human–environment interactions: learning from the past. Regional Environmental Change 6, 1–16.

Dearing, J.A., Jones, R.T., 2003. Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. Global and Planetary Change 39, 147–168.

Deaton, B.C., Balsam, W.L., 1991. Visible spectroscopy; a rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials. Journal of Sedimentary Petrology 61, 628–632.

Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-Revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazeille, V., Nomade, J., Arnaud, F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. Quaternary Science Reviews 29, 2185–2200.

Debret, M., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Francus, P., Laj, C., 2006. Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. Marine Geology 229, 15–28.

Debret, M., Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.-R., Chapron, E., Bout-Roumazeilles, V., 2009. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. Quaternary Science Reviews 28, 2675–2688.

Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram." Earth-Science Reviews 109, 1–19.

Degeai, J.-P., Pastre, J.-F., 2009. Impacts environnementaux sur l'érosion des sols au Pléistocène supérieur et à L'holocène dans le cratère de maar du lac du Bouchet (Massif central, France). Quaternaire 149–159.

Delarue, F., Disnar, J.-R., Copard, Y., Gogo, S., Jacob, J., Laggoun-Défarge, F., 2013. Can Rock-Eval pyrolysis assess the biogeochemical composition of organic matter during peatification? Organic Geochemistry 61, 66–72.

Desmet, M., Mourier, B., Mahler, B.J., Van Metre, P.C., Roux, G., Persat, H., Lefèvre, I., Peretti, A., Chapron, E., Simonneau, A., Miège, C., Babut, M., 2012. Spatial and temporal trends in PCBs in sediment along the lower Rhône River, France. Science of The Total Environment 433, 189–197.

Di Giovanni, C., Disnar, J.R., Bichet, V., Campy, M., Guillet, B., 1998. Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a postglacial detrital organic supply (Chaillexon Lake, France) (English). Earth surface processes and landforms 23, 1057–1069.

Di Giovanni, C., Disnar, J.-R., Bichet, V., Campy, M., 2000. Saisonnalite et effets de seuils de la sedimentation organique detritique en milieu lacustre; heterochronie de l'enregistrement organique et des fluctuations climatiques (bassin de Chaillexon, Doubs, France). Bulletin de la Societe Geologique de France 171, 533–544.

Disnar, J.-R., Guillet, B., Kéravis, D., Di-Giovanni, C., Sebag, D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. Organic Geochemistry 34, 327–343.

Doughty, M., Eyles, N., Eyles, C.H., Wallace, K., Boyce, J.I., 2014. Lake sediments as natural seismographs: Earthquake-related deformations (seismites) in central Canadian lakes. Sedimentary Geology 313, 45–67.

Dussaillant, A., Benito, G., Buytaert, W., Carling, P., Meier, C., Espinoza, F., 2010. Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard? Natural Hazards 54, 469–481.

E

Espitalié, J., Deroo, G., Marqui, F., 1985a. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. 1ère partie. Revue de l'Institut Français du Pétrole 40, 563-579.

Espitalié, J., Deroo, G., Marqui, F., 1985b. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. 2ère partie. Revue de l'Institut Français du Pétrole 40, 755-784.

Enters, D., Dörfler, W., Zolitschka, B., 2008. Historical soil erosion and land-use change during the last two millennia recorded in lake sediments of Frickenhauser See, northern Bavaria, central Germany. Holocene 18, 243–254.

Erlandson, J.M., Braje, T.J., 2013. Archeology and the Anthropocene. Anthropocene 4, 1–7.

Eusébio, A., Reynouard, J., 1925. Le Lac Pavin et le Creux de Soucy. Station Limnologique de Besse, Besse, 55p.

F

Fanetti, D., Anselmetti, F.S., Chapron, E., Sturm, M., Vezzoli, L., 2008. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 259, 323–340.

Fel, A., 1984. Histoire d'un paysage pastoral : le Massif Central. Revue de géographie alpine 72, 253–264.

Foley, S.F., Gronenborn, D., Andreae, M.O., Kadereit, J.W., Esper, J., Scholz, D., Pöschl, U., Jacob, D.E., Schöne, B.R., Schreg, R., Vött, A., Jordan, D., Lelieveld, J., Weller, C.G., Alt, K.W., Gaudzinski-Windheuser, S., Bruhn, K.-C., Tost, H., Sirocko, F., Crutzen, P.J., 2013. The Palaeoanthropocene – The beginnings of anthropogenic environmental change. Anthropocene 3, 83–88.

Folk, R., Ward, W., 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27, 3-26.

Foucher, A., Salvador-Blanes, S., Evrard, O., Simonneau, A., Chapron, E., Courp, T., Cerdan, O., Lefèvre, I., Adriaensen, H., Lecompte, F., Desmet, M., 2014. Increase in soil erosion after agricultural intensification: Evidence from a lowland basin in France. Anthropocene 7, 30–41.

Fournier, G., 1962. Le peuplement rural en Basse-Auvergne au Haut Moyen Age. Académie des Sciences, Belles Lettres et Arts de Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand. Thèse de l'Université de Paris, 683 p.

Frémion, F., Bordas, F., Mourier, B., Lenain, J.-F., Kestens, T., Courtin-Nomade, A., 2016. Influence of dams on sediment continuity: A study case of a natural metallic contamination. Science of the Total Environment 547, 282–294.

Fuller, D.Q., van Etten, J., Manning, K., Castillo, C., Kingwell-Banham, E., Weisskopf, A., Qin, L., Sato, Y.-I., Hijmans, R.J., 2011. The contribution of rice agriculture and livestock pastoralism to prehistoric methane levels: An archaeological assessment. The Holocene 21, 743–759.

Funiciello, R., Giordano, G., De Rita, D., 2003. The Albano maar lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent volcanic activity and evidence of pre-Roman Age catastrophic lahar events. Journal of Volcanology and Geothermal Research 123, 43–61.

G

Gale, S.J., Hoare, P.G., 2012. The stratigraphic status of the Anthropocene. The Holocene 22, 1491-1494.

Galop, D., Rius, D., Cugny, C., Mazier, F., 2013. A History of Long-Term Human–Environment Interactions in the French Pyrenees Inferred from the Pollen Data, in: Lozny, L.R. (Ed.), Continuity and Change in Cultural Adaptation to Mountain Environments. Springer New York, New York, NY, pp. 19–30.

Garçon, M., Chauvel, C., Chapron, E., Faïn, X., Lin, M., Campillo, S., Bureau, S., Desmet, M., Bailly-Maître, M.-C., Charlet, L., 2012. Silver and lead in high-altitude lake sediments: Proxies for climate changes and human activities. Applied Geochemistry 27, 760–773.

Garduño-Monroy, V.H., Soria-Caballero, D.C., Israde-Alcántara, I., Hernández Madrigal, V.M., Rodríguez-Ramírez, A., Ostroumov, M., Rodriguez-Pasqua, M.A., Chacon-Torres, A., Mora-Chaparro, J.C., 2011. Evidence of tsunami events in the paleolimnological record of Lake Patzcuáro, Michoácan, Mexico. Geofisica Internacional 50, 147-161.

Gay, I., 1995. Evolution des flux minéraux pendant le tardiglaciaire et l'Holocène dans un bassin montagneux à roches magmatiques sous latitude moyenne. Le bassin du lac Chambon, Massif Central, France. Thèse de l'Université de Tours, 207 p.

Gay, I., Macaire, J.-J., Cocirta, C., 1998. Evolution qualitative des flux particulaires depuis 12 600 ans dans le bassin du lac Chambon, Massif Central, France. Bulletin de la Société Géologique de France 169, 301-314.

Gay, I., Macaire, J.-J., 1999. Estimation des taux d'érosion chimique tardiglaciaires et holocènes par la méthode des bilans d'altération. Application au bassin du lac Chambon (Massif central, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 328, 387–392.

Gewelt, M., Juvigné, E., 1988. Téphrochronologie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Cantal, le Cézallier et les Monts Dore (Massif Central, France) : résultats nouveaux et synthèse. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 25, 25–34.

Giguet-Covex, C., Pansu, J., Arnaud, F., Rey, P.-J., Griggo, C., Gielly, L., Domaizon, I., Coissac, E., David, F., Choler, P., Poulenard, J., Taberlet, P., 2014. Long livestock farming history and human landscape shaping revealed by lake sediment DNA. Nature Communications 5.

Girardclos, S., Schmidt, O.T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A., Anselmetti, F.S., 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. Marine Geology 241, 137–154.

Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Eriksson, A., 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. Earth and Planetary Science Letters 254, 9–27.

Gomez, B., Corral, A., Orpin, A.R., Page, M.J., Pouderoux, H., Upton, P., 2015. Lake Tutira paleoseismic record confirms random, moderate to major and/or great Hawke's Bay (New Zealand) earthquakes. Geology 43, 103–106.

Gratuze, B., Blet-Lemarquand, M., Barrandon, J.-N., 2001. Mass spectrometry with laser sampling: a new tool to characterize archaeological materials. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry 247, 645–656.

Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Elie, M., Faure, P., Laggoun Defarge, F., Lévèque, J., Michels, R., Olivier, J.E., 2011. Occurrence of fossil organic matter in modern environments: Optical, geochemical and isotopic evidence. Applied Geochemistry 26, 1302–1314.

Graz, Y., Di-Giovanni, C., Copard, Y., Laggoun-Défarge, F., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E., Baillif, P., Perdereau, L., Simonneau, A., 2010. Quantitative palynofacies analysis as a new tool to study transfers of fossil organic matter in recent terrestrial environments. International Journal of Coal Geology 84, 49–62.

Grimm, E.C., Maher, L.J., Nelson, D.M., 2009. The magnitude of error in conventional bulk-sediment radiocarbon dates from central North America. Quaternary Research 72, 301–308.

Guenet, P., Reille, M., 1988. Analyse pollinique du lac-tourbière de Chambedaze (Massif-Central, France) et datation de l'explosion des plus jeunes volcans d'Auvergne. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 25, 175–194.

Guillemot, T., Zocatelli, R., Bichet, V., Jacob, J., Massa, C., Le Milbeau, C., Richard, H., Gauthier, E., 2015. Evolution of pastoralism in Southern Greenland during the last

two millennia reconstructed from bile acids and coprophilous fungal spores in lacustrine sediments. Organic Geochemistry 81, 40–44.

Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F.S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., Mélières, M.-A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). Quaternary Science Reviews 26, 2644–2660.

H

Hare, A.A., Kuzyk, Z.Z.A., Macdonald, R.W., Sanei, H., Barber, D., Stern, G.A., Wang, F., 2014. Characterization of sedimentary organic matter in recent marine sediments from Hudson Bay, Canada, by Rock-Eval pyrolysis. Organic Geochemistry 68, 52–60.

Hilbe, M., Anselmetti, F.S., 2015. Mass Movement-Induced Tsunami Hazard on Perialpine Lake Lucerne (Switzerland): Scenarios and Numerical Experiments. Pure and Applied Geophysics 172, 545–568.

Holzhauser, H., Magny, M.J., Zumbühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. The Holocene 15, 789–801.

Howarth, J.D., Fitzsimons, S.J., Norris, R.J., Jacobsen, G.E., 2014. Lake sediments record high intensity shaking that provides insight into the location and rupture length of large earthquakes on the Alpine Fault, New Zealand. Earth and Planetary Science Letters 403, 340–351.

Hua, Q., Barbetti, M., Rakowski, A.Z., 2013. Atmospheric radiocarbon for the period 1950–2010. Radiocarbon 55, 2059–2072.

Hurrell, J.W., 2001. North Atlantic Oscillation (nao), in: Encyclopedia of Ocean Sciences. Elsevier, pp. 1904–1911.

Huss, M., Hock, R., Bauder, A., Funk, M., 2010. 100-year mass changes in the Swiss Alps linked to the Atlantic Multidecadal Oscillation. Geophysical Research Letters 37.

I

Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S., Shiki, T., 1996. Turbidites as records of intense palaeoearthquakes in Lake Biwa, Japan. Sedimentary Geology, Marine Sedimentary Events and Their Records 104, 117–125.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P.W., Schlüchter, C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. Quaternary Science Reviews 28, 2137–2149.

J

Jacob, J., Disnar, J.-R., Arnaud, F., Gauthier, E., Billaud, Y., Chapron, E., Bardoux, G., 2009. Impacts of new agricultural practices on soil erosion during the Bronze Age in the French Prealps. The Holocene 19, 241–249.

Jacob, J., Disnar, J.-R., Boussafir, M., Sifeddine, A., Turcq, B., Spadano Albuquerque, A.L., 2004. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caçó, NE Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 205, 183–197.

Jia, G., Bai, Y., Yang, X., Xie, L., Wei, G., Ouyang, T., Chu, G., Liu, Z., Peng, P. 'an, 2015. Biogeochemical evidence of Holocene East Asian summer and winter monsoon variability from a tropical maar lake in southern China. Quaternary Science Reviews 111, 51–61.

Juvigné, E., 1992. Approche de l'âge de deux cratères volcaniques lacustres d'Auvergne (France). Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 314, 401–404.

Juvigné, É., Bastin, B., 1995. Téphrostratigraphie et palynologie de tourbes du Boréal et de l'Atlantique dans le massif Central (France). Géographie physique et Quaternaire 49, 207.

Juvigné, E., Bastin, B., Delibrias, G., Evin, J., Gewelt, M., Gilot, E., Streel, M., 1996. A comprehensive pollen- and tephra-based chronostratigraphic model for the Late Glacial and Holocene period in the French Massif Central. Quaternary International 34–36, 113–120.

Juvigné, E., Stach-czerniak, A., 1998. Étude sédimentologique et palynologique des dépots lacustres tardiglaciaires et holocènes du Gour de Tazenat (Massif Central, France). Quaternaire 9, 15–23.

K

Karlin, R.E., Holmes, M., Abella, S.E.B., Sylwester, R., 2004. Holocene landslides and a 3500-year record of Pacific Northwest earthquakes from sediments in Lake Washington. Geological Society of America Bulletin 116, 94–108.

Kataoka, K.S., Urabe, A., Manville, V., Kajiyama, A., 2008. Breakout flood from an ignimbrite-dammed valley after the 5 ka Numazawako eruption, northeast Japan. Geological Society of America Bulletin 120, 1233–1247.

Kerr, R.A., 2000. A North Atlantic Climate Pacemaker For the Centuries. Science 288, 1984.

Klaminder, J., Brodin, T., Sundelin, A., Anderson, N.J., Fahlman, J., Jonsson, M., Fick, J., 2015. Long-Term Persistence of an Anxiolytic Drug (Oxazepam) in a Large Freshwater Lake. Environmental Science & Technology 49, 10406–10412.

Kling, G.W., Clark, M.A., Compton, H.R., Devine, J.D., Evans, W.C., Humphrey, A.M., Koenigsberg, E.J., Lockwood, J.P., Tuttle, M.L., Wagner, G.N., 1987. The 1986 Lake Nyos Gas Disaster in Cameroon, West Africa. Science 169.

Knudsen, M.F., Seidenkrantz, M.-S., Jacobsen, B.H., Kuijpers, A., 2011. Tracking the Atlantic Multidecadal Oscillation through the last 8,000 years. Nature Communications 2, 178. doi:10.1038/ncomms1186

Kremer, K., Simpson, G., Girardclos, S., 2012. Giant Lake Geneva tsunami in ad 563. Nature Geoscience 5, 756–757.

Kremer, K., Marillier, F., Hilbe, M., Simpson, G., Dupuy, D., Yrro, B.J.F., Rachoud-Schneider, A.-M., Corboud, P., Bellwald, B., Wildi, W., Girardclos, S., 2014. Lake dwellers occupation gap in Lake Geneva (France–Switzerland) possibly explained by an earthquake–mass movement–tsunami event during Early Bronze Age. Earth and Planetary Science Letters 385, 28–39.

Krishnaswani, S., Lal, D., Martin, J.-M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. Earth and Planetary Science Letters 11, 407-414.

L

Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production, and soil contamination studies. Oil & Gas Science and Technology 53, 421–437.

Lambert, J., Bernard, P., Czitrom, G., Dubié, J.-Y., Godefroy, P., Levret-Albaret, A., 1997. Les tremblements de terre en France, Hier, aujourd'hui, demain… BRGM Editions, 196 p.

Larue, J.-P., 1989. Les crues du Loir : phénomènes naturels contrariés par l'intervention de l'homme. Norois 143, 257–272.

Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. Icarus 88, 266–291.

Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Bréheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reyss, J.-L., Andrieu-Ponel, V., Arnaud, F., 2013. 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). The Holocene 23, 1317–1328.

Lavrieux, M., Jacob, J., Disnar, J.-R., Breheret, J.-G., Le Milbeau, C., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., 2013. Sedimentary cannabinol tracks the history of hemp retting. Geology 41, 751–754.

Le Guern, F., Shanklin, E., Tebor, S., 1992. Witness accounts of the catastrophic event of August 1986 at Lake Nyos (Cameroon). Journal of Volcanology and Geothermal Research 51, 171–184.

Lehours, A.-C., Bardot, C., Thenot, A., Debroas, D., Fonty, G., 2005. Anaerobic Microbial Communities in Lake Pavin, a Unique Meromictic Lake in France. Applied and Environmental Microbiology 71, 7389–7400.

Lehours, A.-C., Evans, P., Bardot, C., Joblin, K., Gerard, F., 2007. Phylogenetic Diversity of Archaea and Bacteria in the Anoxic Zone of a Meromictic Lake (Lake Pavin, France). Applied and Environmental Microbiology 73, 2016–2019.

Le Roy, M., Nicolussi, K., Deline, P., Astrade, L., Edouard, J.-L., Miramont, C., Arnaud, F., 2015. Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. Quaternary Science Reviews 108, 1–22.

Locat, J., Turmel, D., Habersetzer, M., Trottier, A.-P., Lajeunesse, P., St-Onge, G., 2016 Earthquake Induced Landslides in Lake Eternité, Québec, Canada in Lamarche, G. et al. (Eds.), Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 341–350.

Lorenz, V., 1986. On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. Bulletin of Volcanology 48, 265-274.

Lorenz, V., 2003. Maar-diatreme volcanoes, their formation and their setting in hard rock or rock soft environments. Geolines 15, 72-83.

Löwemark, L., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Kylander, M., Yu, E.-F., Hsu, Y.-W., Lee, T.-Q., Song, S.-R., Jarvis, S., 2011. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. Journal of Asian Earth Sciences 40, 1250–1256.

M

Macaire, J.-J., Bossuet, G., Choquier, A., Cocirta, C., De Luca, P., Dupis, A., Gay, I., Mathey, E., Guenet, P., 1997. Sediment yield during late glacial and Holocene periods in the Lac Chambon watershed, Massif Central, France. Earth Surface Processes and Landforms 22, 473–489.

Magny, M., 2004. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. Quaternary International 113, 65–79.

Magny, M., 2007. Lake-level studies in West-Central-Europe, in: Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, pp. 1389–1399.

Maloney, J.M., Noble, P.J., Driscoll, N.W., Kent, G.M., Smith, S.B., Schmauder, G.C., Babcock, J.M., Baskin, R.L., Karlin, R., Kell, A.M., Seitz, G.G., Zimmerman, S., Kleppe, J.A., 2013. Paleoseismic history of the Fallen Leaf segment of the West Tahoe-Dollar Point fault reconstructed from slide deposits in the Lake Tahoe Basin, California-Nevada. Geosphere 9, 1065–1090.

Mann, M.E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R.S., Hughes, M.K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Ni, F., 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science 326, 1256–1260.

Manville, V., 2015. Volcano-Hydrologic Hazards from Volcanic Lakes, in: Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J. (Eds.), Volcanic Lakes. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 21–71.

Manville, V., 2010. An overview of break-out floods from intracaldera lakes. Global and Planetary Change 70, 14–23. doi:10.1016/j.gloplacha.2009.11.004

Manville, V., Hodgson, K.A., Nairn, I.A., 2007. A review of break-out floods from volcanogenic lakes in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 50, 131–150.

Marchand, C., Lallier-Vergès, E., Disnar, J.-R., Kéravis, D., 2008. Organic carbon sources and transformations in mangrove sediments: A Rock-Eval pyrolysis approach. Organic Geochemistry 39, 408–421. doi:10.1016/j.orggeochem.2008.01.018

Marchetto, A., Ariztegui, D., Brauer, A., Lami, A., Mercuri, A.M., Sadori, L., Vigliotti, L., Wulf, S., Guilizzoni, P., 2015. Volcanic Lake Sediments as Sensitive Archives of Climate and Environmental Change, in: Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J. (Eds.), Volcanic Lakes. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 379–399.

Martin-Puertas, C., Brauer, A., Dulski, P., Brademann, B., 2012. Testing climate–proxy stationarity throughout the Holocene: an example from the varved sediments of Lake Meerfelder Maar (Germany). Quaternary Science Reviews 58, 56–65.

Massa, C., Monna, F., Bichet, V., Gauthier, É., Losno, R., Richard, H., 2015. Inverse modeling of past lead atmospheric deposition in South Greenland. Atmospheric Environment 105, 121–129.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. Quaternary Research 62, 243–255.

Merle, O., Michon, L., Camus, G., de Goer, A., 1998. L'extension oligocene sur la transversale septentrionale du rift du Massif central. Bulletin de la Societe Geologique de France 169, 615–626.

Meybeck, M., accepted. (a) Pavin, a rich but fragmented history (AD200-2011). (b) Dragons, fairies and miracles at Pavin and other European maar lakes. In: T. Nsime-Gando et al., (Eds.), Pavin Lake, Springer Eds.

Meyers, P.A., Lallier-Vergès, E., 1999. Lacustrine Sedimentary Organic Matter Records of Late Quaternary Paleoclimates. Journal of Paleolimnology 21, 345–372.

Miras, Y., Beauger, A., Lavrieux, M., Berthon, V., Serieyssol, K., Andrieu-Ponel, V., Ledger, P.M., 2015. Tracking long-term human impacts on landscape, vegetal biodiversity and water quality in the Lake Aydat catchment (Auvergne, France) using pollen, non-pollen palynomorphs and diatom assemblages. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 424, 76–90.

Miras, Y., Laggoun-Défarge, F., Guenet, P., Richard, H., 2004. Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Sub-Boreal in the surroundings of the "narse d'Espinasse" (Puy de Dôme, French Massif Central). Vegetation History and Archaeobotany 13.

Moernaut, J., Daele, M.V., Heirman, K., Fontijn, K., Strasser, M., Pino, M., Urrutia, R., De Batist, M., 2014. Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. J. Geophys. Res. Solid Earth 119.

Moernaut, J., De Batist, M., Charlet, F., Heirman, K., Chapron, E., Pino, M., Brümmer, R., Urrutia, R., 2007. Giant earthquakes in South-Central Chile revealed by Holocene mass-wasting events in Lake Puyehue. Sedimentary Geology 195, 239–256.

Moernaut, J., Verschuren, D., Charlet, F., Kristen, I., Fagot, M., De Batist, M., 2010. The seismic-stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa: Hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140kyr. Earth and Planetary Science Letters 290, 214–223.

Monecke, K., Anselmetti, F.S., Becker, A., Sturm, M., Giardini, D., 2004. The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. Tectonophysics 394, 21–40.

Moore, J.G., Schweickert, R.A., Robinson, J.E., Lahren, M.M., Kitts, C.A., 2006. Tsunami-generated boulder ridges in Lake Tahoe, California-Nevada. Geology 34, 965.

Morey, A.E., Goldfinger, C., Briles, C.E., Gavin, D.G., Colombaroli, D., Kusler, J.E., 2013. Are great Cascadia earthquakes recorded in the sedimentary records from small forearc lakes? Natural Hazards and Earth System Science 13, 2441–2463.

Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., Jansen, E., 2004. Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic: climate influences on northern Europe and Greenland. Quaternary Science Reviews 23, 2113–2126.

Morra, M.J., Carter, M.M., Rember, W.C., Kaste, J.M., 2015. Reconstructing the history of mining and remediation in the Coeur d'Alene, Idaho Mining District using lake sediments. Chemosphere 134, 319–327.

Morris, G.L., Fan, J. 1998. Reservoir Sedimentation Handbook, McGraw-Hill Book Co., New York.

Mott, R.., Woods, A.., 2010. A model of overturn of CO2 laden lakes triggered by bottom mixing. Journal of Volcanology and Geothermal Research 192, 151–158.

Mourier, B., Desmet, M., Van Metre, P.C., Mahler, B.J., Perrodin, Y., Roux, G., Bedell, J.-P., Lefèvre, I., Babut, M., 2014. Historical records, sources, and spatial trends of PCBs along the Rhône River (France). Science of the Total Environment 476-477, 568–576.

Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48, 269–299.

Mulder, T., Chapron, E., 2011. Flood deposits in continental and marine environments: character and significance.

Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research 66, 43–57.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology 20, 861–882.

N

Nearing, M.A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le Bissonnais, Y., Nichols, M.H., Nunes, J.P., Renschler, C.S., Souchère, V., van Oost, K., 2005. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. CATENA 61, 131–154.

Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., De Beaulieu, J.-L., Disnar, J.-R., 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. Journal of Paleolimnology 25, 229–244.

Nomade, J., Chapron, E., Desmet, M., Reyss, J.-L., Arnaud, F., Lignier, V., 2005. Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). Terra Nova 17, 350–357.

Nomade, S., Scaillet, S., Pastre, J.-F., Nehlig, P., 2012. Pyroclastic chronology of the Sancy stratovolcano (Mont-Dore, French Massif Central): New high-precision 40Ar/39Ar constraints. Journal of Volcanology and Geothermal Research 225-226, 1–12.

O

Olive, P., Boulègue, J., 2004. Étude biogéochimique d'un lac méromictique : le lac Pavin, France. Géomorphologie : relief, processus, environnement 10, 305–316.

Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. Nature Geoscience 5, 808–812.

Ortega, B., Caballero, M., Lozano, S., Vilaclara, G., Rodríguez, A., 2006. Rock magnetic and geochemical proxies for iron mineral diagenesis in a tropical lake: Lago Verde, Los Tuxtlas, East–Central Mexico. Earth and Planetary Science Letters 250, 444–458.

Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C.C., Casado, M., Yiou, P., 2015. A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. Nature 523, 71–74.

Ortiz, J.E., Moreno, L., Torres, T., Vegas, J., Ruiz-Zapata, B., García-Cortés, Á., Galán, L., Pérez-González, A., 2013. A 220 ka palaeoenvironmental reconstruction of the Fuentillejo maar lake record (Central Spain) using biomarker analysis. Organic Geochemistry 55, 85–97.

P

Patience, A.J., Lallier-Vergès, E., Sifeddine, A., Albéric, P., Guillet, B., 1995. Organic fluxes and early diagenesis in the lacustrine environment: the superficial sediments of the Lac du Bouchet (Haute Loire, France), in: Organic Matter Accumulation. Springer, pp. 145–156.

Pennington, W., Cambray, R.S., Eakins, J.D., Harkness, D.D., 1976. Radionuclide dating of the recent sediments of Blelham Tarn. Freshwater Biology 6, 317-331.

Perpère, M., 1979. Haltes préhistoriques sur les rives du lac de Guéry (Puy-de-Dôme). Revue archéologique du Centre 18, 165-168.

Petersen, J., Wilhelm, B., Revel, M., Rolland, Y., Crouzet, C., Arnaud, F., Brisset, E., Chaumillon, E., Magand, O., 2014. Sediments of Lake Vens (SW European Alps, France) record large-magnitude earthquake events. Journal of Paleolimnology 51, 343–355.

Q

Quantin, P., 2004. Volcanic soils of France. CATENA 56, 95–109.

R

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., others, 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55, 1869–1887.

Rein, B., Sirocko, F., 2002. In-situ reflectance spectroscopy - analysing techniques for high-resolution pigment logging in sediment cores. International Journal of Earth Sciences 91, 950–954.

Richter, T.O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., de Haas, H., van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF core scanner; technical description and applications to NE Atlantic sediments. Geological Society Special Publications 267, 39–50.

Rioual, P., 2002. Limnological characteristics of 25 lakes of the French Massif Central. Annales de limnologie 38, 311–327.

Roche, P.-A., Billen, G., Bravard, J.-P., Décamps, H., Pennequin, D., Vindimian, E., Wasson, J.-G., 2005. Les enjeux de recherche liés à la directive-cadre européenne sur l'eau. Comptes Rendus Geoscience 337, 243–267.

Ross, K.A., Gashugi, E., Gafasi, A., Wüest, A., Schmid, M., 2015a. Characterisation of the Subaquatic Groundwater Discharge That Maintains the Permanent Stratification within Lake Kivu; East Africa. PloS one 10.

Ross, K.A., Schmid, M., Ogorka, S., Muvundja, F.A., Anselmetti, F.S., 2015b. The history of subaquatic volcanism recorded in the sediments of Lake Kivu; East Africa. Journal of Paleolimnology 54, 137–152.

Ross, K.A., Smets, B., De Batist, M., Hilbe, M., Schmid, M., Anselmetti, F.S., 2014. Lake-level rise in the late Pleistocene and active subaquatic volcanism since the Holocene in Lake Kivu, East African Rift. Geomorphology 221, 274–285.

Rouwet, D., Tassi, F., Mora-Amador, R., Sandri, L., Chiarini, V., 2014. Past, present and future of volcanic lake monitoring. Journal of Volcanology and Geothermal Research 272, 78–97.

Ruddiman, W.F., 2003. The Anthropogenic Greenhouse Era began thousands of years ago. Climatic Change 61, 261-293.

S

Sabatier, P., Poulenard, J., Fanget, B., Reyss, J.-L., Develle, A.-L., Wilhelm, B., Ployon, E., Pignol, C., Naffrechoux, E., Dorioz, J.-M., others, 2014. Long-term relationships among pesticide applications, mobility, and soil erosion in a vineyard watershed. Proceedings of the National Academy of Sciences 111, 15647–15652.

Saenger, A., Cécillon, L., Sebag, D., Brun, J.-J., 2013. Soil organic carbon quantity, chemistry and thermal stability in a mountainous landscape: A Rock–Eval pyrolysis survey. Organic Geochemistry 54, 101–114.

Schettler, G., Schwab, M.J., Stebich, M., 2007. A 700-year record of climate change based on geochemical and palynological data from varved sediments (Lac Pavin, France). Chemical Geology 240, 11–35.

Schmid, B.V., Büntgen, U., Easterday, W.R., Ginzler, C., Walløe, L., Bramanti, B., Stenseth, N.C., 2015. Climate-driven introduction of the Black Death and successive plague reintroductions into Europe. Proceedings of the National Academy of Sciences 112, 3020–3025.

Schneider, J.-L., Pollet, N., Chapron, E., Wessels, M., Wassmer, P., 2004. Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. Sedimentary Geology 169, 75–91.

Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., Giardini, D., McKenzie, J.A., Ward, S.N., 2002. Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. Geology 30, 1131.

Schwab, M.J., Werner, P., Dulski, P., McGee, E., Nowaczyk, N.R., Bertrand, S., Leroy, S.A.G., 2009. Palaeolimnology of Lake Sapanca and identification of historic earthquake signals, Northern Anatolian Fault Zone (Turkey). Quaternary Science Reviews 28, 991–1005.

Sebag, D., Copard, Y., Di-Giovanni, C., Durand, A., Laignel, B., Ogier, S., Lallier-Verges, E., 2006a. Palynofacies as useful tool to study origins and transfers of particulate organic matter in recent terrestrial environments: Synopsis and prospects. Earth-Science Reviews 79, 241–259.

Sebag, D., Disnar, J.R., Guillet, B., Di Giovanni, C., Verrecchia, E.P., Durand, A., 2006b. Monitoring organic matter dynamics in soil profiles by "Rock-Eval pyrolysis": bulk characterization and quantification of degradation. European Journal of Soil Science 57, 344–355.

Sebag, D., Debret, M., M'voubou, M., Obame, R.M., Ngomanda, A., Oslisly, R., Bentaleb, I., Disnar, J.-R., Giresse, P., 2013. Coupled Rock-Eval pyrolysis and spectrophotometry for lacustrine sedimentary dynamics: Application for West Central African rainforests (Kamalété and Nguene lakes, Gabon). The Holocene 23, 1173–1183.

Shennan, I., Bradley, S., Milne, G., Brooks, A., Bassett, S., Hamilton, S., 2006. Relative sea-level changes, glacial isostatic modelling and ice-sheet reconstructions from the British Isles since the Last Glacial Maximum. J. Quaternary Sci. 21, 585–599.

Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A., 1995. Organic sedimentation and its relationship with palaeoenvironmental changes over the last 30,000 years (Lac du Bouchet, Haute Loire, France). Comparison with other palaeoclimatic lacustrine examples, in: Organic Matter Accumulation. Springer, pp. 157–168.

Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Patience, A.J., 1996. Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15 ka: Lac du bouchet (Massif Central, France). Quaternary Science Reviews 15, 203–211.

Sigl, M., Winstrup, M., McConnell, J.R., Welten, K.C., Plunkett, G., Ludlow, F., Büntgen, U., Caffee, M., Chellman, N., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Kipfstuhl, S., Kostick, C., Maselli, O.J., Mekhaldi, F., Mulvaney, R., Muscheler, R., Pasteris, D.R., Pilcher, J.R., Salzer, M., Schüpbach, S., Steffensen, J.P., Vinther, B.M., Woodruff, T.E., 2015. Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. Nature 523, 543–549.

Sigurdsson, H., Devine, J.D., Tchua, F.M., Presser, F.M., Pringle, M.K.W., Evans, W.C., 1987. Origin of the lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroun. Journal of Volcanology and Geothermal Research 31, 1–16.

Silva, B.F. da, Jelic, A., López-Serna, R., Mozeto, A.A., Petrovic, M., Barceló, D., 2011. Occurrence and distribution of pharmaceuticals in surface water, suspended solids and sediments of the Ebro river basin, Spain. Chemosphere 85, 1331–1339.

Simonneau, A., 2012. Empreintes climatiques et anthropiques sur le détritisme holocène : étude multiparamètres et intégrée de systèmes lacustres d'Europe Occidentale. Thèse de l'université d'Orléans. 524 p.

Simonneau, A., Chapron, E., Vannière, B., Wirth, S.B., Gilli, A., Di Giovanni, C., Anselmetti, F.S., Desmet, M., Magny, M., 2013a. Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards. Climate of the Past 9, 825–840.

Simonneau, A., Doyen, E., Chapron, E., Millet, L., Vannière, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Albéric, P., Desmet, M., Roux, G., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013b. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. Journal of Archaeological Science 40, 1636–1645.

Simonneau, A., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Le Roux, G., Baron, S., Galop, D., Garcia, M., Di Giovanni, C., Motellica-Heino, M., others, 2013c. Recent climatic and anthropogenic imprints on lacustrine systems in the Pyrenean Mountains inferred from minerogenic and organic clastic supply (Vicdessos valley, Pyrenees, France). The Holocene 23, 1764-1777.

Simonneau, A., Chapron, E., Garçon, M., Winiarski, T., Graz, Y., Chauvel, C., Debret, M., Motelica-Heino, M., Desmet, M., Di Giovanni, C., 2014. Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western French Alps). Quaternary Science Reviews 89, 27–43.

Smith, B.D., Zeder, M.A., 2013. The onset of the Anthropocene. Anthropocene 4, 8–13.

Smith, S.B., Karlin, R.E., Kent, G.M., Seitz, G.G., Driscoll, N.W., 2013. Holocene subaqueous paleoseismology of Lake Tahoe. Geological Society of America Bulletin 125, 691–708.

Stebich, M., Brüchmann, C., Kulbe, T., Negendank, J.F.W., 2005. Vegetation history, human impact and climate change during the last 700 years recorded in annually laminated sediments of Lac Pavin, France. Review of Palaeobotany and Palynology 133, 115–133.

Steinhilber, F., Beer, J., Fröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. Geophys. Res. Lett. 36.

Strasser, M., Anselmetti, F.S., Fäh, D., Giardini, D., Schnellmann, M., 2006. Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. Geology 34, 1005–1008.

Strasser, M., Monecke, K., Schnellmann, M., Anselmetti, F.S., 2013. Lake sediments as natural seismographs: A compiled record of Late Quaternary earthquakes in Central Switzerland and its implication for Alpine deformation. Sedimentology 60, 319–341.

Strasser, M., Schindler, C., Anselmetti, F.S., 2008. Late Pleistocene earthquake-triggered moraine dam failure and outburst of Lake Zurich, Switzerland. Journal of Geophysical Research 113.

Striewski, B., Shulmeister, J., Augustinus, P.C., Soderholm, J., 2013. Late Holocene climate variability from Lake Pupuke maar, Auckland, New Zealand. Quaternary Science Reviews 77, 46–54.

Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A.A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M.B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R.M.W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J.M., Scotti, O., Živčić, M., Albini, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Viganò, D., Giardini, D., 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. Journal of Seismology 17, 523–544.

Sturm, M., Matter, A., 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: Matter, A., Tucker, M.E. (Eds.), Modern and Ancient Lake Sediments. Special Publications International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 147–168.

Surmely, F., Miras, Y., Guenet, P., Nicolas, V., Savignat, A., Vannière, B., Walter-Simonnet, A.-V., Servera, G., Tzortzis, S., 2009. Occupation and land-use history of a medium mountain from the Mid-Holocene: A multidisciplinary study performed in the South Cantal (French Massif Central). Comptes Rendus Palevol 8, 737–748.

T

Talbot, M.R., Livingstone, D.A., 1989. Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 70, 121–137.

Talling, P.J., 2014. On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. Marine Geology 352, 155–182.

Tamtam, F., Le Bot, B., Dinh, T., Mompelat, S., Eurin, J., Chevreuil, M., Bonté, P., Mouchel, J.-M., Ayrault, S., 2011. A 50-year record of quinolone and sulphonamide antimicrobial agents in Seine River sediments. Journal of Soils and Sediments 11, 852–859.

Tanasienko, A.A., Yakutina, O.P., Chumbaev, A.S., 2011. Effect of snow amount on runoff, soil loss and suspended sediment during periods of snowmelt in southern West Siberia. CATENA 87, 45–51.

Tassi, F., Rouwet, D., 2014. An overview of the structure, hazards, and methods of investigation of Nyos-type lakes from the geochemical perspective. Journal of Limnology 73.

Terrier, M., Bles, J.L., Godefroy, P., Dominique, P., Bour, M., Martin, C., 2000. Zonation of Metropolitan France for the application of earthquake-resistant building regulations to critical facilities Part 1: Seismotectonic zonation. Journal of seismology 4, 215–230.

Thouveny, N., Creer, K.M., Blunk, I., 1990. Extension of the Lac du Bouchet palaeomagnetic record over the last 120,000 years. Earth and Planetary Science Letters 97, 140–161.

Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8.

Truze, E., Kelts, K., 1993. Sedimentology and paleoenvironment from the maar lac du Bouchet for the last climatic cycle, 0-120,000 years (Massif Central, France) in Negendank, J.F.W. and Zolitschka, B. Lecture Notes in Earth Sciences 49

Twichell, D.C., Cross, V.A., Hanson, A.D., Buck, B.J., Zybala, J.G., Rudin, M.J., 2005. Seismic Architecture and Lithofacies of Turbidites in Lake Mead (Arizona and Nevada, U.S.A.), an Analogue for Topographically Complex Basins. Journal of Sedimentary Research 75, 134–148.

U

Urlaub, M., Talling, P.J., Masson, D.G., 2013. Timing and frequency of large submarine landslides: implications for understanding triggers and future geohazard. Quaternary Science Reviews 72, 63–82.

V

Van Daele, M., Moernaut, J., Silversmit, G., Schmidt, S., Fontijn, K., Heirman, K., Vandoorne, W., De Clercq, M., Van Acker, J., Wolff, C., Pino, M., Urrutia, R., Roberts, S.J., Vincze, L., De Batist, M., 2014. The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. Geological Society of America Bulletin 126, 481–498.

Veyret, 1978. Modelés et formations d'origine glaciaire dans le massif central français. Problème de distribution et de limites dans un milieu de moyenne montagne. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Paris I, 783 p.

Vidal, N., de Goër de Hervé, A., Camus, G., 1996. Déstabilisation de reliefs, d'érosion en terrain volcanique. Exemples pris dans le Massif Central français. [Collapse of

erosional relief in volcanic terrains. Examples from the Massif Central, France.]. Quaternaire 7, 117–127.

Viollier, E., Jézéquel, D., Michard, G., Pèpe, M., Sarazin, G., Alberic, P., 1995. Geochemical study of a crater lake (Pavin Lake, France): Trace-element behaviour in the monimolimnion. Chemical Geology 125, 61–72.

Viollier, E., Michard, G., Jézéquel, D., Pèpe, M., Sarazin, G., 1997. Geochemical study of a crater lake: Lake Pavin, Puy de Dôme, France. Constraints afforded by the particulate matter distribution in the element cycling within the lake. Chemical Geology 142, 225–241.

Von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J., Johnsen, S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. Climate dynamics 14, 73–81.

W

Walder, J.S., O'Connor, J.E., 1997. Methods for predicting peak discharge of floods caused by failure of natural and constructed earthen dams. Water Resources Research 33, 2337–2348.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. Quaternary Science Reviews 27, 1791–1828.

Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S.P., Jetel, M., 2011. Structure and origin of Holocene cold events. Quaternary Science Reviews 30, 3109–3123.

Waters, C.N., Syvitski, J.P.M., Ga uszka, A., Hancock, G.J., Zalasiewicz, J., Cearreta, A., Grinevald, J., Jeandel, C., McNeill, J.R., Summerhayes, C., Barnosky, A., 2015. Can nuclear weapons fallout mark the beginning of the Anthropocene Epoch? Bulletin of the Atomic Scientists 71, 46–57.

Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. Earth and Planetary Science Letters 274, 423–438.

Wilhelm, B., Arnaud, F., Enters, D., Allignol, F., Legaz, A., Magand, O., Revillon, S., Giguet-Covex, C., Malet, E., 2012. Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. Climatic Change 113, 563–581.

Wilhelm, B., Nomade, J., Crouzet, C., Litty, C., Sabatier, P., Belle, S., Rolland, Y., Revel, M., Courboulex, F., Arnaud, F., Anselmetti, F.S., 2015. Quantified sensitivity of small lake

sediments to record historic earthquakes: Implications for paleoseismology: Lake sensitivity to record earthquakes. Journal of Geophysical Research: Earth Surface.

Wilkin, R.T., Arthur, M.A., Dean, W.E., 1997. History of water-column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distributions. Earth and Planetary Science Letters 148, 517–525.

Wilkin, R.T., Barnes, H.L., Brantley, S.L., 1996. The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. Geochimica et Cosmochimica Acta 60, 3897–3912.

Wirth, S.B., Girardclos, S., Rellstab, C., Anselmetti, F.S., 2011. The sedimentary response to a pioneer geo-engineering project: Tracking the Kander River deviation in the sediments of Lake Thun (Switzerland): Tracking a river deviation in lake sediments. Sedimentology 58, 1737–1761.

Wirth, S.B., Glur, L., Gilli, A., Anselmetti, F.S., 2013. Holocene flood frequency across the Central Alps – solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. Quaternary Science Reviews 80, 112–128.

Wolfe, A.P., Vinebrooke, R.D., Michelutti, N., Rivard, B., Das, B., 2006. Experimental calibration of lake-sediment spectral reflectance to chlorophyll a concentrations: methodology and paleolimnological validation. Journal of Paleolimnology 36, 91–100.

Z

Zalasiewicz, J., Waters, C.N., Williams, M., Barnosky, A.D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Ellis, M.A., Fairchild, I.J., Grinevald, J., others, 2015. When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. Quaternary International.

Zhang, X., Scholz, C.A., Hecky, R.E., Wood, D.A., Zal, H.J., Ebinger, C.J., 2014. Climatic control of the late Quaternary turbidite sedimentology of Lake Kivu, East Africa: Implications for deep mixing and geologic hazards. Geology 42, 811–814.

Zolitschka, B., 1998. A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. Geomorphology 22, 1–17.

Zolitschka, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Corbella, H., Francus, P., Lücke, A., Maidana, N.I., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Wastegård, S., 2013. Environment and climate of the last 51,000 years – new insights from the Potrok Aike maar lake Sediment Archive Drilling prOject (PASADO). Quaternary Science Reviews 71, 1–12.

Zolitschka, B., Francus, P., Ojala, A.E.K., Schimmelmann, A., 2015. Varves in lake sediments – a review. Quaternary Science Reviews 117, 1–41.

RESSOURCES EN LIGNES

Données géoscientifiques

http://www.geoportail.gouv.fr/accueil

http://infoterre.brgm.fr/

http://www.craig.fr/

Systèmes de projection

http://dogeo.fr/_apps/projection/

Calibration des données radiocarbones

http://calib.qub.ac.uk/CALIBomb/

Sismicité en France (SISFRANCE) et en Europe (AHEAD)

www.sisfrance.net

http://www.emidius.eu/ahead/main/

Patrimoine archéologique et historique d'Auvergne

http://www.terreancienne.fr/

http://www.compains-cezallier.com/

Historique des inondations de la Loire et de ses affluents (M. Champion - 1861)

http://www.e-corpus.org/notices/10151/gallery/225283

Référentiel des obstacles à l'écoulement (SANDRE)

http://www.sandre.eaufrance.fr/atlascatalogue/

Comité Français des barrages et des réservoirs (CFBR)

http://www.barrages-cfbr.eu/

Association de sauvegarde du lac de la Crégut

http://www.lacdelacregut.fr/

Syndicat de la rivière Loiret (ASRL)

http://www.asrl.fr/

ANNEXES

Les annexes présentent deux chapitres d'un ouvrage pluridisciplinaire axé sur le lac Pavin et auquel l'auteur a participé. Son édition, pilotée par Télésphore Sime-Ngando, est prévue prochainement aux éditions Springer.

Annexe 1. Chapter 26.

Lake Pavin sedimentary environments

Emmanuel Chapron [1 § *], Léo Chassiot [1], Patrick Lajeunesse [2], Grégoire Ledoux [2], Patrick Albéric [1]

1) ISTO "Institut des Sciences de la Terre d'Orléans", UMR 7327 (CNRS-Université d'Orléans-BRGM), Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre, Campus Géosciences, 1A rue de la Férolerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

2) CEN "Centre d'études nordiques", Département de Géographie, Université Laval, Québec, QC G1VOA6, Canada

*Corresponding author: Phone: +33238494646, emmanuel.chapron@univ-tlse2.fr

§ Present address: UMR 5602 GEODE (CNRS - Université de Toulouse 2), 5 Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex 9, France

ABSTRACT

In the recent years, Lake Pavin sedimentary basin has been intensively studied by several acoustic surveys (high resolution seismic reflection profiling, multibeam bathymetry) and gravity coring campaigns. This new data set combining acoustic images and multidisciplinary study of sediment cores allows characterizing contrasted subaquatic sedimentary environments along the littoral slopes, a subaquatic plateau (close to the lake **outlet**), steep slopes and its deep central basin. Two main types of lacustrine sediments are identified (i) between the lake shore and 26 m water depth (massive organic rich sandy silts), and (ii) below 26 m water depth when the lake floor slopes are less than 15° steep (organic rich laminated **diatomites**). A large and recent **slide scar** is in particular clearly identified at the edge of the plateau just above the deep central basin. Evidences of former gravity reworking phenomena within the **crater ring** draining into Lake Pavin also include a large subaquatic **slump deposit** accumulated on the subaquatic plateau and several small scale **rock fall** deposits originating from outcropping **lavas** within the **crater ring**. The identification of two recent outstanding **erosive** sandy layers in Pavin littoral environment also suggests that some of this gravity reworking phenomena have been associated with unusually violent waves and/or abrupt lake level drop. Lake Pavin geomorphology and sedimentary environments are in addition compared to the ones of the nearby Lake Chauvet based on a similar acoustic and sedimentary data base in order to highlight the influence of **maar** age and geomorphology on the development of sedimentary environments and Natural Hazards in this volcanic region of the French Massif Central. Lake Chauvet is comparatively to Lake Pavin characterized by a shallower central basin, less steep slopes and no subaquatic plateaus. A recent and relatively large **mass wasting deposit** is, however, clearly identified along the slopes of a small delta facing the only tributary of this maar lake. This work suggest that maar lakes from the study area are concerned by subaquatic slope stabilities, especially in Lake Pavin were slope failures may in addition impact the development or the stability of its **meromicticity**.

Key Words: Lake Pavin, Lake Chauvet, sediment, slope stabilities, bathymetry, seismic stratigraphy.

26.1. INTRODUCTION

Lake Pavin have been intensively investigated in terms of limnology and volcanology (Parts I, II and III, this volume) but little is still known about its subaquatic sedimentary environments and their dynamics (Chapron et al, 2010). Such a characterization of sedimentary environments in this young crater lake (or **maar** lake, see Chapter 5, this volume) can be achieved through a **limnogeological** approach of its sedimentary archives. This chapter aims thus at addressing an up-to date presentation of available knowledge on Lake Pavin sedimentary environments based on the integration of two complementary acoustic mapping techniques (multibeam bathymetry and seismic reflection mapping) and a multidisciplinary characterization of short sediment cores (sediment color, magnetic susceptibility, total organic carbon content and organic geochemistry) retrieved at key locations.

In this chapter, first results from a similar approach recently performed in nearby **maar** lake, Lake Chauvet, (Figure 26.1) are also presented in order to highlight the main specificities of Lake Pavin's sedimentary environments and to further discuss their influence on the development of natural hazards in this touristic part of the French Massif Central.

Pavin is the only **meromictic maar** lake in France (Chapters 1, 6 and 10, this volume) and is surrounded by several contrasting older small lakes of volcanic origin as shown in Figure 26.1. The other **maar lake,** Lake Chauvet, for example, formed during the last glacial period is today 63 m deep and contains several regional **tephra** layers from the Late Glacial and Early Holocene periods (Juvigné, 1992). Lake Montcineyre formed in the Early Holocene is nowadays 22 m deep and consist in two coalescing small **maars** damned by the Montcineyre **scoria cone** and **lava flow** which developed shortly before the Montchal **scoria cone** and **lavas** (Chapron et al, 2012). The Montchal **lavas** have then been partly destroyed by the Pavin **phreatomagmatic** eruption ca. 7000 years ago (Gewelt & Juvigné, 1988; Chapter 6, this volume). This recent volcanic event formed Lake Pavin: a almost circular (750 m diameter) small but 92 m deep **maar** lake, today located at an altitude of 1197 m above sea level (a.s.l.) and draining a steep and well preserved **crater rim** reaching an altitude of 1253 m a.s.l.. As shown in Figure 26.2, the edge of the Pavin **crater ring** matches the limit of the topographic drainage basin of Lake Pavin. It is however important to keep in mind that this **topographic drainage basin** is smaller than the still poorly defined **watershed** of Lake Pavin draining several subaerial and subaquatic springs (Jezequel et al, 2011).

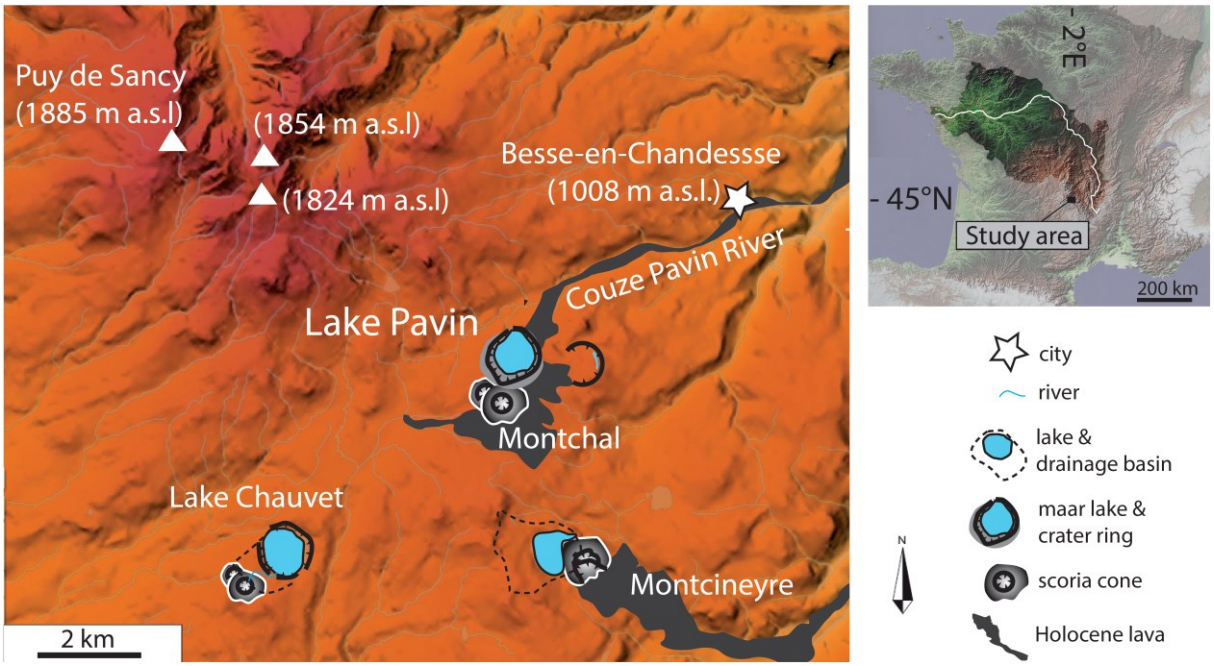


Figure 26.1. General location of maar lakes Lake Pavin and Lake Chauvet in the French Massif Central and in the Loire river drainage basin (right) and simplified Holocene volcanic context south of the Puy de Sancy strato volcano (left). Note that lakes Pavin and Montcineyre are part of the Allier River watershed draining into the Loire River watershed towards the north east, while Lake Chauvet drains into the Dordogne River towards the west.

26.2. LIMNOGEOLOGICAL DATA BASES FROM LAKES PAVIN AND CHAUVET

During the last decade advanced acoustic mapping techniques were applied in Lake Pavin in order to document subaquatic slope stabilities and to optimize the location of sediment cores (Figures 26.2 and 26.3) to further understand the history and the evolution of this recent volcanic lake.

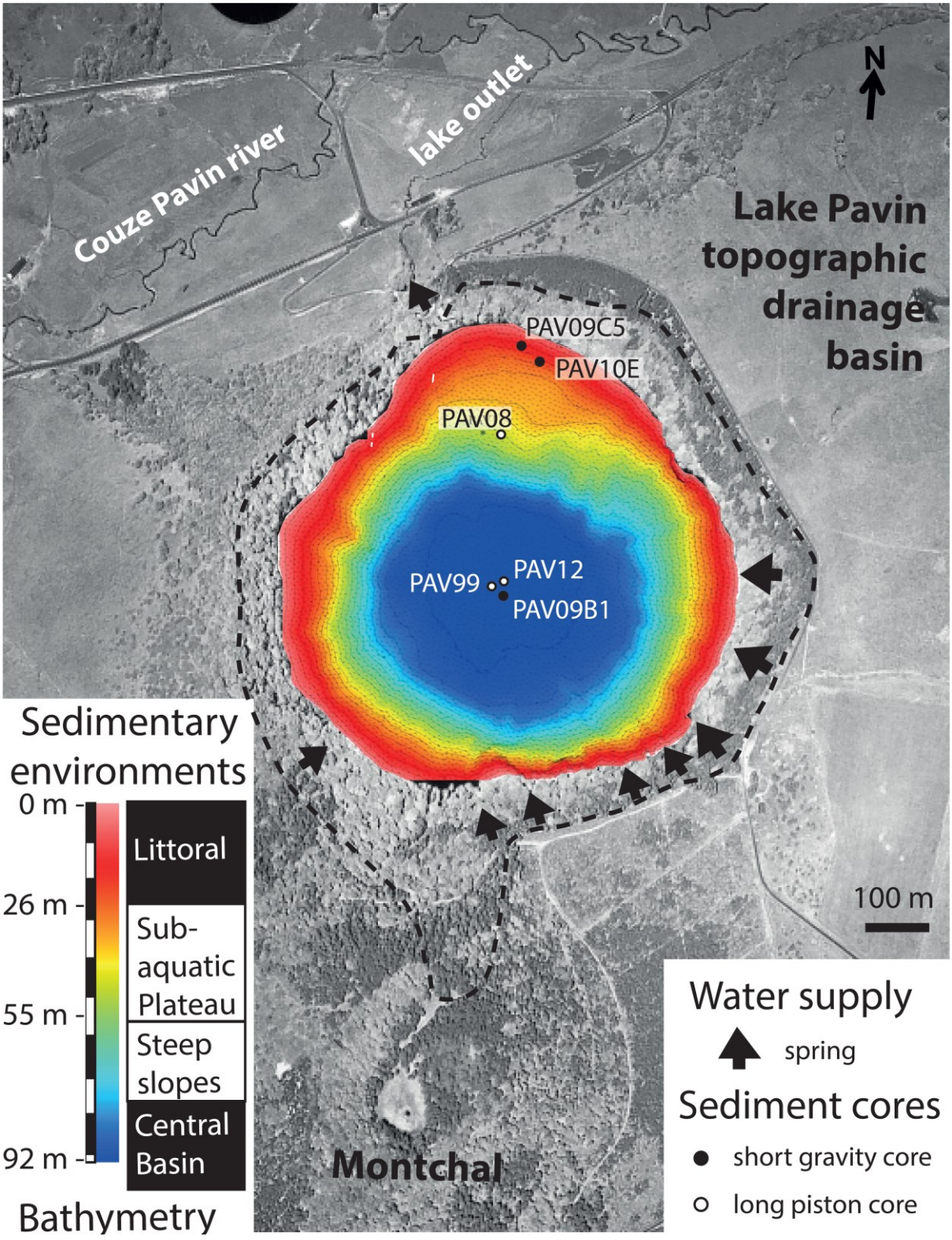


Figure 26.2. Illustration of Lake Pavin multibeam bathymetry and location of sub-bottom profiles and short sediment cores. The grid of 12 kHz sub-bottom profiles (white dotted lines) and the 3.5 kHz sub-bottom profile (black dotted lines) were used together with short gravity cores to identify four main sedimentary environments from the littoral to the deep central basin. The locations of springs within the crater rim (black arrows) and of 12 kHz sub-bottom profiles illustrated in Figure 5 (thick white lines) are also given.

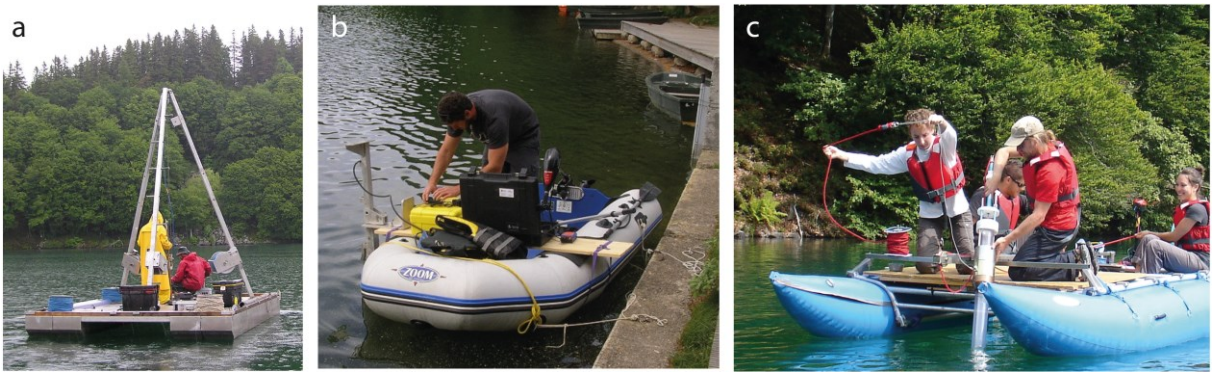


Figure 26.3. Recently available geological data from in Lake Pavin and Lake Chauvet discussed in this chapter include short gravity coring performed from an UWITEC platform in 2008 (a); high resolution seismic reflection mapping survey from an inflatable boat in 2009 (b) and short gravity coring from a Limnoraft in 2009, 2010 and 2013 (c).

26.2.1 Acoustic mapping technics

In 2008, a Reason Sebat 8101 multibeam echosounder used with differential GPS positioning and an inertial navigation system allowed to precisely map the lake floor morphology (Figures 26.2 & 26.4). This recent map presented in Chapron et al (2010) significantly improved our understanding of Lake Pavin sedimentary environments, in particular because it clearly illustrates the development of a subaquatic plateau between ca. 26 and 55 m water depths in the northern part of the lake. This key feature was not identified on the previous bathymetric map made by Delbecque (1892) on basis of manual water depth measurements along only two perpendiculars transects.

The multibeam bathymetric map of Lake Pavin also allowed optimizing the location of high-resolution **seismic reflection profiles** documenting the sub-bottom geometries developed by lacustrine sediments below the lake floor (Figures 26.2 and 26.5). The sub-bottom profiling survey realized in 2009 used GPS positioning and a very high frequency (12 kHz) acoustic source in order to provide very high resolution **sub-bottom profiles** (ca. 8 cm vertical resolution) (Chapron et al, 2012). This strategy has been established based on the results of a previous seismic reflection survey performed in 2002 using a lower frequency seismic source (3.5 kHz) and a dense grid of profiles showing (i) that the maximum sediment thickness accumulated above the bedrock on the plateau is limited (ca. 5 m) and (ii) that the acoustic signal is very quickly absorbed by gas rich sediments in the deep flat basin of the lake (Chapron et al, 2010).

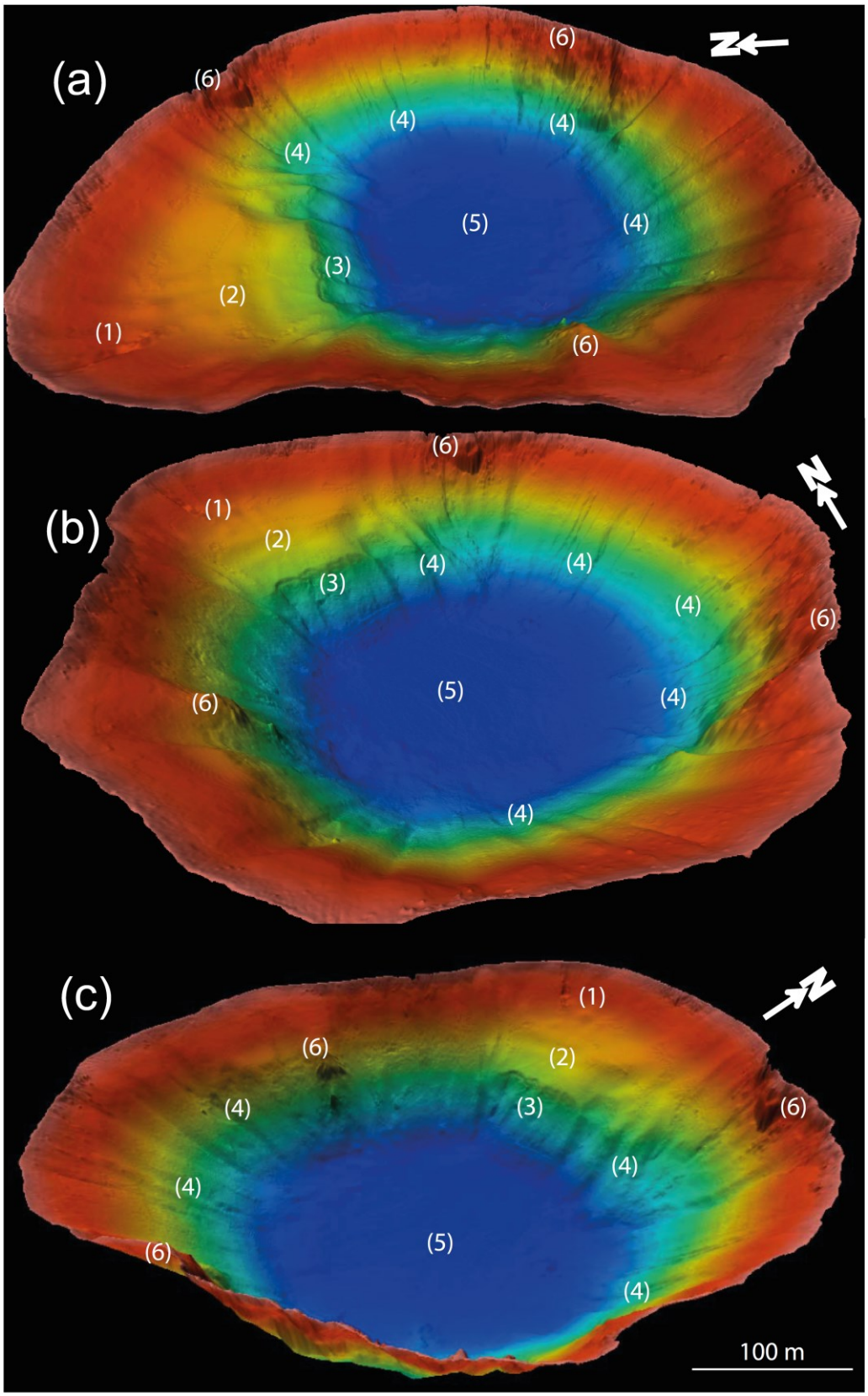


Figure 26.4. 3D views of Lake Pavin multibeam bathymetry illustrating a possible subaquatic outlet (1), the subaquatic plateau (2), the ca. AD 1300 slide scar (3), multiple active canyons along steep slopes (4), a deep and flat central basin (5) and outcropping volcanic rocks (6). These geomorphological features are further presented and discussed in the text.

An exploratory sub-bottom profiling survey using the same 12 kHz seismic source and GPS positioning in Lake Chauvet (Figure 26.6) was also conducted in 2009 based on available bathymetric data from Delbecque (1892). This survey allowed mapping lacustrine sediment thicknesses and geometries above the **bedrock** (along the lake shore) or subaquatic **moraine** deposits in the deep central basin were Late Glacial and Holocene sediments are clearly imaged (Chapron et al, 2012). In 2011, further bathymetric data has been collected in Lake Chauvet (i.e. along the shore line and several cross sections in between available seismic reflection profiles) with a single beam echo sounder using a 200 kHz acoustic source. This strategy allowed mapping more precisely the subaqueous geomorphology of this maar lake.

26.2.2. Short sediment cores

Based on Lake Pavin multibeam bathymetry and sub bottom profiling, several short gravity cores were retrieved by the ISTO laboratory (i) in 2008 at 46 m water depth on the plateau (PAV08-P1, 33 cm long, 45°29.86'N/2°53.24'E), (ii) in 2009 from a littoral environment at 20 m water depth (PAV09-C5, 51 cm long, 45°29.93'N/2°53.32'E) and in the deep anoxic basin at 92 m water depth (PAV09-B1, 120 cm long, 45°29.74'N/2°53.28'E) and (iii) in 2010 (PAV10-E, 80 cm long, 45°29.92'N/2°53.35'E) at 17 m water depth (Figure 26.2).

As shown in Figure 26.6, three short gravity cores were also retrieved in 2013 by the ISTO laboratory in Lake Chauvet within littoral environments (CHA 13-6, 90 cm long) and in the deep basin; one within in situ deposits (CHA 13-7B, 95 cm long) and one within reworked deposits (CHA 13-4, 55 cm long) according to the seismic profiles.

A multi-proxy study of the lacustrine sediments was then conducted once the cores from both lakes were split in two halves. Hand-held measurements of sediment **magnetic susceptibility** (MS) with a Bartington MS2E point sensor and of sediment **diffuse spectral reflectance** with a Minolta 2600D spectrophotometer were both performed following the procedure described in Debret et al. (2010), at a sampling interval of 1cm. Organic matter content and quality from lacustrine sediments were in addition punctually documented by Rock-Eval (RE) pyrolysis following the procedure described in Behar et al (2001) and Simonneau et al (2014).

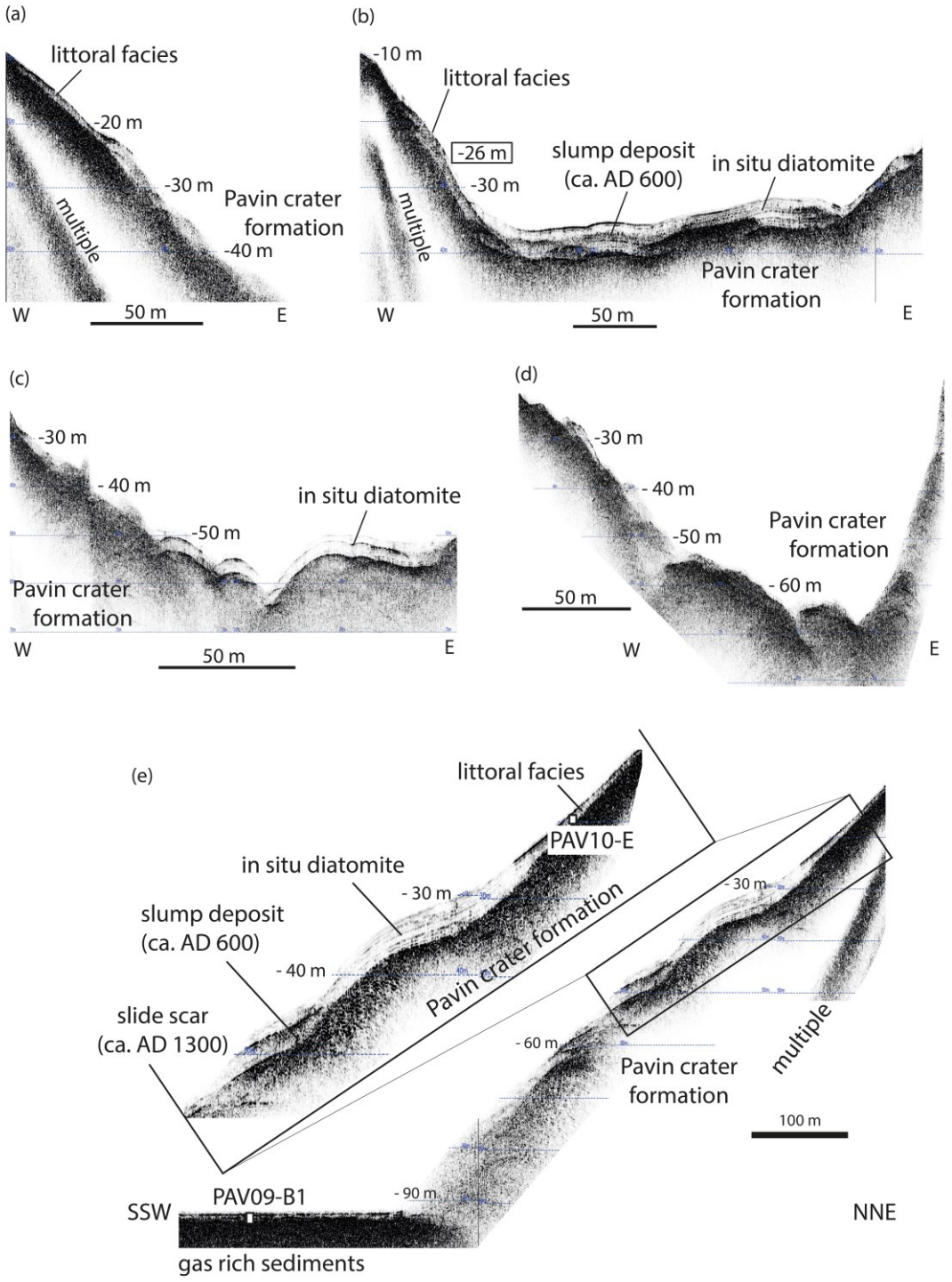


Figure 26.5. Lake Pavin sub-bottom profiles illustrating the acoustic facies developed in littoral environments or along the subaquatic plateau (a, b, c, d, e) and down to the deep central basin (e). Note that all these sedimentary environments develop contrasted acoustic facies above the subaquatic plateau formed by the Pavin crater formation. The location of short gravity cores PAV09B1 and PAV10E is also indicated. As detailed in this chapter and in chapter 27, in situ deposits (diatomites) on the plateau are clearly distinguished from reworked sediments (ca.AD 600 slump deposit and ca. AD1300 slide scar). The location of each seismic section is given in Figure 2.

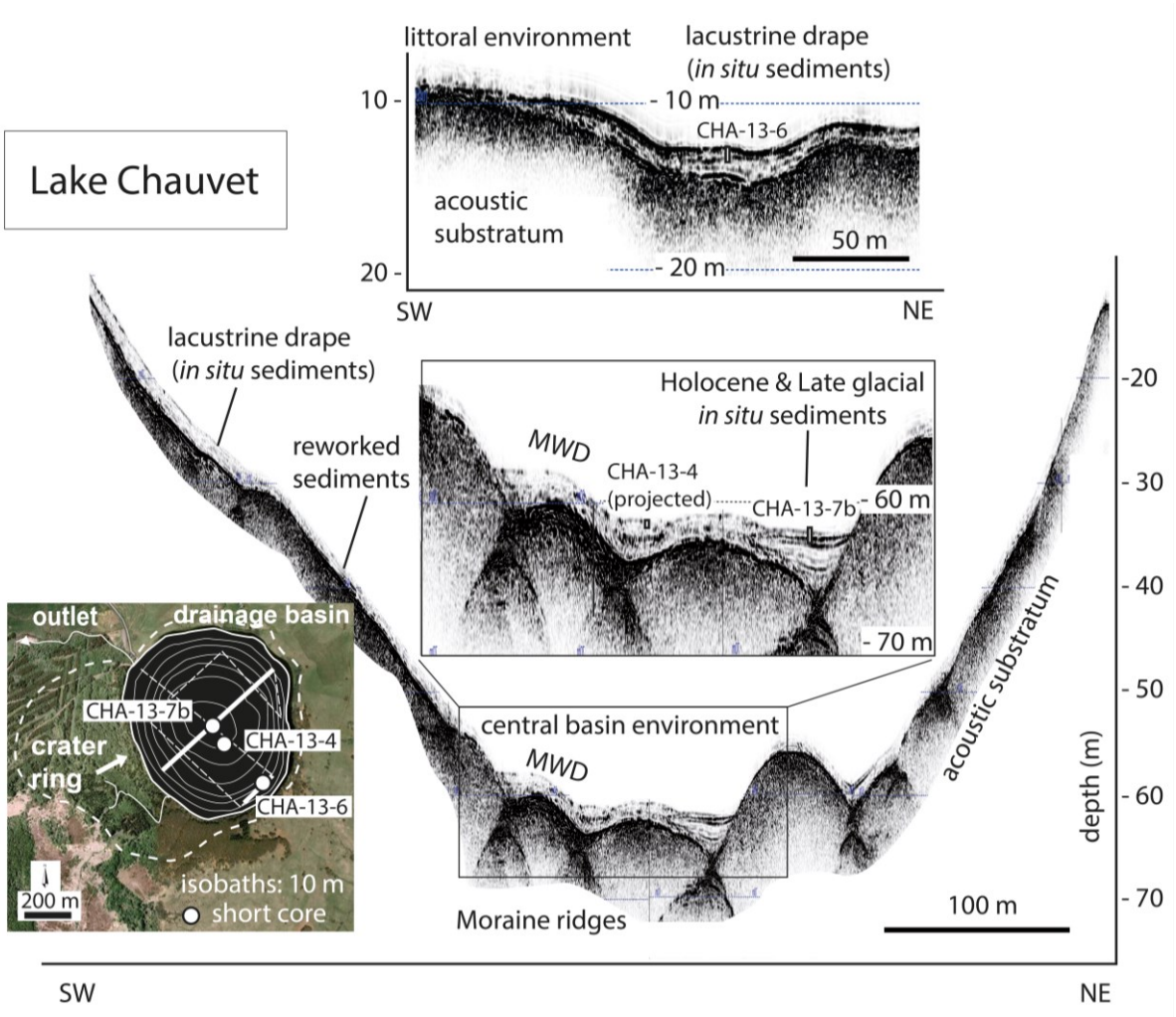


Figure 26.6. Lake Chauvet sub-bottom profiles (12 kHz) of a littoral environment and of the central basin. The southwestern slopes of this maar lake are unstable and a recent mass wasting deposit (MWD) can be identified within the deep central basin were moraine ridges are ponded by Late glacial and Holocene lacustrine sediments. The bathymetric map, the location of the crater ring, the outlet, the extension of Lake Chauvet drainage basin, available short coring sites (white circle), seismic reflection profiles (white dashed lines) and illustrated seismic profiles (thick white lines) are also indicated.

26.3. SIGNATURES OF LITTORAL ENVIRONMENTS IN LAKE PAVIN AND CHAUVET

26.3.1. Lake Pavin

Between Lake Pavin shore line and 26 m water depth, when slopes angles are below 30° (Figure 26.7) a specific **acoustic facies** is observed on **sub-bottom profiles** (Figures 26.5a, 26.5b, 26.5e). This littoral facies is characterized by a transparent acoustic facies developed above the acoustic substratum and capped by a high amplitude **reflection**. This littoral facies is getting thinner towards the shoreline and can reach a maximum thickness of ca. 4 m in the northern part of the lake (Fig. 26.5e), while it is limited to ca. 3 m and 1 m in the northwestern (Fig 26.5b) and western (Fig 26.5a) parts of the lake, respectively.

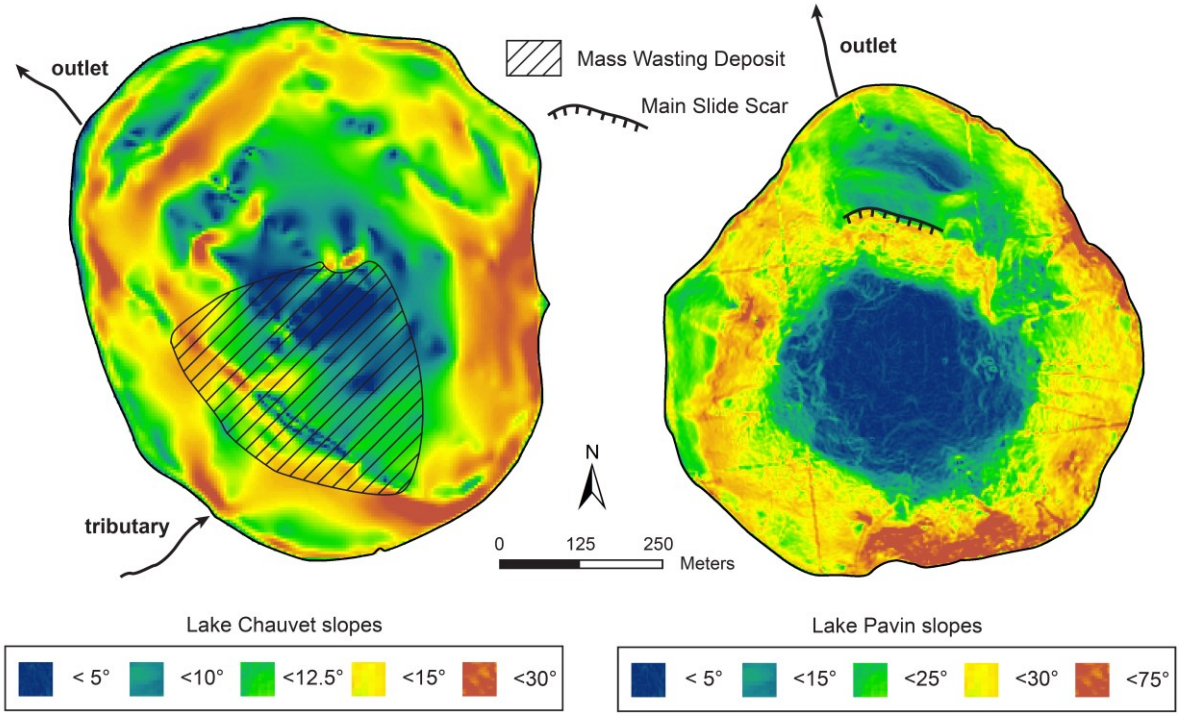


Figure 26.7. Slope maps of maar lakes Chauvet (left) and Pavin (right).

Sediment cores PAV09-C5 and PAV10-E were retrieved along the northern part of Lake Pavin at 20 m and 17 m water depth, respectively, (Figure 26.2) and allow characterizing the composition of the littoral acoustic facies.

Lake Pavin littoral sediments are made of massive brownish sandy silts with frequent sandy layers and numerous leaves and leave debris (Figure 26.8). Sediment **magnetic susceptibility** (MS) is variable and oscillating between 35 and 3 10^{-6} SI. Two distinct **erosional event**s producing sandy layers rich in leaves (E5 and E6) in PAV09-C5 were dated by **AMS radiocarbon** (Chapron et al., 2012) and are further discussed in Chapter 27. Only one of such outstanding sandy layer is identified in PAV10-E and characterized by high values of sediment MS. As shown in Figure 26.8, this **erosive** sedimentary event (labeled E6?) matches an abrupt transition from laminated brownish sandy silts (with low MS values) towards a littoral sedimentary facies in the upper 20 cm of the core. Unfortunately, too little terrestrial organic matter (leave debris) did not allow **AMS radiocarbon** dating of this major change in sedimentation (Chapron et al, 2012). As further discussed in Chapter 27, the depth of this erosive layer in PAV10-E matches the depth of E6 in PAV09-C5 and might thus be contemporaneous.

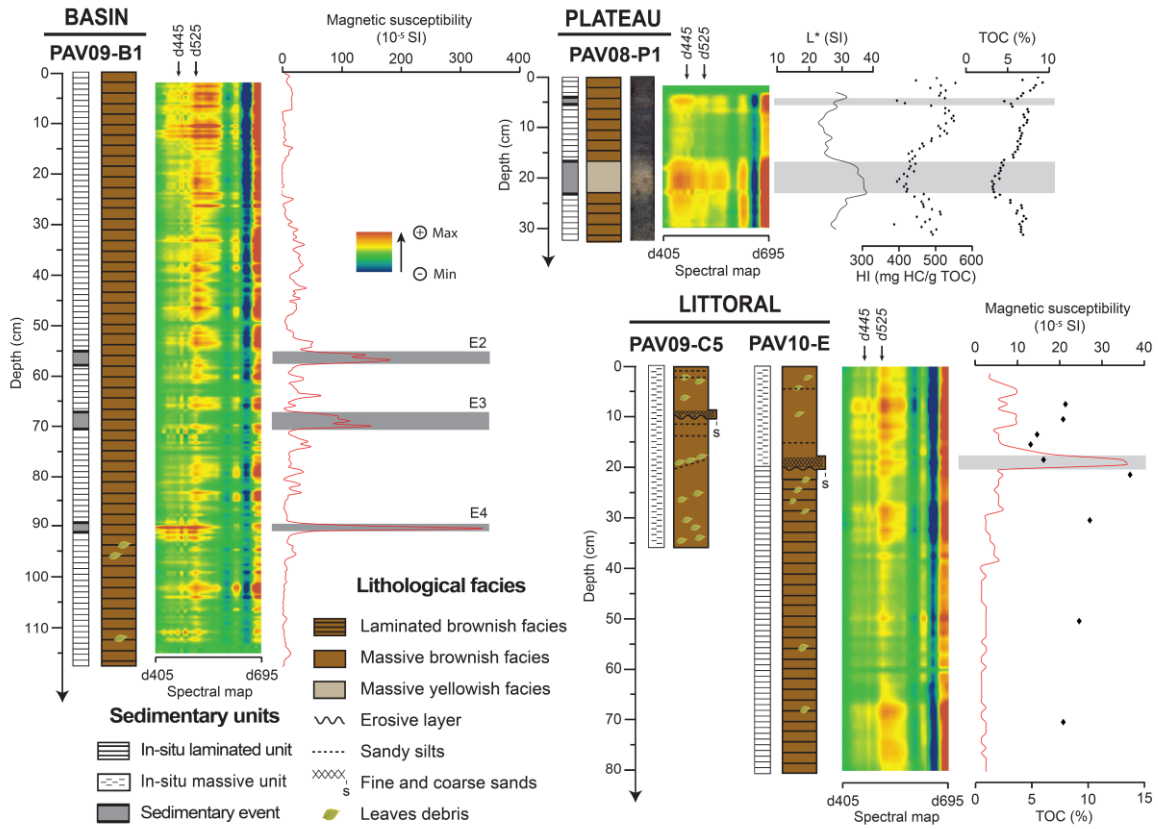


Figure 26.8. Multidisciplinary characterization of Lake Pavin sediments retrieved by short gravity cores, in the deep central basin (PAV09-B1), on the plateau (PAV8-P1) and in littoral environments (PAV09-C5 and PAV10-E). Visual descriptions of sedimentary facies are further defined (i) by sediment diffuse spectral reflectance (here plotted on a 3D diagram where the X axis represent the wavelengths, Y is the depth in core and Z the first derivative value for the corresponding wavelength (in nm) expressed by a code of color); (ii) by sediment magnetic susceptibility (for PAV09-B1 and PAV10-E); (iii) core PAV08-P1 is in addition detailed by sediment reflectance (L), sediment digital picture and organic carbon geochemistry (TOC: Total Organic Carbon, HI: Hydrogen Index). The locations of these cores in Lake Pavin are also given in Figure 26.2.*

26.3.2. Lake Chauvet

Between Lake Chauvet's shore line and ca. 30 m water depth, when slopes angles are below 30° (**Figure 26.7**) a thin and transparent acoustic facies with a draping geometry is observed on **sub-bottom profiles** above the **acoustic substratum** (Figure 26.6). This littoral facies is getting thinner towards the shore and can reach a maximum thickness of ca. 2.5 m in the southern part of the lake.

Up to five contrasted **sedimentary facies** are, however, identified within this littoral facies in sediment core CHA13-6 (Figure 26.9). The upper Unit A consists of brown massive sediments with relatively high and fluctuating MS values and is interrupted by three distinct coarse sandy layers developing peaks in MS of a few cm wide with very high values (up to 350 10^{-5} SI) and labeled E2, E3 and E4. Below, Unit B is, on the contrary, a dark brownish massif unit with lower MS values and is locally interrupted by Unit C. Unit C is a brownish massive unit bearing much higher MS values than Unit B, and also the brownish Unit D identified at the base of core CHA13-6. Several leaves and leave debris founded in Units B and D are suitable for **AMS radiocarbon** dating and on-going analysis will provide some chronological controls on such contrasted sedimentation patterns in this Late Glacial **maar** lake.

26.4. SEDIMENTATION PATTERNS ALONG THE SLOPES OF LAKES PAVIN AND CHAUVET

26.4.1. Lake Pavin subaquatic plateau

Between ca. 26 and 55 m water depths in the northern part of Lake Pavin, gentle slopes (below 15°, Figure 26.7) are draped by an up to 5 m thick sedimentary sequence made of two contrasting **acoustic facies** (Chapron et al, 2010 and 2012) as shown in Figures 26.5b and 26.5e: a stratified unit bearing few low amplitude and continuous **reflections** is mainly identified downslope from the littoral facies and on top of a chaotic to transparent lens-shaped body. This chaotic deposit occurring above the Pavin crater formation has the typical signature of a **mass wasting deposit** (MWD). It has been sampled in PAV08 long piston core, interpreted as a **slump deposit** and dated to ca. **AD** 600 as detailed by Chapron et al, (2010) and further discussed in Chapter 27.

The stratified unit has also been sampled in short cores PAV08-P1 and in the lower part of PAV10-E (Figure 26.2). These sediments are characterized by well-defined sandy silts developing brownish and greenish laminas rich in diatom bloom that are bearing low values of MS. At site PAV08, short core P1 highlight in addition high values of Total Organic Carbon (TOC) oscillating around 8 % and relatively high values of Hydrogen Index HI) between 450 and 550 mg HC/g TOC (Figure 26.8). Following Schettler et al (2007), Chapron et al, (2010) and Albéric et al (2013), these sediments rich in organic matter essentially of algal origin developing a stratified sedimentary unit along the gentle slopes of Lake Pavin can be interpreted as in situ annually laminated **diatomite**.

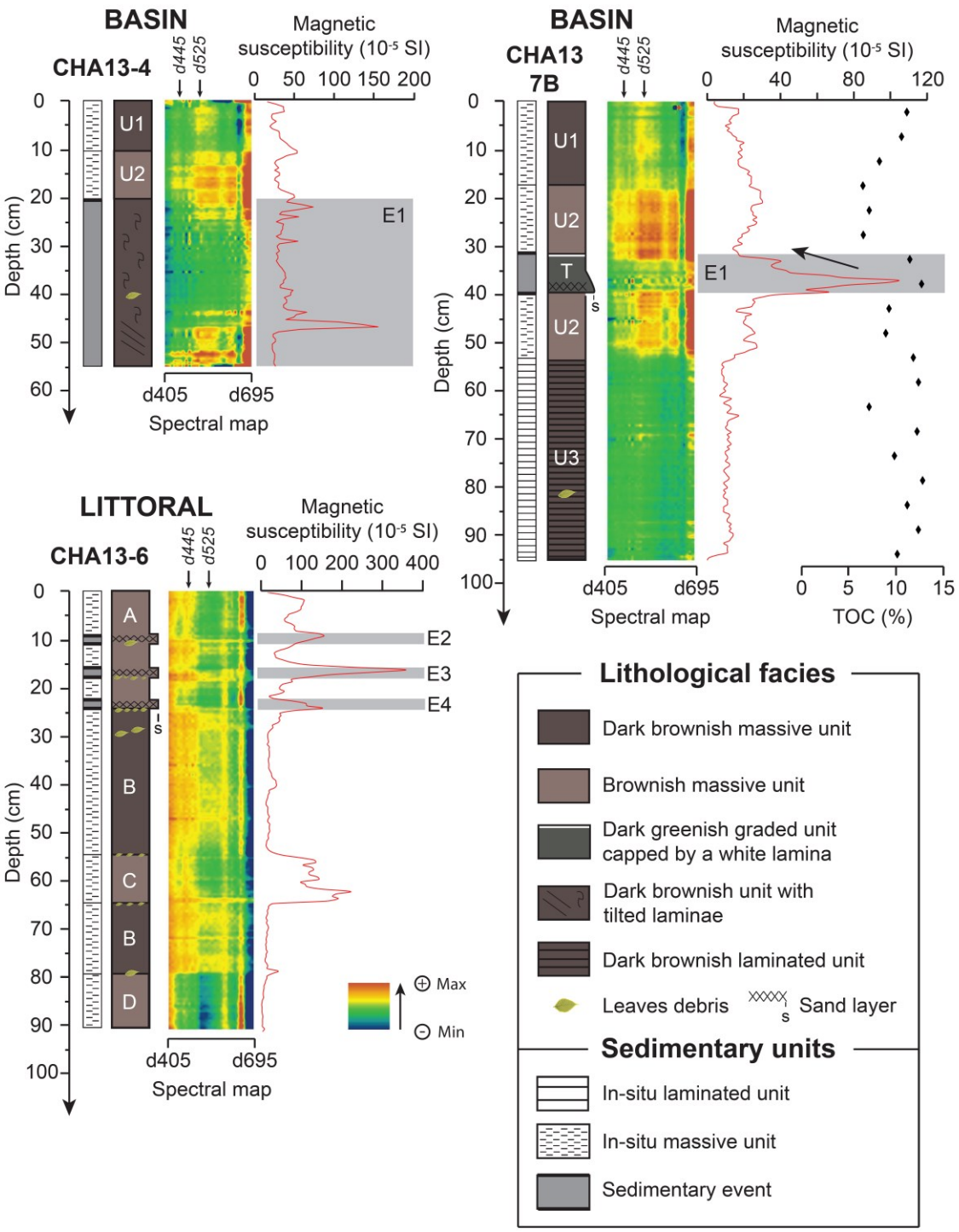


Figure 26.9. Multidisciplinary characterization of Lake Chauvet sediments retrieved by short gravity cores in the deep central basin (CHA13-4 and CHA13-7B) and in a littoral environment (CHA13-6). Visual descriptions of sedimentary facies are further defined (i) by sediment diffuse spectral reflectance (here plotted on a 3D diagram where the X axis represent the wavelengths, Y is the depth in core and Z the first derivative value for the corresponding wavelength (in nm) expressed by a code of color); (ii) by sediment magnetic susceptibility and (iii) core CHA13-7B is in addition detailed by measurements of Total Organic Carbon (TOC). The locations of these cores in Lake Chauvet are also given in Figure 26.6.

Two **sedimentary events** (E1 and E4) are identified within the laminated **diatomite** at coring site PAV08 by light colored layers (i.e. higher values in **L* parameter**), and lower values of TOC and HI (Figure 26.8). These characteristics suggest that E1 and E4 are resulting from the remobilization of a mixture of lacustrine and terrestrial material. They might thus correspond to gravity reworking phenomena initiated near the lake shore. Their chronologies and possible sediment source areas are further discussed in Chapter 27.

A fresh **slide scar** ca. 350 m long and 4 m high is identified at the southern edge of the subaquatic plateau (Figures 26.4 and 26.5e) around 55 m water depth. Below this large **slide scar**, steep slopes (> 30°, Figure 26.7) are free of any sediment. This suggests that these steep slopes of Lake Pavin were unstable and recently submitted to gravity reworking phenomena that reach the deep central basin. This recent event has been dated around **AD** 1300 (Chapron et al., 2010) and is further discussed in Chapter 27.

Several smaller steep slopes breaks (>30°) identified at the lake floor on Figures 26.4 and 26.7 at the southeastern edge of the subaquatic plateau (where the lake floor is generally characterized by slopes ranging between 15° and 25°) also suggest the development of recurrent regressive **slide scars** and small scale gravity reworking phenomena. This interpretation is further supported by sub-bottom acoustic profiles in this area (Figure 26.5c) illustrating that in situ **diatomite** is locally incised by several canyons. This suggests that these active canyons may have recently bypassed some sediment from the plateau to the deep central basin.

Finally, a bathymetric anomaly identified between ca. 12 and 26 m water depth just south form the lake outlet (Figure 26.10) is suggesting the development of a deep but elongated depression at the lake floor. Such a geomorphological feature could highlight the occurrence of a subaquatic outlet in this part of the plateau (Chapron et al, 2010). This outlet could further explain the occurrence of a spring of water downstream from Lake Pavin into the canyon developed by its outlet at ca. 1180 m altitude a.s.l. (Jézéquel et al, 2011).

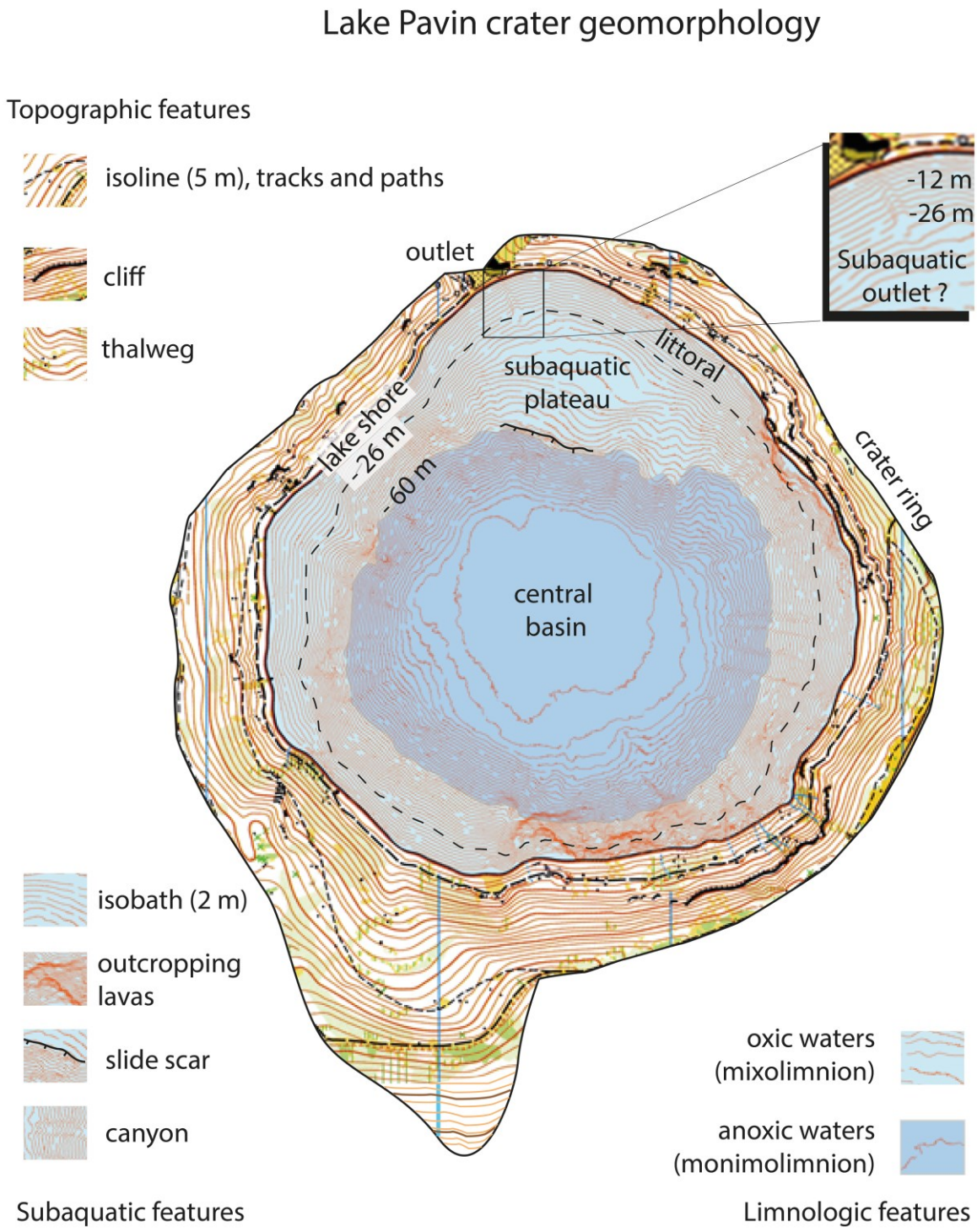


Figure 26.10. Lake Pavin crater geomorphology from the crater ring to the deep central basin illustrating key topographic, subaquatic and limnologic features of this young and deep meromictic crater lake.

26.4.2. Lake Pavin slopes

When slope angles in Lake Pavin are above 30° (Figure 26.7) they are free of any sediment and characterized by the development of numerous steep **canyons** clearly visible

on multibeam bathymetric data (Figures 26.4, 26.7 and 26.10). **Sub-bottom profiles** along these steep slopes are thus only illustrating the morphology of the **acoustic substratum** (Figures 26.5a, 5d, 5e). This acoustic facies has been sampled at the base on a long **piston core** (PAV08) and attributed to the Pavin crater formation (Chapron et al, 2010). It is therefore very probable that all these canyons draining the steep slopes of Lake Pavin crater are still active canyons and are sporadically bypassing sediment to the deep central basin. In such a context it is highly possible that sediment from subaquatic littoral environments, lake shores and sub aerial slopes from the crater ring draining into the lake (Figure 26.10), can be exported directly to the deep central basin.

Locally very steep slopes at the eastern and southern edges of Lake Pavin are produced by **outcropping lavas** (Chapron et al, 2010). Some of these volcanic rocks are also locally **outcropping** within the inner slopes of the **crater ring** where they develop unstable cliffs (Figure 26.10). Boulders along the shore lines and steep slopes of Lake Pavin near these **outcropping** volcanic rocks highlight the occurrence of relatively small scale but recurrent **rock falls**.

26.4.3. Lake Chauvet slopes

Lake Chauvet is comparatively to Lake Pavin characterized by a shallower central basin, less steep slopes (Figure 26.7) and no subaquatic plateaus, but several **moraines ridges** are however locally developing small topographic steps along the northern slopes of the basin (Juvignié, 1992; Chapron et al, 2012). This **maar** lake is also quite different from Lake Pavin because it has a small but permanent tributary and a very poorly preserved **carter ring** where gentle slopes are locally incised by gullies draining into the lake.

Consequently, the slopes of Lake Chauvet are generally covered by a thin layer of sediments with a transparent acoustic facies. This facies is thus similar to the littoral facies, but generally only 1-2 m thick, except near the lake outlet, where a well-developed **moraine** ridge favored the accumulation of up to 2.8 m of sediments (Juvignié, 1992; Chapron et al, 2012).

Offshore its tributary, a recent and relatively large **mass wasting deposit (MWD)** is in addition clearly identified along the southwestern slopes of the basin and down to the deep central basin (Figure 26.7). Along the slopes this **MWD** is producing a slightly hummocky and transparent seismic facies (Figure 26.6). It is thus very likely that this subaqueous slope failure reworked most of the delta deposits that were accumulated offshore the tributary.

26.5. SEDIMENTARY ENVIRONMENTS IN THE DEEP CENTRAL BASINS OF LAKES CHAUVET AND PAVIN

26.5.1. Lake Chauvet basin

The deep central basin of Lake Chauvet is clearly imaged by 12 kHz sub-bottom acoustic profiles (Figure 26.6). It is filled by up to 4.6 m thick well-stratified deposits were few continuous **reflections** are terminate by **onlap** against the edges of the basin and the **moraine ridges**. Locally, **moraine** ridges can also be partly draped by a thin layer of sediment developing a transparent acoustic facies.

Down slopes from the lake tributary, the **MWD** reworking slope sediments forms a lens-shaped body at the edge of the basin where it is characterized by a transparent to chaotic facies. This body is laterally thinning toward the central basin into a distinct high amplitude **reflection** that has been sampled in short core CHA13-7B (Figure 26.6). Such a succession of acoustic facies is typical of a mass wasting phenomena evolving downslope from a mass movement into a turbidity current (Mulder & Cochonat 1996; Chapron et al, 2006; St-Onge et al, 2012).

Sedimentary facies retrieved in cores CHA13-4 and CHA13-7B are in addition clearly illustrating the occurrence of a **sedimentary event** (E1) covered by a succession of two distinct **sedimentary units** (Unit 1 and 2, Figure 26.9): While Unit 1 is a dark brownish massive unit with decreasing MS values but increasing TOC toward the top, Unit 2 is a brownish massive unit with fluctuating MS values and lower values of TOC. In core CHA13-4, E1 is on the contrary characterized by a dark brownish massive facies with locally some tilted laminas associated with strongly contrasting MS values. Following the classification of **mass wasting deposits** of Mulder & Cochonat (1996), this deposit is interpreted as a **slump** deposit. E1 is downslope evolving into a typical **turbidite** deposit in core CH13-7b where MS values and visual descriptions are clearly showing a fining upward structure above a sharp sandy base. Higher TOC content in E1 (Figure 26.9) at this site are similar to the organic rich Unit 3 retrieved in the lower part of core CHA13-7B. But this dark brown laminated Unit 3 is in addition characterized by lower values of MS than the **turbidite** deposit.

Based on the seismic facies and on the **sedimentary facies** of cores CHA13-4 and CHA13-7B, it is thus possible to explain the formation of a lense-shaped body and the high-amplitude reflection by the deposition of a single **sedimentary event** (E1) that formed a **slump** deposit at the edge of the basin and a **turbidite** in the deep central basin. In addition it seems very likely that E1 remolded older sediments (such as Unit 3 and part of Unit 2) previously accumulated along the slopes and the basin edges of Lake Chauvet. This interpretation is further supported by the spectral signature and the organic geochemistry of Lake Chauvet sediments from core CHA13-7B (Figure 26.10).

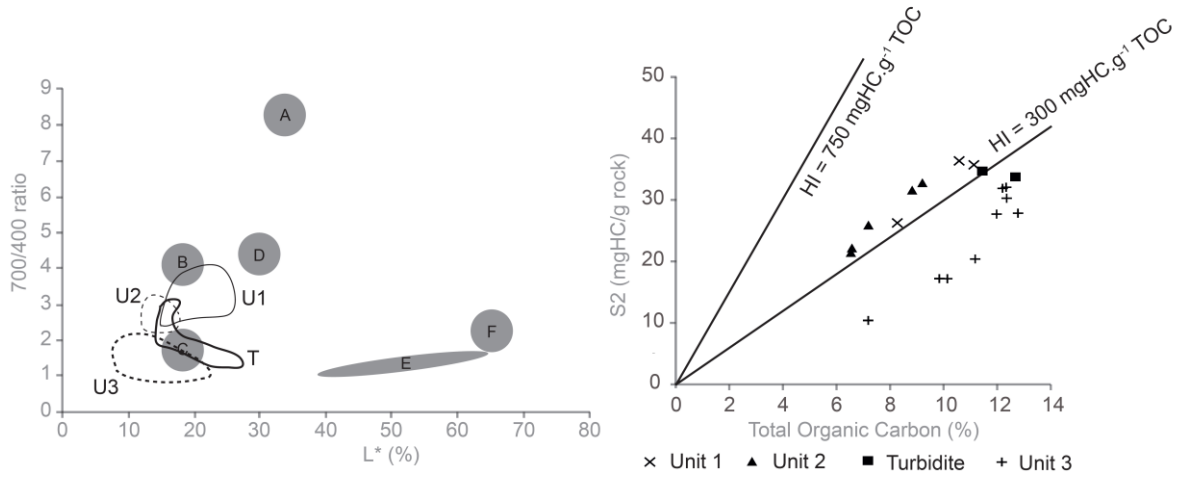


Figure 26.11. Characterization of Chauvet sediments origin and sediment sources of sedimentary event E1 based on CHA13-7B sediment spectral diffuse reflectance Q7/4 diagram (left) and Rock-Eval pyrolysis results represented by S2 vs. TOC diagram (right) where Total Organic Carbon (TOC), together with Hydrogen Index (HI) and S2 (thermal cracking of the hydrocarbon compounds) are illustrated. The two linear domains of the hydrogen index (HI=750 and HI=300 mgHCg^{-1}TOC) corresponding to algal and terrestrial poles, respectively, are also represented. In the Q7/4 diagram, the diffuse spectral reflectance signature of Lake Chauvet sedimentary units 1, 2 and 3 (U1, U2, U3) together with the turbidite deposit associated with E1 (T) are compared to the five distinct poles of sediments defined by Debret et al (2011): Iron-Rich deposits (A); Organic-rich deposits dominated by Melanoidine type (B); Organic-rich deposits dominated by altered organic matter (C); Organic-rich deposits dominated by Chlorophyll and by-products (D); Clayey deposits (E) and Carbonate deposits (F).

When plotting the spectral diffuse reflectance measurements of Lake Chauvet sediments in a Q 7/4 diagram as defined by Debret et al (2011), it clearly appears that these maar sediments are organic-rich deposits essentially dominated by altered organic matter (Figure 26.10). This is here further supported by Rock-Eval data indicating that Chauvet sediments are essentially within the terrestrial pole (especially Unit 3) based on the previous studies of Ariztegui et al (2001) and Simonneau et al (2013).

According to these two diagrams given in Figure 26.10 it is thus possible to precise that Lake Chauvet sediments deposited in the central basin are mainly originating from the remobilization of altered terrestrial organic matter from its **catchment area** (i.e. organic rich soils material). This is particularly the case for Unit 3, but it seems that unit 1 and 2 are also containing some organic matter of algal origin. This is thus suggesting that the trophic state of Lake Chauvet may have recently changed and favored algal production. Based on these two diagrams and on the available seismic reflection profiles illustrated in Figure 26.6, it is also possible to identify that the **turbidite** associated with E1 essentially remolded a mixture

of lacustrine sediments rich in organic matter of terrestrial and algal origins typical from deltaic lacustrine environments.

26.5.1. Lake Pavin basin

The deep central basin of Lake Pavin is poorly documented by seismic refection data because the acoustic signal is very quickly absorbed by gas-rich sediments (Chapron et al, 2010, Figure 26.5e). Bathymetric data (Figures 26.4 and 26.7) indicate that only the central part of the basin is very flat (2-5°), while its edges are locally affected by numerous small-scales steep slope breaks (<25°). This specific morphology suggests that the edges of Lake Pavin central basin are significantly shaped by sediment (or water) supply originating from the canyons developed along the steep slopes of the crater. Some of these canyons are in the continuity of gullies incised within the inner slopes of the **crater ring** (Figure 26.10) and some of them are in addition linked with springs in the topographic **drainage basin** (Figure 26.2).

Gravity cores from the deep central basin of Lake Pavin are characterized by organic rich in situ **diatomite** (Figure 26.8) showing low values of MS but also several abrupt peaks with very high values of MS in core PAV09-B1. As further discussed in Chapter 27, the main peak in MS at 90 cm below the lake floor in the basin has been dated and correlated with **sedimentary event** E4 identified on the plateau at PAV08 coring site. This **sedimentary event** E4 was thus probably large enough to cross the plateau and reach the deep central basin. The two others outstanding peaks in MS identified on core PAV09-B1 can also be dated (see Chapter 27) but were not identified on the plateau at site PAV08. This suggest that these two MS peaks (labeled E2 and E3) might be more local **sedimentary events** supplied by some of the canyons draining Lake Pavin steep slopes and/or the edge of the plateau.

26.6. IMPLICATION FOR NATURAL HAZARDS IN LAKE PAVIN

Maar lakes from the study area are filled with organic-rich lacustrine sediments and are exposed to subaqueous slope failures. It is today well-established that subaqueous slope instabilities in lakes (or in ocean realms) are either due (i) to changes (natural or human-induced) in sedimentation rates favoring sediment overloading; (ii) to changes in lake (sea) level controlling the weight of the water column (and thus loading of underlying sediments); (iii) to earthquake shaking producing an abrupt acceleration of gravity and cyclic loading when the site is impacted by seismic waves; (iv) to cyclic loading by waves; and/or (v) to gas hydrate destabilization within older sediments buried along margins of sedimentary basins (Mulder & Cochonat, 1996; Van Rensbergen et al, 2002; Chapron et al, 2006; Girardclos et al, 2007; St-Onge et al, 2012; Phrampus & Hornbach, 2012). All these factors may in addition combine with complex interactions in sedimentary basins to increase stresses or lower sediment strength and lead to sediment instability.

The **slump** and associate **turbidite** identified ca. 30 cm below the lake floor in Lake Chauvet are resulting from a recent subaquatic slope failure that affected its deltaic environment along relatively steep slopes (Figure 26.7). Changes in sedimentation rates in lacustrine deltaic environments can either be due to climate changes or human impact (land use in the drainage basin for example) and could favor slope failure in Lake Chauvet. According to Juvignié (1992), Lake Chauvet has been affected by a significant and abrupt lake level drop, but during the last deglaciation, when glaciers from the Puy de Sancy were retreating outside the Chauvet **crater rim**, out of the lake's drainage area. The outlet of Lake Chauvet is today rather stable since its altitude is controlled by a **moraine** ridge (Juvignié, 1992). Lake level change as a trigger for Lake Chauvet **MWD** is thus unlikely. Cyclic loading related with waves seems as well unlikely to explain this **MWD**, since Lake Chauvet is very small and not especially exposed to strong winds. Cyclic loading associated with earthquake shacking seems rather unlikely, but possible, since this volcanic area has a moderate regional seismicity (Boivin et al, 2004).

Ongoing **AMS radiocarbon** dating on core CHA13-7B should allow dating the formation of this **turbidite** in Lake Chauvet and this will be crucial to pinpoint earthquake triggering if this sedimentary event can be related to an historical earthquake and/or to a (prehistoric) period of contemporaneous **MWD** in lakes at a regional scale (Chapron et al, 2006; St-Onge et al, 2012).

Several generations of **MWDs** can be identified within Lake Pavin basin (Chapron et al, 2010, this study). Some small scale **sedimentary events** are identified either in littoral environments, on the plateau or in the basin. **Sedimentary events** affecting several sedimentary environments may however reflect an abrupt environmental change. The establishment of an **event stratigraphy** in a lake basin over longer time scales than historical chronicles or instrumental data can thus provide key elements to evaluate Natural Hazards in a given area.

Over the last millennium, a larger **slump deposit** dated on the plateau of Lake Pavin (at site PAV08) to ca. **AD** 600 (Chapron et al, 2010) can be related to **sedimentary event** E6 dated at site PAV09-C5 (Chapron et al, 2012). The occurrence of such an erosive sandy layer in shallow waters contemporaneous to the **slump deposit** on the plateau suggest that this **slump** may have been triggered by an abrupt lake level change or may have induced a destructive wave along the lake shore (Chapron et al, 2012). Similarly, as further discussed in Chapter 27, the correlation of **sedimentary event** E5 at site PAV09-C5, with the formation of the large **slide scar** at the edge of the plateau, suggest that this significant slope failure may also have been triggered by a change in lake level or may have formed and propagated a destructive wave in the lake.

As shown in Figure 26.10, the large **slide scar** in Lake Pavin occurs at 55 m water depth just next to the upper limit of the **monimolimnion**. It is thus likely that such a slope failure remolding gas rich sediments from the steep slopes and the deep central basin, can

significantly impact gas content within these permanently anoxic waters and may favor the generation of a **limnic eruption** (Chapron et al, 2010; Chapters 3 and 27, this volume).

26.7. CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

Lakes Pavin and Chauvet are two nearby relatively similar maar lakes, since they are both filled with relatively little amount of organic rich sediments highlighting different **acoustic facies** and **sedimentary facies** within littoral environments and in their deep basins. Both lakes were also relatively recently exposed to subaqueous slope failures.

The different ages of these two nearby **maar lakes** offer the possibility to track in their sedimentary archives regional environmental changes and to better define the exposure of this volcanic area of Western Europe to natural hazards related with subaquatic slides.

Lake Pavin is in addition characterized by the absence of any tributary and the presence of a wide subaquatic plateau located above its **monimolimion**. Such a specific geomorphologic and limnologic charachteristics allows the accumulation of **diatomites** either within the **mixolimnion** and the **monimolimnion**. A challenging perspective in this young volcanic lake is thus to reconstruct is the timing of meromictic conditions in the deep basin and to document how much former subaqueous slope failures from the edges of its plateau may have impacted its limnologic condition. This might as well help to better understand the exposure of volcanic areas to **limnic eruptions**, i.e. one of the less well known natural hazards but potentially very dangerous in a touristic area such the Pavin and the Puy de Sancy area of the French Massif Central.

Future investigations in these deep and steep maar lakes should also concern numerical modeling of subaquatic slope failures in order to better understand the development of **turbidites** and the generation of waves. The identification of a subaquatic outlet in Lake Pavin should also be confirmed by in situ measurements in order to better identify its impact on Pavin limnology and geochemistry.

26.8. Acknowledgements

We wish to thank Philippe Rocher (BRGM-Auvergne, Clermont-Ferrand) for providing us the multibeam bathymetric data collected within the frame of the MEEDDAAT project on the stability of Lake Pavin. Many thanks also to François and Hélène Joubert from “Le Lac Pavin” for accommodation, logistical support and fruitful discussions on Lake Pavin. Didier Jézéquel (Université Paris-Diderot) is also greatly acknowledged for logistical support, scientific discussions and the collection of gravity core PAV09-B1 from the middle of Lake Pavin. We also thanks master students from Orléans University for their contribution to the collection of gravity cores in 2009, 2010, 2011 and 2013 in lakes Pavin and Chauvet. Investigations in Lake Chauvet were possible in 2009, 2011 and 2013 thanks to the support of Christian Froissart, Thierry Amblar and the fishing club from Lake Chauvet. Pieter Van Rensbergen kindly accepted to revise this chapter and we wish to thank him for all his constructive comments on this study.

26.9. References

Albéric P, Jézéquel D, Bergonzini L, Chapron E, Viollier E, Massault M, Michard G (2013) Carbon cycling and organic radiocarbon reservoir effect in a meromictic crater lake (lac Pavin, Puy-de-Dôme, France). Radiocarbon 55, 2-3: 1029-1043.

Ariztegui D, Chondrogianni C, Lami A, Guilizzoni P, Lafargue E (2001) Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironnmental record of Lake Albano (central Italy). Journal of Paleolimnology 26: 283-292.

Behar F, Beaumont V, De B. Penteado H.L. (2001) Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP 56, 2: 111-134.

Boivin P, Besson J-C, Briot D, Camus G, de Goër de Herve A, Gougaud A, Labazuy P, de Larouzière F-D, Livet M, Mergoil J, Mialler D, Morel J-M, Vernet G, Vincent P-M (2004) Volcanologie de la Chaîne de Puys, 4ème édition, Editions du Parc Régional des Volcans d'Auvergne, Aydat, 179 pp.

Chapron E, Ariztegui D, Mulsow S, Villarosa G, Pino M, Outes V, Juvignié E, Crivelli E (2006) Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). Quaternary International 158: 58-71.

Chapron E, Albéric P, Jézéquel D, Versteeg W, Bourdier J-L, Sitbon J (2010) Multidisciplinary characterization of sedimentary processes in a recent maar lake (Lake Pavin, French Massif Central) and implication for natural hazards. Natural Hazards and Earth System Sciences 10: 1-13.

Chapron E, Ledoux G, Simonneau A, Albéric P, St-Onge G, Lajeunesse P, Desmet M (2012) New evidence of Holocene mass wasting events in recent volcanic lakes from the French Massif Central (Lakes Pavin, Montcineyre and Chauvet) and implications for Natural Hazards *in* Yamada et al. (eds.) *Submarine Mass Movements and Their Consequences,* Advances in Natural and Technological Hazards Research 31: 255-264.

Debret M, Chapron E, Desmet M, Rolland-Revel M, Magand O, Trentesaux A, Bout-Roumazeille, Nomade J, Arnaud F (2010) North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. Quaternary Science Reviews 29: 2185-2200.

Debret M, Sebag D, Desmet M, Balsam W, Copard Y, Mourier M, Susperrigui A-S, Arnaud F, Bentaleb I, Chapron E, Lallier-Vergès E, Winiarski T (2011) Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram". Earth-Science Reviews 109: 1-19.

Gewelt M, Juvigné E (1988) Téphrochronologie du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Cantal, le Cézallier et les Monts Dore (Massif Central, France) : résultats nouveaux et synthèse. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire 25: 25-34.

Girardclos S, Schmidt OT, Sturm M, Ariztegui D, Pugin A, Anselmetti FS (2007) The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. Marine Geology 241: 137-154.

Jézéquel D, Sarazin G, Prévot F, Viollier E, Groleau A, Michard G (2011) Bilan hydrique du lac Pavin. Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne, 74-75 :67-90.

Juvigné E (1992) Approche de l'âge de deux cratères volcaniques lacustres d'Auvergne (France). C.R. Acad. Sci. Paris 314: 404-412.

Mulder T and Cochonat P (1996) Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research 66: 43-57.

Phrampus BJ, Hornbach MJ (2012) Recent changes to the Gulf Stream causing widespread gas hydrate destabilization. Nature 490: 527-530.

Schettler G, Schwab MJ, Stebich M (2007) A 700-year record of climate change based on geochemical and palynological data from varved sediments (Lac Pavin, France). Chemical Geology 240: 11-35.

St-Onge G, Chapron E, Mulsow S, Salas M, Viel M, Debret M, Foucher A, Mulder T, Winiarski T, Desmet M, JM Costa P, Ghaleb B, Jaouen A, Locat J (2012) Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) fjords: Implications for paleoseismicity and sedimentology. Sedimentary Geology 243-244, 89-107.

Simonneau A, Chapron E, Vannière B, Wirth S B, Gilli A, Di Giovanni C, Anselmetti F S, Desmet M, Magny M (2013) Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy : implications for Holocene paleohydrology and natural hazards. Climate of the Past 9: 825-840.

Simonneau A, Chapron E, Garçon M, Winiarski T, Graz Y, Chauvel C, Debret M, Motelica-Heino M,Desmet M, Di Giovanni C (2014) Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western Frenc Alps). Quaternary Science Reviews 89:27-43.

Van Rensbergen P, De Batist M, Klerkx J, Hus R, Poort J, Vanneste M, Gramin N, Khlystov O, Krinitsky P (2002) Sublacustrine mud volcanoes and methane seeps caused by dissociation of gas hydrates in Lake Baikal. Geology 30: 631-634.

GLOSSARY

Acoustic facies: acoustic signature of sedimentary material according to the presence, frequency, amplitude, continuity and geometry of reflections on seismic profiles.

Acoustic substratum: horizon or formation absorbing acoustic waves on sub-bottom profiles, generally associated with bedrock.

AD: latin abbreviation for Anno Domini used in Julian and Gregorian calendars.

AMS radiocarbon: radiometric method using an accelerator mass spectrometry (AMS) to measure isotopic record of ^{14}C carbon in order to date an organic sample. The isotopic composition of C can be used for stratigraphic correlations.

Bedrock: a general term for the solid rock underlying unconsolidated material such as lacustrine sediments.

Catchment area: extent of the area around the lake collecting and draining rainwater.

Canyons: a deep and narrow depression between escarpments.

Crater rim (or ring): a low-relief rim of fragmental material surrounding a maar lake.

Diatomite: soft friable siliceous sedimentary rock or unit made of opaline frustules of the diatom, a unicellular aquatic plant related to the algae.

Diffuse spectral reflectance: ratio of energy reflected by a material at a specific wavelength.

Erosive layer: coarse grained sediment deposit deposited on top of an erosion surface that cuts into and eroded part of the underlying sediments. This results in a gap in time recording by sediment archives at the base of the layer.

Event stratigraphy: chronologic arrangement (stratigraphy) that record geological rare events at any scale.

Gravity cores: sedimentary cores acquired by dropping a core barrel with a weight on the lake floor

Lava: a general term for a molten extrusive volcanic formation and also for the rock that is solidified from it.

Limnic eruption: violent release of carbon dioxide from deep waters of a meromictic lake following a brutal overturn of the gas-rich monimolimnion.

Limnogeology: the branch of geology that deals with lakes aiming at reconstructing continental environmental changes through geological times, based on a multidisciplinary study of fossil or recent lacustrine sedimentary systems.

Limnology: the scientific study of the physical, chemical, meteorological, biological and ecological conditions and characteristics of all inland waters.

L* parameter: a specific spectrophotometric parameter providing the brightness of sediment.

Maar: a low-relief, broad volcanic crater formed by multiple shallow explosive eruptions. It is surrounded by a crater ring, and can be filled by water.

Magnetic susceptibility: measurement of volumic induced magnetization in a sediment linked with its grain size and content in magnetic material.

Mass wasting deposit: a general term for a deposit resulting from the dislodgement and downslope transport of material under the direct application of gravitational body stresses.

Meromictic: a lake that undergoes incomplete mixing of its waters during periods of circulation. Most often conists of a free circulating upper fresh water layer (mixolimnion) and a stagnant, often anoxic, bottom water layer (monolimnion)

Mixolimnion: the upper, low density, freely circulating layer of water of a meromictic lake.

Monimolimnion: the deep, high density, perennially stagnant or non-circulating layer of water of a meromictic lake.

Moraine: a mount, ridge, or other distinct accumulation of unsorted, unstratified glacial drift, predominantly till, deposited chiefly by direct action of glacier ice.

Onlap: description of the termination of a stratigraphic horizon (or seismic reflection) whereby the horizon terminates against the margins of a depositional basin.

Outcropping: part of a geologic formation appearing at the surface of the Earth.

Outlet: a stream flowing out of a lake, pond, or other body of standing water**.**

Phreatomagmatic: a volcanic explosion that extrudes both magmatic gases and steam caused by the contact of magma with groundwater or shallow surface water.

Piston cores: sedimentary cores retrieved from a basin fill by using a piston inside a cylinder which reduces friction by creating suction.

Reflection: acoustic horizon on seismic reflection or subbottom profiles linked to a change in acoustic impedance that is the product of sediment bulk density and sound wave velocity.

Rock fall: the free falling of a newly detached segment of bedrock of any size from a cliff or other very steep slopes.

Scoria cone: a volcanic cone formed by lava and or pyroclastics build up around a volcanic vent.

Sedimentary event: individual sedimentary bed recording rare geological events at any scale.

Sedimentary facies: lithological signature of sediments including the color and the occurrence of sedimentary structures, bedding and grain size distribution.

Sedimentary unit: sedimentary layer composed by similar sedimentary facies or any of the many characters, properties or attributes that sediments may possess.

Seismic reflection profile: a cross section through the subsurface produced by the propagation and reflection of an acoustic wave into a sedimentary basin. It represents the layering geometry in the subsurface tens of meters to kilometers below the surface, depending of the frequency)

Sub-bottom profile: a very high resolution reflection profile detailing the first few meters of the subsurface (m to tens of meters).

Slide scar: a scratch left on a sea floor/lake floor by subaqueous sliding or slumping.

Slump: the sliding-down of a mass of sediment shortly after its deposition on an underwater slope characterized by a shearing and rotary movement along a curved basal slip surface.

Tephra: material formed by volcanic explosion or aerial expulsion from a volcanic vent.

Topographic drainage basin: a surface area occupied by a drainage system bounded by drainage divide and draining into a water body.

Turbidite: a sediment deposited from a turbidity current and characterized by the development of graded bedding and moderate sorting of particles.

Volcanology: the branch of geology that deals with volcanism, its causes and phenomena.

Watershed: area draining surface- and ground-water flows entering in a water body.

Annexe 2. Chapter 27.

Lake Pavin paleolimnology and event stratigraphy

Léo Chassiot [1] ; Emmanuel Chapron [1§*]; Yannick Miras [2] ; Markus J. Schwab [3] ; Patrick Albéric [1]; Aude Beauger [2] ; Anne-Lise Develle [4] ; Fabien Arnaud [4] ; Patrick Lajeunesse [5] ; Renata Zocatelli [1] ; Sylvain Bernard [6] ; Anne Catherine Lehours [7] ; Didier Jezéquel [8]

1) ISTO « Institut des Sciences de la Terre d'Orléans », UMR 7327 CNRS-Université d'Orléans-BRGM, Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre, Campus Géosciences, 1A rue de la Férolerie, 45071 Orléans Cedex 2, France

2) GEOLAB UMR 6042 CNRS-Université Blaise Pascal-Maison des Sciences de l'Homme,

4 rue Ledru, 63057 Clermont-Ferrand Cedex 1, France

3) GFZ, Helmholtz Zentrum Potsdam, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany

4) EDYTEM « Environnement, Dynamiques et Territoire de la Montagne », UMR 5204 CNRS-Université de Savoie, Bâtiment Pôle Montagne, 73376 Le Bourget du Lac Cedex, France

5) CEN « Centre d'études nordiques », Département de Géographie, Université Laval, Québec, QC G1VOA6, Canada

6) LMCM « Laboratoire de Minéralogie et Cosmochimie du Museum », UMR 7202 CNRS-Museum National d'Histoire Naturelle (MNHN) USM 0205, Case Postale 52, 61 Rue Buffon, 75005 Paris, France

7) LMGE « Laboratoire Micro organismes : Génome et Environnement », UMR 6023 CNRS-Université Blaise Pascale, Bâtiment de Biologie A, Les Cézeaux, Avenue des Landais, BP 80026 63171 Aubière Cedex, France

7) LGE « Laboratoire de Géochimie des Eaux », UMR 7154 CNRS - Université Paris-Diderot & Institut de Physique du Globe de Paris, 75205 Paris Cedex 13, France

*Corresponding author: Phone: +33561503757, emmanuel.chapron@univ-tlse2.fr

§ Present address: GEODE UMR 5602 CNRS - Université Jean Jaurès Toulouse 2, 5 Allée A. Machado, 31058 Toulouse Cedex 9, France

ABSTRACT

In this chapter we present an up-to-date database of sedimentary sequences retrieved from Lake Pavin during the last fifty years in both oxic and anoxic waters. The detailed history of this mid Holocene crater lake can be reconstructed from the correlation of radiocarbon dated sedimentary sequences of the deep central basin, the subaquatic plateau and the littoral environments. High-resolution measurements of sediment composition (diffuse spectral reflectance, XRF core scanning) combined with the analysis of organic matter composition and preliminary pollen and diatom assemblages investigations on selected sediment cores are used to reconstruct (i) the evolution since ca. 7000 cal BP of Lake Pavin limnology together with its radiocarbon reservoir effect and (ii) the impact of a wide range of subaquatic slope failure events. Such a multidisciplinary approach of Lake Pavin basin fill revealed contrasted sedimentation patterns just after the volcanic eruption and following the development of a dense vegetation cover along the slopes of the crater. Pavin sedimentation is rapidly and largely dominated by organic rich and finely laminated diatomite formation, but several short periods of enhanced mineral inputs might reflect the influence of wetter periods, such as the Little Ice Age. Over the last millennium two large subaquatic mass wasting events are also identified and may have significantly impacted its limnology. Four smaller scale sedimentary events related with more limited subaquatic slope failures are in addition identified, dated and correlated with regional historical earthquakes. One slope failure event may be eventually associated with a “moderate” limnic eruption in AD 1783. Since the end of the 18th century, enhanced subaquatic slope instabilities (and thus a higher sensitivity to regional seismicity) may have resulted from the perturbation of subaqueous sediment pore pressure after the artificial lake level drop by ca. 4 m.

Keywords: paleolimnology, slope failures, sedimentary event, natural hazards, maarlake.

27.1. INTRODUCTION

While Lake Pavin limnology has been intensively studied in the past (Parts I and II, this volume), its evolution since the lake formation ca. 7000 years ago, is still poorly known. Such a reconstruction of past environmental changes in this young crater lake can be achieved through the reconstruction of its **paleolimnology** based on a multidisciplinary approach of its sedimentary archives. This chapter aims thus (i) at presenting an up to date synthesis of available long sedimentary sequences, their chronologies and sediment proxies of environmental changes retrieved in the basin of Lake Pavin and (ii) at illustrating how the integration of different aspects of earth sciences (geomorphology, sedimentology, geophysics, geochemistry and geochronology), ecology and historical archives can provide instructive understanding of sedimentary processes and sedimentary record of environmental changes associated with climate evolution, geological hazards and human activities in a lake of volcanic origin.

Maar lakes basin fills are frequently considered as key environments for paleoclimate reconstructions (Sifeddine et al., 1996; Thouveny et al., 1994; Oldfield, 1996; Ariztegui et al., 2001; Brauer et al., 1999; Caballero et al., 2006 ; Augustinus et al., 2012; Zolitschka et al., 2013**)** but little is known about the triggering factors of gravity reworking phenomena and related natural hazards (Giresse et al., 1991; Truze & Kelts, 1993; Bacon et al., 2002; Bani et al., 2009). There is particularly a need to improve our understanding of subaquatic slope stabilities, since **maar** basins are frequently characterized by steep slopes, a conical morphology and no large inflows (Chapter 26, this volume). Maar basins thus constitute peculiar environments to investigate the impact of sub-aquatic landslide(s) and the possible development of violent waves or crater outburst(s). In a **meromictic maar** lake such as Lake Pavin (or Lake Nyos, Cameroon) where the development of a permanent anoxic deep water body (i.e. **monimolimnion**) can favor high concentrations of biogenic and mantle-derived gases (such as CO_2 and CH_4, Camus et al., 1993; Aeschbach-Hertig et al., 1999, Albéric et al., 2013), an additional natural hazard may also be related to deep water degassing (i.e. **limnic eruption**, cf. Sigurdsson et al., 1987; Schmid et al., 2005; Caracausi et al., 2009; Mott & Woods, 2010).

Radiocarbon dated long sediment cores recently collected in Lake Pavin (Figure 27.1) provide new insights on dominating sedimentary processes in a **maar** lake and environmental history of this mid latitude volcanic region of Western Europe largely exposed to the climatic influence of the Atlantic Ocean (Stebich et al., 2005; Schettler et al., 2007).

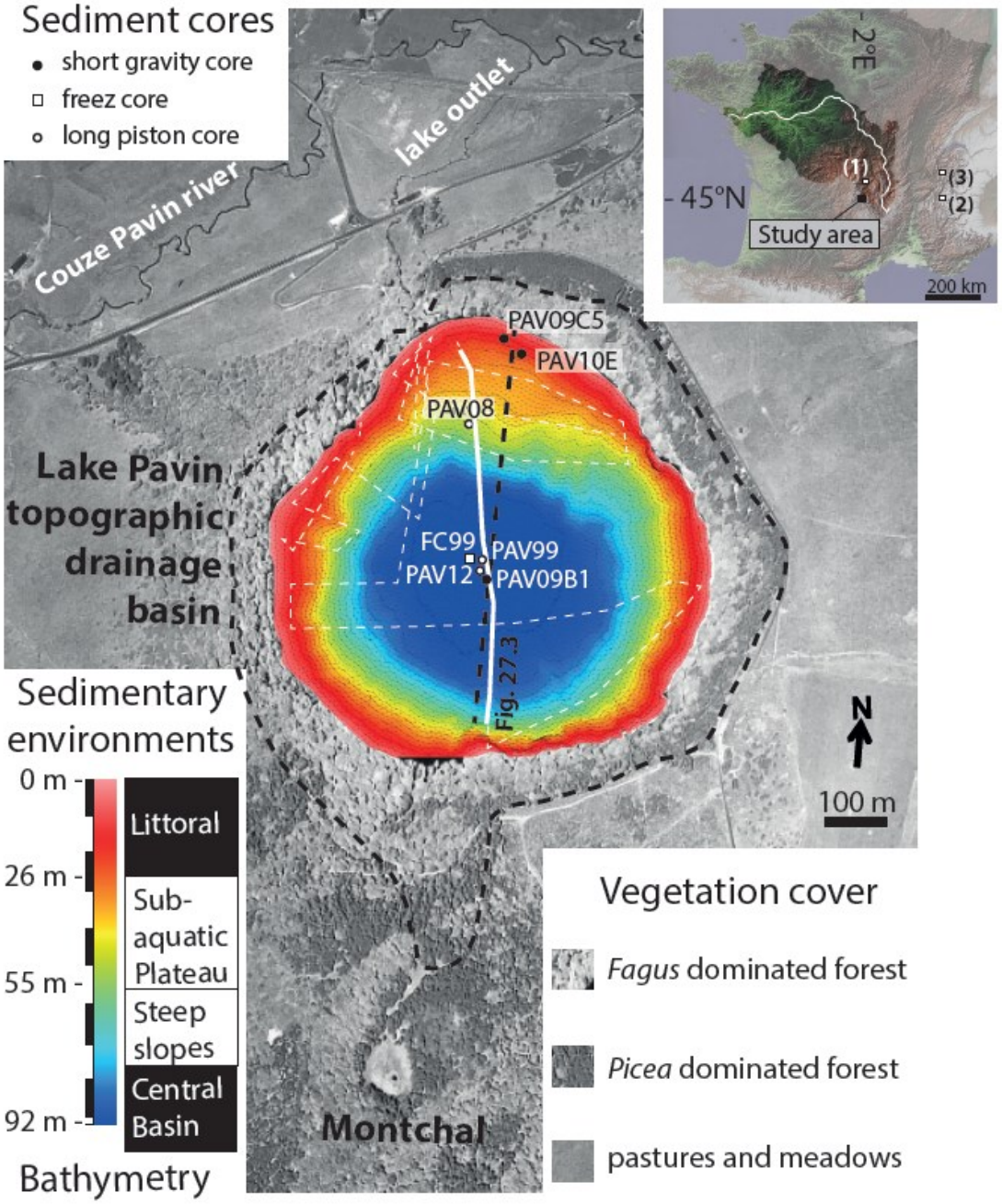


Figure 27.1. General location of Lake Pavin in the French Massif Central (upper right panel) and detailed location of Lake Pavin key sediment cores discussed in the text (central panel). Present day vegetation cover of Lake Pavin drainage basin is also indicated. The multibeam bathymetric map and the grid of 12 kHz seismic reflection profiles (white dotted lines) and the 3.5 kHz seismic reflection profile (black dotted lines) used together with gravity, piston and freeze cores to identify four main sedimentary environments from the littoral to the deep central basin are also indicated an further presented in Chapter 26 (this volume). The location of the 12 kHz seismic profile illustrated in Figure 27.3 is also given (thick white line). The general location of Lake Aydat (1), Lake Blanc Huez (2) and Lake Le Bourget (3) discussed in the text is also given.

27.2. SPECIFIC SETTING OF LAKE PAVIN

The **outlet** of the lake is deeply incised into the northern walls of the crater rim (Chapron et al., 2010) and connected to the Couze Pavin, a tributary of the Allier River in the drainage basin of the Loire River (figures 26.1 and 27.1). The topographic drainage basin of Lake Pavin is today densely covered by mixed deciduous/coniferous forest (Figure 27.1) compared to nearby environments in this mid altitude region where the vegetation cover has been deeply affected by human activities (and particularly agropastoral activities) since the Roman period and the Middle Age (Stebich et al., 2005; Miras et al., 2004; Lavrieux et al., 2013).

This Lake Pavin region is characterized by an oceanic-montane climate (Stebich et al., 2005; Schettler et al., 2007) with significant annual thermal amplitude (between -5 and 20°C, mean annual temperature of 6.5°C) and precipitations (mean annual value between 1600 and 1700 mm). Because of the morphology of its **crater rim**, Lake Pavin is protected from regional winds, and is poorly exposed to sunlight. It is thus usually frozen during winter months while its drainage basin is frequently snow covered.

Another key feature of Lake Pavin is the occurrence of underwater springs that provide oxygenated waters at around 60 m water depth within the lake (Bonhomme et al., 2011; Jézéquel et al., 2011; Albéric et al., 2013, Figure 26.2), matching the boundary between the **monimolimnion** and the **mixolimnion** (Figure 26.10). Not far from the subaerial outlet (occurring at 1197 m altitude), a subaquatic outlet has also been identified between 12 and 26 m water depths on multibeam bathymetric data. As summarized in Figure 27.1 and further detailed in Chapter 26 (NEW NUMBER?) (this volume), the isobath -26 m also matches the boundary between a littoral sedimentary environment contrasting with the accumulation of in situ **diatomite** on the gentle slopes of a subaquatic plateau extending down to -55 m water depth in the northern part of Lake Pavin. The southern edge of this subaquatic plateau is in addition characterized by a fresh **slide scar** clearly identified on bathymetric and seismic reflection data (Figure 26.4, 26.5 and 26.10). Finally, a 92 m deep flat central basin characterized by gas-rich sediments dominated by **diatomites** is draining steep slopes and numerous active canyons.

Such a specific hydrological and geomorphological context of Lake Pavin has to be taken into consideration when reconstructing the evolution of its limnology and surrounding environments over several millennia.

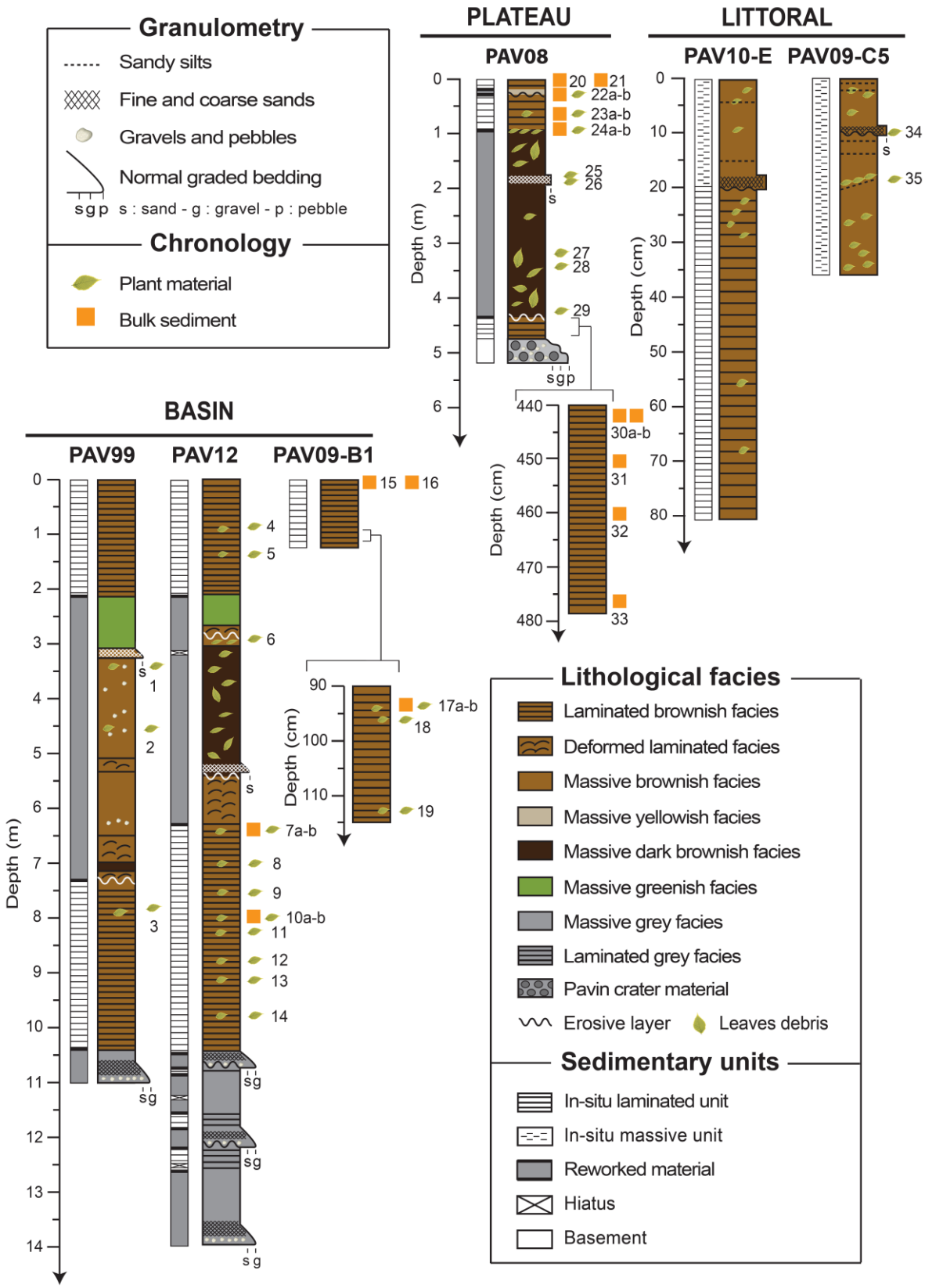


Figure 27.2. Synthetic illustration of lithological logs of key sediment cores from Lake Pavin retrieved in the deep central basin (PAV99, PAV12, PAV09-B1), the plateau (PAV08) and littoral environments (PAV10-E and PAV09C5). The location and code of radiocarbon samples (bulk sediment or plant material) detailed in Table 1 are also indicated.

27.3. LAKE PAVIN SEDIMENTARY SEQUENCES

27.3.1. Sediment cores and sedimentation rates

First short cores (< 1m long) collected in Lake Pavin were realized at the end of the '60' by divers in littoral environments and these sediment cores were sampled on shore. Based on bulk sediment radiocarbon dates, Delibrias et al. (1972) discussed the age of Lake Pavin and suggested very low sedimentation rates. In the early '90', Martin et al. (1992) published, however, much higher recent accumulation rates on the plateau by 48 m water depths (between 1 and 4 mm/year) and in the deep central basin (between 0.8 and 7 mm/year) of Lake Pavin based on short gravity cores sampled on shore and coupling radionuclide dating (^{210}Pb, ^{226}Ra) with cosmogenic isotope measurements (^{32}Si) on sediments.

High sedimentation rates (ranging between 1 and 3.4 mm/year over the last 700 years) were confirmed latter by Stebich et al. (2005) and Schettler et al. (2007) in the deep central basin of Lake Pavin based on sediment annual laminations (i.e. **varves**) counting with a microscope from sediment microscopic **thin-section** sub sampled on a 182 cm long gravity core (PAV 1-3) retrieved in 1999 and on a 198 cm long freeze-core (FC1) retrieved in 2001 (Figure 27.1). Freeze-core technology (Kulbe & Niederreiter, 2003) was here particularly adapted to recover a well-preserved sedimentary sequence in such fine-grained and gas rich lacustrine deposits accumulated in the deep and cold waters. These conditions in Lake Pavin are indeed favoring gas expansion when a sediment core is taken out of the lake.

The first long piston core PAV99 (figures 27.1 and 27.2) was collected in 1999 by the GFZ Potsdam in the deep central basin of Lake Pavin from an UWITEC coring platform using a 3 m long UWITEC piston corer. An 11 m long synthetic master core lithology has then been established based on the correlation of overlapping split core sections retrieved at nearby locations. The study of this first long core from Lake Pavin has not yet been published, because (i) of the bad quality of sediment piston cores (due to sediment expansion by degasing) precluding the generation of good quality **thin sections** and **varve** counting, (ii) a complex succession of contrasted lithologies and (iii) a limited number of organic macro-remains found on split core sections suitable for **AMS radiocarbon** dating technics (Table 27. 1).

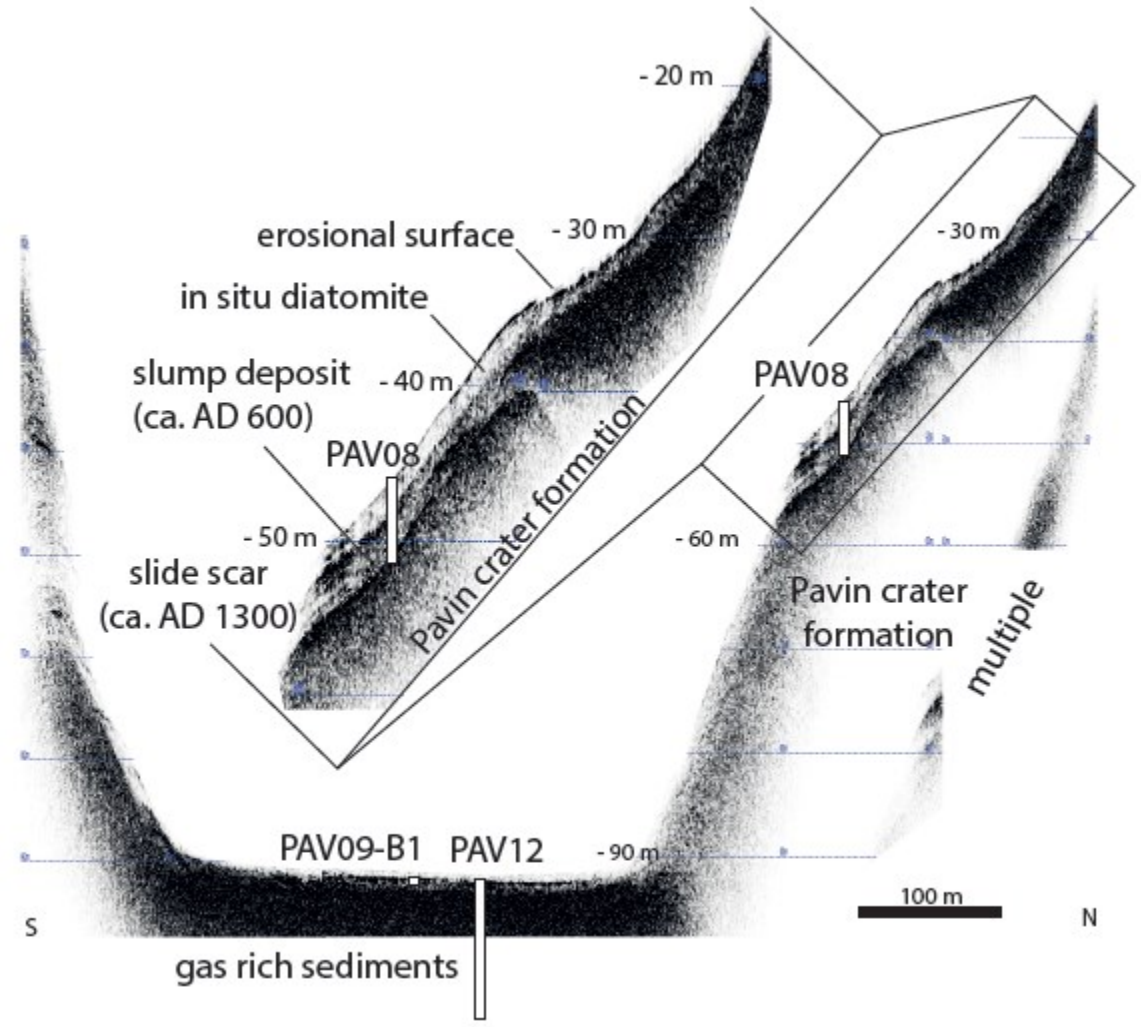


Figure 27.3. Lake Pavin high-resolution seismic reflection profiles illustrating the development of contrasted acoustic facies above the subaquatic plateau formed by the Pavin crater formation. In the central basin, gas content in the sediment is preventing any penetration of the acoustic signal. In this part of the lake, the basin fill is thus only documented by sediment cores (PAV09-B1 and PAV12). The location of shallower core PAV08 is also indicated and allow a detail calibration of several acoustic facies associated with in situ deposits (diatomites) and reworked sediments (ca.AD 600 slump deposit and ca. AD1300 slide scar). The location of each seismic section is given in Figure 27.1.

Core	Depth (cm)	Laboratory reference	Material	Radiocarbon age (BP)	Reference number
PAV99	335	Poz-656	Leaves	1490 +/- 30	1
PAV99	465	Poz-657	Leaves	1700 +/- 35	2
PAV99	795	Poz-655	Leaves	2180 +/- 30	3
PAV12	81	Beta-336274	Leaves	1190 +/- 30	4
PAV12	137	Lyon-10961	Leaves	220 +/- 30	5
PAV12	287 - 289	Beta-336272	Leaves	2210 +/- 30	6
PAV12	645 - 646	SacA34984	Leaves	1730 +/- 30	7a
PAV12	645 - 646	SacA34985	Bulk sediment	5513 +/- 30	7b
PAV12	701	Lyon-10963	Leaves	2195 +/- 35	8
PAV12	755	Beta-336273	Leaves	2400 +/- 30	9
PAV12	798	SacA34983	Leaves	4170 +/- 30	10a
PAV12	798	SacA34997	Bulksediment	5535 +/- 30	10b
PAV12	827	Beta-335372	Leaves	3400 +/- 30	11
PAV12	880 - 881	Beta-335371	Leaves	3940 +/- 30	12
PAV12	919	Beta-335370	Leaves	4400 +/-40	13
PAV12	978.5	Lyon-10962	Leaves	5250 +/- 35	14
PAV09-B1	0.5 - 1	SacA-28952	Bulk sediment	2965 +/- 30	15
PAV09-B1	1 - 1.5	SacA-28953	Bulk sediment	2445 +/- 30	16
PAV09-B1	94.5	SacA-19661	Leaves	440 +/- 35	17a
PAV09-B1	94.5	SacA-19657	Bulk sediment	6170 +/- 50	17b
PAV09-B1	96.5	Poz-33126	Leaves	150 +/- 30	18
PAV09-B1	113	Poz-33125	Leaves	1010 +/- 30	19
PAV08	0.2 - 0.7	SacA-19655	Bulk sediment	2070 +/- 40	20
PAV08	3 - 4	SacA-19656	Bulk sediment	5205 +/- 45	21
PAV08	23	Poz-31851	Leaves	1210 +/- 65	22a
PAV08	22.5 - 23.5	Poz-31852	Bulk sediment	3765 +/- 35	22b
PAV08	71	Poz-27046	Leaves	1290 +/- 35	23a
PAV08	70.5 - 71.5	SacA-19658	Bulk sediment	5960 +/- 50	23b
PAV08	97	Poz-27047	Leaves	1430 +/- 21	24a
PAV08	96.5 - 97.5	SacA-19659	Bulk sediment	6795 +/- 45	24b
PAV08	178.5	Poz-31849	Leaves	3180 +/- 35	25
PAV08	181	Poz-31850	Leaves	1975 +/- 35	26
PAV08	320	Poz-31848	Leaves	4350 +/- 35	27
PAV08	344	Poz-27050	Leaves	4995 +/- 35	28
PAV08	421	Poz-27051	Leaves	4820 +/- 40	29
PAV08	441 - 442	Poz-45411	Bulk sediment	7620 +/- 50	30a
PAV08	441 - 442	Poz-48070	Bulk sediment	8370 +/- 50	30b
PAV08	450 - 451	Poz-45413	Bulk sediment	5865 +/- 35	31
PAV08	460 - 461	Poz-45414	Bulk sediment	6580 +/- 40	32
PAV08	476 - 479	Poz-27052	Bulk sediment	6090 +/- 40	33
PAV09-C5	9	ULA-2376	Leaves	855 +/- 15	34
PAV09-C5	18	Poz-33125	Leaves	1355 +/- 35	35

Table 27.1. Radiocarbon dates obtained from terrestrial organic remains (leaves) or bulk organic sediment samples retrieved in sediment cores from the deep central basin, the plateau and littoral environments of Lake Pavin. Reference numbers of each date are also given in Figure 27.2.

The apparent contradiction between low sedimentation rates estimated by Delibrias et al. (1972) and higher ones identified by Martin et al. (1992) also supported by **varve** counting over several centuries (Stebich et al., 2005; Schetlter et al., 2007), has only recently been explained by Albéric et al. (2013). This recent study identified an organic **radiocarbon reservoir effect** (ca. 2500 yrs) in Lake Pavin linked to its meromicticity comparing **AMS radiocarbon ages** from different organic carbon pools in the lake waters, together with **AMS radiocarbon ages** from bulk samples of organic rich lacustrine sediments and organic macro remains (leaves) from PAV08 piston core (Table 27.1). Based on this study, a **radiocarbon reservoir effect** is clearly identified over the last 1300 years at least, but is only suspected and modeled earlier because no organic macro remains were found at the base of PAV08 and could be compared to radiocarbon ages of bulk sediment samples.

PAV08 coring site is including short core PAV08-P1 presented in Chapter 26 (this volume) and is up to ca. 5 m long (Figure 27.2). It was collected in 2008 by EDYTEM and ISTO laboratories on the subaquatic plateau by 46 m water depth (Figures 27.1 and 27.3) from an UWITEC coring platform using either a 3 m or a 2 m long UWITEC piston corer as detailed in Chapron et al. (2010). This coring site (45°29.86'N/2°53.24'E) was selected within the **mixolimnion** of Lake Pavin based on multibeam bathymetric and seismic reflection data (Figure 27.3 and Chapter 26, this volume).

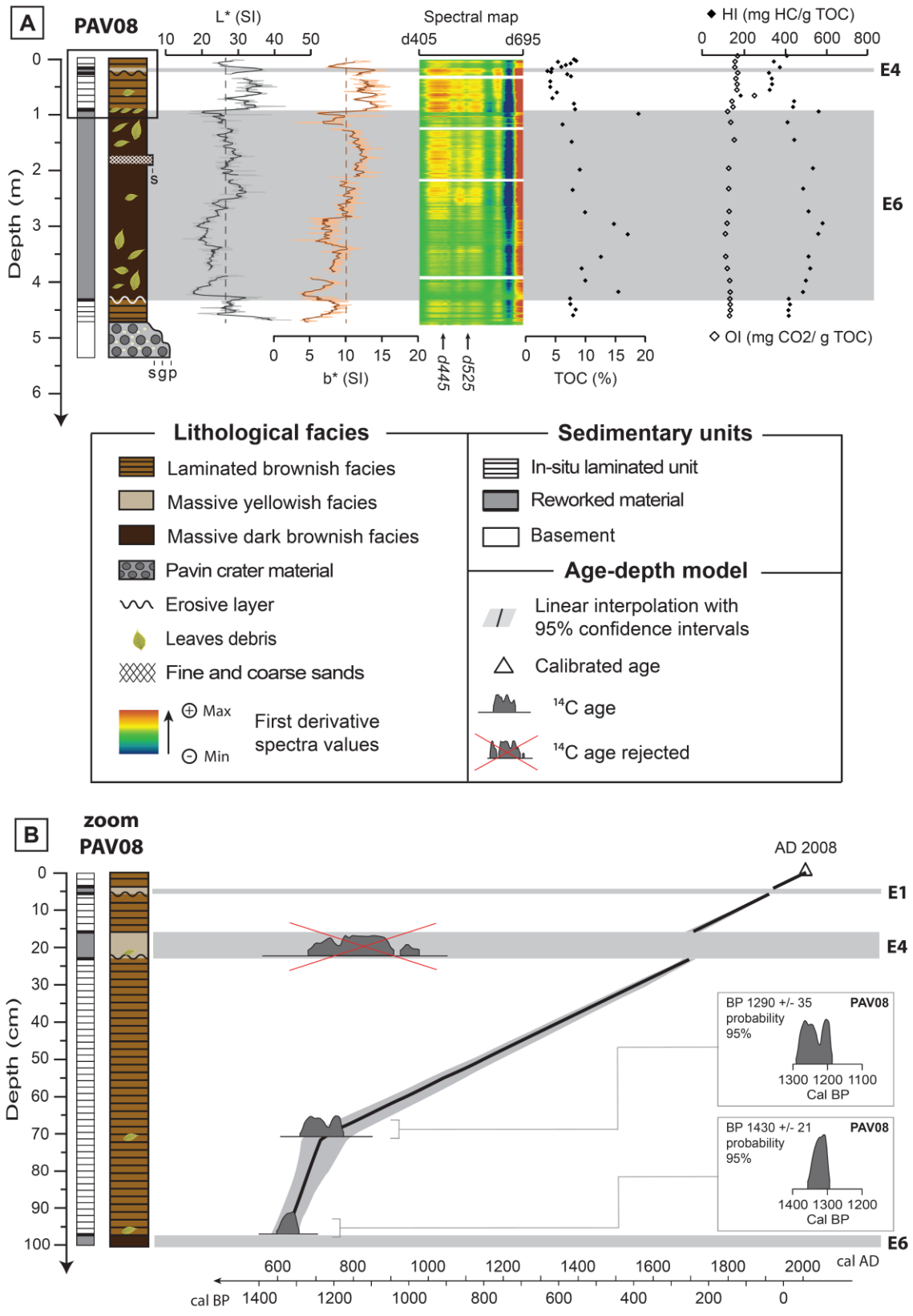


Figure 27.4. multi-proxies analyses on core PAV08 (A) and associated age-depth model of the upper unit (B) with calibration results with IntCal13 (Reimer et al., 2013). For continuous measurements, thick and dashed lines represent respectively a moving average and the mean. Sedimentary events E1, E4 and E6 disc used in the text are highlighted by grey bars.

Short gravity cores PAV10-E, PAV09-C5, and PAV09-B1 were in addition retrieved by 17.5 m, 20 m and 92 m water depth, respectively (Chapter 26, this volume). As shown in Figure 27.2 and Table 27.1 two leave debris were dated by **AMS radiocarbon** from core PAV09-C5 (Chapron et al., 2012), and also both leave debris and bulk sediment samples from three different horizons in core PAV09-B1 (Albéric et al., 2013). These radiocarbon ages allowed dating two major **sedimentary events** in core PAV09-C5 retrieved in a littoral environment (see Chapter 26) and to document **radiocarbon reservoir effect** within the **monimolimnion** in core PAV09-B1.

During summer 2012, a 14 m long piston core (PAV12, Figures 27.1 and 27.2) was finally retrieved by EDYTEM and LMGE laboratories from the center of the lake at the same location than core PAV09-B1 (45°29.74'N/2°53.28'E). Up to eleven samples of leaves debris and two samples of bulk sediment were recently dated by **AMS radiocarbon** (Table 27.1) in order to set an age-depth model and to conduct a multi proxy study of contrasted sedimentary facies and successive **sedimentary events** as detailed below.

27.3.2. Sedimentary records within the mixolimnion.

As shown in Figure 27.1 and further described in Chapter 26 (this issue), two main sedimentary environments are identified below the lake floor on **seismic reflection profiles** and sediment cores in Lake Pavin within its **mixolimnion**:

(i) a littoral environment (extending from the shore lines to the 26 m isobath) characterized by a transparent **acoustic facies** and a massive brownish **sedimentary facies** with some sandy layers and frequent leaves debris as illustrated in cores PAV09-C5 and in the upper part of PAV10-E in Figure 27.2 and,

(ii) *in situ* **diatomite** deposits between ca. 26 m and 55 m water depth on the subaquatic plateau developed in the northern part of the lake (Figure 27.1). These lacustrine sediments are characterized by a faintly stratified **acoustic facies** with few low amplitude continuous **reflections** (Figure 27.3) and a finely laminated **sedimentary facies** developing brownish and greenish laminas rich in diatoms as illustrated in PAV08 piston core (Chapron et al., 2010) and in the lower part of PAV10-E short core (Figure 26.8).

The signature of these littoral sediments (Figure 26.8) and diatomite sediments (Figure 27.4), measured by **diffuse spectral reflectance** (DSR), **magnetic susceptibility** (MS) and Rock-Eval (RE) **pyrolysis** allows further characterizing the different **sedimentary units** documented by Chapron et al. (2010) in core PAV08. While DSR and MS measurements are considered as good indicators of sediment composition (Debret et al., 2010), RE **pyrolisis** is documenting organic matter geochemistry by the quantification of total organic carbon (TOC), **hydrogen index** (HI) and **oxygen index** (OI) as detailed in Behar et al. (2001) and used to precise the origin (terrestrial or lacustrine) of sedimentary organic matter in lacustrine

environments as illustrated by Simonneau et al. (2013a; 2014) and Schettler & Albéric (2008).

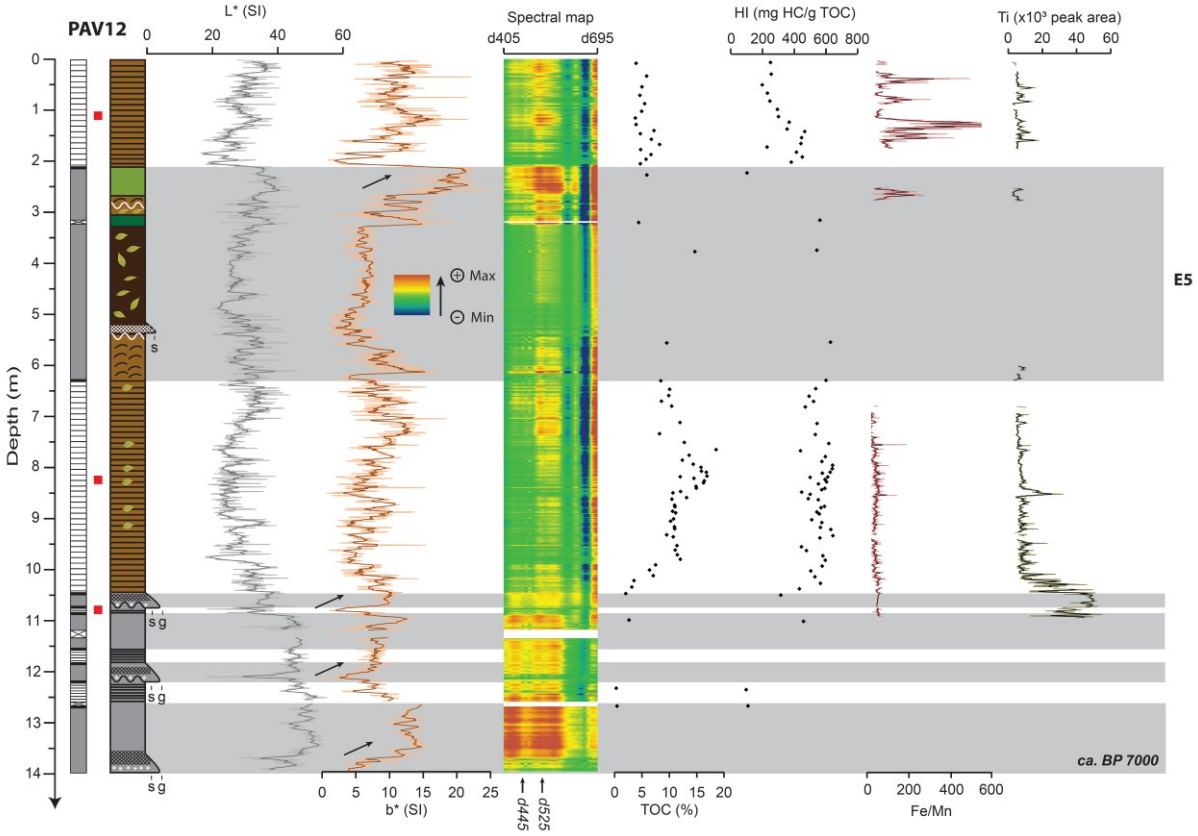


Figure 27.5. Detailed multi-proxies analyses performed on core PAV12. Grey squares represent reworked material. L and b* are parameters derived from spectrophotometric analyses. The spectral map shows first derivatives relative intensities with d445 and d525 used as proxies of iron oxides. Percent TOC and Hydrogen Index (HI) are provided by Rock-Eval 6 analyses. Ti content and Fe/Mn where measured by X-Ray Fluorescence. Red squares report samples for SEM images presented in Figure 27.8. Black arrows are highlighting turbidites intercalated within laminated sediments (basal unit) or above a major Mass-Wasting Deposit (E5).*

Based on these new measurements, littoral sediments and **diatomites** are highlighting similar DSR spectrums, but littoral sediments are generally characterized by higher MS values than the **diatomites**. DSR spectrums from Lake Pavin sediments are in particular highlighting typical first derivative wavelength values of ironoxy-hydroxides such as goethite characterized by higher values at 445 and 525 nm (Debret et al., 2011, Simonneau et al., 2014). TOC values between 5 and 8 % in littoral sediments are in addition generally slightly lower than the ones from the **diatomites** oscillating between 8 and 10 %.

In a former study, Chapron et al. (2010) identified two distinct **diatomite** units in core PAV08 based on their **sedimentary facies**. This distinction is further confirmed here by sediment measurements on core PAV08 clearly showing the occurrence of (Figure 27.4):

- an upper **diatomite** unit (from the lake floor interface to 97 cm core depth) characterized by increasing TOC but decreasing HI values, and higher values of L* and b* (i.e. CIELab values of sediment reflectance, with L* parameter measuring sediment brightness, and b* parameter measuring sediment color variations from blue to yellow, cf. Debret et al., 2011) ;
- a lower **diatomite** unit (from 439 cm to 476 cm core depth) characterized by lower TOC values (around 8 %), higher HI (around 400 mg HC/g TOC) and darker sediments (lower L* and b* values).

Based on these high resolution measurements of sediment color and organic matter composition in PAV08, it is in addition possible to distinguish the intercalation of several contrasted layers within these **diatomites** accumulated on the plateau (Table 27.2). **Sedimentary event** 1 (E1 in Figure 26.8) is a 2 cm thick light colored (higher L* values) layer identified at 5 cm core depth associated with an abrupt drop in TOC and HI values. **Sedimentary event** 4 (E4 in Figures 26.8 and 27.4) is a thicker (up to 6.5 cm thick) and very similar layer (with lower TOC and HI values) easily visible on digital pictures between 17 cm and 23.5 cm core depth (Figure 26.8). **Sedimentary event** 6 (E6 in Figure 27.4) is a 340 cm thick dark brown layer (lower L* and b* values) rich in leave debris identified between 97 cm and 439 cm core depth. Unlike E1 and E4, E6 was previously documented in PAV08 and on seismic profiles (Chapron et al., 2010; 2012). This thick sedimentary event is developing a transparent to chaotic **acoustic facies** (Figure 27.3) and is identified above most of the plateau (Figure 26.5). The remarkable variability of L*, b*, TOC and HI values within E6, together with fluctuating sediment density, available **AMS radiocarbon** dates (Table 27.1) and its acoustic facies are indicating that this layer is a **slump deposit** following the classification of Mulder & Cochonat (1996). This subaquatic **slump deposit** is remolding a mixture of lacustrine and terrestrial material and is capped by a remarkable accumulation of numerous leaves and leave debris that were dated to 1290 +/- 35 ^{14}C Before Present (BP) by **AMS radiocarbon** (Table 27.1).

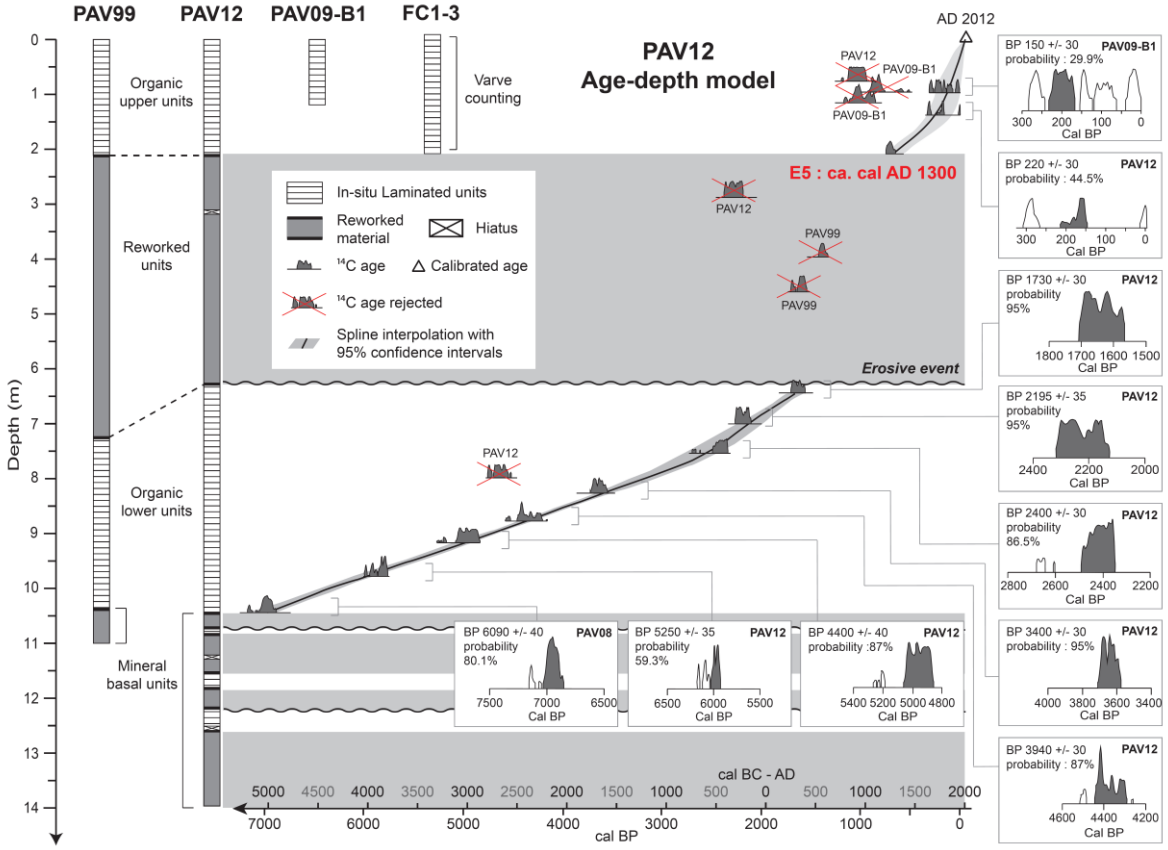


Figure 27.6. Age depth model of core PAV12 based on AMS radiocarbon ages from organic macro remains using the Intcal09 calibration curve from Reimer et al. (2009), the identification of reworked deposits intercalated within the central basin fill and the application of a spline interpolation between the dating points using the CLAM software (Blaauw, 2010). Varves counting established on a twin core retrieved from deep basin of Lake Pavin (Schettler et al., 2007) is supported by two radiocarbon dates (one from PAV09-B1 and one from PAV12). Grey squares correspond to reworked material associated with sedimentary events as discussed in the text.

Two **sedimentary events** (E 5 and E6) are also identified within a littoral environment in core PAV09-C5 (Figure 26.8): E 5 is a 1 cm thick erosive sand layer rich in leave debris at 9 cm core depth, while E6 is a 1 cm thick layer at 18 cm core depth, very rich in leaves and also containing few gravels and some fine sands (Chapron et al., 2012). As shown in Table 27.1, leave debris from E5 and E6 were dated by **AMS radiocarbon** to 855 +/- 15 ^{14}C BP and 1355 +/- 35 ^{14}C BP, respectively.

Using the IntCal13 radiocarbon calibration curve from Reimer et al. (2013), **AMS radiocarbon** ages ^{14}C BP can be accurately calibrated and converted in year cal BP or cal AD (Anno Domini, i.e. calendar year). This method is giving similar calibrated ages for E6 in core PAV08 (cal AD 630 +/- 15) and in core PAV09-C5 (cal AD 660 +/- 15). Based on their similar age clustering around AD 650, striking sediment layers identified within Lake Pavin littoral environment (at 18 cm in core PAV09-C5) and between **diatomite** deposits (from 97 cm to 439 cm in core PAV08) can be correlated and linked to a single **sedimentary event** (E6). This event E6 has different sedimentary signatures in shallower and deeper parts of the plateau, suggesting that such subaquatic sediment slumping along the plateau was probably sufficiently large and fast to generate erosive waves along the shore lines of Lake Pavin and to develop at site PAV09-C5 a coarse grained layer rich in terrestrial organic macro remains by 20 m water depth (Chapron et al., 2012).

No organic macro remains were found on top of E1 and E4 in core PAV08, but it is still possible to estimate their age, based on the establishment of an age-depth model using calibrated **AMS radiocarbon** date following Reimer et al. (2013) and the depth of radiocarbon samples. Considering that these **sedimentary events** were rapidly deposited, in such age-depth model, the core depths should be, however, corrected from the thicknesses of each **sedimentary events**. Figure 27.4 B illustrates such PAV08 age-depth model based on the linear interpolation of two available dates in the upper diatomite unit using the CLAM software (Blaauw, 2010). One radiocarbon age being too old was found within E4. Because this sample was likely reworked from the catchment area it can't be used to construct the age-depth model. Figure 27.4, illustrate thus the new age-depth model of the upper **diatomite** unit in PAV08 and allows dating E1 to cal AD 1915 +/-5 and E4 to cal AD 1700 +/-15 (Tables 27.1 and 27.2).

At the base of PAV08, between 476 cm and 509 cm core depth, a light grey to brownish gravels and pebbles in a coarse sand and silty matrix were sampled and analyzed (Chapron et al., 2010). Within this coarse-grained sedimentary facies, ca. 40 % in clast number consists of crystalline rocks, ca. 30 % of various trachyandesitic **lavas**, while the rest is made of basaltic looking **lavas** and of variously vesicular yellowish **pumices**. This **sedimentary facies** has been related to the Pavin crater material developing its **crater rim** and to the **acoustic substratum** on seismic reflection profiles. A sample of bulk organic rich **diatomite** sediments at 476-479 cm core depth just above the Pavin crater material has been dated by **AMS radiocarbon** and gave an age of 6090 +/-40 ^{14}C BP corresponding to 6971 +/-61 cal BP (Table 27.1). Because this age of lacustrine sediment is very close to the age of Pavin **tephra** layers found in regional outcrops and peat deposits (Chapter 6, this volume), it suggests that the onset of lacustrine sedimentation in Pavin started very quickly after the crater formation at site PAV08, without any significant **radiocarbon reservoir effect** (Albéric et al., 2013).

27.3.3. Sedimentary records within the monimolimnion.

All the sediment cores within the **monimolimnion** in Lake Pavin were collected in the deep central basin (Figure 27.1) and are dominated by finely laminated **diatomites** (Figure 27.2). Within both long piston cores PAV99 and PAV12, two distinct **diatomite** units can be identified within the two first meters below the lake floor (upper **diatomite** unit), and above ca. 1050 cm core depth were a coarse grained grayish unit characterizes the base of these piston cores (Figure 27.2). This lower **diatomite** unit is ca. 3 m thick in PAV99 (between 730 and 1045 cm core depth), but up to ca. 4 m thick in PAV12 (between 626 and 1046 cm core depth).

The **sedimentary facies** and SDR measurements within these **diatomites** from the deep central basin are roughly similar to the ones from the plateau (figures 26.8, 27.4 and 27.5). RE analyses are however more variable, and generally showing lower TOC (up to 6 %) and IH (down to 200 mg HC/g TOC) values within the upper meters, while the lower unit has higher TOC (up to 18 %) and IH (oscillating around 500 mg HC/g TOC) values. Figure 27.6 is illustrating the stratigraphic correlation of available sediment cores from the central basin of Lake Pavin and the age-depth model established for PAV12 using the CLAM software (Blaauw, 2010) based (i) on calibrated **AMS radiocarbon** dates on terrestrial organic macro remains found in PAV99, PAV09-B1 and PAV12 (see Table 27.1 and applying the calibration curve from Reimer et al. 2013) and (ii) on varve counting in the upper **diatomite** unit by Schettler et al. (2007) performed on freeze core FC1. This figure shows that the upper **diatomite** unit contains several reworked organic material wich were not used for the age-depth model, while only one radiocarbon date has been removed in the lower **diatomite** unit to build up its chronology.

RE analysis (TOC and HI, Figure 27.5) from PAV12 sediments are very different from the values obtained in core CHA13-7B retrieved in nearby Lake Chauvet central basin (Figure 26.11). Based on the studies of Ariztegui et al. (2001), Behar et al. (2001) and Simonneau et al. (2013a), the organic matter in PAV12 samples are effectively essentially made of algae, and only few macro remains of terrestrial organic matter (leaves and leaves debris) seems therefore to characterize the organic fraction of Lake Pavin **diatomites** in the deep central basin. This is further supported by Scanning Electron Microscopy (SEM) images of selected samples from PAV12 (Figure 27.7) illustrating the predominance of diatoms frustules and cysts more or less well-preserved within Lake Pavin sediments.

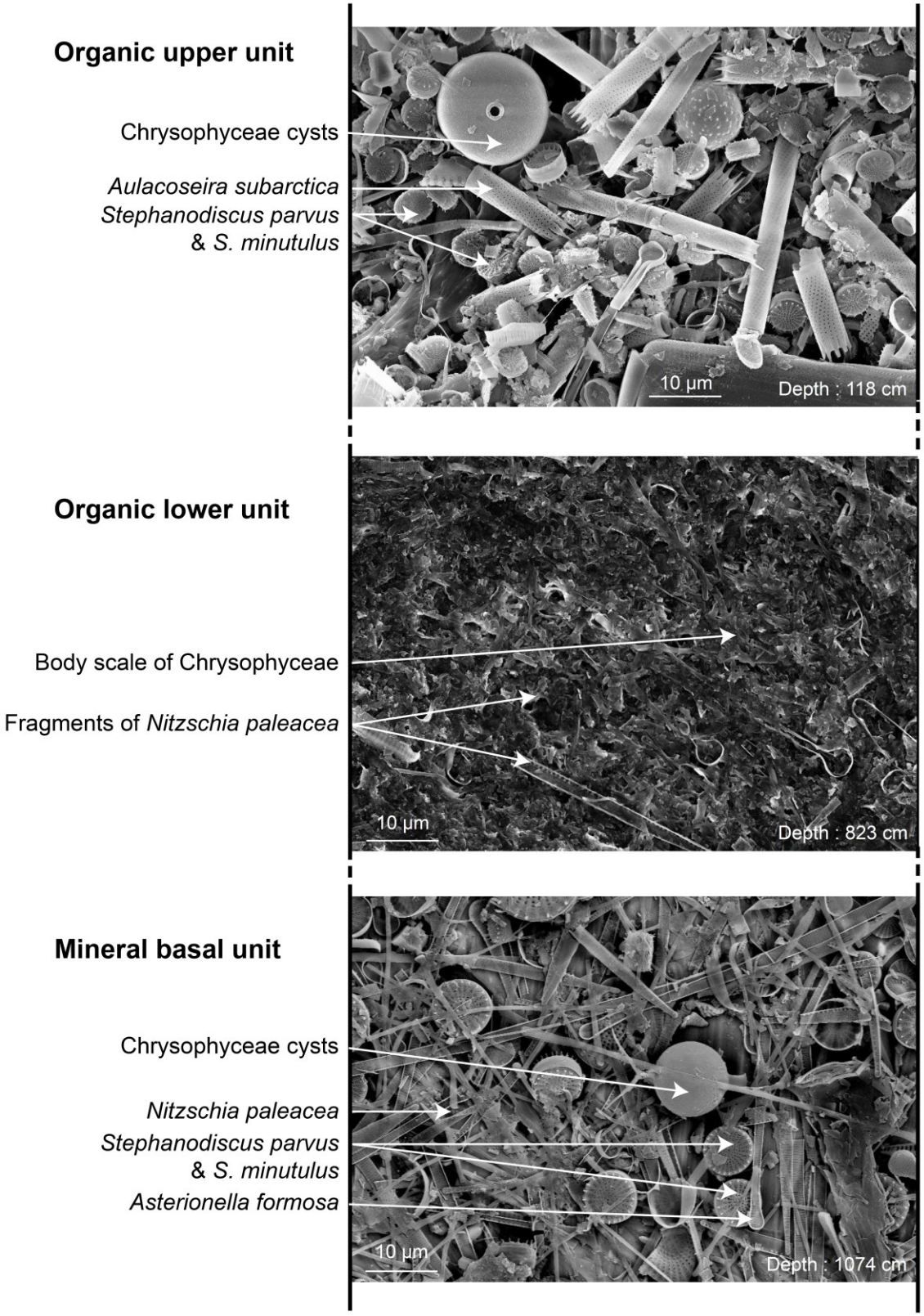


Figure 27.7. Scanning Electron Microscopy images for PAV12 samples (red squares in Figure 27.5) reflecting changes in diatoms assemblages inside the organic upper and lower units and the mineral basal unit.

In order to further document PAV12 sediment geochemistry and provenance, X-ray fluorescence (XRF) measurements were performed on an Avaatech core scanner at EDYTEM laboratory every 5 millimeters with a Rhodium tube source. The settings were adjusted to 10 kV and 0.75 mA with an acquisition time of 20 seconds in order to measure Al to Fe relative intensities. Titanium (Ti) is for example an element relatively easy to measure and frequently used to track the evolution of clastic sediment supply in lacustrine basins (cf. Arnaud et al., 2012, Martin-Puertas et al., 2012). Figures 27.5 and 27.8 generally illustrate low Ti content in PAV12 laminated **diatomites** and thus low clastic supply from Pavin catchment area, but several Ti peaks are however punctually identified, although maximum values in Ti are found in the light grey basal facies further detailed below.

Locally, several **sedimentary events** characterized by very high values of MS are also contrasting in core PAV09-B1 with the low MS values associated with **diatomites** in the upper unit (see E2, E3 and E4 in Figure 26.8). These **sedimentary events** are, however, probably very punctual because they were not documented within the upper meters of other cores PAV99 (Stebich et al., 2005), FC1 (Schettler et al., 2007) and PAV12 (this study).

A major **sedimentary event** (E5) is on the contrary clearly identified in between the upper and lower **diatomite** units in both piston cores PAV99 and PAV12 (figures 27.2 and 27.5). In both cores this **sedimentary event** is characterized by a different thickness (up to ca. 510 cm thick in PAV99, but ca. 420 cm thick in PAV12) and a complex succession of contrasted lithological units.

In PAV99, the base of E5 consists in highly deformed **diatomites** were laminations are still visible (between ca. 730 and 650 cm core depth and between ca. 535 and 510 core depth). This deformed laminated facies is locally interrupted (i) by a massive dark brownish facies (ca. 18 cm thick) showing a sharp base around 715 cm core depth and (ii) by a massive brownish facies (between ca. 650 and 535 cm core depth) were laminations are generally destroyed or mixed and locally associated with some gravels and pebbles. Between 510 and 325 cm core depth, a similar massive brownish facies with disturbed laminations and some gravels and pebbles is again identified together with few organic macro remains (leave debris) suitable for **AMS radiocarbon** dating (Table 27.1). Above 325 cm core depth, a sharp based sandy layer ca. 4 cm thick, quickly evolves into a massive greenish facies ending at around 220 cm core depth, just below the upper diatomite unit (Figure 27.2).

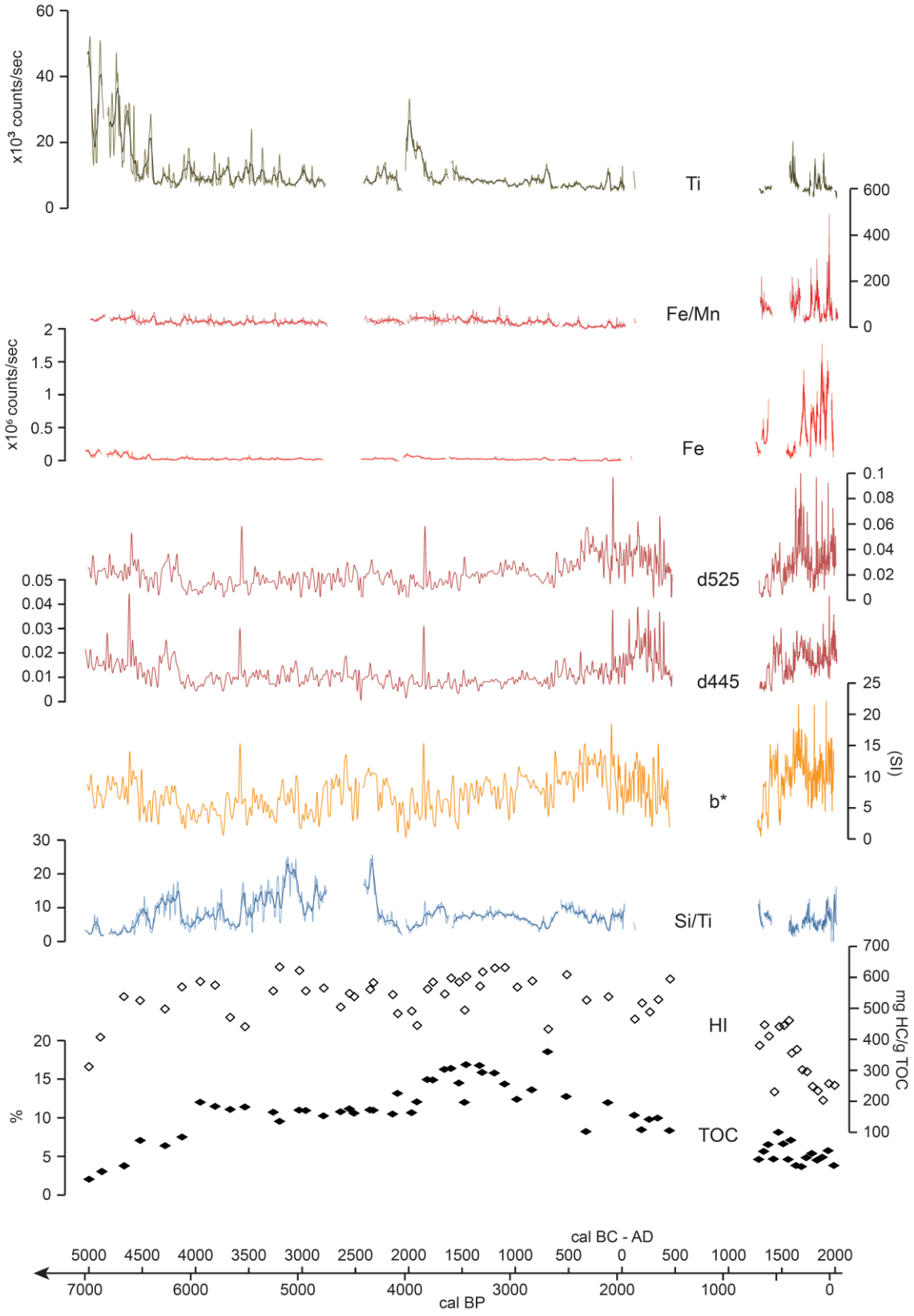


Figure 27.8. Evolution through the last 7000 years of organic and mineral sedimentation in PAV12, as documented by geochemical proxies (Ti; Fe/Mn; Fe; Si/Ti curves form XRF core scanning), organic matter geochemistry (Hydrogen Index, HI and Total Organic Carbon, TOC) and spectrophotometric data (first derivative d445 and d525 and b parameter).*

In PAV12, the base of E5 is characterized by a sharp transition from the lower diatomite unit towards highly deformed **diatomites** were laminations are still visible (between ca. 625 and 543 cm core depth). This facies is nicely reflected by sharply fluctuating values of b* parameter (Figure 27.5). Between ca. 543 and 309 cm core depth, a massive dark brownish facies rich in organic macro remains (leave debris) occurs and is associated with fluctuating and lower values of L* and b* parameters. A sharp based sandy layer is in addition observed between 540 and 536 cm core depth. Between ca. 308 and 265 cm core depth another facies made of deformed **diatomites** (were some laminations are still visible) is locally interrupted by an erosive horizon enriched with leaves debris. Above this contrasted facies, a massive greenish facies occurs between 265 and 207 cm core depth just below the upper **diatomite** unit (Figure 27.5) and is characterized by a gradual increase of b* and higher content in goethite as reflected by 445 and 525 nm first derivative values.

As shown in Figure 27.6 and detailed in Chapron et al., (2010), the top of E5 is dated to ca. 700 cal BP (ca. AD 1300) based on the extrapolation of **varve** counting from FC1 performed by Schettler et al. (2007). This chronology is now further supported by the age of two leaves debris from PAV09-B1 and PAV12 collected within the upper **diatomite** facies. Organic macro remains found within E5 either in PAV99 or PAV12 (Table 27.1) are, in addition, systematically older and not in stratigraphic order. Together with the above mentioned contrasted lithological descriptions and the occurrence of erosional surfaces within E5, these specificities imply that E5 is a major reworked deposit. According to the youngest age found at the top of the lower **diatomite** unit below E5 in PAV12 (ca. AD 300), it is also clear that this large event E5 has been erosive and probably remolded some of the previously deposited **diatomites** in the deep central basin. This is further supported by the different thicknesses of preserved **diatomites** below E5 within PAV99 and PAV12. Based on these arguments and following the classification of Mulder & Cochonat (1996), E5 can be subdivided in two successive mass wasting deposits: (i) first, a pluri-metric and erosive **slump deposit** reworking more or less deformed lacustrine sediments, and (ii) secondly, a pluri-decimetric greenish and fine grained **turbidite.** This **turbidite** is bearing a well-preserved and normally graded sandy base at 325 cm below the lake floor in PAV99, but is essentially made of a similar greenish and massive fine-grained sequence on both piston cores. The **slump** deposit and this fine-grained **turbidite** sequence are also clearly thinner in PAV12 than in PAV99, suggesting that the latter piston core is localized in a more proximal position than PAV12 from this mass wasting event E5. A classical fining upward pattern within the fine-grained turbiditic sequence retrieved in PAV12 is nicely illustrated by increasing b* values (Figure 27.5). This is suggesting that this large and erosive mass wasting event remobilized and re-suspended a significant volume of lacustrine sediments within the water column, before massive settling occurred in the deep central basin of this maar lake.

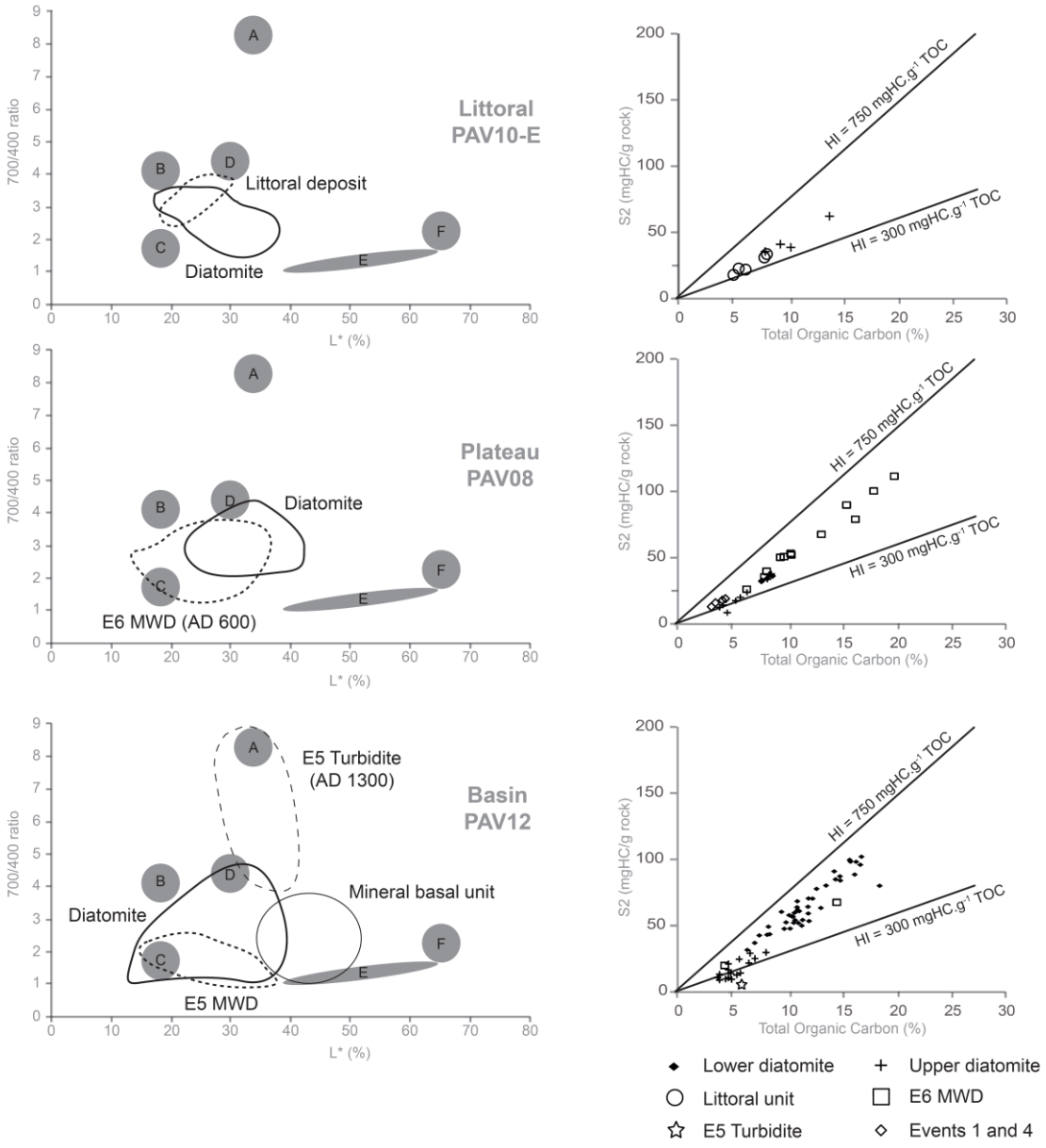


Figure 27.9. Characterization of Pavin sediments origin and sediment source based on diffuse spectral reflectance Q7/4 diagram (left) and Rock-Eval pyrolysis represented by S2 vs. TOC diagram (right) for cores PAV10-E (littoral), PAV08 (plateau) and PAV12 (basin). In the Q7/4 diagram, the diffuse spectral reflectance signature of littoral deposit, diatomite, Mass-Wasting Deposit (MWD), Turbidite and Mineral Basal unit are compared to the five distinct poles of sediments defined by Debret et al (2011): Iron-Rich deposits (A); Organic-rich deposits dominated Melanoidine type (B); Organic-rich deposits dominated by altered organic matter (C); Organic-rich deposits dominated by Chlorophyll and by-products (D); Clayey deposits (E) and Carbonate deposits (F). In the S2 vs. TOC diagram, Total Organic Carbon (TOC), together with Hydrogen Index (HI) and S2 (thermal cracking of the hydrocarbon compounds) are illustrated. The two linear domains of the hydrogen index (HI=750 and HI=300 mgHCg^{-1}TOC) corresponding to algal and terrestrial poles, respectively, are also represented.

Coarser but similar **turbidite** deposits are also identified in the basal grey unit retrieved in both piston cores from Lake Pavin central basin (Figures 27.2 and 27.5). These light-greyish **turbidites** are characterized by pluri-centrimetric thick sandy bases bearing some few gravel particles composed of similar volcanic materials than the Pavin crater formation retrieved at the base of PAV08. While PAV99 only contains one single **turbidite** between ca. 1050 and 1100 cm core depth, up to four similar **turbidites** are found at the base of PAV12. Three of them exibit a coarse-grained sandy base capped by a fining upward sequence underligned by a progressive increase in b* values. In PAV12, these **turbidites** are intercalated in between finely laminated and light-grey colored sediments (high L* and b* values) that are bearing low TOC and high Ti values (Figure 27.5). It is also interesting to mention that this basal mineral unit of Lake Pavin is rich in diatoms but made of different assemblages than the upper and lower **diatomite** units (Figure 27.7) as further detailed below.

The chronology at the base of PAV12 is still poorly constrained because no organic macro remains were found in-between these light grey **turbidites** or at the base of the lower **diatomite** unit. Assuming that the onset of organic rich **diatomite** accumulation is synchronous throughout the lake and, like in PAV08, occurring around 7000 cal BP, it seems very likely that this mineral unit developed shortly after the Pavin eruption, in a recently formed maar lake. As a working hypothesis, to establish the lower boundary of the age-depth model in PAV12 with the CLAM software, one may thus use the calibrated **radiocarbon age** of bulk sediment retrieved just above the Pavin crater formation in PAV08 (Figures 27.6, 27.2, Table 27.1). This basal turbiditic sequence seems here to have been deposited when the recently formed crater presented steep slopes surrounded by post-eruptive unsteady material, which have been quickly reworked into the deepest part of the crater.

In summary, Lake Pavin sedimentation in the central basin has been largely dominated by organic rich and finely laminated **diatomite** formation over the last ca. 7000 years. Roughly 700 years ago (ca. AD 1300), a major mass wasting event (E5) took place eroding and reworking approximately one millennia of **diatomite** deposition in the deep central basin. More recently, two smaller clastic layers (E3 and E2) only intercalated in-between the upper **diatomite** unit in a single core (PAV09-B1), can be dated to AD 1840 +/- 80 and AD 1880+/- 70, respectively, using an age-depth model with the CLAM software combining radiocarbon dating (one age from PAV09-B1 and two from PAV12) together with **varve** counting chronology established by Schettler et al. (2007) in a nearby freeze core (FC1).

27.4. LAKE PAVIN STRATIGRAPHIC RECORD OF ENVIRONMENTAL CHANGES

27.4.1. Lake level evolution in Lake Pavin

The level of Lake Pavin is controlled (i) by the altitude of its sub-aerial outlet, (ii) by the flow of its subaquatic outlet and (iii) by climate (precipitation regimes, lake water evaporation). The V-shape geomorphology of its sub-aerial outlet deeply incised into the walls of Pavin **crater rim** suggest that this maar lake has been exposed to a lake level lowering. Such morphology may result either from a progressive incision of the lake outlet into a heterogeneous and relatively poorly consolidated volcanic phreato-magmatic formation (Delbecque, 1898; Chapter 5). It may also result from a relatively recent and abrupt collapse of this sector of the **crater rim** (i.e., a crater outburst) triggered either spontaneously (and induced by the weight of the lake water column) or favored (i) by a lake level rise, (ii) by the propagation of a violent wave into the lake outlet or (iii) by earthquake shaking (Chapron et al., 2010). The flow of the subaquatic outlet of Lake Pavin is poorly documented, but available data suggest it is relatively limited compared to the one of the subaerial outlet (Jézéquel et al., 2011). A recent synthesis by Magny et al. (2013) discussed the impact of climate on well-dated synchronous phases of lake level changes during the Holocene across Western European mountain ranges or around the Mediterranean Sea, but little is still known about the amplitudes of these lake level changes. Because such lake level reconstructions in Western Europe are typically performed in carbonated lake systems, none of these phases of lake level changes were ever documented in the volcanic area of the French Massif Central during the present interglacial period (Truze & Kelts, 1993; Chapron et al., 2012; Lavrieux et al., 2013). Finally, the outlet of Pavin has been stabilized at an altitude of 1197 m only recently, by the building of human infrastructures at the end of the 19th century (Chapter 1, this issue) wen excavation of the natural aerial outlet artificially dropped the level of Lake Pavin by ca. 4m.

One abrupt change of sedimentation pattern in core PAV10E occurring at ca. 20 cm below the lake floor on the subaquatic plateau (Figure 27.2) has been related to a significant and rapid lake level drop (Chapron et al., 2012). The transition from in situ **diatomite** formation in the lower part of core PAV10E retrieved by 17 m water depth, into the deposition of a littoral facies just above an erosive sandy layer bearing some small sized organic macro remains (leaves debris) could not be dated by **AMS radiocarbon**. This change is interpreted as resulting from a lake level drop of ca. 9 m, considering that the deposition of the littoral facies in Lake Pavin occurs between the isobaths -26 m and the lake shore (Chapter 26, Figure 27.1).

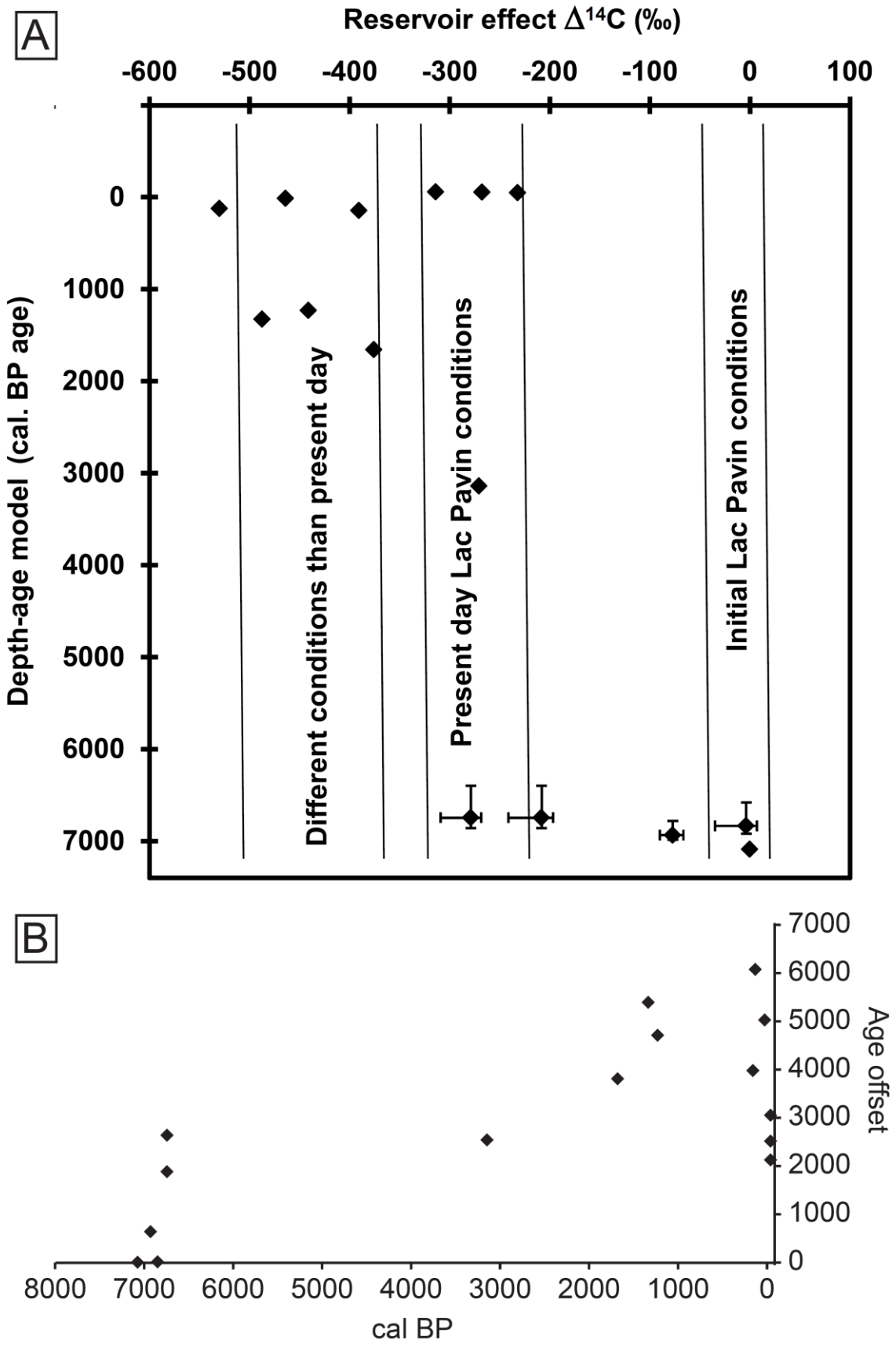


Figure 27.10. Radiocarbon reservoir effect (A) and age offset (B) evolution since Lake Pavin formation (modified after Albéric et al., 2013).

Figure 27.9 compares DSR and RE pyrolysis measurements on cores PAV10E, PAV08 and PAV12. Following Debret et al. (2011), DSR data on a Q7/4 diagram suggest that either sediments from the littoral facies and in situ **diatomites** from these cores are organic-rich deposits dominated by Melanoidine type (B pole), by altered organic matter (C pole) and Chlorophyll and by-products (D pole). RE data represented by **S2** vs. TOC diagrams support DSR data and shows that Pavin sediments organic matter is always clustering withina mix of terrestrial and algal poles. The organic matter from the littoral facies are, however, characterized by significantly lower values than in situ **diatomites** retrieved either in a littoral environment (PAV10E), on the plateau (PAV08) or in the basin (PAV12) of Lake Pavin. Interestingly, these diagrams also highlight that the upper **diatomite** unit from cores PAV08 and PAV12 are in addition characterized by lower values than the lower **diatomite** unit. According to Talbot and Livingstone (1989), such drops in HI and TOC values could reflect oxidation of organic matter during transport and burial. In lake Pavin, this hypothesis is in agreement with a permanent lowering of the lake-level. The exposition of former littoral sediment to air favored the remobilization of oxidized sedimentary organic matter into the lake waters and its incorporation into the organic matter composition of the upper **diatomite** unit accumulated within the **mixolimnion** and the **monimolimnion** since this large mass wasting event. Such a progressive remobilization and incorporation of littoral organic matter within the upper **diatomite** after **sedimentary event** E6**,** suggest that this large **slump** deposit identified on the subaquatic plateau (Figures 27.4, 27.5, 27.9) was contemporaneous to a major lake level drop of ca. 9m at ca. AD 600.

27.4.2. Evolution of Pavin limnology

In some anoxic subaquatic environments, b* parameter measured on sediment cores has been used to track the evolution of diatoms content (Debret et al., 2006, 2011) and used as a proxy to document the evolution of the productivity of aquatic environments. As shown in Figure 27.8, in Lake Pavin, b* parameter is, however, clearly different from the evolution of Si/Ti ratio measured by XRF core scanning and used here as an indicator of diatom production. It suggests that b* parameter can't be used here to document the evolution of its productivity. Lake Pavin sequence highlights a progressive and fluctuating increase in Si/Ti since 7000 cal BP culminating around 5000 cal BP, but this ratio is later on slightly reduced since 4200 cal BP and remained much more constant afterwards. This trend suggests that Lake Pavin productivity has been more variable and intense in the early Holocene and then stabilized during the mid-Holocene. Interestingly, TOC in PAV12 sediments shows a slightly different evolution through time, with a progressive increase since 7000 cal BP culminating around 3500 cal BP, and a decreasing trend afterwards. This bimodal evolution is, however, not observed in HI values that are quickly rising within the basal mineral unit and then remaining relatively constant within the lower **diatomite** unit, before sharply dropping in the upper **diatomite** unit. Such a complex evolution of organic sedimentation in Lake Pavin suggests that this crater lake underwent several steps and important changes in its productivity and in the preservation of organic matter on its floor.

Following Albéric et al. (2013), the confrontation between **AMS radiocarbon** dates obtained from bulk sediments and either leaves debris sampled at similar depths or corresponding model ages in the lower **diatomite** unit from core PAV12 (Table 27.1, Fig 27.6), is, in addition, suggesting the development of a significant **radiocarbon reservoir effect** ranging around 2500 yrs at ca. 8 m core depth (i.e. near 3000 cal BP) and up to ca. 3800 yrs near 6.5 m core depth (i.e. around 1700 cal BP). These new data have been added in Figure 27.10, adapted from Albéric et al. (2013), where radiocarbon reservoir effect (either in ^{14}C age scale or $\Delta^{14}C$ scale) is plotted versus calibrated model ages of Lake Pavin sediments. Although the link between the meromicticity and the existence of large reservoir effects is not univocal (Albéric et al., 2013), this suggests that the **meromicticity** of Lake Pavin started early in the lake history and may have been variable through time.

Ongoing investigations on the evolutions of diatoms assemblages in PAV12 sediments can bring important additional arguments to reconstruct changes in lacustrine dynamic. Figure 27.11 shows preliminary results of analysis performed either within *in situ* laminated lacustrine sediments or within mass wasting deposits. Such a strategy can provide insights on environmental changes and on sediment source areas in remolded deposits, as discussed below. In the basal unit around 7000 cal BP, the diatom community during this period are either typical from alkaline and electrolyte rich waters (*Achnanthes thermalis* (Rabenhorst), Schoenfled var. *thermalis, Fragilaria famelica* (Kützing) Lange-Bertalot var. *fameilica* and *Navicula cincta* (Her.) Ralfs), littoral taxa (*Staurosirella pinnata* Ehrenberg, *Staurosira venter* (Ehr.) Cleve & Möller) or epithytic taxa (*Epithemia* spp, *Cocconeis* spp, *Rhopalodia gibba* (Her.) O. Muller) associated with the development of macrophytes (Walker & Paterson, 1986; Van Dam, 1994; Lange-Bertalot, 2001; Hindakova, 2009; Gutowski et al, 2011). Opportunistic diatom species (*C. ocellata*) together with *Botryococcus* algal spores are in addition typical from deep and oligotrophic lakes (Blomqvist et al., 2001; Rioual et al., 2007). These assemblages suggest that Lake Pavin became a deep and oligotrophic lacustrine system quickly after the Pavin eruption. The presence of littoral diatom taxa in the deep central basin within laminated clastic sediments and within **turbidites** can also be explained by the development of numerous active canyons incised into the Pavin crater formation: these features are still visible in the morphology along the steep slopes of the lake (Figure 26.10) and could easily bypassed material in the past from surrounding sub aerial and littoral environments to the deep water basin. In the lower **diatomite** unit, non-pollen palynomorphs assemblages mainly dominated by algal spores (*Debarya* and *Spyrogyra)*, together with the development of spring diatom bloomers (different species of *Stephanodiscus*) and a change in rotifer resting eggs (*Conochilus hippocrepis*-type is progressively replaced by *Keratella*-type, *Filinia longiseta*-type and *Brachionus*-type) are suggesting an increasing trend in the trophic state of the lake (Lotter & Bigler, 2000; Barbiero & Warren, 2011). After 2600 cal BP, there is a replacement of *Stephanodiscus* by different planktonic genuses, with the dominance of *Nitzschia paleacea* (*Grunow*) indicating higher concentration of NH4 in the lake (Voigt et al., 2008). Interestingly, a peak in Ti (figures 27.5, 27.8 and 27.12) is observed during this time window and such trophic change could be

explained by sediment inputs in the lake, but further studies (and higher resolution samples of diatoms assemblages) are needed to confirm this assumption. The disappearance of littoral taxa within this lower **diatomite** unit, suggest a limited influence of canyons. This is apparently also true for the upper **diatomite** unit. In the latter unit, dominant taxa (*A.formosa* and different species of *Stephanodiscus*) are typical from nutrient-rich waters. The dominance of *Aulacoseira subarctica* (O. Muller) Haworth ca. 200 years ago in association with higher frequencies of small periphytic *Fragilaria, Staurosira* together with the decrease in diatoms and chrysophyceae cysts densities suggest, however, the development of a colder period and a change in the trophic status (Van Dam, 1994).

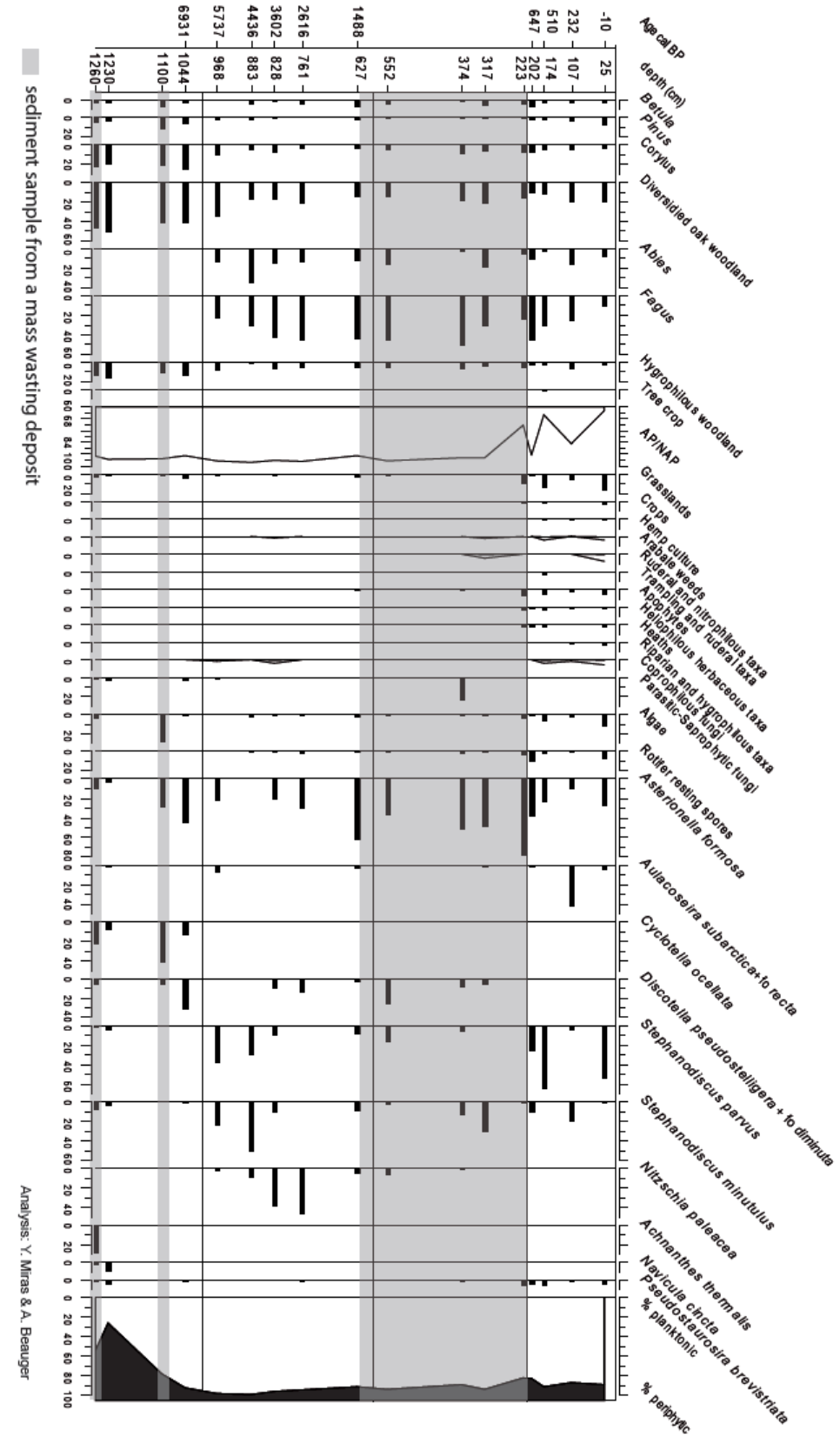


Figure 27.11. Preliminary pollen (left) and diatom (right) diagram illustrating the evolution of species assemblages in sediment from PAV12 sampled either in reworked deposits (i.e. turbidite or mass wasting deposit; grey levels) and in situ deposits. The ratio from arboreal and none-arboreal pollen (AP/NAP) is also given.

27.5. IMPACTS OF CLIMATE, HUMAN AND GEOLOGICAL HAZARDS ON LAKE PAVIN SEDIMENTATION

Ongoing investigations on the evolutions of pollen assemblages in PAV12 sediments are also given in Figure 27.11 and are reflecting either local or regional changes in the vegetation cover. Together with independent indicators of terrestrial inputs to Lake Pavin, pollen data may help to disentangle environmental changes induced by climate and human activities. As discussed below, pollen and diatom assemblages from mass wasting deposits in core PAV12, can in addition provide insights on sediment source areas and further support stratigraphic and chronological reconstructions to precise the impact of geological hazards on Lake Pavin sedimentation.

In between the **turbidites** from the basal unit around 7000 cal BP, pollen data clearly indicate the occurrence of a diversified deciduous forest dominated by oak (*Quercus*) and also filled by lime tree (*Tilia*), elm (*Ulmus*), maple (*Acer*) and ash (*Fraxinus*). This forest dominated the regional landscape during the Atlantic period (Reille et al., 1992) and the pollen frequencies reached in PAV12 samples suggest that this vegetation was very close to Lake Pavin. The identification of alder (*Alnus*), birch (*Betula*), Hazel (*Corylus*) and pine (*Pinus*) and also of pine stomata further indicate that the slopes of the carter rim of Lake Pavin were quickly colonized by plants. Maximum values of Ti in this basal unit (Figures 27.5 and 27.12) and the occurrence of coarse-grained **turbidites** suggest, however, a limited vegetation cover within the inner slopes of the **crater rim** and a significant erodability of (subaerial and subaquatic) slopes draining into the lake. It seems thus likely that plant colonization along the inner slopes of the **crater rim** came from the crest of the rim. In addition, in this early stage of Lake Pavin, it is likely that the lake surface was much higher than today and closer to crest of the rim.

In the lower **diatomite** unit, the development and maturity of beech (*Fagus*) and fir (*Abies*) woodlands matches the regional climatic variation of the Mid-Holocene toward wetter and cooler conditions (Magny & Hass, 2004; Lavrieux et al., 2013). Such conditions also favored the development of vegetation on the shore of Lake Pavin dominated by alder. Regular occurrences of fir stomata and parasitic and saprophytic fungi of tree (Cugny et al., 2010) underline the presence of fir and other caducifolious tree species. These reconstructions indicate that the inner slopes of the crater were densely covered by vegetation and are in agreement with the observed limited clastic sediment supply reflected (i) by low Ti content within this lower **diatomite** unit and (ii) by increasing concentration of algal organic matter. Since the onset of this organic rich sedimentary unit, the erodability of subaerial slopes draining into the lake was thus much probably reduced. The identification of several peaks in Ti within the lower **diatomite** unit (Figures 27.5, 27.8 and 27.12) suggest, however, that short periods of enhanced erosion occurred within the drainage basin of Lake Pavin. Because some of these erosive periods at Lake Pavin are also matching periods of enhanced clastic inputs in nearby Lake Aydat (Figure 27.1), but also in more remote lakes

from the western Alps (lakes Bourget and Blanc Huez), the northern Pyrenees (lakes Majeur and Sigriou) and eventually in the Eiffel volcanic province in Germany (maar lake Meerfelder) as shown in Figure 27.12, they might reflect larger scale climate shifts. Phases of enhanced precipitation at the onset of the Neoglacial period (between 6000 and 5000 cal BP), during the Bronze Age (between 4300 and 3500 cal BP), at the beginning of the Iron Age (between 2800 and 2600 cal BP) and during the Roman period (around 2000 cal BP) in Lake Pavin might for example match periods of enhanced soil erosion in Lake Aydat (Lavrieux et al., 2013), higher Rhone River flooding activity in Lake Le Bourget (Debret et al., 2010; Arnaud et al., 2012), increasing glacier activity in Lake Banc Huez (Simonneau et al., 2014), phases of higher lake-levels in the Western Europe (Magny, 2006, Magny et al. 2013), reactivation of canyons draining into lakes Majeur and Sigriou (Simonneau et al., 2013b) and soil erosion in maar lake Meerfelder (Martin-Puertas et al., 2012). These clastic input peaks in Lake Pavin could either result from the direct impact of periods of heavy rainfalls on runoff along the steep slopes of the **crater rim** characterized by numerous gullies and thalwegs (Figure 26.10) or from enhanced soil erosion favored by the effect of snow amount on runoff during periods of snowmelt (Tanasienko et al., 2011; Simonneau et al., 2013b).

In the upper **diatomite** unit, a radical change in the regional landscape is depicted by pollen data. The woodland cover present a significant decreasing trend while grasslands and heathlands increase as illustrated by the ratio between arboreal and none arboreal pollen concentrations (AP/NAP) shown in Figure 27.11. During this period, Stebich et al. (2005) also describe a more open landscape and pollen assemblages typically resulting from the development of grazing, crops and hemp cultures. In core PAV12, apophytes, trampling and ruderal pollen indicators together dung-related fungal spores (e.g. *Sporormiella* and *Coniochaeta lignaria)* indicate grazing activities throughout the zone and as well as the predominance of the rotifer assemblage (*Conochilus natans*) suggest a change in the lake water conditions. The vegetation of the lake shore consists of a sedge community and both lower arboreal pollen frequencies and the disappearance of tree stomata could suggest that woodlands are not so extended in the lake shore than previously. It is, however, important to keep in mind that Lake Pavin watershed is larger than its topographic drainage basin due to the occurrence of numerous subaerial and subaquatic springs (Figure 26.1, Chapter 26). The precise limits of Pavin watershed are still poorly defined, but it has been shown that nowadays the lake water trophic level is highly sensitive to agricultural practices outside the crater rim (Chapter 1). It seems thus very likely that this has been the same in the past. Accordingly, the development over the last seven centuries of agricultural practices outside the **crater rim** probably impacted land use (and thus pollen rain at a regional scale) but also the trophic level of Lake Pavin (and thus diatom assemblages or non-pollen palynomorphs such as rotifer resting eggs). This interpretation is in agreement with old paintings from Lecoq realized in AD 1867 discussed in Chapron et al (2010) and illustrating a former Lake Pavin panorama dominated by grasslands outside the **crater rim**, while its inner slopes (i.e., the topographic drainage basin of Lake Pavin) were still largely forested. Only two peaks in Ti are in addition observed in the upper **diatomite** unit in PAV12, while lakes Aydat, Bourget

and Meerfelder are clearly characterized by increasing trends in detrital inputs over the last two millennia (Figure 27.12). These trends of detrital inputs in these contrasted European lacustrine systems were related to increasing soil erosion due to development of land use and agriculture in their watersheds (Lavrieux et al., 2013; Debret et al., 2010; Arnaud et al., 2012 and Martin-Puertas et al., 2012). Because these two peaks in Ti are occurring during the Little Ice Age (LIA) in PAV12 and are contemporaneous with periods of enhanced flooding activity in lakes Aydat and Bourget (Lavrieux et al., 2013; Arnaud et al., 2012; Chapron et al., 2005), but also glacial activity in the Alps (Arnaud et al., 2012; Simonneau et al., 2014) and soil erosion in maar lake Meerfeler (Martin-Puertas et al., 2012), they are probably more reflecting a climatic signal (shits toward colder and wetter conditions) than anthropic activities. Following these authors (and numerous studies in Europe), it is, however, very likely that human practices during the LIA, had impacts on the watersheds vegetation cover and favored detrital inputs to these lakes, including in Lake Pavin.

Clear traces of recent human activities in the Pavin topographic drainage basin are sparse and concern essentially the building of successive infrastructures to stabilize its outlet (Chapter 1) and the development of some tracks and paths along the inner slopes of the **crater rim** (Figure 26.10). To some extent, it is very likely that woodlands around Lake Pavin were used for domestic needs over the last centuries, but this maar lake might be in fact considered as one of the few preserved natural site in the French Massif Central. As further discussed in Chapters 1, 2 and 3 this specificity of Lake Pavin in the region may be more related to its “dangerous” reputation than its relatively limited accessibility. In this paper and in Chapter 26, several stratigraphic and geomorphologic evidences are also highlighting the development of a wide range of subaquatic slope instabilities and at least two large events associated with the generation of violent waves since the lake formed ca. 7000 years ago (Chapron et al., 2012). It seems therefore possible that geological hazards in this maar lake may have contributed to its preservation from growing human activities over the last millennia.

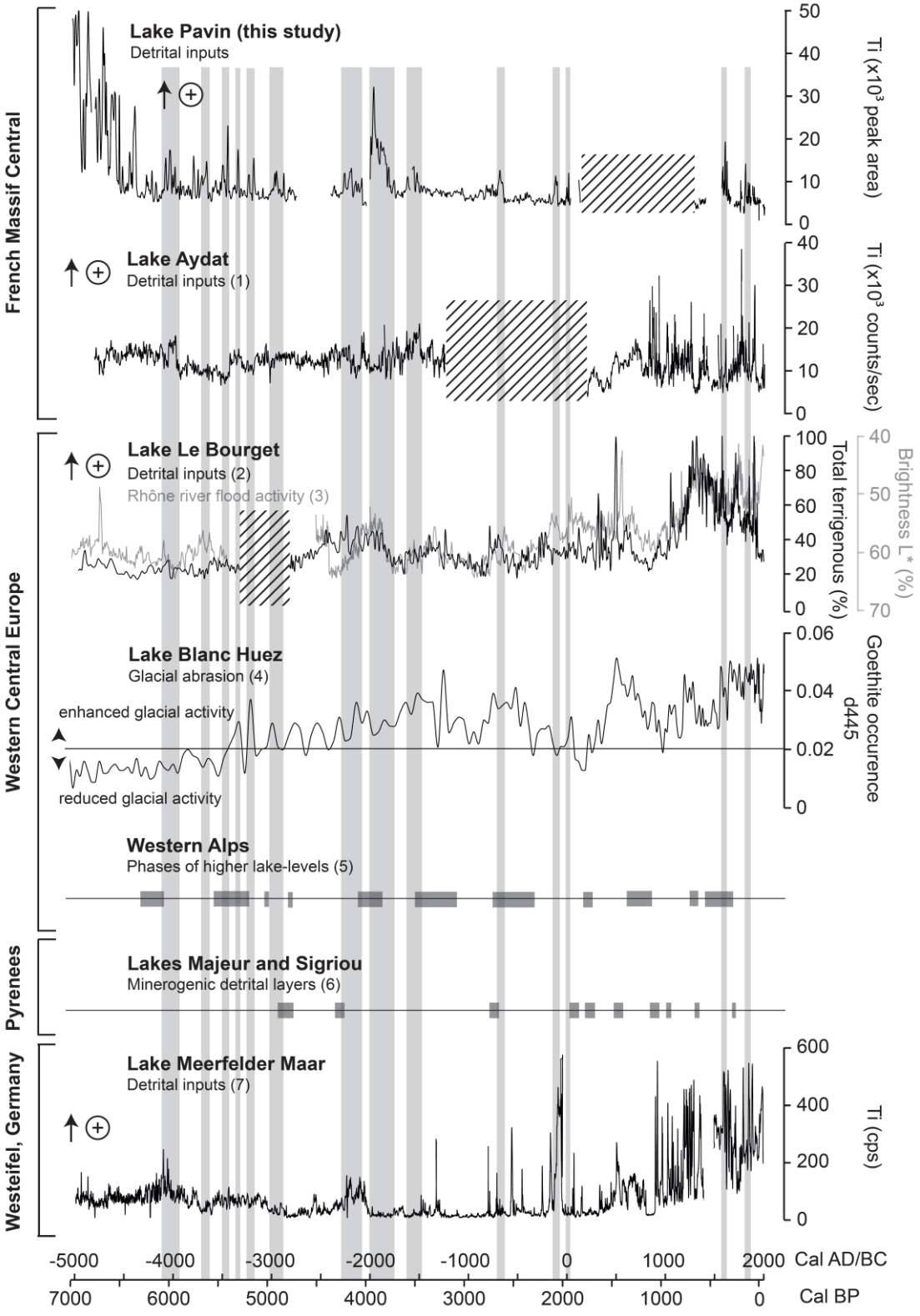


Figure 27.12. Comparison of detrital inputs in Lake Pavin with other records in Western Europe (1) Lavrieux et al., 2013 ; (2) Arnaud et al., 2012 ; (3) Debret et al., 2010 ; (4) Simonneau et al., 2014 ; (5) Simonneau et al., 2013 ; (6) Magny, 2007 ; (7) Martin-Puertas et al., 2012. Grey squares represent phases of enhanced terrestrial supplies in Lake Pavin (this study). Hatched areas correspond to unrecorded periods due to Mass-Wasting Deposits.

Sedimentary event labeled E1 presented in Chapter 26 is only identified on the plateau at site PAV08 (Figure 26.8). This 2 cm thick light colored layer (higher L* values) is characterized by lower TOC and HI values bearing a similar organic matter signature on a **S2** vs. TOC diagram than littoral sediments as shown in Figure 27.9. According to the new age-depth model established for PAV08-P1 (Figure 27.4), this **sedimentary event** E1 is dated to AD 1915 +/- 5 and could be correlated with the historical earthquake that stroke the town of La Bourboule in AD 1921 located at only 15 km from Lake Pavin (Figure 27.13; Table 27.2). This earthquake reached an MSK intensity of 4.5 at the epicenter (Sisfrance database, BRGM, Lambert, 1997). Compared to other studies documenting the impact of historical earthquakes on lacustrine sediments from European regions characterized by a moderate seismicity (Chapron et al., 1999; Monecke et al., 2004; Nomade et al., 2005; Strasser and Anselmetti, 2008), it seems that Lake Pavin organic rich sedimentation in littoral areas is unstable and easily remobilized when submitted to gravity accelerations associated with seismic waves propagation. Following the conclusions of Strasser and Anselmetti (2008) it is, however, also very likely that this limited remobilization of littoral sediments down to PAV08 coring site has been favored by the perturbation of subaqueous sediment pore pressure after the artificial lake level drop by ca. 4m in the late 19th century (Chapter 1, this issue). Interestingly, the estimated date of E1 (1915 +/- 5) is also closed to the lake water color change observed in AD 1936 and interpreted as a moderate degassing event by Meybeck in the Chapter 2 (this issue).**Sedimentary event** labeled E2 described in Chapter 26 is only identified at a single site from the deep central basin in core PAV09-B1 (Figure 26.8). This 2 cm thick layer is essentially characterized by very high values in MS and is dated to AD 1880 +/- 70. Given the dating uncertainties, this event interpreted has a fine grained **turbidite** originating from a canyon, is potentially contemporaneous with two nearby historical earthquakes that stroke the study area in AD 1863 (the Mont-Dore MSK intensity 5 event) and in AD 1892 (the Issoire MSK intensity 7 event) located at 11 km and 29 km from Lake Pavin, respectively (Figure 27.13; Table 27.2). According to former studies on lacustrine sediments sensitivities to instrumental earthquakes (Monecke et al., 2004; Nomade et al., 2005) both of these historical earthquakes could be recorded in nearby Lake Pavin. Another similar study combining radiocarbon dated sediment cores from nearby Lake Guéry (Chassiot et al., in prep) also identified a pluri-decimetric **slump** deposit along its delta that is contemporaneous with the AD 1863 Mont-Dore earthquake (Figure 27.13). As shown in the above mentioned former studies, regional contemporaneous slope instabilities in lacustrine environments are one of the stronger arguments to link a mass wasting deposit (MWD) with earthquake shaking. Another crucial criteria being that the age of the MWD fits with an historical earthquake. It seems thus likely that E2 in the Pavin central basin resulted from earthquake shaking in AD 1863. To support this interpretation, ongoing studies on this **sedimentary event** involve grain size and RE measurements, in order to document possible sediment source areas and to explain high magnetic susceptibility values in E2. Similarly, **sedimentary event** labeled E3 only documented in core PAV09B1 by MS measurements (Figure 26.8) and dated to AD 1840 +/- 80, is potentially contemporaneous with two others

nearby historical earthquakes that stroke the study area in AD 1844 (the Chambon-sur-lac MSK intensity 5.5 event) and in AD 1833 (the Issoire MSK intensity 6 event) located at 9 km and 29 km from Lake Pavin, respectively (Figure 27.13; Table 27.2).

LAKE PAVIN				**REGIONAL SEISMICITY**				
Event	Core	Thickness	Age Cal AD	Historical Earthquake	MSK scale intensity	Distance from Pavin	Type of event recorded in lakes	Likelihood a seismic triggering
E1	PAV08-P1	2 cm	1915 ± 5	La Bourboule 1921	4.5	15 km	Limnic eruption in Lake Pavin?	Low
E2	PAV09-B1	2 cm	1880 ± 70	Mont-Dore 1863	5	11 km	Slump in Lake Guéry (1)	Very high
				Issoire 1892	7	30 km		
E3	PAV09-B1	2 cm	1840 ± 80	Chambon-sur-lac 1844	5.5	9 km		High
				Blesle 1833	7	30 km		
				Issoire 1833	6	30 km		
E4	PAV09-B1	1 cm	1775 ± 90	Lepaud 1783	??	??	Limnic eruption in Lake Pavin?	Low
	PAV08	6.5 cm	1700 ± 15	Mainsat 1783	??	??		
E5	PAV12	420 cm	1300 ± 50	Uzerche 1348	??	??	Slumps in Lakes Guéry and Montcineyre (1,2)	Very high
	PAV99	510 cm	??					
	PAV09-C5	1 cm	1190 ± 30	Limousin plateau 1233	??	??		
E6	PAV08	340 cm	620 ± 20	No information				Moderate
	PAV09-C5	1 cm	660 ± 50					

Table 27.2. Ages and thicknesses of sedimentary events identified in Lake Pavin sediment cores and possible associated historical earthquakes in the study area reported by Sisfrance data base from the French Geological Survey (BRGM). Also indicated is the type of contemporaneous mass wasting deposits documented in nearby lakes and further detailed (1) in Chassiot et al (in prep.) and (2) in Chapron et al, 2012, as discussed in the text.

As shown in Figure 26.8 and Table 27.2, **sedimentary event** labeled E4 is identified both on the plateau (PAV08-P1) and in the deep central basin (PAV09-B1). Clustering calculated ages for these two contrasted layers allow correlating them with a single event that occurred likely between AD 1685 and 1715, and eventually later (i.e. between AD 1685 and 1865 according to dating uncertainties on core PAV09-B1), since E4 on the plateau has an erosive base, and may thus be complicated to date as shown in Figure 27.4. On the plateau, this 6.5 cm thick light colored layer, is like E1, containing organic matter originating from the littoral environments (Figure 27.9). One **AMS radiocarbon age** within E4 on the plateau suggest, in addition, that remolded littoral sediments are significantly older than the event. In the deep central basin, E4 is thinner than sedimentary events E2 and E3, but characterized by a maximum value in MS and a clear change is DSR values (compared to the host sediment) that is similar to the one found for E4 on the plateau (Figure 26.8). It seems thus here very likely that sedimentary E4 consist in reworked former littoral sediments developing a thin mass wasting deposit that froze on the plateau at PAV08 coring site, but evolved down slope into a thin and fine grained **turbidite** at PAV09B1 coring site. It may be linked to a former **limnic eruption** described back to AD 1783 in the so-called Godivel IV manuscript detailed by Michel Meybeck in Chapter 2 (this issue). The translation of this old manuscript suggest that the August 21, 1783 event was a “moderate degassing [event] due to lake rollover” eventually in relation with internal slumping according to Meybeck and potentially associated with two historical earthquakes (Table 27.2) of unknown MSK intensities and epicenter locations but documented in the Limousin region in the French historical earthquake catalogue Sisfrance (i) the same day (the Lepaud event) and (ii) in July (unknown precise date) that same year in a similar location (the Mainsat event). Further palaeoseismological studies are however required to better document the potential impact of these earthquakes in the study area.

Sedimentary event labeled E5 is a major **slump** deposit capped by a muddy **turbidite** found both in cores PAV99 (510 cm thick) and PAV12 (420 cm thick) in the deep central basin of Lake Pavin (Figure 27.2; Table 27.2) and dated to AD 1282 +/- 20 according to the PAV12 age-depth model (Figure 27.6). This major mass wasting deposit originates from a fresh **slide scar** at the edge of the plateau (Figure 27.3) and is correlated with a slightly older but outstanding erosive sandy layer bearing organic macro remains dated to AD 1190 +/- 30 at coring site PAV09-C5 in the littoral environment identified north of the plateau (Figure 27.2). This interpretation suggesting that this large **slide** was associated with violent and erosive waves along the lake shore is in agreement with available sedimentary facies, stratigraphy, SDR and RE data (Figure 27.9). Firstly, only rare large waves could form an outstanding erosive sandy layer in littoral core PAV09-C5 and rework coarse littoral particles with numerous leaves debris. Secondly, the leave debris dated by **AMS radiocarbon** in this coarse layer can be older than the event. Thirdly, in a Q7/4 diagram, the E5 MWD in PAV12 is mainly made of **diatomite** material accumulated on the plateau (i.e. similar to the **diatomite** found in the lower unit of PAV10-E), while E5 **turbidite** as a different signature. Finally, in a **S2** vs. TOC diagram, the E5 MWD has a similar organic composition than the lower **diatomite** unit, but E5 **turbidite** contains mainly terrestrial organic matter. It seems thus likely that large and erosive waves triggered by the slide of **diatomite** could export down to the central basin some of the fine grained material deposited within the E5 **turbidite,** while E5 MWD was already frozen at the basin floor. Pollen data are showing variable percentages of assemblages dominated by arboreal pollen (mainly beech, oak, fir and hazel) within the base of E5 MWD, with a sudden drop of beech percentages synchronous with first record of tree crops like chestnut (*Castanea*) and walnut (*Juglans*) in the upper part of E5 MWD. Such results are in agreement with available **radiocarbon ages** in PAV99 within this deposit and are both suggesting sediment remolding and loss of chronological order within the **slump**. In the E5 **turbidite,** numerous parasitic and saprophytic fungal spore of hydrophilous vegetation and the noticeable presence of fir stomata are originating from the lakeshore and this pattern may have been favored by wave propagation along the lakeshore. Diatom assemblages in E5 MWD consist in a mix of different planktonic species from the pelagic zone (*A.formosa*, different species of *Stephanodiscus*), associated with diverse Fragilariaceae-benthic assemblage, as *Staurosira construens* known to live in the littoral zone. Once again, there is a change in E5 **turbidite** where different indicators (rotifer like *Brachionus* or cyanobacteria such as *Aphanizomenon* and diatom as *Eolimna minima*) suggest higher trophic level (Barbiero & Warren, 2011). Consequently, it is thus likely that E5 **turbidite** had a slightly different sediment source than E5 MWD, due to the generation of violent waves along the lakeshore.

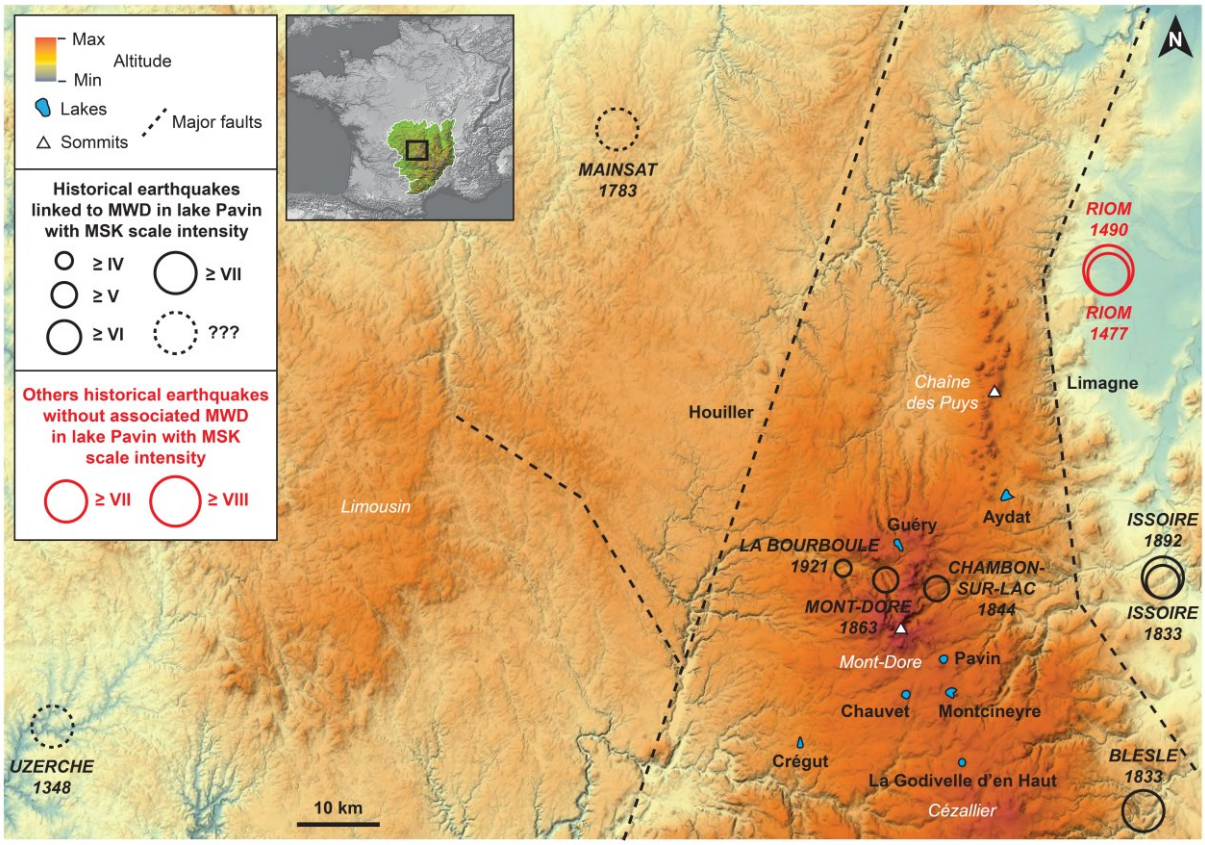


Figure 27.13. Digital elevation model of the northern part of the French Massif Central illustrating the location of lacustrine systems and MSK intensities of historical earthquake epicenters that stroke the study area. Regional faults (the Limagne Fault, LF and the Houiller Fault, HF) are also indicated by dashed bold lines.

In a previous study, Chapron et al (2012) suspected earthquake triggering for this large event E5 in Pavin, since it seems contemporaneous to a remarkable **slide** in nearby Lake Montcineyre (Figure 27.13). This is further supported now by available **radiocarbon** dating in Lake Montcineyre dating this **slide** around AD 1320 +/- 10) and by the dating of another contemporaneous MWD back to cal. AD 1310 +/- 100 in Lake Guéry located in the Puy de Sancy area, ca. 7 km north from Pavin (Chassiot et al., in prep). Ongoing radiocarbon dating will tell if the outstanding slump and turbidite deposits in maar Lake Chauvet described in Chapter 26 (this issue), are also contemporaneous. As shown in Table 27.2, **sedimentary event** E5 may also be contemporaneous to a reported earthquake in the Limousin region in June, 13 AD 1348 (the Uzerche event of unknown both intensity and precise epicenter location). Since this event occurred few decades after the calculated age of E5 based on PAV12 chronology, it means that additional dating uncertainties in PAV12 age-depth model within the upper **diatomite** unit maybe related with unidentified sediment erosion episodes associated with the development of **turbidity currents** that deposited sedimentary events E2, E3 and E4 at site PAV09-B1.

A set of new data from **sedimentary event** E6 presented in this study, allows to further precise the sediment source areas and the consequences of this other major event that deeply impacted Lake Pavin (Chapron et al., 2010, 2012). The changes in organic matter geochemistry observed just after this event (enrichment of organic matter of terrestrial origin or oxidized organic matter in the upper **diatomite** unit in both PAV8 and PAV12 coring sites) and related to the progressive erosion and remobilization of exposed former littoral lacustrine sediments following an abrupt lake level drop of ca. 9 m, suggest (i) that E6 MWD was much probably favored by the perturbation of subaqueous sediment pore pressure during the lake level drop and (ii) that this large MWD on the plateau was therefore associated with a major **lake outburst** and a catastrophic debris flow downstream in the Couze Pavin valley. As shown in Table 27.2, a similar age obtained from the second outstanding erosive sandy layer at site PAV09-C5, further points toward the propagation of violent waves during this event. The origin of the **lake outburst** is, however, still unknown. It may either result from a wetter period since there is a general increase in detrital sediment supply to regional lacustrine systems around AD 600 in Western Europe (Figure 27.12), but it may also result from earthquake shaking, since several younger seismic events were apparently recorded in this maar lake by slope failures. Finally, as discussed in Chapter 3 (this issue), this major environmental crisis at Lake Pavin and downstream in the Pavin valley ca. 1400 years ago, may have cause the end of a Roman query at the shore of Lake Pavin documented in a text from Gregorius of Tours, one of the first historian of Gaul relating pagan lake cults and regular catastrophic events in Auvergne (Chap 2, this issue). It is however beyond the scope of this paper to further discuss the possible evolution of human activities within the topographic drainage basin of Lake Pavin since the Roman period, because this time window is not documented in core PAV12 due to sediment erosion at the base of sedimentary event E6.

27.6. CONCLUSIONS AND PERSPECTIVES

The multidisciplinary study of Lake Pavin sedimentary infill combining acoustic soundings, and well-dated sediment cores together with the integration of regional and historical data sets on climate, human activities and natural hazards in the study area highlight that:

(i) Lake Pavin sedimentation was essentially dominated by mineral inputs from the drainage basin following the formation of Pavin crater;

(ii) Afterwards, the rapid development of vegetation cover along the inner slopes of the crater limited strongly mineral inputs toward the lake and favored the formation of **diatomite**, an organic rich sedimentation dominated by the productivity in the water column over the last ca. 7000 years;

(iii) The identification of several short periods of enhanced mineral inputs within the diatomite deposits contemporaneous with similar trends observed previously in contrasted lacustrine systems from western Europe, might reflect the influence of climate change (i.e. wetter periods) on Pavin sedimentation;

(iv) The development of Pavin **meromicticity** may have been favored by the occurrence of at least two major subaqueous slope failures dated at ca. AD 600 and ca. AD 1300. These two events were associated with unusual erosive waves at the lake shore and related with a catastrophic **lake outburst** and a lake level drop of ca. 9 m some 1400 years ago and regional earthquake shaking some 700 years ago, respectively;

(v) Apparently limited human impact on Pavin sedimentation since the Roman period is unusual in this region and may result from the catastrophic consequences of large subaquatic slides around AD 600 and AD 1300, but also recurrent more limited slopes failures since the Little Ice Age possibly triggered by regional historical earthquakes (in AD 1783; in either AD 1833 or AD 1844; in AD 1863 and in AD 1921) and eventually associated with a **limnic eruption** in AD 1783 and in AD 1936. Further studies integrating archeology, paleo ecology and lacustrine sedimentology are still needed to better document the impact of former societies on the environment in the study area. Enhanced slope instabilities since the end of the 19th century may, however, resulted from the perturbation of subaqueous sediment pore pressure after the artificial lake level drop by ca. 4 m.

Future and ongoing studies on Lake Pavin area should confirm the timing, causes and consequences of this event stratigraphy based on similar limnogeological approaches in several contrasted regional lakes, in order to further pinpoint the respective influences of climate changes and land use evolution on lacustrine sedimentation. Finally, this reconstruction of Lake Pavin paleolimnology and event stratigraphy should help reconstructing the history of its **meromicticity** and the evolution of its remarkable biodiversity.

ACKNOWLEDGMENTS

This study benefited from several projects funded by (i) the MEEDDAT project of the DDEA Puy-de- Dôme, (ii) the Agence de l'Eau Loire-Bretagne (AELB) project EDIFIS, (iii) the INSU project DICENTIM and (iv) the ARTEMIS facilities from INSU and INSHS for radiocarbon dating. L. Chassiot PhD grant is in addition funded by the Région Centre. We wish to thank Anaëlle Simonneau (ISTO, Orléans) for field work support and scientific discussions, Alice Recanati (LMCM, Paris) for MEB pictures, Michel Meybeck for scientific discussions and Marc Desmet (GéHCO, Université de Tours) for the detailed review of this chapter.

REFERENCES

Aeschbach-Hertig W, Hofer M, Kipfer R, Imboden DM, Wieler R (1999) Accumulation of mantle gases in a permanently stratified volcanic lake (Lac Pavin, France). Geochimica et Cosmochimica Acta 63, 19-20: 3357-3372.

Anselmetti FS, Ariztegui D, De Batist M, Gebhardt C, Haberzettl T, Niessen F, Ohlendorf C, Zolitschka B (2009) Environmental history of southern Patagonia unravelled by the seismic stratigraphy of Laguna Potrok Aike. Sedimentology 56: 873-892.

Albéric P, Jézéquel D, Bergonzini L, Chapron E, Viollier E, Massault M, Michard G (2013) Carbon cycling and organic radiocarbon reservoir effect in a meromictic crater lake (lac Pavin, Puy-de-Dôme, France). Radiocarbon 55, 2-3: 1029-1043.

Ariztegui D, Chondrogianni C, Lami A, Guilizzoni P, Lafargue E (2001) Lacustrine Organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). Journal of Paleolimnology 26: 283-292.

Arnaud F, Révillon S, Debret M, Revel M, Chapron E, Jacob J, Giguet-Covex C, Poulenard J, Magny M (2012) Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. Quaternary Science Reviews 51: 81-92.

Augustinus P, Cochran U, Kattel G, D'Costa D, Shane P (2012) Late Quaternary paleolimnology of Onepoto maar, Auckland, New Zealand: Implications for the drivers of regional paleoclimate. Quaternary International 253: 18-31.

Bacon C, Gardner J, Mayer L, Buktenica M, Dartnell P, Ramsey D, Robinson J (2002) Morphology, volcanism and mass wasting in Crater Lake, Oregon, Geologic Society of America Bulletin 114, 675-692.

Bani P, Join J-L, Cronin SJ, Lardy M, Rouet I, Garaebiti E (2009) Characteristics of the summit lakes of Ambae volcano and their potential for generating lahars. Natural Hazards and Earth System Sciences 9: 1471-1478.

Barbierro RP and Warren GJ (2011) Rotifer communities in the Laurentian Great Lakes, 1983-2006 and factors affecting their composition. Journal of Great Lakes Research 37: 528-540.

Behar F, Beaumont V, Penteado HL De B (2001) Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP 56, 2: 111-134.

Blaauw M (2010) Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. Quaternary Geochronology 5: 512-518.

Blomqvist P (2001) Phytoplankton responses to biomanipulated grazing pressure and nutrient additions - enclosure studies in unlimed and limed Lake Njupfatet, central Sweden. Environmental Pollution 111: 333-348.

Bonhomme C, Poulin M, Vinçon-Leite B, Saad M, Groleau A, Jézéquel D, Tassin B (2011) Maintaining meromixis in Lake Pavin (Auvergne, France): The key role of sublacustrine spring. Comptes Rendus Geoscience 343: 749-759.

Brauer A, Endres C, Günter C, Litt T, Stebich M, Negendank JFW (1999) High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. Quaternary Science Reviews 18,3: 321-329.

Caballero M, Vazquez G, Lozano-Garcia S, Rodriguez A, Sosa-Najera S, Ruiz-Fernandez AC, Ortega B (2006) Present limnological conditions and recents (ca. 340 yr) paleolimnology of a tropical lake in the Sierra de Los Tuxtlas, eastern Mexico. Journal of Paleolimnology 35: 83-97.

Camus G, Michard G, Olive P, Boivin P, Desgranges P, Jezequel D, Meybeck M, Peyrus J-C, Vinson J-M, Viollier E, Kornprobst J (1993) Risques d'éruption gazeuse carbonique en Auvergne. Bulletin de la Société Géologique de France 164, 6: 767-781.

Caracausi A, Mario Nuccio P, Favara R, Nicolosi M, Paternoster M (2009) Gas hazard assessment at the Monticchio crater lakes of Mt. Vulture, a volcano in southern Italy. Terra Nova 21: 83-87.

Chapron E, Beck C, Pourchet M, Deconinck JF (1999) 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). Terra Nova 11: 86-92.

Chapron E, Arnaud F, Noël H, Revel M, Desmet M, Perdereau L (2005) Rhône-river flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France. Boreas 34, 4: 404-416.

Chapron E, Albéric P, Jézéquel D, Versteeg W, Bourdier J-L, Sitbon J (2010) Multidisciplinary characterization of sedimentary processes in a recent maar lake (Lake Pavin, French Massif Central) and implication for natural hazards. Natural Hazards and Earth System Sciences 10: 1-13.

Chapron E, Ledoux G, Simonneau A, Albéric P, St-Onge G, Lajeunesse P, Boivin P, Desmet M (2012) New evidence of Holocene Mass-Wasting Events in recent volcanic lakes from the French Massif Central (Lakes Pavin, Montcineyre and Chauvet) and implications for Natural Hazards, in Submarine Mass Movements and Their Consequences, edited by Yamada et al. (eds.). Advances in Natural and Technological Hazards Research 31: 255-264.

Cugny C, Mazier F, Galop D (2010) Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fongi to reconstruct pastoral activity. Vegetation History and Archaeobotany 19: 391-408.

Delibrias G, Guillier MT, Labeyrie J (1972) Gif natural radiocarbon measurements VII. Radiocarbon 14: 280-320.

Debret M, Desmet M, Balsam W, Copard Y, Francus P, Laj C (2006) Spectrophotometer analysis of Holocene sediments from an anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia, Canada. Marine Geology 229: 15-28.

Debret M, Chapron E, Desmet M, Rolland-Revel M, Magand O, Trentesaux A, Bout-Roumazeille, Nomade J, Arnaud F (2010) North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget, France. Quaternary Science Reviews 29: 2185-2200.

Debret M, Sebag D, Desmet M, Balsam W, Copard Y, Mourier M, Susperrigui A-S, Arnaud F, Bentaleb I, Chapron E, Lallier-Vergès E, Winiarski T (2011) Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new “Q7/4 diagram”. Earth-Science Reviews 109: 1-19.

Delbecque A (1898) Les lacs français. Chamerot & Renouard, Paris, 436 p.

Giresse P, Maley J and Kelts K (1991) Sedimentation and paleoenvironment in crater lake Barombi Mbo, Cameroon, during the last 25 000 years. Sedimentary Geology 71: 151-175.

Gutowski, A., van de Weyer, K., Hofmann, G., Doege, A. (2011) Makrophyten und Phytobenthos Indikatoren für den ökologischen Gewässerzustand. Druckschrift des Sächsischen Landesamts für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie des Freistaates Sachsen, Mai 2012, 188 pp.

Hindáková, A (2009) On the occurrence of Achnanthes thermalis var. rumrichorum (Bacillariophyceae) in Slovakia. Fottea, 9: 193-198.

Jézéquel D, Sarazin G, Prévot F, Viollier E, Groleau A, Michard G, Agrinier P, Albéric P, Binet S, Bergonzini L (2011) Bilan hydrique du lac Pavin. Revue des Sciences Naturelles d’Auvergne, 74-75 :67-90.

Kling GW, Clark MA, Wagner GN, Compton HR, Humphrey AM, Devine, JD, Evans WC, Lockwood JP, Tuttle ML, Koenigsberg EJ (1987) The 1986 Lake Nyos gas disaster in Cameroon, West Africa. Science 236: 169-175.

Kulbe T and Niederreiter R jr., (2003) Freeze coring of soft surface sediments at a water depth of several hundred meters. Journal of Paleolimnology 29: 257-263.

Lambert J, Levret-Arbaret A, Czitrom G, Dubie J-Y, Godefroy P (1997) Les tremblements de terre en France. Editions BRGM, 127 p.

Lange-Bertalot, H. (2001) Navicula sensu stricto, 10 Genera separated from Navicula sensu lato Frustulia. Diatoms of Europe 2, 526 p.

Lavrieux M, Disnar J-R, Chapron E, Bréheret J-G, Jacob J, Miras Y, Reyss J-L, Andrieu-Ponel V, Arnaud F (2013) 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). The Holocene 23, 9: 1317-1328.

Lotter AF, Bigler C (2000) Do diatoms in the Swiss Alps reflect the lenght of ice-cover? Aquatic Sciences 62: 125-141.

Magny M, Haas JN (2004) A major widespread climatic change around 5300 cal. Yr BP ago at the time of the Alpine Iceman. Journal of Quaternary Science 19: 423-430.

Magny M (2007) Holocene fluctuations of lake levels in west-central Europe: methods of reconstruction, regional patterns, palaeoclimatic significance and forcing factors. Encyclopedia of Quaternary Geology 3: 1389-1399.

Magny M, Combrieu Nebout N, de Beaulieu J-L, Bout-Roumazeilles V, Colombaroli D, Desprat S, Francke A, Joannin S, Peyron O, Revel M, Sadori L, Siani G, Sicre M, Samartin S, Simonneau A, Tinner W, Vannière B, Wagner B, Zanchetta G, Anselmetti F, Brugiapaglia E, Chapron E, Debret M, Desmet M, Didier J, Essallami L, Galop D, Gilli A, Haas JN, Kallel N, Millet L, Stock A, Turon J, Wirth S (2013) North-south paleohydrological contrasts in the central Mediterraenean during the Holocene : tentative synthesis and working hypotheses. Climate of the Past 9: 1901-1967.

Manville V, (2010) An overview of break-out floods from intracaldera lakes. Global and Planetary Change 70, 14-23.

Manville V. (2015) Volcano-Hydrologic Hazards from Volcanic Lakes, in: Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J. (Eds.), Volcanic Lakes. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 21-71.

Marcheto A, Ariztegui D, Brauer A, Lami A, Mercuri A-M, Sadori L, Vigliotti L, Wulf S, Guilizzoni P (2015) Volcanic lake sediments as sensitive archives of climate and environmental changes in: Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F., Vandemeulebrouck, J. (Eds.), Volcanic Lakes. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 380-399.

Martin J-M (1985) The Pavin crater lake, in: Stumm Y (eds.) Chemical Processes in Lakes. John Wiley & Sons: 169-188.

Martin J-M, Meybeck M, Nijampurkar VN, Somayajulu BLK (1992) ^{210}Pb, ^{226}Ra and ^{32}Si in Pavin lake (Massif Central, France). Chemical Geology 94: 173-181.

Martin-Puertas C, Brauer A, Dulski P, Brademann B (2012) Testing climate-proxy stationarity throughout the Holocene: an example from the varved sediments of Lake Meerfelder Maar (Germany). Quaternary Science Reviews 58: 56-65.

Miras Y, Laggoun-Defarge F, Guenet P, Richard H (2004) Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Sub-Boreal in the surroundings of the "narse d'Espinasse" (Puy-de-Dôme, French Massif Central). Vegetation History and Archaeobotany 13: 91-103.

Moernaut J, Verschuren D, Charlet F, Kristen I, Fagot M, De Batist M (2010). The seismic-stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa: Hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140kyr. Earth and Planetary Science Letters 290, 214-223.

Monecke K, Anselmetti F, Becker A, Sturm M, Giardini D (2004) The record of historic earthquakes in lakes sediments of Central Switzerland. Tectonophysics 394: 21-40.

Mott RW and Woods AW (2010) A model of overturn of CO2 laden lakes triggered by bottom mixing. Journal of Volcanology and Geothermal Research 192,3-4: 151-158.

Mulder T and Cochonat P (1996) Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research 66: 43-57.

Nomade J, Chapron E, Desmet M, Reyss J.L., Arnaud F, Lignier V (2005) Reconstructing historical seismicity from lake sediments (Lake Laffrey, Western Alps, France). Terra Nova 17: 350-357.

Oldfield F (1996) The PASICLAS project: synthesis and overview. Memoire dell'instituto italiano di Idrobiologia 55: 329-357.

Reille M, Pons A, de Beaulieu J-L (1992) Late and postglacial vegetation, climate and human action in the French Massif Central.

Reimer PJ, Bard E, Bayliss A, Warren Beck J, Blackwell PG, Bronk Ramsey C, Buck CE, Cheng H, Lawrence Edwards E, Friedrich M, Grootes PM, Guilderson TP, Haflidason H, Hajdas I, Hatté C, Heaton TJ, Hoffmann DL, Hogg AG, Hughen KA, Felix Kaiser K, Kromer B, Manning SW, Niu M, Reimer RW, Richards DA, Scott EM, Southon JR, Staff RA, Turney CSM, van der Plicht J (2013) IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.

Rioual P, Andrieu-Ponel V, de Beaulieu J-L, Reille M, Svobodovac H, Battarbee RW (2007) Diatom responses to limnological and climatic changes at Ribains Maar (French Massif Central) during the Eemian and Early Würm. Quaternary Science Reviews 26: 1557-1609.

Schettler G, Schwab MJ, Stebich M (2007) A 700-year record of climate change based on geochemical and palynological data from varved sediments (Lac Pavin, France). Chemical Geology 240: 11-35.

Schettler G and Albéric P (2008) Laghi di Monticchio (Southern Italy, Region Basilicata): genesis of sediments - a geochemical study. Journal of Paleolimnology 40: 529-556.

Schmid M, Halbwachs M, Wehrli B, Wüest A (2005) Weak mixing in Lake Kivu: new insights indicate increasing risk of uncontrolled gas eruption. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 6, 7: 1-11.

Sifeddine A, Bertrand P, Lallier-Vergès E, Patience AJ (1996) Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15ka: lac du Bouchet (Massif Central, France). Quaternary Science Reviews 15: 203-211.

Sigurdsson H, Devine JD, Tchua FM, Presser FM, Pringle MKW, Evans WC (1987) Origin of lethal gas burst from Lake Monoun, Cameroun. Journal of Volcanology and Geothermal Research 31: 1-16.

Simonneau A, Chapron E, Vannière B, Wirth S B, Gilli A, Di Giovanni C, Anselmetti F S, Desmet M, Magny M (2013a) Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy : implications for Holocene paleohydrology and natural hazards. Climate of the Past 9: 825-840.

Simonneau A, Chapron E, Courp T, Tachikawa K, Le Roux G, Baron S, Galop D, Garcia M, Di Giovanni C, Motellica-Heino M, Mazier F, Foucher A, Houet T, Desmet M, Bard E (2013b) Recent climatic and anthropogenic imprints on lacustrine systems in the Pyrenean Mountains inferred from minerogenic and organic clastic supply (Vicdessos valley, Pyrenees, France). The Holocene 23:1764-1777.

Simonneau A, Chapron E, Garçon M, Winiarski T, Graz Y, Chauvel C, Debret M, Motelica-Heino M,Desmet M, Di Giovanni C (2014) Tracking Holocene glacial and high-altitude alpine environments fluctuations from minerogenic and organic markers in proglacial lake sediments (Lake Blanc Huez, Western Frenc Alps). Quaternary Science Reviews 89: 27-43.

Stebich M, Brüchmann C, Kulbe T, Negendank JFW (2005) Vegetation history, human impact and climate change during the last 700 years recorded in annually laminated sediments of Lac Pavin, France. Review of Palaeobotany and Palynology 133: 115-133.

Strasser M and Anselmetti F (2008) Mass-movement events stratigraphy in Lake Zurich: a record of varying seismic and environmental impacts. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, 95: 23-41.

Talbot, MR and Livingstone DA (1989) Hydrogen Index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake level indicators. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 70, 121-137.

Tanasienko, A., Yakutina, O., and Chumbaev, A., 2011, Effect of snow amount on runoff, soil los and suspended sediment during periods of snowmelt in southern West Siberia, Catena, 87, 45-51.

Thouveny N, de Beaulieu JL, Bonifay E, Creer KM, Guiot J, Icole M, Johnsen S, Jouzel J, Reille M, Williams T, Williamson D (1994) Climate variations in Europe over the past 140-Kyr deduced from rock magnetism. Nature 371: 503-506.

Truze E and Kelts K (1993) Sedimentology and Paleoenvironment from the maar lac du Bouchet for the last climatic cycle, 0-120,000 years (Massif Central, France) in Paleolimnology of European Maar Lakes eds. By Negendank JFW and Zolitschka B. Lecture Notes in Earth Sciences 49: 237-375.

Van Dam, H., Mertens, A. and Sinkeldam, J. 1994. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. Netherlands Journal of Aquatic Ecology, 28: 117-133.

Voigt, R., Grüger, E., Baier, J. and Meischner, D., 2008. Seasonal variability of Holocene climate: a palaeolimnological study on varved sediments in Lake Jues (Harz Mountains, Germany). Journal of paleolimnology, 40: 1021-1052.

Walker IR and Paterson CG (1986) Associations of diatoms in the surficial sediments of lakes and peat pools in Atlantic Canada. Hydrobiologia 134: 265-272.

Zolitschka, B., Anselmetti, F., Ariztegui, D., Corbella, H., Francus, P., Lücke, A., Maidana, N.I., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Wastegard, S., 2013, Environment and climate of the last 51000 years - new insights from the Potrok Aike maar lake Sediment Archive Drilling prOject (PASADO). Quaternary Science Reviews 71, 1-12.

GLOSSARY

Acoustic facies: acoustic signature of sedimentary material according to the presence, frequency, amplitude, continuity and geometry of reflections on seismic profiles.

AMS radiocarbon: radiometric method using an accelerator mass spectrometry (AMS) to measure isotopic record of ^{14}C carbon in order to date an organic sample. The isotopic composition of C can be used for stratigraphic correlations.

Crater rim (or ring): a low-relief rim of fragmental material surrounding a maar lake.

Diatomite: soft friable siliceous sedimentary rock or unit made of opaline frustules of the diatom, a unicellular aquatic plant related to the algae.

Diffuse spectral reflectance: ratio of energy reflected by a material at a specific wavelength.

Hydrogen Index (HI): amount of hydrocarbons released during pyrolysis in Rock-Eval analyzer, normalized to TOC (unit expressed in mg $HC.g^{-1}$ TOC).

Lava: a general term for a molten extrusive volcanic formation and also for the rock that is solidified from it.

Limnic eruption: violent release of carbon dioxide from deep waters of a meromictic lake following a brutal overturn of the gas-rich monimolimnion.

Maar: a low-relief, broad volcanic crater formed by multiple shallow explosive eruptions. It is surrounded by a crater ring, and can be filled by water.

Magnetic susceptibility: measurement of volumic induced magnetization in a sediment linked with its grain size and content in magnetic material.

Meromictic: a lake that undergoes incomplete mixing of its waters during periods of circulation. Most often conists of a free circulating upper fresh water layer (mixolimnion) and a stagnant, often anoxic, bottom water layer (monolimnion).

Mixolimnion: the upper, low density, freely circulating layer of water of a meromictic lake.

Monimolimnion: the deep, high density, perennially stagnant or non-circulating layer of water of a meromictic lake.

Outlet: a stream flowing out of a lake, pond, or other body of standing water**.**

Oxygen Index (OI): amount of oxygen content in the OM released during pyrolysis in Rock-Eval analyzer, normalized to TOC (expressed in mg $CO_2.g^{-1}$ TOC).

Paleolimnology: the study of ancient lakes from their sediments and fossils aiming at reconstructing the paleoenvironments of inland waters. Such studies are based on analyses

of sediment cores including the physical, chemical and mineralogical properties of sediments and divers biological records.

Pumices: volcanic rock consisting of highly vesicular rough textured volcanic glass, created when super-heated and high-pressurized rock is violently ejected from a volcano.

Pyrolysis: thermochemical decomposition of organic material at elevated temperatures in the absence of oxygen.

Radiocarbon reservoir effect: impact of carbon cycling hydrodynamic conditions in the environment on radiocarbon age determinations. Radiocarbon ages of materials are calculated by comparison to normal atmospheric CO_2 isotopic ratio. Dating materials not issued from terrestrial plant remains but made of more carbon sources than atmospheric CO_2 requires correcting radiocarbon ages by specific age offsets depending of locally particular conditions of the reservoir effect.

S2: amount of hydrocarbon that escapes from the sample during the thermal cracking in Rock-Eval analyzer, expressed in mg HC/g sediment.

Sedimentary event: individual sedimentary bed recording rare geological events at any scale.

Sedimentary facies: lithological signature of sediments including the color and the occurrence of sedimentary structures, bedding and grain size distribution.

Seismic reflection profile: a cross section through the subsurface produced by the propagation and reflection of an acoustic wave into a sedimentary basin. It represents the layering geometry in the subsurface tens of meters to kilometers below the surface, depending of the frequency)

Slide scar: a scratch left on a sea floor/lake floor by subaqueous sliding or slumping.

Slump: the sliding-down of a mass of sediment shortly after its deposition on an underwater slope characterized by a shearing and rotary movement along a curved basal slip surface.

Tephra: material formed by volcanic explosion or aerial expulsion from a volcanic vent.

Thin-section: laboratory preparation of rocks, minerals, sediments or organic compounds for use with a microscope.

Turbidite: a sediment deposited from a turbidity current and characterized by the development of graded bedding and moderate sorting of particles.

Varves: annual layer of sediment.

Léo CHASSIOT

Forçages naturels et anthropiques sur la sédimentation en domaine lacustre

Dans la perspective d'appréhender au mieux les conséquences des changements climatiques à l'échelle globale, l'étude des systèmes lacustres apparaît comme un moyen privilégié pour comprendre les interactions passées entre facteurs naturels (climat et tectonique) et anthropiques sur le long terme. Se concentrant sur une zone géographique peu étudiée, l'Auvergne et les bassins versants Loire et Adour-Garonne, ce travail précise les relations existantes entre dynamiques sédimentaires et forçages naturels (tectonique et climat) et anthropiques durant l'Holocène par une approche multi-sites incluant des lacs naturels et des réservoirs. A travers une analyse multi-paramètres du continuum bassin versant - lac, les résultats portant sur les lacs naturels d'Auvergne mettent en évidence : (1) une sédimentation évènementielle témoin de plusieurs aléas naturels (séismes, coulée de boue et éruptions limniques) et (2) une sédimentation de fond reliée aux fluctuations climatiques holocènes et aux activités anthropiques durant la fin de l'Holocène. La reconstitution de l'érosion des sols sur les 700 dernières années souligne une grande disparité entre les sites étudiés, principalement reliée de facteurs de station et de l'impact anthropique à l'échelle locale. L'étude limnogéologique des réservoirs illustre des natures et des processus sédimentaires assimilables aux milieux naturels, mais souligne une grande diversité de géométries de remplissages qui sont dépendantes des typologies d'ouvrages et de l'usage anthropique des réservoirs.

Mots-clés : lac, barrage, réservoir, sédiments, Auvergne, Loire, Holocène, tectonique, climat, Homme.

Natural and anthropogenic forcings on lacustrine sedimentation

In order to assess the consequences of global warming, lacustrine systems are well-indicated to infer past natural (climate and tectonic) and anthropogenic interactions over long time scales. Targeting a poorly documented area, the Auvergne region and the Loire and Adour-Garonne watersheds, this work clarifies relationships between sedimentary dynamics and natural and anthropogenic forcings during the Holocene with a regional multi-sites comparison including natural lakes and reservoirs. Through multi-proxies analyses performed within the lake - catchment continuum, results highlight: (1) sedimentary events related to various forms of natural hazards (earthquakes, debris flow and limnic eruptions) and (2) a background sedimentation related to Holocene climatic fluctuations and human activities during the Late Holocene. For the last 700 years, the reconstruction of soil erosion rates underlines a large disparity between studied sites, mainly connected to site effects and the intensity of human impact at local scale. The limnogeologic study of reservoirs shows similar sedimentary processes than in natural lakes, but highlights a wide range of sedimentary architectures related to the impoundment geometry and the reservoir management.

Keywords: lake, dam, reservoir, sediments, Auvergne, Loire, Holocene, tectonic, climate, Human.

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans
Campus Géosciences, 1A, rue de la Férolerie
45071 Orléans CEDEX 2