Chronostratigraphie et distribution spatiale des dépôts éoliens quaternaires du bassin aquitain

Luca Sitzia

▶ **To cite this version:**

Luca Sitzia. Chronostratigraphie et distribution spatiale des dépôts éoliens quaternaires du bassin aquitain. Archéologie et Préhistoire. Université de Bordeaux, 2014. Français. NNT : 2014BORD0040 . tel-01197192

HAL Id: tel-01197192
https://theses.hal.science/tel-01197192

Submitted on 11 Sep 2015

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

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

THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

École doctorale Sciences et Environnements

par

Luca Sitzia

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : Préhistoire

CHRONOSTRATIGRAPHIE ET DISTRIBUTION SPATIALE DES DÉPÔTS ÉOLIENS QUATERNAIRES DU BASSIN AQUITAIN

Sous la direction de : Pascal Bertran

Soutenue le 3 février 2014

Après avis de:

Jean-Jacques Bahain, Professeur, CNRS MNHN, Paris
Jef Vandenberghe, Professeur émérite, Université d'Amsterdam

Devant la commission d'examen formée de :

Mme **Brigitte VAN-VLIET LANOË**, Directeur de recherche au CNRS	Examinateur
M. **Pierre ANTOINE**, Directeur de recherche au CNRS	Examinateur
M. **Jean-Jacques BAHAIN**, Professeur au MNHN	Rapporteur
M. **Pascal BERTRAN**, Ingénieur de Recherche, Inrap/PACEA	Directeur
M. **Philippe CHERY**, Maître de conférence à Bordeaux Sciences Agro	Examinateur
M. **Jean-Luc SCHNEIDER**, Professeur à l'Universite Bordeaux 1	Examinateur
M. **Jef VANDENBERGHE**, Professeur émérite à l'Université d'Amsterdam	Rapporteur

— 2014 —

Remerciements

Cette thèse n'aurait pas pu voir le jour sans l'aide et l'apport de très nombreuses personnes que je tiens ici à remercier tout particulièrement.

Ma profonde reconnaissance va tout d'abord et surtout à mon directeur de thèse **Pascal Bertran**. Depuis mon master (le temps du français boiteux...) et puis tout le long de la thèse il a eu la patience et la constance de me suivre dans mon parcours de formation en partageant toujours son savoir sans aucune réserve. Je lui suis gré de son enthousiasme contagieux et de ses remarques toujours pertinentes, foisonnantes et stimulantes, mais aussi de la liberté qu'il m'a laissé dans l'élaboration de ce sujet de thèse. Il m'a aidé et toujours réconforté dans les impasses et il s'est dépensé au maximum pour faire en sorte que le deuxième et définitif sujet de thèse s'appuie sur un « substrat » solide : ne se reste que pour cela les remerciements seraient encore très longs...Je n'oublierais pas le plaisir de partager l'émerveillement, tels des petits enfants, face à des nouveaux affleurements de richesse insoupçonnée (un exemple sur tous les journées à Sabres...) et je ne peux que souhaiter une poursuite de ce chemin entrepris ensemble.

Je suis très reconnaissant aux deux rapporteurs de ce travail, **Jef Vandenberghe** et **Jean-Jacques Bahain**.
Je remercie **Jef Vandenberghe** d'avoir accepté de lire ce manuscrit en français et pour les nombreux commentaires stimulants qu'il a fait dans son rapport. Certains de ses travaux sur les milieux éoliens et périglaciaires ont inspiré l'esprit de ma thèse tout le long de son accomplissement. Je lui suis reconnaissant, tout comme a Kees Kasse, de m'avoir donné la possibilité de visiter l'affleurement de Twente au Pays Bas. La journée de terrain passée ensemble a contribué de manière importante à mon intérêt envers les dépôts éoliens en contexte périglaciaire et m'a permis de voir de mes propres yeux des faciès qui restaient pour moi jusqu'alors obscurs.
Je suis gré à **Jean-Jacques Bahain** pour l'intérêt porté envers mon sujet de thèse. Je voudrais tout particulièrement lui témoigner ma reconnaissance pour avoir accepté de faire, avec Pierre Voinchet, les dates ESR sur les coupes de Locbeilh et Le Gurp : ces dates ont été fondamentales pour alimenter mes réflexions sur l'origine et la chronologie ancienne de l'Erg Landais.

Je tiens à remercier **Pierre Antoine, Philippe Chery, Jean-Luc Schneider et Brigitte Van-Vliet Lanoë** pour avoir accepté de faire partie du jury de thèse.
Les travaux de **Pierre Antoine** sur les séquences loessiques du nord de la France et d'Allemagne ont inspiré certaines des idées proposées dans ce travail et je suis honnoré de l'avoir dans ce jury de thèse.
Philippe Chery m'a initié au monde passionnant des géostatistiques, en me montrant comment utiliser les différents outils statistiques mais également en me faisant partie de ses connaissances théoriques : son apport était déterminant et il ne m'a jamais nié son temps pour mes nombreuses questions. Je le remercie, tout comme **Dominique Arruays** et toute l'equipe INFOSOL, de m'avoir donné la possibilité d'accéder à la base de données INFOSOL sans laquelle il n'aurait jamais été possible de faire certaines des cartes de cette thèse.

Jean-Luc Schneider m'a fait partie de ses connaissances sur les séismites et je le remercie de m'avoir aidé dans la lecture de certaines coupes de ma thèse. Je n'oublierais pas son enthousiasmé et son empathie qui ont rendu cette collaboration très agréable.
Je suis honoré d'avoir **Brigitte Van-Vliet Lanoë** dans mon jury de thèse et il est difficile de résumer en quelques mots ma reconnaissance envers elle. Nombreux de ses articles ont constitué une source d'inspiration et de réflexion au cours de mon travail. Les jours passées ensemble à Brest à étudier les lames minces de ma thèse et de ses nombreux terrains d'étude, ainsi que les journées de terrain dans certains des affleurements Landais et Girondins ont contribué significativement à mon parcours de formation. Sa vision critique des possibles mécanismes derrière les structures de déformation souples était pour moi déterminante et je la remercie pour l'aide conséquent dans l'étude des structures séismiques. Enfin, je lui suis gré pour les nombreux bouquins, articles et lames minces sur les dépôts éoliens périglaciaires qu'elle m'a offert ; je n'oublierais pas aussi les nombreuses images (réelles et imaginaires) des milieux arctiques et subarctiques qu'elle a partagé avec enthousiasme : cela m'a permis de « visualiser » des milieux qui restaient pour moi peu familiers.

Un grand merci va à tous les membres du laboratoire PACEA qui m'ont soutenu tout le long de cette aventure.
Les nombreuses journées passées sur le terrain en compagnie d'**Arnaud Lenoble** ont toujours été très agréables. Ses compétences et ses nombreuses qualités scientifiques et pédagogiques ont toujours transformé ces heures en des moments d'apprentissage que j'ai cherché de mettre toujours au profit dans mon travail quotidien. Je le remercie, tout comme Roland Nespoulet, de m'avoir invité à participer à la mission Franco-Marocaine à Rabat : ce fut un moment très formateur et enrichissant. Je n'oublierais pas sa leçon de toujours bien connaître et étudier les travaux des auteurs précédents sur une région donnée (des surprises s'y cachent parfois...).
Alain Queffelec a toujours été disponible et n'a jamais épargné de son temps pour faire les analyses granulométriques et les lames minces que je lui amenait : merci !!!! Il m'a parfois accompagné sur le terrain en rendant moins solitaires les heures passées à gratter les fossés...Son côté débrouillard s'est toujours démontré fort utile pour trouver des possibilités de faire des analyses ailleurs que dans notre laboratoire (je pense à la XRF et à la DRX par example...) et je lui en suis gré.
Michel Lenoir s'est toujours montré enthousiaste et disponible à partager ses connaissances sur la préhistoire girondine et a me montrer les affleurements qu'il connaissait dans la région Je le remercie d'avoir été disponible à m'amener sur le terrain, même le dimanche, pour se promener dans le plateau de l'Entre-deux-Mers à la recherche de coupes sur limons éoliens. Avec **Julia Russot-Larroque**, ce sont sans doutes parmi les chercheurs les plus attachés à cette vaste étendue sableuse Landaise et

j'espère avoir contribué, tout comme eux l'ont fait, à la valorisation scientifique de cette région.
Je remercie **Anne Delagnes** et **Jacques Jaubert** avec lesquels nous avions commencé une collaboration au Yémen, hélas interrompue pour causes de force majeure. Il m'ont soutenu et encouragé tant sur l'ancien sujet de thèse que sur le nouveau, en rendant la phase de « transition » moins lourde à affronter.
Je voudrais remercier **Eric Pubert** pour avoir toujours été très disponible lors de problèmes de tout sortes qu'il ne manquait pas de fixer avec une bonne humeur indéfectible (nous nous sommes toujours tacitement trouvés d'accord sur la philosophie des « résoudre les problèmes chez soi » n'est pas ?). Malgré nos nombreuses tentatives de réaliser des copies conformes de certaines coupes de ma thèse nous avons échoué : les Lacquers-Peels restent pour l'instant six épisodes d'échec mais nous réussirons un jour ! Pour l'instant nous garderons au moins les après-midi passés ensemble qui jamais n'ont été des échecs. Merci aussi à **Isabelle Esqurial** pour sa réactivité (même à la dernière minute) à acquérir les références dont j'avais besoin pour mon travail et pour sa tolérance envers mes retards permanents dans le rendu des livres.

Un certain nombre de personnes externes au laboratoire PACEA m'ont aidé tout le long de ce travail et je souhaite ici leur exprimer toute ma gratitude.
Norbert Mercier et **Marion Hernandez** (CRPAA, Université de Bordeaux 3) ont accepté de faire des nombreuses datations OSL dans le cadre ce ma thèse malgré cet accord se soit fait en cours et ce n'était pas prévu d'avance. Je ne peux que leur être très reconnaissant pour cela et pour les heures de travail qu'ils ont passé sur le terrain et dans leur laboratoire : sans eux nous n'aurions pas pu faire un si joli voyage dans le temps. Tout le long de la thèse ils se sont toujours montrés disponibles à échanger avec moi et j'espère pouvoir continuer cette collaboration en vue des publications à venir.
Je voudrais témoigner toute ma reconnaissance à l'équipe **MAGDATIS** et plus particulièrement aux référents de Bordeaux, **Mathieu Langlais** et **Véronique Laroulandie**, pour avoir financé nombreuses des analyses et datations effectuées dans le cadre de cette thèse. Malgré certaines des dates se sont avérées plus anciennes que le cadre strict du projet, ils n'ont jamais cessé d'appuyer mes recherches. J'espère pouvoir, à la fin de ce projet, rendre autant que j'ai reçu, et non seulement en termes financiers mais aussi humains.
Je suis gré à **Chantal Leroyer** et **Axelle Ganne** (UMR 6566, Rennes) pour avoir accepté de faire l'étude palynologique de la coupe du Barp Pot-Au-Pin et pour le temps investi sur ces analyses ainsi que sur celles d'autres coupes n'ayant pas délivré assez de pollens pour analyse.
Je remercie **Guillaume de Lafontaine** (UMR 1202 BioGeco, Bordeaux 1 - Université Laval) qui a accepté sans réserves de réaliser une étude des charbons de bois des sites de Sabres et Les Passages.
Un grand merci à **Frederic Prodéo** qui au début de ma thèse a bien voulu m'introduire au monde du SIG en rendant beau- coup plus agréable la compréhension d'un monde qui à l'époque m'était totalement inconnu. Merci pour les nombreux fichiers partagés et pour les subterfuges et conseils élargis (si si, y compris ceux de passer des heures à essayer de comprendre pourquoi certains manip ne marchaient pas...).
Raimon Tolosana-Delgado (HZDE, Institute Freiberg for Resource Technology – Dresden,Allemagne) et **Vera Pawlowsky** (Université de Girona) se sont montrés très disponibles par mail à mes nombreuses questions concernant les analyses sta- tistiques et géostatistiques de données compositionnelles. Malgré nous n'ayons pas eu la chance de nous rencontrer, je les remercie de m'avoir rassuré sur ma démarche et d'avoir rendu, par leurs réponses, certains points théoriques moins obscurs. Je souhaite remercier **Jean Claude-Merlet**, **Gwenole Belbeoch** et **André Klingebiel**, attachés et combatifs – à juste titre - à défendre l'intérêt des recherches dans les Landes de Gascogne. Ils se sont toujours rendus disponibles à m'amener sur le ter- rain voir les affleurements qu'ils connaissaient et qui pouvaient être potentiellement intéressant. Tout comme Michel Lenoir et Julia Roussot-Larroque, ils font partie des chercheurs qui n'ont jamais cessé de travailler dans les Landes de Gascogne et leurs points de vu ont été précieux pour m'orienter dans un territoire que je connaissait très peu lors du commencement de ma thèse.
Merci à **Mathieu Rué** (PaleoTime) pour avoir partagé les résultats de ses recherches dans les Landes de Gascogne et pour n'avoir jamais esité à me passer certaines données dont j'avais besoin.
Je remercie **Philippe de Chateaubourg** (AMETEK SAS – Division Spectro) qui a réalisé les mesures de XRF sur l'ensemble des échantillons destinés à l'étude géochimique.
D'abord présent directement, puis plus discrètement, **Roberto Macchiarelli** (Université de Poitiers et MNHN Paris) a occupé une partie importante dans mon parcours scientifique. Après une première rencontre dans le cadre du stage de profession- nalisation de Master 1, il m'a proposé de me joindre au projet PaleoY et de vivre ainsi pour les trois ans suivants des moments passionnants en « Arabie heureuse ». Il a été un des acteurs clé dans mon orientation vers la géoarchéologie et il a toujours été prodigue de conseils tout au fil de ans, même quand j'ai changé mon sujet de thèse en me réorientant sur les dépôts éoliens Aquitains. Même si pour l'instant les recherches au Yémen sont « congélées », j'espère pouvoir un jour reprendre les prospection en sa compagnie, jamais ennuyeuse et au contraire toujours enrichissante tant scientifiquement que humainement.

Des nombreux collègues et désormais amis m'ont accompagné au cours de ces quatre ans de thèse et je ne peux que leur dédier peu de lignes alors qu'il en faudrait bien plus pour exprimer ma gratitude.
Manu : je ne sais pas d'où commencer ni où finir (ce qui est bien) pour te remercier de ta présence au cours de ces années de thèse. Je peux enfin répondre à l'appel que tu m'as lancé dans ta thèse : ça y est j'y suis désormais à cette fatidique fin. Tu as toujours était présent avec ton amitié dans les moments difficiles de ma thèse et non seulement (oh que tu as du supporter les
longs bla bla bla du je n'en peux plus...je ne vais pas y arriver) et je t'en suis reconnaissant. Ta vision critique de la recherche a toujours été d'exemple et les discussions que nous avons eu ont toujours été très enrichissantes (pas oublier le dernier chapitre : Heinrich...eheh). Merci pour le travail fait depuis d'autres latitudes et à la dernière

minute pour mettre un peu d'ordre dans mon schéma d'InDesign. Mais merci aussi pour ton bonheur constant et ton côté toujours positif de voir les choses. Nous avons passé de très nombreuses soirées inoubliables (je pense par exemple à la soirée Flintstones...) et je ne pense pas que ce soit fini...(quoique avec l'âge...). Et enfin merci pour Cassenade, ce projet fou dans lequel tu nous a entrainé avec Bachel et qui est commencé dans la meilleure façon possible : avec des tranches de saucisson, du fromage et du vin.
Solange : un exemple parfait de comment faire sentir un étranger chez soi (oui oui, aussi à coups de poires à 60 dégrés !!!!). J'ai toujours été frappé par cette qualité qui te distingue et qui a sans doute participé à mon intégration heureuse au sein du laboratoire. Tu m'as toujours montré ton amitié en m'écoutant pendant les moments de crise (les ahhhhrrggggg de la fin ont été nombreux), que se soit sur Bordeaux où ailleurs (merci skype). Merci pour les nombreux conseils que tu m'a donné pendant la thèse mais aussi pour les discussions autres qui ont toujours été très rafraichissantes.
Merci à **Myriam** et **Jean-Baptiste** dont l'appui dans mon travail a été toujours constant. Vous avez toujours écouté mes histoires (de travail et autres) en me reconfortant dans les moments de tristesse et difficulté. Merci Myriam pour la relecture d'une partie de la thèse qui n'était pas forcement très rigolotte : ça m'a beaucoup aidé à dépasser la peur que ce que j'écrivais ce soit catastrophique...
Mathieu et **Véronique** : que cette aventure ensemble à Peyrazet et dans les Landes puisse se poursuivre ; que nous puissions manger encore ensemble des têtes de cochon sarde en rêvant de projets à l'autre bout du monde ; que cette amitié puisse continuer à sa nourrir de belles discussions sur la vie et sur la recherche. Vous m'avez proposé de venir travailler à Peyrazet en tant que géoarchéologue et je suis heureux pour la confiance que vous m'avez donné nonobstant les milieux en grotte n'étaient pas ma spécialité.

Je n'oublierais pas tous les collègues et amis avec qui nous avons passé des nombreux moments ensemble, rendant ces années une panoplie de souvenir à rappeler. Merci à Brad Gravina, Marie-Claire Dawson, Marie-Cécile Soulier, François Bachellerie, Emilie Campmas, Katja Douze, William Rendu, Marion Hernandez, Ziad El Morre, Nicolas Antunes, Solène Caux, Fereidoun Biglari, Sonia Shidrang, François Lacrampe, Jean-Guillaume Bordes, Anne-Lise Leonard, l'équipe Cassenade, l'équipe PaleoY. Que ceux que j'oublie puissent me pardonner...

Jean-Paul, Lilian, Marion, Jb, Sophie, Reyes, Kolbas: que dire ? « C'est une jolie bande de joyeux fêtards... », mais que notre amitié ne se réduit pas à cela. Vous avez toujours été à l'écoute, chacun proche de moi à sa manière dans les très nombreux moments de difficulté. Jamais vous n'avez râlé (quoique...) à mes nombreux « mmhh...je ne peux pas car... ». Sans vous ces six ans passés en France auraient été tout autre chose. Merci merci merci, pour les soirées sans fin à faire des virevoltes (pas toujours réussites hein Jp), à cuisiner, à rire et à parler sérieux ou à me consoler et pour toutes les surprises qui vont venir encore. Merci aussi à toutes les personnes qui ont gravité autour de ce groupe d'amis internationaux. Merci Sabrina pour m'avoir aidé dans des moments difficiles (et pas toujours rigolos...).
Jp, Lilian, Marion : faudrait des pages pour vous remercier de tout...mais je sens que je ne peux pas trop déborder alors je promet un discours quand nous serions tous les trois ensemble !
Anne, Driss, Aurore: merci pour avoir toujours été là dans les moments de difficulté.
Je n'oublie pas les amis de Sardaigne qui ont toujours rendus mes (trop) brièves visites dans l'ile natale l'occasion de recharger mes piles : grazie Anna, Paolo, Cischi (merci de m'avoir aidé à creuser pendant une journée entière dans un coin perdu des Landes), Ila, Federico, Fra, Ale, Robi, Simo, Matteo, Luca, Francesca, Lia, Vale, Chiara, Alice, Riccardo.
Lau : impossibile riassumere tutti questi anni di amicizia e ringraziarti doverosamente in cosi poche linee. Mi hai salvato diverse volte da derive pericolose con i tuoi consigli e le tue attenzioni. Grazie di tutto...
Ali : sai bene che questa tesi di deve tanto. Per quanto ognuno abbia preso strade diverse i tanti momenti condivisi insieme resteranno, e non posso non ringraziarti della pazienza che hai avuto per tanti anni a sopportare i miei lati più nascosti e « sagament'e pattattasa» (hai visto, un po di sardo c'è anche qui, inevitabilmente!)... grazie...
Je remercie enfin mes parents, qui m'ont toujours soutenu depuis mon arrivée en France : financièrement, moralement, et physiquement (merci pour les innombrables colis, véritables trésors culinaires que j'attendais toujours avec impatience...). Grazie **mamma, babbo, giachi** per aver sopportato i miei sbalzi di umore, i miei incazzi (giu- e ingiustificati !!!) e per non aver mai fatto pesare una distanza che sappiamo quanto possa talvolta essere dolorosa. Questi anni di studio e questa tesi vi devono, ahhh quanto il mio orgoglio vorrebbe non dirlo, tantissimo...

Pays fascinant: il faut, pour en saisir toute la séduction, pénétrer dans les hautes futaies aux senteurs de résine, suivre les anciens chemins muletiers fleuris de bruyères ou le cours des rivières dans l'enchevêtrement d'une végétation folle, gravir les grandes dunes où, aux approches de l'Océan, le vent de mer donne aux arbres des formes torturées [...].

Papy, 1978

Historical narratives do not explain an event by subsuming it under a generalization, but rather by integrating it into an organized whole. Thus an outcrop does not «make sense» until it contributes to and is a component of an overall story.

Frodeman, 1995

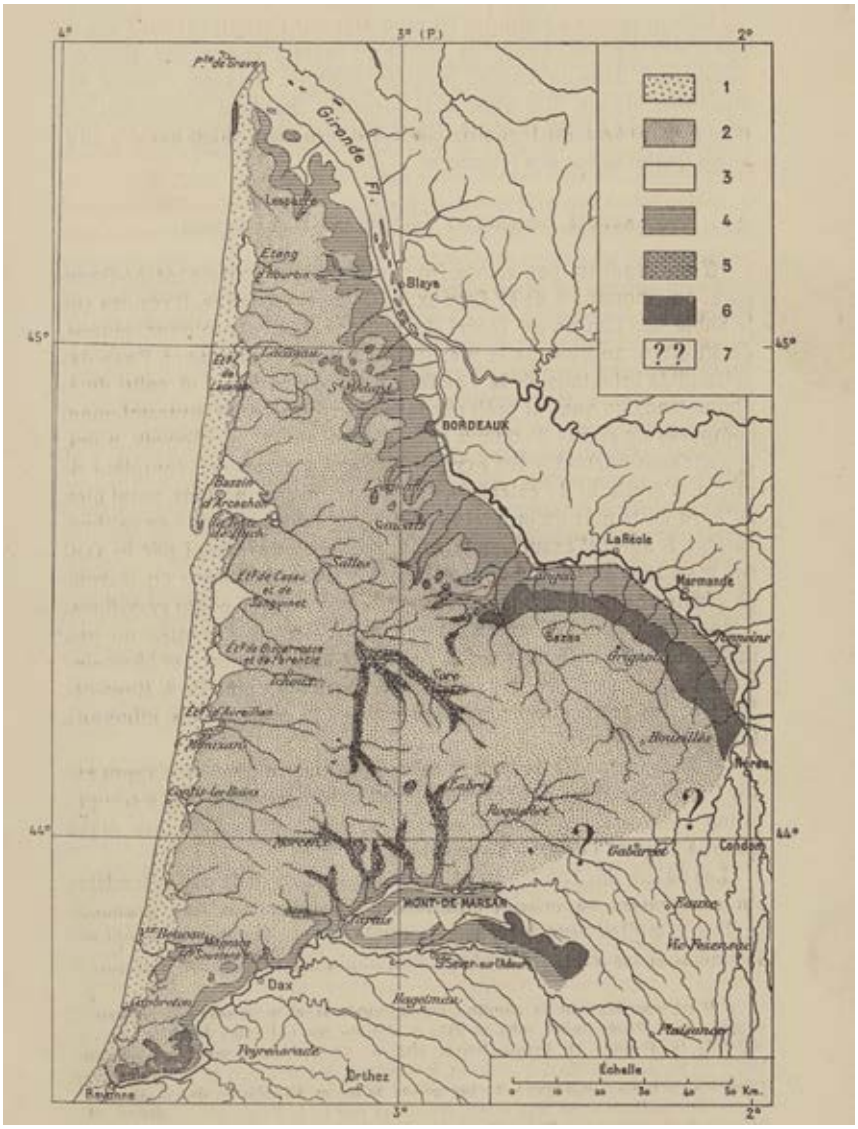
Avant propos

Le Pléistocène supérieur se caractérise en Europe septentrionale par le développement de vastes zones désertiques en réponse à l'accroissement de l'aridité et à l'établissement de conditions périglaciaires. Ces zones désertiques froides constituent des environnements très contraignants et sont peu attractives pour les groupes humains. De nombreuses hypothèses ont été proposées pour rendre compte de la concentration des sites paléolithiques dans les régions les plus méridionales de l'Europe au cours des phases climatiques défavorables. Ces régions auraient servi de véritables « refuges » pour les populations de chasseurs-cueilleurs.

Le SO de la France est l'une des régions qualifiées de refuge pendant les périodes les plus froides du Pléistocène. Il a cependant été montré récemment que la présence à la fin du Pléniglaciaire supérieur d'une vaste aire désertique, le désert des Landes de Gascogne, obligeait à reconsidérer le point de vue selon lequel le SO de la France aurait servi dans son ensemble de zone refuge. Dans ce contexte d'intérêt grandissant vis-à-vis du rôle exercé par ce désert sur les dynamiques de peuplement du Bassin aquitain, le constat d'un manque criant de données chronostratigraphiques et géomorphologiques a constitué le point de départ de notre travail de doctorat. Ainsi, notre objectif principal était d'étendre l'étude géomorphologique et chronostratigraphique à l'ensemble du désert sableux des Landes et aux formations éoliennes périphériques.

Dans cette thèse, nous commençons par une partie introductive (Partie I) qui vise à présenter le cadre géologique général du Bassin aquitain et à tracer un historique des recherches concernant les dépôts éoliens. Les parties II et III constituent le cœur du mémoire et détaillent les principaux résultats obtenus d'une part sur la chronostratigraphie des différents types de dépôts éoliens, d'autre part sur la géomorphologie du désert des Landes. Chaque partie est relativement autonome. L'introduction de chaque partie se propose de replacer les questions abordées au sein des problématiques de recherche de la communauté internationale travaillant sur les dépôts éoliens. Enfin, dans la partie IV, nous présentons sous forme résumée les principaux résultats issus de ce travail de thèse.

PARTIE I



Blayac, 1916. Carte 1:500.000 montrant l'extension des dépôts quaternaires des «*bassins inférieurs de la Garonne (rive gauche) et de l'Adour (rive droite)*». *1: Dunes du littoral; 2: Sables des Landes [...]; 3: Basses plaines de la Garonne et de l'Adour inondées aux grandes eaux; 4: Zones où se trouvent des témoins des terrasses moyenne et inférieure de la Garonne et de l'Adour [...]; 5: Glaises bigarrées à graviers avec lits de débris végétaux faisant partie des terrasses moyennes et inférieure; 6: Argiles, graviers et sables de la haute terrasse; 7: Régions où les limites entre le Sable des Landes et les alluvions quaternaires sont encore mal connues.*

Cadre général

I.1 : Cadre géologique

I.1.1 Introduction

Le Bassin d'Aquitaine, qui est l'un des trois grands bassins sédimentaires français, se présente comme un vaste triangle ouvert à l'ouest sur l'Océan Atlantique. Il s'agit d'un bassin sur croute continentale dont le fonctionnement debûte au Trias et se poursuit jusqu'à nos jours (Serrano *et al.*, 2006). Les limites actuelles du bassin sont constituées au nord et à l'est par le socle hercynien et correspondent

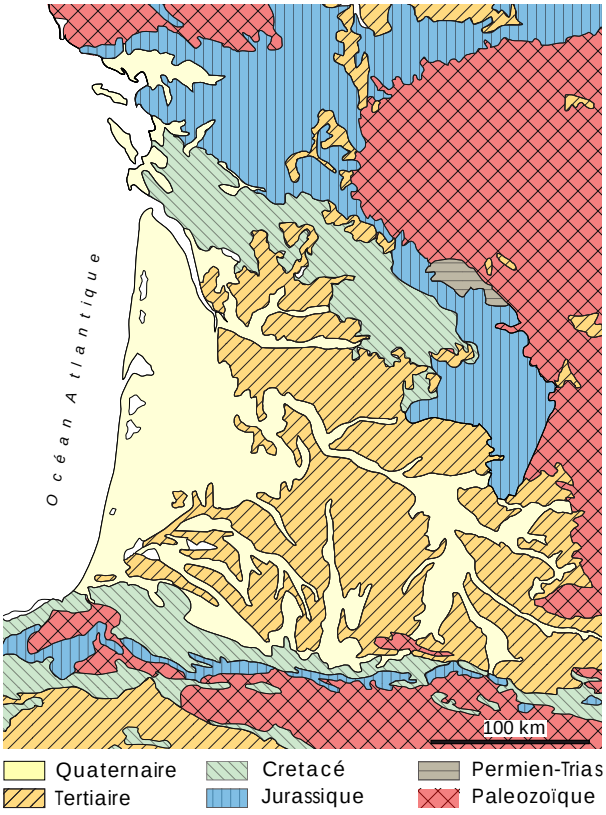


Fig. I.1 : Carte géologique simplifiée du Bassin aquitain. Modifié d'après Vignaud, 1975.

respectivement à l'apophyse méridionale du Massif Armoricain, et à la Montagne Noire (Vigneaux, 1975); la limite méridionale correspond à la chaine pyrénéenne d'âge Tertiaire (Serrano *et al.*, 2006) (Fig. I.1).
Les grandes assises jurassique et crétacée qui comblent le bassin apparaissent actuellement sous la forme d'auréoles disposées autour des massifs hercyniens, tandis que les assises tertiaire et quaternaire occupent le centre du bassin (Fig. I.1). Le relief actuel du Bassin aquitain et le réseau hydrographique sont présentés sur la Fig. I.2. La toponymie régionale est également inclue dans cette figure afin de permettre au lecteur de s'orienter dans les pages qui suivent lorsque des termes régionaux seront utilisés pour les principales entités géologiques régionales.

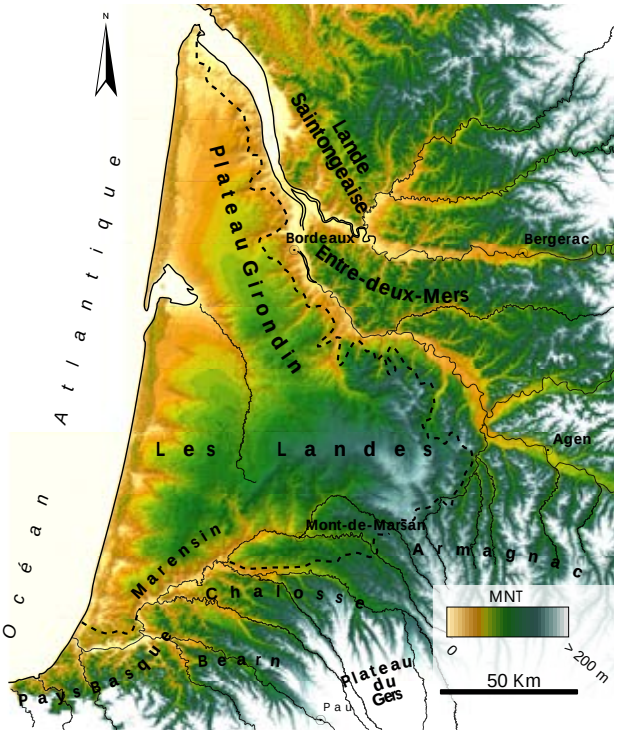


Fig. I.2 : Topographie (modèle numérique de terrain) et principaux cours d'eau actuels du Bassin aquitain. La toponymie des régions évoqués au cours de ce travail est notée. Ligne en pointillé: limite des Landes de Gascogne (d'après Papy, 1981).

I.1.2 Chronostratigraphie des Formations Continentales du centre du Bassin aquitain

A partir du Miocène supérieur et jusqu'au début du Pléistocène moyen, le centre du bassin aquitain est comblé par des dépôts d'origine fluviatile, alimentés principalement par des apports du Massif Central et de la chaine pyrénéenne (Dubreuilh *et al.*, 1995; Vigneaux, 1975). De nombreux travaux ont été voués à caractériser d'un point de vue stratigraphique, paléogéographique et dynamique l'évolution de ce comblement au fil du temps. Pour présenter succinctement cette évolution, nous nous référerons à la dernière synthèse de Dubreuilh *et al.* (1995) qui fait une revue des travaux antérieurs et propose une vision renouvelée de la dynamique de comblement Néogène et Quaternaire du Bassin aquitain. Ce travail constitue à notre connaissance la dernière synthèse sur ce sujet.

Au début du Miocène, la mer est cantonnée au sud de la Garonne et bordée au sud-est par des dépôts molassiques continentaux (Serrano *et al.*, 2006). D'après Dubreuilh *et al.* (1995), le véritable comblement du centre du Bassin aquitain démarre dès le Miocène moyen et continue jusqu'au Quaternaire. La dynamique de comblement se traduit par la mise en place d'une grande plaine deltaïque (le Delta Landais) dont la construction et la progradation se traduit en stratigraphie par un empilement de 5 séquences majeures granodécroissantes auxquelles se rapportent six formations géologiques principales, de la base au sommet (Fig. I.3) :

- Séquence 1 : Formations des Sables fauves à la base (Langhien-Serravallien) et des Glaises Bigarrées au sommet (Tortonien) ;

- Séquence 2 : Formation d'Arengosse, membre de Solferino (Pliocène) ;

- Séquence 3 : Formation d'Arengosse, membre de Mézos (Pliocène) ;

- Séquence 4 : Formation d'Onesse (Pléistocène

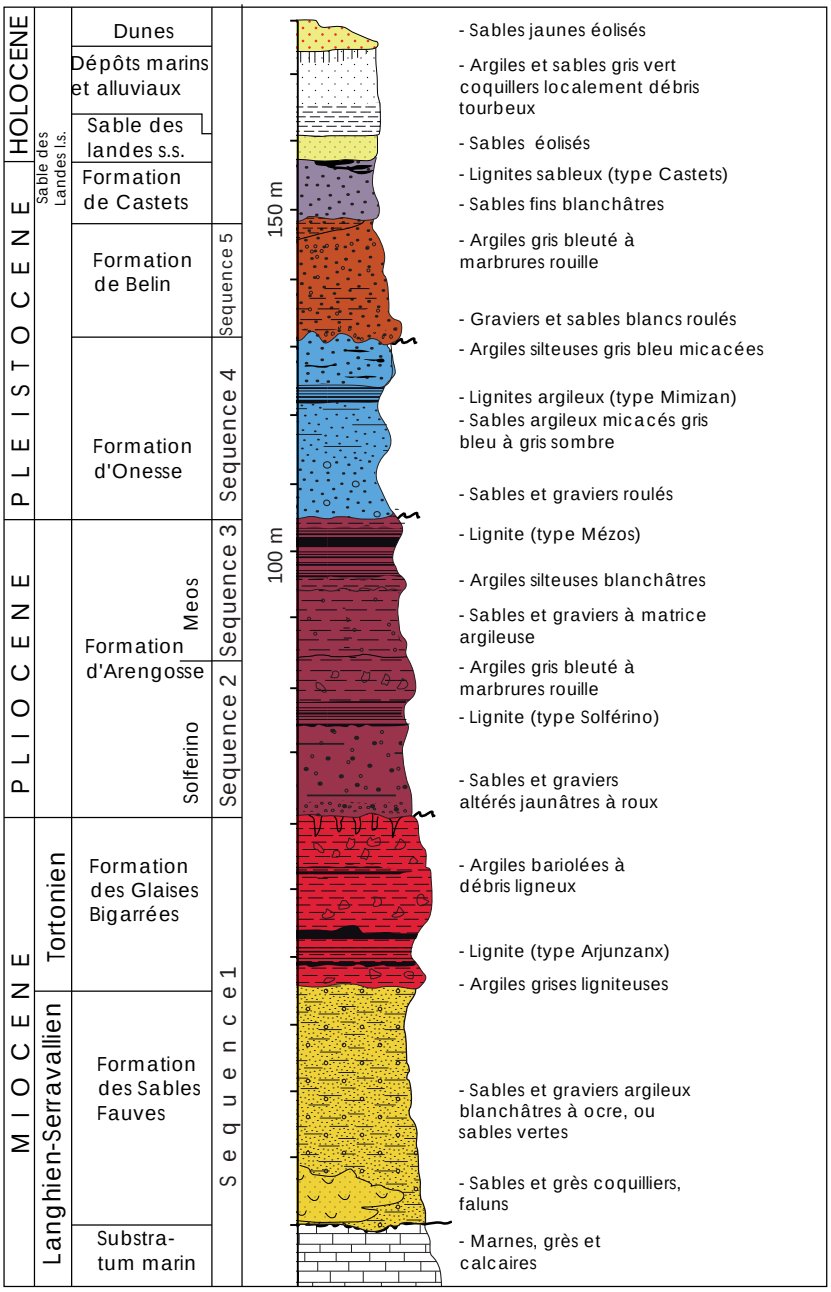


Fig. I.3 : Colonne stratigraphique synthétique des principales formations continentales des Landes de Gascogne. Modifié d'après Dubreuilh *et al.* (1995).

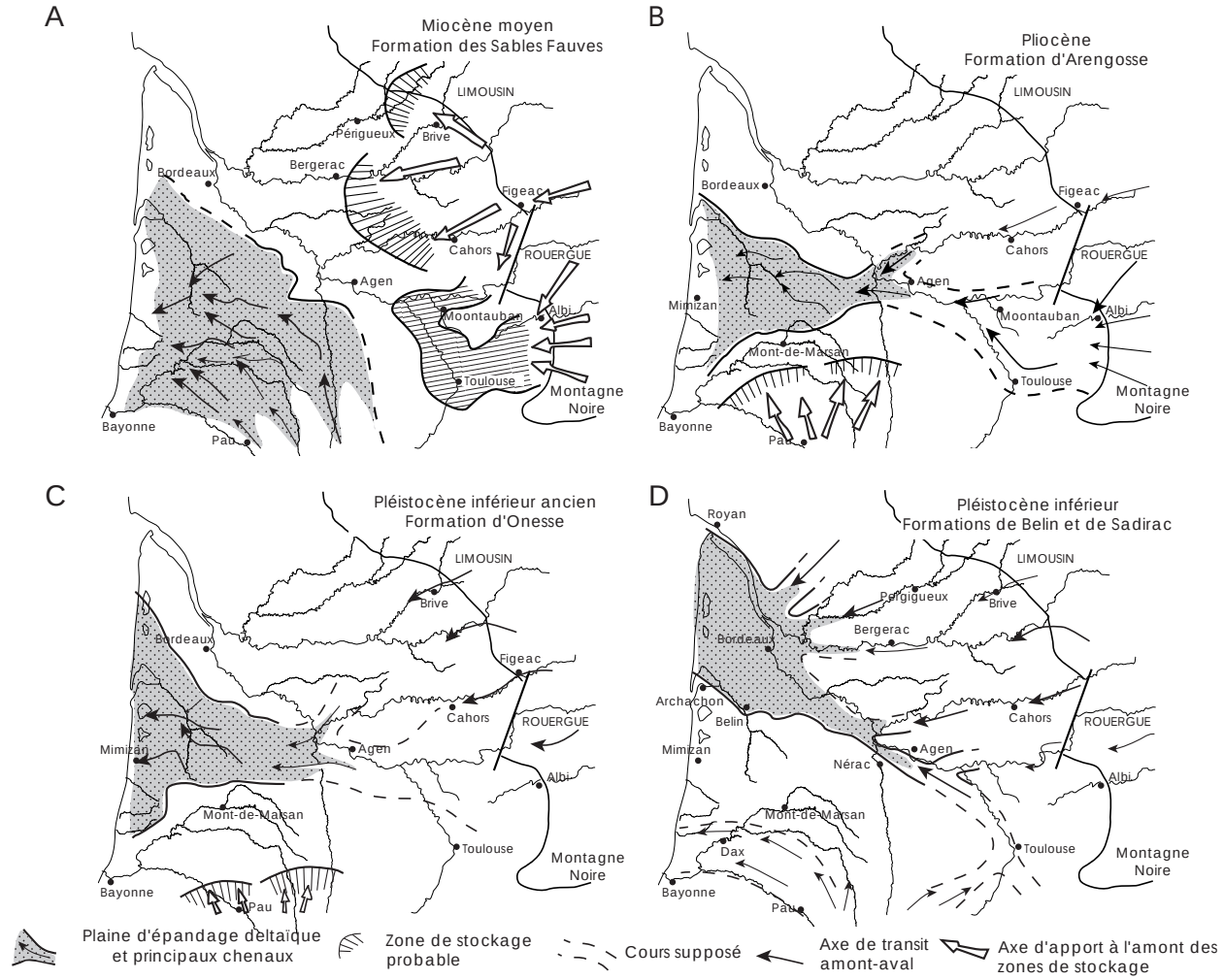
inférieur ancien) ;

- Séquence 5 : Formation de Belin (Pléistocène inférieur).

La reconstitution proposée par les auteurs sur l'évolution du delta au cours du temps depuis la séquence 1 jusqu'à la séquence 5 montre que celui-ci est d'abord étendu au centre et au sud des Landes (Miocène moyen) (Fig. I.4a), qu'il se restreint par la suite au centre des Landes (Pliocène et Pléistocène inférieur ancien) (Fig. I.4b-c) pour enfin se limiter aux Landes Girondines (Plésistocène inférieur) (Fig. I.4d). La dernière séquence, qui correspond à la Formation de Belin, s'oriente déjà selon l'axe Garonne-Gironde (SE-NO). L'encaissement du fleuve, tout comme celui des autres grands drains du bassin hydrographique aquitain (Dromne, Isle, Dordogne, Lot, Adour), s'amorce dès le Pléistocène inférieur (Fig. I.4e).

D'après Dubreuilh *et al.* (1995), la dernière phase du comblement détritique serait représentée par la Formation du Sable des Landes *sensu lato* qui comprend la Formation de Castets et la Formation du Sable des Landes *sensu stricto* (Fig. I.3). La première est constituée par des sables blanchâtres interprétés comme étant d'origine fluviatile sur la base des indices granulométriques et du caractère dominant des grains émoussés-luisants. Plus récemment, certains des auteurs ayant participé à la synthèse de 1995 signalent aussi la présence d'unités à stratification oblique justifiant une telle attribution (Karnay. *et al.* , 2010). Dans la partie supérieure, cette formation serait constituée par des passées de lignite sableux et par des alternances de minces lits argileux plus ou moins organiques et de lits sableux ou de couches d'argiles silteuses gris-bleu. Dubreuilh *et al.* (1995) suggèrent que la Formation de Castets est alimentée majoritairement par les sables de la Formation d'Onesse et qu'elle témoigne d'un environnement de plaine deltaïque peu pentue à chenaux anastomosés. La présence de grains éolisés dans la formation traduirait des phases de sécheresse permettant une reprise éolienne des sables deltaïques. La Formation de Castets est supposée d'âge quaternaire puisque les débris organiques et les couches argileuses présentes en partie sommitale montrent une abondance de *Picea* et de *Pinus sylvestris* en association avec des Asteracés et des Ericacées. Dubreuilh *et al.* (1995) soulignent que les deux formations sont superposées mais ne détaillent pas leur relation stratigraphique. La Fig. I.4, où sont reportés les épaisseurs de la Formation de Castets et celle du Sables des Landes, montre effectivement que leur distribution est très proche. Récemment, Karnay *et al.* (2010) ont souligné la difficulté de distinguer le passage entre ces deux formations : « *Ces deux formations correspondent à deux assises superposées dont le passage progressif de l'une à l'autre rend particulièrement complexe l'appréciation de leurs limites verticales.[…]* ».

La Formation du Sable de Landes *s.s.* constitue le point de départ de notre étude car elle correspond au terme éolien de la dernière phase de comblement du bassin. Elle est donc traitée à part dans le chapitre suivant où nous proposons une revue des connaissances acquises en amont de cette étude. Les autres dépôts éoliens décrits en Aquitaine font également l'objet de cette revue.



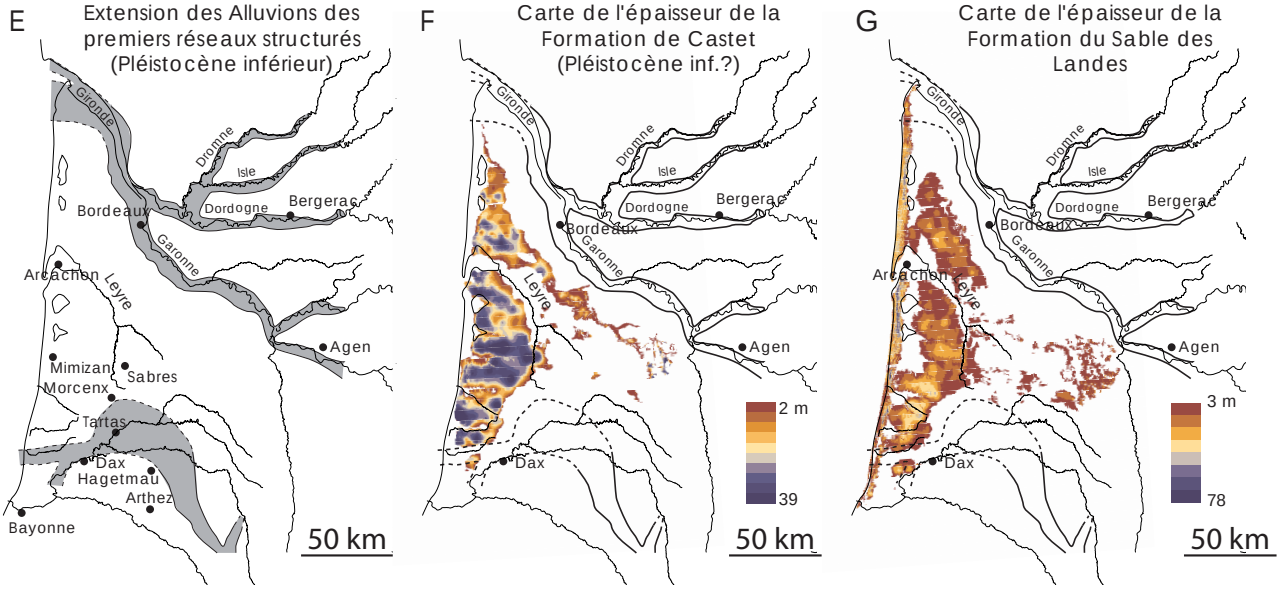


Fig. I.4 : A à E: Reconstitution paléogéographique de l'évolution des réseaux fluviatiles du Miocène moyen au Pléistocène au sein du Bassin aquitain. Modifié d'après Dubreuilh *et al.* (1995). F, E: Cartes de l'épaisseur de la Formation de Castets et de la Formation du Sable des Landes. Modifié d'après Karnay *et al.* (2010).

I.2 : Historique des recherches sur les dépôts éoliens du Bassin aquitain

I.2.1 De l'origine marine ou fluviatile à l'origine l'éolienne : prémices de la compréhension et définition du « Sable des Landes »

La revue bibliographique détaillée réalisée par Legigan (1979) rend compte de l'évolution des idées jusqu'au XIX^{e} siècle à propos de la vaste étendue sableuse qui affleure dans les Landes de Gascogne. Le lecteur est invité à se référer à cette synthèse pour plus de détail sur les idées des nombreux auteurs concernant l'origine de ce recouvrement sableux de surface, très tôt denommé « Sable des Landes ». Nous retiendrons que le débat au cours du XIX^{e} siècle se focalise essentiellement autour de l'origine de ces dépôts sableux et ses rapports avec les autres formations géologiques du Bassin Aquitain. Certains auteurs plaident pour une origine marine (Collegno, 1843, 1840; Grateloup, 1835; Jacquot and Raulin, 1874; Jacquot, 1862; Linder, 1869, 1868; Martres, 1882; Raulin, 1852, 1848) tandis que d'autres proposent plutôt une origine fluviatile (Jouannet, 1830), en contemporaine et/ou en continuité avec la mise en place des accumulations détritiques pyrénéennes (Billaudel, 1830; Dufrenoy, 1834; Stuart-Mentheath, 1896) ou encore du système de terrasses alluviales qui longe l'axe garonnais en Gironde (Benoist, 1885; Fallot, 1889, 1895). Linder (1872) revient sur certaines de ses interprétations et, notamment, il remet en question le fait que le Sable des Landes puisse résulter d'une transgression marine rapide.

Contrairement aux auteurs précédents, Thore et Boucher (1882) proposent une origine éolienne pour les sables superficiels surmontant les Sables Fauves. Ils fondent leur interprétation sur trois critères : i) les similitudes minéralogiques et magnétiques entre le sables des plages marines, le sable repris par le vent et le sable des Landes ; 2) le fait que la granularité des sables décroit d'ouest en est, ce qui suggère la dispersion des sables côtiers vers l'intérieur des terres ; 3) l'absence de fossiles. Dufurcet (1897) propose également une origine éolienne pour le Sable des Landes, par progression depuis la côte vers l'intérieur.

Si l'origine du Sable des Landes au cours du XIX^{e} siècle est débattue, il en est également de l'âge de ce recouvrement. Trois découvertes vont progressivement orienter les auteurs vers une attribution à un âge quaternaire :

i. Linder (1869) découvre près de Léognan des restes de coquilles terrestres (*Cyclostoma elegans, Helix nemoralis, Zonites nilidus*) dans trois unités de sables plus ou moins tourbeux de faible épaisseur reposant sur le substratum miocène et enfouies sous 2,20 m de sables. Il en déduit donc un âge quaternaire pour ces unités ;

ii. la présence de restes *d'Elephas primigenius* près de Mont-de-Marsan dans une terrasse située à 10 m au dessus de la Midouze, terrasse qui est recouverte par le Sable des Landes ;

iii. la découverte par Martres (1882), au niveau du ruisseau de l'Escamat (Sabres), d'une pointe de flèche en silex se trouvant dans un banc argileux enfoui sous quatre mètres de Sable des Landes. Dans la vision adoptée à l'époque par l'auteur, le Sable des Landes était contemporain des Sables Fauves et des Argiles Bigarrées (actuelle Formation des Glaises Bigarrées, d'âge Miocène et postérieure aux Sables Fauves) et l'âge de ce silex est donc supposée Pliocène.

Au début du XX^{e} siècle, commence à s'affirmer l'idée d'une origine éolienne du Sable des Landes (Blayac, 1916a, 1916b, 1916c, 1914a, 1914b, 1913, 1911; Dubalen, 1911), ou du moins d'une contribution éolienne dans sa mise en place (Fabre, 1939, 1905; Harlé, 1912;), l'hypothèse d'une origine marine étant désormais abandonnée. Harlé (1912) considère que les dunes qui se trouvent sur les plateaux des Landes de Gascogne se sont développées par des vents soufflant du sud et du sud-ouest pendant la période sèche du Magdalénien et que l'âge du Sable des Landes et donc antérieur à cette période. Cet auteur et son fis (Harlé et Harlé, 1920) sont les premiers qui, à notre connaissance, proposent une classification des dunes des Landes de Gascogne, en distinguant clairement les dunes côtières des dunes continentales et en divisant les dunes continentales en dunes de plateau et dunes de vallée. Aux premières se rapportent quatre types de dunes : caoudeyres, dunes paraboliques, dunes parallèles au vent et autres formes. Les dunes de vallées se trouvent le long des cours d'eau qui drainent les Landes.

Avec Blayac et Dubalen (op.cit.) s'affirme l'individualisation du Sable des Landes comme entité géologique indépendante. La découverte a Magescq

par Dubalen (*in* Harlé, 1910) de restes d'*Elephas primigenius* et plus tard de rhinoceros dans un banc argileux enfoui sous environ 2 m de sables rapportés au Sables des Landes ajoute un repère chronologique à la discussion sur l'âge de cette « formation ». Dubalen distingue le Sable des Landes des graviers glaciaires du Quaternaire supérieur ainsi que des Sables Fauves et lignites du Pliocène. Il identifie aussi la présence de limons éoliens qu'il attribue au Quaternaire moyen et inférieur et qu'il met en relation avec les Argiles de Magescq et Sabres et avec les Argiles Bariolées (actuelle Formation des Glaises Bigarrées). Il pense que le Sable des Landes est une formation superficielle récente, de faible épaisseur mis à part dans certaines vallées anciennes comblées. L'âge est estimé contemporain de la fin du Paléolithique supérieur (Azilien) voire « Néolithique inférieur » sur la base des découvertes fossilifères de Magescq, de la pointe de flèche de Sabres qui a été attribuée au Solutréen par Boucher (1883), ainsi que sur l'absence de vestiges paléolithiques dans les sables. A l'issue de ses nombreux travaux, Blayac conclut que le Sable des Landes est un manteau discontinu dont l'épaisseur est variable, qui recouvre les Glaises Bigarrées et dont l'âge est postérieur aux basses terrasses de l'Adour et de la Garonne, âge qu'il rapporte au post-Würm. L'origine des sables est éolienne, comme il le montre par l'étude morphoscopique des grains et comme il le déduit également de la ressemblance du Sable des Landes avec les dunes littorales du point de vue de la composition minéralogique. Pour l'auteur, le Sable des landes dérive de la redistribution des dunes littorales par les vents d'ouest et nord-ouest.

D'après Daguin (1948, 1944, 1943, 1942a, 1942b), qui reprend les idées de Blayac et Dubalen, la Formation du Sable des Landes peut se subdiviser en deux termes: d'une part le sables des Landes auxquels sont associés également les limons éoliens des plateaux de Chalosse ; d'autre part les terrasses quaternaires.

A la fin des années 50, l'origine éolienne du Sable des Landes n'est désormais plus contestée (Enjalbert, 1960), notamment après le travail de Balland et Cailleux (1946), qui montrent en étudiant la morphoscopie des sables situés à l'ouest de Bordeaux, la présence de 95 % de grains ronds mats.

Enjalbert publie en 1960 un ouvrage qui concerne l'ensemble du Bassin Aquitain et qui comporte quelques réflexions sur l'âge du Sable des Landes et sur sa mise en place. Selon l'auteur, cinq arguments majeurs vont dans le sens d'un âge Pléistocène supérieur, c'est-à-dire « *contemporain de l'époque où vivaient dans nos pays les mammouths et les chasseurs de renne* » :

i. la découverte à Magescq (*cf.* supra) de restes de mammouth (*Elephas primigeius*) dans un banc argileux enfoui par le Sable des Landes. Les restes étant considérés par l'auteur d'âge Quaternaire moyen à Quaternaire supérieur, le Sable des Landes serait Quaternaire supérieur ;

ii. la découverte à Sabres d'une pointe solutréenne, que l'auteur pense être plutôt aurignacienne ;

iii. le fait que le Sable des Landes a envahi la basse vallée de certains affluents de la Garonne, comme celui de la Jalle de Saint-Médard, le Ciron ou encore l'Avance. L'auteur considère que, puisque le creusement de ces vallées s'est achevé au cours de la dernière phase glaciaire, les sables éoliens qui les envahissent sont forcement postérieurs, et donc Quaternaire supérieur ;

iv. au Gurp, un horizon podzolisé noir situé en-dessous des dunes actuelles s'est développé aux dépens des Sables des Landes qui se trouvent au dessus de la nappe pliocène (*cf.* à ce propos Viers , 1959). Puisque ce podzosol a délivré des débris de poteries et des industries lithiques en silex rapportées au Néolithique, l'auteur suppose que la fixation du Sable de Landes était déjà achevée dès le Mésolithique ;

v. enfin, sur la Jalle de Saint-Médard, les sables landais seraient enfouis sous les tourbes des marais de Bruges et seraient donc antérieurs à la transgression flandrienne dans le secteur.

Ajoutons que l'auteur n'exclut pas l'hypothèse d'un début de la mise en place des sables avant le Quaternaire supérieur. Il admet qu'il n'a pas de preuves en ce sens mais qu'il est possible d'imaginer qu'une première couverture sableuse a pu se mettre en place pendant la phase climatique sèche qui suit le maximum glaciaire rissien (SIM 6). Enjalbert estime que celle-ci s'est produite sous un climat plus sec qu'aujourd'hui, avec une couverture végétale insuffisante permettant la remobilisation du sable par le vent. Le sable aurait été remobilisé depuis le plateau continental par des vents très violents en provenance de l'ouest voir du sud-ouest et aurait été transporté sur le plateau landais. La direction depuis le sud-ouest est déduite sur la base du fait qu'il y a très peu de sables dans la partie sud-est des Landes et que la limite du Sable des Landes se contracte vers le nord-est, ce qui indiquerait qu'en aucun cas le Sable des Landes a été transporté par des vents provenant du nord-ouest. Soulignons que, pour Enjalbert, les dunes paraboliques font

partie du Sable des Landes et que leur âge est donc identique. Elles se seraient formées là où le sable transporté par le vent a rencontré des obstacles.

I.12.2 Le Sable des Landes : quel environnement ? Apports des observations de phénomènes périglaciaires

Entre le début des années 40 et la fin des années 60, les travaux d'auteurs tels que Bastin, Boye, Broucart, Cailleux, Daguin, Enjalbert et Mouline, qui signalent des phénomènes périglaciaires dans le Sables des Landes ou dans les terrasses alluviales qui le bordent, contribuent de manière importante à définir les conditions climatiques qui ont prévalu au cours de la mise en place du Sable des Landes.

Bastin et Cailleux (1941) publient la première contribution faisant état de la présence dans les terrasses de la Garonne près de Bordeaux de phénomènes périglaciaires (fentes en coin, galets redressés). Ils discutent aussi de la présence de cailloux façonnés par le vent au niveau des terrasses de la Garonne, au Gurp près de Soulac, mais aussi dans des formations détritiques aux environs de Libourne et de Royan (d'après les auteurs, la présence de cailloux façonnés par le vent avait déjà été signalé par Harlé qui en aurait observé au niveau de la Lande de Bussac à Bussac-Forêt). Les galets éolisés apparaissent d'après Bastin et Cailleux (1941) toujours en surface (<1 m de profondeur) et rarement associés à des dunes, d'où les auteurs en déduisent qu'ils témoigneraient d'une phase éolienne plus ancienne que celle des dunes critères et seraient donc contemporains de la mise en place du Sable des Landes. Dans des coupes affectés par la cryoturbation, ils observent également des galets éolisés, certains se trouvant au dessus des cryoturbations, d'autres en revanche étant cryoturbés (galets éolisés redressés). Ils remarquent également que les grains qui forment le remplissage de certaines fentes en coin sont fortement éolisés (arrondis et mats) et qu'ils contrastent avec l'angulosité des grains de l'encaissant. Ils en concluent que ces grains ont été apportés par le vent. Ces observations et la prise en compte de la présence de sables éoliens aux environs de Bordeaux les amènent à rapprocher action éolienne et cryoturbation. Ils proposent que pendant les périodes glaciaires du quaternaire, certaines des surfaces détritiques (c'est-à-dire des terrasses alluviales) étaient dépourvues de végétation permettant ainsi à la fois l'action de la déflation et des cycles de gel et dégel.

Auboin (1945) aurait également signalé dans le sud des Landes que les sables éoliens reposent souvent sur un cailloutis comportant des éléments façonnés par le vent (*in* Legigan, 1979). Mouline (1967) et Boyé (1968) font état de la présence de galets éolisés respectivement dans le Blayais et sur les nappes alluviales du Médoc. Dans le Médoc, Boyé (1968) font le rapprochement entre ces galets et les dépôts éoliens du Sable des Landes et suggèrent qu'ils se seraient formés au cours du Tardiglaciaire d'après l'âge retenu par Enjalbert. Ils n'excluent pas un âge plus ancien dans la mesure où certains galets éolisés sont inclus dans des cryoturbations observées dans le Blayais et en Médoc.

Boyé (1958) publie une étude approfondie des nombreuses lagunes qui constituent un élément marquant du paysage des Landes de Gascogne. Leur forme est arrondie ou ovale, parfois lobée en raison d'une coalescence de plusieurs cuvettes, et leur diamètre varie entre 10 et moins de 200 m. Leur densité moyenne est estimée à 2-3 au km^2. La profondeur varie entre 1 et 1,50 m et le fond est presque toujours tourbeux. Plusieurs hypothèses sont envisagées pour expliquer l'origine de ces lagunes (anthropique, imperméabilisation du sol par l'alios près de la surface, cuvette de déflation éolienne, dissolution karstique, périglaciaire) et nous renvoyons le lecteur à l'article pour le détail des arguments évoqués en faveur ou à l'encontre de chacune de ces hypothèses. L'auteur plaide finalement pour une hypothèse périglaciaire : les lagunes des Landes de Gascogne correspondraient à d'anciens pingos contemporains de la dernière période glaciaire.

I.2.3 Des sables…mais aussi des limons éoliens : reconnaissance des placages limoneux du Bassin Aquitain

Plusieurs travaux sont publiés entre la fin des années 50 et la fin des années 60 concernant les limons éoliens du Bassin Aquitain. Cailleux (1948) signale et cartographie des placages éoliens en Charente. Enjalbert (1949) publie un article de synthèse sur les loess et limons éoliens du Bassin Aquitain, la distinction entre loess et limons étant basée sur la présence dans les premiers d'une fraction carbonatée. Il signale des loess et limons dans le Bordelais en rive droite de la Garonne et localement en rive gauche, des loess dans les Charentes et dans le Toulousain ou ils avaient été reconnus depuis longtemps (*cf.* synthèse bibliographique de Revel, 1982). Il ne fait pas mention de loess ou limons dans le sud des Landes (Chalosse). Une carte montrant la distribution des loess et du Sable des landes est présentée (Fig. I.5). Pour Enjalbert, l'âge des limons correspond à celui du Sable des Landes : il

est donc fin Quaternaire, sur la base des arguments que nous avons présentés plus haut. A propos de la direction des vents, l'auteur estime qu'elle est sud-ouest, les arguments pour cette hypothèse étant encore une fois basés sur ses observations sur le Sable des Landes (*cf.* supra). Pour l'auteur, les limons/loess ont une origine en lien étroit avec les matériaux locaux. A noter que Guichard (1963) observe des limons quaternaires dans le Bergeracois (Dordogne), qui seraient d'âge würmien, et que Bordes (1969) attribue aussi un âge würmien aux loess du toulousain.

C'est Thibault (1970) qui décrit principalement les placages limoneux des plateaux de la Chalosse. De nombreuses coupes sont étudiées, certaines d'entre elles associées à des sites archéologiques. D'une manière générale, toutes les industries lithiques trouvées en coupe par l'auteur sont systématiquement étudiées car, avec les données stratigraphiques et paléopédologiques, elles contribuent à définir la chronostratigraphie des dépôts limoneux, qui est mise en parallèle avec la chronologie glaciaire alpine (Günz, Mindel...). Selon Thibault, la mise en place des véritables limons éoliens se fait au cours de la glaciation würmienne et en particulier au Würm I et II, bien qu'il observe également une augmentation de la contribution limoneuse dans la sédimentation sur les plateaux et les versants au Riss II et III. Par l'analyse granulométrique des limons éoliens, l'auteur remarque des courbes de fréquence bimodales avec un mode sur les limons et un sur les sables. L'explication donnée par l'auteur fait appel à une dynamique sédimentaire complexe : les limons

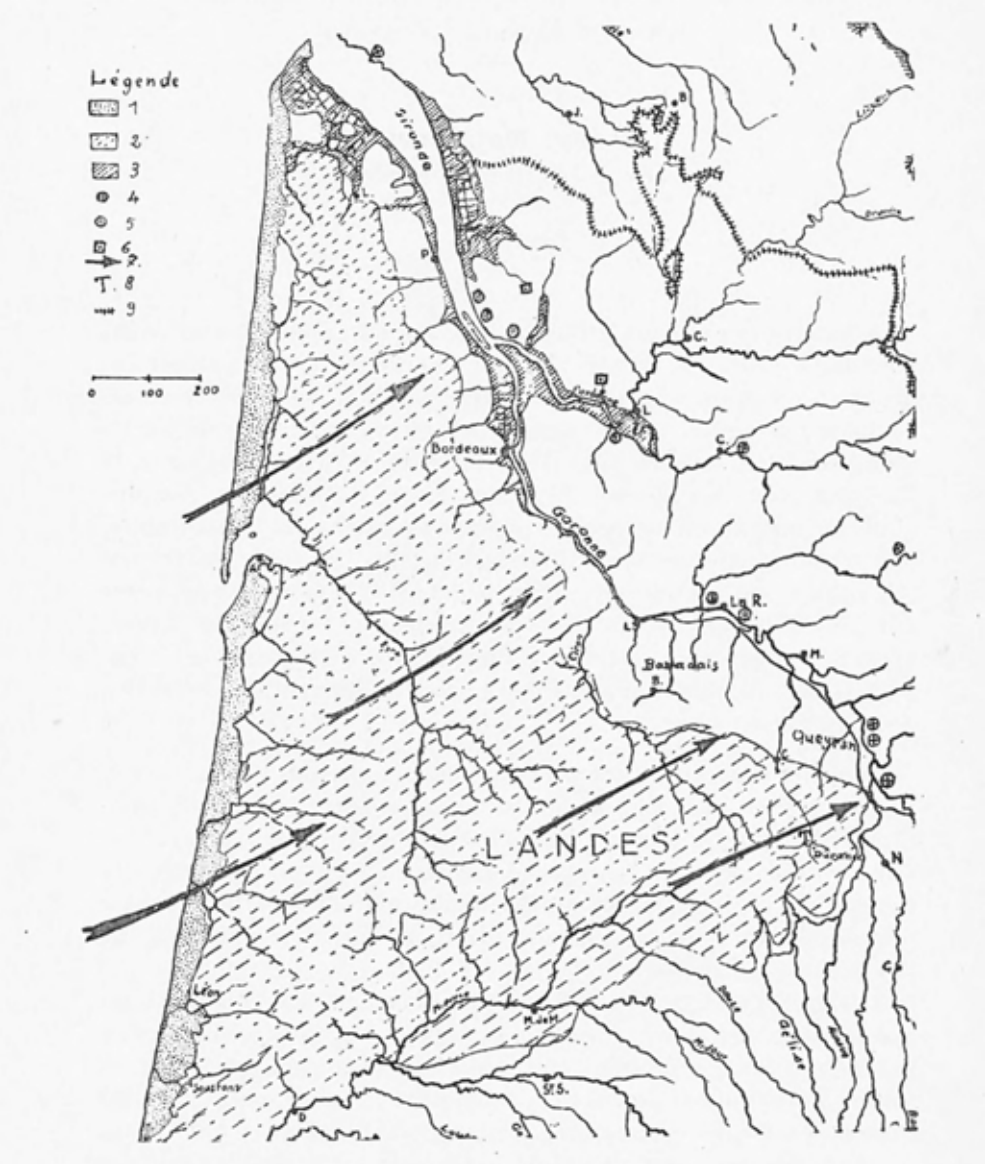


Fig. I.5 : Carte de repartition des sables éoliens, limons et loess Aquitain d'après Enjalbert (1951). [*1: Sable des dunes cotières; 2: sable éolien des Landes; 3: marais flandriens; 4: loess; 5: sables nivéo-éoliens; 6: direction des vents dominants au Quaternaire supérieur; 8: Tourbes de Durance; 9: limite du Crétacé et du Tertiaire].*

éoliens, qui se déposent en hiver, seraient colluvionnés lors du dégel printanier et mélangés avec les sables du substratum. Concernant la dynamique de mise en place des limons, l'auteur ne discute pas du lien avec le Sable des Landes, qui est pour lui une formation à part exclusivement éolienne.

I.2.4 Le temps de la synthèse : la thèse de Philippe Legigan

Après plus d'un siècle de recherches consacrées au Sable des Landes, c'est le travail de Legigan (1979) qui marque une étape importante dans les questionnements autour de l'origine, de la chronologie et du mode de mise en place des sables superficiels des Landes de Gascogne. Sa thèse concerne également les formations alluviales pliocènes et pléistocènes du centre du Bassin Aquitain mais l'objectif principal reste l'étude et la compréhension de la Formation du Sable des Landes. C'est un ouvrage de 380 pages dont au moins 150 sont dédiées à cette formation. Seuls les résultats principaux seront évoquées ici. Cet auteur à également collaboré à plusieurs articles avec d'autres auteurs et notamment Boyrie (1970), Latouche (1974), Legigan *et al*. (1978).

L'approche méthodologique utilisée intègre de nombreuses techniques « modernes » dont certaines sont encore aujourd'hui utilisée en géologie : analyses granulométriques (avec détermination des paramètres statistiques type mode, médiane, sorting) ; morphoscopie et exoscopie des grains de quartz (en suivant l'approche de Le Ribault, 1975) ; analyse des minéraux lourds ; DRX et composition des phases argileuses. L'étude se base également sur la description des lithofaciès de plus de 2000 sondages, ainsi que sur un nombre limité d'observations de coupes de terrain.

Pour Legigan (1979), la Formation du Sable des Landes se définit ainsi : « *Se superposant à l'ensemble des dépôts détritiques de revêtement du Tertiaire dans le centre de l'Aquitaine, le Sable des Landes est une formation constituée par un sable quartzeux moyen très pur, éolisé, dont la masse principale a été mise en place au Pléistocène supérieur* ». D'âge würmien, elle « *[…] constitue le terme ultime de la série des dépôts de comblement du Bassin Aquitain […]*». L'extension couvre une surface de plus d'un million d'hectares, bien que les limites ne puissent pas toujours être définies avec précision. Il propose une carte très détaillée dans laquelle figurent également les autres dépôts éoliens connus pour le Bassin Aquitain à l'époque de son travail (Fig. I.6). L'épaisseur des sables varie de manière importante : elle est de trois mètres en moyenne mais des épaisseurs plus importantes sont observées dans des zones déprimées d'anciennes vallées. La Formation du Sable des Landes recouvrirait indifféremment des dépôts pléistocènes (anciennes terrasses alluviales et « Complexe intermédiaire ») ou plus anciens. Précisons pour la suite que le « Complexe intermédiaire » tel qu'il a été défini par Legigan dans son travail de thèse réunit l'ensemble des formations plio-pléistocènes de Dubreuil *et al.* (1995), la Formation de Castet correspondant au sommet du « Complexe intermédiaire ».

D'après Legigan (1979), la source principale du Sable des Landes seraient : 1) les alluvions plio-pléistocènes du Complexe Intermédiaire ; 2) la Formation miocène des Sables Fauves ; 3) les anciennes terrasses de la Garonne et de l'Adour. Pour cet auteur, trois arguments plaident en faveur de cette hypothèse : 1) une ressemblance très forte existe entre la granularité des sables du plateau continental et celle du Sable des Landes ; 2) la forte éolisation du Sable des landes ne peut pas s'expliquer qu'en considérant une reprise de stocks sableux ayant déjà été soumis à l'action du vent (ce qui semblerait être le cas pour le « Complexe intermédiaire » d'après les observations de l'auteur) ; 3) la similitude des cortèges minéralogiques du Sable des Landes, des sables du plateau continental et des sables du « Complexe intermédiaire » ; 4) l'homogénéité géographique du cortège des minéraux lourds du Sable des Landes. Le Sable des Landes résulterait donc de la résidualisation progressive de dépôts détritiques accumulés dans le bassin depuis la fin du Miocène.

En ce qui concerne les formes du relief associées au Sable des Landes, Legigan reconnait, outre les dunes paraboliques et les dunes des vallées déjà signalées par Harlé et Harlé (1920), une nouvelle morphologie dunaire visible en vue aérienne. Il s'agit d'ondulations sous forme d'alignement de rides continues sur plusieurs kilomètres ou discontinus sur environ 100 m de long. Ces reliefs dunaires sont comparés à ceux décrits par Monod (Monod, 1958 *in* Legigan, 1979) au sud du Sahara, dunes que Monod appelle de type « Mreyyé ». Legigan établit une rose des vents à partir de l'orientation des dunes, les dunes paraboliques et les rides étant confondues. Il remarque deux modes principaux : l'un O-NO et l'autre OSO. Il en déduit que la surface des sables a été d'abord façonnée par des vents provenant du O-NO et ensuite par des vents OSO, bien que le critère de ce double phasage ne soit pas clairement expliqué.

Legigan estime que les sables n'ont pu être mobilisés qu'à la faveur des conditions climatiques froides et arides du Pléistocène. Il fait appel aux nombreuses observations déjà faites par d'autres auteurs indiquant des conditions de type périglaciaire, les lagunes étant pour lui également d'origine périgla-

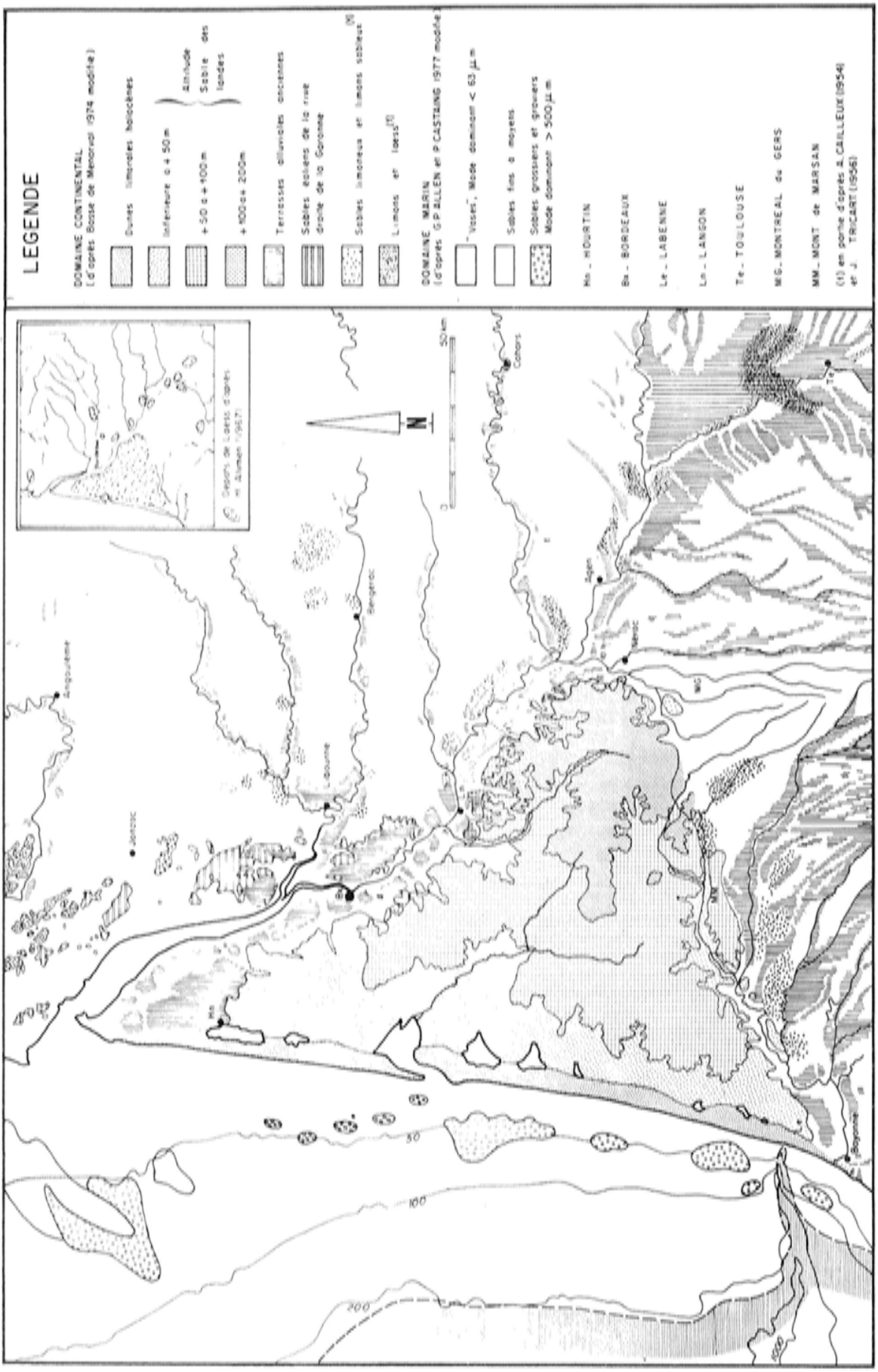


Fig. I.6 : Cartographie de la Formation du Sable des Landes et des autres formation éoliennes du Bassin Aquitain. Les lithofaciès du domain marin sont également figurées dans la carte. D'après Legigan, 1979.

ciaire (pingos). Mais le vent ne peut pas tout seul expliquer une telle disponibilité en sable. Ainsi, Legigan suggère le rôle joué :

i. en milieu continental par des cours d'eau en climat semi-aride, avec a) les écoulements torrentiels capables de remobiliser les sables éoliens en évitant ainsi la formation de pavages de déflation mais aussi capables de remanier sables et graviers du « Complexe Intermédiaire » et b) du ruissellement, capable de « laver » les alluvions et transporter ainsi la fraction fine la rendant disponible à la déflation ;

ii. en milieu marin par les cordons littoraux qui, alimentés par les sables fournis par l'action continue de la houle près des plages, constituent eux-mêmes une source de sables qui peuvent être transportés vers l'intérieur des terres.

Le bilan chronostratigraphique proposé par Legigan à l'issue de l'ensemble de ces considérations est le suivant:

1) Riss (avant dernier glaciaire)

Cette phase correspondrait au dépôt d'épandages éoliens qui seraient « perçus » dans les terrasses alluviales et qui auraient disparus au cours des phases climatiques humides successives suite à une érosion intense et à un remaniement par les écoulements. Il considère que ces épandages sont « *intimement mêlés aux dépôts du Complexe Intermédiaire*». L'auteur arrive à cette conclusion sur la base des observations exoscopiques et morphologiques des grains, qui montreraient une augmentation croissante du pourcentage de grains mats vers le sommet du Complexe Intermédiaire.

2) Würm III (dernier maximum glaciaire)

Cette phase serait associée à un climat très sec, les sables étant mobilisés par le vent dans un contexte où le plateau continental est entièrement exposé puisque le niveau de la mer est alors à -120 m. Les témoins de cette phase sont préservés seulement dans le sud de Landes tandis qu'ils semblent avoir disparu dans le Nord des Grandes Landes. Elle correspondrait à l'épisode majeur d'accumulation des sables en ce qui concerne le sud des Landes. Il se base sur les arguments déjà évoqués par d'autres auteurs (*cf.* supra : Sabres, Magescq…) mais aussi sur les observations faites dans la coupe de Beylongue, située dans le sud des Landes. Cette coupe (Fig. I.7), montre une succession d'unités sableuses au sein desquelles s'intercalent des paléosols, certains montrant d'après les auteurs des déformations interprétées comme des cryoturbations. Le niveau 5 de la coupe a fait l'objet d'une datation ^{14}C et l'âge obtenu serait de 16.670 ± 440 BP (non cal.), ce qui permettrait de rapporter ce niveau à l'interstade Würm III-IV. Pour eux, les unités sableuses en dessous de ce niveau seraient Würm III et le paléosol à la base de la séquence (niveau 16) est rapporté à l'interstade Würm II-III. Le niveau 8 ne représenterait qu'une oscillation climatique humide de faible ampleur. Enfin, le niveau 3, qui correspondrait d'après les auteurs à un sol podzolique tronqué au sommet, correspondrait à un interstade Tardiglaciaire.

3) Würm IV

Cette phase serait bien marquée dans le nord des Landes mais elle correspond à une mise en place généralisée à l'ensemble du Sable des Landes. Elle serait associée à des sables nivéo-éoliens progressant vers l'est et correspondrait à la première phase d'édification des rides dunaires. Précisons ici que le terme « sable nivéo-éoliens » est employé dans le sens qui lui donne Tricart (1963) et que Legigan définit ainsi : « *[…] Le vent étale en nappes sableuses diffuses, non stratifiées (sables nivéo-éoliens), de faible épaisseur […] modélées sous formes de rides* ». Il pense que le plateau, pendant des oscillations interstadiaires plus humides est parcouru par des cours d'eau superficiels qui ramènent une partie des sables vers la côte. Sur la Fig. I.8 nous présentons le bloc-diagramme de l'évolution du paysage proposée par l'auteur. Pour la datation de cette phase, l'auteur se base sur les observations faites à Beylongue (Latouche *et al.* 1974), Hostens (Boyrie *et al.* 1970) et à Villagrains (Legigan *et al.*, 1978) au niveau du ruisseau du Gua Mort. A Hostens, des sables à graviers qu'il attribue à la base de la Formation du Sable des Landes reposent sur des lignites et contiennent une industrie lithique dont l'âge serait Epipaléolithique. A Villagrains, des alluvions fluviatiles contenant des éléments d'industries moustériennes sont recouvertes par des sables éoliens qui, au niveau du plateau environnant, contiennent en surface des industries présumées mésolithiques.

4) Fin du Tardiglaciaire

La fin du Tardiglaciaire serait associée à une remontée du niveau de la mer à environ -60 m avec la mise en place de dunes continentales par des vents du nord-ouest. Si l'on considère le bloc diagramme proposé par l'auteur (Fig. I.8), et dans la mesure où cela n'est pas clairement expliqué dans le texte, l'auteur inclut dans les « dunes continentales » aussi bien les rides dunaires que les dunes paraboliques.

5) Postglaciaire

Au cours de cette phase, la mobilisation des sables serait limitée par le couvert végétal et les dunes

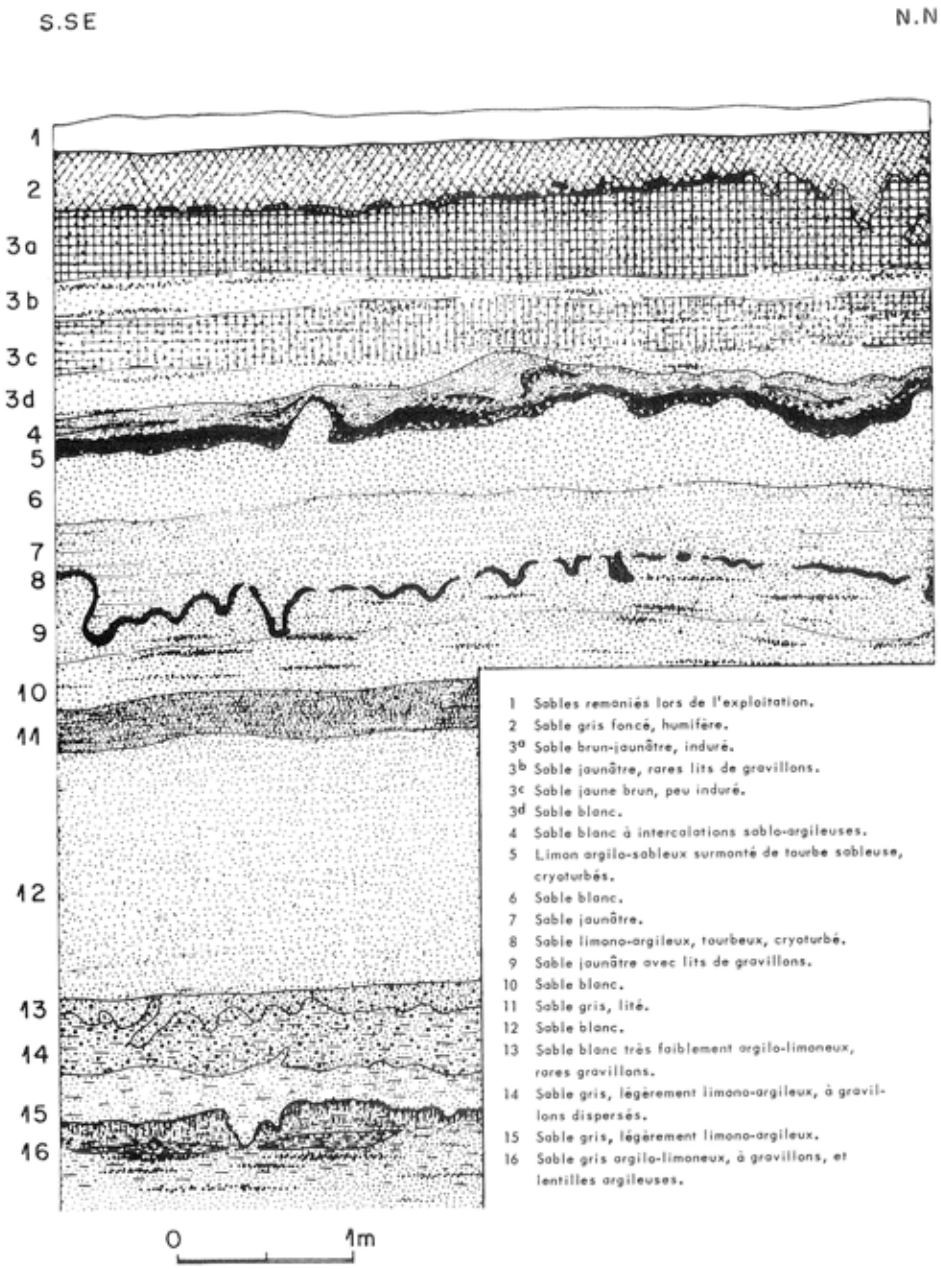


Fig. I.7 : Coupe stratigraphique des dépôts éoliens du site de Beylongue nord (Landes) attribués au Würm III (Dernier Maximum Glaciaire) et IV par Latouche *et al.* (1974).

continentales seraient partiellement remaniées par les vents d'ouest et de sud-ouest. Encore une fois, compte tenu du bloc-diagramme, lorsqu'il parle de dunes continentales l'auteur comprend à la fois les rides et les dunes paraboliques.

En ce qui concerne les limons éoliens, Legigan est le premier à remarquer qu'au sein du Sable des Landes il existe un gradient granulométrique progressif entre les sables et les limons du Bassin Aquitain. Ce gradient est net au NE des Landes et en Chalosse. Il souligne qu'à la périphérie orientale du manteau sableux, on rencontre d'abord des faciès sablo-limoneux, puis des limons sableux, pour enfin trouver des véritables loess. Legigan pense que les limons se forment par transport par le vent de la fraction fine des sables éoliens.

I.2.5 Les dernières décennies

A la suite du travail de Legigan, si l'on se restreint à la formation du Sable des Landes, force est de constater l'arrêt des recherches sur cette formation géologique. D'une manière générale, il n'y a pas d'avancée significative sur les dépôts éoliens du Bassin Aquitain, exception faite pour le cordon littoral Holocène. Le lecteur pourra se référer au dernier travail de Tastet et collaborateurs qui représente

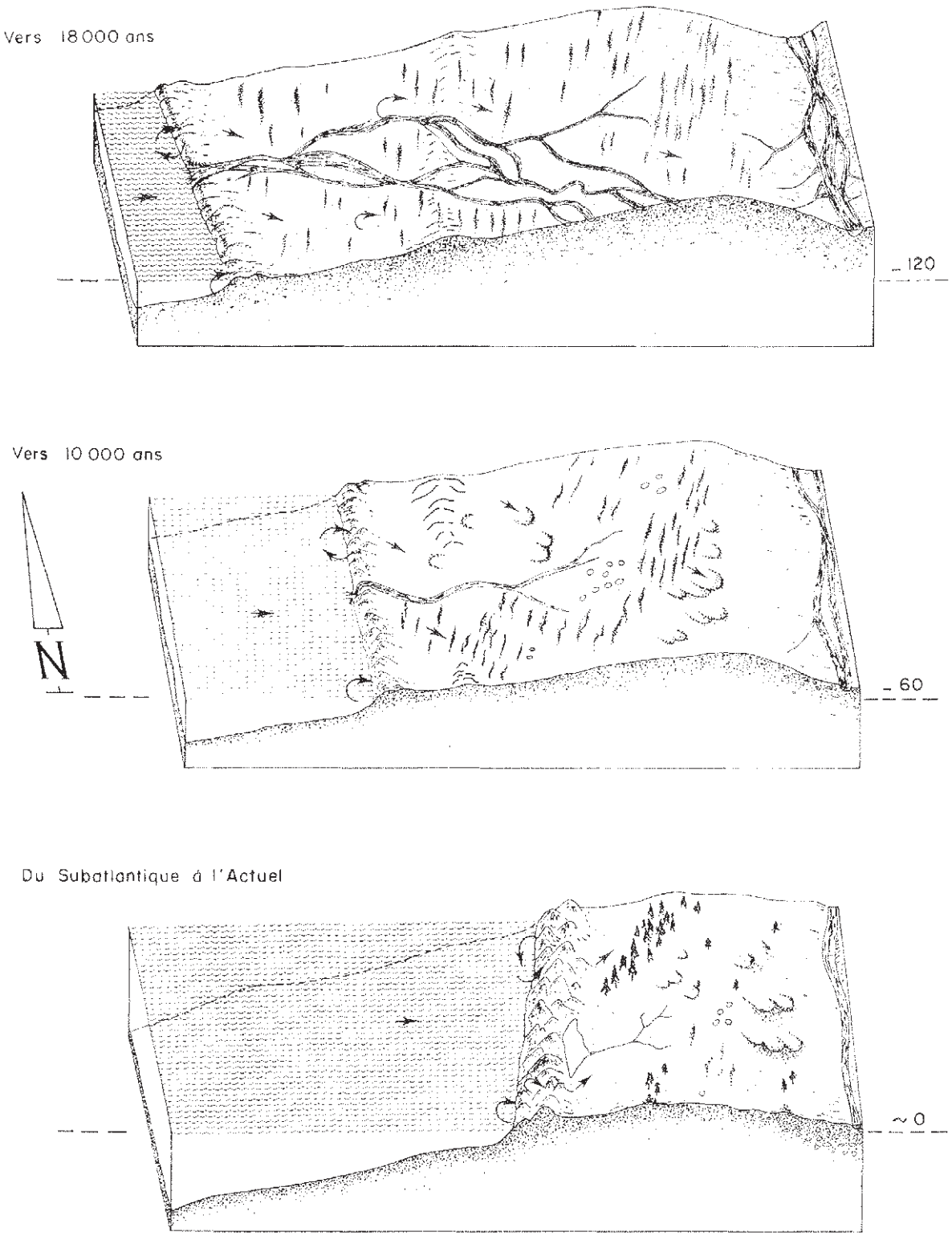


Fig. I.8 : Reconstitution paléogéographique du paysage des Landes de Gascogne pendant les principales phases de mise en place de la Formation du Sable des Landes. D'après Legigan (1979).

l'état actuel des connaissances (Tastet et Pontee, 1998; Tastet, 1998). D'après ces travaux, il apparaît que la formation du cordon dunaire côtier s'est produite en deux phases principales : une première phase caractérisée par la mise en place de dunes paraboliques chevauchantes entre 5000 et 3500 ans BP et entre 3000 et 2300 ans BP ; une deuxième phase datée entre environ 1500 et 200 BP et associée à des dunes dont la morphologie semblerait varier depuis la ligne de côte vers l'intérieur des terres avec la succession suivante : dunes isolées et dunes paraboliques digitées d'abord (dune littorale actuelle), puis, en allant vers l'est, des barkhanes isolées suivies par des rides barkhanoïdes isolées et, enfin, des rides barkhanoïdes coalescentes. Ces trois types de dunes ne sont observés que dans les secteurs où le cordon littoral est très large.

Ce n'est que récemment, à partir des années 2000, que des nouvelles données commencent peu à peu à étoffer les connaissances sur les dépôts éoliens aquitains et à renouveler l'intérêt pour cette formation. Ce sont notamment les recherches menées dans le cadre d'opérations d'archéologie préventive qui permettent d'acquérir des nouvelles données.
A Marsas (Gironde), deux niveaux archéologiques attribués au Magdalénien moyen et au Badegoulien sont retrouvés interstratifiés à faible profondeur dans des sables éoliens interprétés comme des accumulations nivéo-éoliennes en raison d'un litage médiocre/absent et du caractère polymodal des sables (mélange fraction sableuse et limoneuse); (Ortega *et al.*, 2005). Ce site semblerait donc confirmer l'interprétation chronologique proposée par Legigan (1979) et certains auteurs précédents sur la phase principale d'accumulation des sables. Les découvertes faites dans les sites de Cabannes (Brocas, Landes) et Seyresse (Landes), où des niveaux archéologiques attribués au Badegoulien sont retrouvés à faible profondeur interstratifiés dans la Formation du Sable des Landes (Ducasse, 2010; Gellibert *et al.*, 2001; Arambourou, 1970 in Merlet, 2005), vont également dans ce sens.

A contrario, les données qui émergent de deux opérations menées respectivement en contexte de plateau en Dordogne (Combe Brune II : Brenet *et al.,* 2009) et de versant (Petit Bost : Bertran et Fabre, 2005; Bourguignon *et al.*, 2008) suggèrent, sur la base d'arguments stratigraphiques, pédologiques et archéologiques, que des limons éoliens se sont accumulés au cours des deux derniers glaciaires.

Dans les Landes de Gascogne, deux opérations d'archéologie préventive réalisées au niveau des sites de Saint-Laurent-Médoc et Cestas Les-Pins-de-Jarry (Bertran *et al.*, 2009) et, surtout, l'ensemble des données émanant des opérations menées tout le long du trace de l'autoroute A65 entre Bordeaux et Pau, permettent à Bertran (2011) de proposer un cadre chronostratigraphique renouvelé pour la Formation du Sable des Landes. D'un point de vue méthodologique, les principales nouveautés par rapport au travail de Legigan (1979) sont : 1) la définition des principaux faciès lithostratigraphiques et paléopédologiques des accumulations éoliennes; 2) l'utilisation de la base de données en ligne INFOSOL pour la cartographie des sables éoliens, des limons et des faciès de transition entre ces deux pôles ; 3) l'utilisation des méthodes de datation telles que l'OSL pour la datation des sables éoliens et la réalisation de nombreuses dates au ^{14}C pour la datation des restes organiques (matière organique totale, charbons de bois).

Trois phases éoliennes principales sont mises en évidences (Fig. I.9):

i. une première phase datée entre environ 25 et 15 ka, qui correspondrait à la mise en place de sables de couverture (*coversand*) sur l'ensemble du secteur couvert par le Sable des Landes. Cette phase correspondrait à la formation des champs de rides transverses et rides barkhanoïdes observés par Legigan (1979) et passerait sur la marge orientale à des épandages sableux (*sandsheets*). Cette phase serait interrompue pendant une période d'amélioration climatique (Interstadiaire de Groenland GI-3 ou GI-4) caractérisée par la formation d'un cryosol associé à la dégradation d'un pergélisol et permettant le développement d'une végétation de type tundra arbustive. Sur la base de la coupe de Cestas Les-Pins-de-Jarry (*in* Bertran , 2009), les auteurs avancent l'hypothèse d'un démarrage de la sédimentation avant 27 ka ;

ii. une deuxième phase correspondant au Dryas récent et probablement au début de l'Holocène est associée au développement de la plupart des dunes paraboliques. Cette phase recouvre dans certains cas un paléosol de type podzosol incipient riche en charbons de bois qui dateraient de l'Allerød et qui est interprété comme témoignant du développement d'une forêt boréale dominée par le Pin. Le Bølling n'est pas retrouvé par les auteurs et l'hypothèse envisagée est soit une poursuite de la sédimentation éolienne au cours de cette phase, soit un manque de combustible végétal permettant la production de charbons de bois ;

iii. une troisième phase courte (XI-XVIII^{e} siècle) correspondant à la formation de dunes paraboliques isolées et de dunes en

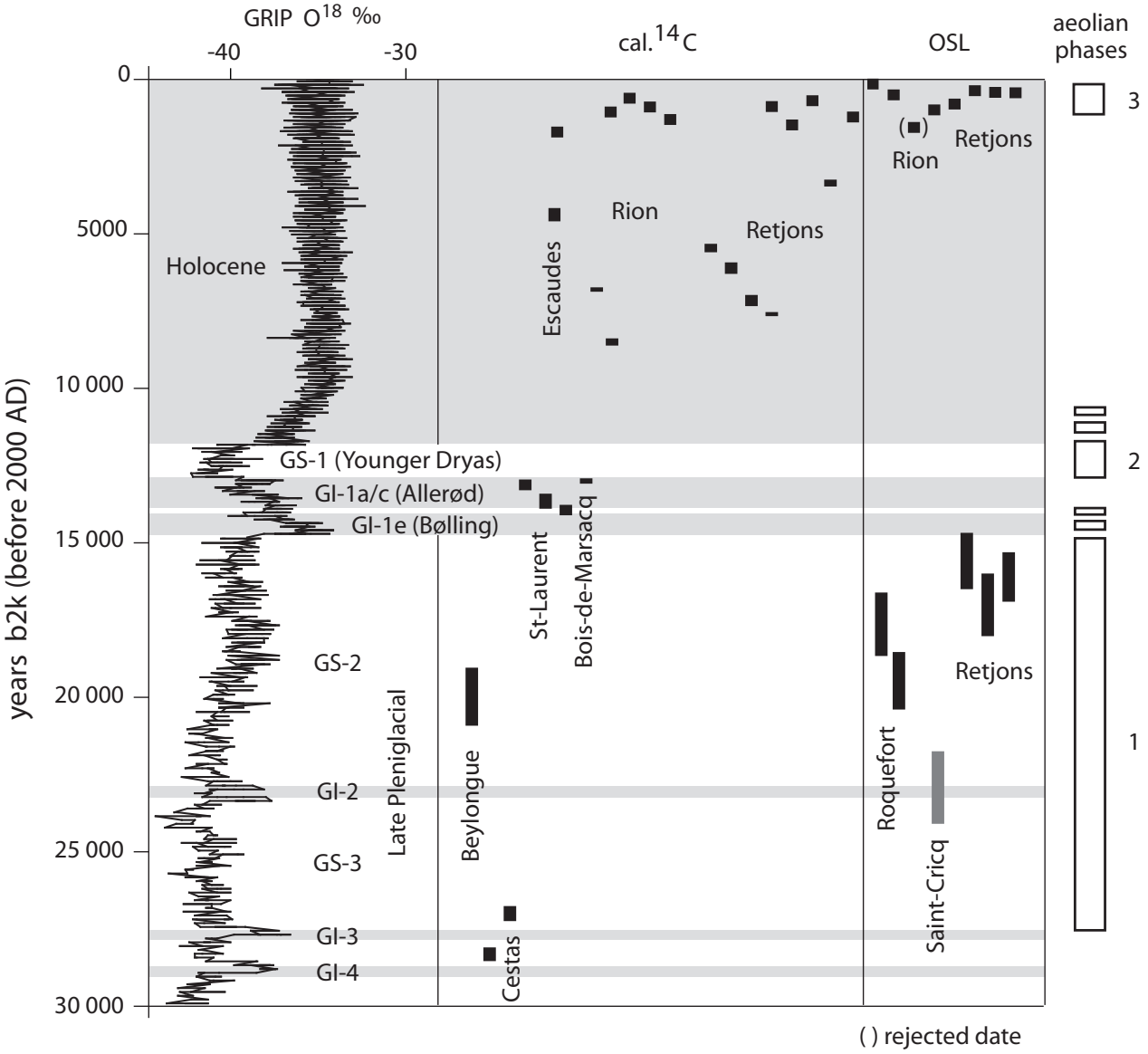
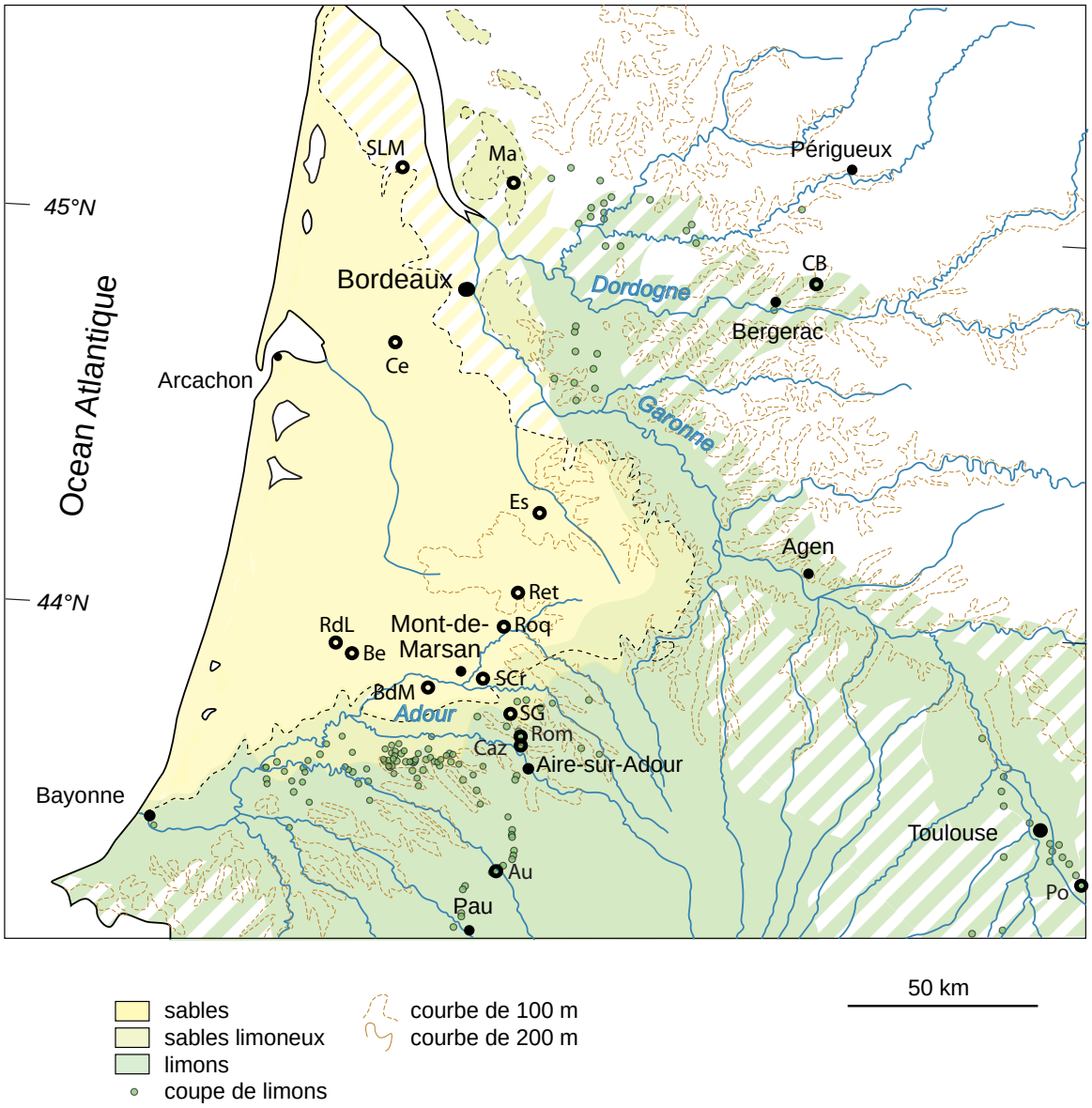


Fig. I.9 : Chronologie et chronostratigraphie des sables de couverture des Landes de Gascogne. Les datations OSL indiquent les phases de mobilité des sables tandis que les datations au radiocarbone montrent les phases de stabilisation de la surface de sédimentation. D'après Bertran *et al.* (2011).

dôme et à une faible réactivation de la sédimentation éolienne au sommet des dunes paraboliques tardiglaciaires.

La cartographie des faciès éoliens au sein du Bassin Aquitain réalisée par les auteurs (Fig. I.10) montre sur les marges méridionale et nord-orientale des sables le passage graduel entre des sables, puis des sables-limoneux, des limons sableux et enfin des loess. Pour la première fois une carte montrant une zonation de ces différents faciès est réalisée, et notamment les faciès intermédiaires (Fig. I.10). Cette carte montre en particulier la grande extension géographique des dépôts loessiques en périphérie du Sable des Landes.

Pour les séquences loessiques du sud du bassin, les datations par OSL obtenues, couplées avec la mise en évidence de paléosols lessivés de rang interglaciaire, indiquent que l'accumulation s'est essentiellement produite au cours des deux derniers cycles climatiques. La différence avec les données obtenues sur les sables éoliens et expliquée en termes de susceptibilité différentielle à l'érosion des sables et des limons, les sables étant plus facilement remobilisées par le vent. Etant donné l'âge récent des sables, les auteurs émettent l'hypothèse que ces derniers étaient remobilisés à chaque phase éolienne et qu'ils migraient sur une ancienne surface de déflation, correspondant probablement à l'horizon podzolique induré d'anciens podzosols sur les substrats alluviaux ou à la nappe phréatique sur les plateaux mal drainés.



Au: Auriac, Be: Beylongue, BdM: Bois-de-Marsacq, Caz: Cazères, CB: Combebrune, Ce: Cestas, Es: Escaudes, Ma: Marsas, Po: Pompertuzat, RdL: Rion-des-Landes, Ret: Retjons, Rom: Romentères, Roq: Roquefort, Scr: Saint-Cricq, SG: Saint-Gein

Fig. I.10 : Carte des dépôts éoliens du Bassin Aquitain. Modifié d'après Bertran *et al.* (2011).

Un schéma synthétique montrant les conditions de sédimentation éolienne du Bassin Aquitain au cours du Pléniglaciaire supérieur et du Dryas récent est reproduit sur la figure I.11.

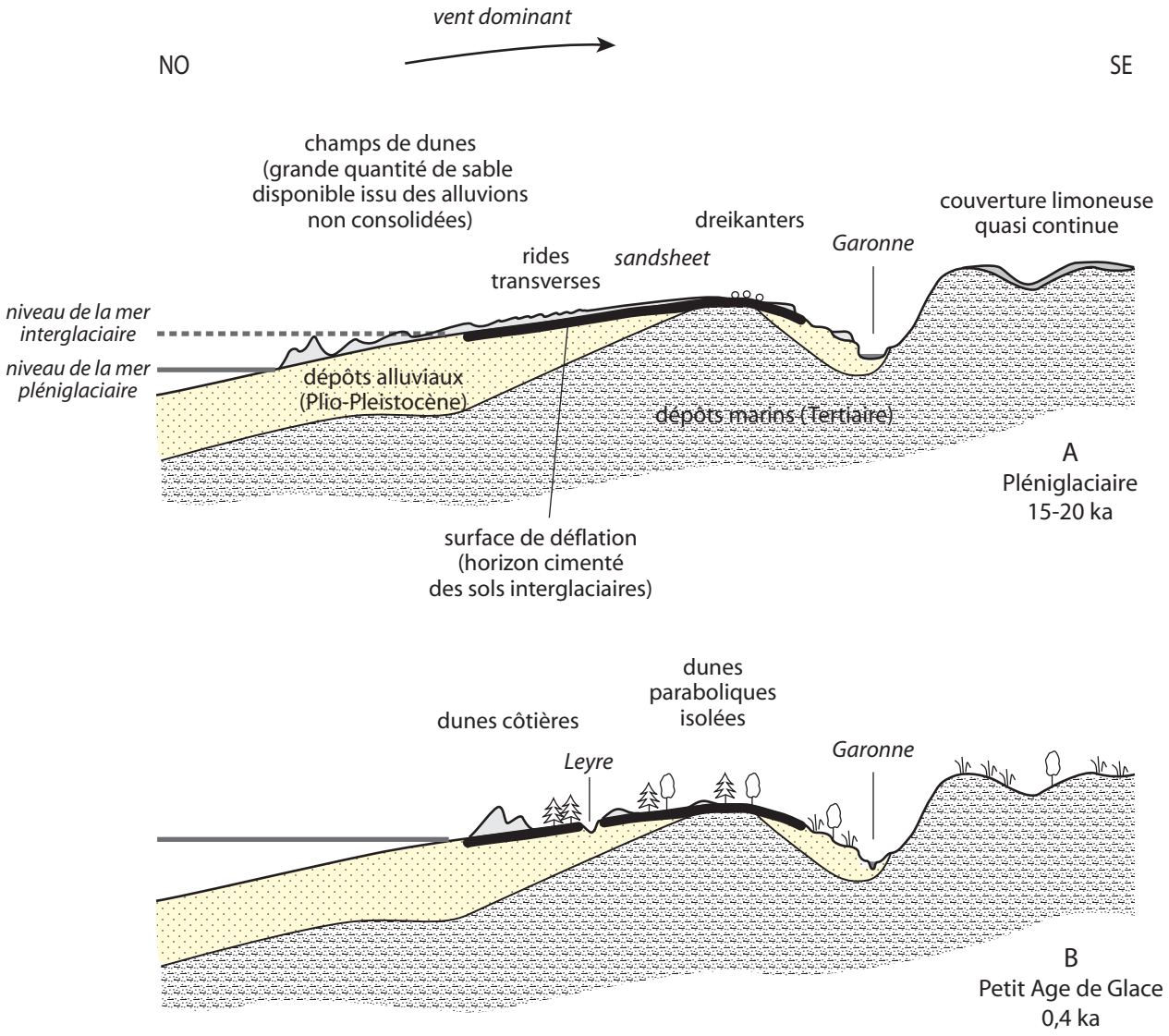


Fig. I.11 : Schéma synthétique du fonctionnement du bassin éolien des Landes au cours du Pléniglaciaire et du Petit Age Glaciaire. D'après Bertran *et al.* (2011).

PARTIE II

Chronostratigraphie des dépôts éoliens

II.1 Introduction

En Europe septentrionale, de nombreuses études témoignent de la mise en place d'accumulations sableuses éoliennes en contexte périglaciaire à la fin de la dernière glaciation et au Tardiglaciaire. Des dépôts éoliens sableux sont attestés en Angleterre (Bateman, 1998, 1995; Catt, 1977), dans le nord-ouest de la France (Lautridou, 1985 ; Antoine *et al.*, 2003), au Pays-Bas (Kasse, 1999, 2002), en Allemagne (*in* Koster, 1988), en Pologne (Kozarski et Nowaczyk, 1991; Kozarski, 1990; Manikowska, 1991), au Danemark (Kolstrup, 1991, 1982; Kolstrup et al., 2007), en Suède et en Finlande (Käyhkö et al., 1999; Seppälä, 1995; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1993). A ces latitudes, une vaste ceinture sableuse allant des Pays-Bas jusqu'en Estonie se développe en effet à la fin du dernier glaciaire et sa limite septentrionale correspond approximativement à la ligne d'extension maximale de l'inlandsis scandinave (Kasse, 2002). Les études menées notamment aux Pays-Bas ont permis de définir les principaux faciès lithostratigraphiques caractérisant cette ceinture sableuse (Kasse, 1999, 2002; Ruegg, 1983; Schwan, 1988, 1986) et d'établir un cadre chronostratigraphique précis (Huissteden, 1990; Kasse, 2002; Van der Hammen et Wijmstra, 1971; Van Geel *et al.*, 1989). Les questionnements soulevés à propos de la dynamique éolienne en milieu périglaciaire ont poussé les chercheurs à mener des études en milieu actif (Dijkmans et Koster, 1990; Dijkmans et Törnqvist, 1991; Koster et Dijkmans, 1988). Ceux-ci ont largement contribué à l'identification des principaux facteurs de contrôle impliqués dans la sédimentation au LGM et au cours du Tardiglaciaire (e.g. Kasse, 1997; Vandenberghe, 1991). Le dénominateur commun de ces systèmes éoliens fossiles et des systèmes actifs réside dans le fait d'être essentiellement situés dans des régions en marge d'inlandsis. *A contrario*, il n'y a pas d'exemples fossiles de systèmes éoliens sableux d'ampleur comparable développés sous des conditions périglaciaires et loin des marges des grands glaciers. En ce sens, la vaste étendue d'accumulations sableuses quaternaires (≈ 13.000 km^2) qui caractérise le centre du Bassin aquitain (SO de la France) constitue un cas assez unique.

Connus depuis longtemps (*cf.* I.2), ces dépôts ont été désignés sous le terme de « Formation du Sable des Landes » par Legigan (1979). Cet auteur a fourni une synthèse importante sur l'ensemble de cette formation (cf.I.2). Depuis cette publication, de très nombreux travaux sur les milieux éoliens actifs et fossiles à l'échelle du globe ont été publiés. De plus, des avancées méthodologiques considérables ont été faites en matière de datation numérique des sédiments grâce au développement des méthodes OSL et IRSL (Lancaster, 2008). Ainsi, la synthèse de Legigan (1979) se trouvait en défaut sur au moins deux points fondamentaux : 1) la définition des principaux milieux de dépôt sur la base des structures sédimentaires observées ; 2) l'établissement d'un cadre chronostratigraphique solide basé sur des datations numériques. Dans cette perspective, les travaux de Bertran *et al.* (2009, 2011) ont constitué une première étape dans le renouvèlement des connaissances sur la Formation du Sable des Landes. A partir de nombreuses datations OSL sur les sables et de datations ^{14}C sur les paléosols et suite à des études lithostratigraphiques et pédologiques détaillées, les auteurs ont pu dresser un premier bilan chronostratigraphique permettant une comparaison avec les données connues pour la grande ceinture sableuse nord-européenne. La majorité des coupes étudiées par Bertran *et al.* (2009, 2011) est située à l'extrémité méridionale des Landes de Gascogne dans des secteurs où les sables de couverture sont peu épais, seulement deux coupes ayant pu être observées dans le nord (*cf.* Fig. I.10). Ainsi, le premier objectif de cette partie était de documenter d'un point de vue stratigraphique et pédologique l'ensemble de la Formation du Sable des Landes, avec l'espoir de mettre en évidence des enregistrements plus complets dans des secteurs où les accumulations étaient importantes. En particulier, les épandages sableux pléniglaciaires restaient mal documentés car peu développés dans les zones étudiées.

Ce travail de fond était nécessaire pour aborder un certain nombre de questions nécessitant une connaissance régionale des épandages :

i. Les principales phases éoliennes du Pléniglaciaire supérieur, du Dryas récent et de l'Holocène telles qu'elles ont été identifiées dans les secteurs marginaux des épandages sont elles représentatives de la chronostratigraphie des accumulations sur l'ensemble des Landes de Gascogne ? Est-il possible de dresser un premier bilan paléogéographique pour chacune de ces phases sur l'ensemble de la région ?

ii. Le démarrage de la sédimentation éolienne dans le Bassin aquitain correspond-il au début du Pléniglaciaire supérieur comme cela a été proposé ou bien des phases d'accumulation plus anciennes existent-elles ? Les travaux de Bertran *et al.* (2009, 2011) ont en effet suggéré que la dynamique éolienne pouvait avoir été active dans les Landes avant le Pléniglaciaire supérieur, dans la mesure où les enregistrements en milieu lœssiques montraient que des apports importants de poussières avaient eu lieu pendant les deux derniers

cycles glaciaires, mais aucune date sur des dépôts sableux ne permettait d'étayer cette hypothèse. D'après Bertran *et al.* (2011), l'absence d'accumulations sableuses antérieures au Pléniglaciaire supérieur serait liée à des problèmes de préservation. Les sables auraient été remobilisés lors de chaque phase éolienne sur une surface de déflation (type horizon podzolique cimenté des sols interglaciaires, surface de la nappe phréatique) ayant un effet limitant sur la disponibilité du stock sableux. L'hypothèse avancée par ces auteurs devait être mise à l'épreuve grâce à de nouvelles données de terrain ;

iii. Quels sont les principaux facteurs qui régissent la sédimentation au sein du système éolien sableux aquitain ?

iv. Quelles différences ou similitudes existe-t-il entre la chronostratigraphie des dépôts éoliens d'Europe septentrionale et celle des épandages aquitains, mais aussi du sud-ouest de l'Europe (Espagne: Bernat Rebollal et Pérez-González, 2008; Portugal: Granja *et al.*, 2008) ? Les facteurs contrôlant la dynamique éolienne dans ces régions sont-ils identiques ?

II.2 Méthode

II.2.1 Stratigraphie

La formation du Sable des Landes s'étend sur une grande surface et il n'était pas envisageable, dans le cadre de ce travail, de prospecter dans le détail l'ensemble du territoire. Nous nous sommes focalisés plus particulièrement sur le secteur de la Grande Lande et sur les Landes Girondines, de nombreuses données existant déjà dans les Landes méridionales grâce aux travaux effectuées dans le cadre de l'autoroute A 65 par Bertran et collaborateurs (*cf.* I.2). Dans le but d'identifier de nouvelles coupes stratigraphiques, la stratégie de prospection a été orientée dans deux directions :

i. repérage et visite, lorsque cela était possible, des carrières situées dans les secteurs où la Formation du Sable des Landes était indiquée sur les cartes géologiques ;

ii. repérage et visite des fossés de drainage. Les plateaux des Landes sont traversés par un dense réseau de fossés de profondeur variable, généralement comprise entre un et deux mètres. Ces fossés ont comme fonction principale d'améliorer le drainage du sol dans les secteurs à faible pente et les principaux ont été réalisés dès 1857 (Papy, 1981). Les anciens fossés sont régulièrement curés et de nouveaux sont creusés lorsque des parcelles sont mises en culture. Les fossés récemment réalisés ou curés sont clairement visibles sur Google Earth (Fig. II.1).

Sur le terrain, les principales coupes stratigraphiques ont fait l'objet de prélèvements pour analyses granulométriques et des blocs de sédiment de 10 x 10 x 15 cm ont été prélevés pour la réalisation de lames minces. Pour les détails sur les analyses granulométriques, le lecteur est invité à se référer à la méthode de la partie III de ce travail. Les lames minces ont été préparées à partir d'échantillons non perturbés après imprégnation sous vide par une résine polyester selon la méthode préconisée par Guilloré (1985). La description des lames minces a été faite en accord avec la terminologie adoptée par Stoops et Vepraskas (2003). Les symboles utilisés au cours de ce travail pour la description des coupes sont présentés sur la Fig. II.2a et 2b.

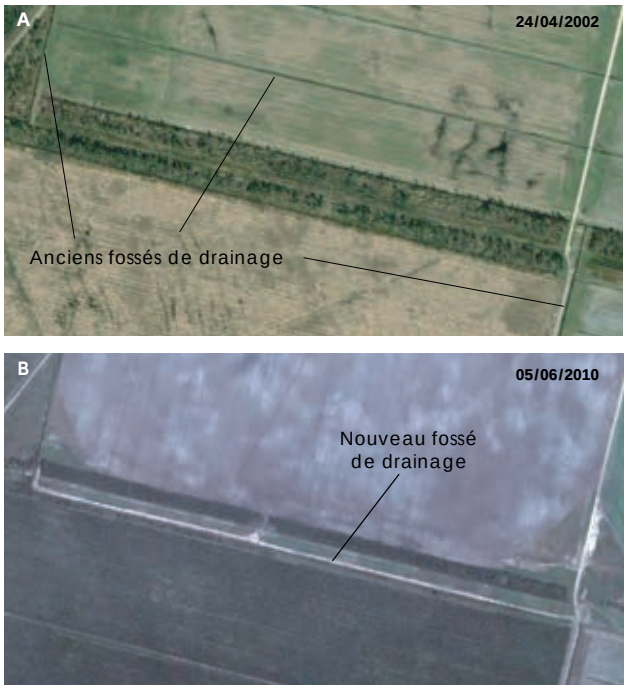


Fig. II.1 : Exemple de la stratégie adoptée pour l'identification de nouveaux fossés en utilisant les clichés Google Earth. A : Marge de champ cultivé avec d'anciens fossés de drainage (Image du 24/04/2002) ; B : Même secteur, image prise le 06/06/2010. Un nouveau fossé a été creusé en marge du champ et il apparaît clairement sur l'image.

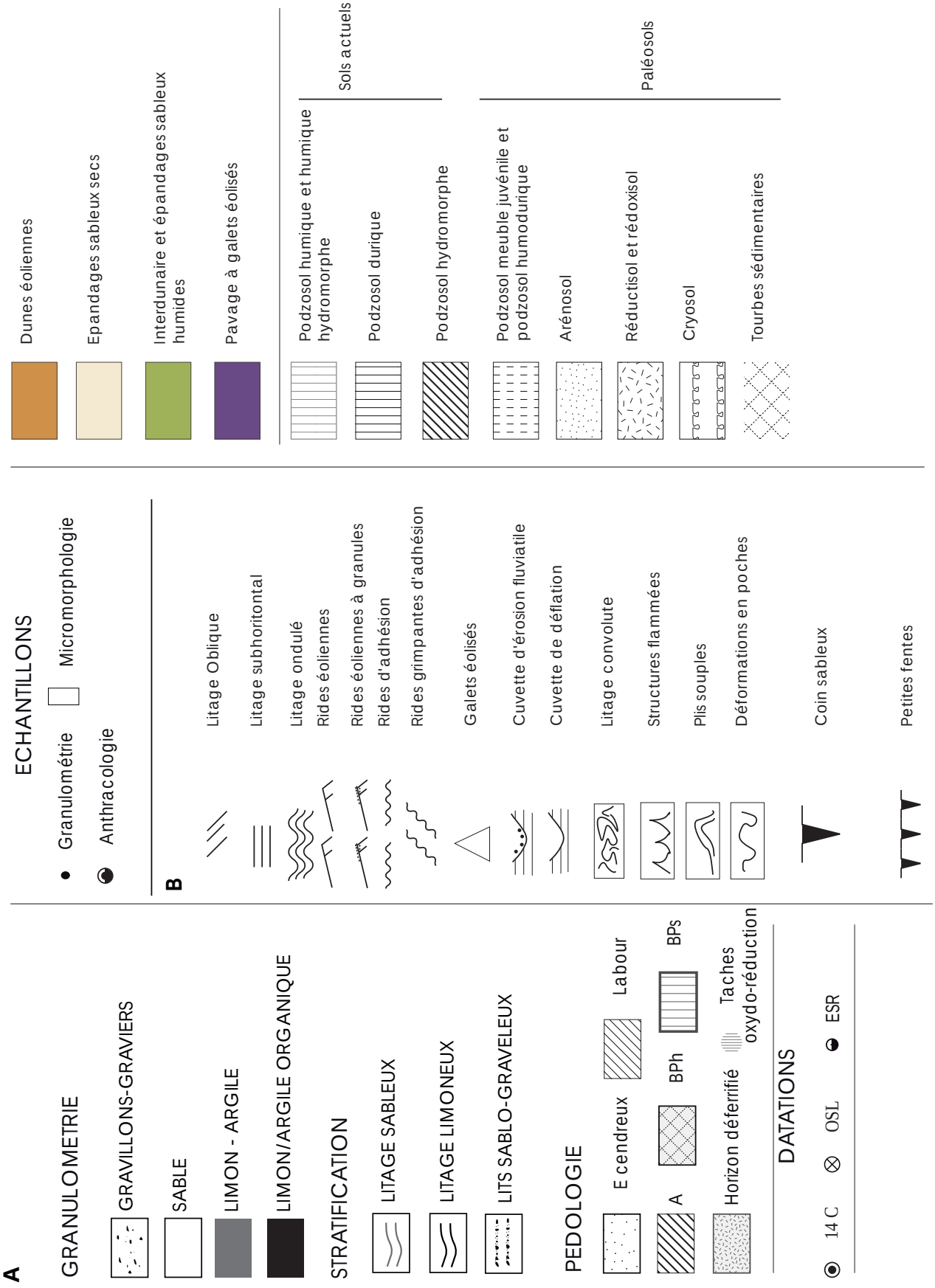


Fig. II.2 : A : Symbologie adoptée pour la description des coupes stratigraphiques (chap. II.3). A : Symboles utilisés pour les logs synthétiques (chap.II.7).

II.2.2 Datations (en collaboration avec M. Hernandez, CRPAA, Université Bordeaux 3)

Principe des méthodes de datations (OSL, ESR)

Les méthodes de datations paléodosimétriques (OSL : Luminescence Stimulée Optiquement; ESR : Résonance de Spin Electronique) s'appuient sur la capacité des minéraux, tels que le quartz ou les feldspaths, à se comporter comme des dosimètres naturels. Ils sont en effet capables d'accumuler dans leurs défauts cristallins de l'énergie d'origine radioactive sous forme d'électrons piégés, et de la restituer en émettant soit de la luminescence dans le cas de l'OSL, soit un signal de résonance paramagnétique électronique dans le cas de l'ESR. Les minéraux sont en effet constamment irradiés naturellement en raison de la présence en leur sein et dans leur environnement de radioéléments des familles de l'uranium 238 (^{238}U) et du thorium 232 (^{232}Th) et de l'isotope radioactif du potassium (^{40}K). En se désintégrant, ces radioéléments et leurs descendants émettent des rayonnements bêta et gamma et des particules alpha. Les rayonnements cosmiques participent également à l'irradiation du matériau. Ainsi, l'âge est donnée par le rapport entre la dose totale d'irradiation accumulée (Gray) par les minéraux sur la dose d'irradiation reçue par an (débit de dose, exprimée en milligray par an (mGy/an) :

Age = paléodose (ou dose équivalente (Gray)) / débit de dose (mGy/an)

Le résultat obtenu exprime le temps écoulé depuis le moment où le processus d'accumulation de la dose commence, autrement depuis la dernière remise à zéro du signal de luminescence des minéraux. Cet événement correspond à la dernière exposition solaire (*i.e.* au dernier blanchiment) avant l'enfouissement des sédiments.

Les méthodes de datation par OSL et ESR sont depuis longtemps un outil important pour les études sur la géologie du Quaternaire (Rink, 1997; Wintle, 2008) et leur fiabilité en contexte éolien a été amplement démontrée par des nombreuses études (e.g. Bateman, 1995; Dijkmans *et al.*, 1992; Hernandez *et al.*, 2012; Vandenberghe *et al.*, 2013). En Aquitaine, les datations OSL ont notamment contribué à bâtir une première chronostratigraphie des dépôts éoliens ainsi que de dater les phases à gel saisonnier/pergélisol (Bertran *et al.,* 2011 ; Hernandez *et al.,* 2012 ; Bertran *et al.,* 2013 ; Lenoble *et al.,* 2012).

Différences entre OSL et ESR

Les méthodes de l'OSL et de l'ESR se différencient à la fois par la technique employée pour la détermination de la paléodose (Adamiec et Aitken, 1998; Ikeya, 1993) et par les protocoles de mesure utilisés. Si ces dernières années les avancées méthodologiques en OSL ont permis de multiplier les mesures de paléodoses par échantillon, la procédure utilisée en ESR aboutit elle à une valeur moyenne de la paléodose. Ainsi, dans le cas de l'OSL, il est possible de prendre en compte la dispersion des résultats obtenus. Celle-ci peut être induite par la combinaison de plusieurs facteurs : blanchiment hétérogène, mélange de grains, hétérogénéité du débit de dose.

Echantillonnage

Sur le terrain, les échantillons à dater ont été prélevés en insérant des tubes opaques dans les coupes stratigraphiques nettoyées au préalable afin de conserver les grains à l'abri de la lumière. Une fraction de sédiment complémentaire a été échantillonnée pour la détermination du débit de dose. En complément, des mesures de terrain par spectrométrie gamma ont été systématiquement réalisées à l'emplacement de l'échantillon.

Facteurs

Malgré la simplicité de l'équation décrite plus haut, de nombreux paramètres ont une influence sur les résultats d'âge obtenus. Parmi ces paramètres, la teneur en eau des sédiments joue un rôle important sur le débit de dose perçu par les grains. Puisque l'eau a la propriété d'absorber les rayonnements alpha, beta et gamma, la dose est d'autant plus faible que la teneur en eau est importante. Il importe surtout d'évaluer le taux d'humidité représentatif des sédiments au cours du temps. L'incertitude sur ce paramètre est généralement grande. Certaines informations géologiques peuvent aider à contraindre les valeurs choisies (par ex. la présence de niveaux tourbeux indique que le sédiment est resté constamment saturé en eau depuis son enfouissement).

La liste des datations OSL utilisées au cours de ce travail est présentée sur le Tab. II.1, celui des dates ESR sur le Tab. II.2 et enfin celui des dates radiocarbones sur le Tab. II.3. Pour les datations OSL effectuées spécifiquement dans le cadre de ce travail (Saucats, Le Barp Pot-Au-Pin, Sabres), le paramètre teneur en eau a été estimé sur la base des critères suivants :

i. Saucats : l'échantillon OSL 1 se trouve près de la surface et la teneur en eau est présumée avoir peu varié depuis la mise en place des sables éoliens. La valeur mesurée sur le terrain a été donc retenue;

ii. Le Barp Pot-Au-Pin : la teneur en eau des sables a été fixée à 18 % pour les échantillons 1 et 2 et à 10 % pour l'échantillon 3 étant donné que 1) les échantillons ont été prélevés dans une unité dont la mise en place s'est faite dans un contexte influencé par les variations du niveau de la nappe (*cf.* II. 6.3) ; 2) la préservation de la matière organique dans l'unité inférieure indique que celle-ci est restée en milieu saturé en eau depuis son dépôt. La valeur à 18 % a été fixée après saturation en laboratoire d'un échantillon de sable prélevé dans la coupe même. Les échantillons 4 et 5 ont été récoltés près de la surface dans une unité qui a été a priori peu influencée par les variations du niveau de la nappe au cours du temps. Les valeurs mesurées sur le terrain ont donc été adoptées.

iii. Sabres : le site se trouvant à proximité de la Leyre dans un secteur partiellement drainé à bien drainé (Papy, 1977), il a été décidé d'utiliser les valeurs mesurées sur le terrain.

II.2.3 Analyse palynologique (par Chantal Leroyer et Axelle Ganne)

Les extractions polliniques ont été assurées par L. Charrieau au laboratoire POLEN de Nantes (UMR 6566) selon un protocole assez proche de celui de Fægri *et al.* (1989). Néanmoins, aucune acétolyse n'a été effectuée afin de mettre en évidence une éventuelle contamination par des stocks polliniques exogènes. Enfin, l'étude des concentrations polliniques a été effectuée par ajout de pastilles de spores de lycopodes (Stockmarr, 1971). Les données ont été traitées avec le logiciel Gpalwin (Goeury, 1997).

II.2.4 Analyse des charbons de bois (Guillaume de Lafontaine)

Extractions des charbons

Les échantillons de sol ont été immergés dans une solution d'hydroxyde de sodium (NaOH 1 %) pendant 12 h afin de disperser les agrégats de matière organique. Chaque échantillon de sol a été nettoyé individuellement sous eau courante à travers une colonne de tamis de mailles 4 mm, 2mm et 1mm en utilisant une tamiseuse vibrante pour tamisage humide (Retsch, Allemagne) jusqu'à ce que l'eau qui s'écoule à la sortie de la colonne de tamis soit limpide (env. 10 min). Chaque refus de tamis a été récupéré et les charbons ont été extraits par flottaison et tri manuel sous une loupe binoculaire (Olympus). Les fragments de charbon ont été séchées à l'étuve (Heraeus Hanau) à 60°C pendant 8 h et pesés avec une balance analytique (Sartorius).

Identification botanique

En se basant sur les caractéristiques anatomiques du bois, les fragments de charbon de bois ont été identifiés au plus petit rang taxonomique possible à l'aide d'un microscope optique (Olympus) équipé d'une source d'éclairage épiscopique. Pour l'identification, les fragments ont été comparés à des échantillons de référence de bois carbonisé (disponible à INRA-BIOGECO, Amasifuen-Guerra, 2012). Un guide d'identification de l'anatomie du bois des espèces d'Europe centrale (Schoch *et al.*, 2004) et un guide d'identification des charbons de bois des espèces du sud-ouest européen (Vernet *et al.*, 2001) ont également été employés.

Nom Echantillon	Code Labo	Mineral	Fraction granulo (µm)	K interne (%)	Débit Interne (µGy/a)	+-	Teneurs du sédiment encaissant U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Teneur eau (%)	Alpha	Beta	Gamma	Cosmique	Débit Externe (µGy/a)	+-	Débit Annuel (µGy/a)	Dose equivalente +-	(Gy)	Age +-	(ka)	Matériel	Source
CapDeBos (Haut Bacalan)	BDX-14596	Qz	40-60	-	0	0	1,86	6,42	0,37	10 ± 2	0	621	665	200	1486	21	1486	21	51,0	3,6	34,3	2,8	CS	Lenoble et al. (2012)
Cussac 1	BDX-14593	Qz	120-140	-	0	0	0,65	1,74	0,25	4 ± 2	0	308	291	200	800	13	800	13	21,3	1,0	26,6	1,9	"	-
Cussac 2	BDX-14594	Qz	120-140	-	0	0	0,89	2,53	0,31	4 ± 2	0	403	322	200	924	15	924	15	25,7	1,0	27,8	1,8	"	-
Le Lac Bleu	BDX-14595	Qz	120-160	-	0	0	0,69	2,43	0,48	4 ± 2	0	501	218	170	889	15	889	15	22,4	1,5	25,2	2,2	"	-
Saucats-OSL1	BDX-14597	Qz	120-160	-	0	0	0,38	1,22	0,39	3 ± 2	0	342	175	190	707	14	707	14	17,0	0,6	24,1	1,7	ES	Hernandez et Mercier, ce travail
Saucats-OSL2	BDX-14598	Fd	100-120	12,5	380	18	0,43	0,98	0,35	6 ± 2	9	322	128	200	659	9	1039	20	341	4	328	17	ES*	-
Pot au Pin-5	BDX-14825	Qz	120-160	-	0	0	0,42	1,21	0,34	4 ± 2	0	317	176	191	684	9	684	9	33,9	1,0	49,6	2,8	ES	-
Pot au Pin-4	BDX-14824	Qz	120-160	-	0	0	0,38	1,07	0,38	4 ± 2	0	331	171	182	684	9	684	9	37,3	1,0	54,5	3,0	ES	-
Pot au Pin-3	BDX-14823	Qz	120-160	-	0	0	0,40	1,03	0,39	10 ± 2	0	321	174	180	675	9	675	9	37,1	1,0	54,9	3,1	ES	-
Pot au Pin-2	BDX-14822	Qz	120-160	-	0	0	0,41	1,16	0,40	18 ± 2	0	306	158	173	637	8	637	8	40,6	1,0	63,4	3,5	ES	-
Pot au Pin-1	BDX-14821	Qz	120-160	-	0	0	0,42	1,18	0,45	18 ± 2	0	336	198	166	700	11	700	11	39,3	1,0	56,2	3,1	ES	-
Sabres -4	BDX-15484	Qz	160-200	-	0	0	0,45	1,13	0,59	12 ± 2	0	449	229	200	878	12	878	12	15,9	1,0	18,1	1,4	ES	-
Sabres -3	BDX-15483	Qz	160-200	-	0	0	0,47	1,32	0,81	12 ± 2	0	594	291	200	1085	12	1085	12	18,7	1,0	17,3	1,2	ES	-
Sabres -2	BDX-15482	Qz	160-200	-	0	0	0,44	1,26	0,94	12 ± 2	0	676	386	200	1262	12	1262	12	22,7	1,0	18,0	1,1	ES	-
Sabres -1	BDX-15481	Qz	160-200	-	0	0	0,46	1,32	0,79	12 ± 2	0	581	337	200	1118	12	1118	12	25,0	1,0	22,4	1,4	ES	-
Sabres -0	BDX-15480	Qz	160-200	-	0	0	0,54	1,62	0,93	12 ± 2	0	683	376	166	1225	12	1225	12	25,4	1,0	20,8	1,3	ES	-
Montgaillard Q	BDX-15490	Qz	200-250	-	0	0	0,79	2,86	0,33	4 ± 2	0	357	319	187	863	8	863	8	21,0	1,0	24,3	1,7	CS	Bertran et al. (2013)
Montgaillard F	BDX-15490	Fd	40-60	12,5	173	35	0,79	2,86	0,33	4 ± 2	40	407	319	187	953	12	1126	37	30,1	0,2	26,7	1,5	CS	-
Hourtin-OSL2	BDX-15478	Fd	120-160	12,5	483	23	0,42	1,06	0,25	5 ± 3	7	252	129	192	581	5	1064	24	246,0	16,0	231,3	19,2	ES*	Hernandez et Mercier, ce travail
Lapouyade-OSL1	BDX-15224	Qz	200-250	-	0	0	0,863	2,346	0,41	5 ± 3	5,3	423	265,6	229	923	9,7	923	9,7	6,7	0,3	7,258	0,6	ES**	Martin, 2013
Lapouyade-OSL2	BDX-15225	Qz	200-250	-	0	0	1	2	0	5 ± 3	4	415	294	193	907	10	907	10	16	0	18	1	ES	-
Rion des Landes (Unité3)	Shfd-07204	Qz	-	-	-	-	0.61	1.7	0.74	0.6	-	-	-	180	-	-	1171	60	0.30	0.01	0.260	0.020	D	Bertran et al. (2011)
Rion des Landes (Unité7)	Shfd-07205	Qz	-	-	-	-	0.51	1.5	0.65	1.6	-	-	-	149	-	-	1013	52	1.62	0.10 b	0.610	0.100	D	-
Rion des Landes (Unité7)	Shfd-07206	Qz	-	-	-	-	0.43	1.3	0.64	2.3	-	-	-	129	-	-	942	50	1.52	0.06 b	1.610*	0.110	D	-
Rion des Landes (Unité7)	Shfd-07207	Qz	-	-	-	-	0.55	1.4	0.56	4.2	-	-	-	111	-	-	864	44	0.91	± 0.03	1.050	0.060	D	-
Rion des Landes (Unité7)	Shfd-07208	Qz	-	-	-	-	0.41	1.3	0.54	5.6	-	-	-	93	-	-	776	41	0.68	± 0.03	0.880	0.060	D	-
Retjons (Unité 1)	Shfd-08011	Qz	-	-	-	-	0.51	1.1	0.34	0.3	-	-	-	195	-	-	725	34	0.29	0.03	0.4	0.05	D	-
Retjons (Unité 1)	Shfd-08012	Qz	-	-	-	-	0.44	1.0	0.38	0.4	-	-	-	186	-	-	730	35	0.34	0.02	0.47	0.04	D	-
Retjons (Unité 1)	Shfd-08013	Qz	-	-	-	-	0.37	1.0	0.40	0.4	-	-	-	173	-	-	720	35	0.33	0.02	0.46	0.04	D	-
Retjons (Unité 5)	Shfd-08014	Qz	-	-	-	-	0.48	1.0	0.10	1.5	-	-	-	166	-	-	445	18	6.95	0.24 b	15.6	0.82	ES	-
Retjons (Unité 6)	Shfd-08015	Qz	-	-	-	-	0.43	1.1	0.41	0.6	-	-	-	167	-	-	744	36	12.6	0.32 b	17.0	0.92	ES	-
Retjons (Unité 6)	Shfd-08016	Qz	-	-	-	-	0.37	1.0	0.22	1.1	-	-	-	171	-	-	456	20	7.36	0.03 b	16.1	0.7	ES	-
Roquefort (Unité 2)	Shfd-09040	Qz	-	-	-	-	0.89	2.2	0.72	2.6	-	-	-	186	-	-	1224	59	21.60	0.36	17.7	0.9	ES	-
Roquefort (Unité2)	Shfd-09041	Qz	-	-	-	-	0.82	1.5	0.66	3.3	-	-	-	150	-	-	1059	53	20.32	0.40	19.2	1	ES	-
Saint-Cricq (Unité3)	Shfd-09042	Qz	-	-	-	-	0.79	2.2	0.36	0.6	-	-	-	194	-	-	887	38	20.27	0.38	22.9	1	ES	-
Mérignac (Chronopost2)	Shfd12098	Qz	-	-	-	-	0..95	3.8	1.2	7.8	-	-	-	166	-	-	1703	89	35.92	0.51	21.1	1.1	CS	Bertran, Lenoble, Bateman
Lerm-et-Musset	Shfd-09157	Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11,56	0,5	D	Bateman, inédit
Lerm-et-Musset	Shfd-09158	Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,64	0,6	D	-

Echantillon	U(dpm/g)	Ra(dpm/g)	Rn(dpm/g)	Th (dpm/g)	K (%)	Teneur en eau (%)	Blanchiment (%)	Dose totale (Gy)	Dose annuelle (µGy/a)	Ages (ka)
Le Gurp 1	0,496 ± 0.517	0,517 ± 0,103	0,644 ± 0,016	0,544 ± 0,021	1,457 ± 0,015	7	31	390 ± 27	1759 ± 24	222 ± 31
Le gurp 2	0,533 ± 0,503	0,503 ± 0,089	0,597 ± 0,013	0,5 ± 0,018	1,351 ± 0,011	7	32	370 ± 17	1704 ± 20	217 ± 17
Locbeilh 1	0,385 ± 0,225	0,225 ± 0,093	0,29 ± 0,013	0,244 ± 0,017	0,534 ± 0,01	7	19	163 ± 9	815 ± 19	200 ± 8
Locbeilh 2	0,326 ± 0,551	0,551 ± 0,094	0,396 ± 0,014	0,26 ± 0,018	0,496 ± 0,01	7	20	166 ± 7	808 ± 19	205 ± 7

Tab. II.1 (haut) : Ensemble des valeurs intervenant dans le calcul de l'âge. Les âges sont donnés en ka. Dans le cas des quartz, les teneurs internes en radioéléments ont été considérées comme nulles, et le débit de dose associé est alors exclusivement externe. L'incertitude sur l'âge est donnée à 1σ et correspond à la somme des incertitudes statistiques et systématiques. CS: Coin sableux; ES: Epandage sableux; ES*: Age minimum non corrigé du fading. D: Dune.
Tab. II.2 (bas) : Principales valeurs utilisées pour le calcul des âges ESR.

Site	Code Laboratoire	Matériel	δ13C ‰	Age (a BP)	Incertitude	Age calibré (a cal BP) 2σ		Source	Commentaires
Belin-Beliet	Lyon-8109	Charbon	-	11180	90	13279	12793	inédit, L. Sitzia	
Beylongue	Ly-1538	humus	-	16760	440	20850	19023	Evin et al., 1979	pollution probable
Bois-de-Marsacq	VERA-4403	Charbon	-26,9	11035	40	13065	12880	Lenoble, 2007	
Cestas-Jarry	VERA-3926	M.O.T	-27,7	23550	160	28460	28000	Bertran et al., 2009	pollution probable
-	VERA-3926HS	acides humiques	-29,5	22390	120	27100	26730	Bertran et al., 2009	pollution probable
Escaudes	Erl-12302	Charbon	-25,8	3748	47	4246	3975	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12303	Charbon	-25,7	1707	47	1724	1522	Bertran et al., 2011	
Hourtin - Les Jolles	Lyon-8108	Charbon	-	32670	510	38689	36430	inédit, L. Sitzia	pollution probable Lignite remaniée probable
Larnusey	Beta-320930	Charbon	-23	35390	400	41340	39470	inédit, L. Sitzia	pollution probable
Le-Barp-Pot-au-Pin	Lyon-8110	Charbon	-	33650	570	40085	36884	inédit, L. Sitzia	pollution probable
-	Lyon-8111	Charbon	-	28990	330	34585	32758	inédit, L. Sitzia	pollution probable
-	Erl-16893	Charbon	-	32670	510	38689	36430	inédit, L. Sitzia	pollution probable
-	Erl-16894	Charbon	-	26642	387	31560	30525	inédit, L. Sitzia	pollution probable
Lerm-et-Musset	Erl-15087	Charbon	-24,4	11506	39	13456	13261	Bertran et al., 2011	
Retjons	Erl-12133	Charbon	-25,3	4738	46	5587	5327	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12134	Charbon	-24,6	993	42	970	794	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12135	Charbon	-25,3	5302	46	6209	5942	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12136	Charbon	-26,0	1582	45	1560	1375	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12137	Charbon	-25,1	6193	48	7248	6972	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12138	Charbon	-25,3	6798	48	7710	7574	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12139	Charbon	-26,2	789	46	787	667	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12140	Charbon	-25,9	3174	40	3474	3276	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12141	Charbon	-25,6	2891	41	1402	1089	Bertran et al., 2011	
Rion	Erl-11331	Charbon	-26,2	1147	37	1172	970	Bertran et al., 2011	
-	Erl-11332	Charbon	-25,7	5948	48	6894	6670	Bertran et al., 2011	
-	Erl-11333	Charbon	-26,6	7649	53	8547	8377	Bertran et al., 2011	
-	Erl-11334	Charbon	-24,9	512	37	629	503	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12142	Charbon	-24,8	1031	42	1056	800	Bertran et al., 2011	
-	Erl-12143	Charbon	-26,9	1429	42	1394	1287	Bertran et al., 2011	
Sabres	Lyon-9156	Charbon	-	11030	50	13094	12714	inédit, L. Sitzia	
-	Lyon-8110	Charbon	-	11570	60	13601	13277	inédit, L. Sitzia	
St-Laurent-Médoc	Erl-10250	Charbon	-26,1	11251	89	13282	12960	Bertran et al., 2009	
-	Erl-10251	Charbon	-24,6	11763	82	13784	13424	Bertran et al., 2009	
-	Erl-10834	Charbon	-24,0	12035	82	14068	13738	Bertran et al., 2009	

Tab. II.3 : Ages radiocarbone utilisés dans ce travail. Dates AMS à l'exception du site de Beylongue. Calibration des dates d'après IntCal 09.14c. Logiciel utilisé pour la calibration: Oxcal.

II.3 : Faciès sédimentaires

II.3.1. E1) Sables à litage oblique et pendage élevé (> 20°) : dunes éoliennes

Description

Ce faciès se caractérise par des accumulations sableuses organisées en ensembles tabulaires à litage oblique dont l'épaisseur varie généralement entre 20 cm et 1m. D'après nos observations de terrain, l'extension latérale des accumulations est au moins de plusieurs mètres. Les lits obliques ont un pendage fort, un profil qui peut être concave vers le haut ou plan et se caractérisent par l'interstratification de lits tabulaires et de lits en biseau (Planche I). Les lits tabulaires sont épais en moyenne de 1 à 5 cm et se composent de sables moyens à fins. Lorsqu'il sont plus épais, ils présentent parfois une lamination interne avec alternance de sables moyens et sables fins (Planche II) ; des lamines millimétriques et discontinues de sables grossiers ont été également observées. Les lits en biseau ont une épaisseur variant entre 1 et 10 cm, se referment souvent vers la base ou dans la partie centrale des ensembles qui le contiennent et ont généralement un aspect massif. Lorsque leur partie aval est visible, nous avons pu parfois observer un granoclassement symétrique vertical marqué par l'alternance sable grossier – sable moyen - sable grossier. Dans des coupes réalisées perpendiculairement à l'angle maximum de progradation, les lits en biseau se présentent sous forme de lentilles dont la largeur varie entre un et plusieurs mètres (Planche II). Le pendage général des lits témoigne d'une progradation d'ouest en est, bien que dans certains cas puissent être observées des unités à litage entrecroisé (e.g. Saint-Laurent Médoc *in* Bertran *et al.,* 2011). Signalons enfin que des charbons de bois de taille millimétrique à centimétrique sont souvent dispersés dans la matrice sableuse.

Interprétation

Le faciès est interprété comme le résultat de la progression de dunes éoliennes à face d'avalanche bien développée. Le pendage des lits suggère que les corps dunaires associés à ce faciès se sont formés sous des vents qui soufflaient d'ouest en est. Au sein des ensembles, l'interstratification de lits obliques massifs et de minces lits laminés (Planche I) exprime trois modes de sédimentation classiquement décrits pour la face sous le vent des dunes : le flot de grains (*grainflow* ou *sandflow*), la chute des grains (*grainfall*) et les rides éoliennes (*ripple*) (Hunter, 1977). Les premiers se forment lorsque le pendage de la face sous le vent d'une dune dépasse le seuil d'équilibre, ce qui entraine la rupture et l'écoulement des grains sous forme d'une langue (Kocurek et Dott, 1981). Dans le cas de dunes ou le sable est sec où peu humide, ces flots de grains se traduisent par des corps lenticulaires, généralement massifs ou présentant des granoclassements doubles dans la zone aval de la face sous le vent (Hunter, 1977; Kocurek et Dott, 1981). Dans des édifices dunaires actuels, Hunter (1977) a montré que ces dépôts apparaissent sous forme de biseaux dans les coupes parallèles à la direction d'accroissement de la dune, tandis qu'ils ont des formes lenticulaires (double-convexe, plano-convexe) en coupe transversale. Cela correspond bien aux observations que nous avons pu faire sur le terrain (*cf.* Planche I-II). Les dépôts par chute de grains se produisent dans la zone de séparation du courant d'air qui se trouve en aval de la crête de la dune. Ils nappent la topographie de la face sous le vent et par conséquent se retrouvent généralement interstratifiés avec les dépôts de flots de grains lorsqu'ils sont examinés en coupe. D'après Hunter (1977), le processus de chute de grains ne produit pas ou peu de granoclassement et les lamines éventuellement observées résultent plutôt d'un tri au cours du transport des sables s'opérant dans la zone face au vent des dunes. Comme cela a été signalé par Hunter (1977), des lits laminés peuvent également se former suite à la migration de rides éoliennes sur des faces d'avalanche dont l'inclinaison est moins forte que l'angle de repos. Ainsi, il est possible que les lamines puissent correspondre aussi à la migration de rides éoliennes (Planche II). A cause de la faible extension des coupes observées sur le terrain, il ne nous est pas possible de proposer une interprétation sur la morphologie des édifices dunaires correspondant à ces faciès. Nous verrons dans la suite que dans la plupart des cas, ce faciès est associé à des édifices dunaires paraboliques qui sont visibles en vue aérienne et sur carte topographique.

II.3.2. E2) Sables à litage subhorizontal dominant (< 20°) : épandages sableux secs (sandsheets)

Description

Les dépôts associés à ce faciès sont les plus continus au sein de l'aire de répartition des sables éoliens.

Leur épaisseur maximale demeure actuellement inconnue mais, d'après nos observations de terrain, elle est localement supérieure à 5 m (coupes de Saugnacq-et-Muret et Locbeilh). Ce sont des accumulations sableuses à granularité variable selon la position géographique et dont les caractères communs sont : 1) un litage subhorizontal ou entrecroisé à faible pendage (Planche III) qui, à l'affleurement, peut se suivre sur quelques mètres à plusieurs centaines de mètres ; 2) l'absence de figures sédimentaires chenalisées de type fluviatile ; 3) l'absence de figures de bioturbation marquée. Les dépôts s'organisent généralement en ensembles décimétriques, composé des sables moyens à fins et séparés par des surfaces de discontinuités qui, lorsqu'elles sont clairement visibles, ont une allure plane à faiblement ondulée et sont la plupart du temps faiblement inclinées (Planche III). Trois grands types d'ensembles peuvent être distingués :

i. des ensembles caractérisés par un litage subhorizontal ou légèrement ondulé à l'échelle de l'affleurement, avec un pendage généralement inférieur à 5°. Les lits présentent parfois un granoclassement inverse et sont séparés par des contacts nets qui peuvent être soulignés par de la matière organique ou par des oxydes de fer ;

ii. des ensembles à litage comparable au précédent mais se distinguant par la succession de lits plans de sables moyens à fins séparés par des lits millimétriques de sables fins/très fins (Planche III) ;

iii. des ensembles montrant une succession de lits de sables moyens alternant avec des lits millimétriques de sables fins, avec un pendage entre 5 et 20° (Planche IV).

Des lentilles de sables grossiers à très grossiers ou de petits gravillons, d'épaisseur variant entre 1 mm et 1 cm et de longueur généralement de l'ordre du décimètre peuvent se trouver interstratifiées dans ces ensembles (Planche IV). Lorsque leur longueur dépasse le décimètre, ils suivent clairement la surface de stratification (Planche IV). Dans certaines coupes du Plateau Médoquin, nous avons pu observer quelques petits galets éolisés dispersés dans le sédiment.

Interprétation

Nous interprétons ce faciès comme résultant de la sédimentation éolienne dans un environnement de dépôt de type épandage sableux (*sandsheet*) avec un transport sur des surfaces sèches ou faiblement humides. D'après Kocurek et Nielson (2006), les épandages sableux correspondent à des zones dont les édifices dunaires ne possèdent pas de face d'avalanche. La topographie globale peut être plane, régulièrement ondulée ou encore irrégulière. La granuarité varie entre sables fins et sables très grossiers et une composante limoneuse/argileuse ou graveleuse peut être présente. Les dépôts associés aux épandages sableux sont à faible angle et principalement composés de lits de petites rides éoliennes (*aeolian ripples*).

La migration des rides éoliennes produit des dépôts décrits sous le terme de rides grimpantes (*climbing ripples*) (Hunter, 1977). Chaque ride qui migre produit un lit (ou lamine selon les auteurs) à granoclassement inverse. La structure interne des rides éoliennes se distingue clairement de celle des rides aquatiques (*cf.* Fig. II.3 pour les critères), à tel point que les lits de rides grimpantes sont considérés comme le meilleur marqueur pour la distinction entre un environnement de dépôt éolien et un environnement de dépôt aquatique (Kocurek et Dott, 1981). Fryberger et Schenk (1988) ont remarqué que le granoclassement inverse, qui constitue le caractère principal distinguant les rides éoliennes des rides aquatiques, n'est toutefois pas toujours décelable dans les dépôts fossiles. Ces auteurs suggèrent qu'un autre caractère permettant de reconnaître des dépôts résultant de la migration de rides éoliennes est celui qu'ils appellent *pin stripe lamination*. Ce type de lamination résulte du fait que lors de la migration des rides, les particules fines (sables fins à très fins voire limons) ont tendance à se concentrer dans les creux entre les rides, ce qui provoque la formation d'une lamine fine (Fig. II.4) (Fryberger et Schenk, 1988).

Le premier type d'ensemble résulte à notre avis soit de la migration de rides grimpantes à très faible angle (*subritically climbing ripples* de Hunter, 1977) ou de la formation de lits plats supérieurs, les deux pouvant fortement se ressembler (Hunter, 1977). L'absence de *pin stripe lamination* semblerait faire pencher plutôt vers la deuxième hypothèse ; cet ensemble témoignerait alors de conditions de sédimentation caractérisées par des vitesses de vent

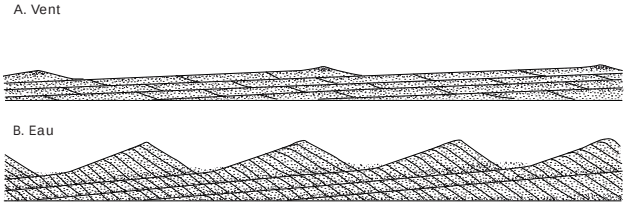


Fig. II.3 : Critères pour la distinction entre des rides éoliennes (A) et des rides aquatiques (B). Noter que la progression des rides éoliennes engendre un granoclassement inverse, ce qui ne s'observe jamais dans les rides aquatiques. Modifié d'après Kocurek et Dott (1981).

trop élevées pour permettre la formation de rides éoliennes. Hunter (1977) a observé la formation de lits plats supérieurs pour des vitesses de vents de 18 m/s lors du passage d'un front de perturbation sans précipitation sur les dunes de Padre Island (Texas, USA). D'autre part, comme cela a été souligné par Lea (1990), il est envisageable que la migration de rides éoliennes aux dépens de sables éoliens très bien triés et/ou minéralogiquement peu diversifiés puisse donner des lits de rides grimpantes massifs – et donc manquant, du moins à l'échelle macroscopique, de granoclassement inverse et de *pin stripe lamination*.

Le deuxième type d'ensemble reflète pleinement la migration des rides grimpantes à très faible angle. Les lits millimétriques de sables fins à très fins correspondent à la *pin stripe lamination* décrite par Fryberger et Schenk (1988). Ces lits les plus fins ont tendance à mieux retenir l'humidité et à favoriser l'accumulation de la matière organique et/ou des oxydes de fer - migrant dans le sédiment en relation avec la pédogénèse actuelle-subactuelle - d'où leur visibilité sur les coupes (Planche III). Les observations faites sur nos coupes stratigraphiques montrent que les lits typiques du troisième type d'ensemble diffèrent de ceux habituellement observés dans des dunes pourvues de face d'avalanche comme cela est le cas par exemple du faciès 1. D'après nous, cet ensemble représente la migration de rides éoliennes sur la face sous le vent de reliefs dunaires de type *zibar*. Les zibars sont des édifices dunaires à grande longueur d'onde et à faible amplitude qui ne développent pas de face d'avalanche (dans le sens où il n'y a pas de séparation du courant d'air) et qui sont généralement recouverts par des rides ou des mégarides éoliennes (Pye et Tsoar, 2009). Ils sont généralement observés dans les secteurs dominés par des épandages sableux (Nielson et Kocurek, 1986). Par comparaison avec les observations en milieux actif (e.g. Fryberger *et al.,* 1992; Mountney et Russell, 2004), nous interprétons les lentilles de sables

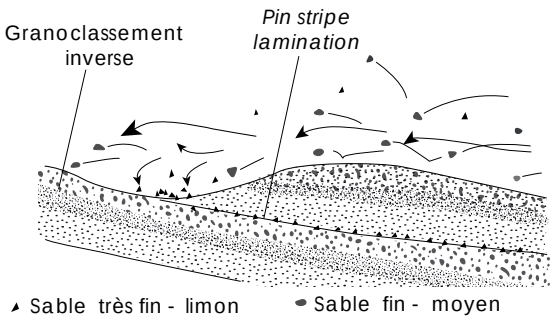


Fig.II.4 : Développement de la *pin stripe lamination*. Noter le granoclassement inverse au sein des rides éoliennes et la présence à la base de chaque ride d'un lit millimétrique constitué de sables fins. Modifié d'après Fryberger et Schenk (1988).

grossiers comme l'équivalent stratigraphique de la migration de rides éoliennes à granules. D'après nos observations de terrain, nous pensons que ces figures correspondent aux petites rides à granules (*small granule ripples*) décrites par Fryberger *et al.* (1992), c'est-à-dire à des rides ayant moins de 50 cm de largeur. Les observations que nous avons pu faire suggèrent de plus que ces rides sont isolées, étant donné que nous n'avons pas observé de véritables ensembles dominés par ces structures sédimentaires.

II.3.3. E3) Alternances sables et limons à litage subhorizontal à faible pendage (<20°) : épandages sableux humides et creux interdunaires

Description

Les dépôts associés à ce faciès sont d'ordre métrique mais peuvent avoir localement des épaisseurs plus importantes (*cf.* Le Gurp). Comme pour le faciès précèdent, nous retrouvons un litage généralement subhorizontal ou à faible pendage pouvant se suivre sur plusieurs centaines de mètres à l'affleurement et l'absence de figures chenalisées de type fluviatile. Nous incluons au sein de ces faciès :

i. des ensembles caractérisés par une succession de lits épais généralement entre 1 et 10 cm, constitués de sables moyens à fins, séparés par des contacts ondulés irréguliers voir gaufrés, parfois plans. Les lits sableux sont généralement massifs bien que certains présentent une lamination entrecroisée à pendage fort (> 20°) ou une lamination subhorizontale. Des lits millimétriques limoneux ou limono-sableux sont interstratifiés entre des séquences élémentaires de lits sableux et se caractérisent également par leur aspect irrégulier ou gaufré. Le pendage des ensembles est généralement inférieur à 5°. Les lits limoneux à limono-sableux sont colorés par la migration d'oxydes de fer/aluminium ou de matière organique d'origine récente (sol actuel – subactuel) ;

ii. des ensembles montrant des alternances régulières de lits de sables moyens à fins épais généralement de 1 à 10 cm et des lits de limons ou limons sableux épais de 1 mm à 5 cm en moyenne (Planche VI). Localement, nous avons pu observer que le litage peut se présenter avec des faibles ondulations (hau-

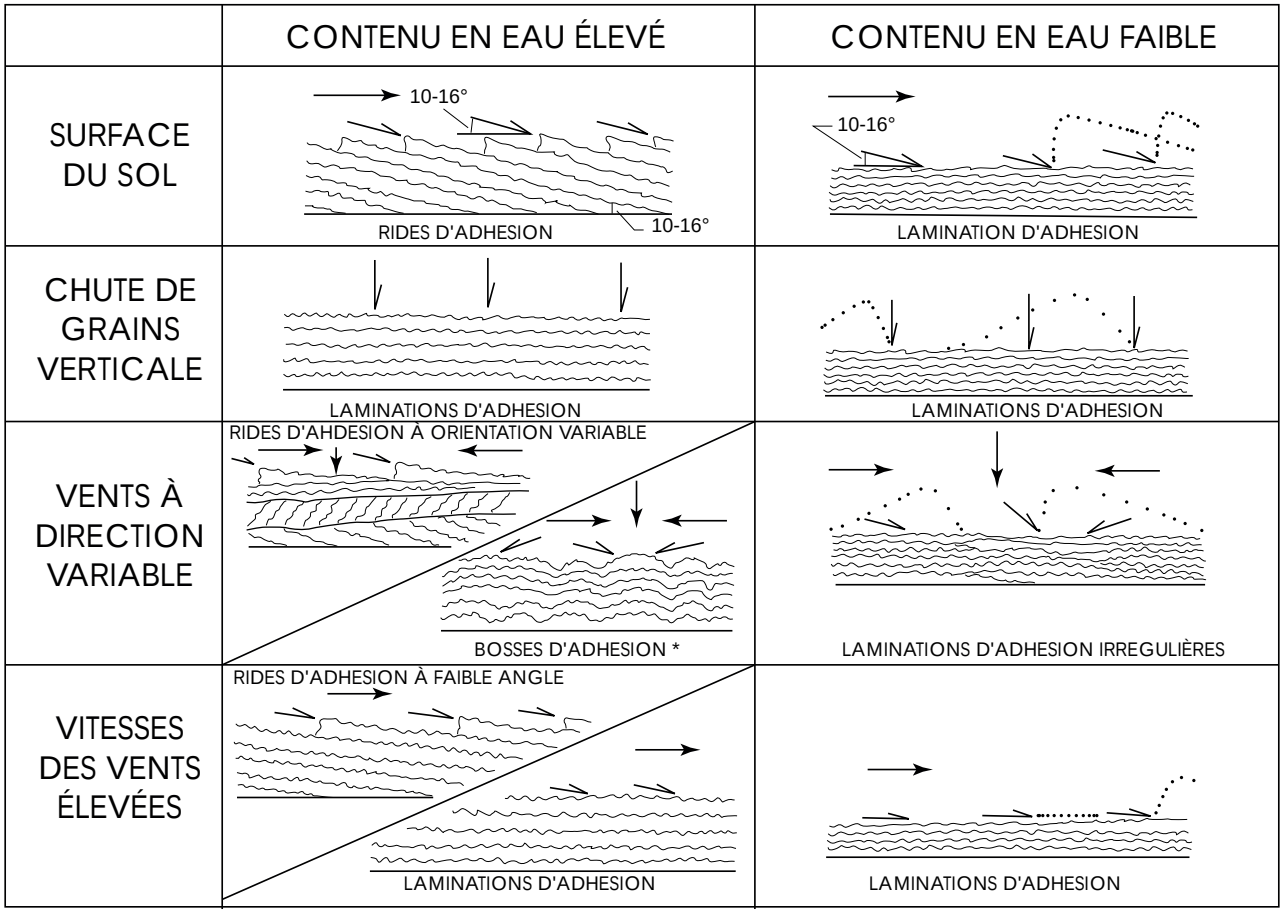


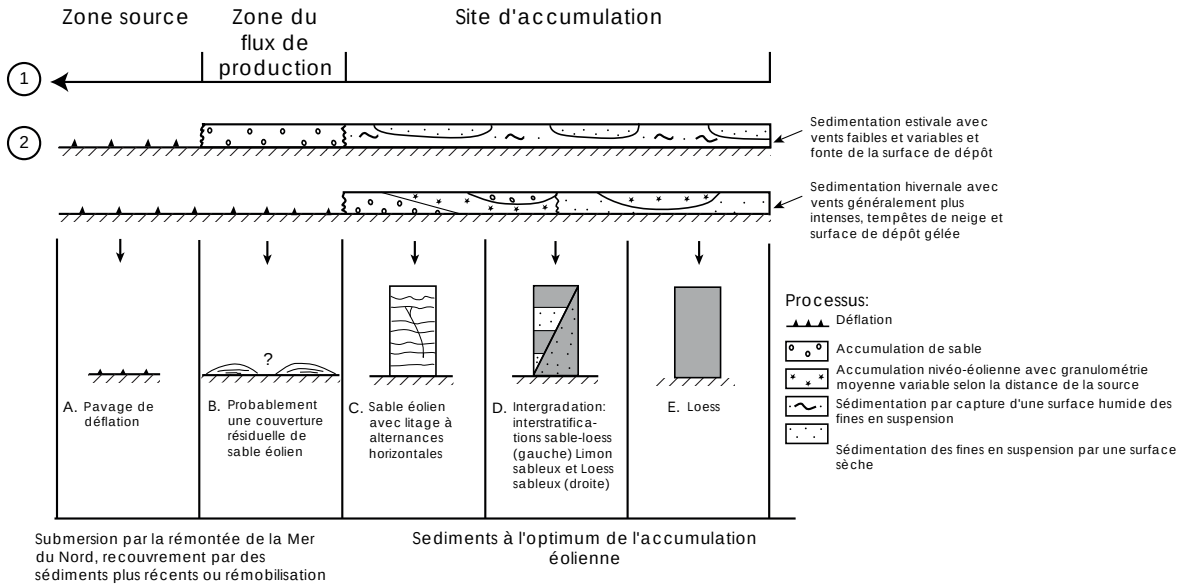
Fig.II.5 : Expression des structures d'adhésion selon différents facteurs. Seuls les exemples observés au sein des faciès éoliens étudiés dans ce travail ont été inclus. Modifié d'après Kocurek et Fielder (1982).

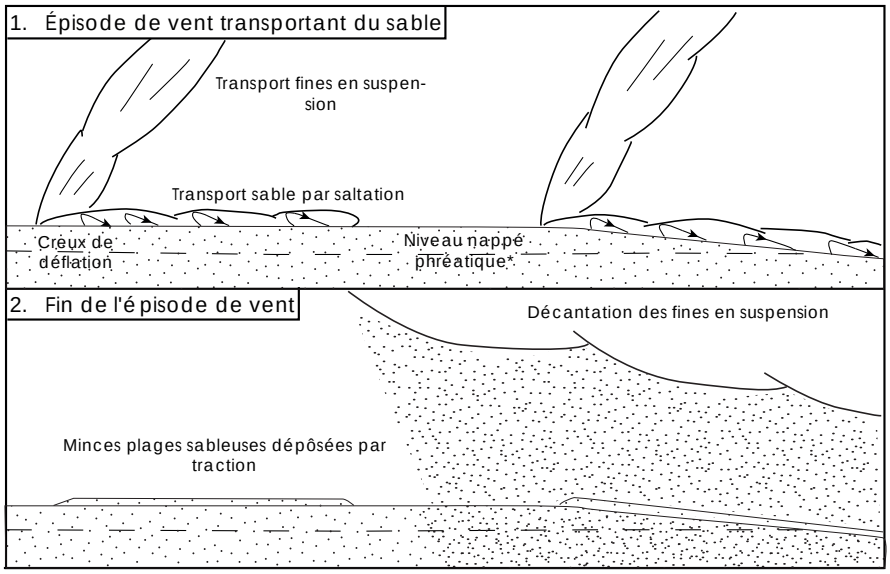
teur ≈ 10 cm) d'espacement inframétrique. Les contacts supérieur et inférieur des lits limoneux sont généralement nets et présentent des ondulations de faible amplitude et période. Les lits sableux sont généralement massifs, mais ils peuvent présenter parfois un granoclassement normal ou inverse.

Interprétation

Les caractères principaux de ce faciès suggèrent une accumulation éolienne dans un environnement où la nappe phréatique est en surface ou près de la surface, et correspond à un contexte qu'on définit comme «éolien humide» (Kocurek et Havholm, 1993).

L'ensemble caractérisé par une succession de lits sableux à faible pendage et par des contacts irréguliers ou gaufrés est ici rapporté à une succession dominée par des structures d'adhésion (Planche V). Ce type de structures se forment lorsque le sable migre et s'accumule sur des surfaces humides (Pye et Tsoar, 2009). Kocurek et Fielder (1982) ont produit une synthèse reprenant l'ensemble des observations décrites dans la littérature et ont réalisé des études expérimentales permettant de proposer un diagramme des principales structures d'adhésion. Selon ces auteurs, les différentes morphologies pouvant être observées résultent des facteurs suivants : contenu en eau, variabilité de la direction du vent, configuration de la surface de dépôt, angle d'impact des grains en saltation. Dans les coupes observées dans ce travail, la plupart des lits observés correspondent à la migration de rides d'adhésion ou à des lamines d'adhésion (Fig.II.5). Les lits à lamination croisée à angle fort correspondent à la migration de rides d'adhésion grimpantes. Par rapport au travail de Kocurek et Fielder (1982), nous ne sommes pas en mesure d'estimer l'angle d'impact des grains en saltation. Nous pouvons toutefois affirmer que la surface de dépôt était subhorizontale dans tous les cas étudiés. Pour cette raison, la figure synthétique présentée par Kocu-





Conditions	Modèle régional	Modèle local
Transport des fractions grossières et fines depuis la zone source	En principe depuis une seule zone source de grande extension, *i.e.* le secteur exposé du bassin de la Mer Nordique	A partir de zones ponctuelles et espacées, i.e. à partir de creux de déflation
Flux de production de particules	Par étapes et sur de longues distances	Continu et sur les distances rélativement courtes
Dépôt des fractions grossières et fines dans le site d'accumulation	Séparé dans le temps par plusieurs mois	Presque simultané
Configuration des vents efficaces (*i.e.* des vents responsables du dépôt des fractions fines et/ou grossières)	Contraste saisonnier dans l'intensité du vent	Alternance d'événements à transport de sables et d'événéments calmes
Conditions d'humidité de la surface du sol	Humidité générale au cours du printemps et du début de l'été suite à la fonte d'un sol saisonnairement gelé	Humidité prolongée limitée aux dépressions topographiques avec une nappe phréatique peu profonde

Fig.II.6 : Modèle régional (en haut) et modèle local (en bas) proposés par Schwan (1986, 1988) pour expliquer les alternances sable – limon au sein des épandages éoliens pléniglaciaires d'Europe du nord-ouest. Les caractéristiques de chaque modèle sont résumées en bas de page.

rek et Fielder (1982) est proposée ici simplifiée en ne considérant que les configurations vraisemblables dans notre contexte sédimentaire (Fig. II.5). L'alternance de lits sableux et de lits limoneux se prête à des interprétations multiples. En contexte de désert chaud, ce type de faciès est associé à des lacs semi-permanents ou à des sebkas (Glennie, 1970 ; Reineck et Singh, 1975). D'après les auteurs, des lits limoneux voire argileux s'observent lorsque les lacs ou les sebkas sont alimentés par des cours d'eau (wadis). L'accumulation des fines se fait par décantation et il en résulte des séquences élémentaires à granoclassement normal, le terme final pouvant être des lits argileux. Des apports plus grossiers sont mis en relation avec les cours d'eau ou au transport des sables dunaires par le vent. Granja *et al.* (2008), dans une zone côtière du nord-ouest du Portugal, ont observé ce type de faciès au sein d'une séquence éolienne datant entre la fin du Pleistocène supérieur et de l'Holocène. Selon les auteurs, ce type de faciès s'est formé dans un contexte éolien humide caractérisé par des édifices dunaires et par des zones interdunaires dans lequelles le sommet de la nappe est affleurant ou proche de la surface.

En domaine périglaciaire, ce type de faciès a été largement décrit au sein des épandages sableux pléniglaciaires du NO de l'Europe. Il a été étudié notamment par Ruegg (1983), Schwan (1986, 1988) et Lea (1990). D'après Ruegg (1983), cette alternance s'explique par une surface périodiquement humide qui favoriserait la capture des grains plus fins transportés en suspension dans l'air. Schwan (1986, 1988) a proposé deux modèles pour expliquer ce faciès : un modèle régional et un modèle local. Le modèle régional explique les alternances sables – limons comme la conséquence d'une sédimentation à caractère saisonnier : en été, les vents étant de faible intensité, seules les fines sont transportées et s'accumulent sur des surfaces humides grâce à la fonte du gélisol ; en hiver, les vents sont plus intenses et permettent de remobiliser les sables, tandis que les fines sont transportées sur des longues distances. Selon le modèle local, l'accumulation des sables et des limons se fait au cours du même épisode par des vents efficaces pendant une seule période de l'année : les sables s'accumulent davantage selon ce modèle, tandis que le dépôt des limons se fait surtout au cours d'événements à vents moins intenses et dans des secteurs en dépression où la hauteur de la nappe est suffisante pour humecter la surface du sol et donc permettre la capture des fines. Les conditions associées à ces deux modèles ainsi que leur synthèse graphique sont présentés (*cf.* Fig. II.6). Selon Lea (1990), le modèle régional saisonnier proposé par Schwan (1986) ne peut pas entièrement expliquer les alternances sables-limons puisque les régions sous régime périglaciaire sont caractérisées par une grande variabilité interannuelle et intrasaisonnière de la vitesse des vents. Lea (1990) souligne également que des vents saisonniers, dont l'action s'excerce à des moments bien distincts dans le temps, ne peuvent pas rendre compte des lits avec une gradation progressive entre des sables fins à la base et des limons au sommet. D'après cet auteur, cela s'expliquerait plutôt par des événements caractérisés par une décroissance progressive de l'intensité du vent.

II.3.4. E4) Sables massifs : dépôts bioturbés

Description

Ce faciès correspond à des dépôts de sables moyens à fins massifs peu épais (généralement moins de 1,50 m d'épaisseur) localisés généralement en subsurface (Planche VII). Il se retrouve tant au sommet des faciès dunaires (Faciès 1) qu'au sommet des faciès d'épandages sableux (Faciès 2-3) mais, d'après nos observations, jamais interstratifié dans ceux-ci.

Interprétation

Dans la mesure où ce faciès est systématiquement associé aux horizons de sols actuels ou de paléosols, nous suggérons que son origine est principalement post-dépositionnelle. L'absence de litage résulte principalement de la bioturbation des dépôts par la végétation et/ou par des insectes ou la micro-mésofaune (e.g. Fryberger *et al.,* 1979).

II.3.5. E5) Pavage à galets éolisés

Description

Ce faciès se développe principalement au nord du bassin où il est localisé au sommet des alluvions de plateau sur les deux rives de la Garonne. Il correspond à des niveaux plus ou moins continus de graviers de taille variable et dont la caractéristique principale est d'avoir souvent des facettes d'abrasion éolienne (Planche VIII). Les dépôts fluviatiles peuvent être localement recouverts par des minces accumulations de sables éoliens grossiers à très grossiers (Belin-Beliet, Lapouyade, Le Jonc). Le faciès peut avoir une extension très locale (Belin-Beliet) ou peut être observé sur plu-

sieurs kilomètres de manière discontinue, avec des variations dans le nombre de galets facettés et le degré d'abrasion (secteur Lapouyade, *cf.* chapitre suivant). Signalons enfin que des galets facettés isolés ont été observés également dans le sud du bassin, au niveau des terrasses de la Garonne et de l'Adour. De plus, nous avons souvent retrouvé, au sommet de plusieurs séquences sableuses étudiées dans ce travail, des galets éolisés de très petit taille (< 5 cm), certains d'eux présentant parfois des facettes d'érosion distinguables (*cf.* Planche VIII).

Interprétation

Le faciès est interprété comme résultant de la formation de pavages éoliens. Les pavages éoliens ont été décrits tant dans les déserts chauds (Reineck et Singh, 1975) que dans les déserts froids (e.g. (Mountney et Russell, 2004). Lorsque la déflation est active dans des secteurs où des dépôts alluviaux grossiers sont exposés en surface, la fraction fine est transportée plus loin par le vent tandis que les éléments grossiers (galets), qui sont peu mobiles, restent sur place ; il se forment ainsi des véritables pavages (Reineck et Singh, 1975). Au sein de ces pavages, les galets facettés (*ventifacts*) sont fréquents (Reineck et Singh, 1975). D'après Mackay et Burn (2005), le développement de facettes d'abrasion éolienne sur des galets demande des milliers d'années. Il est important de souligner que les pavages ont rarement été observés en place. En effet, étant donné leur localisation près de la surface, les galets éolisés sont souvent retrouvés dispersés dans la couche de labour.

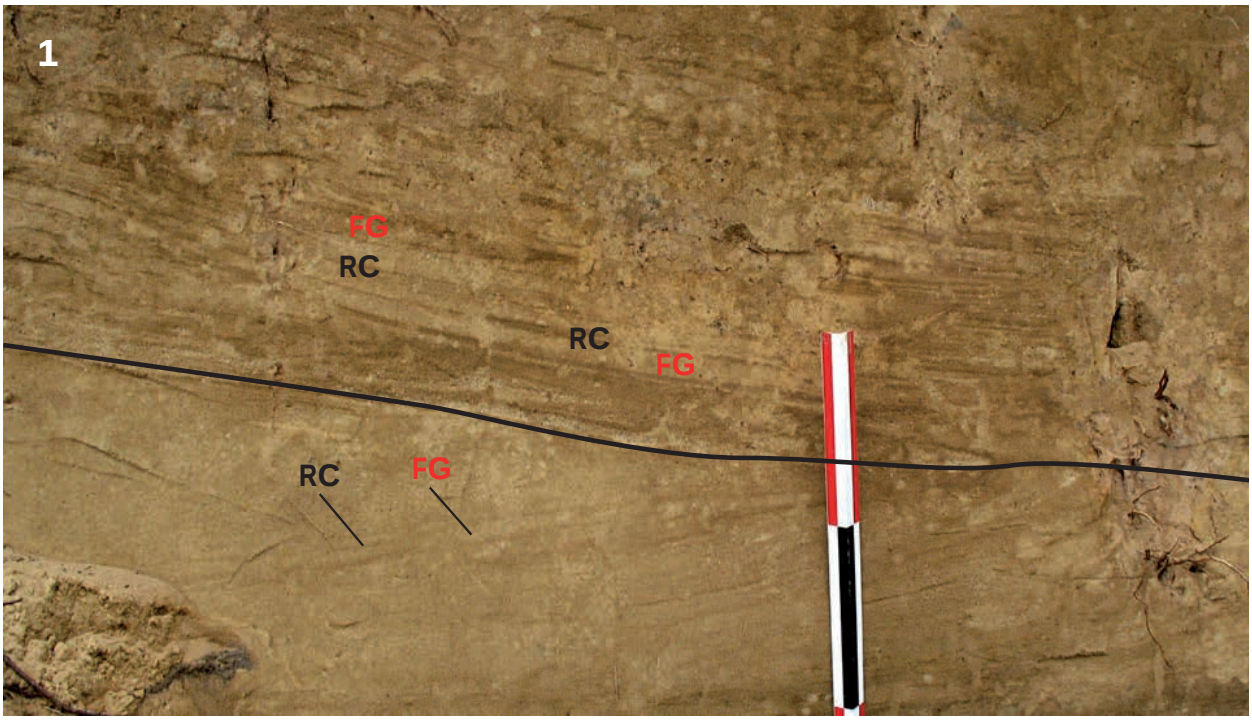


Planche I : Dunes à litage oblique et pendage fort en section subparallèle à la direction d'accroissement. Noter l'alternance entre des lits déposés par flot de grains (FG, lits massifs en biseau) et de lits de chute de grain ou de migration de petites rides (RC). 1 : St-Laurent-Médoc - Saussac ; 2 : Lerm-et-Musset - Sablière.

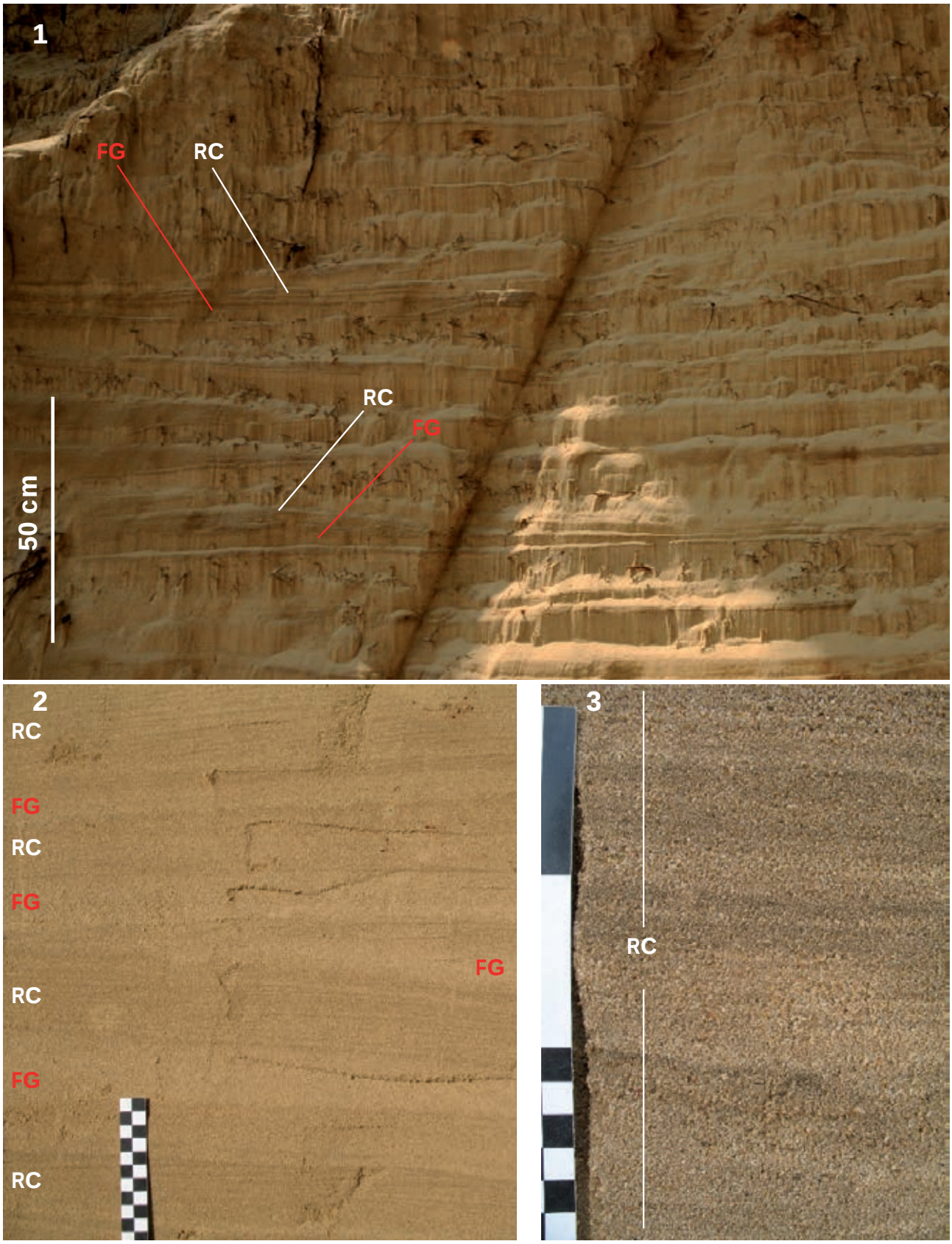


Planche II : Dune éolienne sableuse à litage oblique et pendage fort en section perpendiculaire à la direction d'accroissement. Noter la succession de lits par flot de grains (FG, lits lenticulaires massifs) et de lits de chute de grains ou de migration de petites rides (RC, rides éoliennes et/ou lits de chute de grains donnant des sequences élémentaires laminées). 2, 3 : détails de la même coupe stratigraphique (Rion-des-Landes).

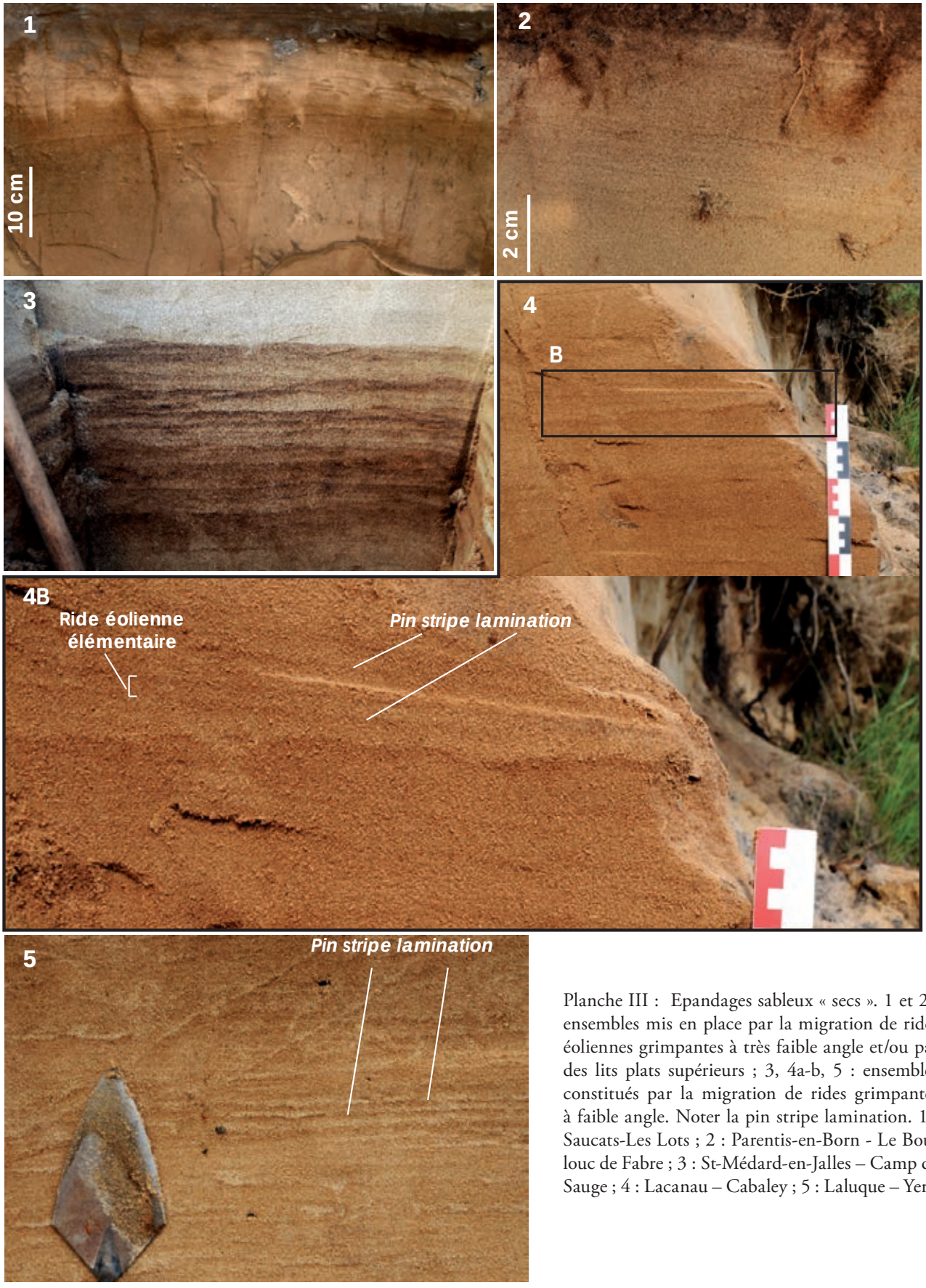


Planche III : Epandages sableux « secs ». 1 et 2 : ensembles mis en place par la migration de rides éoliennes grimpantes à très faible angle et/ou par des lits plats supérieurs ; 3, 4a-b, 5 : ensembles constitués par la migration de rides grimpantes à faible angle. Noter la pin stripe lamination. 1 : Saucats-Les Lots ; 2 : Parentis-en-Born - Le Boulouc de Fabre ; 3 : St-Médard-en-Jalles – Camp de Sauge ; 4 : Lacanau – Cabaley ; 5 : Laluque – Yert.

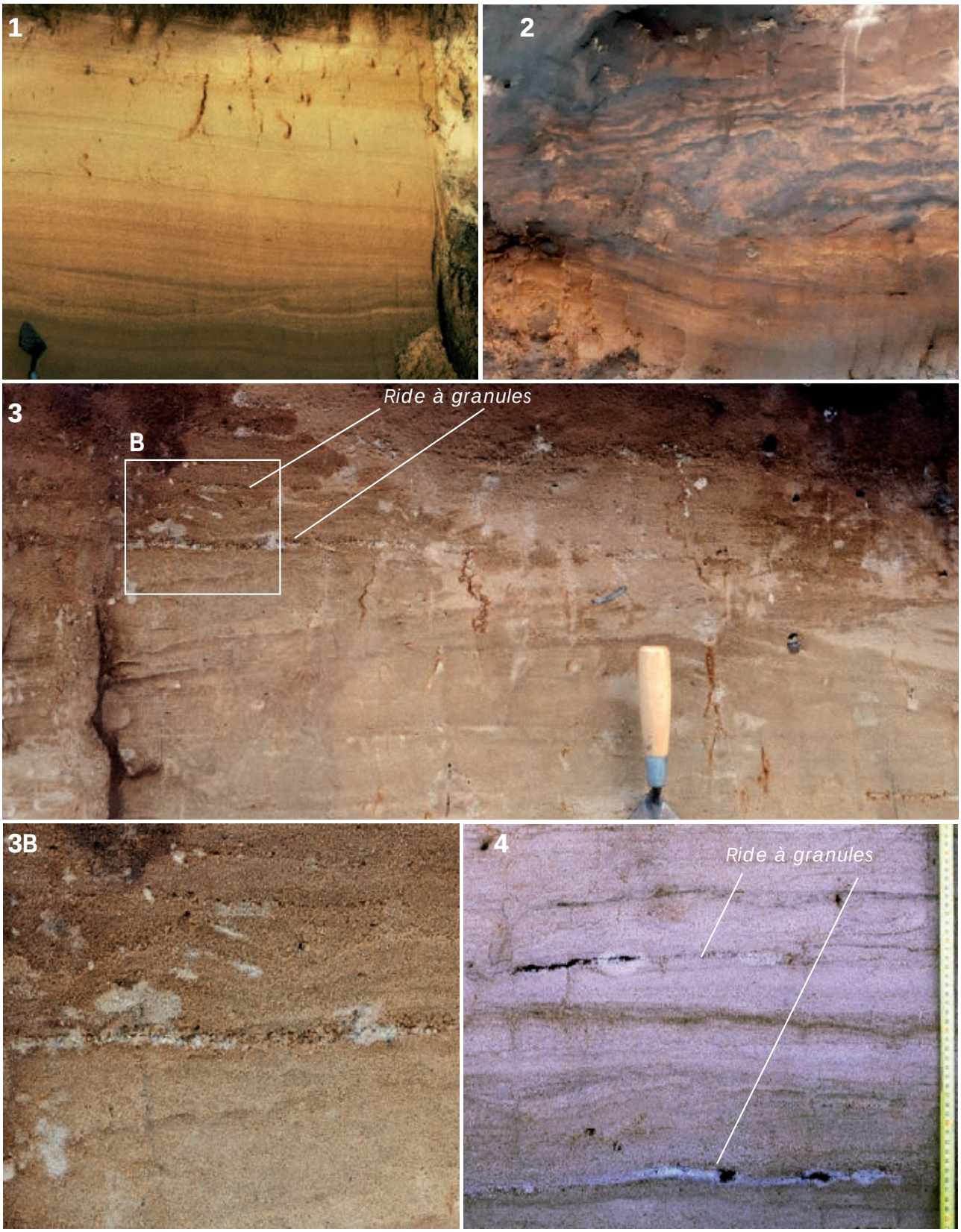


Planche IV : Epandages sableux « secs ». 1, 2, 3 : litage faiblement oblique correspondant à la migration de petites dunes de type zibar ; 3-4 : ensembles constitués par la migration de rides éoliennes grimpantes et par la migration de rides à granules (lentilles de sables grossiers ou petits gravillons). 1 : Parentis-en-Born - Le Boulouc de Fabre ; 2 : Le Barp – Les Gargails ; 3 : Laluque – Yert ; 4 : Saugnacq-et-Muret – Locbieilh.

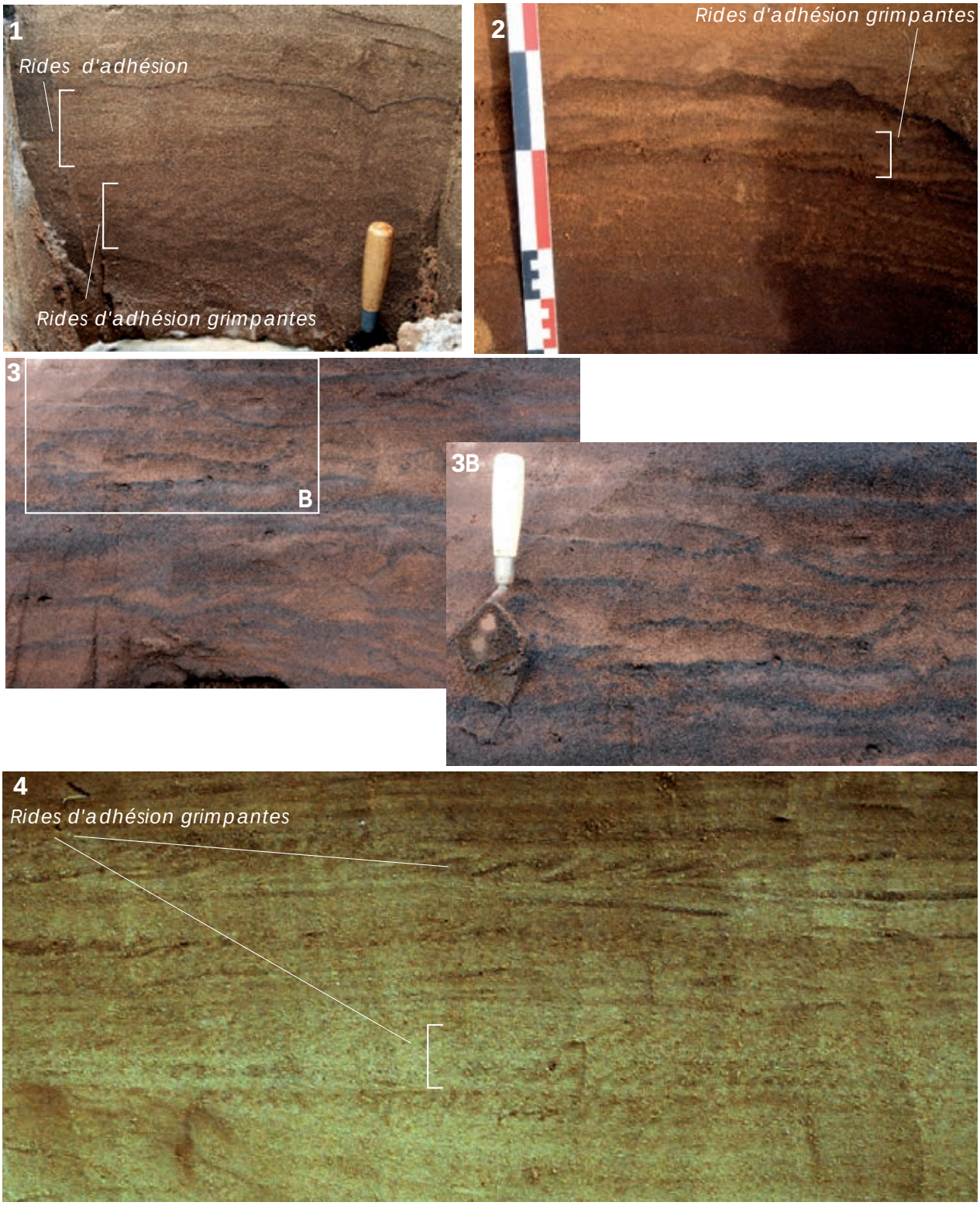


Planche V : Epandages sableux « humides ». 1, 2, 3 : ensembles résultant de la migration de rides d'adhésion (1, 2, 3) et de rides d'adhésion grimpantes à angle fort (1, 4) ou faible (2). 1, 2 : Le Barp- Pot-Au-Pin ; 2 : Le Barp – Les Gargails ; 3 : Lanton – Blagon.

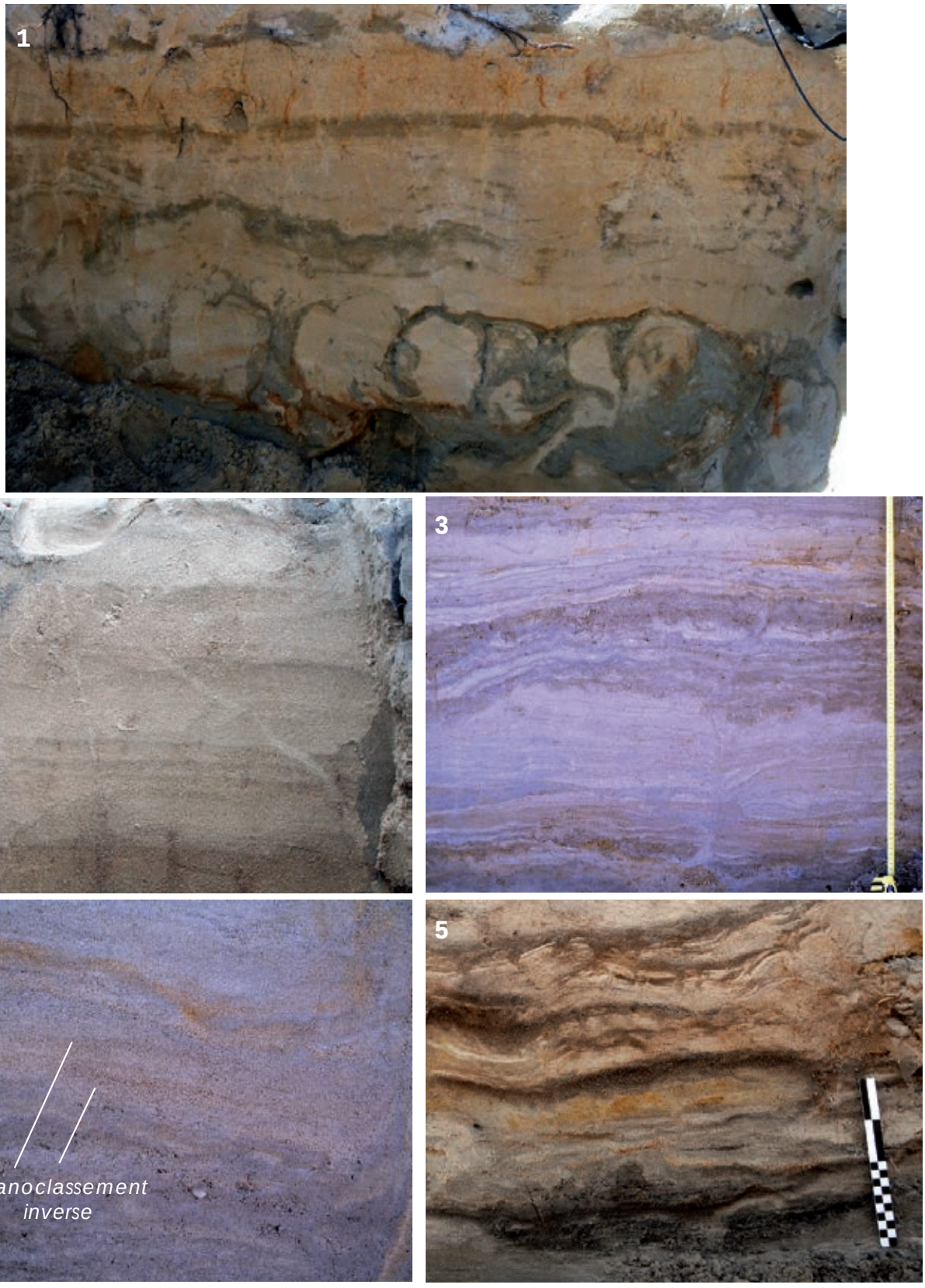


Planche VI : Epandages sableux « humides » : alternances sables-limons dans des dépressions interdunaires. Noter les granoclassements inverses sur la photo 4 et les horizons organiques interstratifiés dans les alternances sables-limons de la photo 5. 1 : Sabres – Les Couailles ; 2 : Le Barp – Pot-Au-Pin ; 3 ,4 : Grayan-et-l'Hôpital – Le Gurp. 5 : Hourtin – Les Jolles.

Planche VII : Sables massifs en relation avec le développement des sols actuels ou subactuels. 1: St-Médard-en-Jalles – Camp de Souge ; 2 : Hourtin – Les Jolles ; 3 : Dune parabolique dans les Landes. 4 : Rion-des-Landes.

Planche VIII : 1 : Pavage de déflation. Les sables éoliens qui le recouvrent ont été enlevés. Lapouyade (Bertran, inédit). 2, 3, 4 : dreikanters. 1, 3 : Lapouyade. 2 : Jarculet, près de Bédenac. 4 : Pomerol.

II.4 : Paléosols

II.4.1. Groupe des sols à succession d'horizons A/E/BP : Podzosols

Traits macroscopiques

Les profils pédologiques de ce groupe (N = 3) se développent sur un matériel parental à texture sableuse dominante. L'épaisseur totale du profil ne dépasse pas le mètre. Du haut vers le bas, les horizons suivants sont observés (Planche IX : 1, 2, 4) :

i. un horizon humifère A, brun foncé à gris foncé, épais de 5 à 25 cm, à structure particulaire et avec des limites supérieures et inférieures ondulées à irrégulières. Cet horizon se caractérise toujours par son abondance en charbons de bois de taille millimétrique à centimétrique. Dans certains cas (Sites 1 et 2; Tab. II.4), les limites de l'horizon A sont marquées par de nombreuses bioturbations comblées de matériaux issus de l'horizon A et/ou de l'horizon E (e.g. Planche IX : 1). Par comparaison avec les observations faites dans des sols sableux des Pays-Bas par Brussaard et Runia (1984), nous interprétons ces structures comme correspondantes à d'anciens terriers de larves de scarabées ;

ii. un horizon éluvial E, gris clair à blanc, épais de 3 à 20 cm, à structure particulaire et avec une limite inférieure ondulée ;

iii. un horizon BP meuble, brun foncé à brun jaunâtre, épais de 30 à 35 cm. Dans un cas (Site 2, Tab. II.4), un horizon BPh cimenté et un horizon BPs meuble peuvent être distingués.

Dans le cas du paléosol de Sabres (Site 2, Tab. II.4), des bandes millimétriques d'illuviation de complexes organométalliques liées à la pédogénèse podzolique actuelle se surimposent au profil.

Traits microscopiques

Un seul profil a pu être analysé en lame mince (Le Couailles, Sabres). Il sera considéré comme représentatif des autres profils pédologiques étant donné sa forte ressemblance du point de vue des caractères macroscopiques. Pour le site de Couailles, ces derniers sont synthétisés dans le tableau II.4.

L'horizon A est caractérisé par une microstructure à entassement et une distribution relative g/f essentiellement à grains nus (monique), dans certaines plages à microagrégats (énaulique serrée fine). La fraction minérale est dominée par le quartz. La couleur sombre de cet horizon semble être en grande partie liée à la présence de très nombreux charbons de bois. Des traces de radicelles ont été observées mais étant donné leur couleur vive et leur faible degré de décomposition, on en déduit une origine sans doute récente. Dans des plages très limitées, deux types de traits illuviaux organométalliques recouvrent partiellement la surface des grains de la fraction minérale : 1) des revêtements jaune limpide ou jaune clair poussiéreux (Planche X ; 2) des revêtements polymorphes de couleur jaune-brun, riches en microcharbons et en grains de la fraction minérale fine (quartz essentiellement) (Planche X ; 2-3a-b). Ces deux types de revêtements ne sont jamais associés ensemble.

L'horizon E se distingue par l'absence de charbons de bois et la quasi-absence de revêtements sur la surface des grains. Seules des bandes millimétriques subhorizontales marquées par des revêtements organométalliques jaune clair sont ont été observées. Ces bandes sont visibles sur toute la largeur de la lame mince. Elles correspondent visiblement aux bandes illuviales observées à l'échelle macroscopique.

Dans l'horizon BP, la microstructure et la distribution relative g/f est la même que celle de l'horizon A. Les charbons de bois sont très rares dans la fraction grossière. Les revêtements organométalliques sont plus abondants que dans les autres horizons, la forme polymorphe étant toujours la plus présente. Deux types de revêtements monomorphes ont été observées : 1) des revêtements jaune-brun (Planche X ; 4), localement craquelés ; 2) des revêtements jaune limpide, correspondants à ceux observés de façon aléatoire dans les autres horizons du profil. Localement, nous avons observé que les revêtements monomorphes du premier type pouvaient recouvrir des revêtements polymorphes (Planche X ; 5). Les revêtements monomorphes jaune limpide ne sont visiblement pas en relation avec les deux autres, mais ils correspondent plutôt à une phase d'illuviation différente.

Rattachement

La succession des horizons observée dans les profils de ce groupe, et notamment la présence d'un horizon BP, suggèrent un rattachement au grand ensemble des podzosols. Dans le Référentiel Pédologique Français (RFP), l'attribution à cet

Site	Profil	Coordonnées		Horizons (Réf. Péd. 2008) Code , couleur, épaisseur			Profondeur	Matériaux parentaux	Sable, limon, argile*	Type de paléosol (Réf. Péd. 2008)	Type de paléosol (Class. WRB)	Référence
		X	Y									
1	Saint-Laurent Médoc	-0.808673	45.138300	**A** ; 10YR 5/4 (Brun jaunâtre); 5 à 10 cm	**E** ; 10YR 6/2 (Gris clair brunâtre) ; 3 à 5 cm	**BP** ; 7.5YR 5/8 (Brun foncé); 30 à 35 cm **BPh** ; 2.5 Y 3/2 (Brun grisâtre très foncé); 30 à 35 cm.	≈180 - 220 cm	Sable éolien	N.D.	Podzosol Meuble juvenile	Albic arenosol	Bertran et al. 2009
2	Bois-de-Marsacq	-0.667847	43.903561	**A** ; 2.5Y 5/2 (Brun grisâtre); 20 à 25 cm	**E** ; 2.5Y 7/1 (Gris clair) ; 20 cm	**BPs** ; 2.5Y 5/6 (Brun olive clair); 30 cm	≈ 47-150 cm	Sable éolien	N.D.	Podzosol Humo-Durique	Orsteinic Podzol	Lenoble (non publié)
3	Sabres	-0.747405	44.175536	**A** ; 10YR 6/1 (Gris) ; 5 à 10 cm;	**E** ; 10YR 8/1 (Blanc) ; 5 à 10 cm	**BP**; 10YR 6/8 (Brun jaunâtre); 30 cm	≈ 125-175 cm	Sable éolien	99.5 - 0.1-0.4	Podzosol Meuble juvenile	Albic arenosol	Ce travail
4	Saint-Laurent Méd	-0.808673	45.138300	**Ae**; 10YR 4/3 (Brun); 10 à 20 cm		**M**; 10YR 7/6 (Jaune)	≈ 118 - 138 cm	Sable éolien	N.D.	Arénosol	Arenosol	Bertran et al. 2009
5	Sabres	-0.747405	44.175536	**Ae**; 2.5Y 6/3 (Brun jaune clair); 35 cm		**M**; 10YR 7/6 (Jaune)	≈ 225-260 cm	Sable éolien	100 - 0 - 0	Arénosol cumulique	Arenosol	Ce travail
6	Rion-des-Landes	-0.921412	43.924899	**Ae**; 100 cm			≈770-870	Sable éolien	100 - 0 - 0	Arénosol cumulique	Arenosol	Ce travail - Bertran et al. 2011
7	Marsas (T21B)	-0.379927	45.077438	**A;** 10YR 4/4 (Brun jaune foncé); 8 à 20 cm	**E;** 2.5Y 6/4 (Brun jaune clair); 5 à 10 cm	**Go** à taches d'hydromorphie; 10YR 5/8 (Brun jaunâtre) - taches: 2.5Y 6/4 (Brun jaunâtre clair)	≈ 120-150 cm	Colluvions argilo/sableuses	-	Rédoxisol Sableux	Stagnosol	Bertran (non publié)
8	Sabres	-0.747405	44.175536		**Gr**; 5Y 6/2 (Gris olive clair); 50 cm	**M**; 2.5Y 7/2 (Gris clair)	≈ 250-300 cm	Sables-limoneux	54 - 37.6 - 8.4	Réductisol cryoturbé	Gleysol	Ce travail
9	Sabres	-0.747405	44.175536		**Gr**; 5Y 6/2 (Gris olive clair); 50 cm	**M**; 2.5Y 7/2 (Gris clair)	≈ 400-450 cm	Sables-limoneux	47-38-15	Réductisol cryoturbé	Gleysol	Ce travail
10	Saint-Geours	-1.191884	43.699855		**Gr;** 50 cm **Hm** ("gouttes"); 7.5YR 3/3 (Brun foncé) et 2.5Y 5/3 (Brun olive pale);			Sables-limoneux		Réductisol cryoturbé	Gleysol	Ce travail
11	Cestas Les-Pins-de-Jarry	-0.741944	44.693250	**Ag**; 7.5YR 4/4 (Brun); 155-185 cm	180-185 cm	**M**; 7.5YR 7/3(Rose)	≈ 155-185 cm	Sables-limoneux	N.D.	Cryosol minéral		Bertran et al. 2009
12	Le Barp Pot-au-Pin	-0.756831	44.675697	**Hm** ("gouttes"); Base: 2.5Y 2.5/1 (Noir) - Sommet: 2.5Y 4/2 (Brun Gris foncé); (**)		**M;** 2.5Y 8/1 (Blanc)	≈ 100-180 cm	Sables-limoneux	50.1 - 42.5 - 7.4	Cryosol minéral		Ce travail
13	Hourtin	-0.980626	45.152062	**H**; 7.5 YR 2.5/1 (Noir); (***)		**M**; 2.5Y 8/1 (Blanc)	≈ 220-240 cm	Sable éolien	99.7 - 0.2 - 0.1	Tourbe sédimentaire		Ce travail

Tab.II.4 : Paléosols étudiés dans ce travail et description synthétique de leurs principaux caractères.

ensemble nécessite que l'horizon BP présente un certain nombre de caractères que nous ne sommes pas en mesure de documenter entièrement. Nous retiendrons dans notre cas les caractères suivants :

i. une teinte autour dz 7,5YR 5/8 ;

ii. une cimentation continue d'une partie de l'horizon par des constituants amorphes organiques associés à Al et éventuellement à Fe ;

iii. une microstructure pelliculaire, les revêtements étant constitués de matières organiques amorphes.

A l'exception du site de Marsac (Lenoble, inédit), où l'horizon BP est bien marqué et se caractérise par une superposition BPh / BPs, l'attribution à un véritable horizon BP pour les autres profils sur la base des critères macroscopiques reste délicate. L'analyse micromorphologique apporte des éléments complémentaires.

Depuis longtemps, il a pu être montré que les revêtements organométalliques polymorphes et monomorphes sont des marqueurs microscopiques de la formation des horizons podzoliques sableux (De Coninck et Righi, 1969 ; Righi, 1975, 1977 ; Robin et DeConinck, 1978; McKeague et Protz, 1980 ; De Coninck et McKeague, 1985). Les auteurs s'accordent sur le fait que:

i. les revêtements polymorphes correspondent à des agrégats d'origine biologique formés de matière végétale fragmentée et de particules minérales liées par un ciment de matière organique amorphe contenant de l'aluminium ;

ii. les revêtements monomorphes correspondent à de la matière organique amorphe intimement associée à l'aluminium et éventuellement au fer.

Righi (1977, 1987) a observé que les revêtements polymorphes sont parfois fossilisés par les revêtements monomorphes et a donné une interprétation dynamique à cette succession. Selon cet auteur, les revêtements polymorphes témoigneraient du début de la podzolisation, dans des conditions où la bioturbation est assez efficace pour garder un aspect meuble à l'horizon BP. Au cours du temps et au fur et à mesure de l'évolution de la podzolisation, les composés organiques liés à Al et Fe migrent et s'accumulent sous forme pelliculaire (rev. monomorphes) sur les grains minéraux et/ou sur les revêtements polymorphes. Si cette accumulation de complexes organométalliques dépasse l'efficacité du brassage biologique de l'horizon B, un horizon induré se forme progressivement. Les revêtements monomorphes jaune clair qui ont été observées dans tous les horizons du profil de Couailles (Sabres) doivent être mis en relation avec la podzolisation actuelle. En effet, nous avons pu confirmer par l'analyse des lames minces que ces revêtements sont exactement les mêmes de ceux associés aux bandes d'illuviation observées à l'échelle macroscopique. Ces bandes recoupent visiblement le profil étudié et sont visibles tant au dessus qu'au dessous de celui-ci. Leur origine n'est par conséquent pas contemporaine de la formation du paléosol.

La présence de revêtements polymorphes et des rares revêtements monomorphes jaune-brun dans l'horizon BP, parfois superposés aux premiers, corrobore le rattachement de ce profil aux sols podzoliques. Ce rattachement est également confirmé pour le site de Saint-Laurent-Médoc (Bertran *et al.*, 2009), étant donné la forte ressemblance macroscopique de ce profil avec celui de Couailles (Sabres). En accord avec Wilson et Righi (2010), la prépondérance des revêtements polymorphes est interprétée comme l'expression d'une podzolisation à un stade relativement jeune . Pour cette raison, il nous semble que les deux profils ci-dessus mentionnés puissent être identifiés comme des Podzosols Meubles juvéniles. En ce qui concerne le site de Bois-de-Marsac, le podzosol correspondrait à un Podzosol Humo-Durique.

II.4.2. Groupe des sols à succession d'horizons A(e)/(E)/M ou Sg : Arénosols

Traits macroscopiques

Les profils pédologiques associés à ce groupe (N = 4) se développent sur des matériaux parentaux à texture essentiellement sableuse. Sans inclure l'horizon C ou M, l'épaisseur totale du profil ne dépasse pas 35 cm, seul un cas ayant une épaisseur de 100 cm. Du haut vers le bas, les horizons suivants apparaissent (Planche IX : 2 à 6) :

i. un horizon humifère Ae, brun à brun jaune foncé, à caractère éluvial dans 3 des 4 profils étudiés. L'épaisseur varie entre 10 et 35 cm, tandis qu'il est de 100 cm dans le profil de Rion-des-Landes. La structure est particulaire et les limites inférieure et supérieure sont sub-horizontales, seul un site ayant des limites irrégulières (Saint-Laurent-Médoc). Dans ce site, les limites de l'horizon humifère A présentent, comme observé dans certains profils des sols podzoliques, des

macrostructures en forme de tubules correspondantes à des anciens terriers de larves de scarabées (Planche IX : 5). Des charbons des bois de taille millimétrique à infra-centimétrique sont présents dans l'horizon ;

ii. un horizon E, brun clair, qui n'a été observé à présent que dans un seul profil (Marsas). Epais de moins de 10 cm, la limite de cet horizon est subhorizontale. La structure est particulaire ;

iii. un horizon M, de couleur jaune et à structure particulaire, correspondant à des sables éoliens d'épaisseur métrique à plurimétrique.

Traits microscopiques

Une analyse micromorphologique a été effectuée dans l'horizon Ae du profil de Couailles (Sabres). L'horizon se caractérise par une microstructure à entassement et une distribution relative g/f à grains nus (monique grossière) et localement à microagrégats (énaulique serrée fine). Le quartz domine la fraction minérale et la fraction organique grossière se limite à des rares charbons de bois millimétriques. Dans la partie supérieure de la lame sont présents dans certaines plages des petits agrégats composés essentiellement de limons quartzeux et non ou très peu mélanisés (Planche XI : 1 et 2). Dans la mesure où des traits marquant une biostructuration de l'horizon sont absents, leur origine est vraisemblablement liée à la dynamique sédimentaire. Dans la partie inférieure de la lame des revêtements organométalliques jaunes à jaune brun ont été observées dans des plages très restreintes. Ces revêtements sont pour la plupart polymorphes (Planche XI : 3 à 5), certains d'entre eux étant monomorphes mais sans jamais avoir un aspect craquelé.

Rattachement

L'ensemble des profils examinés est rattaché aux arénosols. Le développement du solum sur des matériaux parentaux sableux (sur une épaisseur de plus de 120 cm), la structure particulaire sur tous les horizons du profil, ainsi que de l'absence d'horizons typiques (BP, BT, etc.), constituent tous des caractères rejoignant les critères diagnostiques évoqués dans le RPF.

Les observations microscopiques du profil de Couailles (Sabres) ont révélé des traits pédologiques (revêtements monomorphes et polymorphes) témoignant du processus de podzolisation. La présence à la fois de revêtements monomorphes et polymorphes dans les premières phases de la podzolisation à déjà été observée par d'autres auteurs (Brandon *et al.*, 1977 ; De Coninck *et al.*, 1974). Comme dans les podzosols observés en lames minces, les revêtements polymorphes sont dominants dans le profil de Couailles (Sabres), ce qui indique une podzolisation à ses débuts (Wilson et Righi, 2010). Toutefois, contrairement à ce qui a pu être observé pour les sols podzoliques, les revêtements sont très rares et, de plus, ne se trouvent jamais en superposition. Ces observations, ainsi que l'absence d'une couleur typique d'un horizon BP, nous amènent à qualifier le profil de Couailles (Sabres) et celui de Saint-Laurent-Médoc d'Arénosols podzoliques.

Le profil de Rion-des-Landes (horizon Ae/M) est qualifié d'Arénosol cumulique en raison de l'épaisseur considérable de l'horizon Ae (Ae = 100 cm).

II.4.3. Groupe des sols à succession d'horizons (A)/(E)/Go-Gr / M ou H/M: Rédoxisols, Réductisols, Cryosols Minéraux

Traits macroscopiques

Deux sous-groupes peuvent être distingués au sein de ce groupe : le premier présente une succession d'horizons hydromorphes Go et ou Gr/M (N = 3), tandis que le deuxième montre la succession H (horizon organique) /M (N = 2).

Dans le premier groupe, l'épaisseur totale du profil correspond dans deux cas (Sabres, Saint-Geours) à celle de l'horizon Gr qui est d'environ 50 cm (Planche IX : 5 et 6). Cet horizon, de couleur gris olive clair à bleuâtre, se développe sur des sables limoneux et présente des limites supérieure et inférieure subhorizontales (Planche IX : 5), plus ou moins régulières (Planche IX : 6). Le caractère irrégulier des limites est lié à des déformations d'origine périglaciaire (cryoturbations) dont la nature sera examinée dans le chapitre suivant. Des petites taches d'oxydation autour d'anciennes racines ont été observées dans l'horizon Gr, tandis que de minces bandes de réoxydation se développent à sa base et son sommet (Planche IX : 5 et 6). La transition avec l'horizon M, dont la texture est sableuse, est nette.

A Marsas, un horizon A brun jaune foncé et un horizon E brun jaune clair de faible épaisseur se développent au dessus d'un Go brun jaunâtre à taches d'hydromorphie brun jaunâtre clair (*cf.* Planche IX : 7). Les horizons A/E sont développés sur des sables éoliens, tandis que l'horizon Go correspond en partie à des colluvions dérivées

du substratum oligocène. D'après Bertran (com. pers.), cet horizon a probablement une histoire complexe avant le dépôt des sables de couverture.

Dans le deuxième groupe, les profils pédologiques n'apparaissent vraisemblablement pas dans leur morphologie originale, car ils ont été fortement déformés par des actions mécaniques qui seront détaillées dans les chapitres suivants. A cause de ces déformations, ils se développent sur des épaisseurs qui vont de 50 à 200 cm environ. Un seul horizon est présent. Il correspond à un horizon tourbeux organique (H) qui apparaît sous la forme de gouttes limono-sableuses descendant dans les sables éoliens sous jacents (Horizon M) (Planche XII : 3-4-5). Les gouttes peuvent être reliées par des fentes sub-verticales de faible largeur et de profondeur comprise entre 30 et 50 cm. Généralement, au sein des gouttes, deux lits peuvent être distingués (Planche XII : 4 et 5) : à la base un lit limoneux, de couleur noire et d'épaisseur centimétrique ; au sommet un lit limono-sableux brun gris foncé épais de quelques centimètres. Une structure lamellaire plus ou moins bien exprimée peut être observée au sein de certaines gouttes, d'autres ayant plutôt une structure massive. Quelques petits fragments de charbons de bois sont présents.

L'horizon M a une structure particulaire et une couleur blanche à rose. La couleur vire au brun – brun foncé lorsque de la matière organique liée à la pédogénèse actuelle imprègne également l'horizon M. Nous pensons que l'horizon Ag de couleur brune décrit par Bertran *et al.* (2009) sur le site de Cestas Les-Pins-de-Jarry correspond également à une bande d'imprégnation par la matière organique subactuelle. Au cours d'une récente visite du site étudié par ces auteurs, nous avons remarqué que les gouttes ne sont pas toujours associées à un tel horizon. Celui-ci, comme sur le site de Le Barp Pot-Au-Pin, manque là où les horizons BPh et BPs du podzosol actuel sont peu développés.

Traits microscopiques

En ce qui concerne le premier groupe, nous avons analysé une lame mince qui a été prélevée dans l'horizon Gr du profil du site de Couailles (Sabres). Mis à part des microdéformations (*cf.* chapitre suivant) et une porosité vésiculaire, il n'y a pas de caractères indiquant une structuration de cet horizon par les processus pédologiques. Cela est d'autant plus évident dans les zones non déformées, ou le litage originel apparaît clairement sous forme d'alternance de lits sableux et de lits limoneux (Planche XIII : 1 et 2).

Au sein des sols du deuxième groupe, nous avons pu analyser plusieurs lames prélevées dans les gouttes organiques des sites de Cestas les Pins-de-Jarry (N = 1) et de Barp Pot-au-Pin (n = 6). Quelques différences au niveau micromorphologique sont évidentes entre ces deux sites.

Aux Pins-de-Jarry, l'horizon H est caractérisé par une microstructure granulaire d'origine fécale (Planche XIII : 3). La morphologie des agrégats traduit une faune dominée par les enchytrés et les collemboles. Il n'y a pas de traces d'activité des vers de terre. La fraction minérale est à dominante limoneuse avec une composante sableuse correspondant essentiellement à des grains de quartz. Au sein des agrégats, des fragments de matière organique figurée sont fréquemment retrouvés. Ils correspondent essentiellement à des restes fongiques (manchons mycéliens, sclérotes), à des restes d'herbacées ainsi que probablement à des lichens (Planche XIII : 4 à 8).

A Pot-Au-Pin, l'horizon H se caractérise par une microstructure généralement lamellaire (Planche XIV : 1), parfois granulaire. Le développement de la microstructure lamellaire est postérieur à une phase de formation d'agrégats par la faune du sol, comme en témoigne la présence de biotubules recoupées par des fissures horizontales (Planche XIV : 2). Par comparaison avec le site précédent, la fraction minérale grossière (sables quartzeux) est plus abondante ; la fraction fine est toujours constituée par des limons grossiers. Les débris organiques sont en revanche rares voire absents. Seuls des charbons de bois (<1%) ont été observés. Dans les lames observées, les restes sont soit trop détériorés (vitrification lors de la combustion), soit mal positionnés, ce qui a rendu leur détermination impossible. Un fragment d'écorce de racine et des restes de feuillus ont été observés (Planche XIV : 3 à 5).

Rattachement

Les profils associés au premier groupe sont qualifiés de Réductisols étant donné la présence d'un horizon Gr et celle de traits réductiques à moins de 50 cm de la surface du sol. Le profil de Marsas fait exception ; il correspondrait plutôt à un Rédoxisol sableux en raison de la présence d'un horizon Go. Nous proposons le qualificatif de cryoturbé pour les profils de Sabres et Saint-Geours en raison des déformations d'origine cryogénique (*cf.* Chapitre Coupes Stratigraphiques).

Pour le deuxième groupe, en accord avec les critères proposé par le RPF, nous proposons de rattacher les profils au groupe des Cryosols puisque : 1) leur formation est vraisemblablement associée à un pergélisol situé à moins de 2 mètres de profondeur et 2) les types de déformations observées correspondent *a priori* à des cryoturbations (*cf.* chapitre suivant pour la Coupe de Pot-au-Pin et Bertran *et al.,* 2009 pour celle de Les Pins-de-Jarry).

Nous qualifions d'horizon mésique l'horizon H des profils. D'après le RPF, ces horizons se caractérisent par une décomposition du matériel végétal moyenne à forte, par des structures végétales (bois, herbacées et mousses) difficilement identifiables et par une proportion de matières organiques amorphes moyenne à élevée. Ces critères qualitatifs sont en accord avec l'ensemble des traits pédologiques décrits dans les lames minces. Les différences relevées consistent en une meilleure conservation des structures végétales dans l'horizon Hm du site de Cestas Les-Pins-de-Jarry par rapport à celui de Le Barp Pot-Au-Pin, où seuls les charbons de bois sont identifiables. Si l'on admet la contemporanéité des deux paléosols (*cf.* Chapitre II.6), nous attribuons cette différence à des facteurs stationnels. L'hypothèse la plus vraisemblable est que le profil de Cestas Les-Pins-de-Jarry se situait dans un secteur plus influencé par la nappe phréatique, ce qui aurait diminué sur le long terme l'activité de la faune et flore du sol et permis ainsi de mieux préserver des restes de tissus végétaux.

Les deux profils du deuxième groupe, compte tenu des critères évoqués par le RPF, sont classés comme des Cryosols minéraux. Dans notre cas les critères déterminants sont : 1) la présence d'horizons H cryoturbés ; 2) une épaisseur des horizons H vraisemblablement inférieure à 30 cm.

II.4.3. Tourbes sédimentaires

Traits macroscopiques

A l'heure actuelle, deux sites peuvent être raccordés à ce groupe (Les Jolles, Le Gurp). Dans ces sites un à plusieurs horizons organiques minéraux d'épaisseur variable entre 50 et 10 cm s'intercalent dans des dépôts de sables éoliens. Les horizons organiques ont une couleur noire et sont par endroits très compacts. Dans ces sites, une forte odeur e sulfur d'hydrogène se dégage lorsqu'ils sont cassés au marteau, suggérant la présence de sulfures. Cela a pu être confirmé localement par l'observation de nodules de pyrite. Le litage sédimentaire au sein des horizons est bien lisible, ce qui témoigne d'une faible activité des racines ainsi que de la macro- et mésofaune. Nous n'avons pas observé du matériel végétal à l'échelle macroscopique, à l'exception de quelques rares charbons de bois.

Traits microscopiques

Un échantillon prélevé dans l'horizon organique le plus épais du site d'Hourtin (*cf.* Chapitre II.6 pour sa position) a pu être analysé. La microstructure est porphyrique dense. Des grains arrondis essentiellement quartzeux (quartz > 90 %) sont pris dans une gangue de matière organique amorphe, de couleur brun–noir, présentant souvent une micro-fracturation conchoïdale (Planche XIV : 6). Quelques rares fragments de racines ont pu être observés dans des états de décomposition entre les classes 2 et 4 de la classification de Blazejewski *et al.* (2005) (Planche VI : 6 et 8).

Rattachement

Nous excluons un rattachement aux organosols car ceux-ci se forment dans des milieux bien à assez bien drainés ce qui ne semble pas être le cas ici puisque les données stratigraphiques suggèrent un milieu sédimentaire conditionné par la nappe phréatique (*cf.* Coupe Hourtin, Chapitre II.6). Nous excluons également une attribution aux cryosols histiques car les déformations des horizons organiques ne sont probablement pas syngénétiques (*cf.* Coupe Hourtin, Chapitre II.6). La micro-fracturation conchoïdale du gel organique amorphe et sa couleur très foncée, ainsi que l'absence de microstructures liées à la bioturbation, suggèrent que les horizons organiques correspondent à un dy (Babel, 1975 ; Stolt et Lindbo, 2010). D'après Babel (1975) et Stolt et Lindbo (2010), les dy se forment dans des eaux acides pauvres en nutriments et ont une forte concentration en composés organiques solubles. Ils correspondent à des gels organiques provenant de matière organique amorphe et peuvent être associés à des faibles quantités de résidus végétaux de plantes. Selon Babel (1975), les dy correspondent plus à des horizons sédimentaires organogéniques qu'à de véritables horizons humiques. L'ensemble de ces observations nous porte à conclure que le paléosol décrit correspond à une tourbe sédimentaire plus qu'à un véritable sol tourbeux. Ce terme est également utilisé au sein du RPF pour décrire des horizons organiques qui ne sont pas d'origine strictement pédologique.

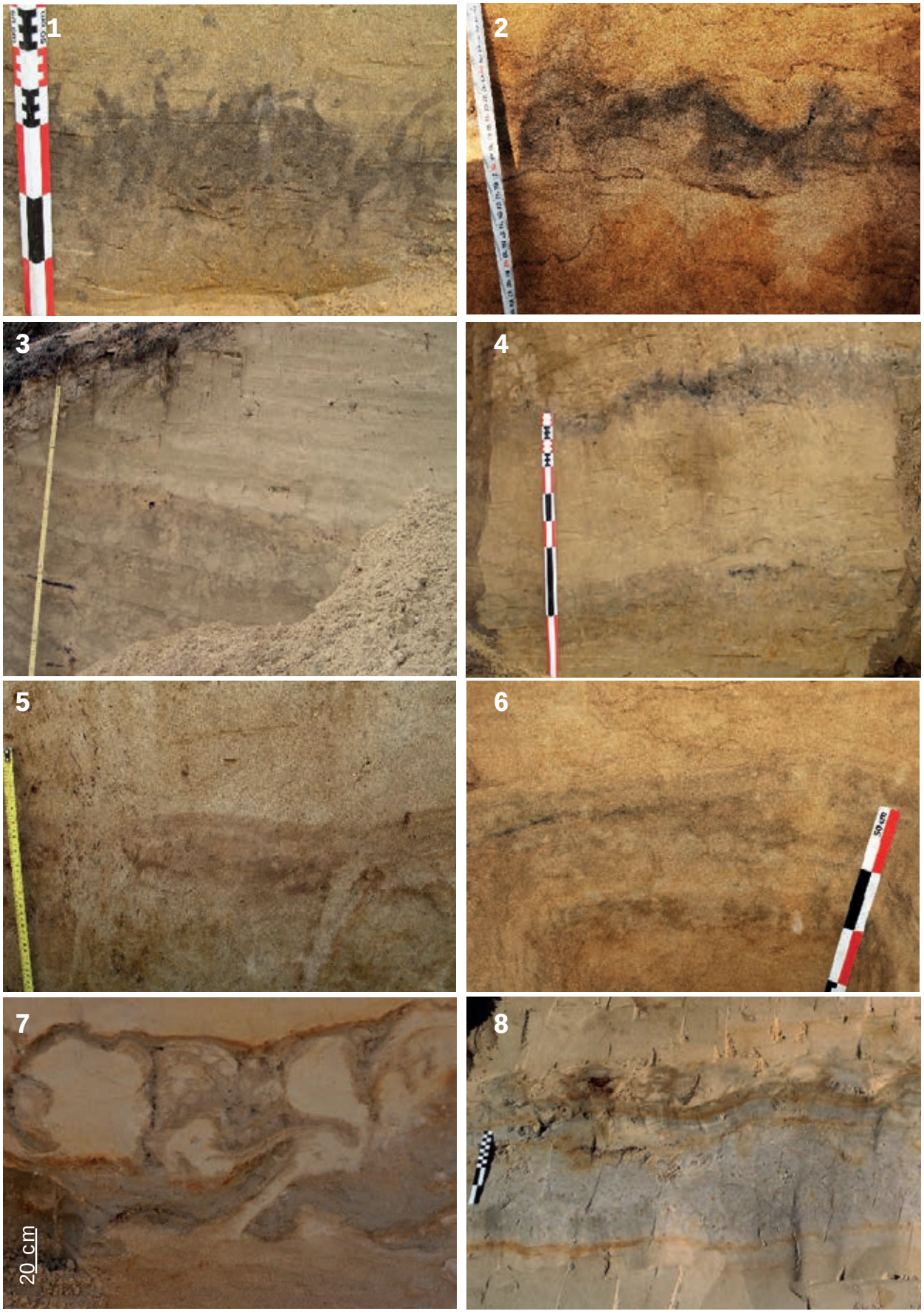


Planche IX : 1 : 1, 2 : Podzosol meuble juvenile ; 3 : Arénosol cumulique ; 4 : Arénosol ; 5 : Rédoxisol sableux ; 6 : Arénosol cumulique ; 7 : Réductisol cryoturbé ; 8 : Réductisol. 1,4 : Saint-Laurent-Médoc – Saussac ; 2, 6, 7 : Sabres – Les Couailles ; 3 : Rion-des-Landes – Sablière ; 5 : Marsas (T121B) ; 8 Saint-Geours de Maremne.

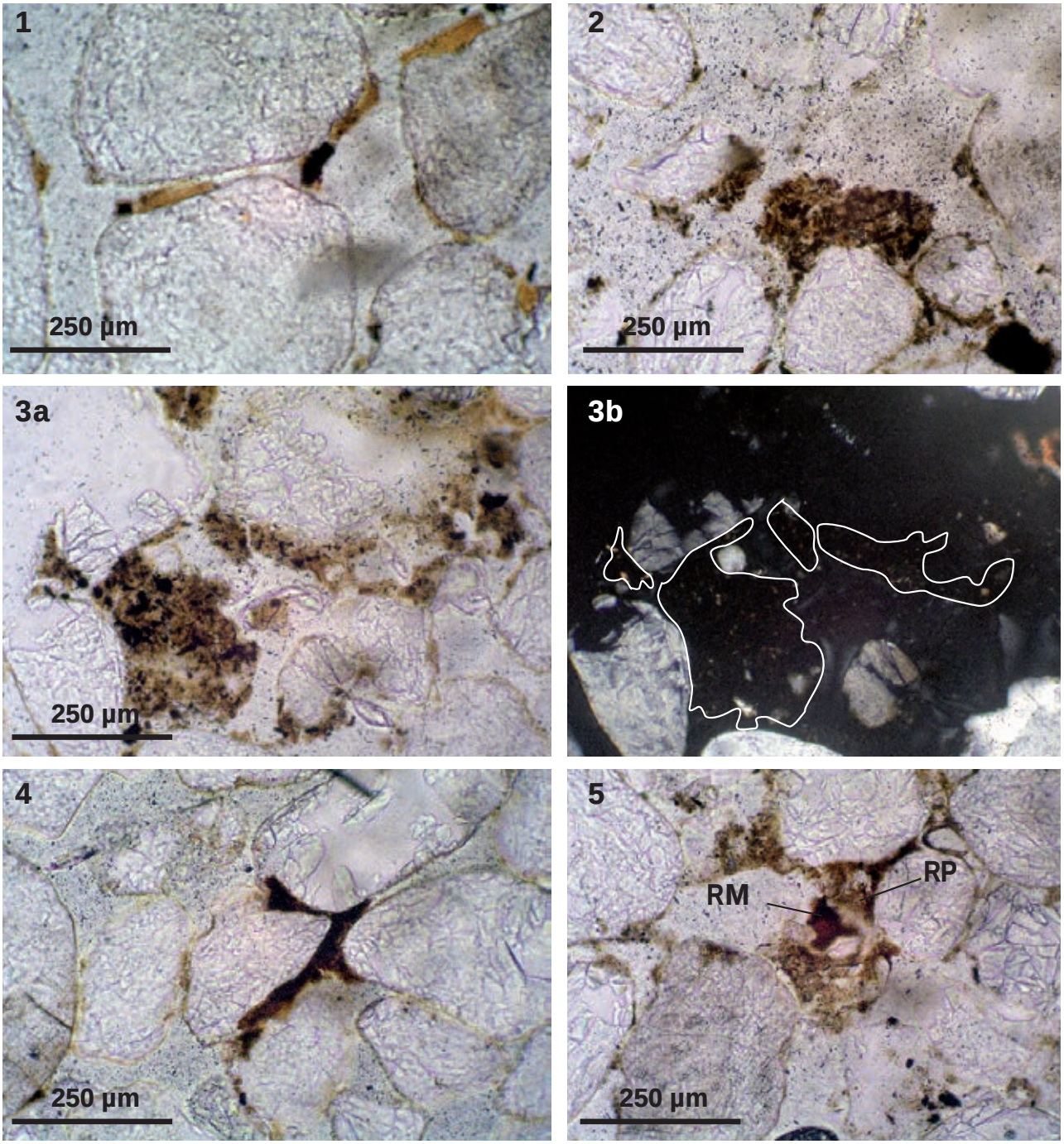


Planche X : 1 : Revêtements jaunes - jaune clair poussiéreux dans l'horizon A du Podzosol meuble juvénile de Sabres – Les Couailles ; 2, 3 : Revêtements polymorphes dans l'horizon A du Podzosol meuble juvénile de Sabres ; 4 : Revêtements monomorphes sur revêtements polymorphes dans l'horizon BP du Podzosol meuble juvénile de Sabres.

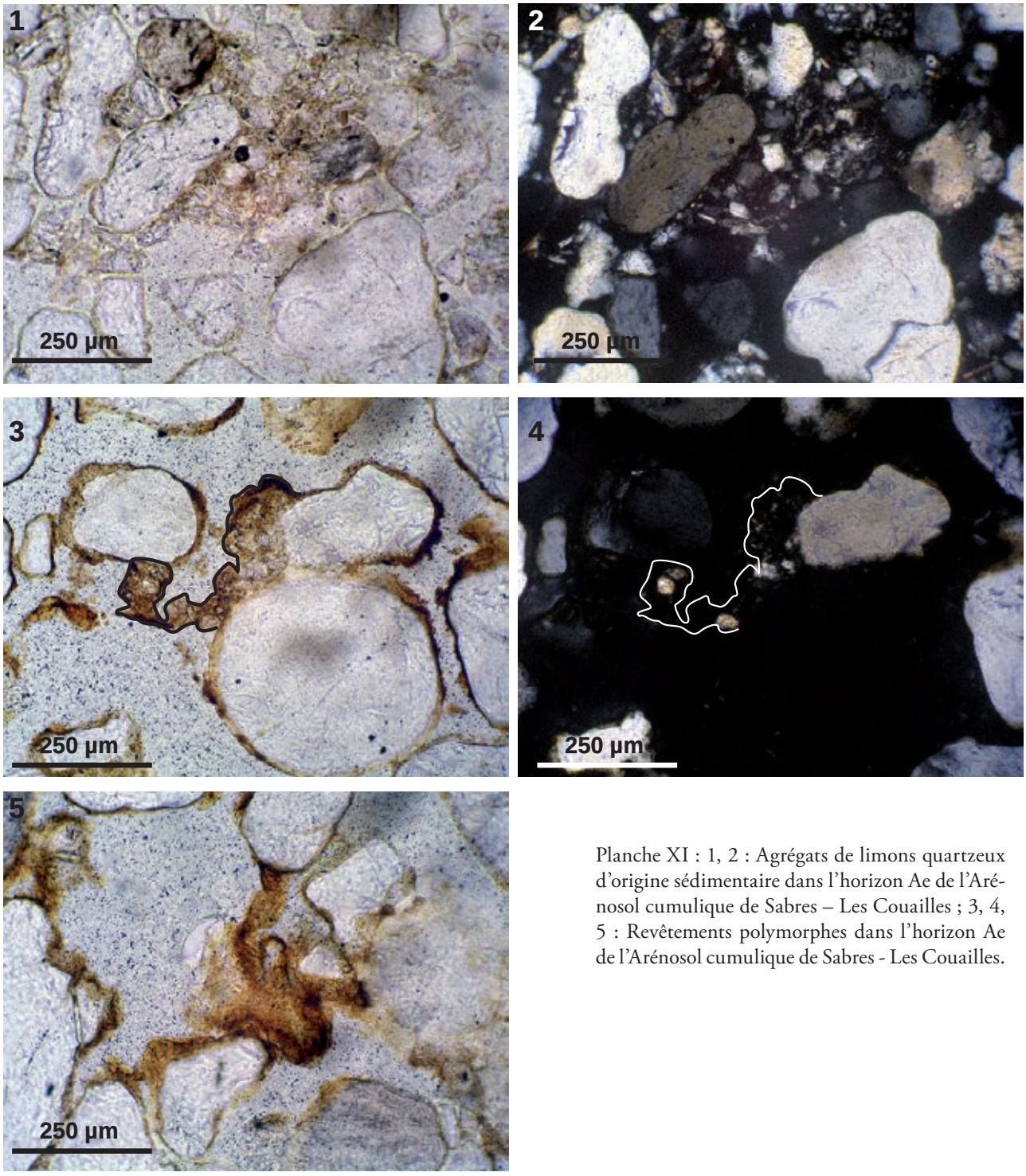


Planche XI : 1, 2 : Agrégats de limons quartzeux d'origine sédimentaire dans l'horizon Ae de l'Arénosol cumulique de Sabres – Les Couailles ; 3, 4, 5 : Revêtements polymorphes dans l'horizon Ae de l'Arénosol cumulique de Sabres - Les Couailles.

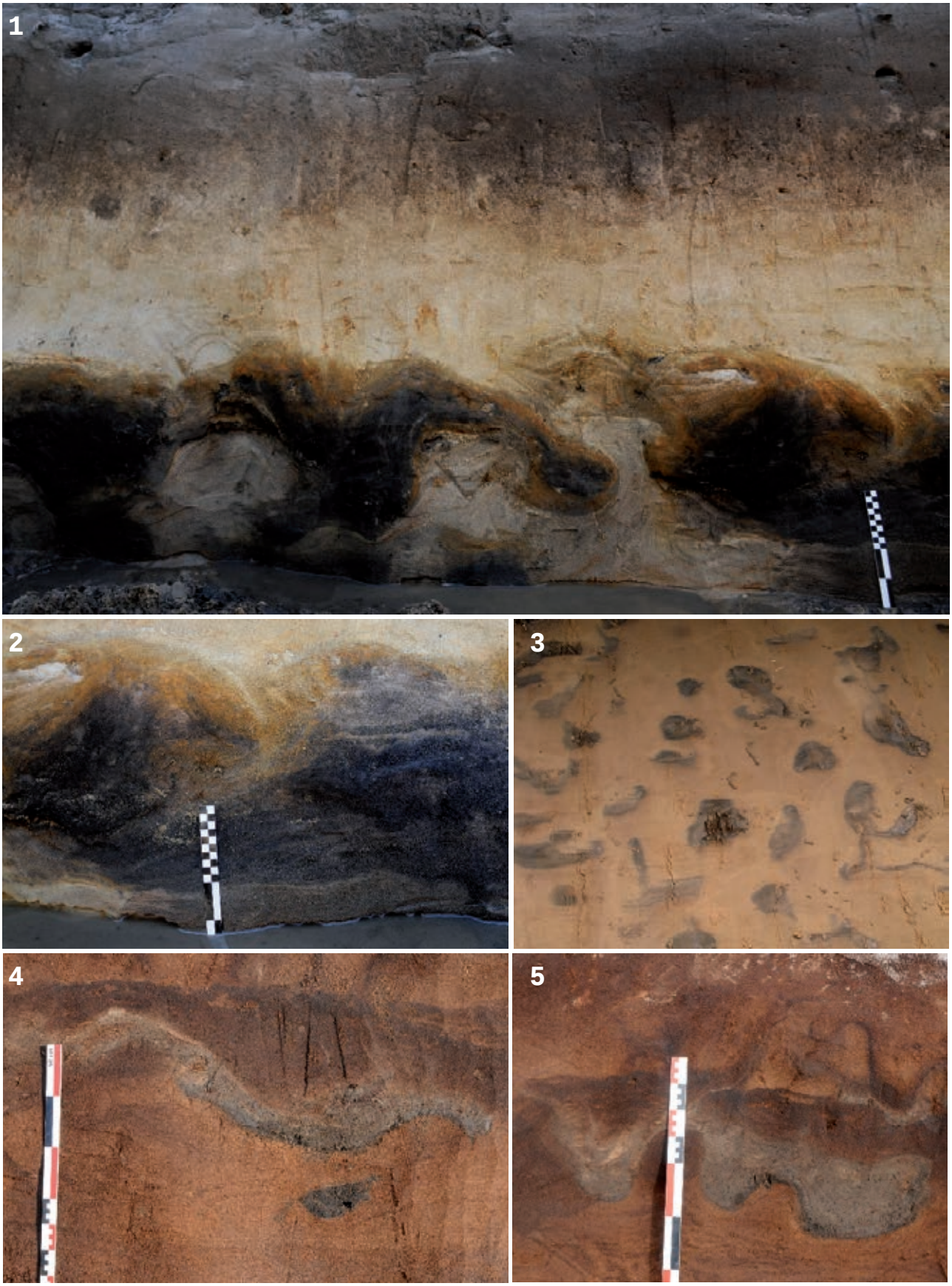


Planche XII : 1, 2 : Tourbe sédimentaire d'Hourtin – Les Jolles ; 3 : Cryosol minéral de Cestas – Les-Pins-de-Jarry ; 4 : Cryosol minéral de Le Barp – Pot-Au-Pin. Noter les lits plus organiques à la base des gouttes et la présence de lits sableux interstratifiés dans les limons sableux gleyfiés.

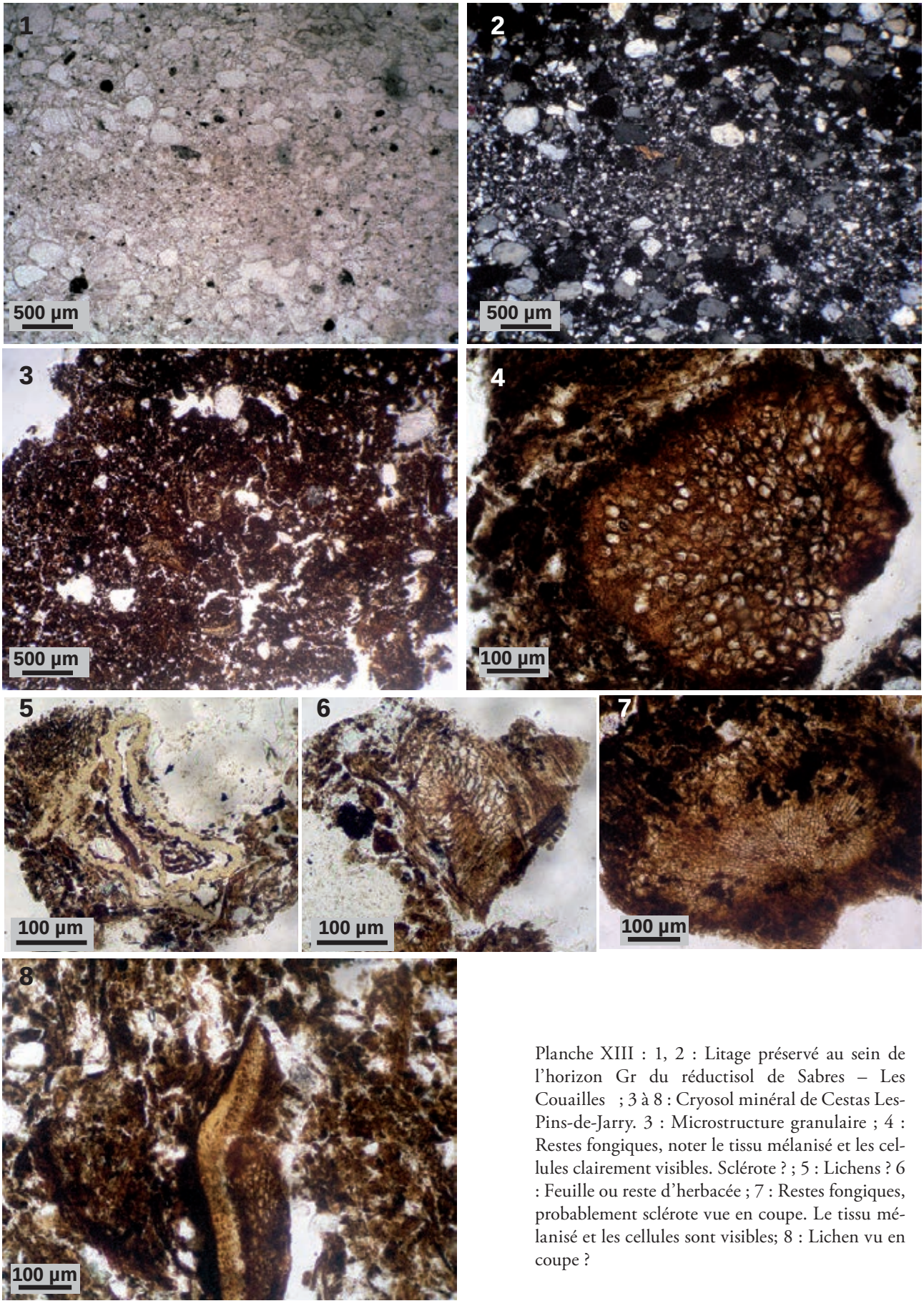


Planche XIII : 1, 2 : Litage préservé au sein de l'horizon Gr du réductisol de Sabres – Les Couailles ; 3 à 8 : Cryosol minéral de Cestas Les-Pins-de-Jarry. 3 : Microstructure granulaire ; 4 : Restes fongiques, noter le tissu mélanisé et les cellules clairement visibles. Sclérote ? ; 5 : Lichens ? 6 : Feuille ou reste d'herbacée ; 7 : Restes fongiques, probablement sclérote vue en coupe. Le tissu mélanisé et les cellules sont visibles; 8 : Lichen vu en coupe ?

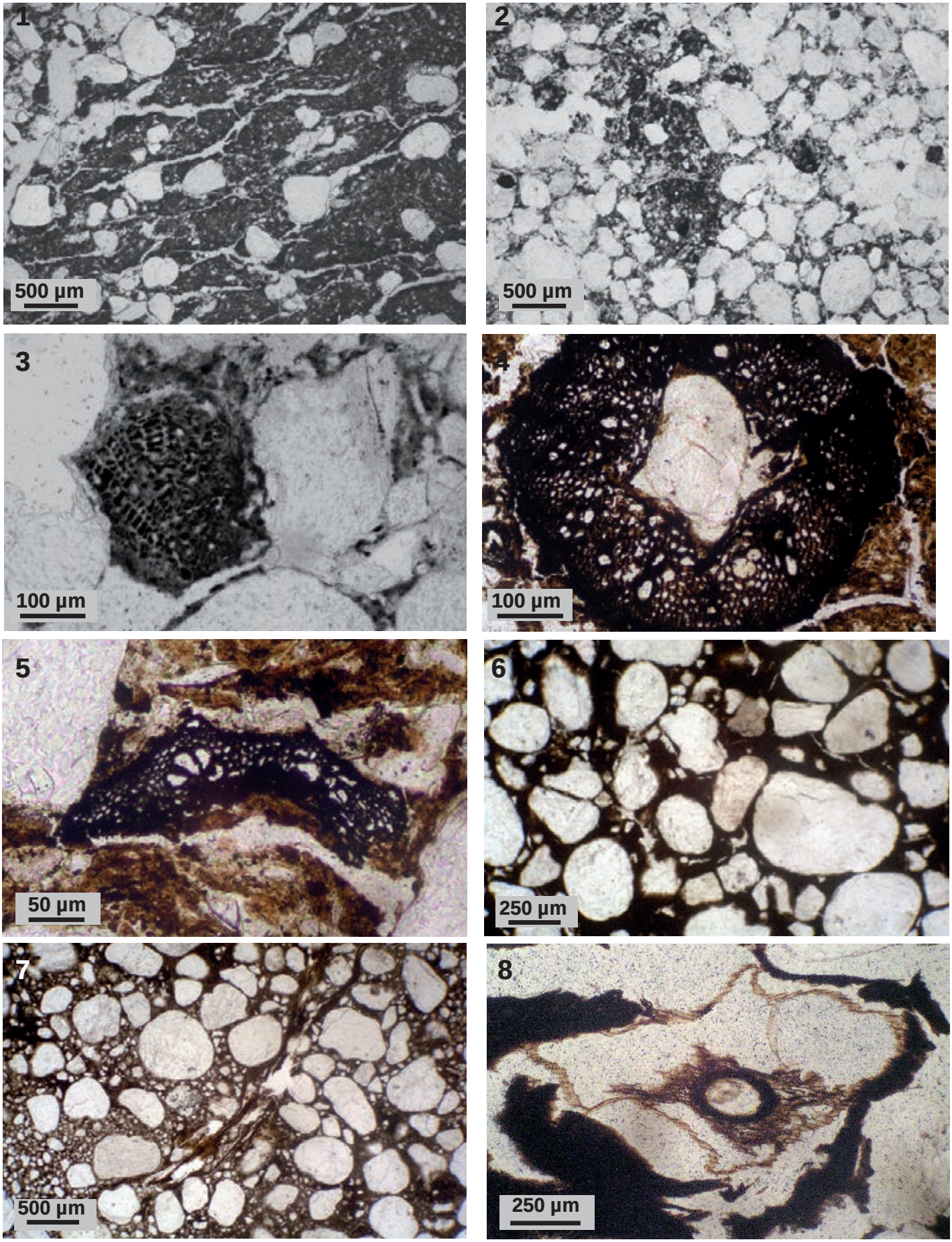


Planche XIV : 1 à 5 : Cryosol minéral de Le Barp Pot-Au-Pin. 1: Structure lamellaire dans le cryosol minéral; 2 : Biotubule recoupée par une lentille de glace de ségrégation ; 3 : fragment d'écorce de racine ; 4 : Charbon de Feuillu (?) ; 5 : idem ? ; 6, 7, 8 : Dy dans les tourbes sédimentaires de de Hourtin. Noter en 7 et 8 des fragments de racines dans les états de décomposition 2 et 4 de la classification de Blazejewski *et al.* (2005).

II.5 : Figures cryogéniques et non cryogéniques

Au cours de ce travail, nous avons observé de nombreuses figures qui, de par leur morphologie, peuvent être réunies en deux grands groupes : les fentes de gel et les structures de déformation. Les premières ont notamment été étudiées dans le cadre d'un projet collectif qui se proposait de réaliser un bilan critique des structures périglaciaires du Bassin aquitain. La présentation des fentes dans le paragraphe qui suit puise largement des articles publiés (Bertran *et al.,* 2013 ; Lenoble *et al.*, 2012, 2010) dans le cadre de ce projet.

Description macroscopique

Coins à remplissage sableux et coins composites

Les coins sableux ont été observés surtout sur les hautes terrasses alluviales en rive gauche de la Garonne (Fig. II.7a), où ils sont associés à un réseau de grands polygones visibles en vue aérienne (Fig. II.7b-c), dont la maille est de 18 m en moyenne. Des coins sont présents aussi en rive droite de la Garonne, dans le nord de la Gironde ou dans les Charentes au niveau des formations détritiques éocènes. Dans tous les exemples observées, les coins sableux sont épigénétiques.

La profondeur des coins varie entre 0,7 et 1,8 m et dépasse rarement les deux mètres. La largeur au sommet est comprise entre 30 et 50 cm. Le substrat correspond généralement à des graviers sableux, bien que, localement, les coins se développent sur des substrats argileux ou sableux. La morphologie est généralement en V (Planche XV : 1, 2, 4), les morphologies irrégulières étant associées plutôt à des coins sur substrat argileux (Planche XV : 3, 6). En bordure du coin, le substrat présente parfois des rebroussements vers le haut (Planche XV : 1, 2), mais la plupart du temps il n'y a pas de déformation (e.g. Planche XV : 4). Cela peut être mis en relation avec un substrat peu compacté et relativement pauvre en glace, capable d'absorber la déformation liée à l'accroissement du coin. Dans la plupart des cas, les coins ont un remplissage primaire de sables éoliens (Planche XV : 1, 2,3), comme indiqué par la présence de lamination ou, en absence de lamination, par une composition différente par rapport à celle de l'encaissant et par l'absence de déformations typiques d'un remplissage secondaire. L'absence de lamination peut résulter de la fonte de glace dans

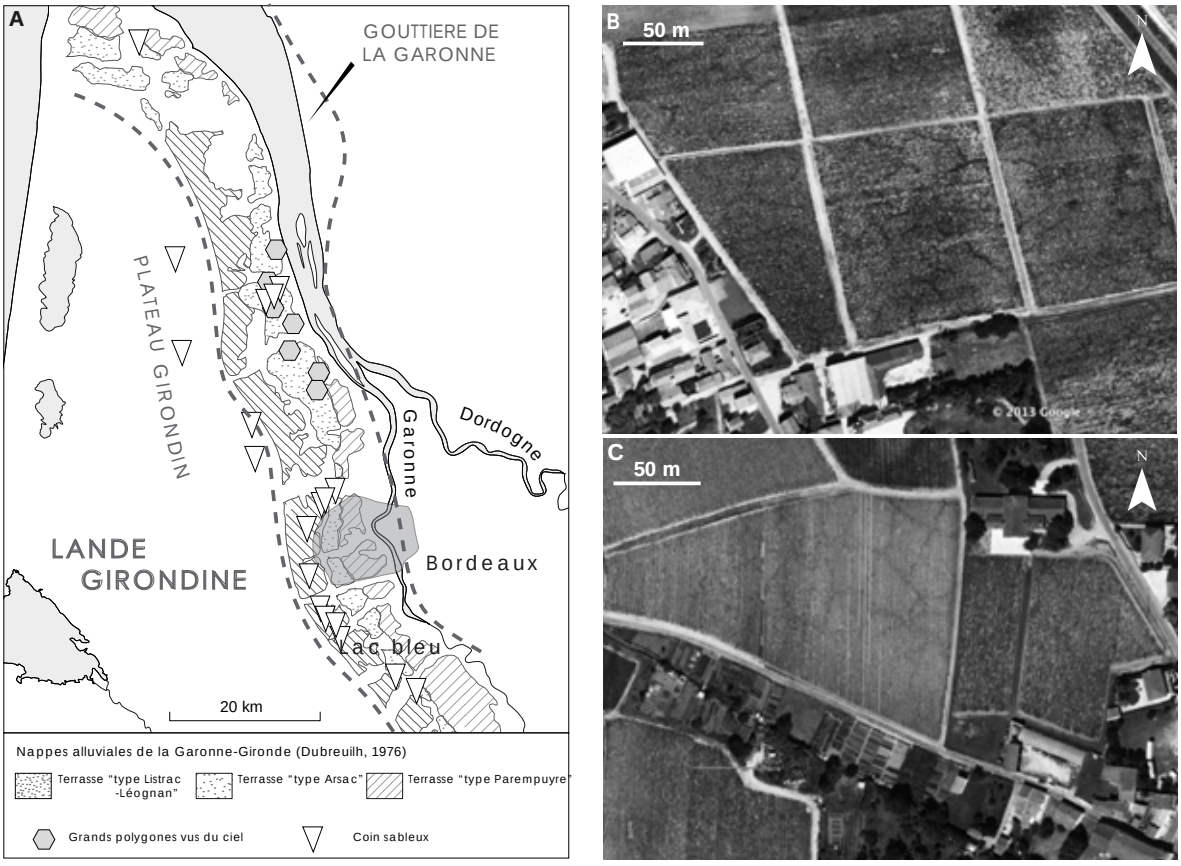


Fig. II.7 : A : Localisation des réseaux de grands polygones vus en photo aérienne et des coins sableux vus sur le terrain. D'après Lenoble *et al.* (2012). B, C : exemples de réseaux de grands polygones d'après image aérienne (GoogleEarth). B : Moulis-en-Médoc ; C : Saint-Julien-Beychevelle.

des coins composites (Kolstrup, 1986 ; Washburn, 1973), mais elle a également été observée dans des coins à remplissage primaire (Hallet *et al.*, 2011 ; Murton *et al.*, 2000). Des petits graviers ou des gravillons, parfois éolisés, sont localement présents dans la partie supérieure des coins primaires.

Quelques coins composites ont été observés (Planche XV: 4, 5, 6). Ils se caractérisent généralement par un remplissage secondaire, souvent hétérométrique, dans la partie supérieure du coin et par un remplissage sableux primaire dans la partie inférieure, ce dernier représentant généralement les deux tiers du coin (Planche XV : 4a, b ; 5). La partie à remplissage secondaire présente des éléments de l'encaissant mélangés avec les sables éoliens et parfois une lamination en berceau à concavité orientée vers le haut (Planche XV : 4b.). Sur substrat argileux, les coins composites montrent une limite évidente entre une partie sommitale cryoturbée où les coins sont discontinus et/ou sous forme de poches isolées et une partie basale où les coins sont préservées et ont un aspect massif ou laminé (Planche XV : 6).

Petites fentes

Les petites fentes ont une ouverture de l'ordre de quelques centimètres et une profondeur généralement inférieure au mètre, bien qu'il existent des exemples de fentes syngénétiques dont la profondeur est supérieure au mètre (Planche XVI : 1, 2, 3, 4). Elle peuvent être isolées ou se présenter selon un réseau dont la maille est généralement inframétrique, mais parfois de plusieurs mètres. Certaines fentes présentent un remplissage sableux, tandis que d'autres se caractérisent simplement par une légère déformation vers le bas du litage de l'encaissant (Planche XVI : 3, 4).

Déformations

Au sein des séquences de sables éoliens, nous avons pu observer de nombreuses structures de déformation. D'un point de vue strictement morphologique, il est possible de distinguer:

i. Des déformations en poches et en gouttes (e.g. Planche XII : 1, 2, 3, 4, 5), caractérisées par une descente de niveaux de sableux à limono-sableux dans des niveaux de sables éoliens bien triés. La base des déformations peut se placer à profondeur constante ou à différentes hauteurs. Les gouttes ont une forme plus ou moins régulière et une dimension décimétrique à pluridécimétrique (e.g. Planche XII : 3, 4, 5). Elles sont reliées par des petites fentes à une discontinuité sédimentaire plus ou moins régulière et subhorizontale située environ 50 cm au dessus. Cette discontinuité correspond vraisemblablement à la surface du dépôt avant toute déformation. En plan et en coupe ces fentes constituent un réseau polygonal semi-métrique (Planche XVII : a, b, d, e) dont les gouttes occupent les nœuds. A Cestas Les-Pins-de-Jarry (Bertran *et al.,* 2009), un réseau plurimétrique de fentes larges de 3 à 10 cm et profondes d'au moins 2 m (base non observée) (Planche XVII : c) est également présent sous les gouttes. Cette observation a pu être faite seulement dans le site de Cestas Les-Pins-de-Jarry. Nous soulignerons qu'au sommet des fentes, des minces accumulations de sables limoneux ou de limons sableux sont parfois visibles (e.g. Planche XVII : f). Au Barp Pot-Au-Pin, une seule fente a pu être observée sous les gouttes, sans doute en raison de la faible extension verticale et latérale de l'affleurement (Planche XVIII : a). A signaler également que, dans la coupe du Barp Pot-Au-Pin, des figures interprétées comme des filons clastiques et des microfailles ont été décrites par Schneider *et al.* (2012) dans l'horizon affecté par les déformations en gouttes (Planche XVIII : b, c);

ii. Des plis souples, affectant des séquences caractérisées par des ensembles dans lesquels alternent des lits sableux et des lits limono-sableux ou limono-argileux (Planche XIX : a, b, c). La longueur d'onde de ces plis a pu être déterminée pour la coupe de Larrusey, où elle varie entre 1,50 et 3 m. L'extension verticale n'a pas pu être observée dans les affleurements car leur profondeur était insuffisante, mais elle est au moins d'ordre métrique ;

iii. Des microplis et des microfailles (Planche XIX : f, g, h) ;

iv. Des filons clastiques interprétés comme des « dykes neptuniens » (Obermeier, 1996 ; Plaziat *et al.*, 2009) que nous avons pu observer seulement dans une coupe (Larrusey). Les dykes se croisent en X dans cette coupe (Planche XIX : e) ;

v. Des lits convolutés dans des séquences caractérisées également par le faciès E3 (alternances de lits sableux et de lits limoneux). Ce type de déformation se développe sur des épaisseurs toujours inférieures au mètre (Planche XIX : b) ;

vi. Des structures flammées, qui correspondent à des langues sableuses qui s'injectent dans des argiles ou des limons argileux (Planche XIX : d).

D'après nos exemples, les déformations en gouttes ne sont pas associées à d'autres types de déformations. En revanche, les autres structures de déformation peuvent être retrouvées en association (e.g. Planche XIX : b). Comme cela sera montré dans le Chapitre II.6, l'ensemble des structures de déformation est observé dans des contextes qui étaient, au moment de la déformation, sous influence de la nappe phréatique (milieu partiellement drainé à mal drainé).

Description méso- et microscopique

Dans les lames minces faites au sein des déformations en poche (N = 2 ; *cf.* Chapitre VII pour leur position, lame Sabres M5 et Hourtin M1), le litage originel est en partie préservé (Planche XX : 1,2). D'après les observations mésoscopiques, les lits peu déformés sont sub-horizontaux (Planche XX : 1, 2) en accord avec le litage originel observé dans les coupes. Dans la lame d'Hourtin, les lits sont déformés dans la partie supérieure de la lame et se présentent avec une allure irrégulière (Planche XX : 1). Dans la lame de Sabres (Planche XX), nous avons pu observer une micro-injection de matériel sableux au niveau d'une microfissure ainsi que des micro-ondulations (Planche XX : 2, 2a, 2b). Une surface de discontinuité interprétée comme un plan de cisaillement se trouve au milieu de la lame (Planche XX : 2). Au dessus le litage est conforme à ce plan, bien qu'il soit visiblement affecté par des micro-ondulations (Planche XX : 2).

En ce qui concerne les déformations en gouttes, nous n'avons analysé que les lames minces prélevées dans le site du Barp Pot-Au-Pin. A l'issue des nos observations, les éléments suivants sont à souligner :

i. des structures lamellaires (Planche XXI : 1b) ou des structures granulaires (Planche XXI : 2c) sont présentes au niveau des gouttes dans les zones les plus riches en particules fines. Elles ne sont pas très abondantes car nous les avons observées seulement dans deux lames sur cinq. Le rôle de la texture apparaît déterminant pour leur présence car, dès que la fraction sableuse est abondante au sein d'une goutte, elles sont absentes ;

ii. les structures lamellaires sont orientées parallèlement aux contours des gouttes (Planche XXI : 1c-d) ;

iii. des traces d'une liquéfaction partielle du sédiment sont visibles pratiquement dans toutes les gouttes observées. Elles se traduisent par une destruction partielle du litage originel au sein des gouttes, la fraction sableuse ayant tendance à s'injecter dans les lits plus limoneux (Planche XXI : 1a ; 2a ; 3a, b, c).

Interprétation

Fentes en coin et petites fentes

Au sujet de l'interprétation des fentes en coin et des petites fentes, l'article de Bertran *et al.* (2013) reflète actuellement le consensus établi entre les chercheurs ayant participé au recensement des structures périglaciaires du Bassin aquitain, Les conclusions principales qui y sont proposées sont les suivantes :

i. les coins sableux se sont formés par contraction thermique. Leur profondeur inférieure à 2 m les rend a priori compatibles avec une couche soumise à un gel saisonnier profond ou avec une couche active sur pergélisol ;

ii. au moins à l'échelle locale, les coins sableux seraient associés à un pergélisol, comme en témoignent les coins composites et la présence de ravins d'origine probablement thermokarstique suivant les réseaux de fentes (*cf.* Bertran *et al.,* 2013) ;

iii. la quasi-absence de pseudomorphoses de coins de glace dans les sables mais surtout dans les limons suggère que les phases à pergélisol ont été courtes ;

iv. les petites fentes, avec ou sans remplissage sableux, ont pu se former par contraction thermique ou par cryodessiccation et sont interprétées comme témoignant également d'un contexte de gel saisonnier ou de pergélisol ;

v. les datations disponibles suggèrent que les coins sableux reflètent au moins deux épisodes de gel saisonnier profond et/ou de pergélisol. Ces épisodes se placent à la fin du SIM 3 et au début du SIM 2 dans un intervalle compris entre ≈ 24 et 36 ka .

La formation des coins sableux atteste également d'une dynamique éolienne active au cours de leur formation. D'après la synthèse proposée par Murton (2000), les coins sableux sont associés à des contextes froids et arides, dans des zones balayées par le vent où la végétation et/ou la couverture neigeuse sont réduites voire absentes, ce qui favorise la déflation éolienne. Les coins sableux sont répandus dans les déserts polaires, alors que leur formation dans la toundra est limitée à des zones où les sources sableuses sont localement abondantes.

Déformations

L'ensemble des structures de déformation observées

dans ce travail se rapporte au groupe des déformations souples (*soft-sediment deformations*). Une littérature abondante existe sur ce sujet ; l'origine de ces déformations n'est pas liée à un seul mécanisme (e.g. synthèses de Obermeier, 1996 ; Owen et Moretti, 2011, 2008 ; Plaziat *et al.*, 2009 ; Reineck et Singh, 1975 ; van Vliet-Lanoë *et al.*, 2004). Des efforts considérables ont notamment été faits en paléosismologie afin d'identifier les critères permettant de distinguer les structures induites par des séismes et des structures induites par d'autres phénomènes. Dans leur approche contextuelle, Owen et Moretti (2011, 2008) et Owen *et al.* (2011) ont montré que l'évaluation de l'environnement de dépôt permet de faire un premier tri parmi les nombreux phénomènes susceptibles de générer des déformations souples. A notre avis, dans notre zone d'étude, deux grands ensembles de mécanismes peuvent être raisonnablement évoqués pour expliquer la genèse des déformations: 1) les mécanismes liés au gel/dégel du sol en contexte périglaciaire tels que le gonflement différentiel et l'instabilité hydrostatique (*load casting*) ; 2) les phénomènes liés aux séismes tels la liquéfaction et/ou la fluidification. L'hypothèse d'une origine périglaciaire des déformations nous semble pertinente dans la mesure où, pour le dernier cycle glaciaire, des conditions périglaciaires sont documentées en Aquitaine (*cf.* synthèse de Bertran *et al.,* 2013). Des conditions périglaciaires ont dû sûrement exister au cours de stades glaciaires antérieurs que l'on sait être également caractérisés par des conditions globalement semblables à celle du dernier glaciaire (Masson-Delmotte *et al.*, 2010). L'hypothèse d'une origine sismique est également envisageable, bien que la sismicité actuelle de la région soite faible. C'est notamment le cas pour la coupe de Larrusey (Schneider *et al.*, 2012).

Déformations en poches

Nous interprétons les déformations en poches qui ne sont jamais associées latéralement à des lits convolutes, des structures flammées, des dykes, des microplis, des microfailles ou des plis souples, comme s'étant formées par gonflement différentiel et/ou par instabilité hydrostatique dans un contexte de gel saisonnier ou de pergélisol. Nous excluons d'ores et déjà une origine sismique, aucune des structures de déformation évoquées par les auteurs qui ont travaillé sur les séismites n'étant présente (e.g. Obermeier, 1996 ; Van Vliet-Lanoë *et al.,* 2004 ; Plaziat *et al.,* 2009).

Le gonflement cryogénique différentiel, proposé par Sharp (1942) et repris notamment par Corte (1977), Dylikowa (1961), Pissart (1976) et Washburn (1979), implique un gonflement différentiel de matériaux de texture différente en relation avec la formation de lentilles de glace. L'efficacité de ce mécanisme a pu être démontrée expérimentalement (e.g. Pissart, 1982). Van Vliet-Lanoë (1991, 1988, 1985) a ultérieurement documenté ce mécanisme en soulignant le rôle des gradients de gélivité dans l'expression des déformations. La liquéfaction du sédiment est le mécanisme commun pour les auteurs faisant appel à l'hypothèse d'une instabilité hydrostatique pour expliquer des déformations en poches. Elle correspond à la transformation d'un matériel granulaire solide en un matériel liquide suite à une augmentation de la pression de fluide interstitiel (Obermeier *et al.*, 2002 ; Seed et Idriss, 1971 ; Youd, 1973). D'après Vandenberghe et Broek (1982) et Murton et French (1993), une liquéfaction en milieu périglaciaire peut s'observer à la base de la couche active suite à la fonte d'un pergélisol riche en glace qui provoque une sursaturation des sédiments. Harris *et al.* (2000) ont réussi à reproduire expérimentalement des déformations souples (type «en poches») dans des conditions simulant la fonte d'un pergélisol riche en glace, mais uniquement dans le cas où le gradient de densité était inverse (sable sur argile).

Un problème majeur pour la confirmation du mécanisme de gonflement différentiel au sein des déformations en poches reste la rareté des structures lamellaires observées dans les lames minces. Il est possible que celles-ci se soient mal préservées étant donné leur faible stabilité dans les sédiments à texture sableuse (Van Vliet-Lanoë, 1985). Nous ne pouvons pas exclure d'autre part que ce manque de structures soit lié à la faiblesse de l'échantillonnage micromorphologique. Tout de même, les arguments qui nous semblent aller dans le sens d'une origine en partie par gonflement différentiel sont les suivants :

i. la morphologie des déformations en poches semble compatible avec le schéma évolutif proposée par Lautridou *et al.* (1986) et Van Vliet-Lanoë (1991, 1988) dans le cas d'un gradient de gélivité positif (*i.e.* matériel plus gélif sur matériel moins gélif). La variabilité des déformations en fonction de la microtopographie dunaire est vraisemblable lorsque comparée avec les observations faites par Van Vliet-Lanoë *et al.* (1993) dans le complexe dunaire holocène de Hietatievat en Laponie finnoise. Les auteurs ont montré notamment que, dans ces sables dunaires, la cryoturbation par gonflement différentiel ne se manifeste pas dans les secteurs bien drainés et secs en fin d'été comme le sont par exemple les crêtes dunaires. D'une manière générale, nos observations semblent cohérentes avec la relation entre engorgement du sol et expression des déformations proposée par Van Vliet-Lanoë (1991, 1988) sur la base d'études en milieu actif et fossile ;

ii. une microinjection et des microndulations ont été observées dans la coupe de Sabres. En milieu périglaciaire actif, les microinjections se forment par déplacement lent de matériel non gelé le long de fissures de dessiccation et/ou de contraction thermique au moment de l'engel automnal (Van Vliet-Lanoë, 2010 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1984). Elle s'observent principalement dans des sédiments à dominante limoneuse et se forment suite à des vitesses de gel différentes et à des différences de gélivité des matériaux composant le sédiment (Van Vliet-Lanoë, 2010 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1984). Coutard et Mücher (1985) ont reproduit des microinjections expérimentalement en soumettant à 18 cycles de gel/dégel des limons silteux, dans des conditions simulant un gel saisonnier. Dans cette expérience, au delà des microinjections, les auteurs ont pu également observer des structures lamellaires, des vésicules, des plans de cisaillement, ainsi que des micro-ondulations. D'après Coutard et Mücher (1985) et Van Vliet-Lanoë *et al.* (1984), les micro-ondulations se forment par reptation dans des contextes à faible pente soumis à des cycles de gel/dégel. Leur formation semblerait se faire au moment de la fonte superficielle et dénoterait un comportement plastique du sédiment. Une telle hypothèse est compatible avec la coupe de Sabres où le niveau déformé est essentiellement limoneux et montre en coupe une faible inclinaison.

La déstructuration partielle du litage qui a pu être observée en lame mince dans certaines déformations en poches suggère une liquéfaction partielle du sédiment au cours de la déformation. Dans la mesure où les déformations en poche affectent des niveaux à texture sableuse dominante, une liquéfaction des sédiments en cours de déformation n'est pas impossible. Van Vliet-Lanoë *et al.* (1984), d'après les observations en milieu actif, soulignent que dans des matériaux instables et thixotropiques tels que les sables, une liquéfaction est possible au moment du regel. Dans ce cas, les structures lamellaires sont recréées à chaque cycle de gel-dégel.

Déformations en gouttes

Deux hypothèses alternatives, l'une sismique et l'autre périglaciaire, ont été formulées au sujet des déformations en gouttes. Schneider *et al.* (2012), sur la base de l'étude de la coupe de Le Barp Pot-Au-Pin, proposent une origine sismique pour les déformations en gouttes sur la base des arguments suivants :

i. aucune structure caractéristique suggérant la présence d'un pergélisol n'est observée dans la coupe (pseudomorphoses de coins de glace) ;

ii. les traces de lentilles de glace observées en lames minces dans les gouttes semblent postérieures à la formation des structures ;

iii. l'espacement régulier des gouttes et leur localisation exclusive dans un intervalle stratigraphique limité en épaisseur sont compatibles aussi bien avec des fentes de rétraction liées au gel

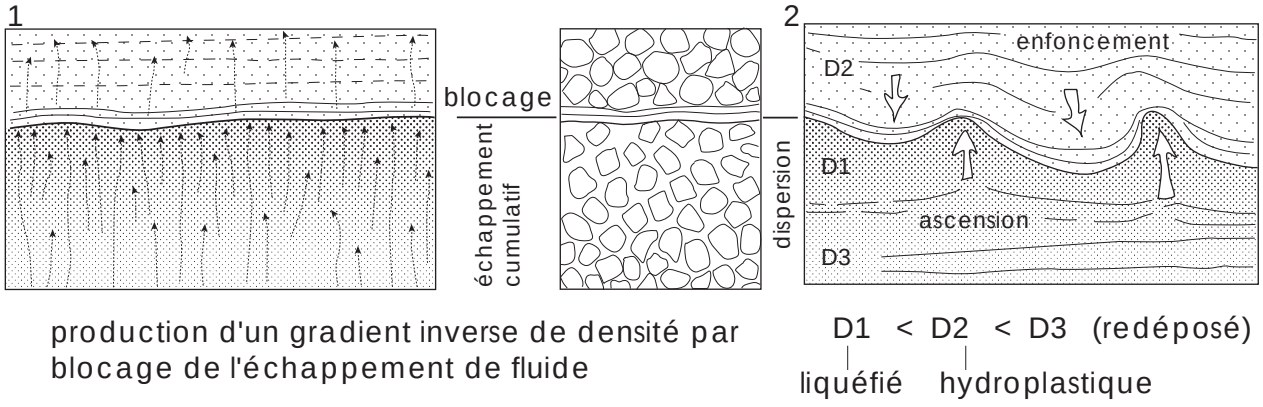


Fig. II.8 : Gradient de densité inverse induit par une liquéfaction suite à une secousse sismique en présence d'une « barrière » granulométrique séparant deux couches sableuses (lit de granularité plus fine interstratifié entre les couches sableuses). 1 : suite à une secousse sismique, l'eau est mise sur pression par les trains d'ondes sismiques et tend à s'échapper vers le haut. En présence d'une barrière granulométrique, l'eau se concentre en dessous de cette barrière et provoque la formation d'un gradient de densité inverse puisque la couche sableuse inférieure est plus riche en eau que la couche sableuse supérieure. 2 : le sédiment est liquéfié et la couche sableuse supérieure tend à s'enfoncer dans la couche inférieure moins dense. D'après Plaziat *et al.* (2009).

qu'avec une déformation co-sismique ;

iv. l'extension reconnue du pergélisol au cours du dernier maximum glaciaire (LGM) ne semble pas avoir atteint la zone de Cestas, car selon les données de Van Vliet-Lanoë et Hallegouët (2001) elle se limiterait à la bordure sud-ouest du Massif Central. Cependant, la présence temporaire d'un pergélisol discontinu ne peut pas être exclue au cours du DMG d'après la synthèse récente de Bertran *et al.* (2013) ;

v. une liquéfaction au sein des gouttes est attestée (voir p. 62) et ce mécanisme peut se déclencher en contexte sismique. L'action de contraintes cycliques sur le sédiment gorgé d'eau provoque sa perte de cohésion (Obermeier, 1996 ; Owen, 1996 ; Moretti *et al.*, 1999) et entraine un rééquilibrage gravitaire. Il se traduit généralement par l'écoulement vers le bas d'un matériel dense (sables) dans un matériel liquéfié moins dense, moins visqueux et de granularité plus fine (Allen, 1982 ; Kuenen, 1965 ; Selker, 1993). Dans le cas du site du Barp Pot-Au-Pin, les structures témoignent d'un phénomène inverse, car le matériel sablo-limoneux s'injecte dans un niveau sableux plus grossier sous-jacent. Selon Schneider *et al.* (2012), cette apparente contradiction s'expliquerait par le rôle de barrière de perméabilité exercé par le niveau sablo-limoneux d'où proviennent les gouttes. En contexte éolien, Plaziat *et al.* (2009) ont notamment souligné le rôle des barrières

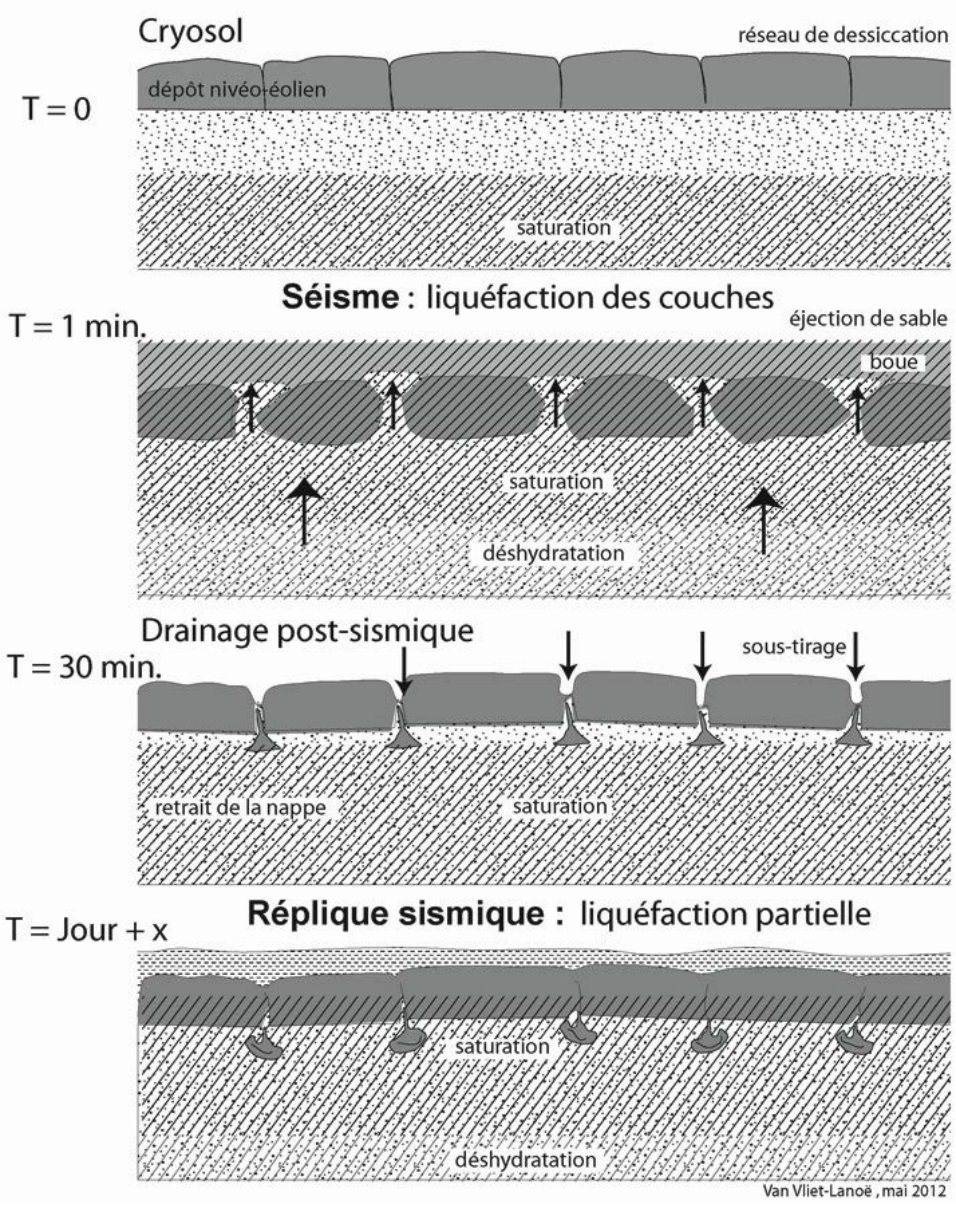


Fig. II.9 : Modèle synthétique du développement des structures de liquéfaction du site du Barp Pot-Au-Pin (Schneider *et al.* 2012).

de perméabilité comme facteur permettant d'expliquer le développement de structures de liquéfaction même dans des contextes où une situation de déséquilibre gravitaire classique (une couche sableuse superposée à une couche argileuse) est absente. D'après les auteurs, si, à la suite d'une secousse sismique, l'écoulement de l'eau vers le haut au sein d'un niveau sableux est bloqué par une couche moins perméable, il se crée également un déséquilibre gravitaire. Les sables sous-jacents à la couche moins perméable deviennent saturés en eau et la couche moins perméable qui les recouvre est alors momentanément plus dense. Ce déséquilibre permet l'enfoncement de la couche à texture fine dans les sables sous-jacents (Fig. II.8). Une explication similaire a été évoquée pour expliquer les déformations observées dans des séismites du Pléistocène supérieur du Kyrghizistan (Bowman *et al.*, 2004) ;

vi. des structures suggérant une fracturation partielle des sédiments tels que des microfailles et des petits filons clastiques sont présentes. Les microfailles sont caractéristiques des déformations co-sismiques, bien que, dans le site de Le Barp Pot-Au-Pin, elles soient peu nombreuses et peu marquées. Les filons clastiques témoignent d'une fracturation plus poussée. Des fractures peuvent se former dans les niveaux sablo-limoneux plus ou moins cohésifs suite à la pression exercée par les fluides qui remontent dans les sables sous-jacents (fracturation hydraulique). Ces fractures sont remplies par du sable injecté à l'état fluide. De tels filons ont été observés à une échelle similaire par Sims et Garvin (1995). D'une manière plus générale, dans les séismites, les filons clastiques sont souvent en connexion avec des éruptions de sable ou de boue en surface, les *sand blows* (ou *sand boils*) (Sims et Garvin, 1995 ; Obermeier, 1996). Des structures éruptives similaires peuvent également se développer au cours de crues fluviales, mais leur localisation reste limitée aux berges et aux levées des cours d'eau (Li *et al.*, 1996). Aucune trace de *sand blow* cosismique n'a été observée sur le site du Barp. Seules sont présentes des structures interprétées comme des filons clastiques, qui témoigneraient d'une injection de matériel liquéfié, mais qui n'a pas atteint la surface en raison soit d'un volume trop faible, soit de la présence de barrières de perméabilité. Pour la coupe du Barp Pot-Au-Pin, les auteurs envisagent que l'injection de sable (*clastic dykes*) soit primaire et soit due à un séisme accompagné d'une forte liquéfaction. La formation des gouttes serait secondaire, en relation avec la rétraction du sable et avec des phénomènes d'aspiration/succion en fin de liquéfaction (déformation plastique et consolidation). Ce processus a été démontré par Sibson *et al.* (1975), Muir-Wood et King (1993) et, surtout, par Takahama *et al.*(2000). Il s'observe très bien dans les volcans de boues de toute taille.

Un modèle synthétique du développement des structures de liquéfaction du site du Barp Pot-Au-Pin d'après l'hypothèse sismique proposé par Schneider *et al.* (2012) est illustré en figure II.9. Bien que nous ayons participé à la contribution de Schneider *et al.* (2012), plusieurs éléments nous semblent finalement problématiques dans

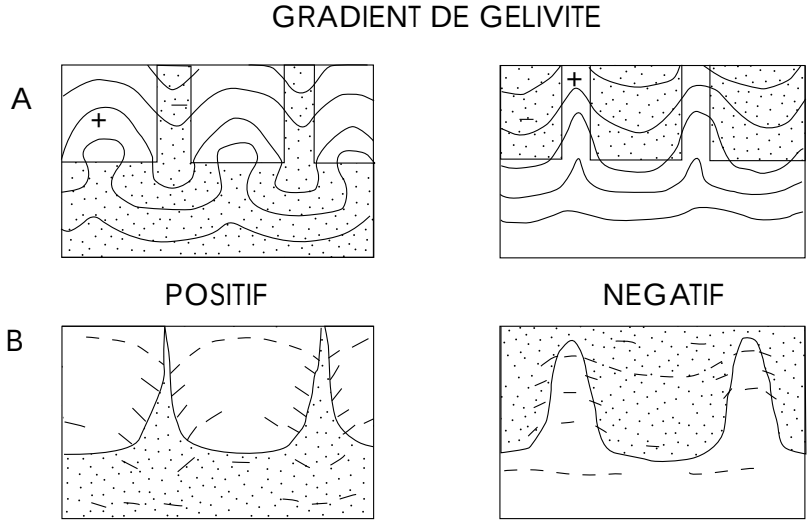


Fig. II.10 : Relation entre la position de l'isotherme 0°C (A) et l'orientation des lentilles de glace (B) dans le cas d'un gradient de gélivité positif ou négatif. D'après Van Vliet-Lanoë (1988)

cette hypothèse et nous amènent à privilégier celle d'une origine périglaciaire telle qu'elle a été avancée initialement par Bertran *et al.* (2009) pour la coupe de Cestas Les Pins-de-Jarry. D'après Bertran *et al.* (2009), les gouttes se sont formées par gonflement différentiel et/où instabilité hydrostatique. Elles correspondraient au développement d'un cryosol qui serait déformé sous la forme de gouttes suite à la dégradation du pergélisol (Vandenberghe, 1992). Les arguments qui nous font pencher pour cette hypothèse sont les suivants :

i. un véritable réseau de fentes est présent à la base des gouttes, du moins dans le site de Cestas Les Pins-de-Jarry. Comme nous le verrons dans le Chapitre II.6, les sites de Cestas Les Pins-De-Jarry et Le Barp Pot-Au-Pin, très proches géographiquement, présentent une stratigraphique similaire et il est vraisemblable que les déformations en gouttes se rapportent au même évènement. Une seule fente a été détectée sous le niveau à gouttes sur le site du Barp Pot-Au-Pin. Néanmoins, il faut souligner que la coupe a une faible extension, tandis que le réseau de fentes de Cestas Les-Pins-de-Jarry a pu être identifié grâce à des décapages horizontaux sur des vastes surfaces à l'occasion de travaux d'archéologie préventuve. Par conséquent, il est tout à fait possible qu'un réseau de fentes à la base des gouttes existe dans le site du Barp Pot-Au-Pin et qu'il n'ait pu être mis en évidence à cause des conditions d'affleurement ;

ii. les structures lamellaires ne nous semblent pas nécessairement postérieures aux déformations. La position des structures lamellaires dans les gouttes est inversée par rapport à celle attendue en cas de gonflement cryogénique différentiel avec un gradient positif. Les expériences en laboratoire menées par Van Vliet-Lanoë (1987) ont permis de montrer la relation existant entre la position des lentilles de glace (et donc des structures lamellaires) et l'avancement de l'isotherme 0°C dans le sol en cas de gradient positif (sédiment plus gélif sur sédiment moins gélif) ou négatif (sédiment moins gelif sur sédiment plus gélif) (Fig. II.10). Dans le cas d'un gradient positif, les structures lamellaires sont orientées obliquement et plongent en direction du contact entre le matériel plus gélif et celui le moins gelif, parce que l'onde de gel avance plus rapidement dans le matériel moins gélif (Fig. II.10). Une configuration inverse est en revanche observée en cas de gradient négatif. Puisque le niveau organique préalablement à la déformation devait cor-

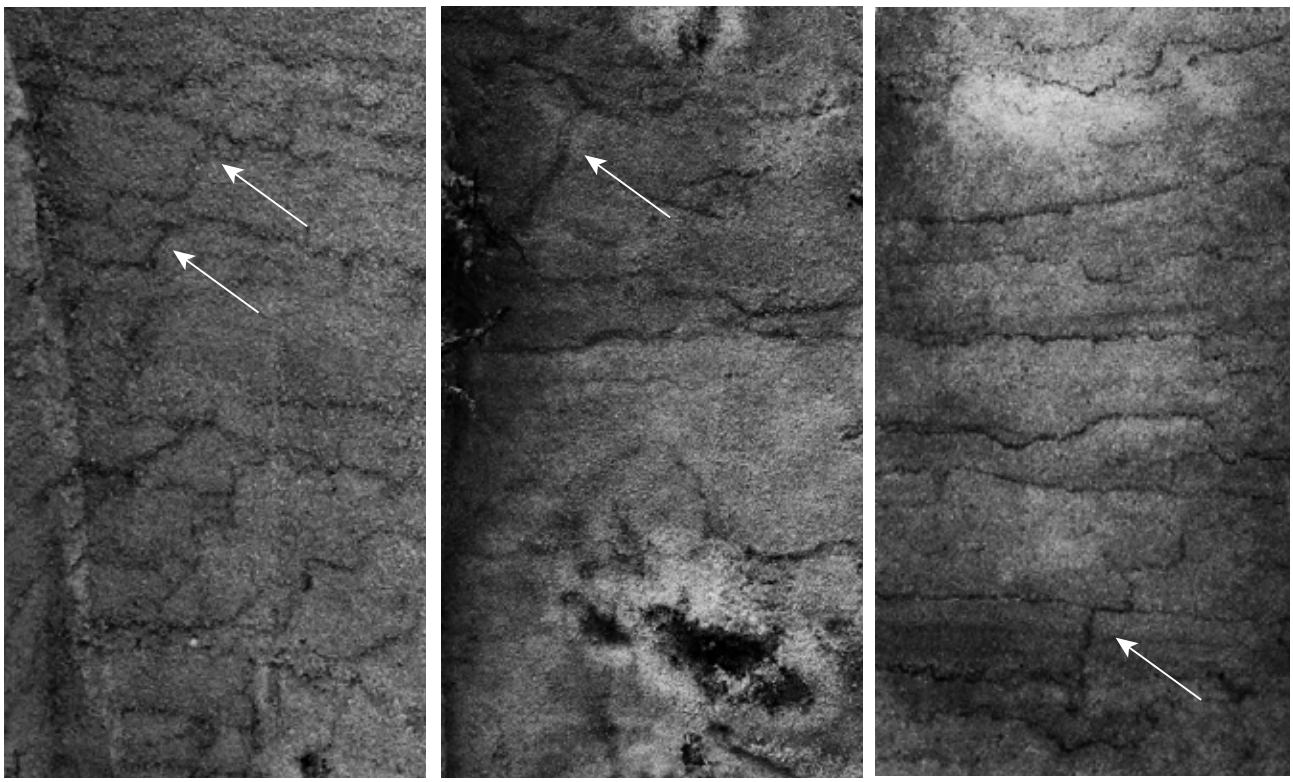


Fig. II.11 : Structures comparables à des filons clastiques observées dans des dunes paraboliques. Leur l'origine n'est pas liée à des déformations d'origine sismique mais aux processus d'illuviation. 1 : Sablière – Lerm-et-Musset; 2 : Le Passage (Belin-Beliet) ; 3 : Les Couailles (Sabres).

respondre à un horizon subhorizontal à petites fentes gisant sur des sables éoliens, la configuration de départ correspond au cas d'un gradient de gélivité positif. Or, d'après nos observations micromorphologiques, l'orientation des structures lamellaires ne correspond pas à cette configuration. Cette constatation nous amène alors à envisager plusieurs possibilités:

a. les gouttes se sont formées exclusivement par liquéfaction et les structures lamellaires se sont développées antérieurement aux déformations. C'est l'hypothèse envisagée par Huijzer (1993) pour expliquer les cryoturbations d'âge Tardiglaciaire observées dans le site de Bosscherheide (Nieuw-Bergen, Pays-Bas). Dans ce site, les cryoburbations affectent une séquence fluviatile à granoclassement normal se terminant par des limons. Les limons descendent sous forme de gouttes et poches dans les sables et graviers : on est donc dans un gradient positif selon la théorie du gonflement différentiel. D'après les observations micromorphologiques de l'auteur, des structures lamellaires sont présentes dans les limons mais leur orientation n'est pas oblique par rapport au contact entre les poches limoneuses et les sables. L'auteur conclut que le développement des structures lamellaires est lié à une phase de gel/dégel précédent la déformation et que le mécanisme principal de cryoturbation est l'instabilité hydrostatique qui a été déclenchée par la dégradation du pergélisol ;

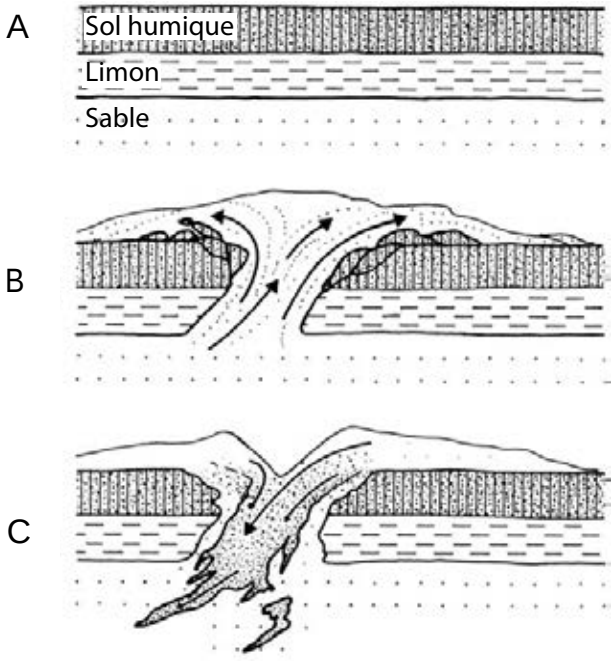


Fig. II.12 : Schéma interprétatif du processus de liquéfaction proposé par Takahama *et al.* (2000) pour expliquer la genèse des volcans de sables observés dans une terrasse fluviatile d'âge quaternaire au bord de la rivière Miomote (Est du Japon). A : avant le séisme; B : pendant le séisme ; C : immédiatement après le séisme. Modifié d'après Takahama *et al.* (2000). Ce schéma a été considéré par Schneider *et al.* (2000) comme un comparatif pour la genèse des gouttes de la coupe de Le Barp Pot-Au-Pin.

b. les gouttes se sont formées exclusivement par liquéfaction et les structures lamellaires témoignent d'une phase postérieure de gel-dégel. Cette hypothèse nous paraît envisageable dans la mesure où, comme nous le verrons dans les chapitres suivants, des phases de gel saisonnier profond ou de pergélisol plus récentes sont documentées dans la région (*cf.* Bertran *et al.,* 2013a). Néanmoins elle nous paraît peu probable. En effet, les gouttes se trouvent incluses dans un matériel sableux. Selon les observations menées de Van Vliet-Lanoë (1987), il faudrait dans un tel cas s'attendre à que l'orientation des structures lamellaires ne soit pas conforme au litage interne des gouttes mais oblique par rapport à ce dernier (Fig. II.10) ;

c. les gouttes se sont formées au cours de la déformation par gonflement différentiel et par liquéfaction et leur orientation résulte finalement conforme au litage interne des gouttes. Van Vliet-Lanoë *et al.* (1984), d'après les observations en milieu actif, soulignent que dans des matériaux instables et thixotropiques, tels les sables une liquéfaction est possible sous le front de gel au moment du regel. D'après les observations faites en milieu actif (Gasbu), les auteurs affirment qu'il y a liquéfaction pour les sables, les structures lamellaires étant reformées à chaque cycle. Pour des matériaux limoneux, il n'y aurait pas de liquéfaction mais au plus une déformation plastique aboutissant à des structures granulaires. Or, nous avons pu observer dans les lames des gouttes du Barp Pot-Au-Pin à la fois des structures granulaires et des structures lamellaires. Les courbes granulométriques des échantillons prélevés dans les gouttes montrent que celles-ci sont polymodales, les sables étant légèrement do-

minants. Une liquéfaction couplée à un gonflement différentiel nous paraît alors envisageable pour le développement des déformations en gouttes ;

iii. la présence de véritables filons clastiques reste à vérifier. Les figures interprétées comme des filons correspondent à des trainées marquées par une plus forte imprégnation par la matière organique que l'encaissant. Néanmoins, sur le terrain, il est impossible de voir s'il y a une véritable différence texturale entre la zone imprégnée et son encaissant. Une observation en lame mince devrait permettre d'éclairer cette question. En attendant, il est possible que ces « filons » soient simplement des structures subactuelles liées à une migration de la matière organique suite aux variations du niveau de la nappe phréatique. Des structures comparables ont pu en effet être observées dans des dunes paraboliques où aucune déformation d'origine sismique n'était présente (Fig. II.11);

iii. si les gouttes se sont formées en contexte sismique selon un processus semblable à celui proposé par Takahama *et al.* (2000) (Fig. II.12), elles devraient consister en un mélange entre les sables éoliens et le niveau limoneux déformé. Or, aussi bien les observations macroscopiques que les observations microscopiques attestent d'une bonne préservation du litage originel au sein des gouttes. Dans certaines gouttes, il n'y a pas de liquéfaction et le litage est subhorizontal (e.g. Planche XXI: 4). Par ailleurs, les résultats de l'étude palynologique sur deux gouttes différentes indiquent une évolution du spectre pollinique de la base vers le sommet de la goutte qui est cohérente d'un point de vue paléoenvironnemental (*cf.* Chapitre II.6). Ces observations sont donc peu compatibles avec un mélange de couches suite à la formation d'un volcan de boue ou de sable.

Déformations de type plis souples, microplis, microfailles, dykes neptuniens, lits convolutes et structures flammées

Dans leur ensemble, ces structures de déformation sont interprétées comme étant liées à des phénomènes de liquéfaction ou de fluidification suite à une secousse sismique. Deux sites présentent ces types de structures en association : Le Gurp, Larrusey. L'un d'eux a déjà été étudié par Schneider *et al.*, (2012) (site de Larrusey). Comme nous venons de le voir, certaines de ces structures peuvent être également observées en milieu périglaciaire. Néanmoins, deux arguments nous paraissent décisifs pour conclure à une origine sismique :

i. les structures de type dykes neptuniens relèvent d'un état fluidifié du sédiment, c'est-à-dire une liquéfaction poussée du sédiment se traduisant par des échappements de fluides vers le haut le long de cheminées, suite à une mise en pression violente de l'eau interstitielle (Obermeier, 1996 ; Plaziat *et al.,* 2009). La présence de ce type de structures est sans doute le critère le plus fiable pour exclure une origine périglaciaire des déformations (Van-Vliet Lanoë *et al.*, 2004). Des dykes ont été observés dans la coupe de Larrusey mais, pour l'instant, pas dans la coupe du Gurp ;

ii. au Gurp les structures flammées, les grands et petits plis souples et les lits convolutes (Planche XIX : a, b) ne sont jamais superposées à un réseau de fentes en coins impliquant la présence d'un pergélisol. Il est vrai que des petites fentes et au moins un coin sableux ont été observés dans cette coupe au dessus des déformations. Néanmoins, comme nous le montrerons, le réseau principal de fentes et le coin sableux recoupent l'horizon déformé ; leur âge est donc postérieur aux déformations.

Comme l'ont souligné Obermeier (1996) et plus récemment Galli (2000), il est nécessaire qu'un séisme ait au minimum une magnitude 4 pour induire une liquéfaction du sédiment. Dans le cas d'une magnitude 4 des phénomènes de liquéfaction peuvent être observés à une distance au maximum d'environ 10 km de l'épicentre.

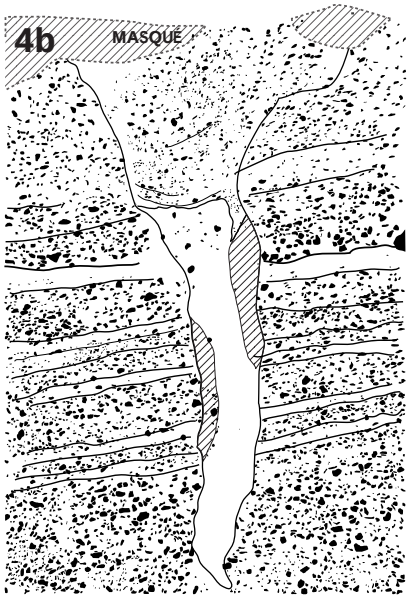


Planche XV. 1, 2, 4 : Fentes en coin à remplissage sableux développées dans un substrat graveleux. Noter le rebroussement des lits de l'encaissant dans 1 et 2; 3: Fente en coin à remplissage sableux dans un substratum argileux ; 4, 5 : Fente en coin probablement à remplissage composite. Noter la partie supérieure constituée par du matériel de l'encaissant colluvionné. 6 : Fente en coin sableuse dans des sables alluviaux du Pléistocène inférieur. La discontinuité qui sépare les alluvions peu perturbées dans lesquelles se développe la base des coins sableux et la couche supérieure où les coins tendent à disparaître est interprétée comme une limite pergélisol-couche active (d'après Bertran *et al.*, 2013a). 1 : Saint-Aubin de Médoc – Château Montgaillard ; 2 : Cussac-Fort-Médoc – Le Moulin de Beyron ; 3 : Pessac – Bacalan ; 4 : Léognan – Lac Bleu ; 5 : Canton (près de St-Magne); 6 : Mérignac – Aéroport (Chronopost).

Planche XVI. 1, 2, 3, 4 : Petites fentes de gel; 1 : Saugnacq-et-Muret – Le Ruisseau de l'Hilaire ; 2 : Cestas Les Pins-de-Jarry ; 3 : Saugnacq-et-Muret – Locbièilh ; 4 : Grayan-et-l'Hôpital – Le Gurp.

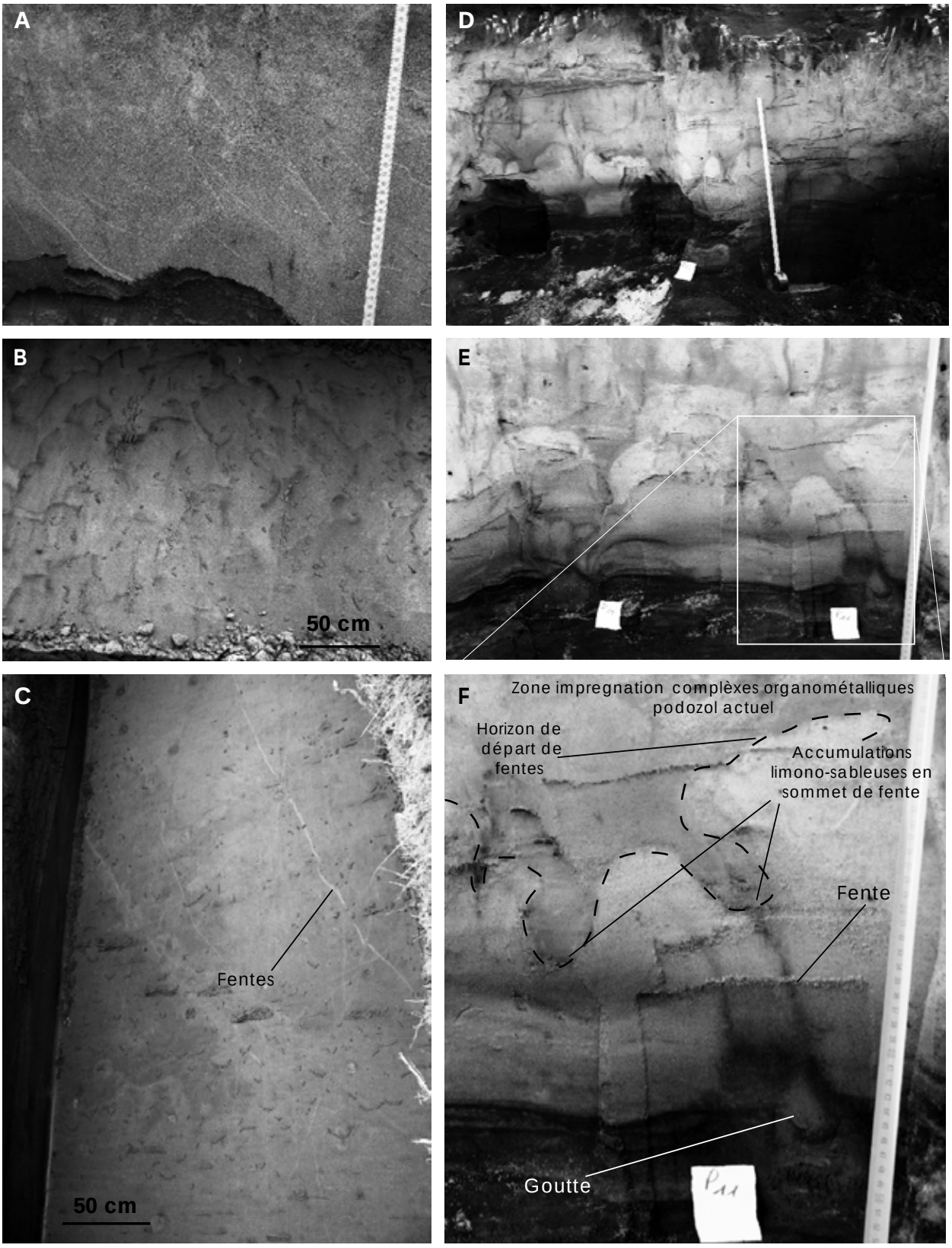


Planche XVII : A, B, C : Cryosol minéral de Cestas Les-Pins-de-Jarry. A : départ du réseau polygonal semi-métrique de fentes sableuses qui se terminent à la base par les gouttes organiques sablo-limoneuses (Vue en coupe verticale). B : Gouttes sablo-limoneuses vues en plan ; C : Réseau de fentes à la base des gouttes ; D, E, F : Cryosol minéral de Le Barp Pot-Au-Pin. D : départ du réseau polygonal semi-métrique de fentes sableuses se terminant par les gouttes (une des gouttes est visible au centre de la photo (vue en coupe verticale). Taille du mètre ruban : 1 m; E, F : détail de D. Remarquer en F une zone d'imprégnation par les complexes organométalliques du podzosol durique actuel qui s'arrête dans l'horizon de départ des fentes en raison de la présence d'un mince liséré limoneux. La goutte se trouve à la base des fentes (E, F). Taille du mètre ruban : 50 cm en E, 30 cm en F.

Planche XVIII : A : fente sableuse à la base du Cryosol minéral de Le Barp Pot-Au-Pin. Le départ se trouve en dessous du niveau de descente des gouttes limono-sableuses. Echelle : 50 cm ; B : Filon clastique (?) ; C : microfaille (?).

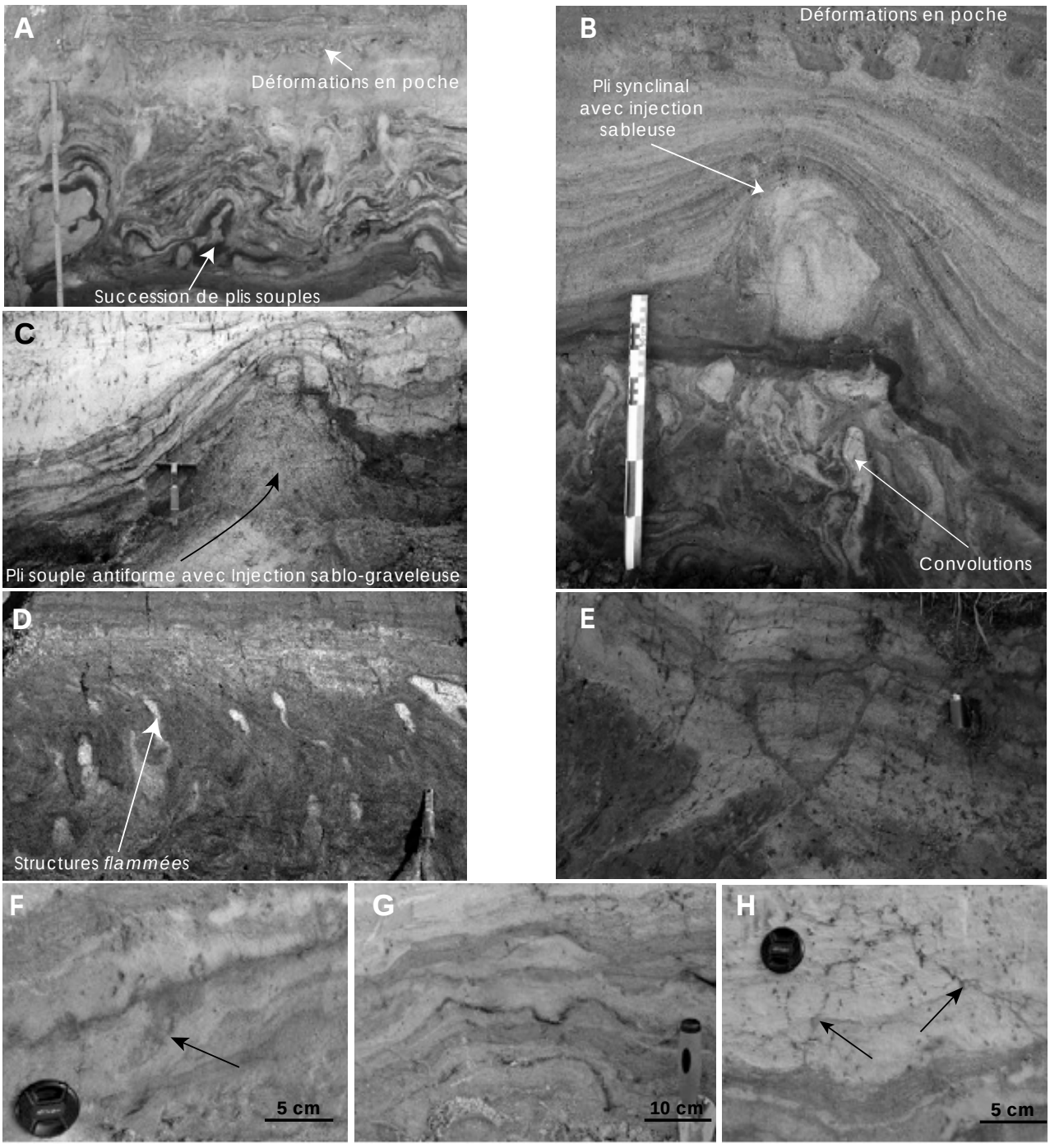


Planche XIX : Exemples des autres types de déformations observées dans les coupes étudiées dans ce travail. Déformations en poches : A, B. Plis souples. A, C : Structures flammées. D ; Convolutions. B, E: Dyke neptunien. Noter en A et B la superposition de déformations de différent types. F, G, H : microplis et microfailles. A, B, D : Le Gurp ; C, E, F, G, H : Larrusey.

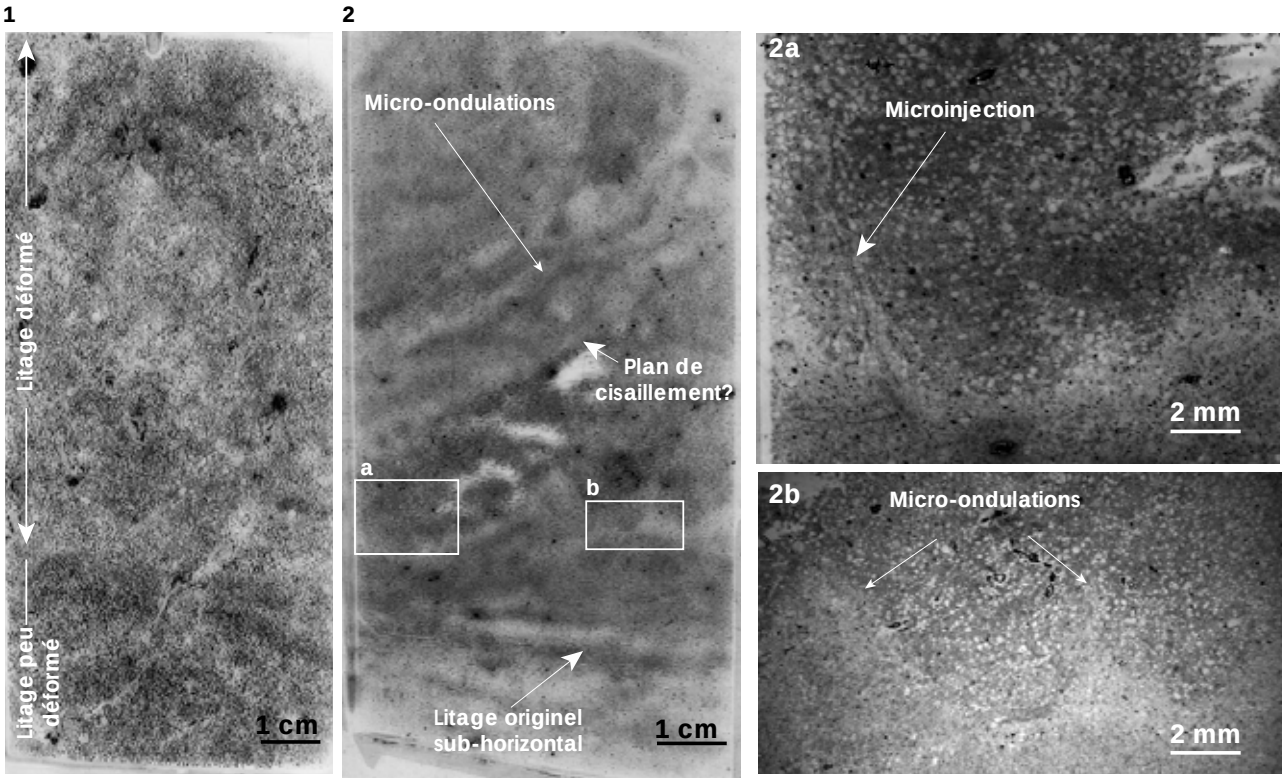


Planche XX : 1 : Lame mince dans les tourbes sédimentaires déformées d'Hourtin. Noter dans le tiers inférieur de la lame le litage peu déformé, tandis que dans les deux tiers supérieurs le litage est déformé. 2 : Lame mince dans le paléo-sol limoneux à gley de Sabres. 2 : Vue d'ensemble de la lame. Noter que le litage est globalement bien préservé. Dans la partie supérieure, un plan de glissement est visible et le litage est orienté conformement à ce plan. Noter également dans cette partie des micro-ondulations. 2a : microinjection dans la partie inférieure de la lame ; 2b : micro-ondulations dans la partie inférieure de la lame.

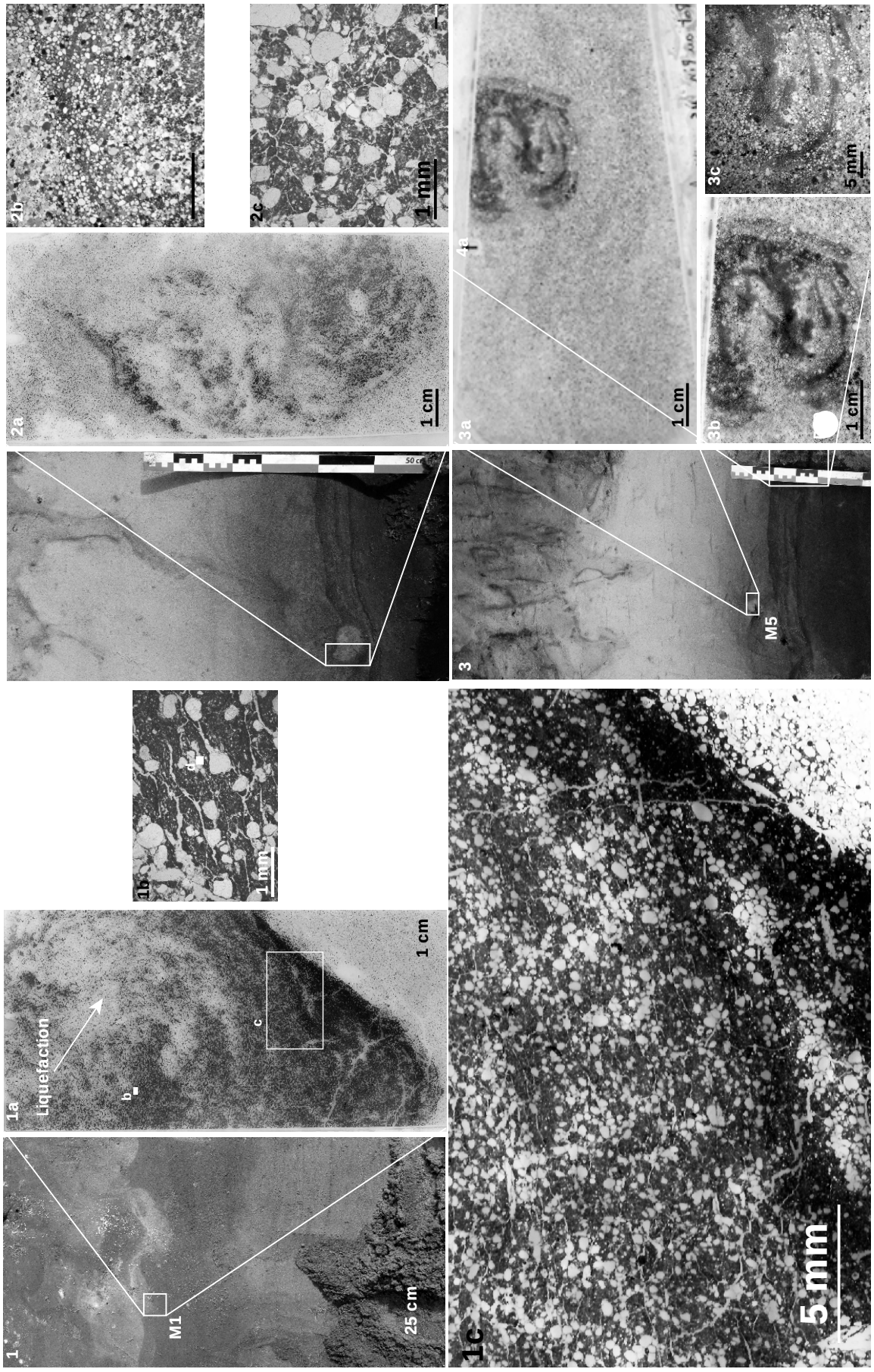
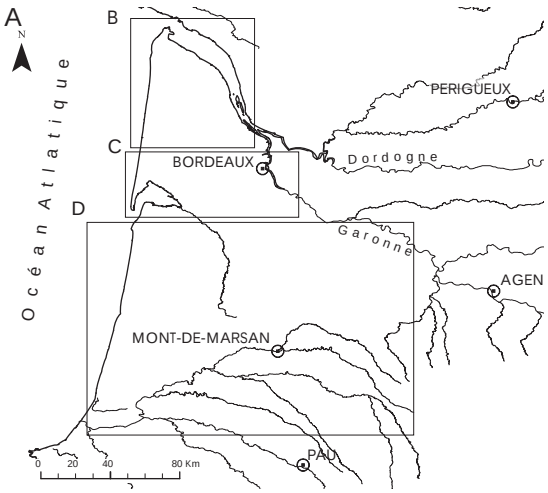


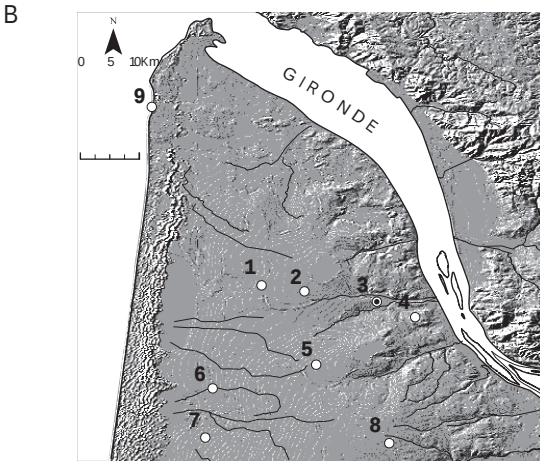
Planche XXI : 1 à 3 : Lames minces dans les gouttes limono-sableuses de la coupe de Le Barp Pot-Au-Pin. 1, 2, 3 : localisation des prélèvements. 1a : Noter la liquéfaction au sein de la goutte qui s'exprime par une injection du matériel sableux au sein des limons-sableux de la base de la goutte. 1b,1d : structures lamellaires dans la partie de la goutte riche en fraction limoneuse. 1c : Noter l'orientation des structures lamellaires conforme aux contours de la goutte. 2a : idem que 1a ; 2b : structures de liquefaction ? 2c : structures granulaires dans la partie la plus riche en fraction limoneuse de la goutte 2a. 3a, 3b, 3c : idem que 1a.

II.6 : Coupes stratigraphiques

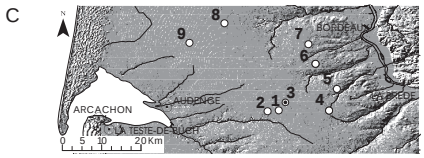
II.6.1 Introduction

Nous présentons dans ce chapitre l'ensemble des coupes stratigraphiques analysées. Seules les coupes dont le potentiel informatif est significatif sont retenues. Étant donné l'extension du territoire étudié, notre exposé va s'articuler en trois parties correspondantes à trois aires principales (Fig. II.13a): le nord du Plateau Girondin, le sud du Plateau Girondin et enfin le Plateau Landais. Bien que cette subdivision du territoire soit arbitraire, il nous semble qu'elle permet finalement de mieux apprécier la forte variabilité chronologique et stratigraphique des dépôts éoliens. La répartition des sites au sein des trois aires sélectionnées est présentée sur la Fig. II.13 : b-c-d-. Dans cette figure, nous avons également affiché les sites déjà cités dans la littérature et qui seront intégrés dans les bilans chronostratigraphiques en fin de chaque partie. Les sites ont été nommés en utilisant le nom du lieu dit le plus proche de l'affleurement.





1. Hourtin - Les Jolles ; 2. St-Laurent Médoc - Plaine du Jonc; 3. St-Laurent Médoc - Saussac; 4. Cussac-Fort-Médoc - Le Moulin de Beyron; 5. Brach - Tuilerie; 6. Lacanau - Cabaley; 7. Lacanau - Canal de Caupos; 8. Saint-Aubin de Médoc - Chateau Montgaillard; 9. Le Gurp - Grayan-et-l'Hopital



1. Le Barp - Pot-au-Pin ; 2. Le Barp - Les Gargails; 3. Cestas - Les Pins de Jarry; 4. Saucats - Les Lots; 5. Léognan - Lac Bleu; 6. Pessac - Bacalan; 7. Mérignac - Aéroport (Chronopost); 8. St-Médard-en-Jalles - Camp de Sauge; 9 Lanton - Blagon

1. Belin-Beliet - Le Passage; 2. Hostens - Larrousey; 3. Saugnacq-et-Muret - Rau de Lilaire; 4. Saugnacq-et-Muret - Locbièilh; 5. Parentis-en-Born - Le Bouluc de Fabre; 6. Cazalis - Pouyalet; 7.Coimères - Le Péhau; 8. Bernos-Beaulac (Escaudes *in* Bertran et al. 2011) - Le Petit Martinet; 9. Lerm-et-Musset - Sablière; 10. Fargues-sur-Ourbise - Lumé; 11. Sabres - Couailles; 12. Rion-de-Landes - Pouy Joseph; 13. Laluque - Yert; 14. Dax - Le Golf; 15. Meilhan - Bois-de-Marsacq; 16. Brocas - Cabannes; 17. Saint-Cricq-Villeneuve - Jouambet; 18; Roquefort - Le sendié; 19. Retjons - Lamoulasse

○ Coupes inédites ◉ Coupes publiées
⊙ Chef lieu de Canton)

Fig. II.13 : A : Grands secteurs étudiés au cours de ce travail. B, C, D, localisation des coupes au sein de chaque secteur principal.

II.6.2 Coupes du nord du Plateau Girondin

Le Gurp 1 et 2 (Grayan-et-l'Hopital)

Localisation et contexte géomorphologique

Les coupes du Gurp 1 et 2, localisées à environ 5 km à l'ouest de Grayan-et-l'Hopital (Fig.II.14), font partie d'une longue série d'affleurements pléistocènes qui apparaissent le long du littoral atlantique du Nord-Médoc grâce à l'érosion de la falaise (Tastet, 1999). Ces affleurements sont connus et étudiés depuis longtemps (e.g. Dubreuilh, 1971 ; Elhai et Prenant, 1963 ; Fabre, 1939, 1936 ; Welsch, 1911) et avaient attiré l'attention des chercheurs suite à la découverte en 1875 d'une mâchoire fossile d'éléphant (Dulignon-Desgrange, 1877 ; Gassies, 1875). Tastet (1999) a récemment proposé une synthèse lithostratigraphique intégrant les données des auteurs précédents et de nouvelles observations.

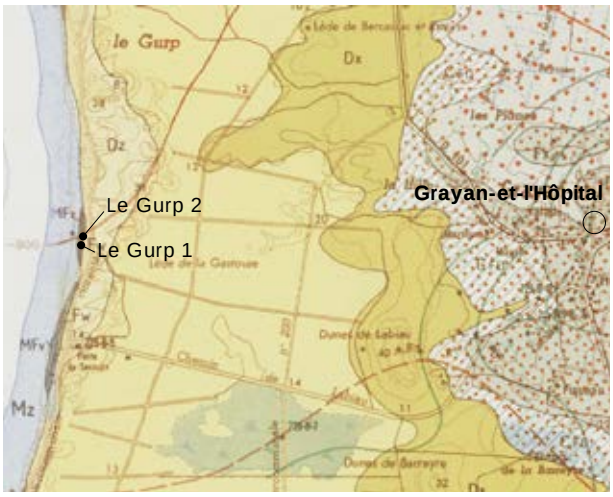


Fig. II.14 : Carte géologique de la zone du Gurp (Dubreuilh et Marionnaud, 1973) et position des deux coupes stratigraphiques. Dz, Dy, Dxb, Dxa : formations éoliennes du Post-Glaciaire. Fxb, Fxa, Fw : formation fluviatiles d'âge Pléistocène supérieur. Fxb : Formation de Méric; Fxa : Formation de Dépé ; Fw : Sables Fluviatiles du Gurp ; MFv : Argiles du Gurp ; Fu : Formation de la Négade.

L'auteur propose une coupe type pour les dépôts pléistocènes qui comprend (Fig. II.15a):

i. une séquence inférieure constituée par la Formation de la Négade et les Argiles du Gurp. La Formation de la Négade présente de bas en haut des argiles grises laminées à moules de lamellibranches (unité 1), des sables graveleux à stratifications obliques (unité 2). L'environnement de dépôt de cette formation correspondrait à une zone littorale soumise à l'influence de la marée. Elle est séparée des Argiles du Gurp par un niveau de galets polygéniques (unité 3) interprété comme un dépôt de crue exceptionnelle ou comme un niveau de remaniement par une tempête de dépôts antérieurs non identifiés. Suivent les Argiles du Gurp caractérisées de bas en haut par : un niveau d'argiles grises laminées (unité 4), suivi par des argiles vertes à lamines silto-sableuses (unité 5) et enfin par des argiles vertes à débit prismatique (unité 6). Les Argiles du Gurp sont interprétées comme des dépôts lagunaires en zone littorale;

ii. un horizon tourbeux compact (« Lignite ») qui sépare la séquence inférieure de la séquence supérieure ;

iii. une séquence supérieure à caractère continental, avec de bas en haut : des grès aliotiques à figures de courant (unité 8), suivis par la « Formation des Sables Fluviatiles » constituée par des sables argileux grisâtres « cryoturbés » (unité 9) à la base et des sables et graviers argileux jaunâtres à fentes de gel (unité 10) au sommet. Ces trois unités sont interprétées comme étant d'origine fluviatile. Elles sont recouvertes par un paléosol tourbeux (unité 11) qui est suivi par une unité de sables aliotiques (unité 12). La séquence se termine par le complexe dunaire holocène au sein duquel s'intercalent plusieurs paléosols ou tourbes.

D'après Tastet *et al.* (1999), la séquence inférieure témoigne d'un haut niveau marin qui est rapporté à un stade interglaciaire correspondant à l'Holstenien ou à l'Eémien. Cette attribution chronologique se base sur l'étude paléontologique de nouveaux restes d'éléphant (*Palaeoloxodon antiquus*) retrouvés en 1994 au sein des Argiles du Gurp (Beauval *et al.*, 1998). Tastet (1999) privilégie l'hypothèse que la Formation de la Négade et la Formation des Argiles du Gurp sont en continuité, bien qu'il n'exclut pas la possibilité qu'elles appartiennent à deux hauts niveaux marins d'âge différent. Dans ce cas, le niveau à galet correspondrait à une véritable discontinuité sédimentaire.

L'étude de nouveaux vestiges de *Palaeoloxodon antiquus* découverts en 2000 à proximité de l'Amélie (Soulac) dans les Argiles du Gurp ont conduit Michel (2002) à rapporter la formation des Argiles du Gurp à l'Eémien plutôt qu'à l'Holstenien.
Une étude multi-proxies (pollen, macrorestes végétaux, foraminifères, dinoflagellés et restes de coléoptères) focalisée essentiellement sur la séquence

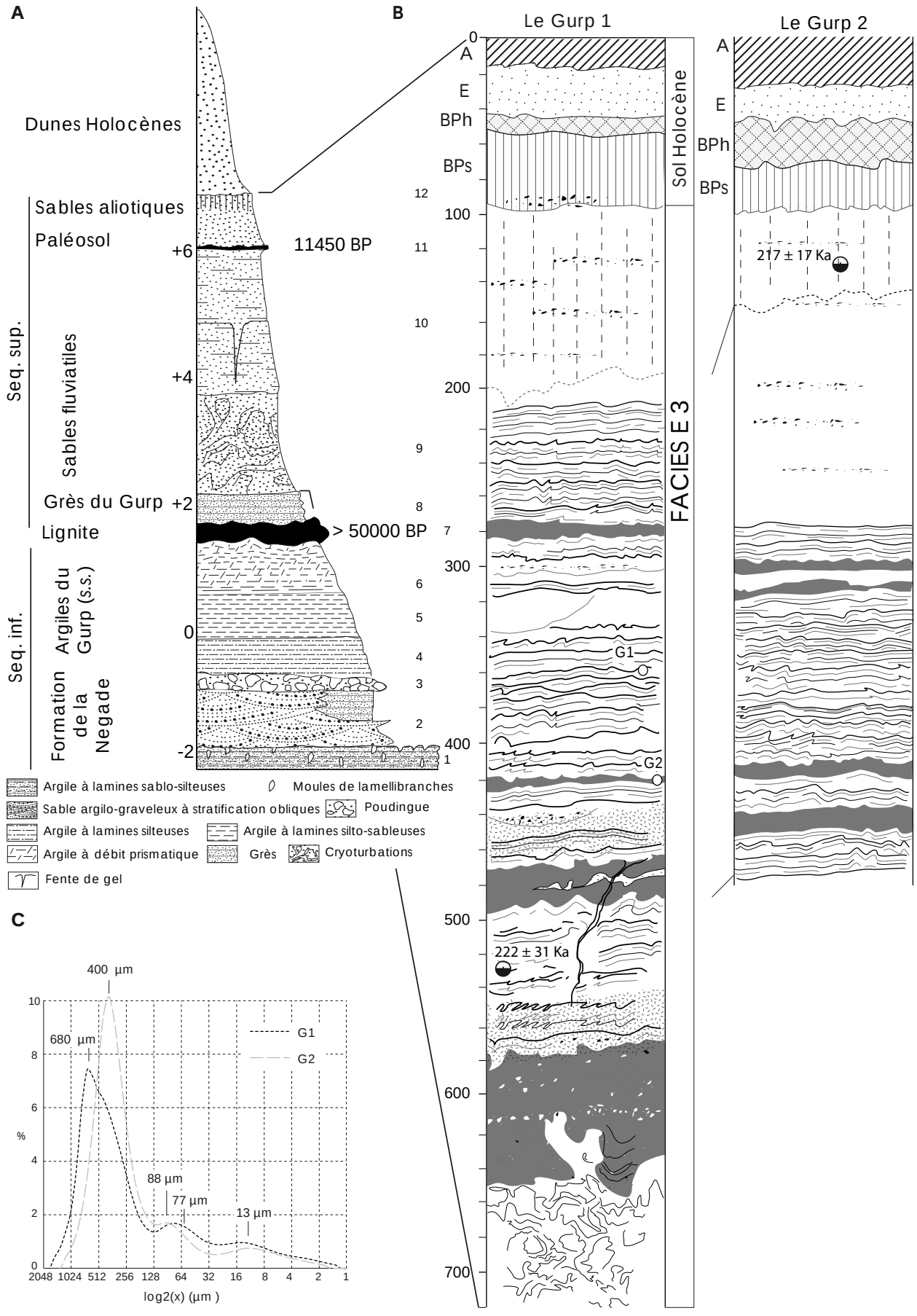


Fig. II.15 : A : Coupe type des formations pléistocènes du littoral atlantique du Nord-Médoc. D'après Tastet (1999). B : Coupes stratigraphiques étudiées dans ce travail. C : Courbe granulométriques de la coupe du Gurp 1.

inférieure et sur le niveau de lignite a apporté de nouveaux éléments pour la datation des dépôts (O'Brien et Jones, 2003). Selon ces auteurs, la présence dans le cortège pollinique d'une espèce telle que *Tsuga Canadensis* indique que la Formation de la Négade se serait accumulée au Pléistocène inférieur. Le spectre pollinique montre la présence à l'échelle régionale d'une forêt bien développée et dominée par des essences thermophiles (*Quercus*, *Pinus*, *Tsuga canadensis*), typique d'une phase interglaciaire. Cette phase est rapprochée soit de l'interglaciaire de Bavel (SIM 31), soit d'un interglaciaire Waalien (SIM 37-49) ou Tiglien (SIM 63-79), la comparaison du spectre pollinique avec d'autres données françaises et européennes ne permettant pas de privilégier l'un de ces trois interglaciaires. Les argiles du Gurp et le niveau de lignite situés au-dessus se seraient également accumulés au cours d'un interglaciaire, comme le suggère le cortège pollinique. Celui-ci indique la présence d'une forêt bien développée à essences thermophiles : forêt dominée par *Quercus* et *Abies* dans les Argiles du Gurp *sensu stricto* (unités 4 et 5) ; forêt dominée par *Pinus* dans l'unité 6 des Argiles du Gurp et dans le niveau de Lignite. L'absence parmi les grains de pollens de taxons reliques tertiaires tels *Tsuga* et *Carya,* ainsi que la présence des restes de *Palaeoloxodon antiquus*, suggèrent qu'il s'agit d'un interglaciaire du Pléistocène moyen. Les auteurs excluent qu'il puisse s'agir de l'interglaciaire Eémien étant donné la présence dans les Argiles du Gurp de *Azolla filiculoides* et les différences marquées entre le spectre pollinique et celui d'autres enregistrements disponibles en France pour cet interglaciaire (Velay, La Grande Pile, Les Echets). La comparaison avec ces enregistrements amène les auteurs à conclure que les Argiles du Gurp et le niveau de Lignite se sont accumulés vraisemblablement au cours de l'interglaciaire Holsténien (SIM 11), bien qu'une attribution à l'interglaciaire de Landos (SIM 9) ne puisse pas être exclue.

Dans le cadre de ce travail, il n'était pas question de reprendre l'étude de l'ensemble des niveaux pléistocènes synthétisés par Tastet (1999). Nous nous sommes au contraire focalisés sur les deux niveaux qui composent les « sables fluviatiles » de la séquence supérieure et cela pour deux raisons :

i. l'interprétation fluviatile des unités qui composent la Formation des Sables Fluviatiles restait ouverte. D'après Tastet (1999), Welsch (1911) aurait proposé une origine éolienne pour ces niveaux. Dubreuilh et Marionnaud (1973), sur la base de l'étude morphoscopique des grains de quartz de la fraction sableuse, soulignent au sein de ces niveaux « une reprise d'éléments largement éolisés » ;

ii. des phénomènes périglaciaires y ont été signalés. Ils correspondent pour le niveau inférieur à des involutions (unité 9) interprétées comme des cryoturbations, et pour le niveau supérieur à des fentes de gel (Tastet, 1999).

Deux coupes espacées d'environ 100 m l'une de l'autre ont été étudiées. Ces coupes se trouvent au sud du Gurp dans un secteur où, d'après Tastet (1999), les formations pléistocènes sont particulièrement bien observables.

Données stratigraphiques

Nous avons retrouvé les niveaux 9 et 10 de la Formation des Sables Fluviatiles décrits par Tastet (1999) dans la coupe dénommée Gurp 1, celle du Gurp 2 n'ayant pas été examinée jusqu'à sa base étant donné la forte épaisseur du prisme sableux de la plage actuelle.
Sans prendre en compte les dunes holocènes, la coupe du Gurp 1 se caractérise du sommet vers la base par (Fig. II.15) :

- 0-100 cm: un podzosol durique holocène, constitué par des sables moyens massifs à granules et graviers dispersés. Les horizons BPh et BPs correspondent aux sables aliotiques décrits par Tastet (1999) ;

- 100-200 cm : des sables moyens jaune pâle dans lesquels sont interstratifiées des lentilles graveleuses de longueur pluridécimétrique et d'épaisseur centimétrique. La limite inférieure est irrégulière et correspond à un front d'oxydation ;

- 200-700 cm: une alternance régulière de lits sablo-limoneux plus ou moins gleyfiés (brun vert clair à taches rouilles) et de lits sableux à granoclassement normal ou inverse. Quelques minces nappes ou lentilles concaves de petits graviers d'épaisseur centimétrique et de largeur décimétrique à pluridécimetrique ont été observées. Les lits sablo-limoneux sont globalement subhorizontaux bien qu'ils présentent des ondulations et des petits plissements. Leur épaisseur varie du millimètre au centimètre, tandis que les lits sableux sont épais de quelques centimètres à un décimètre. Quatre niveaux sablo-limoneux plus épais sont présents au sein de la succession. Il semblerait y avoir une tendance à la diminution régulière de leur épaisseur depuis la base vers le sommet de la séquence. Le niveau sablo-limoneux le plus profond comporte également une fraction graveleuse dispersée.

Le litage originel des dépôts est complétement déformé à la base de cette unité. La déformation se marque par un litage convolute. Une petite fente de gel profonde de 2,50 m se développe à partir du deuxième lit sablo-limoneux. L'ouverture est centimétrique et le remplissage sableux. Les épontes de la fente sont légèrement déformées vers le bas et forment une série d'entonnoirs emboîtés qui témoignent de son caractère syngénétique.

Des observations ponctuelles menées le long du littoral entre le Gurp et la Pointe de la Négade au nord, c'est à dire sur une distance d'environ 3 km, ont permis d'apporter quelques informations complémentaires :

i. les déformations observées à la base de la Formation des Sables Fluviatiles se suivent aisément tout le long du littoral entre Le Gurp et la Pointe de la Négade, comme cela avait déjà été souligné par Tastet (1999). La morphologie des déformations varie considérablement selon les coupes : structures en poches (Fig. II.16a), structures flammées (Fig.II.16b) ou encore plis souples (Fig. II.16c). Comme le montre la Fig. II.16d, des structures de déformation différentes peuvent être associées dans certaines coupes.

ii. le niveau de départ des petites fentes se trouve au-dessus du niveau déformé comme cela avait été remarqué par Tastet (1999). Les fentes peuvent être avec ou sans remplissage sableux et avec ou sans déformation des épontes. Leur l'ouverture au sommet est toujours inférieure à 5 cm. Entre la Pointe de la Négade et le Gurp, il semblerait y avoir deux réseaux de fentes (Andrieux, 2012) : le premier correspond à des fentes de longueur décimétrique à espacement inframétrique ; le deuxième, qui se superpose au premier, se compose de fentes métriques à maille décamétrique. Certaines ont un caractère syngénétique marqué. Un coin sableux partant du haut de la coupe a également été décrit par Andrieux (2012). Il est large de 50 cm à son ouverture, profond d'au moins 2,40 m (base non vue) et traverse la formation des argiles du Gurp.

iii. certaines fentes traversent aussi bien la Formation des Sables Fluviatiles que les niveaux sous-jacents. D'après les observations faites sur le terrain, les fentes recoupent le niveau déformé situé à la base de la Formation des Sables Fluviatiles (e.g. Fig. II.16a) : elles sont par conséquent postérieures à celui-ci ;

iv. au sein de la Formation des Sables Fluviatiles, hormis les petits chenaux érosifs à petits graviers, nous n'avons pas remarqué de figures de courant suggérant une dynamique fluviatile franche ;

v. dans le secteur du Gurp, les niveaux déformés présentent des passées plus organiques au sein des alternances de lit sableux et sablo-limoneux ;

vi. comme cela avait déjà été remarqué par Tastet (1999), nous avons pu observer ponctuellement que la Formation des Sables Fluviatiles repose sur des grès litées à ciment ferrugineux au nord des coupes du Gurp 1 et 2.

Données analytiques

Deux échantillons pour analyse granulométrique ont été prélevés dans la partie haute de la coupe du Gurp 1 (Fig. II.15c) : un au niveau des alternances de lits sableux et lits sablo-limoneux, l'autre dans un des niveaux sablo-argileux. Les courbes de fréquence des deux échantillons ont un caractère polymodal, avec trois modes principaux : un dans les sables moyens à grossiers (680 – 400 µm), l'autre dans les sables très fins (88 – 77 µm) et le troisième dans les limons très fins (13 µm).
Nous avons pu analyser trois lames minces dans des échantillons qui avaient été prélevés en 1989 (Bertran, inédit) dans la zone du Gurp au niveau de la partie basale de la Formation des Sables Fluviatiles. Leur position est indiquée sur la figure II.17.
Les lames M2 et M3 ont été prélevées dans la partie inférieure de la coupe où des alternances de lits sableux et de lits sablo-limoneux plus ou moins organiques sont déformés par des plis souples. La lame M4 a été prélevée plus haut dans le même type de dépôt mais dans une partie non déformée. La fraction grossière est largement dominée par des grains de quartz très arrondis, auxquels s'ajoutent une faible quantité de feldspaths potassiques et de plagioclases, ainsi que des minéraux lourds. La microstructure est essentiellement à entassement dans les lits sableux, tandis que les passées plus fines montrent une structure lamellaire triée (Fig. II.18a). Les structures lamellaires suivent toujours le litage sédimentaire qui est bien préservé, bien que quelques rares biotubules ont pu être observés (Fig. II.18b). Des granoclassements inverses sont visibles dans les lits sableux (Fig. II.18c). Au niveau des passées organiques, la microstructure est porphyrique dense, les grains de quartz étant pris dans un gel organique amorphe de couleur brun foncé qui correspond variablement à un dy (Fig.I I.18d). Des microinjections sableuses au sein des passées

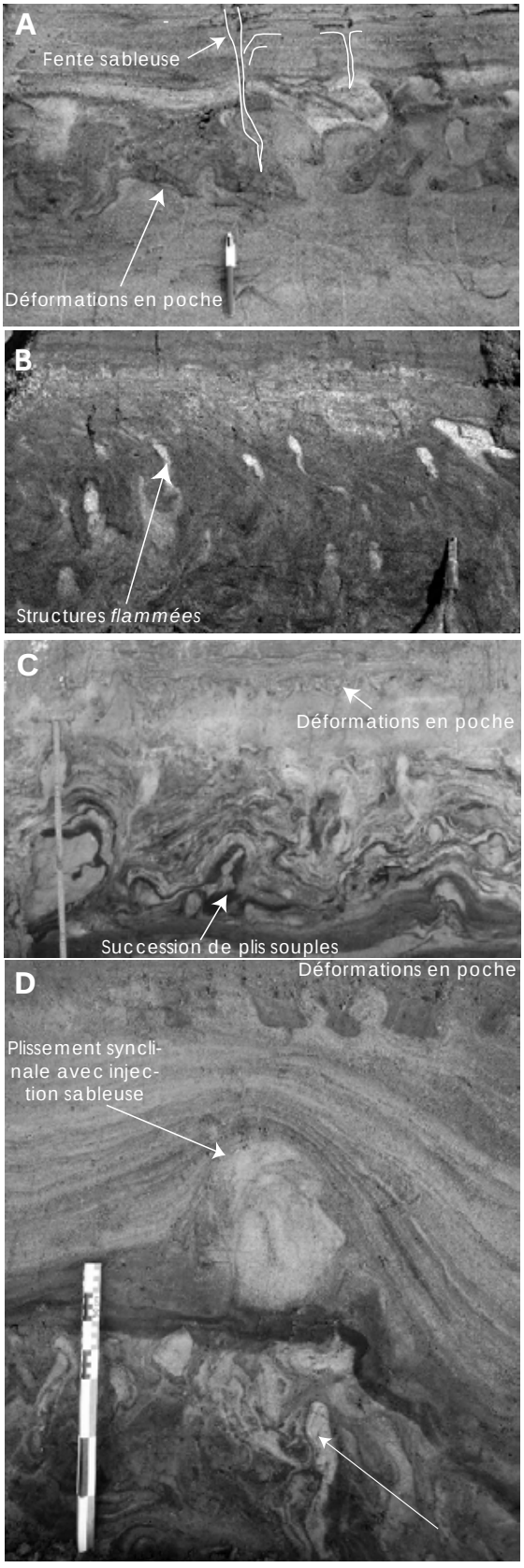


Fig. II.16 : Typologie des déformations observées à la base de la Formation des Sables Fluviatiles.

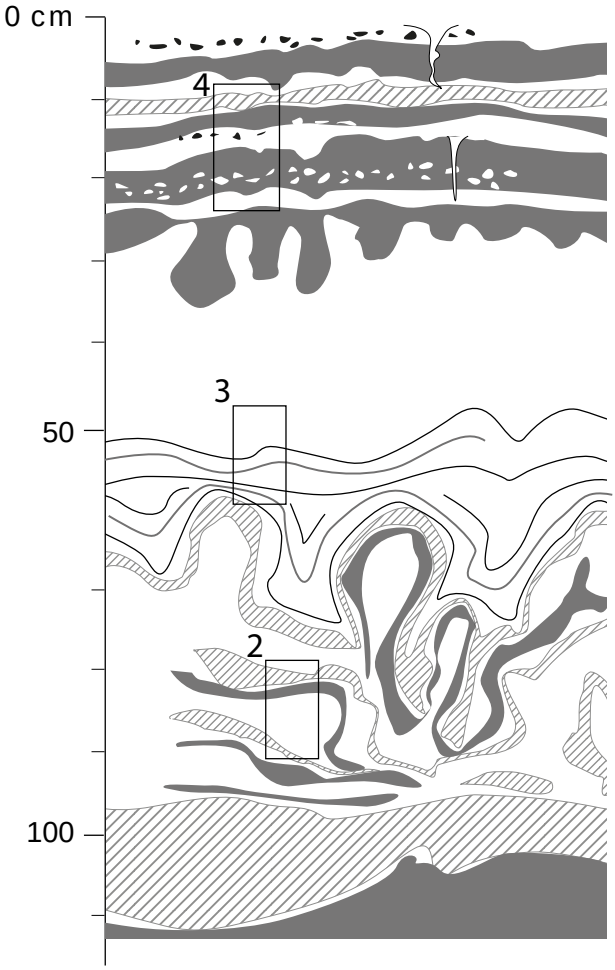


Fig. II.17 : Ancienne coupe stratigraphique réalisée à la base de la Formation des Sables Fluviatiles et position des échantillons micromorphologiques prélevés (Bertran, 1989, inédit).

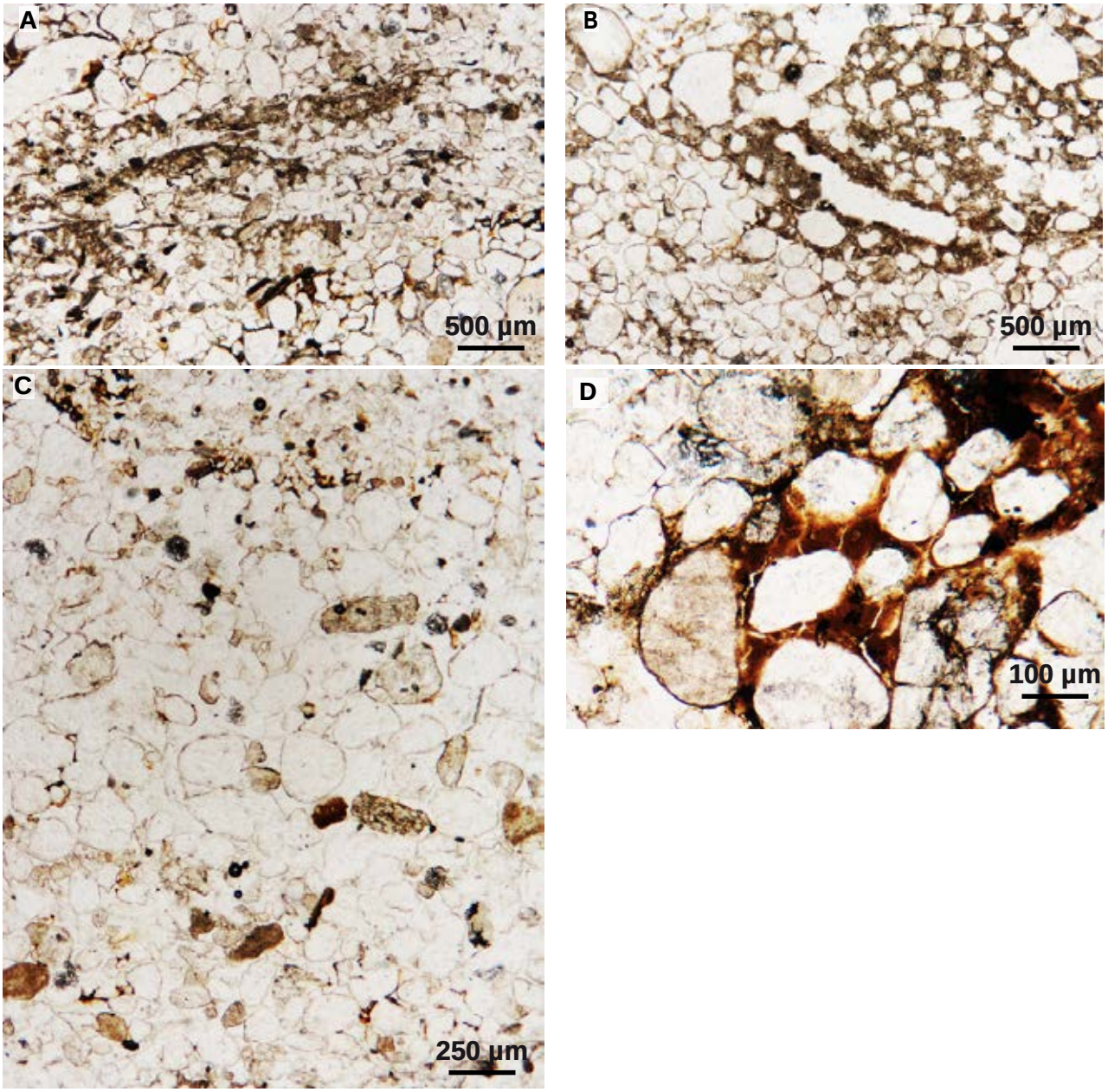


Fig. II.18 : Microphotographies des lames mince réalisées à la base de la Formation des Sables Fluviatiles. La position des lames est présentée sur la Fig. II.17. A : Structure lamellaire triée (M4) ; B : biotubules (M3) ; C : granoclassement inverse dans les lits sableux (M4) ; D : gel organique amorphe (dy) au sein des passées organiques interstratifiées dans les niveaux sableux déformés (M2).

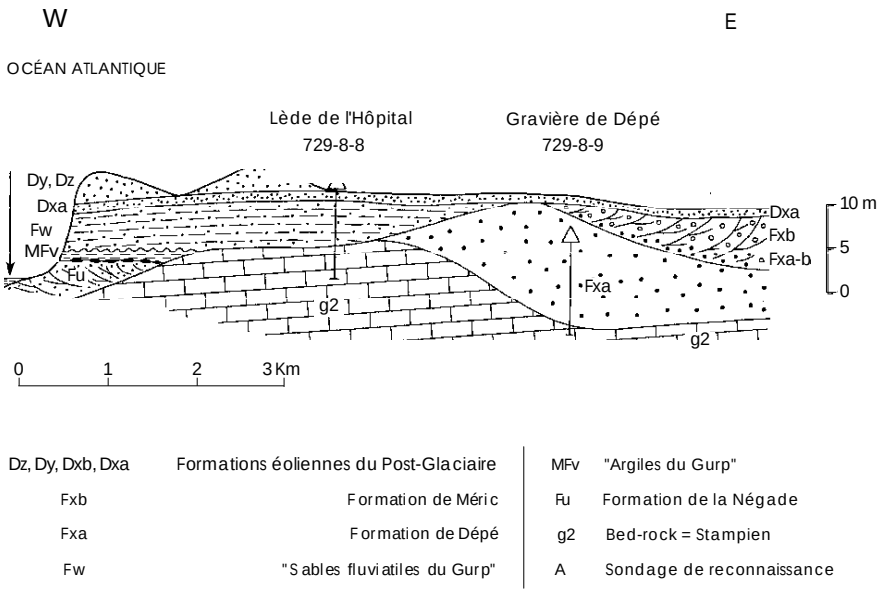


Fig. II.19 : Coupe stratigraphique synthétique proposée par Dubreuilh et Marionnaud (1973) pour le secteur du Gurp.

limoneuses ont été observées dans la lame M2.

Les datations par ESR récemment effectuées par P. Voinchet et J.J. Bahain (UMR 7194, Paris) à la base et au sommet de la Formation des Sables Fluviatiles (Fig. II.15) indiquent respectivement un âge de 222 ± 31 ka et 217 ± 17 ka. L'incertitude importante associée à ces âges nous place dans un intervalle relativement large qui s'étend entre la fin du SIM 8 et celle du SIM 7.

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

Les deux coupes ont permis de retrouver les deux unités attribuées à des sables fluviatiles par Tastet (1999). D'un point de vue strictement stratigraphique, il ne nous semble pas nécessaire de subdiviser la Formation des Sables Fluviatiles en deux niveaux. En effet, depuis la base vers le sommet, cette formation présente le même type de sédimentation et nous n'avons pas observé de discontinuités majeures justifiant la subdivision en deux niveaux. La limite entre les deux niveaux distingués par Tastet (1999) correspond à un front d'oxydoréduction. D'autre part, le niveau à « cryoturbations » de Tastet (1999) ne correspond pas forcément à des sables argileux grisâtres car comme le montre la coupe du Gurp 1, les « cryoturbations » peuvent affecter aussi des niveaux sablo-limoneux à graviers.

L'interprétation des dépôts fluviatiles proposée par Tastet nous paraît devoir être revue. Bien que des alternances régulières telle que celles observées au Gurp puissent caractériser les dépôts de débordements (e.g. Miall, 1996), l'absence de figures de courant reste néanmoins difficile à expliquer. D'autres arguments vont à l'encontre d'une origine fluviatile de cette formation. Le premier est que la diminution d'épaisseur des niveaux limoneux vers le haut observée dans la coupe du Gurp 1 et ailleurs entre la Pointe de la Négade et Le Gurp semble mal cadrer avec un contexte de plaine de débordement où on devrait plutôt s'attendre à une augmentation des fines vers le sommet de la séquence (Reineck et Singh, 1975). Le second est que la présence de granoclassements inverses n'est pas observée en milieu fluviatile sauf dans les coulées de débris (Miall, 1996). Un dernier point concerne les relations spatiales entre la Formation des Sables Fluviatiles et les formations alluviales du système de terrasses de la Gironde/Garonne. Dubreuilh et Marionnaud (1973) ont souligné qu'il n'a jamais été possible d'établir une relation entre ce système et la Formation des Sables Fluviatiles. Comme nous l'avons dit en introduction de cette partie, celles-ci se sont mises en place depuis le Pléistocène inférieur et au fur et à mesure de l'incision de la vallée de la Garonne, chaque nouvelle terrasse était située à l'est de la précédente (Fig. I.3). Or, la terrasse garonnaise d'âge équivalent à la Formation des Sables Fluviatiles se trouve bien plus à l'est que cette formation et elle est située plusieurs mètres en contrebas du plateau. Ce problème apparaît clairement dans le schéma proposé par Dubreuilh et Marionnaud (1973a) qui, pour cette raison, ont fait de la Formation des Sables fluviatiles une formation à part (Fig. II.19). Pour attribuer celle-ci à une terrasse de la Garonne, il faudrait imaginer que la rivière, après avoir incisé son lit vers l'est depuis le Pléistocène inférieur, se soit à nouveau déplacée vers l'ouest au Pléistocène moyen. Une telle hypothèse n'est évidemment pas du tout justifiée vis-à-vis des données régionales qui ne voient aucun changement dans la logique d'encaissement de la Garonne tout au long du Quaternaire (Dubreuilh *et al.*, 1995).

A l'issue des nouvelles observations effectuées sur le littoral entre Le Gurp et La Pointe de la Négade, les alternances régulières de lits sableux et sablo-limoneux de la Formation des Sables Fluviatiles sont réinterprétés comme des dépôts éoliens interdunaires dans un contexte humide (Faciès E3 du chapitre II.2). Plusieurs arguments sont en faveur de cette hypothèse :

i. l'augmentation des niveaux sableux aux dépens des niveaux fins vers le sommet de la formation peut être interprété comme une tendance vers un contexte éolien plus sec : le transport et le dépôt de la fraction sableuse par le vent est de plus en plus fréquent en raison de l'approfondissement de la nappe phréatique qui empêche la capture des fines et/ou un dépôt par décantation. A une échelle beaucoup plus réduite, nous avons pu observer une telle évolution dans la coupe de Sabres (*cf.* coupe du Plateau Landais dans ce chapitre) ;

ii. les granoclassements inverses sont communs en milieu éolien et peuvent être rapportées à la migration de rides éoliennes (Fryberger et Schenk, 1988; Kocurek et Dott, 1981a) ;

iii. comme l'ont souligné Dubreuilh et Marionnaud (1973), « la morphoscopie des quartz indique la reprise d'éléments largement éolisés » ;

iv. les grès du Gurp situés à la base de la Formation des Sables Fluviatiles, ainsi que les quelques petits chenaux à graviers et gravillons présents tout le long de la séquence sont également compatibles avec un système éolien humide. La remontée de la nappe ou des précipitations importantes dans des zones interdunaires peuvent donner naissance à des écoulements localisées comme le montrent les observations faites en milieu actif par Langford (1989) et Langford et Chan (1989). La provenance des petits graviers reste à clarifier. Il est possible d'envisager des apports latéraux liés au remaniement de l'ancienne terrasse alluviale de la Garonne sur laquelle s'appuie la Formation des Sables Fluviatiles (Fig. II.19) ;

v. l'hypothèse d'une origine éolienne ne pose aucun problème quant aux relations avec le système de terrasses alluviales de la Gironde/Garonne et rend la Formation des Sables Fluviatiles tout à fait compatible avec la coupe synthétique proposé par Dubreuilh et Marionnaud (1973) (Fig. II.19);

Suite à cette nouvelle interprétation nous proposons de renommer la Formation des Sables Fluviatiles en « Formation des Sables de l'Amélie ».

Les déformations situées à la base de la coupe du Gurp ont été interprétées comme témoignant d'un évènement sismique. Les critères à la base de cette interprétation ont été présentés dans le chapitre II.5.

La réinterprétation de l'ancienne Formation des Sables Fluviatiles, ainsi que les nouvelles données issues du travail de O'Brien et Jones (2003), permettent de mieux cerner le complexe stratigraphique d'âge Pléistocène décrit par Tastet (1999). Les nouvelles attributions chronologiques proposées par O'Brien et Jones (2003) démontrent clairement qu'il n'y a pas de continuité entre la Formation de la Négade et la Formation des Argiles du Gurp mais que celles-ci correspondent à deux interglaciaires différents : interglaciaire de Bavel (SIM 31), Waalien (SIM 37-49) ou Tiglien (SIM 63-79) pour la Formation de la Négade ; interglaciaire Holsténien ou de Landos (SIM 9) pour la Formation des Argiles du Gurp. Le niveau de galets qui sépare ces deux formations est donc une véritable discontinuité sédimentaire comme l'avait avancé Tastet (1999). Nous pouvons au moins suggérer, en accord avec O'Brien et Jones (2003), qu'il s'agit sans doute d'un niveau d'érosion représentant plusieurs cycles glaciaires et interglaciaires vu l'écart d'âge entre les deux formations qu'il sépare.

O'Brien et Jones (2003) ont pu préciser le contexte paléoenvironnemental local et régional de la Formation des Argiles du Gurp et du niveau de Lignite sus-jacent. Selon les auteurs, les Argiles du Gurp se sont déposées :

- d'abord dans un contexte de lagune saumâtre ou de chenal estuarien avec des apports d'eau douce, avec une végétation abondante en marge et la présence de sols marécageux à aulne ;

- ensuite dans un contexte de lac d'eau douce comportant une végétation diversifiée de bordure de lac et aquatique. La forêt marécageuse à aulne reste bien developpée.

Le changement de contexte entre la base et le sommet des Argiles du Gurp implique selon les auteurs une fermeture de la lagune qui pourrait être mise en relation avec une baisse du niveau marin ou avec la formation d'un cordon dunaire côtier.

Le dépôt de Lignite qui surmonte les Argiles du Gurp correspondrait à une roselière dominée par des cypéracées et par d'autres espèces végétales de marge de milieux humide. D'après les auteurs, au

moins une phase marquée par un approfondissement du plan d'eau douce est documentée dans la séquence de Lignite.

D'après les spectres polliniques, O'Brien et Jones (2003) ont montré que la végétation régionale était dominée d'abord par le chêne et le sapin (base de la Formation des Argiles du Gurp) et ensuite par le pin (sommet des Argiles du Gurp et Lignite). Les auteurs concluent que cette évolution du cortège végétal correspond à la partie finale d'un interglaciaire.

Les données de terrain montrent qu'il n'y a pas de discordance majeure entre le niveau de lignite et les dépôts de la Formation des Sables de l'Amélie. Nous pensons que ces derniers se sont accumulés au cours d'une phase à climat froid et humide à gel saisonnier plus ou moins profond et associée à une couverture végétale réduite comme en témoigne :

i. la présence de structures lamellaires triées observées en lame mince à la base de l'unité éolienne ;

ii. un niveau de petites fentes de gel dans la partie moyenne ;

iii. les alternances de niveaux sableux et de niveaux sablo-limoneux qui impliquent, au moins saisonnièrement, une nappe affleurant qui permet l'accumulation des particules les plus fines ;

iv. la faible activité biologique relevée en lame mince.

Une tendance vers un contexte plus sec à l'échelle locale apparaît de la base vers le sommet de la séquence. Elle se marque par :

- la présence de niveaux organiques de type dy à la base de la séquence et leur absence dans sa partie moyenne et supérieure ;

- la diminution de l'épaisseur des niveaux fins et une contribution plus importante de la fraction sableuse à la sédimentation vers le sommet de la séquence.

Cette tendance reflète probablement le comblement progressif de la dépression et n'est donc pas forcement le témoin d'une évolution climatique générale vers un contexte de froid plus sec.

En ce qui concerne la chronologie, l'hypothèse retenue est que la Formation des Sables de l'Amélie s'est déposée au cours ou à la fin du SIM 8 pour deux raisons principales :

i. l'ensemble des données stratigraphiques convergent pour suggérer que celle-ci s'est déposée au cours d'une phase glaciaire et non au cours d'une phase tempérée telle que le SIM 7 ;

ii. O'Brien et Jones (2004), sur la base de l'étude du spectre pollinique de la Formation des Argiles du Gurp et du niveau de Lignite, ont suggéré que celles-ci se sont déposées au cours d'un interglaciaire qui pouvait correspondre à l'Holstenien (SIM 11) ou à l'interglaciaire de Landos (SIM 9). Les auteurs ont souligné que l'évolution du spectre pollinique entre la Formation des Argiles du Gurp et le niveau de Lignite indiquait la phase finale d'un stade interglaciaire. Compte tenu du fait qu'il y a vraisemblablement continuité de sédimentation entre la Formation des Argiles du Gurp et la Formation des Sables de l'Amélie, l'hypothèse la plus vraisemblable est que ces deux formations représentent le bilan stratigraphique du passage entre le SIM 9 et le SIM 8.

Une évolution dynamique des paléoenvironnements locaux peut-être proposée en guise de modèle à tester par un réexamen détaillé de l'ensemble des affleurements pléistocènes du littoral atlantique du Nord Médoc. Elle est résumée sous forme graphique sur la Figure II.19. A la fin de l'interglaciaire de Landos, les argiles du Gurp enregistrent le passage entre un contexte littoral influencé par la marée (Fig. II.20a) et un contexte de lagune d'eau douce (Fig. II.20b) (O'Brien et Jones, 2003). Ces auteurs attribuent ce changement à une baisse du niveau marin et/ou à la formation d'un cordon dunaire. Les deux facteurs peuvent être étroitement associés, selon l'un des modèles proposés par Pye et Tsoar (2009). La baisse du niveau marin entraîne en effet une augmentation de la zone du plateau continental sur laquelle s'exerce la déflation (Pye et Tsoar, 2009 ; Schofield, 1975), favorisant ainsi la constitution de cordons dunaires (Fig.II.20b-c). Le développement de la roselière (niveau de Lignite) témoigne vraisemblablement du comblement progressif de la lagune (Fig. II.20c). De véritables conditions glaciaires s'établissent ensuite pendant le SIM 8 (Fig. II.19d). Le niveau de la mer continue de baisser, et le niveau de la nappe phréatique est désormais en sub-surface ou en surface uniquement de façon saisonnière. Un climat périglaciaire et la diminution de la couverture végétale entrainent un comblement progressif de la dépression par des apport éoliens alimentés par la déflation sur le plateau continental (Fig. II.20d). Un événement sismique de magnitude d'au minimum 4 et dont l'épicentre devait être relativement proche est attesté au début de ce comblement.

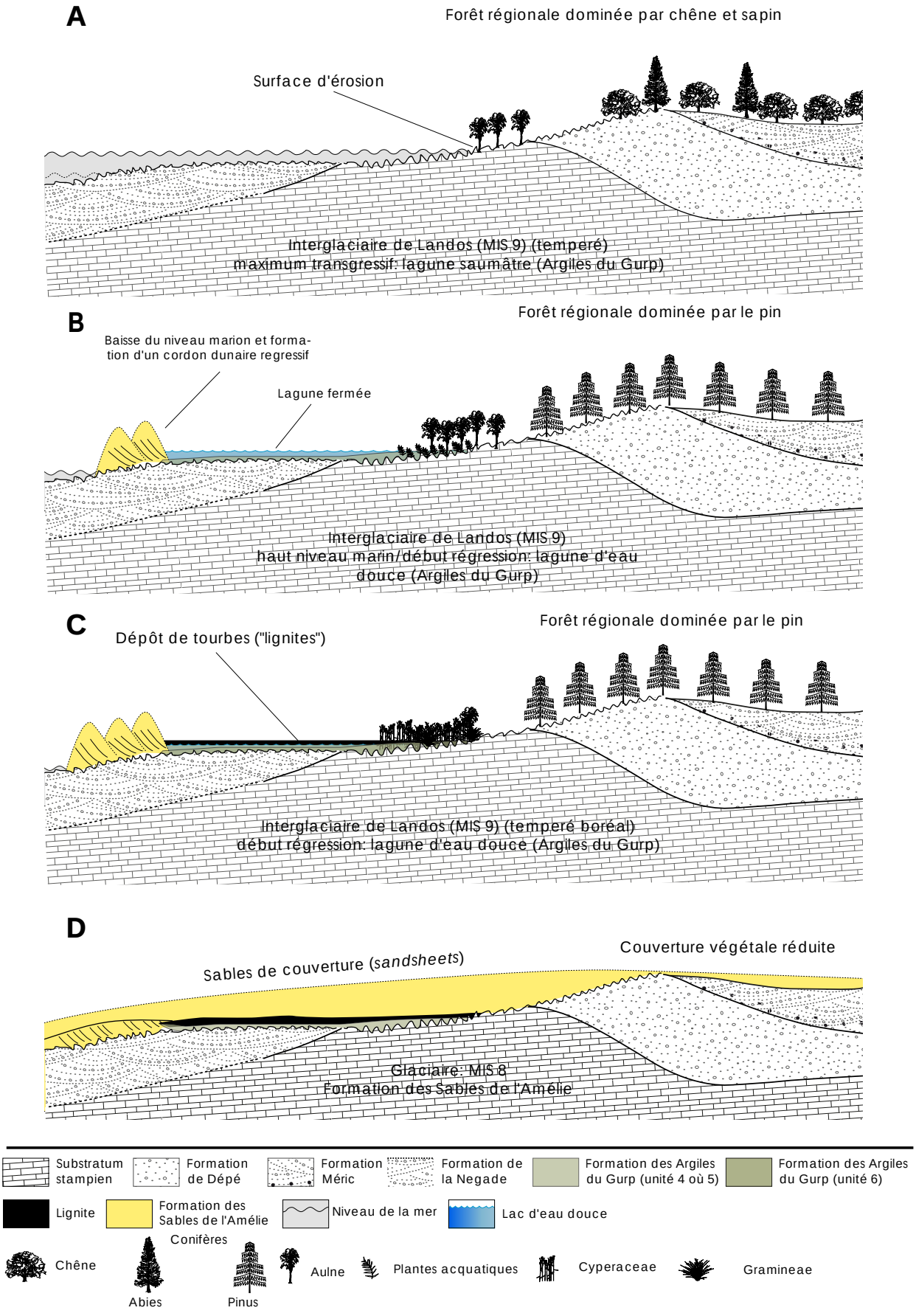


Fig. II.20 : Schéma interprétatif de la génèse de la Formation des Sables de l'Amélie (ex-Formation des Sables Fluviatiles). Coupe géologique d'après Dubreuilh et Marionnaud (1973). Voir texte pour détails sur les différentes phases.

Les Jolles (Hourtin)

Localisation et contexte géomorphologique
La coupe des Jolles est localisée à environ sept kilomètres au sud-est de la ville de Hourtin, à une altitude de 23 m NGF, à mi-pente sur un versant incliné en pente douce vers l'océan Atlantique. L'affleurement correspond à un fossé de drainage relativement récent laissant apparaître les dépôts superficiels sur environ 2 m de profondeur et sur une longueur de plusieurs centaines de mètres. D'après la carte géologique, la formation du Sable des Landes (*s.s*) affleure dans le secteur (Dubreuilh et Marionnaud, 1973a).

A l'échelle locale, la topographie se caractérise par des ondulations de hauteur métrique espacées plus ou moins régulièrement tous les 100 m environ (Fig. II.21a). Ces ondulations correspondent a des édifices dunaires dont la morphologie est ici celle de rides transverses à barkhanoïdes isolées (Fig. II.21a).

Données stratigraphiques

Au niveau de la coupe principale, qui fait 2,20 m d'épaisseur, deux unités principales ont pu être distinguées (Fig. II.21d) :

i. une unité supérieure épaisse d'environ 1,20 m et constituée essentiellement par des sables massifs. Le podzosol actuel, perturbé par les labours, est visible sur les 70 premiers cm de cette unité. Des lits millimétriques sablo-limoneux déformés ont été observés au contact avec l'unité inférieure, contact qui ne s'exprime que par un changement relativement net de structures sédimentaires ;

ii. une unité inférieure d'épaisseur au moins métrique (base non vue), caractérisée par une alternance de niveaux sableux décimétriques et de niveaux de sables organiques plus ou moins continus d'épaisseur centimétrique à pluridécimétrique. Les niveaux sableux présentent un litage subhorizontal (Fig. II.20c). Deux niveaux organiques ont été observés dans la coupe, celui situé en haut de l'unité étant le mieux développé. Leur couleur est noire (*cf.* Tableau 2) ou brun foncé dans les zones partiellement oxydées. Ils peuvent être massifs ou avoir un litage millimétrique marqué par l'alternance de lits de sables moyens et des lits de sables très fins voire de limons grossiers (Fig. II.20c). L'ensemble de l'unité est affecté par des déformations. Le niveau organique principal forme des poches qui descendent dans le niveau sableux (Fig. II.21d). Celui-ci remonte sous forme de diapirs en perçant le niveau organique dans la partie NE de la coupe.

Plusieurs coupes ont été relevées le long du fossé pour: 1) documenter la variabilité stratigraphique latérale des deux unités ; 2) détecter d'éventuelles variations morphologiques des déformations en fonction de la topographie locale. Le profil topographique au niveau du fossé et la position relative des coupes sont illustrés sur la Fig. II.21a-d. Le schéma stratigraphique résultant de ce relevé est présenté sur la Fig. II.22. Ces observations montrent que :

i. l'unité supérieure est souvent masquée par le podzosol actuel ; le profil de ce podzosol varie globalement conformément à la topographie : horizons bien différenciés dans les parties les mieux drainées (A/E/BPh/BPs) et peu différenciés dans les parties les plus mal drainées (A/BP) ;

ii. l'unité inférieure se poursuit tout le long du fossé. Des petites variations locales au niveau du litage ont été observées. Dans une zone peu déformée, nous avons pu en particulier observer des ensembles pluridécimétriques constitués à la base par un lit de sable massif et au sommet par des de lits de sables plus ou moins organiques interstratifiés avec des lits limoneux (Fig. II.23). Les ensembles sont subparallèles entre eux et montrent une microtopographie de petites bosses et de petites dépressions (Fig. II.23). Les niveaux organiques sont discontinus ;

iii. l'expression morphologique des déformations qui affectent l'unité inférieure varie sensiblement en fonction de la position par rapport au relief dunaire. Dans les tranchées situées au niveau des dunes, il n'y a pratiquement pas de déformation : le litage est sub-horizontal (Fig. II.22, T11 et T12). Les déformations sont en revanche bien marquées dans les dépressions interdunaires (Fig. II.22, T1, T2, T3, T5, T6, T7, T10, T14). La descente des poches organiques vers le bas et la remontée associée des sables litées sous forme de diapirs est visible aussi dans ces tranchées (Fig. II.22., Tranchée T2, T3, T5). La tranchée T14, située dans une dépression et à une altitude qui est la plus faible du profil réalisé (Fig. II.21c), montre des déformations en poche très bien marquées (Fig. II.24d). Un résumé sous forme photographique des principales déformations observées en fonction de la position topographique des coupes est proposé sur la Fig. II.24 ;

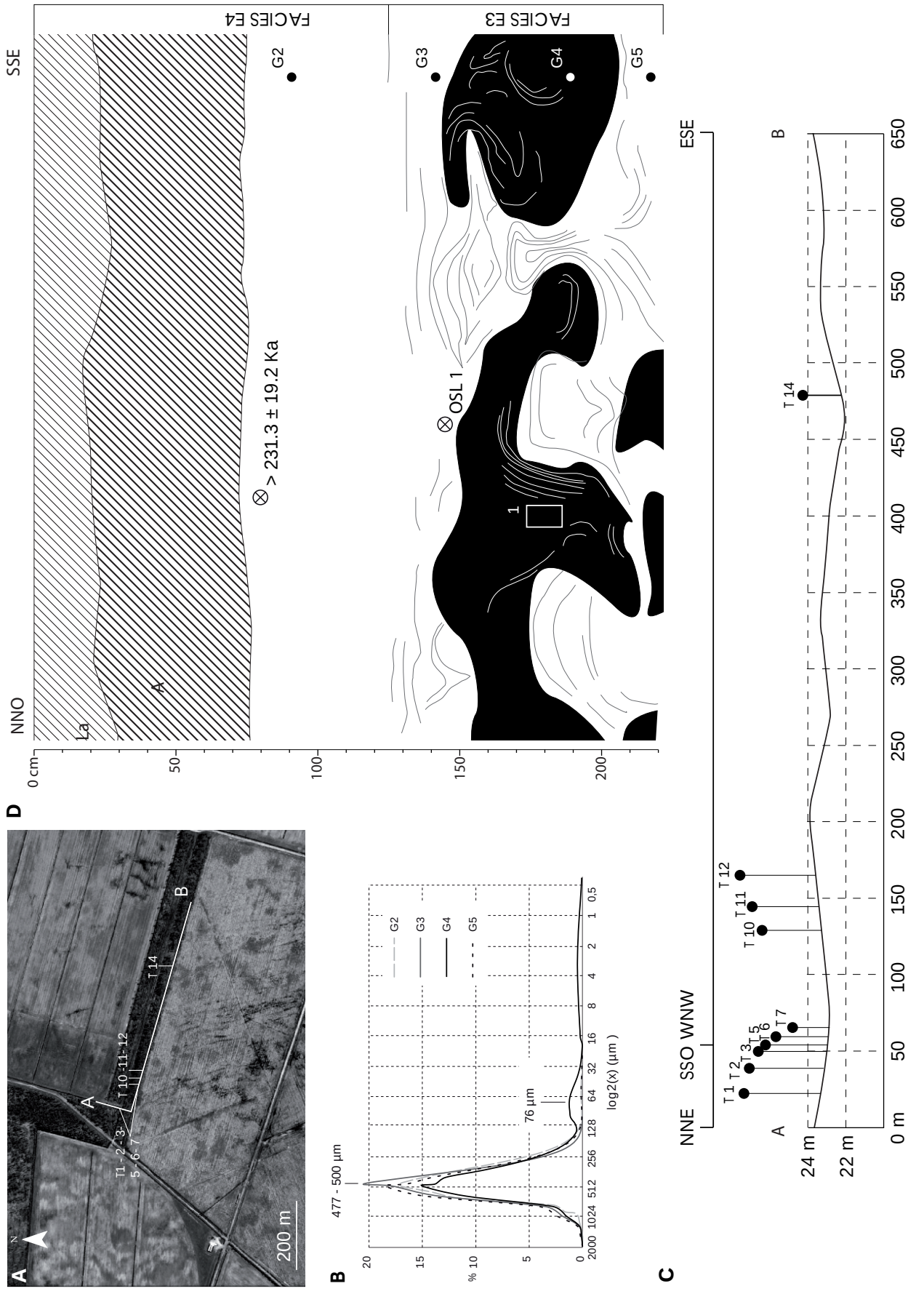


Fig. II.21 : A : Photo aérienne (IGN) du secteur de la coupe de Les Jolles (Hourtin). A-B : localisation de affleurement. T1 à T12 : Localisation des tranchées étudiées ; B : Courbes granulométriques des échantillons ; C : Relevé topographique le long de l'affleurement et position des tranchées étudiées vis-à-vis de la topographie locale ; D : Coupe stratigraphique principale.

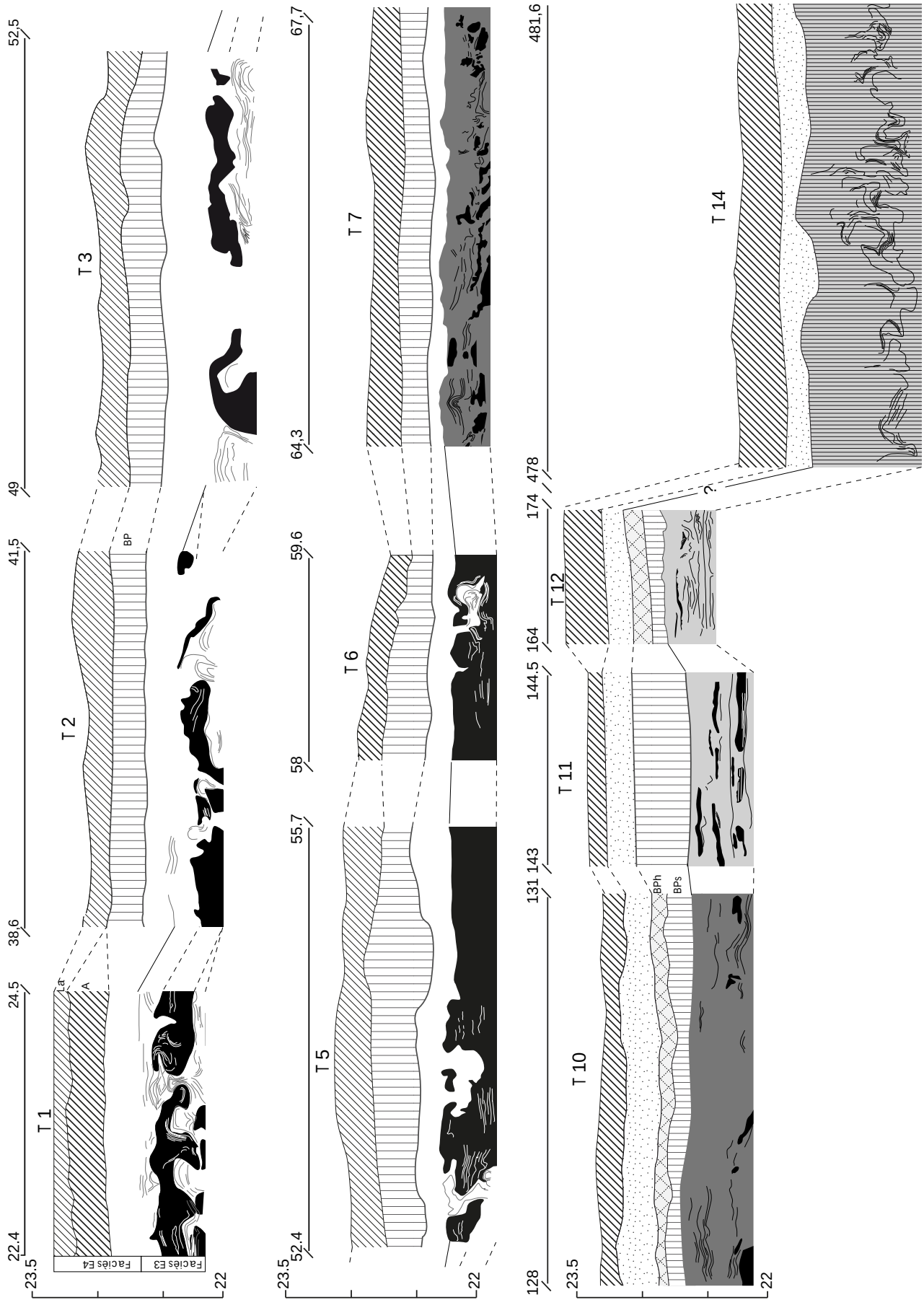


Fig. II.22 : Affleurement des Jolles (Hourtin). Stratigraphie des tranchées les plus représentatives relevées le long du fossé. Position des tranchées sur la Fig. II.20.

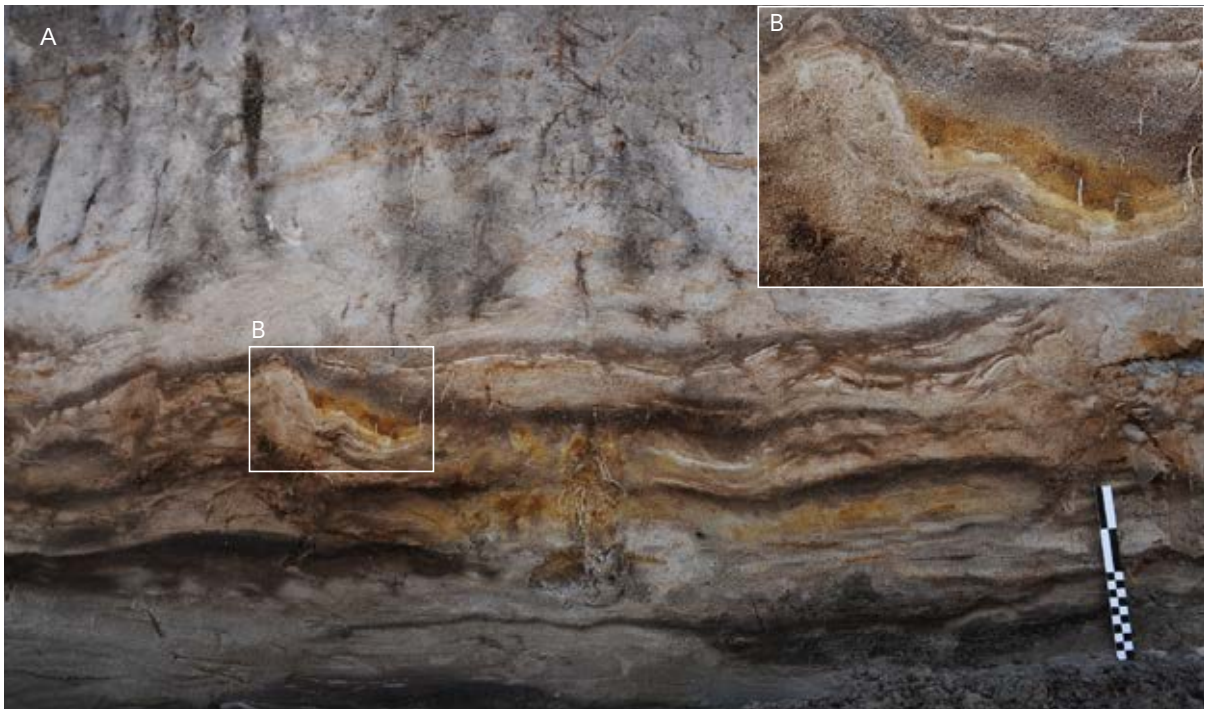


Fig. II.23 : Variation locale du litage dans la partie inférieure de la stratigraphie de Le Jolles (Hourtin). Noter la succession d'ensembles élémentaires constitués à la base par des sables massifs et au sommet par des lits sableux plus ou moins organiques interstratifiés avec des lits limoneux.

iv. l'unité inférieure se distingue de l'unité supérieure par sa compaction, notamment dans les niveaux organiques (e.g. Tranchée 1). Dans certains niveaux organiques, des nodules de pyrite ont été observés.

La datation par ISRL de la coupe d'Hourtin indique que l'âge des dépôts dunaires est au minimum de 231 ± 19 ka. Cette date a été obtenue sur des feldspaths sans correction du fading.

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

L'unité supérieure correspond au Faciès E4 qui témoigne d'accumulations éoliennes dont les structures sédimentaires sont effacées par la pédogénèse actuelle. Elle est associée aux édifices dunaires isolés et de faible amplitude visibles en vue aérienne dans le secteur.

L'unité inférieure correspond au Faciès E3 et nous l'interprétons comme une accumulation de sables éoliens en contexte interdunaire. Elle montre une succession d'unités granodécroissantes débutant par un dépôt de sables massifs suivi d'un drapage de fines par adhésion sur une surface humide voire par décantation dans des petites dépressions (Fig. II.23). Les unités se terminent par la formation d'un lit organique. Le drapage de fines est souvent absent et les lits organiques reposent directement sur les sables éoliens. En milieu actif, des exemples comparables de telles unités ont été décrits dans les zones interdunaires tant en milieu désertique chaud (e.g. Fryberger *et al.*, 1988, 1979 ; Kocurek *et al.* , 2007) qu'en milieu désertique froid (e.g. Mountney et Russell, 2009).

L'analyse micromorphologique effectuée a montré que la matière organique correspond à un dy, ce qui indique une abondance de matière organique amorphe en milieu acide. Les horizons organiques ont été interprétés pour cette raison comme des tourbes sédimentaires (*cf.* Chapitre II.4).

Aucune discontinuité sédimentaire majeure n'a été observée entre l'unité supérieure et l'unité inférieure dans l'affleurement d'Hourtin. L'ensemble de la séquence s'interprète donc comme le résultat de la migration de petites dunes sur une surface humide et relativement plane. En contexte de sédimentation réduite, l'accumulation verticale est faible ; l'unité inférieure peut ainsi représenter le bilan du passage de plusieurs trains de dunes successifs (niveaux sableux) interstratifiés avec des niveaux interdunaires (lits limoneux et lits organiques) (e.g. Fryberger *et al.*, 1990 ; Kocurek et Havholm, 1993 ; Kocurek *et al.,* 2007 ; Mountney et Russell, 2009, 2006 ; Mountney, 2012).

La datation obtenue sur la coupe d'Hourtin, bien qu'indicative, apporte une information significative. Elle révèle en effet que les accumulations éoliennes dans le secteur ont un âge très ancien qui doit se rapporter au minimum au SIM 7, voire plus probablement à un stade glaciaire plus ancien (SIM 8).

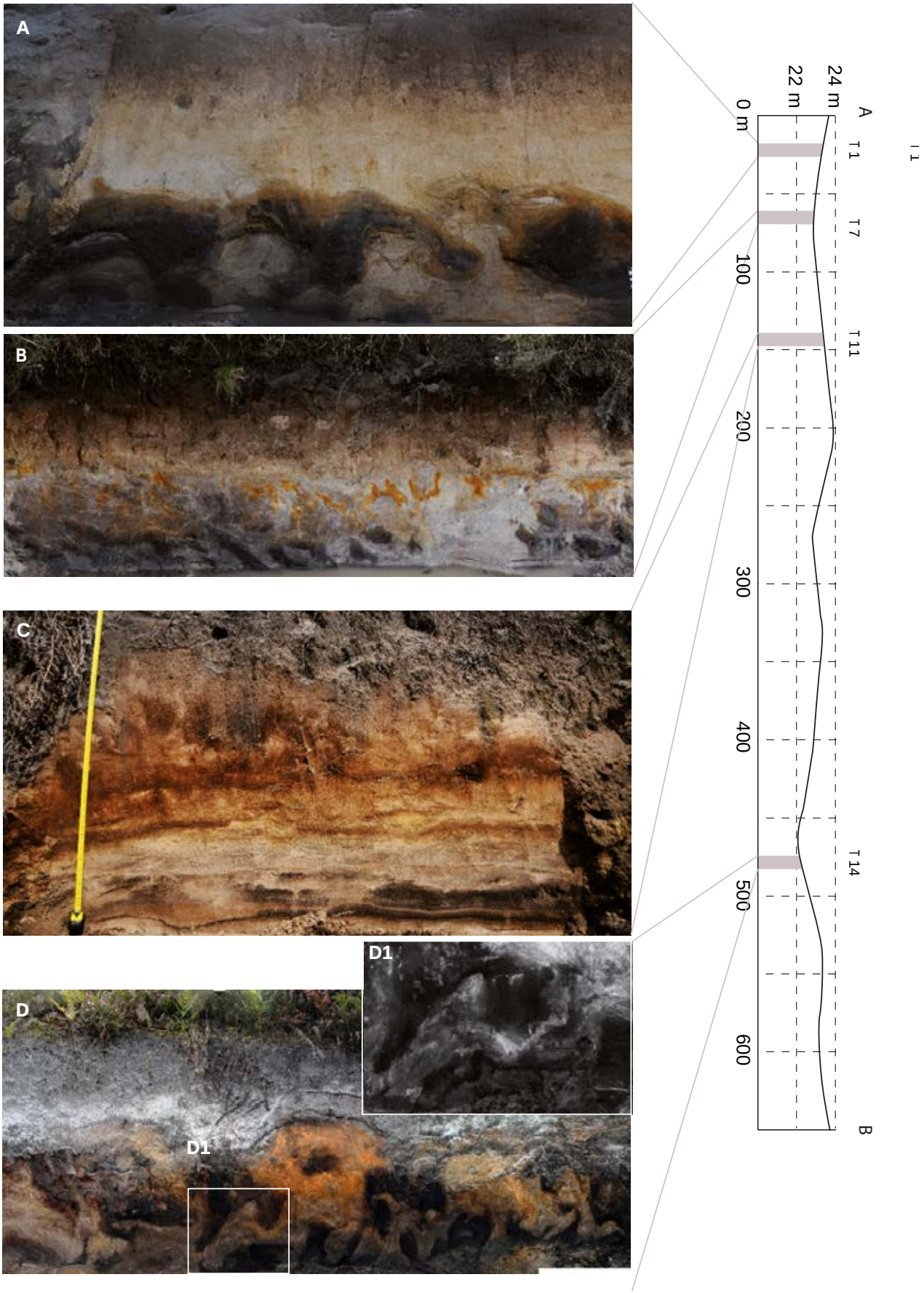


Fig. II.24 : Morphologie des déformations observées dans l'affleurement de Les Jolles (Hourtin) en fonction de la topographie locale (alternance de dunes et de dépressions interdunaires).

Les déformations en poches ne sont associées à aucun autre type de déformation et sont donc interprétées comme des déformations cryogéniques dans une couche active ou dans une couche soumise à un gel saisonnier. En partant de cette constatation, il est possible de proposer un schéma cohérent en ce qui concerne l'expression des déformations vis-à-vis de la topographie locale. Au niveau des crêtes dunaires, il n'y a pas de déformation car le sédiment devait se trouver au-dessus du niveau de la nappe et au-dessus de la frange capillaire au début de l'engel automnal. Dans des telles conditions, le contenu d'eau était insuffisant pour permettre la formation de lentilles de glace et par conséquent entraîner un gonflement cryogénique. Dans les dépressions et en bordure de celles-ci, le contenu en eau est suffisant pour activer la formation de lentilles de glace de ségrégation. De plus, l'expression du gonflement différentiel est possible puisque l'unité inférieure se caractérise par des alternances de lits dont la susceptibilité au gel est différente. L'enfoncement en poches des niveaux de tourbe sédimentaire et la remontée sous forme de diapirs des sables est cohérente avec la morphologie attendue lorsque le gonflement différentiel s'exerce dans des conditions de gradient de gélivité positif (Lautridou *et al.*, 1986 ; Van Vliet-Lanoë, 1988). Selon ces études, après l'ouverture d'un réseau de fentes en début de l'été, la couche superficielle se rigidifie. Dans le cas où le gradient de gélivité est positif, l'horizon plus gélif s'injecte et déforme le substratum sous jacent qui remonte sous forme de diapirs à l'aplomb des fentes de contraction.

Plaine du Jonc (Saint-Laurent-Médoc) et la Tuilerie (Brach)

Localisation et contexte géomorphologique

Les coupes de la Plaine du Jonc (Saint-Laurent-Médoc) et de la Tuilerie (Brach) se trouvent en sommet de plateau (Plateau Girondin) à une altitude respective de 28 et 34 m NGF. Les images aériennes montrent que les affleurements se positionnent immédiatement à l'est de la zone à édifices dunaires (Fig. II.25a-d). La carte géologique indique que la coupe de la Plaine du Jonc se trouve exactement sur la marge orientale de la formation du Sable des Landes (Dubreuilh et Marionnaud, 1973a) et qu'à l'est se développe la Formation alluviale de Belin et de Sadirac rattachée au Pléistocène inférieur par Dubreuilh *et al.* (1995).

A la Plaine du Jonc, l'affleurement correspond à un fossé d'une centaine de mètres de long et d'environ 3 m de profondeur, dont les conditions de lisibilité sont limitées en raison du fort développement de la végétation le long des berges. A la Tuilerie, plusieurs affleurements sont visibles sur des dizaines de mètres le long des talus d'exploitation d'une carrière qui est toujours en activité. Toutefois, les exploitants ont décapé les horizons de surface dans la plupart des tranchées, ce qui limite le nombre de coupes visibles.

Données stratigraphiques

La Plaine du Jonc

La coupe est constituée par deux unités principales (Fig. II.25b) :

- une unité inférieure (50-150 cm) caractérisée par des ensembles épais de un à plusieurs décimètres, à litage oblique, constitués par des sables moyens à grossiers, légèrement argileux et avec des graviers de quartz inférieurs à 2 cm (Fig. II.25c). Dans sa partie supérieure, l'unité est en partie reprise dans l'horizon BPh-BPs du podzosol actuel et le litage originel n'est visible que dans des « îlots » isolés. Entre 50 et 80 cm de profondeur, une structure lamellaire est visible dans les parties non reprises dans le BPh du podzosol. Une fente en coin sableuse part du sommet de cette unité et s'y enfonce sur une profondeur d'environ 80 cm. L'ouverture de la fente est d'environ 30 cm. Le remplissage est constitué au sommet par des sables à petits galets éolisés dispersés (Fig. II.25c) ;

- une unité supérieure (0-50 cm) qui correspond aux horizons LA et E du podzosol actuel. Elle est constituée par des sables moyens à grossiers et renferme des petits galets éolisés.

Latéralement peut être observé un réseau de petites fentes dont le départ est toujours situé au sommet de l'unité inférieure.

La Tuilerie

La coupe consiste de deux unités principales (Fig. II.25e) :

- au sommet, des sables d'aspect massif dans lesquels sont dispersés des galets éolisés parfois facettés. Les horizons BPh et BPs meubles du podzosol actuel se surimposent sur cette unité ;

- à la base, la formation de Belin et Sadirac qui se manifeste ici par des sables graveleux légèrement argileux (Fig. II.25f), sur lesquels se développe un horizon hydromorphe sous le podzosol actuel. Un coin sableux part du sommet de ces alluvions. Il est large de 30 cm et profond d'environ 50 cm.

Dans les fronts d'exploitation latéraux de la carrière, l'unité sableuse massive n'est pas préservée. Néanmoins nous avons pu observer deux autres coins sableux, espacés d'environ 10 m, de profondeur au moins métrique (base non vue) et larges respectivement de 10 et 35 cm. Le remplissage de ces fentes inclut des petits gravillons et graviers à leur sommet. Un réseau de petites fentes à espacement inframétrique a été également observé.

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

Dans les deux sites, l'unité à la base correspond au sommet de la Formation de Belin et de Sadirac, rattachée au Pléistocène inférieur par Dubreuilh *et al.* (1995). Le réseau de petites fentes et les coins sableux qui se développent sur cette formation témoignent d'une phase à gel saisonnier ou à pergélisol dont l'âge reste difficile à déterminer. A l'échelle régionale, les données indiquent que les réseaux de fentes et les coins à remplissage sableux sur les terrasses de la Garonne sont d'âge Pléniglaciaire supérieur (Bertran *et al.* 2013 ; Lenoble *et al.*, 2012, 2010), mais des âges plus anciens ne peuvent pas être exclus.

Les sables qui recouvrent les alluvions de la Formation de Belin et Sadirac sont massifs (Faciès E4) et on ne peut donc pas les interpréter sur la base des figures sédimentaires. Leur position en marge des champs dunaires, leur faible épaisseur, ainsi que la présence de galets éolisés suggèrent néanmoins qu'il s'agit d'un faciès de sables de couverture. Le mélange de sable et de galets éolisés est vraisemblablement lié au labour des horizons de surface du

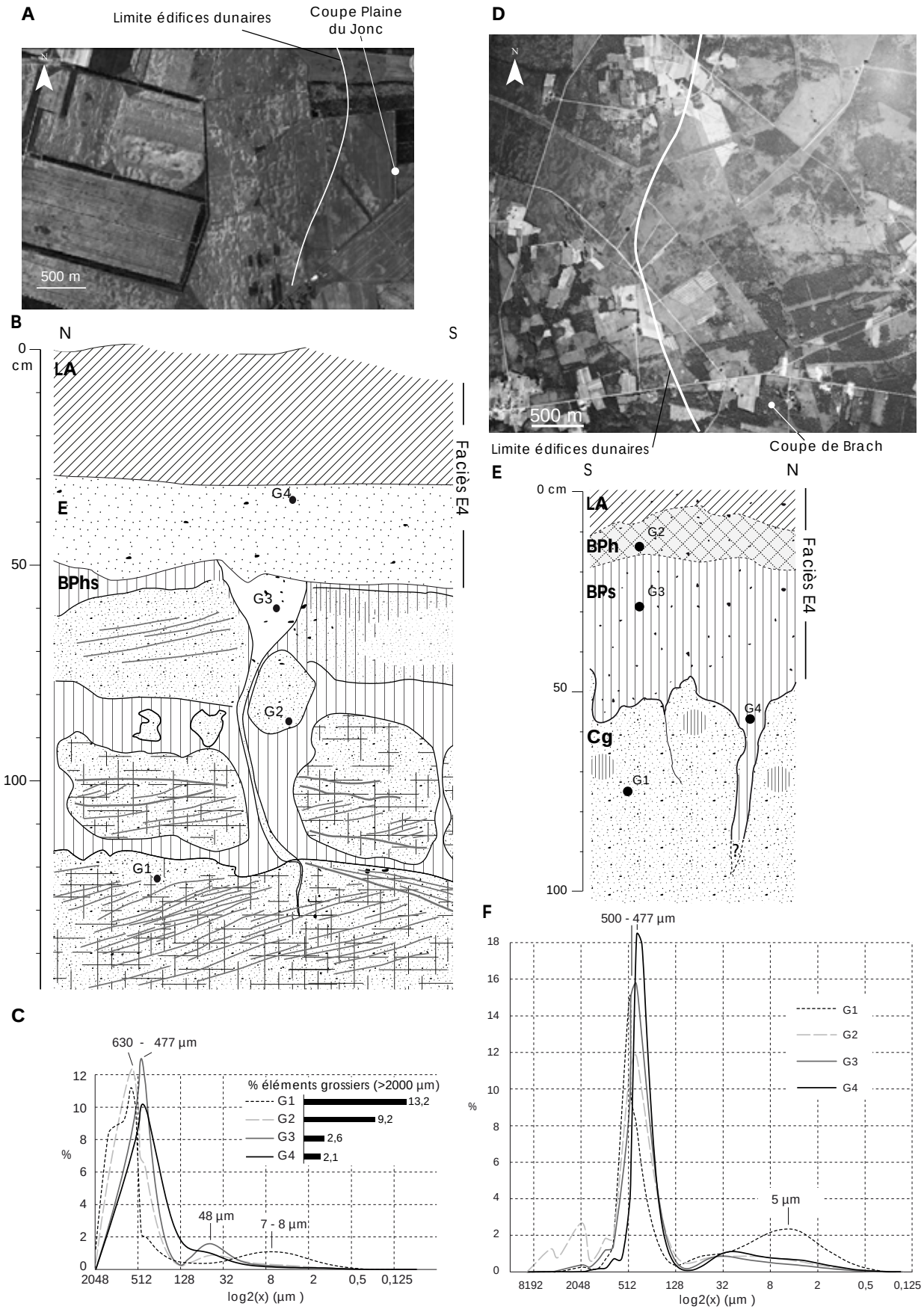


Fig. II.25 : A, B, C : Site de la Plaine du Jonc (Saint-Laurent-Médoc); D, E, F : Site de Brach. A, C : Photos aériennes (IGN) du secteur des coupes; B, E : Coupes stratigraphiques principales; C, F : Analyses granulométriques.

podzosol actuel. Etant donné leur faible épaisseur, il est possible que ces sables représentent plusieurs phases de mise en place et de remaniement.

Cabaley (Lacanau) et Canal de Caupos (Lacanau)

Localisation et contexte géomorphologique

Les coupes de Cabaley et de Canal de Caupos, situées dans la commune de Lacanau, se trouvent à une altitude d'environ 19 m NGF en partie basse du versant ouest du Plateau Girondin. Ce secteur, comme le montrent les prises de vue aérienne (Fig. II.26a-d), se caractérise principalement par des rides barkhanoïdes avec un espacement plus ou moins régulier d'environ 70 m. Localement, ces rides passent à des corps dunaires isolés, de morphologie de type dune en dôme, de diamètre de l'ordre de la centaine de mètres (Fig. II.26a-d). Les deux coupes se trouvent dans des fossés de drainage, profonds de 2 m à Cabaley et de 2,50 m au Canal de Caupos et recoupent plusieurs édifices dunaires. D'après la carte géologique, la Formation du Sable des Landes affleure dans le secteur.

Données stratigraphiques

Les deux coupes se caractérisent, en-dessous du podzosol meuble hydromorphe actuel, par un empilement d'ensembles élémentaires épais de 5 à 20 cm constituées essentiellement par une succession de rides grimpantes à très faible angle (Fig. II.26). La *pin stripe lamination* est clairement visible dans certaines unités de la coupe de Cabaley (*cf.* Planche III : 4a-b). Dans ce site, entre 80 et 100 cm, une petite cuvette d'érosion profonde de 20 cm et large de 40 cm, comblée par des sables massifs, se développe aux dépens d'une unité à litage subhorizontal. Les unités sont composées par des sables bien triés dont le mode est centré sur les sables moyens (Fig. II.26.b).

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

Sur la base des figures sédimentaires observées, nous attribuons au Faciès E2 l'ensemble des deux séquences. Ces séquences sont interprétées comme une zone d'épandages sableux (sand sheet) sec. La cuvette comblée par des sables massifs observée à Cabaley pourrait correspondre à une petite cuvette de déflation. Les dunes en dôme et les rides barkhanoïdes recoupées par les deux affleurements sont interprétées comme l'expression en surface de ces accumulations de type épandage sableux. Leur âge

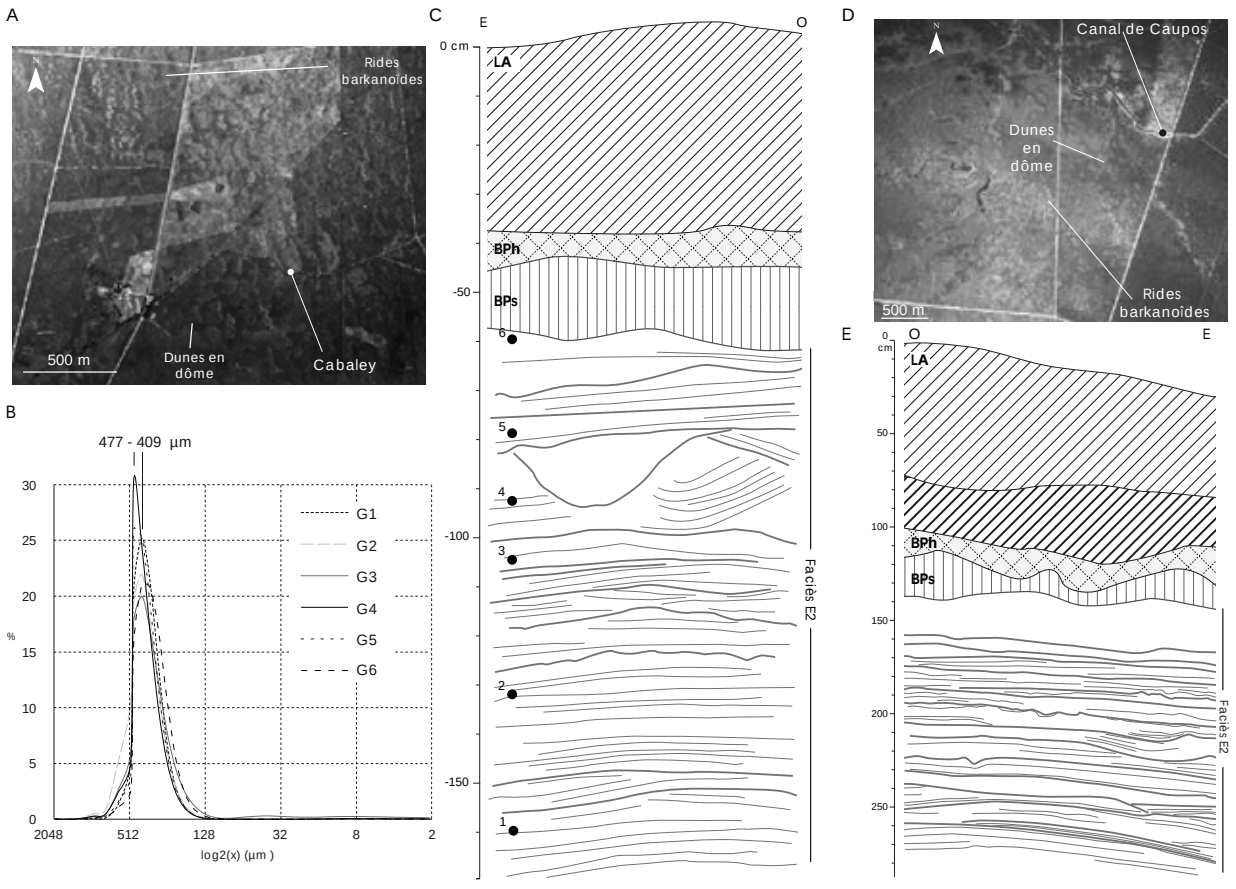


Fig. II.26 : A, B, C : Site de Cabaley (Lacanau) ; D, E : Site du Canal de Caupos (Lacanau). A, D : Photo aériennes (IGN) du secteur des coupes ; B : Analyses granulométriques du site de Cabaley. C, E : Coupes stratigraphiques principales.

reste à déterminer.

Château de Montgaillard (Saint-Aubin-de-Médoc) et Moulin de Beyron (Cussac-Fort-Médoc)

Localisation et contexte géomorphologique

Les affleurements du Château de Montgaillard (Saint-Aubin de Médoc) et du Moulin de Beyron (Cussac-Fort-Médoc) se trouvent respectivement à une altitude de 48 et 23 m NGF, au sommet ou en bordure du Plateau Girondin. Les images aériennes (IGN) montrent que le Château de Montgaillard se trouve immédiatement à l'est d'une zone à rides transverses (Fig. II.27). En revanche le site du Moulin de Beyron est nettement plus à l'est par rapport au secteur à édifices dunaires et se trouve dans une zone où il est possible d'observer localement des réseaux de grands polygones en vue aérienne. Les deux sites se trouvent au niveau des hautes terrasses de la Garonne qui sont attribuées au Pléistocène inférieur par Dubreuilh *et al.* (1995).

Les affleurements correspondent à des fossés de drainage longs d'au moins une centaine de mètres et profonds d'environ 1,50 m.

Données stratigraphiques

Château de Montgaillard

Au moins 9 coins à remplissage sableux ont été observés le long de l'affleurement. La profondeur des coins est au minimum supérieure à 60 cm (base non vue). La largeur à l'ouverture est très variable ; les plus larges atteignent 80 cm (N=9). Les coins se développent dans les sables graveleux ou les argiles de la Formation de Belin et Sadirac. Le sommet de la formation fluviatile est caractérisé par un pavage résiduel dans lequel d'abondants petits galets éolisés ont été recueillis.

Le Moulin de Beyron

Plusieurs coins sableux sont présents tout le long du fossé. Nous ne nous attarderons pas ici sur la description de ce réseau de fentes dont les caractéristiques correspondent plutôt bien à la description générale fournie au Chapitre II.4. La coupe stratigraphique et les analyses granulométriques d'un des coins sableux de cet affleurement sont présentées sur la Fig. II.28. Comme cela a été souligné par Lenoble *et al.* (2012), ce coin se caractérise aussi par la présence de plusieurs phases de remplissage. La phase la plus ancienne est comprimée et déformée en bordure du coin. Elle se distingue par une différence de texture et est recoupée à l'emporte pièce par une phase plus récente (Fig. II.28). Le coin sableux part du sommet des dépôts alluviaux qui ne sont pas recouverts par des sables éoliens. En revanche, de nombreux galets éolisés ont été collectés.

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

Etant donné l'espacement moyen des coins et les observations faites en vue aérienne dans le secteur

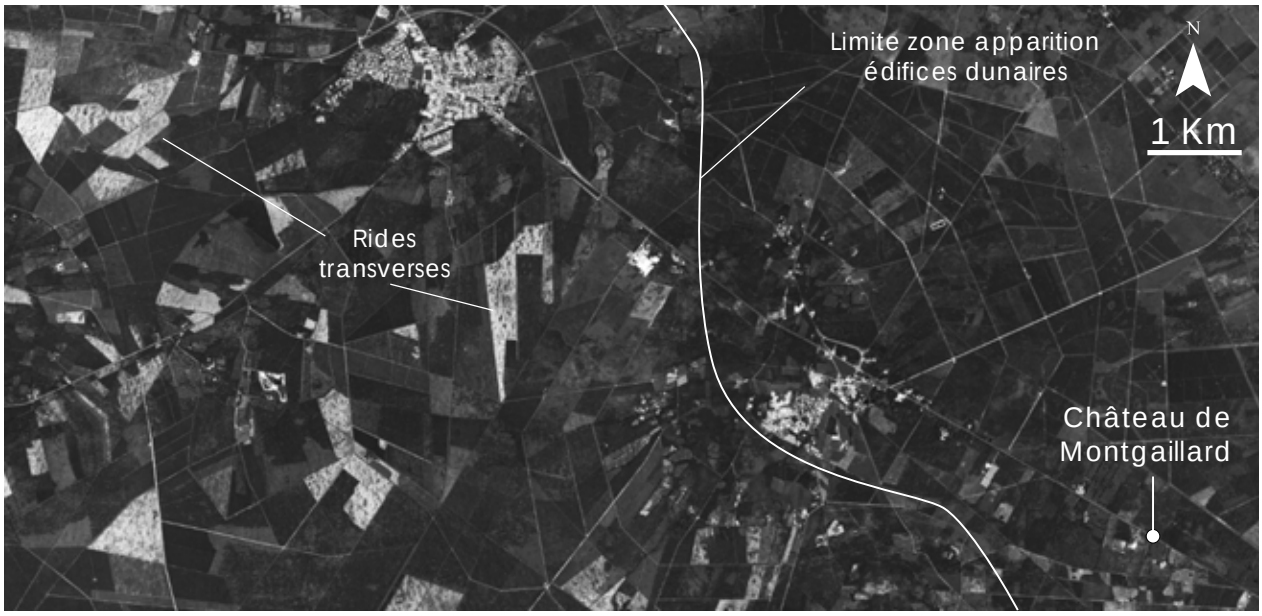


Fig. II.27 : Image aérienne (Google Earth) du secteur de la coupe du Château de Montgaillard.

de la coupe du Moulin de Beyron, ceux-ci correspondent *a priori* à un réseau de grands polygones. Un des coins principaux (Planche XV – 1) de la coupe du Château de Montgaillard a fait l'objet de prélèvement pour datation OSL et IRSL et les dates indiquent un âge respectivement de 24,3 ± 1,7 et 26,7 ± 1,5 ka. La datation par OSL du remplissage du coin du Moulin de Beyron a donné un âge de 26,6 ± 1,8 ka. Les âges obtenus permettent donc de placer la formation du grand réseau de polygones au sein du Pléniglaciaire supérieur. La datation au Moulin de Beyron a été faite sur la phase de remplissage la plus récente, et par conséquent, il est possible que la formation de ce grand réseau de polygones ait débuté plus anciennement et qu'il se soit ouvert à plusieurs reprises.

Les galets éolisés, ainsi que les coins sableux présents dans les deux sites témoignent d'une activité éolienne dans le secteur qui s'exprime par une résidualisation de la surface des alluvions. Cette surface est interprétée comme véritable pavage éolien (Faciès E5) dont l'âge demeure difficile à estimer.

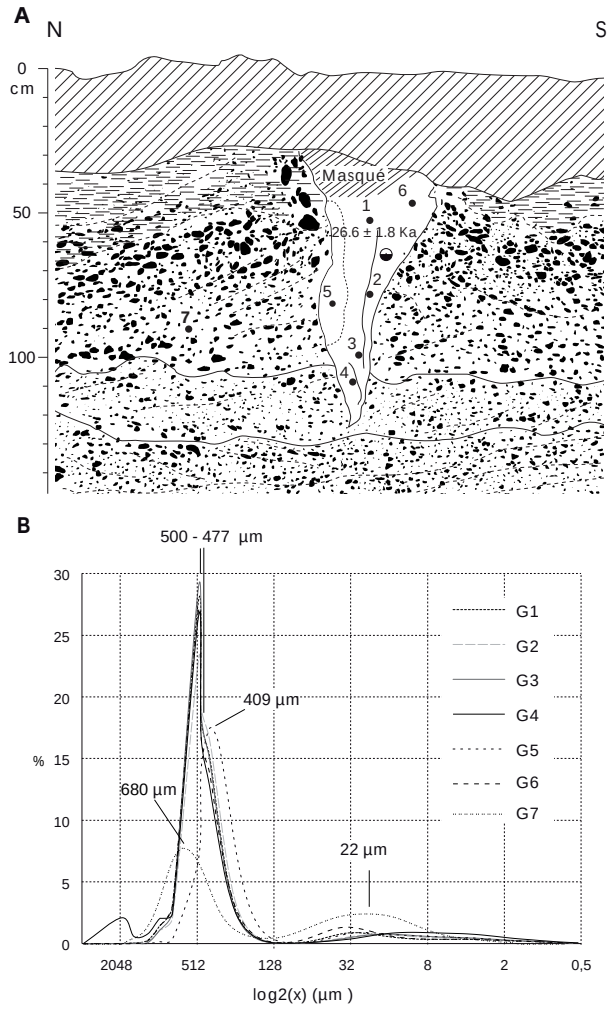


Fig. II.28 : Site de Cussac-Fort-Médoc. A : Coupe stratigraphique ; B : Analyses granulométriques.

II.6.3 Coupes du Sud du Plateau Girondin

Pot-Au-Pin (Le Barp)

Localisation et contexte géomorphologique

Le site de Pot-Au-Pin (Le Barp) se trouve à environ 10 km au nord est de la commune du Barp, en sommet du plateau qui sépare la Garonne de l'océan Atlantique (Fig. II.29a). L'altitude du plateau au niveau de l'affleurement est d'environ 64 m NGF. D'après la carte géologique l'affleurement est localisé sur la formation du Sable des Landes (Capdeville, 1992).

Bien que, dans le secteur, le paysage soit très plat, des reliefs métriques régulièrement espacés (env. 70 m) peuvent être observées sur le terrain. En vue aérienne, ces reliefs sont visibles grâce aux différences d'humidité du sol (Fig. II.29b). Ils correspondent à des rides transverses et barkhanoïdes. L'orientation des crêtes est N-S dans la partie occidentale du plateau, alors qu'elle devient pratiquement E-O/NE-SO à son sommet. Ce changement est vraisemblablement lié à l'influence du couloir Garonnais (*cf.* Partie III).

L'affleurement se trouve sur un fossé de drainage profond d'environ 2 m et orienté NO-SE, qui recoupe les rides transverses orientées N-S dans le secteur. Le fossé est actuellement complètement végétalisé et nous avons nettoyé une coupe d'environ 15 m de long pour avoir un aperçu des variations

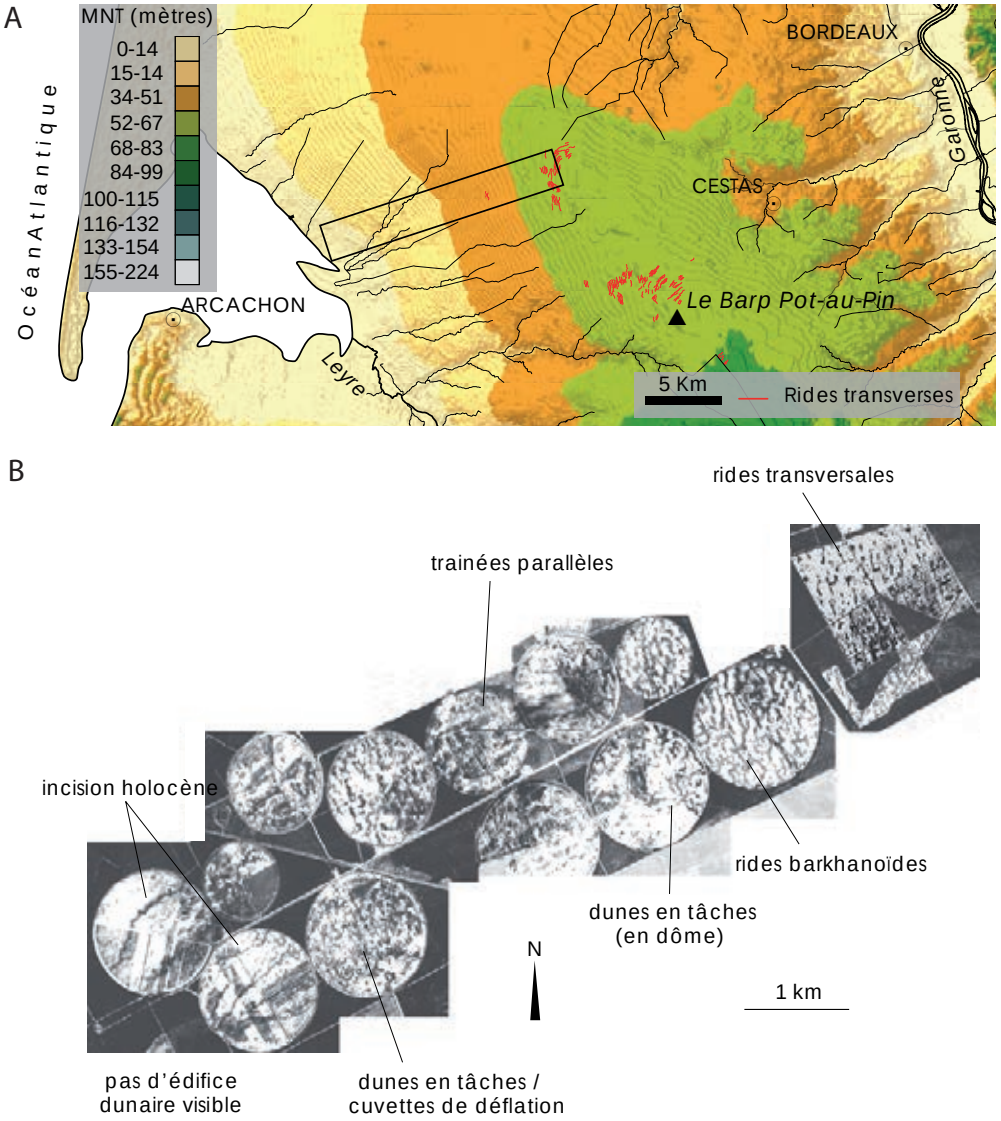


Fig. II.29 : A : Localisation topographique du site du Barp Pot-Au-Pin sur un fond de modèle numérique de terrain. Les crêtes dunaires ont été superposées au MNT pour montrer la relation entre leur orientation et le relief. B : Exemple de variation de la morphologie dunaire au nord du site du Barp Pot-Au-Pin. L'assemblage des photos correspond à l'encadré noir sur l'image A et a été fait d'après des images Google Earth.

latérales de la séquence.

L'étude palynologique a été réalisée par Chantal Leroyer et Axelle Ganne (UMR 6566, Rennes). Les parties du texte originel (*cf.* Sitzia *et al.* 2012) sont indiquées en italique.

Données stratigraphiques

A l'affleurement nous avons pu distinguer de haut en bas (Fig.II.30):

- 0-100 cm : unité supérieure constituée par des sables moyens (Fig. II.30b) à granules dispersées et sur laquelle se développe sur les premiers 60 cm le podzosol durique actuel. Un litage subhorizontal se devine dans l'horizon BPs du sol ;

- 100-210 cm : unité inférieure essentiellement sableuse (Fig. II.30b) caractérisée à la base par une succession d'ensembles élémentaires subhorizontaux, épais entre 5 et 10 cm et constitués par des rides grimpantes d'adhésion (*cf.* Planche V : 1-2) et par des rides d'adhésion. Le sommet de l'unité se caractérise par l'empilement d'ensembles sableux massifs épais entre 5 et 20 cm et séparés entre eux par des rides d'adhésion millimétriques constitués de sables très fins ou de limons grossiers. Des déformations en gouttes affectent la partie médiane de l'unité. Les gouttes sont limono-sableuses et tourbeuses et correspondent à un paléosol qualifié de cryosol minéral (*cf.* II.6). Les gouttes se présentent soit de manière isolée, soit reliées par des fentes sub-verticales de largeur centimétrique à un mince horizon d'accumulation de complexes organométalliques qui marque le sommet de l'unité inférieure.

Des informations complémentaires se dégagent en examinant l'ensemble de l'affleurement (Fig. II.31) :

i. la morphologie dunaire qui est visible en vue aérienne se suit aisément au sommet de l'unité supérieure grâce aux variations d'épaisseur des horizons pédologiques du sol actuel. La crête dunaire se situe apparemment dans la partie NO de l'affleurement tandis que vers le SE on passe à une zone en dépression ;

ii. l'unité inférieure, si l'on suit le niveau de départ des gouttes, semblerait également marquée par une microtopographie accidentée dont l'amplitude est inférieure au mètre. A une zone en relief dans la partie NO de l'affleurement suit graduellement une zone en dépression vers le S. Il est intéressant de remarquer que les ondulations de l'unité supérieure concordent avec celles de l'unité inférieure ;

iii. au sein de l'unité inférieure, les gouttes ont une dimension réduite dans le secteur en relief tandis qu'elle est plus importante dans la partie en dépression (secteur SE) ;

iv. les gouttes peuvent parfois présenter dans leur partie sommitale des passées sableuses interstratifiées dans les limons sableux ;

v. l'unité inférieure peut localement avoir des tons bruns foncés suite à la migration de la matière organique du podzosol actuel ;

vi. de rares fentes sableuses d'ouverture atteignant entre 2 et 3 cm et d'une profondeur supérieure à 50 cm ont été observées à la base des gouttes (Fig. II.32a). Nous avons également pu observer une petite fente large de 1 cm et profonde de 10 cm dans un ensemble à rides d'adhésion de l'unité inférieure (Fig. II.30).

D'après Schneider *et al.* (2012), des déformations cassantes sont visibles à la base de l'unité inférieure. Elles correspondent à des microfailles normales s'accompagnant de déplacements d'ordre centimétrique. Des filons clastiques ont été décrits dont nous montrons un exemple en Fig. II.32b. Il s'agit d'un filon clastique sinueux associé à une fracture sécante au litage plan du niveau sableux affecté. Du sable plus grossier, souligné par un enrichissement en matière organique, est injecté dans la zone en extension. La fracture est marquée également par un léger affaissement du compartiment droit. Cela correspond vraisemblablement à un filon clastique qui draine un écoulement sableux liquéfié. Le caractère liquéfié est attesté par l'aspect arrondi des bordures inférieures du filon clastique qui ont été érodées par entrainement lors du mouvement de bas en haut du fluide sableux. Le sommet de l'unité inférieure montre aussi la présence de structures en gradins qui témoignent d'une extension. Les failles associées ne sont pas visibles car elles s'estompent en profondeur dans la masse sableuse qui conserve son litage plan originel (Fig. II.32c). Un horizon enrichi en matière organique drape les gradins dont les rejets apparaissent moins marqués au sommet. On peut envisager que ce sédiment était liquéfié en partie lors des mouvements qui ont formé les failles en gradins, mais insuffisamment cependant pour effacer le litage sédimentaire originel.

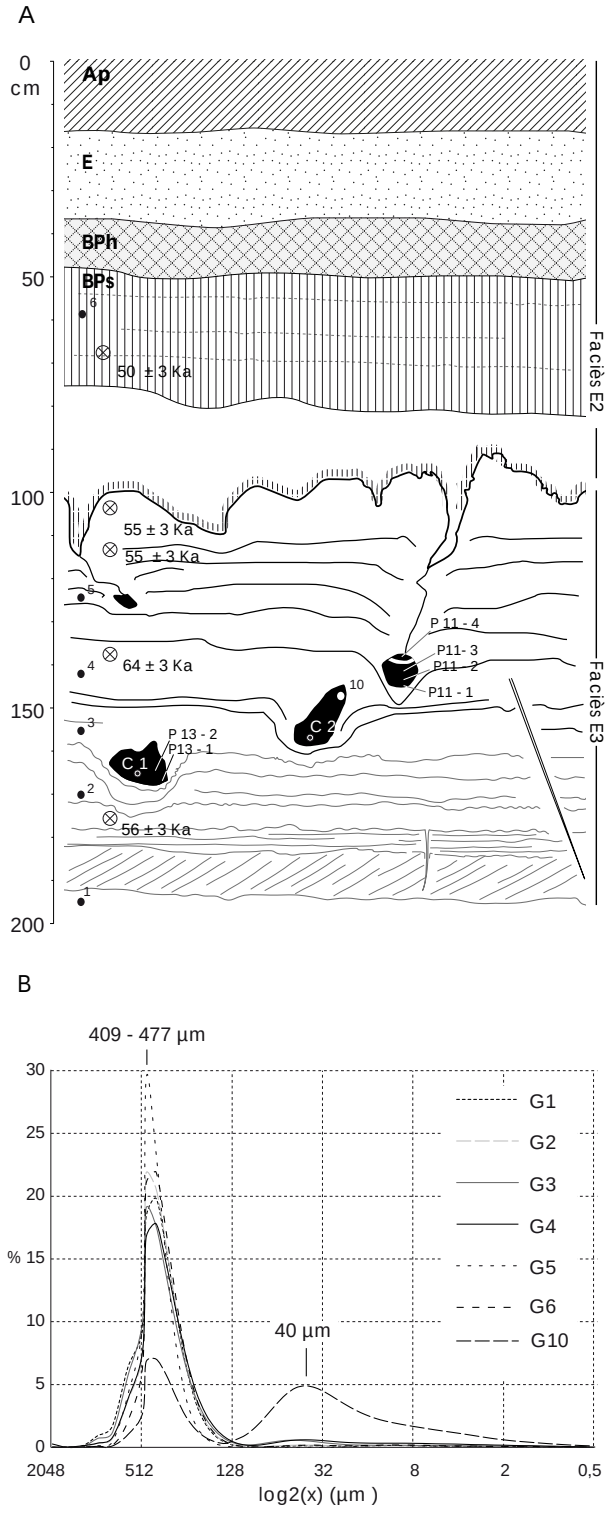


Fig. II.30 : Site du Barp Pot-Au-Pin. A : Coupe stratigraphique synthétique; B : Courbes granulométriques.

Données de l'étude pollinique (par C. Leroyer et A. Ganne)

Nous reportons ici et dans le paragraphe concernant l'interprétation des coupes le texte originel des auteurs (*cf.* Sitzia *et al.* 2012). Les ajouts où les modifications du texte par nous même ne sont pas en italique.

Cinq échantillons au total ont été prélevés. […] *Deux échantillons proviennent de la goutte P13 (Fig. II.30): ils correspondent respectivement à un limon organique (éch. 1) et à un limon organique plus sableux (éch. 2). La goutte P11 (Fig. II.30) a permis l'extraction de quatre échantillons : les trois inférieurs (éch. 1 à 3) proviennent d'un limon organique tandis que le prélèvement supérieur (éch. 4) est issu d'un niveau beaucoup plus sableux.*

[…] *Les décomptes étant assez élevés, des exclusions de certains taxons ont été effectués. Quatre diagrammes, établis à partir de sommes de base différentes, ont ainsi été construits : seules les spores et les grains indéterminés sont exclus du premier (Fig. II.33a) tandis que s'y ajoute le pin dans le second (Fig. II.33b), remplacé par les Ericacées dans le troisième puis par Myrica dans le quatrième. Ces exclusions visent à mieux percevoir les variations des autres composants de la végétation qui peuvent être masquées par l'abondance de ces ligneux, relevant soit d'apports polliniques lointains (Pinus), soit de la végétation locale (Ericacées et Myrica).*

A l'exception de l'échantillon 4 de la goutte P11, les sédiments ont témoigné de bonnes concentrations en stocks polliniques (Tab. II.5). Les décomptes sont compris entre 508 et 720 grains par niveau soit une moyenne de 616. En revanche, l'échantillon sommital est apparu sub-stérile et seuls cinquante pollen et spores ont pu être comptés (Tab. II.6). Les cinq spectres exploitables sont assez proches (Fig. II.33). Ils témoignent tous d'une bonne représentation des ligneux, guidés par les pins (Pinus) devant les myriques (Myrica) ou les bruyères (Ericaceae) puis les bouleaux (Betula). Les autres essences sont sporadiques ; Ephedra et des Rosacées ne sont enregistrés que dans la goutte 11. Au sein des herbacées, les armoises (Artemisia) et les Astéracées interviennent après les Poacées, largement prédominantes. A l'exception des Chénopodiacées et des Cichorioïdées, tous les autres taxons sont sporadiques. Ils se rattachent pour l'essentiel à un cortège héliophile à connotation steppique. Un groupe de plantes ubiquistes est présent ; la plupart d'entre-elles (Ranunculaceae, Rosaceae, Filipendula, Lamiaceae, Montia type) peut participer à une formation amphibie aux côtés des Cypéracées. Les fougères sont très peu développées.
Une évolution est […] perceptible entre les deux gouttes et leurs différents échantillons quelle que soit la somme de base choisie (Fig. II.33) :

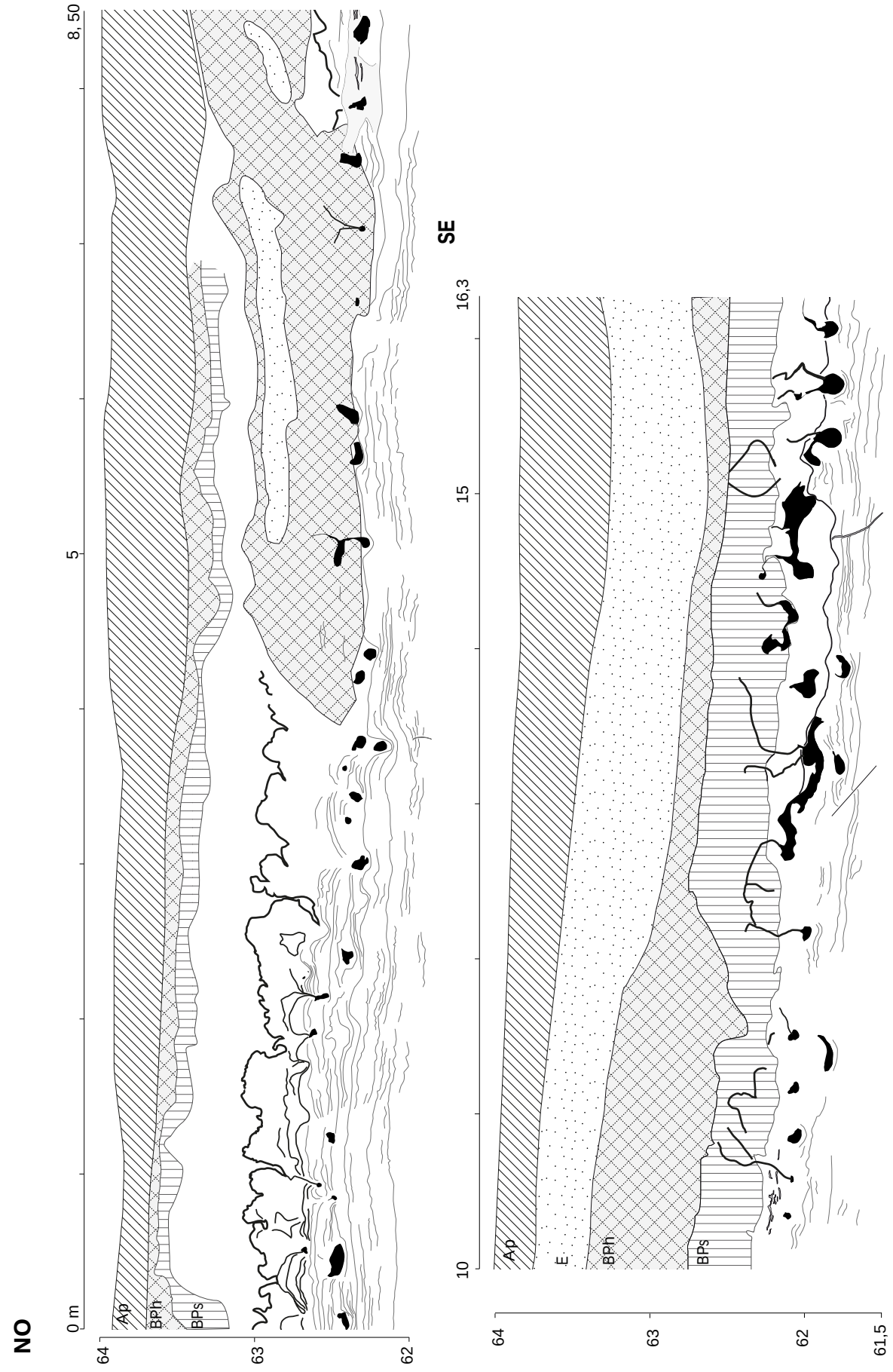


Fig. II.31 : Coupe stratigraphique du Barp Pot-Au-Pin.

i. […] *les Poacées sont majoritaires devant Pinus puis Myrica, les Ericacées, Artemisia, Betula et Helianthemum à la base de la « goutte » 13 mais cette première place est ensuite systématiquement occupée par Pinus. Ce dernier est secondé par Myrica au sommet de la goutte 13 ; ces deux ligneux, de même que Betula, ont progressé aux dépens des Poacées, des armoises et des hélianthèmes ;*

ii. *à la base de la « goutte » 11, Pinus apparaît moins développé sauf si les Ericacées sont exclues des sommes de base. L'essor de ces dernières, accompagnées par les Poacées, leur assure la prédominance devant Myrica. L'échantillon sus-jacent (2) atteste un repli des Ericacées et de Myrica alors que les courbes de Pinus, des Poacées, de Betula, d'Artemisia et des Astéracées sont ascendantes. Le niveau supérieur (3) voit à nouveau s'étendre Myrica alors que Pinus, les Poacées et les Ericacées diminuent.*

Fig. II.32 : Coupe du Barp Pot-Au-Pin. A : Rare exemple d'une goutte limono-sableuse avec une fente à sa base. B,C : Filon clastique (B) et goutte avec microfailles synsédimentaires (C) d'après l'interprétation proposée par Schneider *et al.* (2012).

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

L'unité supérieure apparaît presque exclusivement constituée par le faciès E5 (sables massifs), lié au développement du podzosol actuel. Néanmoins, le litage subhorizontal qui est localement préservé suggère que cette unité est constituée par la migration de rides éoliennes dans un contexte éolien sec (Faciès E2). Cette unité correspond aux rides transverses visibles en vue aérienne que nous interprétons comme des zibars.

L'unité inférieure est attribuée au faciès E3 sur la base de la présence de figures sédimentaires de type rides d'adhésion, rides grimpantes d'adhésion, ainsi que par la présence de lits limoneux interstratifiés entre des lits sableux. Elle reflète un environnement d'épandages en nappe dans un contexte éolien humide où le dépôt se fait sur une surface humectée. Nous n'avons pas observé de structures sédimentaires suggérant la présence de petites dunes éoliennes au sein de cette unité. Un microrelief local est présent puisque nous avons observé qu'entre la partie NO et la partie SE de la coupe le sommet de l'unité varie d'environ 50 cm. Néanmoins, il n'y a pas de variation au niveau des structures sédimentaires, ce qui semble exclure, du moins localement, la présence de petites dunes éoliennes. A l'échelle locale, il est vraisemblable que la coupe relevée dans ce travail recoupe une zone interdunaire qui devait être caractérisée lors de l'accumulation des sables éoliens par la présence d'une nappe phréatique proche de la surface. Un exemple comparable en milieu froid est celui décrit par Mountney *et al.* (2009) en Islande. Ces auteurs ont étudié des champs dunaires actifs situés dans une plaine d'épandage proglaciaire (sandur) et ont montré que, dans les zones interdunaires, l'accroissement et la progression des dunes est contrôlée par la position de la nappe. D'après ces auteurs, les zones où le niveau de la nappe est très proche de la surface sont caractérisées par des vastes étendues interdunaires au sein desquelles seules des dunes végétalisées isolées (nebkhas) sont présentes.

Goutte	**11**
n° échantillon	**4**
Pinus	8
Betula	1
Myrica	17
ERICACEAE	2
POACEAE	10
Artemisia	2
CARYOPHYLLACE	1
PLUMBAGINACEA	1
ASTERACEAE	1
Centaurea nigra	1
RENONCULACEAE	1
MONOLETES	2
TRILETES	2
Indéterminés	1
Total	50
Lycopodium	176

Tab. II.5 : Décomptes polliniques bruts de l'échantillon 4 de la goutte P11 de Le Barp Pot-Au-Pin.

La surface irrégulière qui sépare les deux unités éoliennes correspond à une discontinuité sédimentaire majeure qui est liée à la formation du cryosol minéral (*cf.* Chapitre II.3 et II.4). En effet ce paléosol se manifeste sous la forme d'un petit réseau de fentes partant de cette surface et se terminant à leur base par les gouttes limono-sableuses organiques.

Le cryosol minéral (*cf.* II.3 et II.4) présente des caractères réductiques qui traduisent des conditions de mauvais drainage (Baize et Girard, 2009; Duchaufour, 1983). L'action dominante des enchytrés et des collemboles attestée par la morphologie des agrégats, ainsi que la présence de restes fongiques (*cf.* II.3), témoignent d'un milieu acide à humus de type mor et/ou de conditions temporairement réductrices ralentissant la pédogénèse (Babel, 1975 ; Baize et Girard, 2009 ; Kooistra et Pulleman, 2010). Les rares charbons de bois observés indiquent l'incorporation par bioturbation de restes végétaux brulés. Les observations sur le terrain et celles en lame mince indiquent que leur taille est souvent supérieure à 100 µm (e.g. Planche XIV). Etant donné que les charbons de bois de taille supérieure à 50 µm ne sont généralement pas transportés en suspension par le vent sur des grandes distances

Goutte	n° éch.	Total pollen	nbre grains /cm3	Etat de conservation	Palynofaciès
P11	4	50	26 516	Moyen. Nbx *Myrica* corrodés	nbx microfossiles type 115a.
	3	685	2 557 461	Moyen. Nbx *Myrica* corrodés	
	2	612	840 042	Assez bon. Quelques pollens corrodés	2 pollinies de *Betula* . Spore de *Mougeotia*
	1	508	940 788	Assez bon.	
P13	2	558	2 712 636	Assez bon.	2 pollinies de *Plantago maritim* Spore de *Mougeotia.* PP
	1	720	2 625 131	Moyen. Quelques pollens très corrodés	indéterminé LAR 05., type

Tab.II.6 : Données sur la sédimentation pollinique dans le niveau organique de Le Barp Pot-Au-Pin.

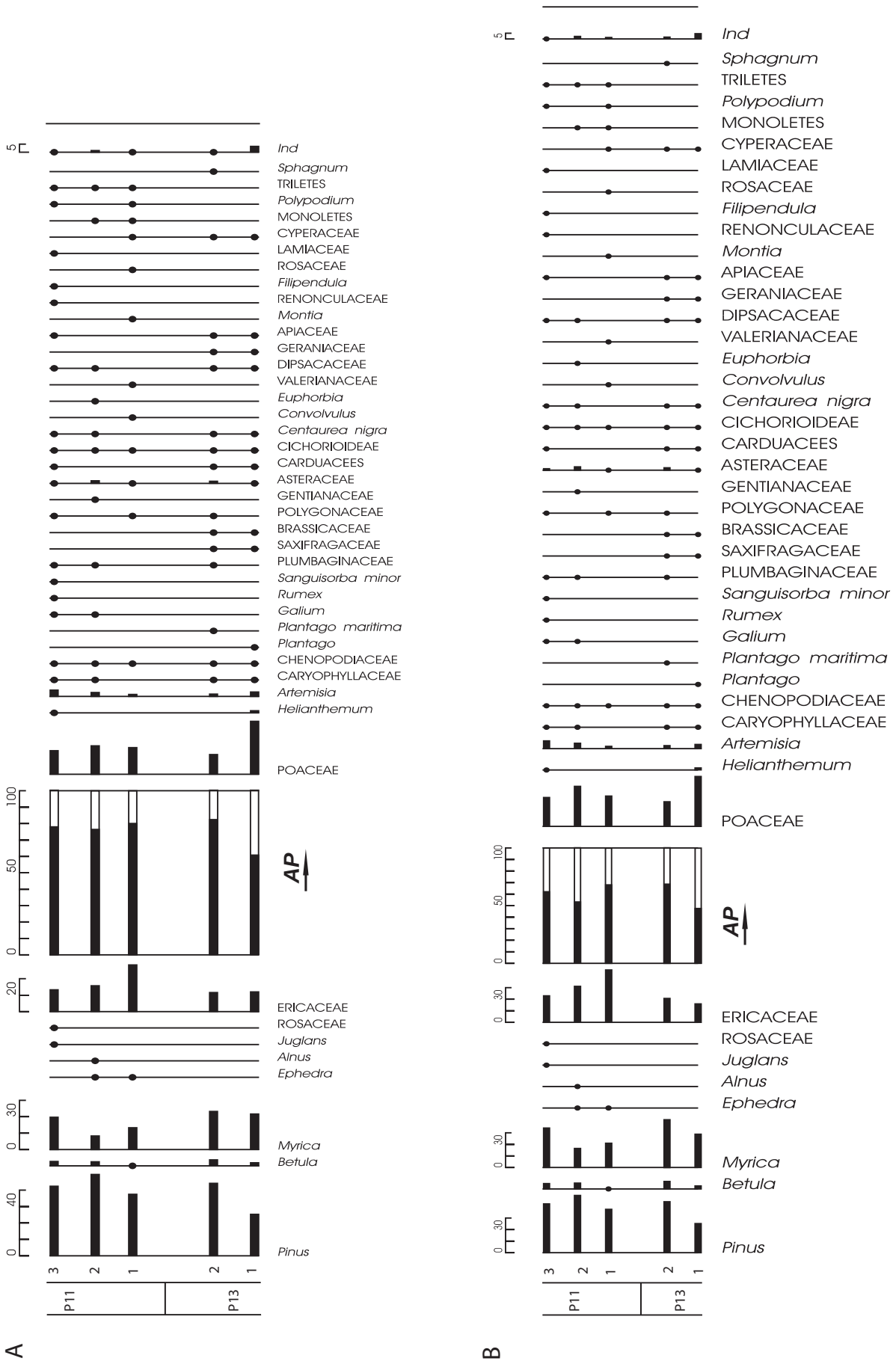


Fig. II.33 : Diagrammes polliniques du Barp Pot-Au-Pin. A : spores et grains indéterminés exclus ; B = pinus, spores et grains indéterminés exclus.

(Clark, 1988), ils proviennent d'un environnement plus ou moins proche du site.

Les résultats de l'étude palynologique indiquent que l'environnement durant la mise en place du niveau organique était vraisemblablement ouvert.
[…]*L'abondance du pollens pin ne certifie pas sa présence locale étant donné que sa profusion est caractéristique des enregistrements pléniglaciaires, qu'ils soient continentaux (de Beaulieu et Reille, 1984, 1992a, 1992b ; Reille et de Beaulieu, 1990 ; Woillard, 1978) ou marins (Sanchez Goñi et al., 2008). Pour cette raison Pinus est systématiquement exclu des sommes de base dans les séquences marines à cause de sa très grande dispersion et de sa sur-représentation systématique dans les sédiments marins (Sanchez Goñi et al., 2008 ; Fletcher et al., 2010). Selon M. Reille (1990), l'état 0 de la végétation correspondrait à des enregistrements de près de 30% de pollen de pin dans les séquences continentales. Par ailleurs, une part non négligeable des ligneux est constituée d'Ericacées ; ces dernières participent à la végétation de la toundra périglaciaire (Fletcher et al., 2010 ; Whittington, 2002) et évoquent plus un milieu ouvert que boisé. De surcroît, au regard du milieu spécifique de développement des gouttes (dépressions interdunaires), le cortège d'Ericacées pourrait correspondre à une colonisation in situ des cuvettes par Erica tretralix, souvent observée en tourbière. Localement, une formation arbustive semble cependant bien implantée. Elle présente un caractère hygrophile exprimé par Myrica dont le représentant le plus commun est Myrica gale, spécifique des sols acides et mouillés, notamment des tourbières et des bas-maris tourbeux. Ces arbustes se sont vraisemblablement implantés au niveau des dépressions humides mais ils n'illustrent que la végétation stationnelle. Les conditions marécageuses, propres à ces dépressions, ont également permis à quelques rares herbacés amphibies de se développer mais l'absence d'aquatiques signifie qu'elles ne sont pas ennoyées en permanence. De fait, le seul ligneux participant probablement à la végétation locale, voire régionale sans être stationnelle est le bouleau dont les fréquences ne sont pas très élevées. La végétation semble donc principalement correspondre à une pelouse à graminées et à une steppe à armoises, Chénopodiacées et autres composées. L'évolution interne à chacune des « gouttes » atteste un essor des ligneux (Pinus, Betula, Myrica) aux dépens des marqueurs d'espaces ouverts (Poacées, Ericacées).*

Le développement d'une couverture végétale pendant la formation du paléosol a dû contribuer à une fixation des surfaces de déflation et par conséquent à une moindre mobilité des sables éoliens, seules les fines étant transportées en suspension. La présence d'une végétation à proximité de la surface et/ou d'une nappe d'eau près de la surface voir émergeante dans les secteurs les plus déprimés a dû favoriser la capture des fines au cours de la formation du paléosol. Cela explique la composition granulométrique des gouttes qui montrent une contribution significativement plus importante des particules fines (limons) que pour les unités éoliennes supérieure et inférieure. La présence de passées très sableuses que nous avons pu observer dans la partie sommitale de plusieurs gouttes suggère cependant un transport éolien actif pendant la formation du paléosol, du moins vers la phase finale de son développement. Ce transport à pu être favorisé par des incendies, comme le suggère la présence de petits charbons de bois (Filion, 1984).

Des cortèges polliniques comparables à ceux de Pot-au-Pin ont été mis en évidence à Cestas « Les Pins de Jarry » (Bertran *et al.,* 2009), une coupe située à environ 2 km au NE de Pot-au-Pin et qui présente une séquence stratigraphique comparable avec un cryosol minéral en gouttes interstratifié entre deux unités de sables éoliens (Fig. II.34). *L'échantillon analysé à Cestas Les-Pins-de-Jarry […] livre un spectre pollinique très proche dominé par les Poacées, Myrica, les Ericacées, Pinus et Betula (Bertran et al., 2009). Si […] l'abondance relative des différents taxons n'est pas totalement similaire, elle renvoie néanmoins à un même environnement.*

Malgré la ressemblance du cortège pollinique et un contexte stratigraphique qui est raisonnablement le même (cryosols enfouis sous un même champ de rides transverses), les datations obtenues pour les deux sites sont très différentes. Pour le site de Cestas Les-Pins-de-Jarry, seules deux dates ^{14}C, effectuées sur les gouttes organiques, sont disponibles. Elles donnent des âges respectivement de 23550 ± 160 (27326- 28022 cal BP, 2σ) et 22390 ± 120 BP (26141-26670 cal BP, 2σ). Quatre datations ^{14}C sur charbons de bois prélevés dans différentes gouttes ont également été obtenues pour le cryosol du Barp Pot-Au-Pin, et ont donné des âges de 33650 ± 570 (40085 – 36884 cal BP, 2σ), 28990 ± 330 BP (34585-32758 cal BP, 2σ), 26642 ± 387 BP (31616-30520 cal BP, 2σ)) et 18541 ± 186 (22486 21521 cal BP, 2σ). Deux constatations s'imposent alors:

i. aucune des dates ^{14}C du site du Barp Pot-Au-Pin ne concorde avec celles obtenues sur le site de Cestas Les-Pins-deJarry ;

ii. les dates obtenues sur les gouttes du Barp Pot-Au-Pin donnent des âges très différents, avec des différences entre elles de plusieurs millénaires.

De plus, les datations ^{14}C du site du Barp Pot-Au-Pin donnent des âges beaucoup plus récents (*cf.* Tab. II.3) que les dates OSL effectuées sur les unités éoliennes qui encadrent le cryosol. Celles-ci sont globalement cohérentes d'un point de vue stratigraphique et placent la séquence étudiée dans

un intervalle relativement court au milieu du Pléniglaciaire moyen. La seule date disponible pour l'ensemble supérieur a donné un âge de 49,6 ± 2,8 ka. En revanche les âges pour l'unité inférieure sont compris entre 54,5 ± 3 ka et 56,2 ± 3 ka si l'on exclut l'échantillon Pot-Au-Pin 2 (63,4 ± 3,5 ka). Bien que la valeur de dispersion de la paléodose de ce dernier échantillon soit similaire à celle des autres échantillons (Tab. II.1) (Hernandez, com. pers.), nous considérons cette date comme aberrante compte tenu de la cohérence stratigraphique exprimée par les trois autres dates. Au final, il apparaît donc une inadéquation significative entre dates OSL et ^{14}C mais aussi entre les dates ^{14}C.

Deux hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces résultats :

i. les âges ^{14}C sont rajeunis en raison d'une pollution des charbons par de la matière humique provenant du sol actuel. Ce type de pollution est difficile à éliminer par le traitement standard des échantillons et la dispersion des âges intra- et intersite reflète probablement une contribution variable des contaminants humiques récents ;

ii. les âges OSL sont surestimés pour des raisons inconnues.

Nous privilégions à l'heure actuelle l'hypothèse 1. En effet, contrairement aux âges radiocarbones, les âges OSL sont globalement cohérents. De plus, nous avons obtenu des erreurs systématiques et des incohérences d'âge dans d'autres coupes ayant fait l'objet de datations sur charbon, le suspect principal de ces incohérences étant toujours une pollution par des contaminants humiques récents (*cf.* Coupe d'Hourtin).

Au regard des âges OSL, la formation du cryosol du Barp Pot-Au-Pin et probablement de celui de Cestas Les-Pins-de-Jarry correspond à une phase d'amélioration climatique de courte durée qui pourrait être associée à une oscillation climatique du milieu du Pléniglaciaire moyen. Par conséquent, l'attribution par Bertran *et al.* (2011) du cryosol de Cestas Les-Pins-de-Jarry aux interstadiaires du Groenland (GI) 3 et 4 doit être révisée. Dans la chronologie glaciaire (Fig. II.35), l'hypothèse la plus vraisemblable est que ces cryosols se rapportent à l'interstadiaire GI-14.

Toutefois, d'après Leroyer (*in* Sitzia *et al.,* 2012), les données polliniques ne plaideraient pas en faveur d'un rattachement au GI 14. Celui-ci correspond à un réchauffement abrupt et se marque par un essor des éléments forestiers avec la présence d'essences tempérées aux côtés des taxons boréaux entre 44 et 50° de latitude N (Fletcher *et al.*, 2010 ; Van Meerbeeck *et al.*, 2011). Les séquences de référence continentales sont néanmoins éloignées puisque beaucoup plus orientales, à l'exception des enregistrements fragmentaires de Saint-Ursin (Barbier et Visset, 2000). De fait, la référence géographiquement la plus proche est la carotte marine MD04-2845 (Sánchez Goñi *et al.*, 2008a) où le chêne joue un rôle non négligeable aux côtés du bouleau et du pin. Les réchauffements suivants sont caractérisés par l'essor de *Pinus* avec la progression de *Betula* tandis que les stades froids sont marqués par la prédominance des Poacées, des Cypéracées et des Ericacées. Sur ces bases, il semble que les enregistrements de Le Barp Pot-au-Pin renvoient plutôt à la fin du SIM 3, voire au SIM 2. Avec la prédominance du pin, accompagné de bouleaux et d'un large cortège d'Ericacées, ils s'apparentent aux données des séquences continentales (La Grande Pile, Les Echets, les maars du Velay…) comme de la carotte marine MD04-2845 (de Beaulieu et Reille, 1992 ; de Beaulieu et Reille, 1992b ; de Beaulieu et Reille, 1984; Reille et de Beaulieu, 1990 ; Sánchez Goñi *et al.* , 2008 ; Whittington et Hall, 2002 ; Wohlfarth *et al.*, 2008). Ils n'en diffèrent que par l'abondance de *Myrica* qui illustre le développement stationnel d'une végétation hygrophile.

La différence significative entre les cortèges polliniques des deux cryosols et ceux de la carotte MD04-2845 (Sánchez Goñi *et al.,* 2008a), qui fournit une image de la végétation de l'ensemble des bassins hydrographiques de l'ouest de la France (Adour, Garonne, Loire) (Sánchez Goñi *et al.*, 2008 ; Turon, 1984), peut être expliquée en tenant compte de la spécificité des sols sableux Landais, très sableux et pauvres en nutriments (Trichet *et al.*, 1999). La courte durée de l'épisode de réchauffement, couplée à l'instabilité et la pauvreté des sols sableux, a pu se traduire par une faible colonisation des Landes de Gascogne par les essences forestières au profit d'une végétation plus steppique. L'évolution interne des gouttes indique tout de même une évolution depuis la base vers le sommet avec un essor progressif des ligneux qui va dans le sens d'une colonisation progressive par la végétation au cours d'un interstadiaire. L'influence de la nature des sols sableux a déjà été évoquée par Faure et Galop (2011) qui ont réalisé une étude palynologique sur un certain nombre de lagunes landaises d'âge Holocène. D'après ces auteurs, la pauvreté des sols sableux des Landes expliquerait le remplacement tardif de la pineraie par des essences caducifoliées, remplacement qui ne se fait pas avant 8000 ans avant le présent. Hoek (2000), en se basant sur l'étude des données polliniques de nombreux sites continentaux tardiglaciaires des Pays-Bas, a pu montrer que les différences dans la distribution des paysages végétaux pour une même phase climatique ne dépendent pas seulement du climat mais également des facteurs abiotiques (*i.e.* géomorphologie et nature

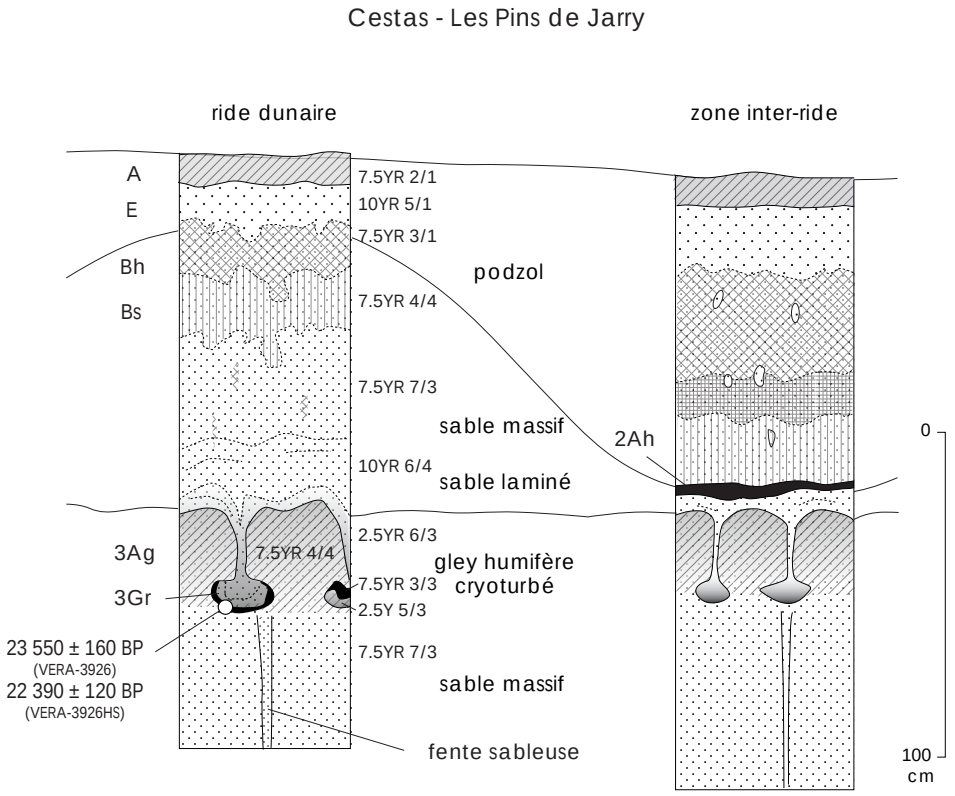


Fig. II.34 : Coupe synthétique du site de Cestas Les-Pins-de-Jarry. D'après Bertran *et al.* (2009).

du substratum géologique). En prenant l'exemple du Bølling, l'auteur souligne qu'environ 700 ans s'écoulent entre le début de l'amélioration climatique et la colonisation complète des paysages par une forêt de bouleaux et suggère que les facteurs édaphiques sont un des principaux paramètres expliquant ce décalage.

Pour le cryosol de Cestas, Bertran *et al.* (2011) ont suggéré que le développement d'un sol associé à une végétation de type tundra arbustive et de cryoturbations étaient la conséquence d'une d'amélioration climatique accompagnée par la dégradation d'un pergélisol. Ce schéma se calque sur le modèle de développement des gleys de toundra en milieu lœssique proposé pour les séquences du Nord de l'Europe (e.g. Van Vliet-Lanoë, 1992 ; Antoine *et al.* 2009 ; Vandenberghe et Nugteren, 2001). Il s'agit d'une interprétation plausible pour le Pléniglaciaire supérieur du SO de la France puisque il a pu être montré que, dans cette région, la période précédent aux événements GI-3 et GI-4 se marque par des conditions de gel saisonnier profond voire par l'installation temporaire d'un pergélisol (Bertran *et al.,* 2013a). Une telle interprétation nous semble en revanche plus difficile à défendre dans le cadre des nouvelles interprétations chronologiques qui placent les deux cyrosols au milieu du Pléniglaciaire moyen (SIM 3). En effet, bien que peu de données à l'échelle régionale existent pour cette période, il n'y a pas *a priori* de conditions climatiques favorisant la présence d'un pergélisol ou d'un gel saisonnier profond avant le GI 14. Genty *et al.* (2003), dans la grotte de Villars (SO France), ont analysé les variations des isotopes stables du carbone (^{13}C) et de l'oxygène (^{18}O) d'une stalagmite (Vi9) datée par Uranium-Thorium ($^{234}U/^{230}Th$) entre 83 et 32 ka BP. Ils ont pu montrer l'existence d'un hiatus important de croissance de la stalagmite entre 67 et 61 ka BP et ont interprété ce hiatus comme le reflet de conditions de froid extrême impliquant un pergélisol dans le secteur de la grotte pendant l'événement Heinrich 6. Après cet événement, la croissance de la stalagmite recommence et les valeurs des isotobles stables indiquent la présence bien marquée des interstadiaires GI 16 et 17. Ceux-ci sont également documentés dans les cortèges polliniques de la carotte marine MDO4-2845 étudiée par Sanchez Goñi *et al.* (2008) par une augmentation du développement de la forêt Atlantique.

Suite à ces constatations, il nous semble possible de proposer une hypothèse alternative en deux phases pour la formation des cryosols: 1) une première phase de pédogénèse de type sol réductique pendant le GI-14 et 2) une phase de cryoturbation avec développement d'un pergélisol pendant une oscillation froide qui pourrait vraisemblablement correspondre à GS 13. Pendant l'amélioration du GI-14, les conditions climatiques dans le SO de la France favorisent l'expansion d'une forêt atlantique qui semble être la plus importante de tout le SIM 3 (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Sur le plateau Girondin, en raison de la pauvreté des sols sableux,

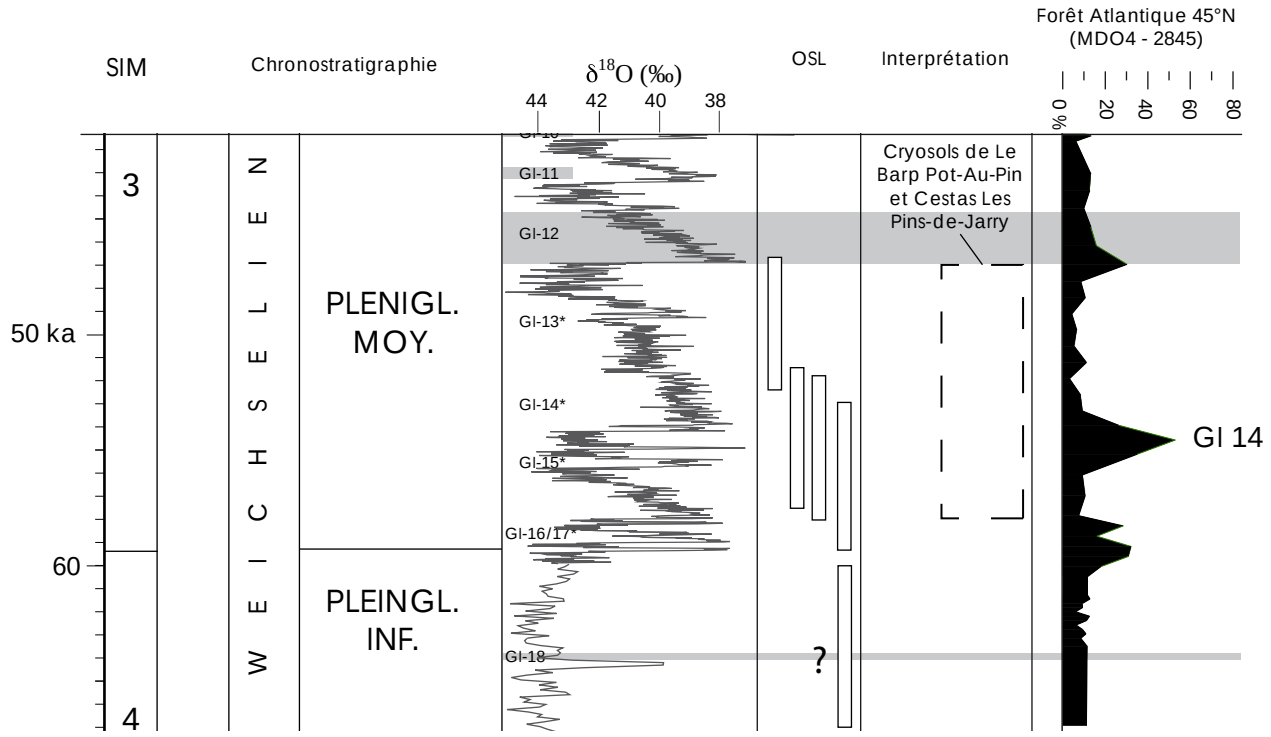


Fig. II.35 : Ages OSL de la coupe du Barp Pot-Au-Pin et interprétation chronologique pour le Cryosol. La date OSL plus ancienne est rejetée (*cf.* texte). Rectangle en pointillé : intervalle d'âge probable pour la formation du Cryosols de Le Barp Pot-Au-Pin et Cestas Les-Pins-de-Jarry sur la base des dates OSL faites au-dessus et en-dessous du Cryosol de Le Barp Pot-Au-Pin. Chronologie glaciaire (N Grip) d'après Blockley *et al.* (2012) jusqu'à 60 ka BP et avant données d'après (Johnsen *et al.* 2001). Courbe des variations en pourcentage des grains de pollen de la forêt Atlantique d'après la carotte marine MDO4-2845 (Sanchez Goñi *et al.* 2008).

seule une végétation steppique se développe, bien que des indices d'une colonisation progressive par les ligneux (Pin, Bouleau, *Myrica*) soient présents. Suite au développement progressif d'une végétation au cours de l'interstade, la sédimentation éolienne est réduite et se limite essentiellement au transport des fines qui s'accumulent de préférence dans les dépressions. En raison de l'augmentation des précipitations, un sol réductique se développe dans les creux interdunaires. A la fin de l'interstade GI-14, le climat se détériore progressivement jusqu'à l'événement GS 13. Des conditions climatiques périglaciaires amènent au développement de cryoturbations. L'ouverture réduite des fentes situées à la base des gouttes suggère une courte durée de la phase à pergélisol comme l'ont souligné Bertran *et al.* (2009) pour le cryosol de Cestas Les-Pins-de-Jarry. La cryoturbation de l'horizon organique permet la préservation du paléosol qui n'est pas exposé au cours de la phase successive de déflation éolienne. Cela peut expliquer pourquoi d'autres paléosols interstadiaires n'ont pas été préservés au sein de cette séquence.

Les Gargails (Le Barp), Lanton (Blagon) et Camp de Souge (St-Médard-en-Jalles)

Localisation et contexte géomorphologique

Les coupes de Gargails (Le Barp), Lanton (Blagon) et du Camp de Souge (Saint-Médard-en-Jalles) se trouvent en sommet de plateau en partie haute de versant, respectivement à une altitude de 63, 42 et 43 m NGF. L'affleurement des Gargails se trouve 2 km à l'est de la coupe de Pot-Au-Pin et apparaît le long d'un fossé de drainage entièrement végétalisé et profond de 2,50 m. La coupe dégagée s'étend sur environ 3 m de large. A Lanton, l'affleurement se trouve dans un fossé orienté O-E, profond d'environ 2,50 m et très végétalisé, la coupe que nous y avons pu nettoyer étant longue d'environ 3 m. Au niveau d'un autre fossé orienté *grossomodo* perpendiculairement au précédent, des observations ponctuelles ont pu être également faites. La coupe du Camp de Souge se trouve le long d'un fossé de plusieurs centaines de mètres, orienté ENE-OSO et profond d'environ 2 m. Nous avons relevé une coupe de quelques mètres de largeur.

Les affleurements de Gargails et Lanton recoupent des secteurs se caractérisant, d'après les vues aériennes, par des rides transverses longues de plusieurs kilomètres, régulièrement espacées d'environ 70 m et d'ampleur métrique (Fig. II.36a,c). Dans

le secteur du Camp de Souge, des édifices dunaires de faible amplitude et de morphologie irrégulière ont pu être observés en vue aérienne là où se trouve l'affleurement (Fig. II.37a). D'après la carte géologique, les trois sites se trouvent dans la formation du Sable des Landes (Capdeville, 1992a).

Données stratigraphiques

Gargails

De haut en bas nous avons observé (Fig. II.36b) :

- 0-160 cm : le sol actuel, correspondant à un podzosol durique dont l'horizon BPh est dédoublé et qui se développe sur des sables moyens ;

- 150-210 cm : une unité d'épandages sableux humides à rides d'adhésion ;

- 210-250 cm: une unité de dépôts dunaires à litage oblique.

Lanton

A l'affleurement, nous avons pu distinguer à partir du sommet les unités suivantes (Fig. II.36e) :

- 0-155 cm : le podzosol humique meuble actuel développé sur des sables moyens et caractérisé par le dédoublement de l'horizon BPh. Entre 120 et 150 cm, au sein de l'horizon BPh dédoublé, se distinguent une unité d'épandages sableux secs à rides éoliennes ;

- 155-190 cm : une unité montrant une alternance de faciès d'épandages sableux secs à rides éoliennes avec un faciès d'épandages sableux humides à rides grimpantes d'adhésion ;

- 190-280 cm : une unité d'épandages sableux secs contenant dans sa partie sommitale une dune à litage oblique constituée par des lits de chute de grains. Dans la partie moyenne de cette unité, se développe un horizon sableux organique déformé. Les déformations correspondent à des petites poches sableuses qui descendent de l'ensemble sableux sus-jacent vers cet horizon.

Nous avons pu faire des observations complémentaires au niveau d'un fossé perpendiculaire à celui de la coupe principale et situé à quelques mètres de celle-ci. Nous retiendrons la présence, à la base de ce fossé, d'un horizon sablo-limoneux organique déformé en poches et en gouttes (Fig. II.36d). Il correspond à celui qui a été observé dans la coupe principale puisqu'il se trouve quasiment à la même hauteur. De plus, un ensemble sableux caractérisé par un litage à faible pendage se trouve au dessus de cet horizon comme dans la coupe principale.

Camp de Souge

A l'affleurement nous avons pu distinguer de haut en bas (Fig. II.37) :

- 0-50 cm : un podzosol humique meuble sur sables moyens ;

- 50-190 cm : une unité d'épandages sableux secs à rides éoliennes. Une petite fente large de 10 cm et profonde d'au moins 30 cm à été observée à la base de l'unité.

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

Les coupes de Gargails et de Lanton présentent une succession de faciès de type épandage sableux secs (Faciès E2) et/ou de dunes et de faciès de type épandage sableux humide (Faciès E3) (Fig. II.36b,e). L'absence de discontinuités sédimentaires majeures et l'alternance de faciès de type éolien sec et de type éolien humide témoigne vraisemblablement de la formation de petites dunes et/ou d'une accumulation de sables de couverture sur une surface relativement plane et périodiquement humide. Les phases où le niveau de la nappe est en-dessous de la surface de déflation se caractérisent par une accumulation de sables éoliens secs et par la migration de petites dunes. Les phases où le niveau de la nappe est proche de la surface se caractérisent en revanche par une accrétion subverticale liée au dépôt de rides d'adhésion et de rides grimpantes d'adhésion. Ce type de succession est typique d'une accumulation dans des contextes de type éolien humide (e.g. Fryberger *et al.*, 1990 ; Kocurek et Havholm, 1993 ; Kocurek *et al.*, 2007 ; Mountney et Russell, 2009, 2006 ; Mountney, 2012). Les dépôts étudiés par Mountney et Russell (2009) dans un vaste champ de dunes de type nebkhas situées dans une plaine proglaciaire du sud de l'Islande sont très similaires à ceux décrits ici. Les auteurs décrivent les zones interdunaires comme étant caractérisées dans les premiers 10 cm par des rides d'adhésion et/ou des lits subhorizontaux. En descendant dans la stratigraphie, les auteurs signalent la présence de petits ensembles à stratification oblique (lit de chute de grains) et de lit de rides de granules qui sont tout à fait comparables à ceux observés dans les secteurs du champ dunaire où l'accumulation des sables se fait dans un contexte sec, *i.e.* non influencé par le niveau de la nappe. Quelques petits ensembles à rides d'adhésion et /ou de lits subhorizontaux seraient interstratifiés parfois entre les ensembles de type éolien sec. Les auteurs interprètent ces alternances de dépôts éoliens secs et humides

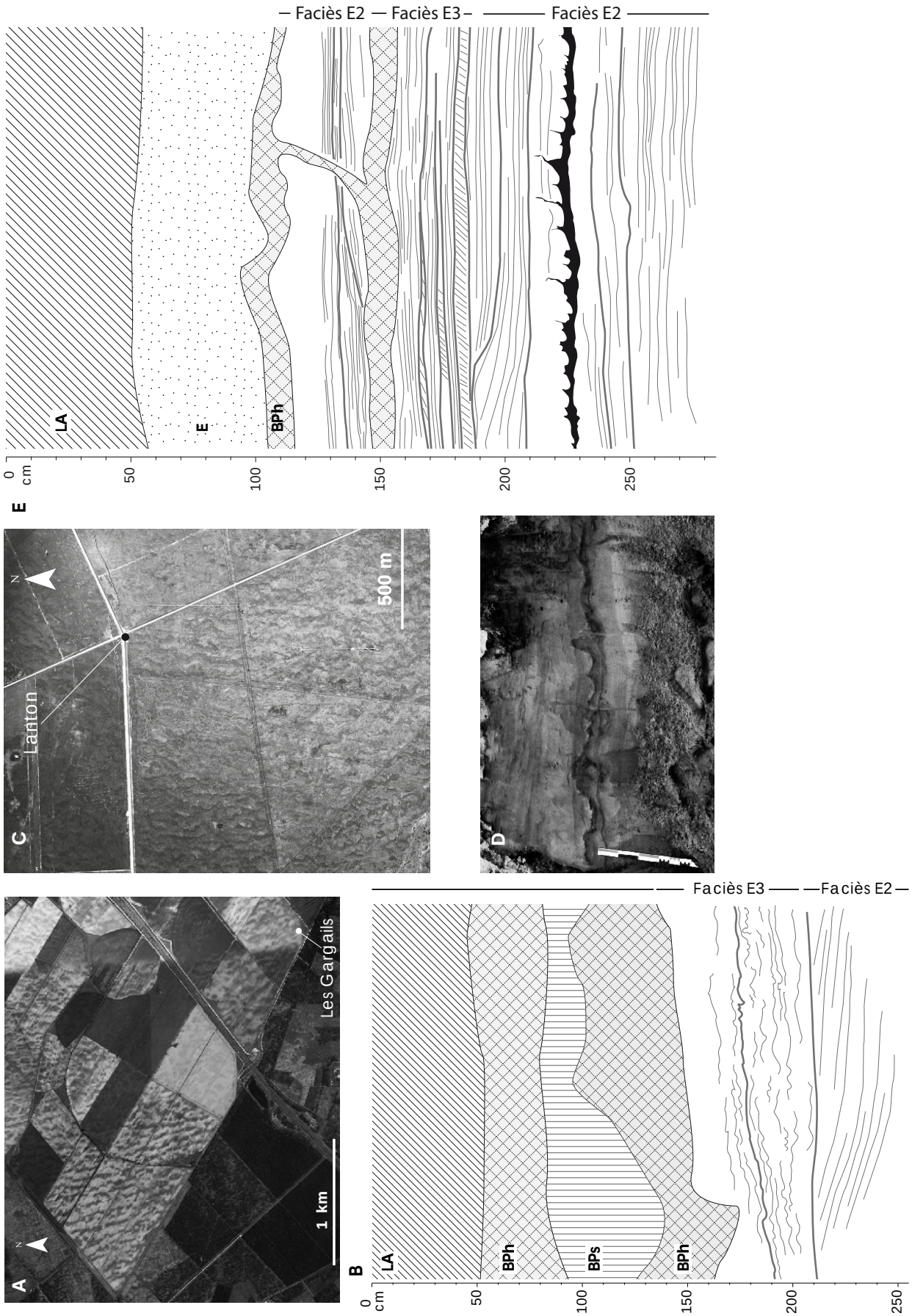


Fig. II.36 : A, B : Site des Gargails (Le Barp) ; C, D, E : Site de Lanton (Blagon). A, C : Photo aérienne (IGN) du secteur des coupes montrant des édifices dunaires de type rides transverses ; B,E : Coupe stratigraphique principale ; D : Variation latérale du niveau organique de la coupe de Lanton montrant des déformations en gouttes et en poches sur sable limoneux.

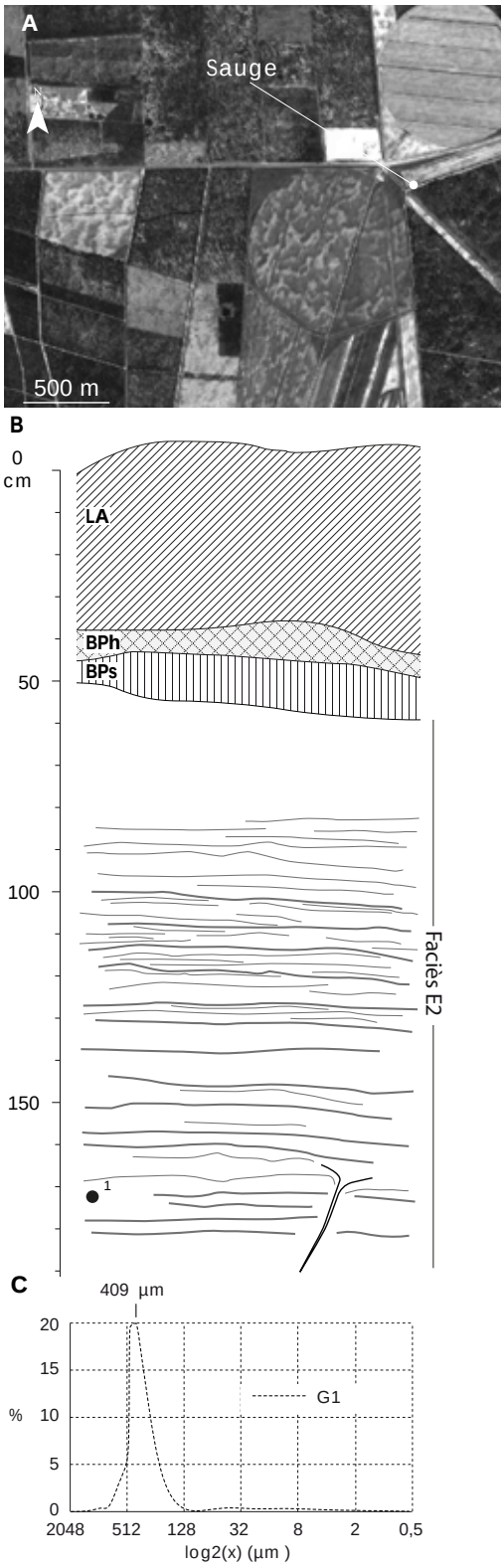


Fig. II.37 : Site du Camp de Sauge (St-Médard-en-Jalles). A : Image aérienne (Google earth) du secteur de la coupe ; B : Coupe stratigraphique principale ; C : Courbe granulométrique.

comme résultant de variations de la surface de sédimentation entre des conditions d'engorgement (éolien humide) et des conditions de bon drainage (éolien sec) suite à des fluctuations de brève durée du niveau de la nappe phréatique.

La structure interne des dépôts, ainsi que le contexte éolien humide dans lequel ceux-ci se sont développés suggère que, comme l'exemple islandais, ils correspondent à la migration de petites dunes végétalisées. Dans les deux coupes observées, les dunes à litage oblique sont constituées exclusivement par une succession de lits de chute de grains. Il n'y a pas l'alternance de lits de flots de grains et de lits de chute de grains ainsi que les pendages forts qui caractérisent les dunes paraboliques de notre aire d'étude (*cf.* par exemple les coupes de Belin-Beliet Les Passages et Sabres). Des dunes dominées par une succession de lits de chute de grains et par un faible pendage sont typiquement observés dans des contextes humides dans lesquels la végétation joue un rôle important (Byrne et McCann, 1993, 1990 ; Goldsmith, 1973 ; Mountney et Russell, 2009 ; Ruz et Allard, 1995). D'après Goldsmith (1973), la végétation agit comme une barrière et freine le transport du sable par le vent, ce qui amène à accumulation et la formation de monticules dunaires végétalisés ; la végétation fixe et stabilise les dunes, en empêchant leur migration et en favorisant une accumulation des sables sans le développement d'une face d'avalanche. Dans ce que nous avons pu observer sur la coupe de Blagon, l'ensemble correspondant à la dune est délimité vers le haut par une surface de discontinuité convexe dont les bords ont un faible pendage. La faible dimension de l'ensemble suggère qu'il s'agit d'une petite dune. Dans la coupe de Gargails, nous ne pouvons pas donner d'estimation de hauteur pour la dune puisque nous n'avons pas pu observer la base de l'ensemble à litage faiblement oblique.

Nous n'avons pas pu obtenir de datations au sein de ces deux coupes mais deux arguments convergent pour suggérer que les deux séquences se sont formées au cours du Pléniglaciaire moyen :

i. les deux coupes présentent une succession stratigraphique comparable à celle observée dans le site du Barp Pot-Au-Pin qui a été daté du Pléniglaciaire moyen ;

ii. d'un point de vue morphologique, les rides dunaires visibles sur les sites du Barp Pot-Au-Pin et Cestas Les-Pins-de-Jarry sont strictement les mêmes que celles des sites de Gargails et Lanton. L'épaisseur du podzosol actuel est importante au niveau de ces deux et par conséquent nous n'avons pas pu établir quel faciès est associé aux rides transverses visibles en vue aérienne.

Comme c'est le cas au Barp Pot-Au-Pin, il est vraisemblable qu'il s'agit d'un faciès de type épandages sableux secs.

L'horizon sableux / sablo-limoneux organique déformé en gouttes et en poches observé dans la coupe de Lanton pourrait correspondre aux cryosols du Barp Pot-Au-Pin et Cestas Les-Pins-De-Jarry, daté du GI-14. Cette hypothèse reste à confirmer tant par des datations que par des observations micromorphologiques.

Contrairement aux coupes précédentes, la coupe du Camp de Souge se trouve dans un champ de dunes irrégulières et se caractérise par un empilement d'ensembles des rides éoliennes qui témoignent plutôt d'une accumulation dans un contexte éolien sec. Nous n'avons pas pour l'instant de données chronologiques pour cette coupe.

Lac Bleu (Leognan), Haut-Bacalan (Pessac) et Chronopost (Mérignac)

Localisation et contexte géomorphologique

Les sites du Lac Bleu (Leognan), de Haut-Bacalan (Pessac) et Chronopost (Mérignac) se trouvent à proximité de Bordeaux, à une altitude respectivement de 50/55 m, 58 m et 47 m.

Le Lac Bleu est localisé au niveau de la haute terrasse dite de Listrac-Léognan qui fait partie du système de hautes terrasses de la Garonne et qui est rapportée au Pléistocène inférieur par Dubreuilh *et al.* (1995). Le site correspond à une ancienne gravière qui a été réaménagée en parc public. Le front nord de l'ancienne exploitation présente des conditions d'affleurement particulièrement bonnes permettant d'observer la partie supérieure de la nappe alluvionnaire. Dans une parcelle contiguë à la bordure méridionale de la carrière, des réseaux de grands polygones sont visibles en vue aérienne (*cf.* Lenoble *et al.*, 2012).

Les sites du Haut-Bacalan et le site de Chronopost se trouvent sur des formations argileuses rapportées à la formation de Belin et Sadirac qui est attribuée au Pléistocène inférieur (Dubreuilh *et al.*, 1995a ; Platel *et al.*, 2004). Le Haut-Bacalan correspond à une parcelle expérimentale (Université de Bordeaux) utilisée dans le cadre d'un programme qui étudie les sinistres sur constructions liés au retrait-gonflement des sols argileux dans le secteur (Chrétien, 2010). Dans le cadre du projet de recensements des figurés périglaciaires en région Aquitaine, une tranchée d'extension pluri-métrique et profonde d'environ 1 m a été étudiée en détail. Le site de Chronopost correspond à un fossé long de plusieurs centaines de mètres et profond d'environ 2 m dont la coupe principale a été levée par d'autres chercheurs (Bertran, Lenoble, Queffelec, observations inédites).

Description stratigraphique

Lac Bleu

Nous avons pu observer au moins neuf coins sableux partant du sommet de la terrasse alluviale. Celle-ci se distingue à l'échelle du site par l'empilement d'unités métriques à litage oblique, caractérisées par une alternance de lits sablo-graveleux à matrice argileuse et des lits gravelo-sableux à matrice argileuse. Les observations menées au alentours du site ont permis d'observer quelques galets éolisés en surface.

Les coins sableux ont un espacement de quelques mètres à une dizaine de mètres, une profondeur comprise entre 1 et 2 m et une ouverture au som-

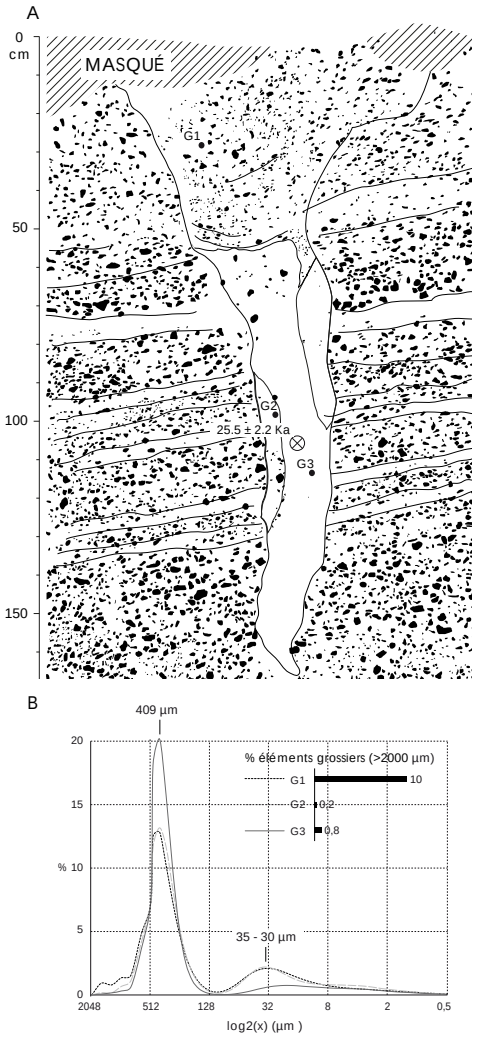


Fig. II.38 : Site du Lac Bleu (Léognan). A : Coupe stratigraphique du coin sableux composite ayant fait l'objet d'une datation OSL. B : Courbes granulométriques.

met de 10 à 40 cm. La plupart des coins ont un remplissage primaire sableux mais dans au moins un cas le tiers sommital du coin montre un mélange de sables avec d'éléments grossiers provenant de l'encaissant (Fig. II.38a,b). Ce coin montre également un caractère polyphasé tel que celui observé dans le Moulin de Beyron (Cussas-Fort-Médoc). Il se manifeste par l'emboitement d'au moins deux phases de remplissage, la phase plus ancienne étant confinée en bordure du coin sableux et visible dans ses deux tiers inférieurs.

Haut-Bacalan

Dans la coupe principale étudiée on observe (Fig. II.39 ; 2) :

- 0 - 40 cm : un horizon de labour remaniant le podzosol actuel, consitué par des sables à petits galets (< 2cm) dispersés ;
- 40 - 100 cm : des argiles bariolées à taches d'oxydation dans les premiers 50 cm. Un coin à remplissage primaire sableux (Fig. II.39; 3) part du sommet de cette unité. L'ouverture est d'environ 20 cm et la profondeur métrique. Le coin se termine par des apophyses de faible largeur qui s'enfoncent dans l'encaissant suivant un trait irrégulier. Des petits galets éolisés sont dispersés au sommet du coin.

Les décapages horizontaux réalisés au niveau du site ont permis de montrer que le coin sableux observé en coupe correspond à un véritable réseau de maille plurimétrique (Fig. II.39; 1). Un litage millimétrique témoignant de l'accroissement du coin sableux est clairement visible en coupe (Fig. II.40;

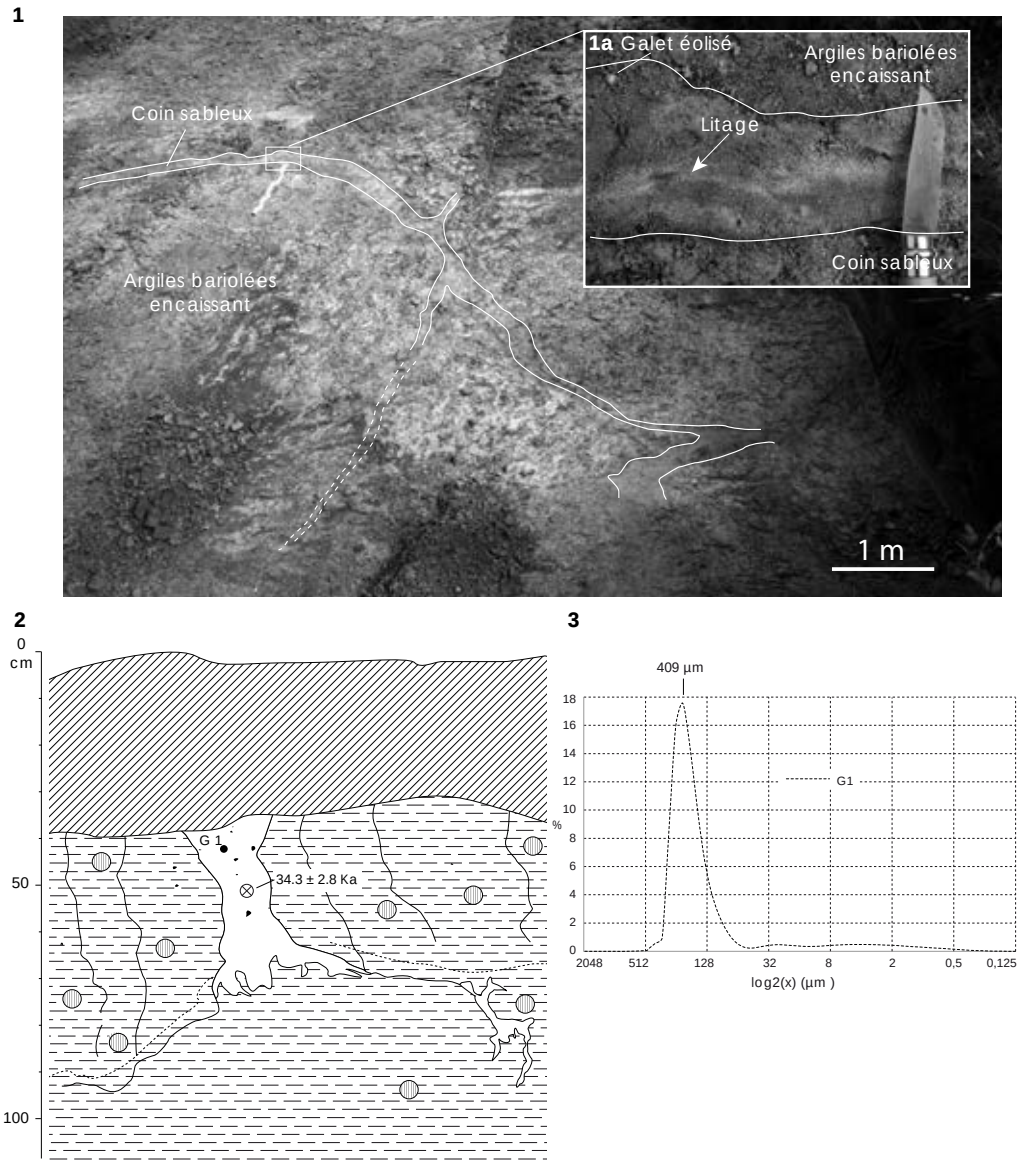


Fig. II.39 : Site de Haut-Bacalan (Pessac). 1 : Vue en plan d'un coin sableux se développant sur les argiles de la formation de Belin et Sadirac (Pléistocène inférieur) ; 2 : Coupe stratigraphique du coin principal ayant fait l'objet d'une datation OSL ; 3 : Courbe granulométrique.

1a). Les galets éolisés sont également dispersés dans les sables (Fig. II.39; 1a).

Chronopost

Dans le fossé principal, au moins trois coins sableux ont pu être observés, espacés de quelques mètres et partant du sommet des alluvions. Une mince couverture éolienne à galets éolisés dispersés recouvre les alluvions (Fig. II.40a), ici correspondant à des limons argileux bariolés compacts, à graviers dispersés et à taches d'oxydation. Les coins ont un remplissage primaire sableux et une ouverture au sommet variant entre quelques centimètres et 70 cm. La profondeur est inférieure à 2 m. Dans une des coupes examinées, les coins s'étranglent ou se réduisent à une mince fente dans la partie sommitale des alluvions, tandis qu'ils sont bien développés dans la partie inférieure (Fig. II.40a,b). Des galets redressés ont été observés au niveau des épontes d'un des coins sableux.

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

Les coins sableux observés dans les trois sites sont associés à un réseau de grand polygones, comme en témoignent l'espacement entre les coins (Lac Bleu, Chronopost), la largeur des polygone vus en plan (Haut-Bacalan) ou encore leur association avec un réseau visible en photo aérienne (Lac Bleu). Dans le site du Chronopost, la discontinuité qui sépare la partie supérieure déformée des coins et la partie inférieure bien préservée est interprétée comme la base d'une couche active (Bertran *et al.,* 2013a).

Les datations par OSL effectuées dans les coupes du Lac Bleu et de Chronopost ont donné des âges respectivement de 25,5 ± 2,2 ka et de 21,1 ± 1,1 ka qui les placent au sein du Pléniglaciaire supérieur. En revanche, le coin sableux du site du Haut-Bacalan a été daté de 34,3 ± 2,8 ka. Il correspond donc à une phase plus ancienne de formation d'un grand réseau de polygones qui est attribuée à la fin du Pléniglaciaire moyen.

D'après ces datations, une activité éolienne est attestée sur le site de Chronopost aux environs de 21 ka. Le coin de Haut-Bacalan, qui contient des galets éolisés au sein du remplissage, témoigne également d'une activité éolienne contemporaine de la fin du Pléniglaciaire moyen.

Les Lots (Saucats)

Localisation et contexte géomorphologique

L'affleurement est localisé à environ 4 km au nord-ouest de la commune de Saucats, à une altitude d'environ 60 m NGF et se trouve au sommet du Plateau Girondin. Comme cela peut-être observé en photo aérienne (Fig. II.41a), la géomorphologie locale correspond à des rides dunaires isolées de forme irrégulière, d'ampleur métrique, et espacées d'environ 70 m. Sur la photo aérienne, il apparaît également que les rides disparaissent très rapidement au nord de l'affleurement (Fig. II.41a). En effet, ce secteur correspond à l'extrémité orientale de la zone d'apparition des rides de faible ampleur. Cela est en accord avec la carte géologique qui montre qu'on se trouve en bordure de la Formation du Sable des Landes (Alvinerie *et al.*, 1978). Les sables recouvrent la Formation de Belin et Sadirac qui est rapportée au Pléistocène inférieur (Dubreuilh *et al.*, 1995).

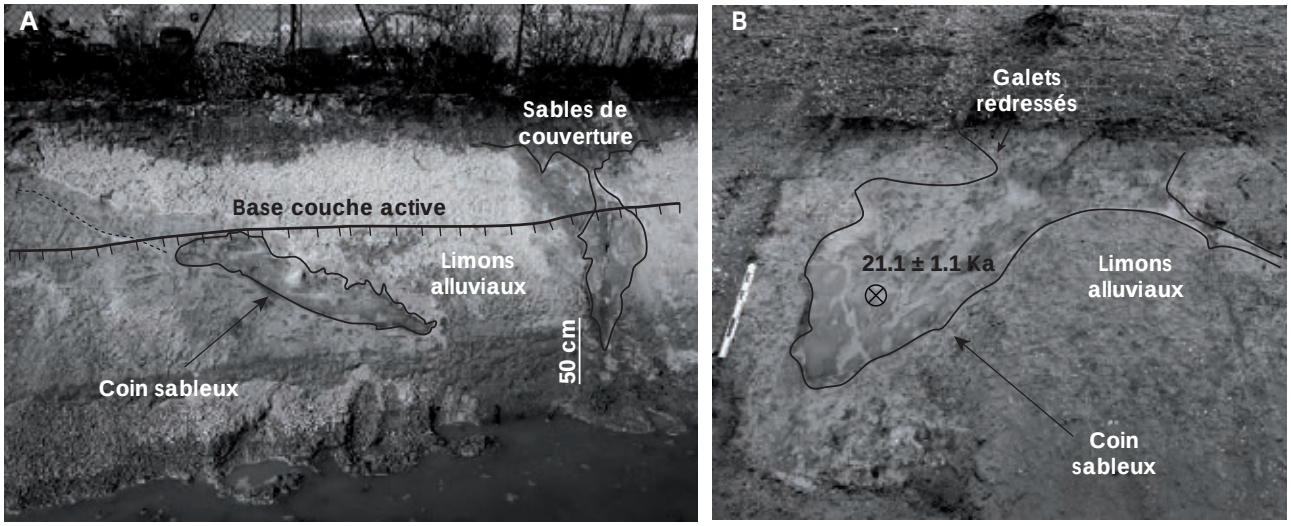


Fig. II.40 : Images illustrées de deux coins sableux du site de Chronopost (Mérignac). Noter la mince couverture éolienne sur les limons alluviaux de la formation de Brach et Belin (Pléistocène inférieur). Interprétation de la base de la couche active : cf. commentaire Planche XV : 4, 5.

L'affleurement correspond à deux fossés orientés NNE-SSO et NNO-SSE, profonds d'environ 2 m ; la stratigraphie a été observée nettement sur quelques mètres de long pour le premier et sur plusieurs dizaines de mètres de long pour le second.

Description stratigraphique

De haut en bas, les unités suivantes ont pu être identifiées (Fig. II.41c) :

- 0-70 cm: un podzosol durique sur sable moyens montrant dans la coupe principale un dédoublement des horizons pédologiques ;

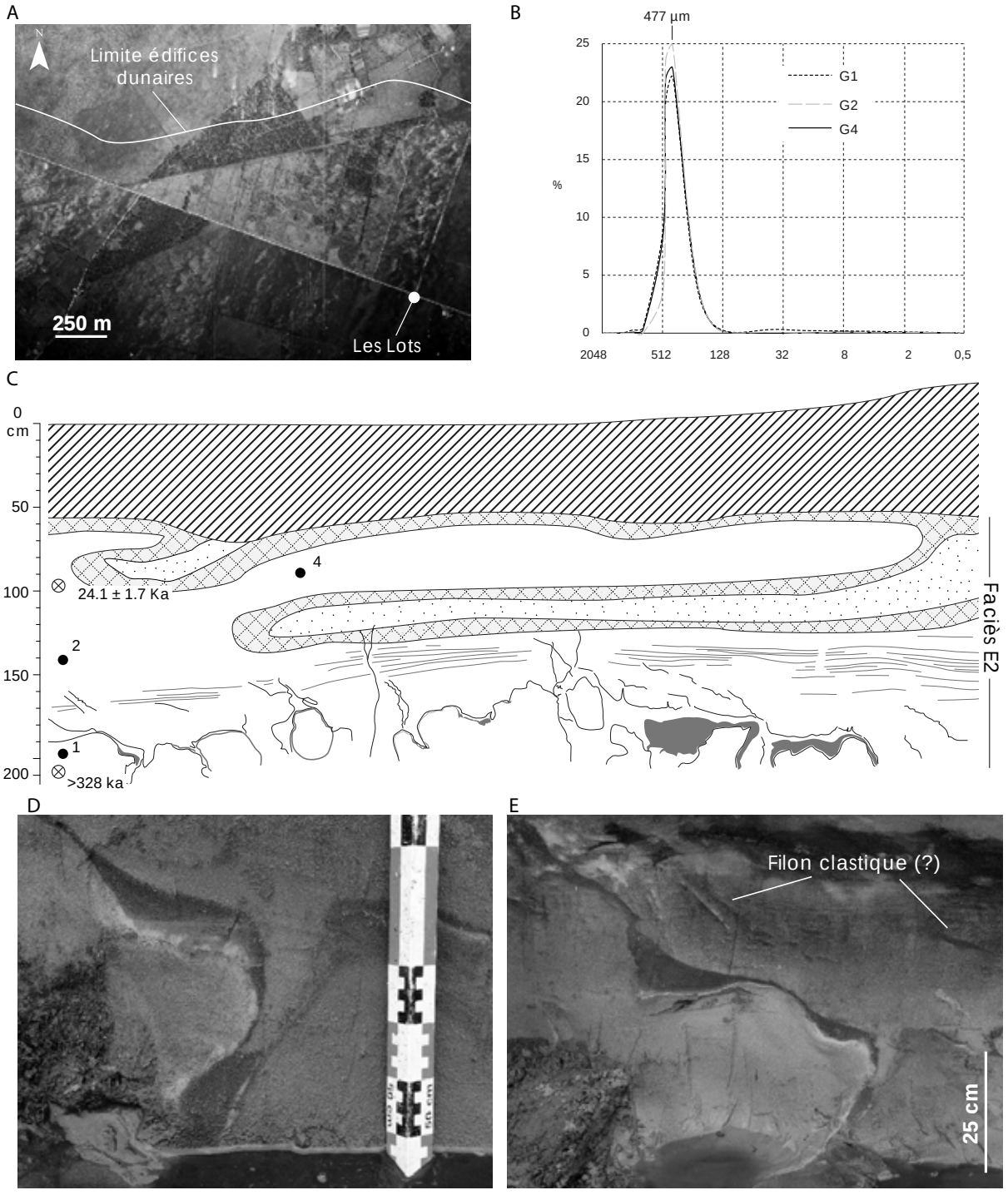


Fig. II.41 : Site de Les Lots (Saucats). A : Photo aérienne (IGN) du secteur de la coupe. Noter les taches sableuses au delà de la limite des édifices dunaires interprétées comme des dunes en dôme dans une zone d'épandages sableux ; B : Courbes granulométriques de la coupe stratigraphique ; C : Coupe stratigraphique principale. D : déformation en gouttes ; E : Probable réseau de filons clastiques recoupant le litage sédimentaire.

- 70-200 cm: une unité de sables moyens (Fig. II.41b) caractérisée dans la partie supérieure par un litage subhorizontal à faiblement incliné. La partie inférieure de l'unité est constituée essentiellement par des sables massifs et par des passées limoneuses déformées. Les déformations correspondent à des poches limono-sableuses jaunâtres s'enfonçant dans les sables. Nous signalons également la présence de filons clastiques faiblement inclinés ou verticaux qui traversent toute l'unité en recoupant clairement le litage originel. Ils sont visibles grâce à des imprégnations secondaires de matière organique et ont une longueur de plusieurs centimètres. La base des déformations et de l'unité n'a pas pu être atteinte en raison de la nappe phréatique.

Des observations complémentaires menées dans les fossés situés à quelques centaines de mètres de celui où la coupe principale a été décrite ont permis de faire les constatations suivantes :

i. le litage subhorizontal se suit aisément tout le long des fossés. Là où l'épaisseur du podzosol est réduite, le litage est également visible dans la partie supérieure de la séquence ;

ii. le niveau limoneux est discontinu. Un second niveau similaire, épais d'environ 10 cm, a été observé à la base de la séquence lors d'une visite en période de bas étiage de la nappe. Ce niveau se trouve à peu près à 10-20 cm en-dessous de la base de la coupe principale étudiée ;

iii. les déformations sont discontinues car à plusieurs reprises elles ne sont pas présentes d'origine sismique. Nous avons tout de même déjà suggéré que la nature de ces filons reste à clarifier car des formes comparables d'origine pédologique ont été observées dans les coupes étudiées dans ce travail (Chapitre II.4).

Les deux dates OSL effectuées dans la séquence ont donné respectivement un âge de 24,1 ± 1,7 ka pour l'échantillon situé au sommet et un âge minimum de 328 ka pour l'échantillon situé à la base (Fig. II.41b). Ces dates attestent de la présence dans cette séquence de deux phases éoliennes : l'une datant du Pléniglaciaire supérieur, l'autre datant du Pléistocène moyen, sans discontinuité stratigraphique majeure identifiable sur le terrain. Ce propos doit être tout de même nuancé car la date Pléniglaciaire supérieur a été obtenue en sommet de séquence, dans une partie où le litage est complètement effacé suite à la formation du podzosol actuel/subactuel (Fig. II.41c). Cette coupe montre que dans le secteur, l'accumulation de sable est très discontinue dans le temps et globalement très réduite depuis le Pléistocène moyen.

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

L'ensemble de la coupe, compte tenu du type de litage, est interprété comme correspondant au faciès E2 et reflète par conséquence un environnement de type épandage sableux sec.

Nous n'avons actuellement pas assez d'éléments pour déterminer avec certitude l'origine des déformations qui affectent la partie moyenne de la séquence. Les gouttes limoneuses ne sont pas organiques et contrairement à ce que nous avons pu observer au Barp Pot-Au-Pin et Cestas Les-Pins-de-Jarry, elles ne semblent pas être associées à un réseau de petites fentes. De plus, en comparaison avec ces deux sites, nous n'avons pas observé de fentes à la base des gouttes. La présence de petits filons tronquant verticalement ou obliquement le litage suggère que les déformations pourraient être

II.6.4 Coupes du Plateau Landais

Le Passage (Belin-Beliet)

Localisation et contexte géomorphologique

Le site de Le Passage se trouve à environ 2,5 km au sud de la commune de Belin-Beliet, à une altitude d'environ 44 m. La géomorphologie locale s'exprime par un paysage plutôt contrasté, le plateau landais étant ici disséqué par La Leyre et ses affluents (Fig. II.42a). La partie sommitale du plateau est constituée par les nappes alluviales de la Formation d'Onesse et Beliet, datée du Pléistocène inférieur ancien d'après (Dubreuilh *et al.*, 1995a). En incisant le plateau, les affluents de la Leyre ont dégagé une série de promontoires se terminant par des versants assez escarpés en bordure de la rivière (Fig. II.42a). Des dunes paraboliques, distribuées tant en rive droite qu'en rive gauche de la Leyre, recouvrent localement le plateau (Fig. II.42a).

Le site se trouve en rive droite, en bordure d'un promontoire encadré au nord par le Ruisseau de Paillasse et au sud par le Ruisseau de Buron (Fig. II.42a). Il s'agit d'une ancienne carrière d'exploitation dont l'intérêt principal est d'avoir recoupé une dune parabolique qui recouvre les alluvions pléistocènes. L'affleurement principal est situé sur la paroi ouest de la carrière et s'étend sur plusieurs dizaines de mètres (Fig. II.42b).

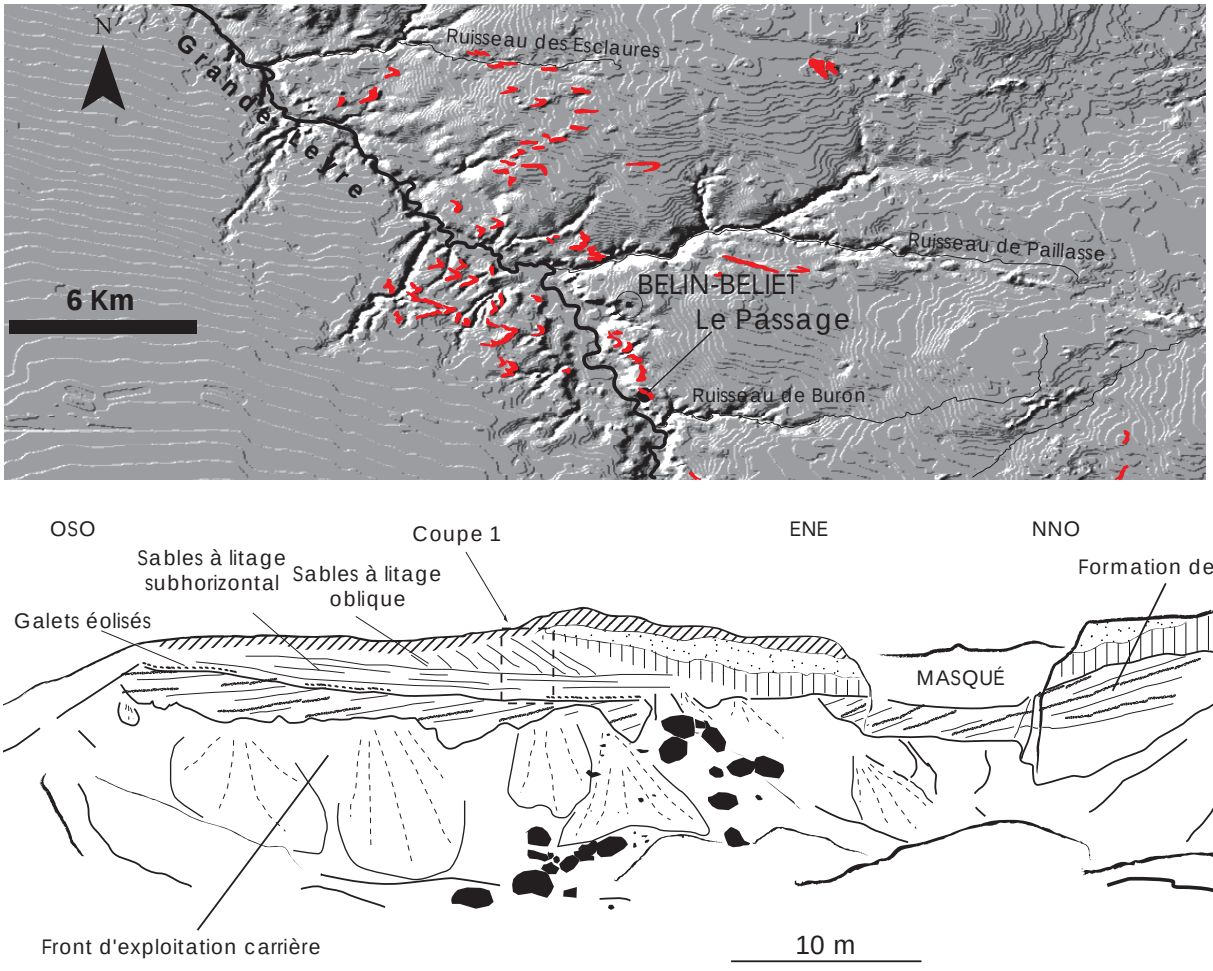


Fig. II.42 : Site de Le Passage (Belin-Beliet). A : Localisation du site superposée au modèle numérique de terrain (ombré). Les dunes paraboliques affleurant dans le secteur ont été repositionnées sur le MNT. B : Croquis synthétique de la stratigraphie au niveau du front principal de la carrière de Le Passage.

Description stratigraphique

A l'affleurement, on distingue de haut en bas (Fig. II.43):

- 0-170 cm : sables moyens à litage oblique caractérisés par une alternance de lits décimétriques de chute de grains à des lits décimétriques de flot de grains. Le premier mètre de cette unité est massif (développement d'un Podzosol durique). Les mesures de pendage apparent effectuées sur les lits indiquent des angles compris entre 32 et 40 degrés vers l'est (orientation de la coupe : N50°). De nombreux charbons de bois, parfois de taille centimétrique, sont dispersés dans le sédiment vers la base de l'unité. La limite inférieure est nette ;

- 170-350 cm : sables moyens à litage subhorizontal (Fig. II.43b), riches en charbons de bois de taille comparable à ceux de l'unité susjacente ;

- 350-370 cm : sables graveleux à litage oblique. Le sommet de cette unité se caractérise par la présence d'un pavage résiduel à nombreux galets éolisés qui se suit tout le long de l'affleurement. Cette unité est épaisse d'au moins 7 m d'après les observations faites sur le front d'exploitation de la carrière (Fig. II.42b) et consiste d'une série d'unité métriques sablo-graveleuses à litage oblique.

Données analytiques

Analyse charbons de bois (Guillaume de Lafontaine)

Un nombre total de 68 charbons a été compté pour la fraction > 2mm (Tab.II.7). Aucun fragment de charbons de taille > 4 mm n'a été retrouvé. Le taux de détermination pour ces charbons, qui présentent un très bon état de conservation, est de 100 %. La composition botanique révèle un cortège monospécifique à *Pinus* type *sylvestris*, représenté par des fragments d'aubier (79%) et d'écorce (21%) [Tab. II.7].

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

L'alternance de lits de chute de grains et de lits de flot de grains qui caractérise l'unité supérieure correspond au faciès E1 et elle est interprétée par conséquent comme témoignant de la progression d'une dune à face d'avalanche. Il s'agit sans doute de la dune parabolique cartographiée sur les cartes géologiques et qui est recoupée par le front de la carrière (Fig. II.42b). La progression de la dune s'est faite approximativement vers l'est comme l'indiquent les

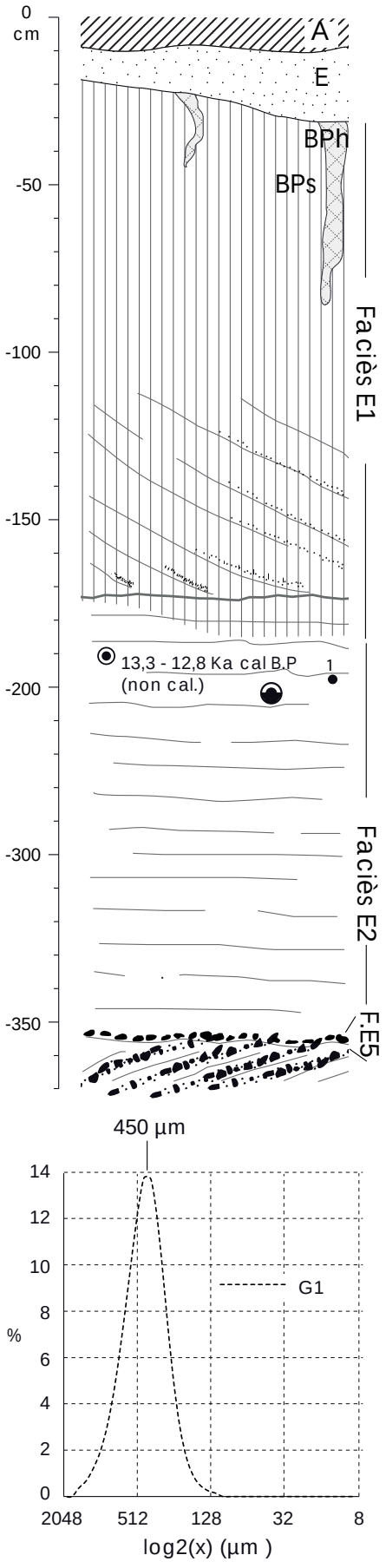


Fig. II.43 : Coupe stratigraphique principale du site de Le Passage (Belin-Beliet) et courbe granulométrique des sables de l'unité inférieure.

mesures de pendage et l'orientation de la dune vue en plan (Fig. II.42a). Les angles de pendage élevés sont tout a fait compatibles avec les observations stratigraphiques faites sur des dunes paraboliques actuelles ou subactuelles (McKee, 1979 ; Pye et Tsoar, 2009). La formation des dunes paraboliques est associée en général à des vents unidirectionnels et à des surfaces partiellement végétalisées (Lancaster, 1995 ; Pye et Tsoar, 2009). L'unité sableuse en-dessous de la dune parabolique, caractérisée par des lits subhorizontaux massifs, correspond au faciès E2. Elle est interprétée comme un épandage sableux sec tronqué par l'avancement de la dune parabolique. Les nombreux charbons de bois dispersés au sein des deux unités sableuses indiquent que la mise en place de la dune a été précédée par des feux affectant une forêt de *Pinus* type *sylvestris*. La datation ^{14}C que nous avons obtenu sur un charbon de bois (Fig. II.43a) permet de replacer ces feux de forêt dans l'Allerød (Tab. II.3).

A la base de l'unité sableuse, les nombreux galets éolisés localisés au sommet des alluvions Pléistocène inférieur de la Formation d'Onesse-et-Beliet marquent une surface de résidualisation qui est interprétée comme un pavage de déflation (Faciès E5). Cette surface précède la première phase de recouvrement du substratum par les sables éoliens. Etant donné l'âge Pléistocène inférieur des alluvions, il est possible que ce pavage se soit formé au cours de plusieurs phases de déflation, dans un contexte de faible accumulation et de ré-exhumation périodique du substratum alluvial.

En dépit du contact érosif qui sépare les deux unités sableuses, elles appartiennent probablement à la même phase éolienne. Selon cette hypothèse, les épandages sableux de l'unité inférieure correspondent à une rampe en avant de la dune proprement dite.

Les arguments en faveur de ce point de vue sont les suivants :

i. les deux sont riches en charbons de bois qui proviennent *à priori* du remaniement d'un paléosol Allerød ;

ii. un Podzosol durique bien développé est présent au sommet de la dune, ce qui exclut un âge Holocène pour la dune parabolique (Bertran *et al.* 2011) ;

Le site de Le Passage se trouve en bordure est de la plaine actuelle de la Leyre et cette rivière est la meilleure candidate pour être la source des sables

Maille (mm)	N°	Identification	Morphotype	Maille (mm)	N°	Identification	Morphotype
2	1	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	34	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	2	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	35	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	3	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	36	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	4	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	37	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	5	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	38	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	6	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	39	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	7	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	40	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	8	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	41	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	9	*Pinus* type *sylvestris*	écorce	2	42	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	10	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	43	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	11	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	44	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	12	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	45	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	13	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	46	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	14	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	47	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	15	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	48	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	16	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	49	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	17	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	50	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	18	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	51	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	19	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	52	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	20	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	53	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	21	*Pinus* type *sylvestris*	écorce	2	54	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	22	*Pinus* type *sylvestris*	écorce	2	55	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	23	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	56	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	24	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	57	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	25	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	58	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	26	*Pinus* type *sylvestris*	écorce	2	59	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	27	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	60	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	28	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	61	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	29	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	62	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	30	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	63	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	31	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	64	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	32	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	65	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	33	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	66	*Pinus* type *sylvestris*	écorce
2	34	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	67	*Pinus* type *sylvestris*	aubier
2	35	*Pinus* type *sylvestris*	aubier	2	68	*Pinus* type *sylvestris*	aubier

Tab. II.7 : Détermination spécifique et morphotypes des charbons de bois du site de Le Passage (Belin-Beliet).

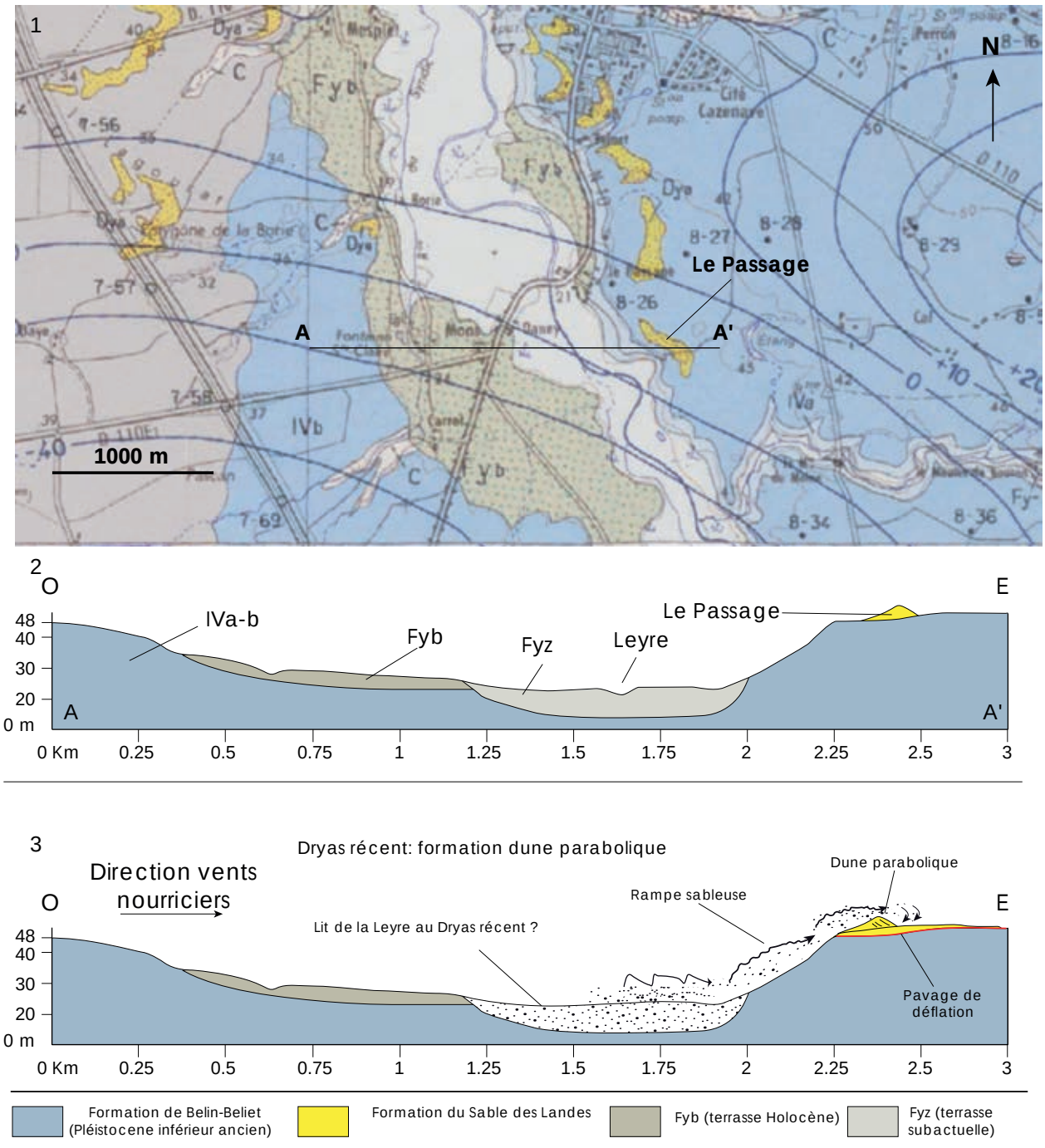


Fig. II.44 : Site de Le Passage (Belin-Beliet). 1 : Carte géologique du secteur de la coupe ; 2 : Coupe géologique O-E au niveau du site de le Passage. 3 : Schéma synthétique interprétatif de l'accumulation des sables éoliens au cours du Dryas récent en rive droite de la Leyre.

éoliens qui constituent la séquence de Le Passage. En effet, les alluvions graveleuses de la Formation de Belin-Beliet ne peuvent pas être considérés comme un substratum capable de fournir le stock en sable nécessaire pour la formation des deux unités éoliennes. Peu de données sont disponibles concernant l'évolution géomorphologique de la Leyre entre le Pléniglaciaire et le Tardiglaciaire. D'après Klingebiel et Legigan (1992), la mise en place du bassin versant de la Leyre est un événement récent datant de la fin du Pléistocène. Selon ces auteurs, l'absence de terrasse alluviale le long du cours d'eau indique que sa formation doit être rapportée au dernier cycle glaciaire-interglaciaire. En réalité, d'après les auteurs de la carte géologique dans le secteur de Belin (Platel, 1992), il semblerait que la Leyre soit pourvue d'au moins trois terrasses alluviales. L'âge proposé pour ces terrasses dans la notice de la carte géologique est Holocène. La présence de dunes paraboliques sur deux des trois terrasses dans le secteur de Salles, permet pour le moins de douter que celles-ci soient d'âge Holocène. Les données de Bertran *et al.* (2011) et celles issues de ce travail convergent en effet pour attribuer un âge Dryas récent pour la plupart des dunes paraboliques continentales des Landes de Gascogne. Compte tenu de ces considérations, la plaine de débordement de la Leyre devait se trouver à la fin du Tardiglaciaire au niveau de la basse terrasse. Dans le secteur de Belin-Beliet, la terrasse plus ancienne est absente (Fig. II.44 : 1,2). En considérant l'altitude de la moyenne terrasse, le plateau qui borde la Leyre au niveau du site de Le Passage devait s'élever au Dryas récent d'une vingtaine de mètres (Fig. II.44 : 3).

Il nous semble possible de proposer un premier schéma dynamique pour expliquer l'accumulation des unités éoliennes dans le secteur de la coupe que nous avons pu étudier. Après l'amélioration climatique de l'Allerød, qui se marque dans les Landes de Gascogne par le développement d'une forêt boréale, le couvert forestier se dégrade pendant le Dryas récent. Au niveau de la vallée de la Leyre, la végétation est moins abondante et les sables alluviaux accumulées sur la plaine de débordement sont susceptibles, du moins saisonnièrement, d'être entraînés par des vents provenant de l'ouest. Dans le secteur de Belin-Beliet, la vallée de la Leyre est bordée en rive droite par un versant en pente douce. Nous estimons cette pente à environ 3°, en prenant une valeur hypothétique de h = 20 m (hauteur du plateau par rapport au lit de la Leyre) et de d = 380 m (distance à vol d'oiseau entre le sommet et la base du versant). D'après Tsoar (1983) et Pye et Tsoar (2009), si la pente d'un talus est inférieure à 60°, le sable est capable de grimper le talus et de s'accumuler au sommet de celui-ci. L'épandage sableux à la base de la dune représente probablement l'accumulation des sables à l'avant de la dune au fur et à mesure de sa progression (Fig. II.44-3).

Larrusey (Hostens)

Localisation et contexte géomorphologique

La coupe de Larrusey est localisée 2 km au sud du village d'Hostens, en position de plateau à une altitude d'environ 71 m NGF. La couverture superficielle correspond dans le secteur à la Formation du Sable des Landes (Alvinerie *et al.*, 1978). De nombreuses dunes paraboliques, pour la plupart d'entre elles non signalées sur la carte géologique, sont également visibles dans le paysage.
L'affleurement se trouve en bordure d'un champ caractérisé par la présence d'une dune parabolique dont un des bras est recoupé par un fossé de drainage (Fig. II.45a). Plusieurs coupes sont visibles le long du fossé qui est orienté NNE – SSO, profond d'environ 2 m et long de plusieurs dizaines de mètres.

Description stratigraphique

A l'aplomb de la crête de la dune parabolique, qui est recoupée transversalement par le fossé, la stratigraphie est la suivante de haut en bas (Fig. II.45b) :

i. 0-75 cm : épais horizon humifère labouré reposant directement sur les sables et lié à la troncature de la dune suite aux travaux d'aménagement du champ en vue de la mise en culture ;

ii. 75-170 cm : alternance régulière de lits sableux décimétriques brun jaune et de lits limono-sableux brun gris, millimétriques à pluricentimétriques et plus où moins gleyfiés. Les lits sont subhorizontaux à faiblement inclinés et leur épaisseur varie entre quelques centimètres et un décimètre. Ils sont regroupés en ensembles pluridécimétriques séparés par des limites nettes. Quelques petites lentilles de sables très grossiers correspondant à des rides à granules sont présentes, notamment vers le sommet de l'unité. La limite avec l'unité sous-jacente est nette ;

iii. 170-210 : alternance de lits limono-sableux épais et riches en matière organique (brun noir) avec lits sableux brun gris à litage globalement subhorizontal. Les lits limono-sableux sont ondulés et présentent des microplissements. La limite avec l'unité sous-jacente est nette. Quelques charbons de bois sont présents dans les lits riches en matière organique;

iv. 210-240 cm : sables grossiers et petits graviers dispersés, d'aspect massif et de couleur brun gris foncé. L'unité sus-jacente s'enfonce dans cette unité sous la forme d'un petit coin dont la profondeur n'a pas pu être déterminée.

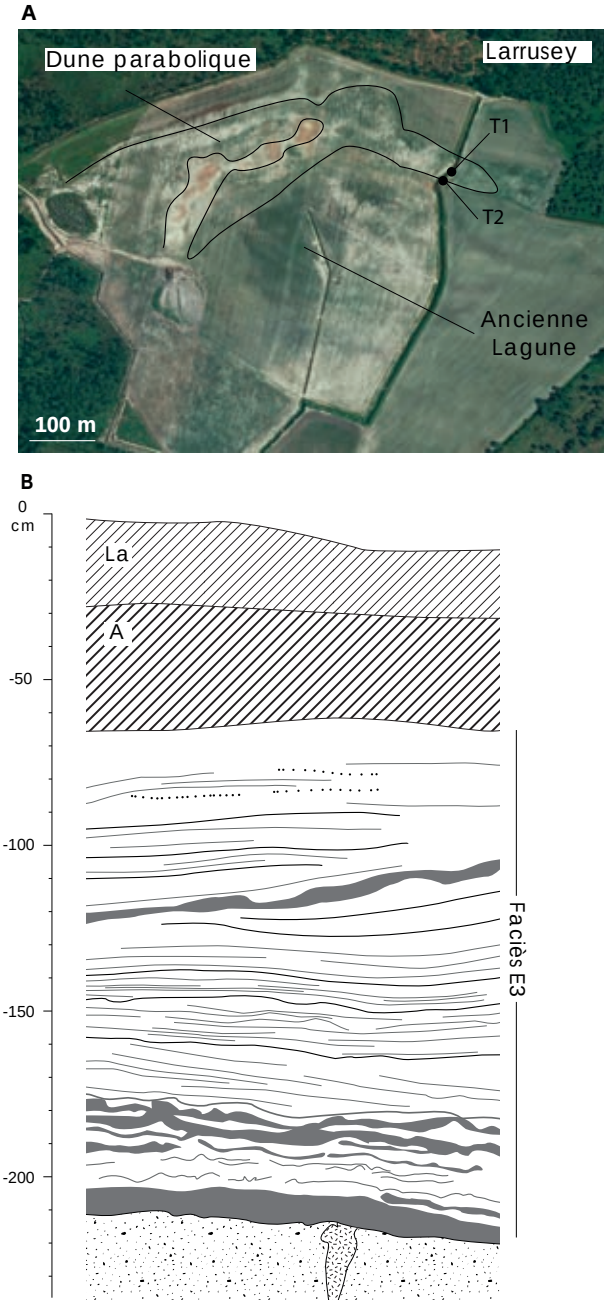


Fig. II.45 : Site de Larrusey (Hostens). A : Image satellite (Google earth) du secteur de la coupe ; B : Coupe stratigraphique principale.

Des observations supplémentaires ont été effectuées sur une dizaine de mètres le long du fossé en amont de la crête de la dune parabolique (*i.e.* en direction SSO). En s'éloignant de la crête, la base de la séquence est marquée par des déformations importantes (Fig. II.46). Celles-ci se manifestent par des plis souples de longueur d'onde variable entre 1,50 et 3 m qui affectent principalement l'unité de sables

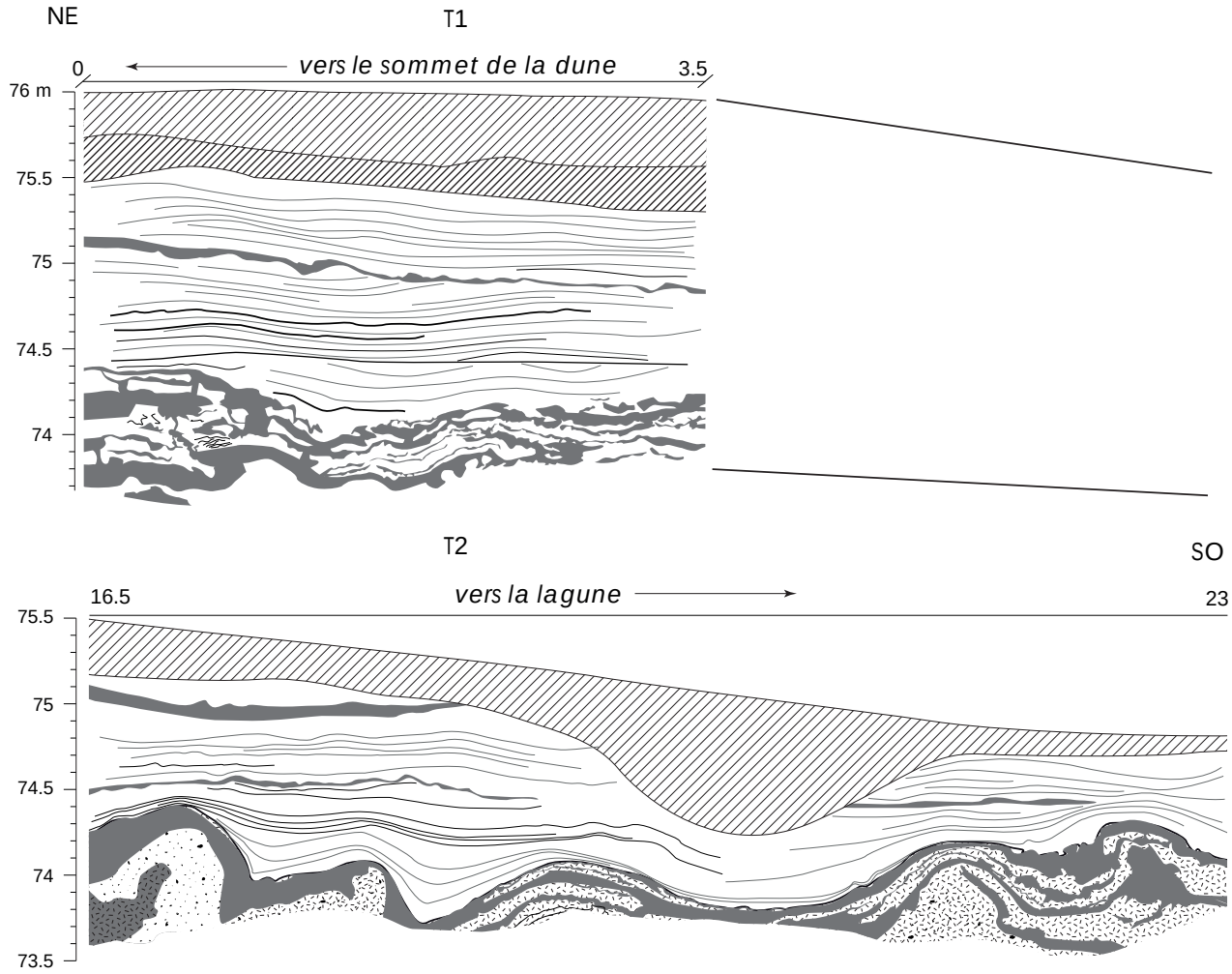


Fig. II.46 : Variations latérales de la stratigraphie au niveau de la coupe de Larrusey entre la zone proche du sommet de la dune et celle proche de la lagune.

grossiers à gravillons et l'unité limono-sableuse organique sus-jacente. Le cœur des plis anticlinaux est constitué par l'unité sablo-graveleuse située à la base de la séquence et se caractérise par une fabrique interne orientée parallèlement au plan axial des plis. Ces derniers sont déversés vers le SSO (Fig. II.47a,b). Les alternances sables-limons s'amincissent au niveau des plis anticlinaux et se dilatent dans les synclinaux. Dans les plis synclinaux, les lits limoneux présentent des figures de charge (Fig. II.47c). Les sédiments intercalés entre la base plissée et le sommet non déformé de la séquence sont affectés par des déformations plus discrètes. Il s'agit de petites indentations en V des lits limoneux dans les lits sableux (Fig. II.47d), de microplis dont la géométrie est soulignée par les lamines organiques (Fig. II.47e), et d'une réseau de micro-fractures de densité variable et sans orientation préférentielle (Fig. II.47f). Ces micro-fractures sont comblées par des sables injectés depuis les niveaux sous-jacents (filons clastiques).

Enfin, lors d'une visite récente, le nettoyage de la coupe au SSO du secteur présenté sur la Fig. II.46 nous a permis d'observer dans la partie déformée de la séquence :

i. des formes en coin de largeur et de profondeur de l'ordre du décimètre, inclinées vers le NNE et correspondant à des colmatages de fissures ouvertes dans les sables graveleux de la base de la séquence par l'unité sablo-limoneuse (Fig. II.47g) ;

ii. des dykes neptuniens se croisant en X, de largeur centimétrique et consistant d'un mélange de sables-limons et petits graviers (Fig. II.47g).

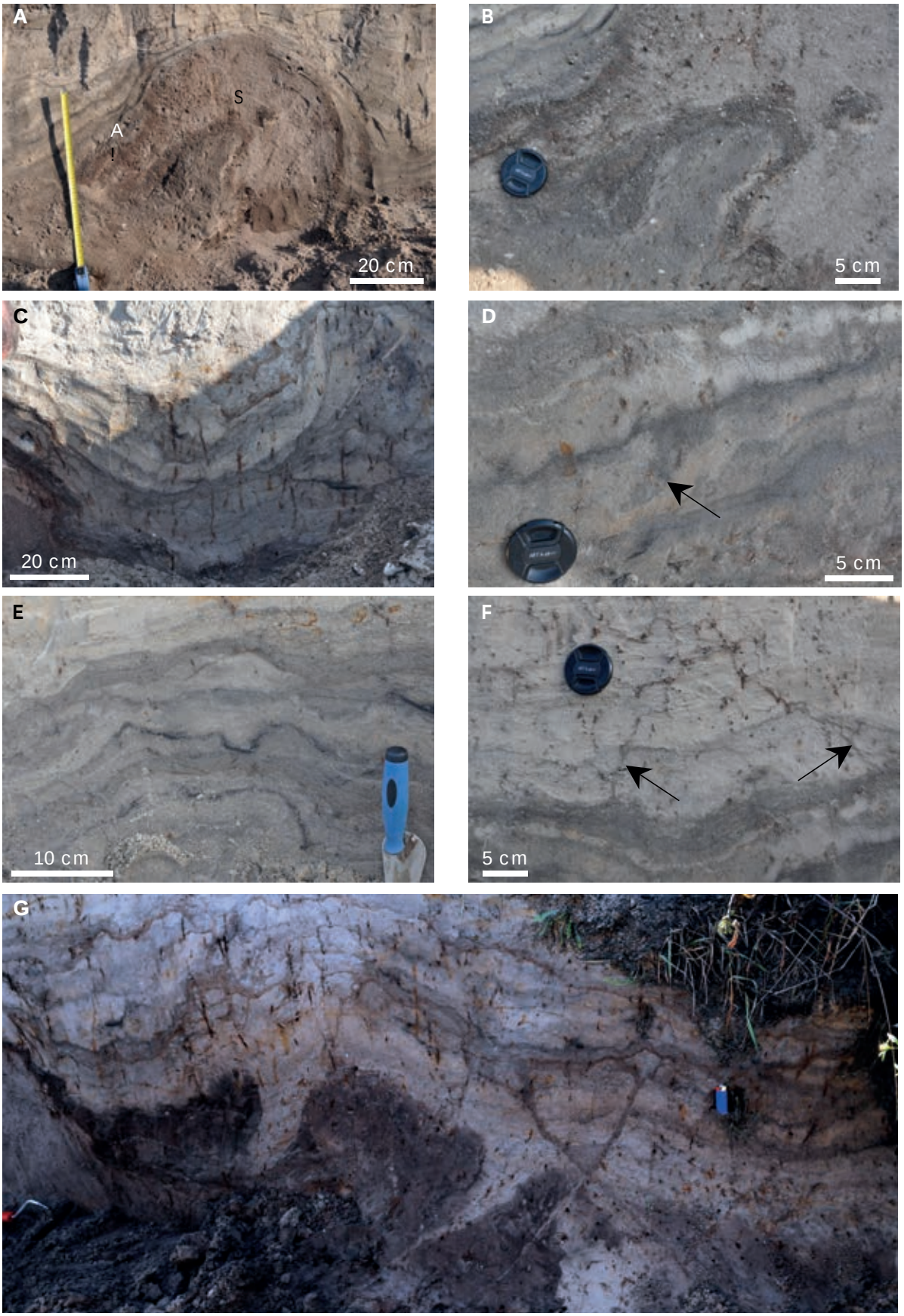


Fig. II.47 : Structures de déformations de la coupe de Larrusey. A, B, C, D, E, F : d'après Schneider *et al.* (2012). A : Diapir avec injection de sable grossier (S) ; B : Détail du cœur du diapir. Noter comme le sédiment montre une fabrique planaire parallèle au plan axial ; C : Structure synforme avec figures de charge à la base ; D : Structures de liquéfaction orientées (flèche) ;E : Microplissements affectant les sables ; F : Réseau de micro-factures (filons clastiques ?) affectant les sables ; G : Structure interprétée comme un filon clastique de type dyke neptunien.

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale (en collaboration avec B. Van-Vliet Lanöe et J.L. Schneider)

Les deux unités supérieures témoignent du comblement progressif par les sables d'une zone en dépression suite à la progression de la dune parabolique visible en vue aérienne satellite. L'alternance de lits sableux et lits limoneux qui caractérise les deux unités correspond au Faciès E3 et est interprété comme le résultat d'une sédimentation éolienne en milieu humide sous l'influence de la nappe. Les lits limoneux correspondent à des phases de remontée de la nappe avec capture en surface des particules plus fines transportées en suspension sur une surface humide. L'unité sableuse de base, marquée par une épaisseur nettement plus importante des lits limoneux plus ou moins organiques et gleyfiés (Fig. II.46), correspond à un faciès de type interdunaire qui comble une zone en dépression. L'unité supérieure, dominée par des lits sableux faiblement inclinés témoigne du comblement progressif de la dépression par les sables éoliens en relation avec l'avancé de la dune parabolique. La présence de lits limoneux jusqu'au sommet de la séquence suggère que la surface est restée humide, du moins saisonnairèment, pendant toute la période de mise en place la dune.

L'unité graveleuse située à la base de la séquence n'affleure que partiellement au niveau du fossé étudié et son interprétation et son attribution chronologique demeurent par conséquent difficiles. La présence de graviers exclut en tout cas une origine éolienne pour cette unité.

L'ensemble des structures de déformation qui affectent la base de la séquence éolienne est interprété comme étant d'origine sismique, en raison de la présence de structures typiques telles que les grands plis souples et surtout des deux dykes neptuniens (*cf.* Chapitre II.4). La limite supérieure des déformations correspond vraisemblablement à la limite supérieure de la zone saturée en eau. En effet, comme l'ont souligné par exemple Plaziat *et al.* (2009) dans leur étude sur les séquences éoliennes stampiennes de la Formation des Sables de Fontainbleau, les déformations sismiques en milieu dunaire ne s'expriment qu'au niveau de la nappe phréatique.

A Larrusey, nous avons pu remarquer aussi que la localisation des déformations par rapport à l'axe de la dune parabolique sus-jacente n'est pas anodine. En effet, elles se situent en position latérale et les sédiments ne sont pas déformés à l'aplomb de la crête de la dune parabolique comme le montre la coupe principale (Fig. II.45b). L'hypothèse que nous retenons actuellement fait appel au différentiel gravitaire entre la partie de la séquence située à l'aplomb de la crête et la partie située en marge au niveau d'un des bras de la dune. Suite à une secousse sismique, les sédiments gorgés d'eau se liquéfient. La surpression co-sismique qui induit généralement une remontée des fluides a été entravée par la masse de la dune au niveau de la crête, ce qui a conduit à un transfert latéral de la surpression. Dès lors, les plis se déversent vers l'extérieur de la dune (par l'effet de surcharge exercé par la dune), et les charnières des anticlinaux sont injectées de sédiment liquéfié comme le suggère leur fabrique orientée. Les déformations plicatives sont accommodées dans les sédiments sus-jacents par des cisaillements qui s'accompagnent de phénomènes de liquéfaction localisés et qui se concentrent dans les auges synclinales. Ces processus s'accompagnent également de microplissements. La présence de filons clastiques, interprétés comme des dykes neptuniens, témoigne d'échappements de fluides sableux turbulents indiquant une liquéfaction poussée du sédiment avec éjection violente de sédiments de bas en haut de la séquence.

Bien que nous n'ayons pas pu obtenir de dates OSL sur la coupe de Larrusey, les données régionales suggèrent que les dunes paraboliques continentales sont pour la plupart d'entre elles d'âge Dryas récent. Une date ^{14}C a été faite sur un charbon de bois prelevé dans les unités organiques situées à la base de la coupe principale et a donné un âge de 35390 ± 400 ka (41340-39470 cal B.P, 2σ). Cet âge beaucoup plus vieux que prévu pourrait indiquer le remaniement de matériel charbonneux ancien à la base de la dune. La date est considerée ici comme non valide. Les déformations reconnues sur le site de Larrusey sont postérieures à la mise en place de la dune. Elles témoignent d'un phénomène événementiel qui a fonctionné pendant un séisme d'intensité minimum MSK ≥ 4-5 (Galli, 2000) et datant de l'Holocène.

Locbeilh et Hilaire (Saugnacq-et-Muret)

Localisation et contexte géomorphologique

Ces deux affleurements, situés respectivement 2 km au nord (Hilaire) et 2 km à l'est (Locbeilh) de la commune Saugnacq-et-Muret, sont présentés ensemble étant donné leur proximité dans l'espace et les fortes ressemblances stratigraphiques entre les coupes. Les deux coupes se trouvent en position de plateau à une altitude d'environ 47 m NGF, en tête de deux vallons qui se creusent vers l'est en direction de la Leyre (Fig. II.48a).

L'affleurement de Locbeilh se trouve au niveau d'une ancienne sablière dont le front d'exploitation dans sa partie orientale fait apparâitre la stratigraphie sur une centaine de mètres de long et sur environ 5 m de profondeur. L'affleurement de l'Hilaire apparaît en revanche en rive gauche du Ruisseau de l'Hilaire dont l'incision augmente en direction de la Leyre. L'effondrement des berges dans la partie aval du ruisseau nous a permis d'observer la stratigraphie sur environ 4 m de profondeur et sur quelques mètres de largeur.

Les deux coupes, d'après la carte géologique (Platel et Dubreuilh, 1991), se trouvent en marge de la formation du Sable des Landes (Fig. II.48b) qui passe à l'est des nos affleurements à la Formation d'Onesse et de Beliet qui est datée du Pléistocène inférieur ancien (Dubreuilh *et al.*, 1995a).

Description stratigraphique

Les deux coupes, se caractérisent par une stratigraphie comparable montrant de haut en bas (Fig. II.49) :

- le podzosol meuble subactuel, qui à Locbeilh se développe localement sur un horizon ferrugineux cimenté de type garluche ;

- une succession d'ensembles sableux épais de 5 à 10 cm et constitués de rides éoliennes grimpantes, de rides éoliennes et de rides à granules ;

- une succession de lits de sables massifs épais de 2 à 30 cm, dans lesquels s'interstratifient parfois des rides à granules et des rides éoliennes à faible angle. Des passées de sables très fins ou de limons grossiers ont été localement observées à la base de la coupe de l'Hilaire.

Dans chaque coupe sont présents deux niveaux à petites fentes syngénétiques. Les fentes ont une ouverture d'environ 1 cm et une profondeur variant entre 40 et 200 cm. Des lamines à charbons de bois de petite taille sont associés au niveau supérieur à

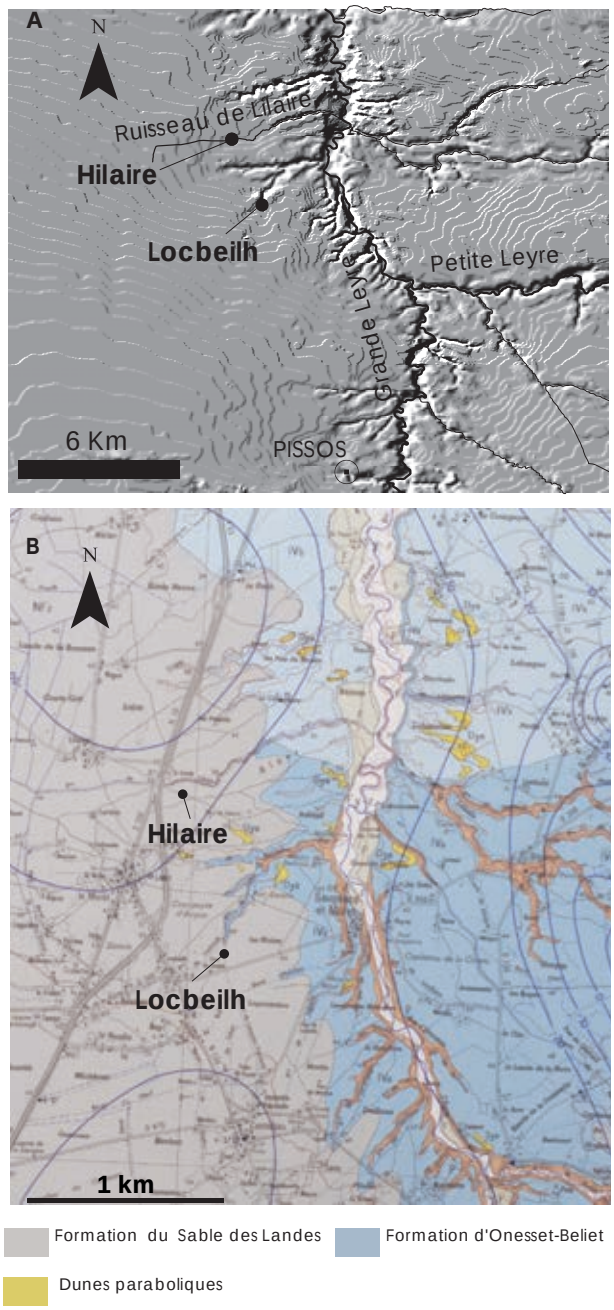


Fig. II.48 : Sites de l'Hilaire et de Locbeilh (Saugnacq-et-Muret). A : Localisation des sites superposée au modèle numérique de terrain (ombré). B : Carte géologique du secteur de la coupe et légende d'après Platel et Dubreuilh (1991).

petites fentes de la coupe de l'Hilaire.

Deux datations par ESR ont été réalisées par P. Voinchet et J. J.Bahain (UMR 7194, Paris) au sommet et au milieu de la coupe de Locbeilh et ont donné respectivement des âges de 205 ± 7 ka et de 200 ± 8 ka, c'est-à-dire SIM 7.

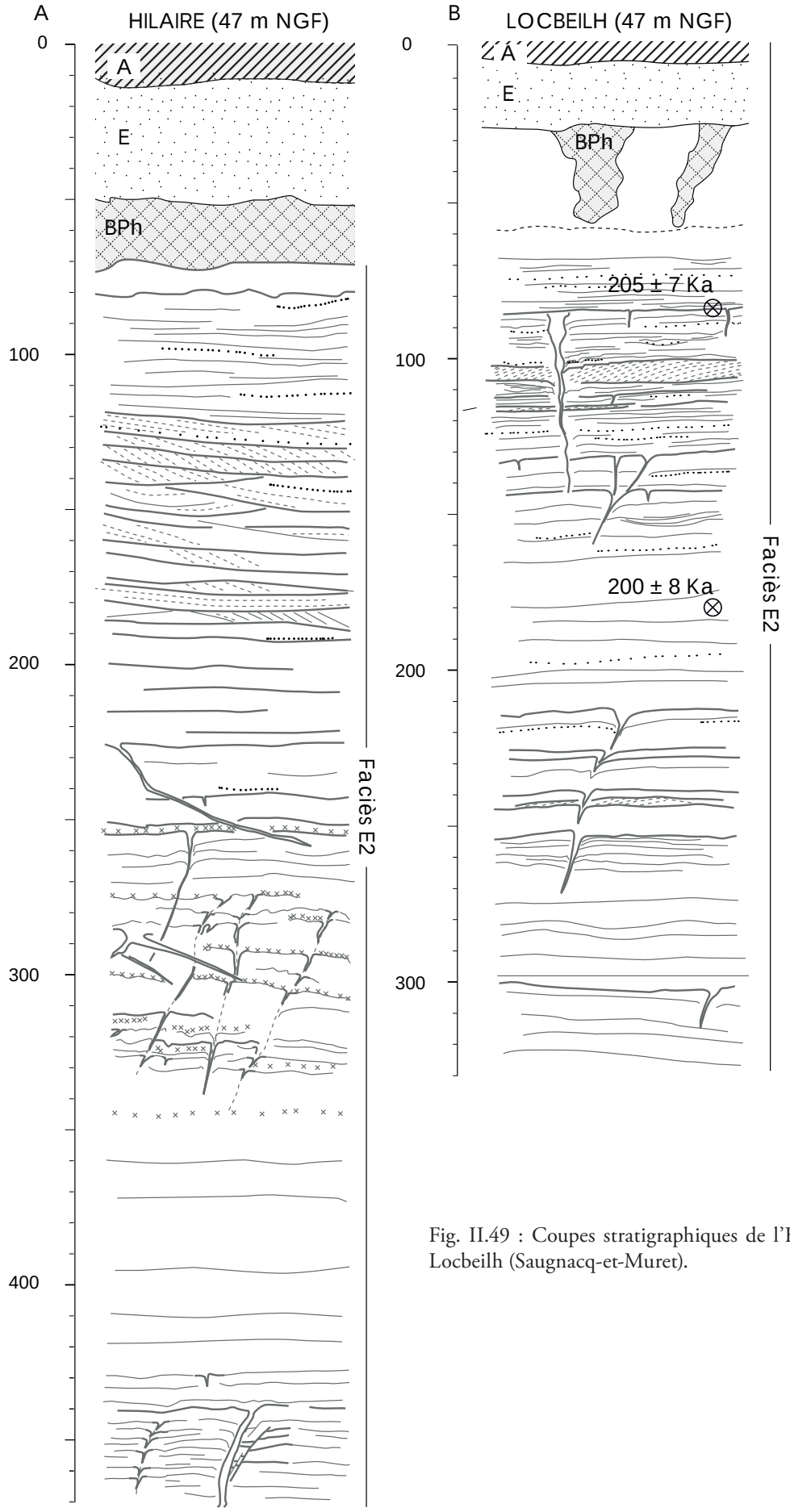


Fig. II.49 : Coupes stratigraphiques de l'Hilaire et de Locbeilh (Saugnacq-et-Muret).

Les deux séquences présentent une séquence monotone caractérisée par des structures sédimentaires renvoyant au Faciès E2 et s'interprétent donc comme des épandages sableux secs. La proximité géographique des deux coupes, leur altitude identique et surtout la ressemblance dans la succession stratigraphique permet d'avancer l'hypothèse qu'elles se sont déposées au cours de la même phase éolienne. La présence de petites fentes syngénétiques suggère une sédimentation dans un environnement périglaciaire caractérisé, du moins à certains moments, par le développement d'un gel saisonnier profond et/ou d'un pergélisol.

Les datations par ESR placent ces épandages sableux dans le SIM 7a. Dans la mesure où la mise en place des sables s'est faite dans un environnement périglaciaire, il est plus probable que les deux coupes se soient formées au début du SIM 6.

Le Couailles 1 et 2 (Sabres)

Les affleurements de Couailles 1 et 2 se trouvent à environ 3 km au nord de la commune de Sabres à une altitude d'environ 80 m NGF. Ils se trouvent en position de plateau, la Leyre étant située environ 3 km plus à l'ouest. La topographie régionale est marquée en surface par des nombreux édifices dunaires paraboliques s'alignant le long des petits fleuves côtiers, qui fonctionnent comme des véritables couloirs éoliens (*cf.* Partie III) (Fig. II.50a). Les alluvions de la Leyre ont également pu contribuer à alimenter les édifices dunaires situés en rive droite comme celui de Couailles. D'après la carte géologique, le site se trouve sur la Formation du Sable des Landes (Karnay, 1992).

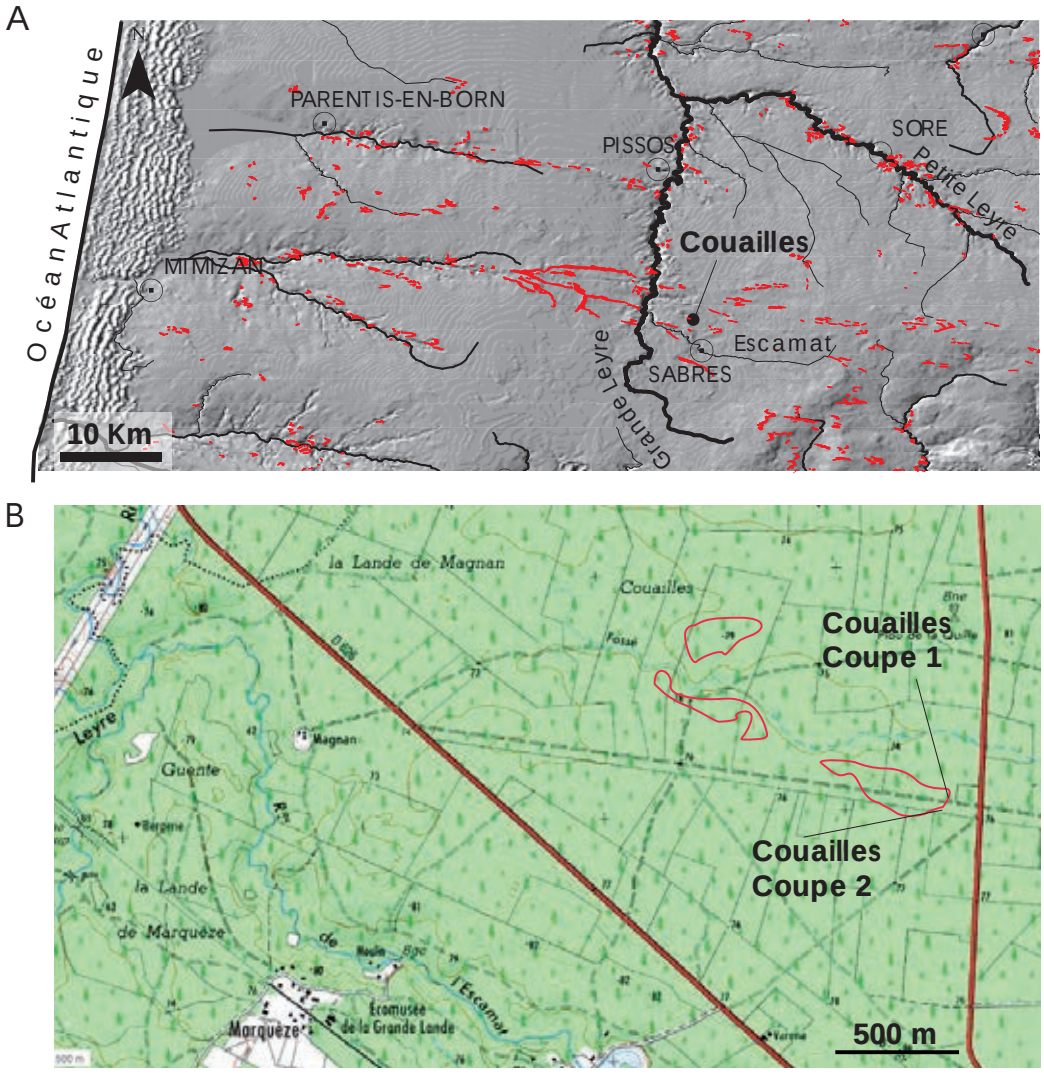


Fig. II.50 : Site de Couailles (Sabres). A : Localisation du site superposée au modèle numérique de terrain. Le secteur de la coupe se distingue par les nombreux édifices dunaires paraboliques (en rouge) qui marquent la topographie ; B : Localisation des coupes de Couailles 1 et 2 par rapport à la topographie. En rouge : dunes paraboliques linéaires (d'après la classification proposée dans la Partie III).

Les coupes de Couailles sont particulièrement intéressantes pour deux raisons :

- elles se trouvent en plein dans un des principaux couloirs dunaires, ce qui permet d'apporter des informations sur le rôle de ces couloirs dans la sédimentation éolienne ;

- le site se trouve 2 km au nord-est du lieu dit Jeanicoy, dans lequel Martres (1882) a signalé la découverte de deux pointes des silex dans un banc argileux situé à la base d'une séquence sableuse de 4 m de hauteur (*cf.* Partie I). Ces deux pointes ont été interprétées par Thibault (1965) comme des pointes à cran solutréennes et ont constitué pendant longtemps une des seules accroches chronologiques pour la Formation du Sable des Landes (*s.s.*).

Description stratigraphique

La coupe de Couailles 1 correspond à un fossé profond d'environ 2,50 m et large d'environ 1 m situé en marge d'une dune parabolique linéaire (*cf.* Partie III : morphologie des dunes paraboliques) qui a été recoupée par un chemin forestier (Fig. II.50b). Celle de Couailles 2 (Fig. II.50b), localisée à une vingtaine de mètres au sud de la coupe Couailles 1, a été creusée à l'aide d'une pelle mécanique et correspond à une tranchée d'environ 5 mètres de long et 4 mètres de profondeur.

<u>*Couailles 1*</u>

La séquence comprend, de haut en bas (Fig. II.51a) :

- 0-65 cm : le podzosol meuble subactuel ; seuls les horizons BPh et BPs étaient présents vraisemblablement en raison de l'aménagement du chemin forestier ;

- 65-125 cm : des sables moyens (Fig. II.51c) à litage oblique dans lesquels sont interstratifiées des lentilles de sables grossiers. Quelques petit charbons de bois (<1 cm) sont dispersés au sein de cette unité ;

- 125-175 cm : un podzosol meuble juvénile (*cf.* Tab. II.4 et Chapitre II.3) sur sable moyen dont l'horizon A est très riche en charbons de bois, certains de taille supérieure au centimètre ;

- 175-225 cm : des sables moyens avec un litage à faible pendage ;

- 225-260 cm : un arénosol (*cf.* Tab. II.4 et Chapitre II.3) sur sable moyen à litage subhorizontal mal exprimé. De lamines de petits charbons de bois sont présentes dans ce paléosol ;

<u>*Couailles 2*</u>

De haut en bas, cette coupe montre (Fig. II.51b) :

- 0-55 cm : podzosol meuble actuel (BPh et BPs) ;

- 55-180 cm : sables moyens à litage oblique ou à faible angle, au sein desquels on reconnaît une alternance de lits de flot de grains et de lits de chute de grains ;

- 180-215 cm : podzosol meuble juvénile sur sables moyens dont les caractéristiques sont les mêmes de celui de la coupe de Couailles 1 (*cf.* Tab II.1 et Chapitre II.3) ;

- 215-240 cm : sables moyens (Fig. II.51d) disposés en ensembles d'épaisseur de l'ordre du décimètre, entrecroisés à faible angle, avec un litage interne subhorizontal où faiblement incliné et correspondant essentiellement à des rides éoliennes. Quelques rides à granules et des cuvettes d'érosion sont présentes ;

- 240-290 cm : alternance de lits sableux décimétriques et des lits limono-sableux gleyfiés épais de un à quelques centimètres, d'allure ondulée à la base de l'unité et puis subhorizontale vers le sommet. Les lits limono-sableux sont plus épais à la base de l'unité, tandis qu'ils ont tendance à s'amincir vers le sommet. En partie moyenne de l'unité, un lit limono-sableux est localement déformé en petites gouttes qui descendent de quelques décimètres et sont reliées à la surface de départ par des petites fentes. A environ 20 cm de cet horizon déformé nous avons pu observer une lamine charbonneuse ;

- 290-340 cm : un réductisol cryoturbé (*cf.* Tab. II.1), caractérisé par des niveaux limono-sableux (Fig. II.51d) déformés en poches de forme irrégulière qui s'enfoncent dans des sables massifs;

- 340-395 cm : sables moyens (Fig. II.51d), organisés en ensembles élémentaires décimétriques à litage entrecroisé à faible angle, le litage étant essentiellement constitué par des rides éoliennes à faible angle et par quelques rides à granules. Des manchons racinaires ferruginisés ont été observés à la base de l'unité ;

- 400-450 cm : sables moyens (Fig. II.51d), massifs, dans lesquels s'enfoncent depuis le sommet de l'unité des gouttes argilo-sableuses (Fig. II.51d) larges d'environ 10 cm est reliées à la surface de départ par des petites fentes.

Données analytiques

Analyse des charbons de bois (Guillaume de Lafontaine)

Un nombre total de 19 charbons a été compte pour la fraction > 4 mm et de 258 pour celle > 2 mm (Tab. II.8). L'ensemble des charbons se présente en très bon état de conservation. Le taux de détermination est de 53 % pour la fraction > 4 mm. Au sein de cette fraction, les charbons déterminés sont tous du genre *Pinus*, dont 70 % ont pu être attribuées au type *sylvestris* (Tab. II.8). Pour la fraction > 2 mm, le taux de détermination est de 65 %. Parmi les charbons déterminés, le genre *Pinus* est largement majoritaire (93 %), suivi par des attributions plus génériques à des conifères (5,3 %) et par quelques feuillus (1,7 %) (Tab. II.8). La plupart des charbons de pin ont pu être attribuées à *Pinus* type *sylvestris* (76 % du total).

Datations

Cinq prélèvements pour datation par OSL ont été effectués dans la partie inférieure de la coupe de Couailles 2. En suivant l'ordre stratigraphique, les âges obtenues sont : 18,1 ± 1,4 ka BP ; 17,3 ± 1,2 ka BP ; 18,0 ± 1,1 ka BP ; 22,4 ±1,4 ka BP ; 20,8 ± 1,3 ka BP. Dans la séquence supérieure, deux prélèvements de charbons de bois ont été effectuées pour datation ^{14}C dans l'horizon A du podzosol incipient et dans l'horizon Ae de l'arénosol. Les âges obtenus pour ces deux paléosols sont respectivement de 11030 ± 50 ka BP (13094 -12714 cal BP, 2σ) et de 11570 ± 60 ka BP (13601-13277 cal BP, 2σ).

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

Les deux coupes étudiées livrent une longue séquence qui peut être subdivisée en deux sous-séquences principales.

La séquence inférieure est caractérisée globalement par une succession d'unités typiques du Faciès E2 et elle est interprétée comme étant principalement l'expression d'un environnement de dépôt de type épandage sableux sec. Les datations OSL effectuées indiquent qu'elle s'est accumulée dans la deuxième partie du Pléniglaciaire supérieur (≈ 21 – 17 ka). Trois générations d'épandages sableux sont présentes, séparées entre elles par deux réductisols cryoturbés. Ces paléosols témoignent d'une pédogénèse en milieu mal drainé (Baize et Girard, 2009 ; Duchaufour, 1983) et d'une cryoturbation en liaison avec un gel saisonnier profond et/ou sur pergélisol. Les observations faites en lame mince (*cf.* Chapitre II.3) pour le paléosol supérieur suggèrent une activité biologique extrêmement réduite au cours de sa formation (pas de traces de bioturbation, litage bien préservé). A l'affleurement, nous n'avons pas observé de fentes de gel à la base des déformations mais il faut souligner que l'extension latérale de la coupe de Couailles 2 était très limitée et qu'il n'a pas été possible de faire des décapages horizontaux extensifs.

Les modèles pouvant être évoqués pour expliquer la genèse de ces gleys cryoturbés en milieu sableux ont été présentés auparavant dans la discussion concernant les cryosols du Barp Pot-Au-Pin et de Cestas Les-Pins-de-Jarry. Ces modèles suggèrent deux mécanismes possibles :

i. le cryosol se forme en deux phases : a) développement d'un sol réductique pendant une amélioration climatique associée à un interstadiaire (GIS) et b) déformation par cryoturbation du sol réductique pendant un stadiaire (GS) ;

ii. le cryosol se forme pendant un interstadiaire (GIS) suite à la dégradation d'un pergélisol.

Le caractère réductique attesté pour le paléosol supérieur indique un contexte plus humide que pour la mise en place des sables de couverture, mais l'absence de bioturbation observée en lame mince plaide pour le manque d'une augmentation significative de l'activité biologique. En comparant les dates OSL, la chronologie glaciaire et les enregistrement polliniques de la carotte marine MD99 – 2331 (nord de l'Espagne, Naughton *et al.*, 2007), la période la plus probable pour la formation du paléosol n'apparaît pas corrélée à un réchauffement significatif ni avec une expansion importante du couvert végétal (Fig. II.52). Le possible rôle du pergélisol dans la genèse du paléosol ne peut pas être exclu puisque les dates OSL effectuées sur le site de Chronopost (Mérignac) semblent indiquer la présence d'un gel saisonnier profond et/ou un pergélisol jusqu'à au moins 21 ka. D'autre part, il est également possible que le paléosol représente une phase plus humide permettant le développement de cryoturbations. En effet, les enregistrements en milieu marin (Naughton *et al.*, 2009, 2007) montrent pour la fin du Pléniglaciaire supérieur des variations significatives de la végétation et des précipitations.

Les informations dont nous disposons pour le paléosol inférieur sont très réduites dans la mesure où aucune lame mince n'est disponible. En raison de

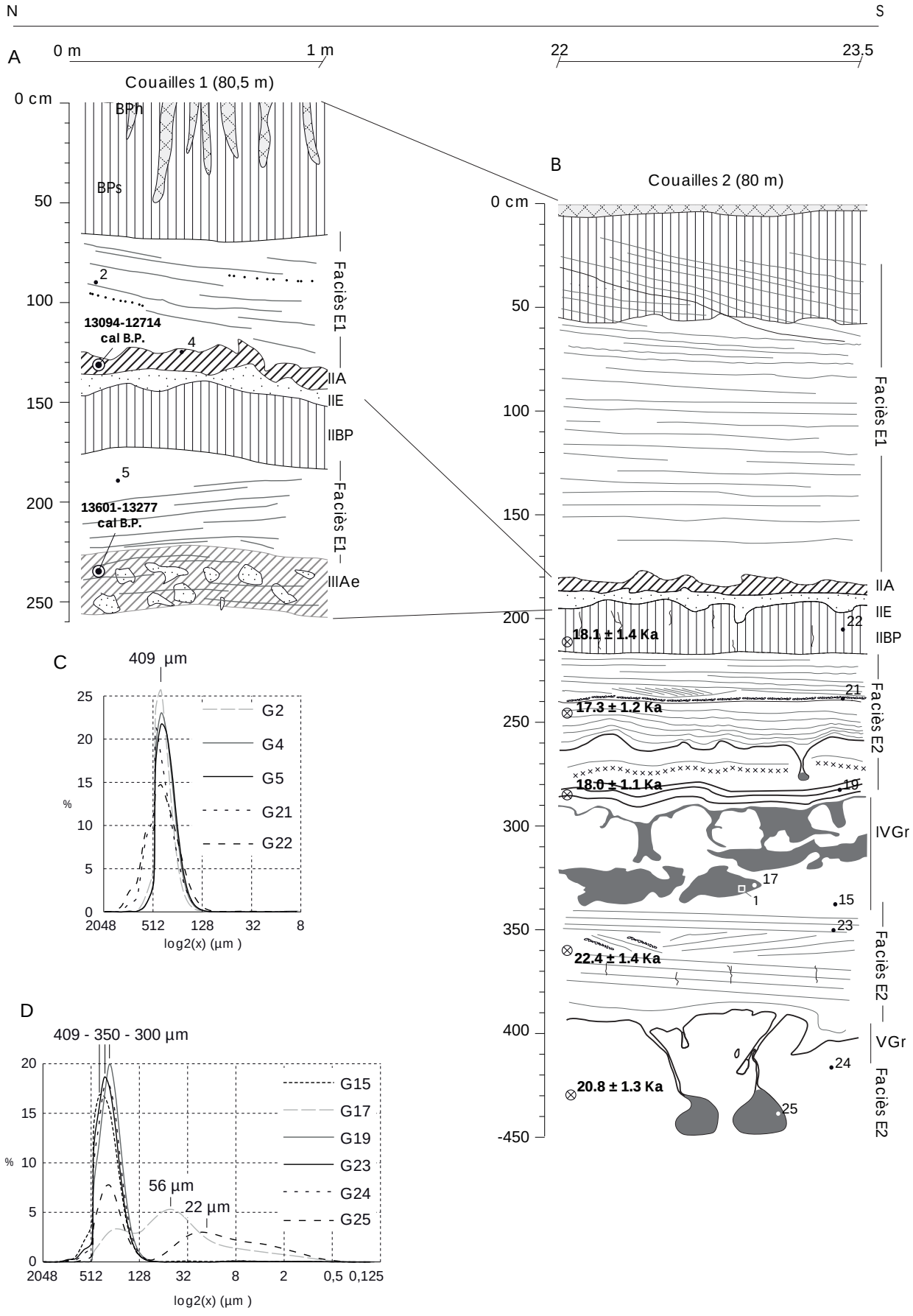


Fig. II.51 : Site de le Couailles (Sabres). A, B : coupes stratigraphiques principales ; C , D : courbes granulométriques.

Maille (mm)	N°	Identification	Morphotype
4	1	*Pinus* type *sylvestris*	indet
4	2	NA	indet
4	3	NA	indet
4	4	NA	indet
4	5	NA	indet
4	6	NA	indet
4	7	NA	indet
4	8	*Pinus* type *sylvestris*	indet
4	9	*Pinus* type *sylvestris*	indet
4	10	NA	indet
4	11	*Pinus* type *sylvestris*	indet
4	12	Pinus sp.	indet
4	13	Pinus sp.	indet
4	14	Pinus sp.	écaille
4	15	*Pinus* type *sylvestris*	indet
4	16	NA	indet
4	17	*Pinus* type *sylvestris*	indet
4	18	*Pinus* type *sylvestris*	indet
4	19	NA	indet
2	1	NA	indet
2	2	*Pinus* type *sylvestris*	écaille
2	3	Pinus sp.	écorce
2	4	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	5	conifère	indet
2	6	NA	indet
2	7	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	8	NA	indet
2	9	Pinus sp.	indet
2	10	NA	indet
2	11	Pinus sp.	écorce
2	12	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	13	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	14	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	15	Pinus sp.	indet
2	16	Conifère	indet
2	17	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	18	Pinus sp.	écaille
2	19	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	20	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	21	NA	indet
2	22	conifère	indet
2	23	conifère	indet
2	24	Pinus sp.	écaille
2	25	Pinus sp.	indet
2	26	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	27	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	28	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	29	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	30	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	31	Pinus sp.	indet
2	32	NA	écorce
2	33	NA	écorce
2	34	NA	indet
2	35	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	36	Pinus sp.	écaille
2	37	Pinus sp.	écaille
2	38	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	39	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	40	conifère	indet
2	41	NA	écorce
2	42	conifère	indet
2	43	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	44	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	45	conifère	indet
2	46	NA	indet
2	47	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	48	Pinus sp.	écaille
2	49	NA	indet
2	50	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	51	NA	indet
2	52	Feillu	indet
2	53	NA	indet
2	54	NA	indet
2	55	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	56	NA	indet
2	57	Feillu	indet
2	58	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	59	NA	indet
2	60	NA	indet
2	61	NA	indet
2	62	Pinus sp.	indet
2	63	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	64	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	65	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	66	NA	indet
2	67	Pinus sp.	indet
2	68	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	69	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	70	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	71	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	72	Pinus sp.	indet
2	73	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	74	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	75	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	76	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	77	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	78	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	79	Pinus sp.	indet
2	80	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	81	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	82	NA	indet
2	83	NA	indet
2	84	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	85	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	86	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	87	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	88	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	89	NA	indet
2	90	NA	indet
2	91	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	92	Pinus sp.	écaille
2	93	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	94	NA	indet
2	95	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	96	NA	indet
2	97	NA	indet
2	98	NA	indet
2	99	NA	indet
2	100	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	101	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	102	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	103	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	104	NA	indet
2	105	NA	indet
2	106	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	107	NA	indet
2	108	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	109	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	110	NA	indet
2	111	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	112	NA	indet
2	113	NA	indet
2	114	NA	indet
2	115	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	116	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	117	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	118	NA	indet
2	119	NA	indet
2	120	NA	indet
2	121	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	122	Pinus sp.	écaille
2	123	Pinus sp.	écaille
2	124	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	125	NA	indet
2	126	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	127	Pinus sp.	écorce
2	128	NA	indet
2	129	NA	indet
2	130	NA	indet
2	131	NA	indet
2	132	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	133	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	134	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	135	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	136	NA	indet
2	137	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	138	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	139	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	140	Pinus	écaille
2	141	NA	indet
2	142	NA	indet
2	143	NA	indet
2	144	NA	indet
2	145	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	146	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	147	NA	indet
2	148	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	149	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	150	NA	écorce
2	151	NA	indet
2	152	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	153	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	154	NA	indet
2	155	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	156	Pinus sp.	écaille
2	157	NA	indet
2	158	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	159	NA	indet
2	160	NA	indet
2	161	Feuillu	indet
2	162	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	163	Pinus sp.	écaille
2	164	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	165	NA	indet
2	166	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	167	NA	indet
2	168	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	169	NA	indet
2	170	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	171	NA	indet
2	172	NA	écorce
2	173	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	174	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	175	NA	indet
2	176	NA	écorce
2	177	NA	indet
2	178	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	179	NA	indet
2	180	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	181	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	182	NA	indet
2	183	conifère	indet
2	184	NA	indet
2	185	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	186	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	187	Pinus sp.	écorce
2	188	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	189	NA	indet
2	190	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	191	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	192	Pinus sp.	écaille
2	193	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	194	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	195	Pinus sp.	écorce
2	196	NA	indet
2	197	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	198	NA	indet
2	199	NA	indet
2	200	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	201	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	202	NA	indet
2	203	Pinus sp.	écorce
2	204	NA	indet
2	205	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	206	NA	indet
2	207	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	208	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	209	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	210	NA	indet
2	211	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	212	Pinus sp.	écaille
2	213	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	214	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	215	Pinus sp.	écaille
2	216	Pinus sp.	indet
2	217	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	218	Pinus sp.	écorce
2	219	Pinus sp.	écaille
2	220	NA	indet
2	221	NA	indet
2	222	NA	indet
2	223	Pinus sp.	écaille
2	224	Conifère	indet
2	225	NA	écorce
2	226	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	227	Pinus sp.	écorce
2	228	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	229	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	230	NA	indet
2	231	Pinus sp.	écaille
2	232	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	233	NA	indet
2	234	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	235	NA	indet
2	236	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	237	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	238	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	239	NA	indet
2	240	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	241	NA	indet
2	242	Pinus sp.	écaille
2	243	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	244	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	245	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	246	NA	indet
2	247	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	248	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	249	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	250	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	251	NA	écorce
2	252	NA	écorce
2	253	NA	indet
2	254	NA	indet
2	255	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	256	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	257	*Pinus* type *sylvestris*	indet
2	258	*Pinus* type *sylvestris*	indet

Tab.II.8 : Détermination spécifique et morphotypes des charbons de bois preélevés dans le podzosol juvénile de la coupe de Couailles 1 (Sabres).

l'incertitude associée aux âges OSL au moins deux hypothèses de corrélation avec la chronologie glaciaire peuvent être proposées pour ce paléosol (Fig. II.52) :

i. il s'est développé pendant l'interstadiaire GI-2 suite à la dégradation d'un pergélisol. Cette hypothèse est envisageable dans la mesure où, d'après les données de Lenoble *et al.* (2012) et Bertran *et al.* (2013a), le stadiaire GS-3 se caractérise dans le SO de la France par l'installation d'un gel saisonnier profond et/ou d'un pergélisol ;

ii. il est subcontemporain du cryosol supérieur et se serait formé en relation avec une des petites flucuations climatiques au sein du stadiaire GS 2.

La base de la séquence supérieure est constituée sur la coupe de Couailles 1 par deux paléosols (un arénosol et un podzosol juvénile) séparés par une unité sableuse qui pourraient correspondre soit à des épandages sableux (Faciès E2), soit à une dune éolienne (Faciès E3). Les deux paléosols se rejoignent vraisemblablement dans la coupe de Couailles 2 où seul le podzosol juvénile est visible. Les arénosols sont des sols caractérisés par une mauvaise rétention de l'eau et par une grande sensibilité à la sécheresse (Baize et Girard, 2009). A Couailles, la présence d'un litage et la présence de lamines charbonneuses suggère que le sol a un caractère cumulique et qu'il s'est donc formé au cours d'une phase caractérisée, du moins localement, par une forte instabilité du milieu. Les observations faites en lame mince sur ce paléosol ont montré que seuls des rêvetements polymorphes sont présents, indiquant un stade initial de la pédogénèse (Righi, 1987). En ce qui concerne le podzosol juvenile, nous avons vu au chapitre II.3 qu'il présente une forte affinité avec ceux de Saint-Laurent-Médoc (Bertran *et al.,* 2009) et de Marsac (Sergent *et al.,* 2007). Nous l'interprétons comme témoignant du développement d'un sol sous couvert forestier dominé par *Pinus*. Par ailleurs, la présence de gros charbons de bois pouvant parfois atteindre une largeur centimétrique témoigne de feux de forêt à faible distance du site (Clark, 1988).

Les datations sur charbons de bois placent les deux paléosols au sein de l'Allerød (GI-1), ce qui concorde avec la chronostratigraphie régionale (Bertran *et al.,* 2011). En raison de l'incertitude réduite associée aux âges, il est possible d'attribuer la formation de l'arénosol à l'interstade GI-1c et le podzosol juvénile à l'interstade GI-1a (Fig. II.52). L'unité sableuse qui sépare ces deux paléosols pourrait correspondre à Intra-Allerød cold period (Cwynar *et al.*, 1994 ; Haflidason *et al.*, 1995 ; Lehman et Keigwin, 1992), qui correspond dans la chronologie glaciaire (Blockley *et al.*, 2012) au sous-stade

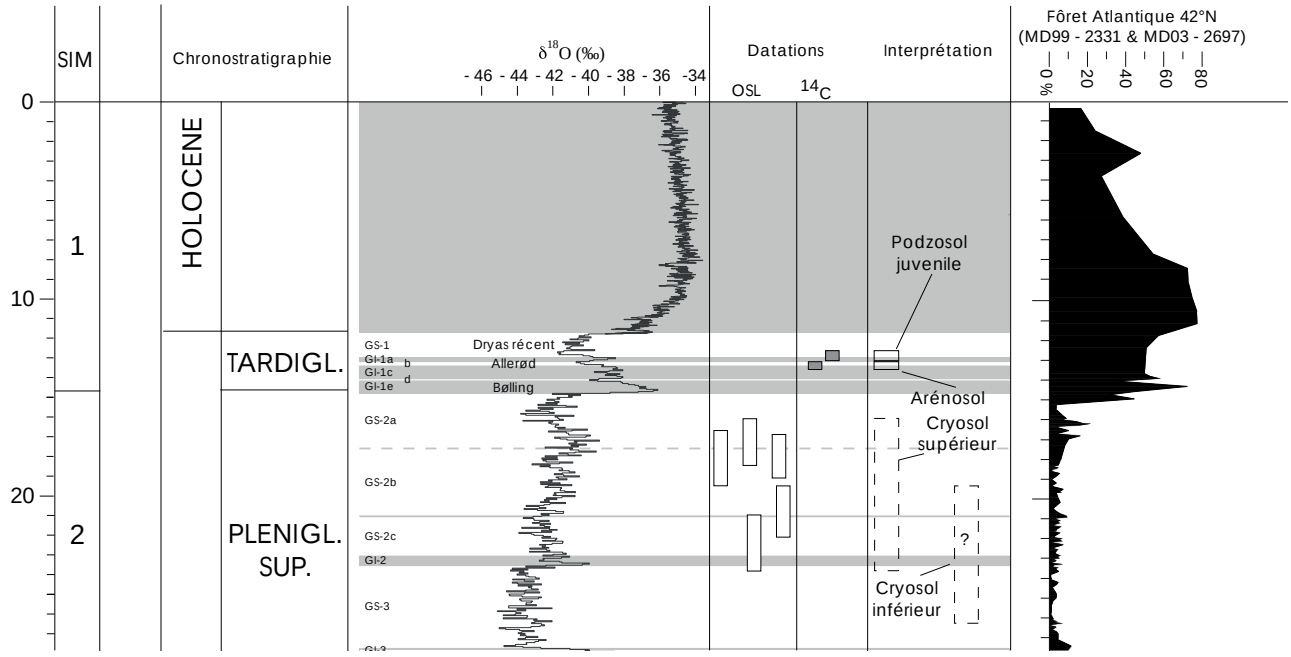


Fig. II.52 : Ages OSL et ^{14}C des coupes de Couailles 1 et 2 (Sabres) et interprétation chronologique proposée pour les paléosols. Chronologie des événements d'Heinrich d'après Sanchez Goñi et Harrison (2010). Chronologie glaciaire (N Grip) d'après Blockley *et al.* (2012). Courbe des variations en pourcentage des grains de pollen de la forêt Atlantique d'après les carottes marines MD994-2331 et MD03-2697 (Naughton *et al.*, 2007).

GI-1b. L'absence d'un paléosol d'âge Bølling suggère, au moins localement, que la dynamique éolienne a perduré jusqu'au début voire pendant une partie de l'Allerød puisque l'arénosol présente un caractère cumulique.

L'unité située au sommet de la séquence reflète la progression d'un édifice dunaire (Faciès E1). Cette unité correspond sans doute à la dune parabolique linéaire visible en photo aérienne au niveau du site. Nous n'avons pas pu réaliser de datations directement sur les sables éoliens de la dune. Son âge est vraisemblablement Dryas récent puisque : 1) elle se trouve dans un des grands couloirs de dunes paraboliques attribuées au Dryas récent par Bertran *et al.* (2011) ; 2) le podzosol au sommet de la dune est bien développé et indique une pédogénèse de longue durée.

Lumé (Fargues-sur-Ourbise)

Localisation et contexte géomorphologique

Les coupes de Lumé se trouvent à environ 2 km au sud-ouest de la commune de Fargues-sur-Ourbise, à une altitude d'environ 108 m NGF. Il s'agit du seul affleurement que nous ayons pu décrire dans le département du Lot-et-Garonne. Le site se trouve au sommet d'un plateau vallonné sur un substratum miocène, ce dernier étant nappé par la formation du Sable des Landes (*s.l.*) (Karnay, 1991). Le plateau est incisé par deux affluents de la Garonne : le Ciron et l'Avance. De nombreuses dunes paraboliques sont présentes dans le secteur, notamment le long des vallées principales de ces rivières (Fig.II.53a-b).
L'affleurement correspond à une sablière qui exploite les sables de la Formation de Castets. La carrière nous a intéressé dans la mesure où elle recoupait une dune parabolique. Plusieurs coupes ont été observées le long des deux fronts d'exploitation qui sont orientés ONO-ESE et font 70 m de long et au moins 5 m de haut.

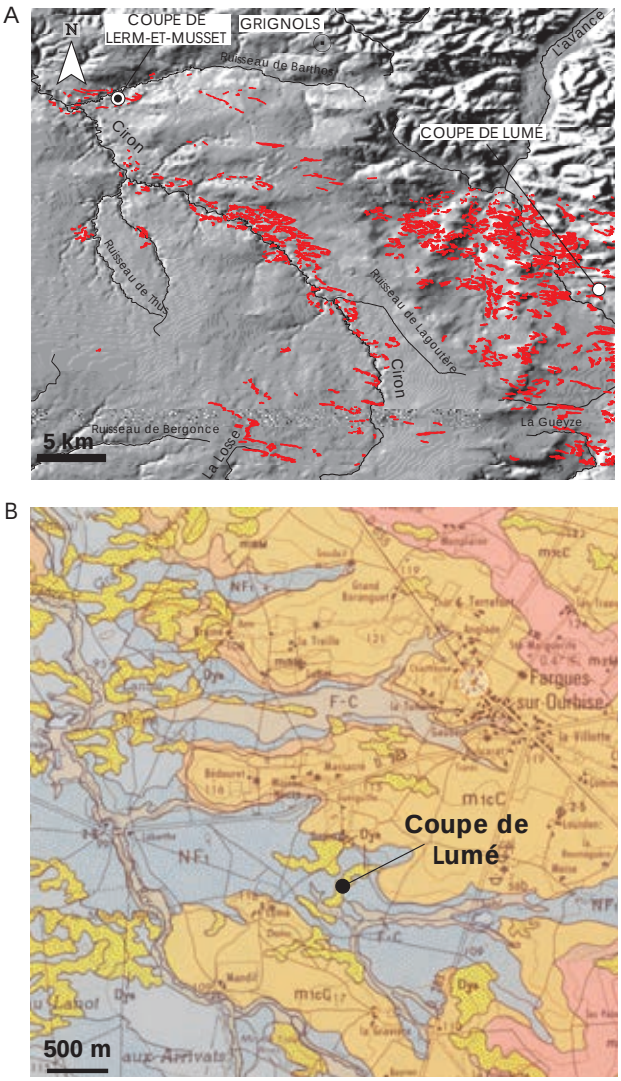


Fig. II.53 : Site de Lumé (Sabres). A : Localisation du site sur un fond de modèle numérique de terrain. Le secteur de la coupe se distingue par les nombreux édifices dunaires paraboliques (en rouge) qui marquent la topographie du paysage ; B : Localisation du site sur la carte géologique 1/50.000 (Karnay, 1991). Noter que sur cette carte, une dune parabolique est indiquée au niveau du site. F-C : Alluvions et colluvions holocènes ; Dya : Dunes paraboliques Holocène ; NF1 : Formation de Castet ; m : substratum calcaire Miocène.

Données stratigraphiques

La coupe la plus profonde (Coupe 1) que nous avons pu dégager se trouve sur le front sud. Le sommet de la séquence (± 1,5 m) est ici manquant car il a été vraisemblablement décapé lors de l'aménagement de la carrière. De haut en bas, on observe (Fig. II.54) :

- 0-15 cm : des sables moyens massifs ;
- 15-30 cm : un niveau constitué par deux horizons de sables humifères brun foncé (10YR 3/3), entre lesquels s'intercale un lit de sables moyens massifs. Cette unité correspond vraisemblablement à des petits horizons A enfouis (II Ab) ;
- 30-115 cm : des sables moyens organisés en ensembles élémentaires décimétriques subhorizontaux. Ces ensembles présentent un litage subhorizontal lié à la migration de rides éoliennes à faible angle. Quelques taches ferrugineuses sont présentes vers le sommet de

l'unité ;

- 115- 210 cm : des sables moyens à litage oblique, caractérisés par une succession de lits de flot de grains et de lits de chute de grains avec un pendage d'environ 30°. La restitution de la position de la face d'avalanche à partir des mesures d'orientation et de pendage apparents des lits sur les différentes coupes indique une progression de la dune vers le SE (N122) ;

- 210-250 cm : des sables moyens constitués d'une série d'ensembles élémentaires décimétriques subhoritontaux lités. Une passée avec des lits plus limoneux est présente à la base de cette unité.

Une dune parabolique signalée sur la carte géologique 1/50.000 apparaît au sommet du talus nord de l'exploitation (Fig. II.53). Celle-ci est recouverte par les déblais de la carrière, mais les horizons BPh et BPs du podzosol subactuel restent bien visibles sur le talus et permettent de suivre aisément les limites de la dune. Trois coupes d'environ 1 m de large ont été réalisées le long du talus nord. Elles sont situées à l'ouest de la coupe principale décrite ci-dessus. L'analyse de ces trois coupes révèle des variations significatives du niveau humifère (IIAb) :

i. à l'extrémité ouest du talus (coupe 2, Fig. II.54), ce niveau est constitué au sommet par un horizon humifère sableux infradécimétrique et à la base par un horizon de gley (III Go), épais d'environ 20 cm et composé par des sables massifs plus ou moins lités au sein desquels s'intercalent des lamines limono-sableuses. Ces deux horizons sont séparés par une unité sableuse épaisse d'environ 55 cm et constituée par des sables à litage subhorizontal constitués par la migration de rides éoliennes;

ii. dans les coupes 3 et 4 (Fig. II.55), le niveau consiste en une alternance d'horizons humifères sableux et de lits sableux massifs épais de quelques centimètres.

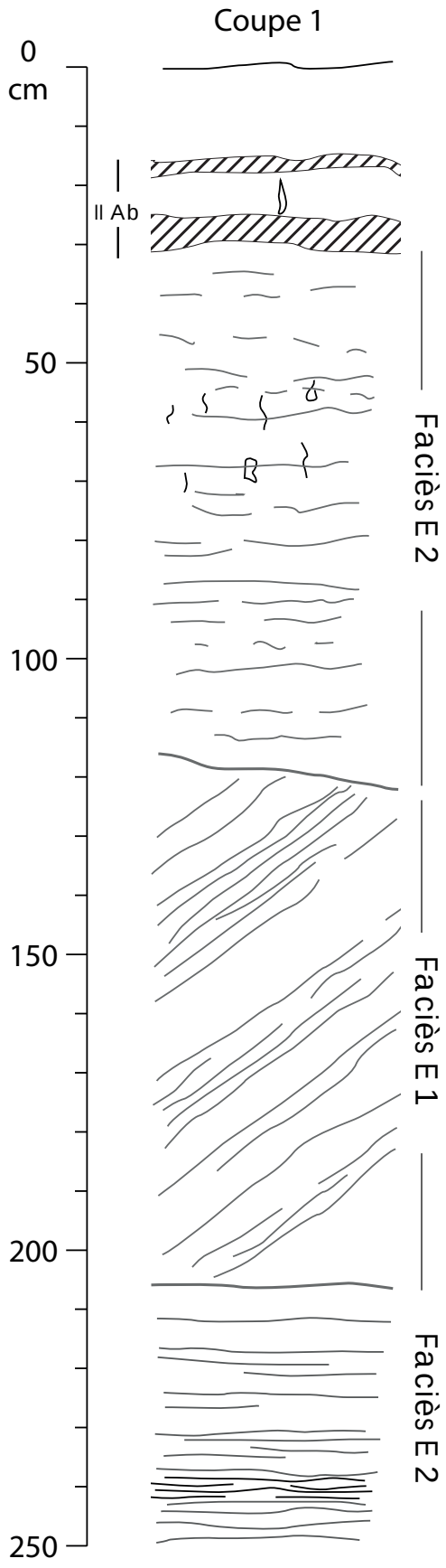


Fig. II.54 : Coupe stratigraphique principale (Coupe 1) du site de Lumé (Fargues-sur-Ourbise).

Interprétation dynamique et paléoenvironnementale

Les deux unités présentes à la base et au sommet de la séquence (Coupe 1) sont interprétées respectivement comme des épandages sableux secs (Faciès 2). L'unité à litage oblique intercalée entre les deux unités précédentes correspond à la progression d'un édifice dunaire à face d'avalanche (Faciès 1). Pour l'instant, le niveau IIAb qui fossilise l'unité d'épandages sableux du sommet de la coupe n'a pas pu être étudié en détail.

Les observations complémentaires faites sur le front nord de la carrière (coupes 2, 3 et 4) suggèrent que la formation de l'horizon IIAb est complexe et qu'il résulte d'au moins deux épisodes de sédimentation distincts. Le niveau sableux qui s'intercale entre les deux horizons humifères dans la coupe 1 se dilate au niveau de la coupe 2 (Fig. II.55). Les structures sédimentaires visibles dans cette coupe suggèrent que l'unité sableuse correspond à des épandages sableux (Faciès E2). Sur la base de l'évolution latérale observée à l'affleurement dans la coupe Nord nous proposons l'interprétation suivante :

i. les épandages sableux situés au dessus de l'unité dunaire sont fossilisés par un petit paléosol humifère. L'horizon humifère de ce paléosol passe latéralement à un horizon de gley dans les secteurs en légère dépression (*cf.* Coupe 3) ;

ii. un nouvel épisode éolien se produit et les zones en dépression sont progressivement comblées par les sables de couverture.

Les structures sédimentaires des sables qui recouvrent l'horizon IIAb sur le front nord de l'exploitation sont complètement effacées par la pédogénèse actuelle. Les sables correspondent à la dune parabolique cartographiée sur la carte géologique. L'âge de cette dune reste à l'heure actuelle indéterminée. La présence d'un podzosol bien développé suggère qu'elle correspond à une dune Dryas récent, auquel cas il est possible que l'horizon humifère sous-jacent corresponde au paléosol Allerød. Des datations sont en cours pour confirmer cette hypothèse.

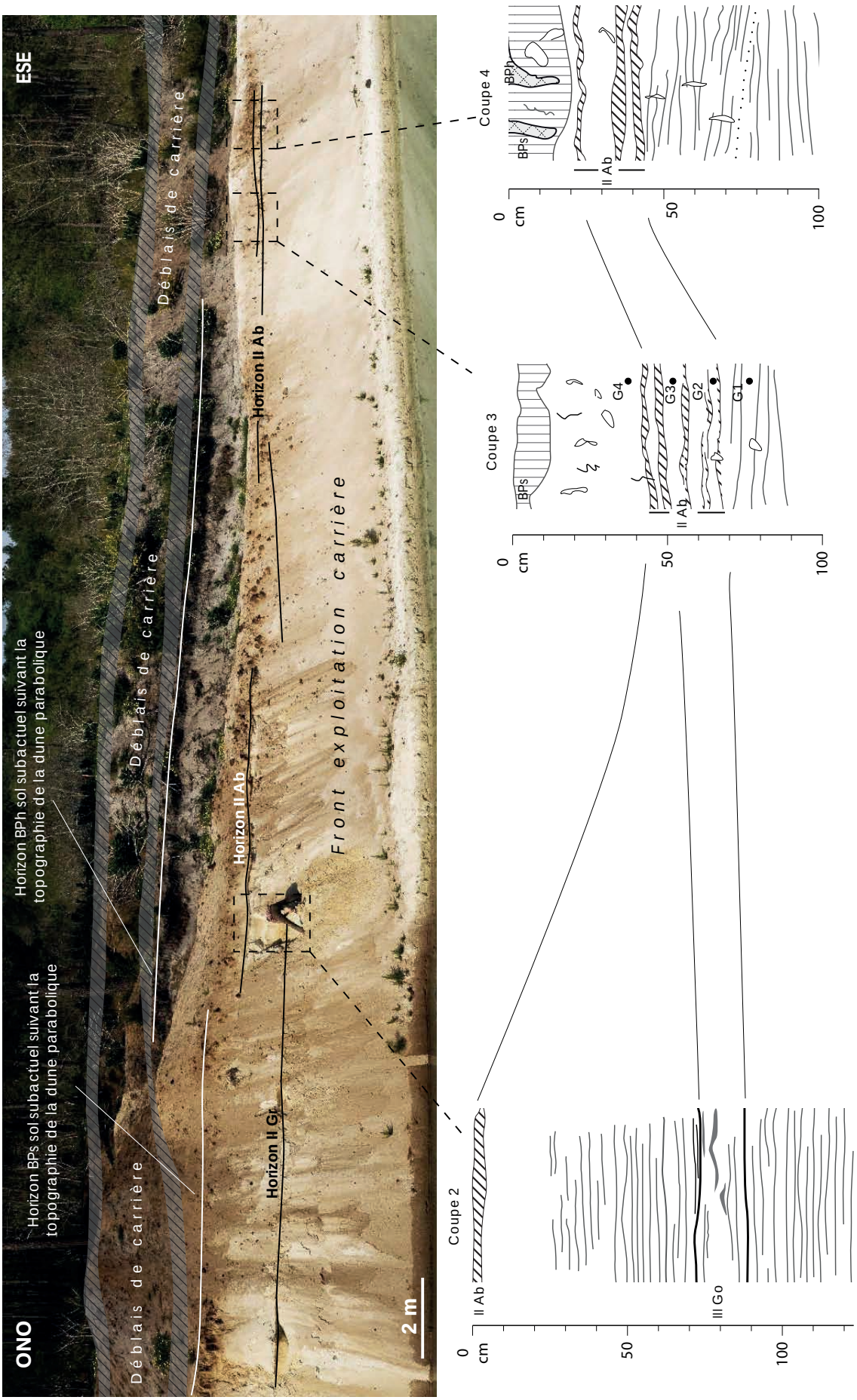


Fig. II.55 : Image illustrée du talus nord de la sablière de Lumé (Fargues-sur-Ourbise) avec localisation des coupes stratigraphiques 2, 3 et 4.

II.7 : Discussion

II.7.1 Dynamique éolienne au Pléistocène supérieur

Chronologie des phases éoliennes

Le corpus des datations OSL, ESR et ^{14}C réalisées dans le cadre de ce travail, auxquelles s'ajoutent celles déjà disponibles (Bertran *et al.*, 2009, 2011), sont reportées sur la Fig. II.56. La distribution des âges montre que l'accumulation des sables éoliens s'est effectuée au cours de quatre périodes principales : Pléniglaciaire moyen (≈60-27 ka), Pléniglaciaire supérieur (≈30-14,7 ka), Dryas récent (≈ 12-13 ka) et Holocène (≈XIe et XVIIIe siècle). Les principales données chronologiques sont brièvement résumées ici et une comparaison avec les enregistrements lœssiques du Bassin Aquitain pour chacune de ces périodes est proposée.

Pléniglaciaire moyen (≈60-30 ka)

Le Pléniglaciaire moyen correspond à la première phase d'accumulation de sables éoliens documentée pour le dernier cycle glaciaire. Elle a pu être datée entre environ 56 et 50 ka sur le site du Barp Pot-Au-Pin où 5 datations OSL ont été effectuées (Tab. II.1). Il est certain que la sédimentation a pu démarrer plus tôt puisque la base de l'unité inférieure de cette coupe n'a pas été atteinte. Un âge OSL à ≈ 64 ka a été rejeté sur la base de la cohérence stratigraphique exprimée par les autres datations (*cf.* Chapitre II.6.3). Les dates ^{14}C faites sur le paléosol cryoturbé du Barp Pot-Au-Pin (ce travail) et sur celui de Cestas Les-Pins-de-Jarry (Bertran *et al.* 2009) donnent un âge plus récent pour cette phase (fin Pléniglaciaire moyen/début Pléniglaciaire supérieur) (*cf.* encadré Fig. II.56), mais elles ont été exclues car les échantillons étaient manifestement pollués par de la matière organique actuelle ou subactuelle (*cf.* Chapitre II.6.3 pour discussion).

Aucune date qui témoignerait d'accumulations sableuses pendant l'intervalle 45 - 24 ka n'est disponible. Néanmoins, entre ≈ 36 et 24 ka, des coins à remplissage sableux se développent dans des formations détritiques du Cénozoïque dans la moitié nord du Bassin Aquitain (Bertran *et al.,* 2013a ; Lenoble *et al.,* 2012). Le remplissage de ces coins atteste, du moins à l'échelle locale, d'une dynamique éolienne active pendant cette période. Au sud des Landes, sur le site du Golf de Dax (commune de Dax), des sables éoliens recouvrent des molasses altérées d'âge crétacé à tertiaire (Beague-Tahon et Bertran, 2012). Un niveau de vestiges lithiques attribués au Gravettien est interstratifié dans les sables, ce qui suggère un âge compris entre ≈ 30 et 24 ka (Bradtmöller *et al.*, 2012), c'est-à-dire début du Pléniglaciaire supérieur, pour la mise en place des accumulations éoliennes.

Pléniglaciaire supérieur (30 – 14,7 ka)

La chronologie de cette phase se base sur un total de 14 datations OSL effectuées dans six sites différents (Tab. II.1) : 1) Saucats (n = 1) et Sabres (n = 5), étudiés dans ce travail ; 2) Lapouyade (n=1), site inédit (Bertran, inédit) ; 3) Retjons (n=3), Roquefort (n = 2) et Saint-Cricq (n = 1), étudiés par Bertran *et al.* (2011).

L'ensemble de ces datations montre une dynamique éolienne active entre entre ≈24 et 15 ka (Fig. II.56). Des épandages sableux datant du Pléniglaciaire supérieur ont pu être observés également en rive droite de la Garonne. Dans le secteur de Marsas, le site de Les Sablons a livré une séquence épaisse d'environ 1,50 m de sables éoliens faiblement limoneux reposant sur des argiles oligocènes (Ortega *et al.*, 2005). La séquence contient un niveau archéologique Magdalénien moyen et un niveau Badegoulien interstratifiés dans les sables, ce qui suggère, sur la base de l'âge admis pour ces deux technocomplexes dans le SO de la France (Ducasse, 2010 ; Langlais *et al.*, 2012), un âge compris entre ≈ 23 et 16 ka pour les dépôts éoliens. Enfin, sur le site de Lapouyade, situé a environ 7 km au NE de Marsas, une unité de sables épaisse d'environ 1 m recouvre un pavage éolisé développé sur des alluvions graveleuses éocènes (Bertran, rapport non publié). Les sables éoliens ont été datés par OSL de 18 ± 2 ka.

Dryas récent (12,9 – 11,7 ka)

Seules deux dates OSL réalisées sur le site de Lerm-et-Musset attestent d'accumulations dunaires pendant cette phase (Tab. II.1). D'autres données suggèrent néanmoins que de nombreuses dunes paraboliques se sont mises en place au cours du Dryas récent. Sur les sites de Sabres (ce travail), Saint-Laurent Médoc (Bertran *et al.*, 2011) et Bois-de-Marsacq (Lenoble, données inédites), des dunes recouvrent un paléosol Allerød et leur mise en place est vraisemblablement immédiatement postérieure sur la base d'arguments pédologiques (*cf.* Bertran *et al.,* 2011 et Chapitre II.6.4). Des charbons de bois datant de l'Allerød sont également repris dans des dunes paraboliques à Belin-Beliet (ce travail, Chapitre II.6.4) et Lerm-et-Musset (Bertran *et al.,* 2011).

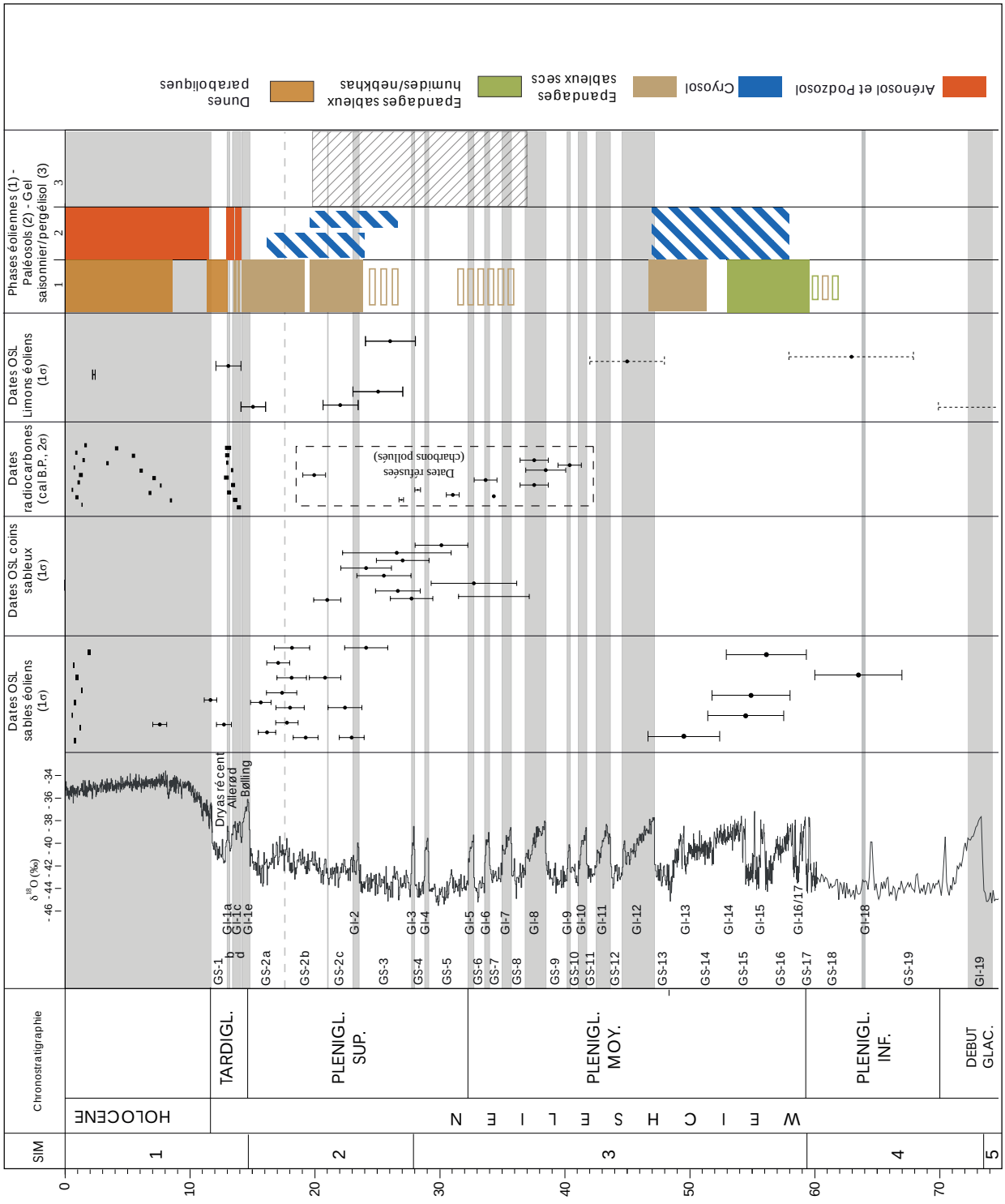


Fig. II.56 : Chronostratigraphie Pléistocène supérieur de l'Erg aquitain. Chronologie glaciaire (NGrip) d'après Blockley *et al.* (2012) jusqu'à 60 ka et d'après Johnsen *et al.* (2001) entre 60 et 75 ka. Limite de l'Holocène d'après Blockey *et al.* (2012). Limite des Pléniglaciaires supérieur, moyen et inférieur d'après Antoine (2002).

Holocène

Cette période est principalement documentée par Bertran *et al.* (2011). Les âges OSL obtenus sur deux dunes continentales (Rion-des-Landes : n=5, Retjons : n=3) se regroupent entre le XI^{e} et le XVIII^{e} siècles et attestent d'une réactivation des dunes au cours du Petit Age Glaciaire. La couverture sableuse semble avoir été complétement stabilisée par la végétation pendant la plus grande partie de l'Holocène, comme l'indiquent les âges obtenus sur les charbons de bois remaniés dans les sables, qui se répartissent entre 8,5 ka et l'actuel. Une activité éolienne limitée à la zone côtière a néanmoins été mise en évidence par Tastet et Pontee (1998) et Tastet (1998) dès ≈ 5 ka.

Comparaison entre registre sableux et registre lœssique du Bassin Aquitain

Peu de données existent concernant l'accumulation des lœss au SIM 3. Trois dates suggérant une accumulation lœssique au cours des SIM 4 et 3 sont disponibles pour les coupes d'Auriac et de Romentères dans les Landes (45 ± 3 ka, 45 ± 3 ka, 63 ± 5 ka) (Bertran *et al.*, 2011; Hernandez *et al.*, 2012). Les âges ont toutefois été obtenus sur des lœss colluvionnés et leur fiabilité pour dater les périodes de sédimentation éolienne s.s. reste à démontrer.
En revanche, de nombreuses données attestent de l'accumulation de lœss dans le Bassin Aquitain au cours du Pléniglaciaire supérieur :

i. le site du Péhau (Coimères, Fig.II.13), situé à environ 7 km au sud-est de Langon, a livré un niveau archéologique Badegoulien interstratifié dans des limons sableux d'origine éolienne (Mathieu Rué, com. pers.) ;

ii. dans les Landes, les travaux de Bertran *et al.* (2011) ont montré que la dernière phase de dépôt des lœss qui nappent les plateaux du piémont pyrénéen doit être attribuée au Pléniglaciaire supérieur. Les dates OSL effectuées sur les coupes étudiées par les auteurs donnent des âges compris entre environ 26 et 13 ka (Hernandez *et al.*, 2012) ;

iii. les données issues de l'étude de sites archéologiques du Paléolithique supérieur situés dans la zone des sables limoneux, ou plus au sud dans les dépôts lœssiques fournissent également quelques éléments chronologiques. Sur le site du Hin-de-Diou (Pujo-Le-Plan), situé à environ 8 km au nord du site de Romentères étudié par Bertran *et al.* (2011), le sommet de la séquence stratigraphique est constitué par une unité de sables limoneux éoliens datée à sa base de 17.5 ± 1.7 ka par OSL (Remicourt *et al.*, 2010). Les sables limoneux, épais d'environ 50 cm, recouvrent des colluvions contenant un niveau archéologique rapporté au Gravettien (≈ 30-23 ka). Sur le site de Latrote (St-Gein), situé à 5 km au nord du site de Romentères, Bernard-Guelle *et al.* (2010) ont étudié une séquence de limons sableux, épaisse de 1,50 m et contenant entre 0,80 et 1 m de profondeur un niveau de Moustérien récent rapporté au SIM 3. Les cinq datations par OSL effectuées dans l'horizon contenant les vestiges archéologiques ont donné des âges compris entre environ 32 et 21 ka et indiquent que le matériel archéologique a été repris dans des colluvions. Ces dates suggèrent néanmoins que la majeure partie des sables limoneux s'est déposée après ≈ 32 ka, en liaison avec d'importants apports éoliens. Sur le site du Bourrut (Montaut), situé à la base d'un versant dominant la vallée de l'Adour, une séquence sablo-limoneuse comparable à livré un niveau archéologique Solutréen ancien à environ 60 cm de profondeur (Fourloubey *et al.*, 2009). Les auteurs rapportent l'essentiel de la mise en place des sables limoneux au Pléniglaciaire supérieur. Enfin, dans la séquence du site du Basté à Saint-Pierre d'Irube, une unité de limons éoliens recouvre des niveaux à industries aurignacienne, châtelperronienne et moustérienne et son accumulation est également rapportée au Pléniglaciaire supérieur (Bachellerie, 2011 ; Chauchat et Thibault, 1968) ;

iv. En Dordogne, la présence des placages de limons éoliens sur les plateaux est connue depuis longtemps (Guichard et Guichard, 1989 ; Guichard, 1963). Les travaux réalisés dans le cadre d'opérations d'archéologie préventive suggèrent un âge Pléniglaciaire supérieur pour la principale phase d'accumulation. En effet, les industries du Paléolithique moyen se trouvent dans des pavages ou des colluvions sous les limons, tandis que les vestiges du Paléolithique supérieur sont interstratifiés dans ces limons. C'est notamment le cas du site de Combe Brune II qui a livré un niveau gravettien (Brenet *et al.*, 2009). Sur le site de Cantalouette II, des limons éoliens ont été redistribués et piégés dans une série de dolines (Lenoble, rapport non publié). Des niveaux solutréens ont été découverts dans les dolines, séparés des niveaux aurignaciens par une faible épaisseur de limon (quelques dizaines de centimètres au maximum) et enfouis sous plusieurs mètres de limons. Cette séquence indiquerait donc que le maximum d'accumulation de limons éoliens dans les

dépressions sur les plateaux du bergeracois s'est produit après le Solutréen, c'est-à-dire après ≈ 26-23 ka (Renard, 2010). A Landry (Boulazac), le long de la vallée de l'Isle, un niveau archéologique solutréen a également été trouvé dans une unité de limons éoliens (Brenet *et al.*, 2013). Cette unité est enfouie sous d'épaisses colluvions agricoles (80 à 70 cm d'épaisseur) et recouvre des dépôts de versant caillouteux qui nappent eux même une terrasse alluviale de l'Isle (Fy). Deux datations par OSL ont été réalisées à la base et au sommet de l'unité limoneuse et ont donné des âges respectivement de 22 ± 1 ka et de 16 ± 1 ka.

L'erg aquitain au Pléistocène supérieur : facteurs de contrôle et évolution du système éolien

La plupart des auteurs s'accordent pour définir un erg comme une région montrant un recouvrement de sables éoliens dont l'aire d'extension est supérieure à 125 km^2 (Pye et Tsoar, 2009). La Formation du Sable des Landes (*s.s.*) s'étale sur une surface d'environ 13 000 km^2 et son volume a été estimé à environ 10 km^3 (Legigan, 1979). Les Landes peuvent donc être considérées comme un véritable erg actif au cours du Pléistocène. Les données chronostratigraphiques accumulées au cours de ce travail permettent de discuter de manière plus approfondie l'activité de cet erg au cours du Pléistocène supérieur et d'en définir les principaux facteurs de contrôle.

Les ergs ou les champs dunaires sont des systèmes complexes qui sont néanmoins régis par un nombre limité de variables (Kocurek et Havholm, 1993). D'après Kocurek et Lancaster (1999), les termes fondamentaux définissant l'état d'un système éolien sont :

i. les apports de matériaux sédimentaires de granularité favorable à l'action de la dynamique éolienne (*aeolian sediment supply)*, ce qui correspond essentiellement à des sédiments riches en fraction sableuse ;

ii. la capacité de transport du vent (*transport capacity*) ;

iii. la capacité du substrat ou de la surface du sol à rendre le sédiment disponible à l'action érosive du vent (*sediment availability*).

Ces trois termes modulent la réponse du système éolien aux changements climatiques et aux variations eustatiques et sont eux-mêmes dépendants des variations climatiques régionales et locales (Kocurek et Lancaster, 1999 ; Lancaster, 2008). Leur expression au cours du temps définit l'état du système éolien. Nous allons par la suite essayer d'identifier les principaux facteurs qui ont pu conditionner la dynamique de l'erg aquitain et évaluer leur impact au cours du temps en comparant les résultats chronostratigraphiques obtenus avec les proxies disponibles pour le SO de la France. Cette approche est envisagée uniquement pour le Pléistocène supérieur pour lequel nous disposons d'un nombre de données suffisant.

Topographie

Au Pléistocène supérieur, les Landes de Gascogne se présentent déjà comme une vaste plaine faiblement inclinée vers l'océan et dépourvue d'obstacles topographiques majeurs. Cette plaine correspond à des épandages alluviaux deltaïques plio-pléistocènes (Dubreuilh *et al.*, 1995). Cette morphologie est favorable à la dynamique éolienne car l'absence de barrières topographiques est propice à la progression des sables côtiers vers l'intérieur des terres.

Sources des apports

Les Landes ne sont drainées par aucun cours d'eau important. L'encaissement de la Garonne à l'est et de l'Adour au sud commence au Pléistocène inférieur (Dubreuilh *et al.* 1995) et dès cette période, les Landes de Gascogne deviennent une entité géographique déconnectée du réseau de drainage régional (Fig. I.3). Le plateau continental constitue alors la principale source des sables de l'erg aquitain. Cela rejoint les conclusions de Legigan (1979) qui, sur la base d'arguments granulométriques et minéralogiques, avait déjà remarqué une forte similitude entre les sédiments de la Formation du Sable des Landes et ceux du plateau continental. Cette hypothèse est aussi corroborée par la cartographie des épaisseurs de la Formation du Sable des Landes qui montre une diminution progressive depuis la côte vers l'intérieur des terres et la forme triangulaire des épandages ouverte sur l'océan (Fig. I.3). Localement la Leyre et son système de terrasses, qui s'est vraisemblablement mis en place au cours du Pléistocène moyen (Chapitre II.6.4, Coupe de Belin-Beliet), a également pu constituer une source d'alimentation en sable. Il en est de même pour le Ciron à l'extrémité orientale des Landes et pour la Douze, également pourvus d'un système de terrasses depuis le Pléistocène moyen (Capdeville, 1992 ; Bertran, rapport non publié). Dans la mesure où le plateau continental représente la principale source d'apport, les variations du niveau marin ont dû jouer un rôle déterminant sur la disponibilité en matériaux sableux (Fig. II.57a).

Capacité de transport

La capacité de transport du système éolien aquitain reste difficile à évaluer dans la mesure où, à l'heure actuelle, il y a peu de données quantifiées disponibles. Les simulations paléoclimatiques effectuées par Sima *et al.* (2009) pour la façade atlantique suggèrent que les variations annuelles dans la vitesse des vents devaient être comparables pendant les stadiaires et les interstadiaires du dernier glaciaire. Elles étaient caractérisées par une augmentation des vitesses du vent en hiver et au printemps et par une diminution en été. Une activité éolienne étant attestée dans le Bassin Aquitain tant au Pléniglaciaire moyen qu'au Pléniglaciaire supérieur, il semble que les vents étaient suffisamment intenses tout au long de la dernière glaciation pour permettre le transport de sable. La capacité de transport sera donc ici considérée comme un facteur globalement peu déterminant pour le système éolien aquitain, bien que certaines périodes aient pu être caractérisées par des vents plus intenses que d'autres.

Disponibilité en sédiment, conditions de surface

Plusieurs facteurs ont pu conditionner la capacité de la surface de l'Erg aquitain à rendre disponible le sédiment à la déflation :

1) La nappe phréatique

A l'heure actuelle, les plateaux des Landes de Gascogne se caractérisent par un mauvais drainage lié à une nappe proche de la surface tout au long de l'année, tandis qu'en bordure de plateau et le long des axes fluviaux, le gradient d'écoulement s'accentue et le sol est partiellement à bien drainé (Papy, 1977 ; Trichet *et al.*, 1999). La cartographie de la végétation des Landes de Gascogne donne indirectement la position des zones mal drainées, qui sont colonisées par une lande humide (Fig. II.57b). Belly (1962), dans ses expériences en laboratoire, a pu montrer que, pour des sables ayant une teneur en eau supérieure à 2 à 3 %, la vitesse de vent à dépasser pour permettre le transport des sables (mode à 200 µm) devient très élevée (> 0,6 cm/s). Au delà de 4 %, cet auteur n'aurait pas réussi à atteindre un cisaillement suffisant pour remobiliser les sables. Dans la mesure où la configuration actuelle des Landes est relativement proche de celle du dernier glaciaire, la position de la nappe phréatique a pu être un facteur important conditionnant la disponibilité en sables. Cette position est largement tributaire des précipitations annuelles et, par conséquent, la variation de la position de la nappe dans le paysage au cours du dernier glaciaire est largement conditionnée par les changements climatiques.

2) Le gel saisonnier et le pergélisol

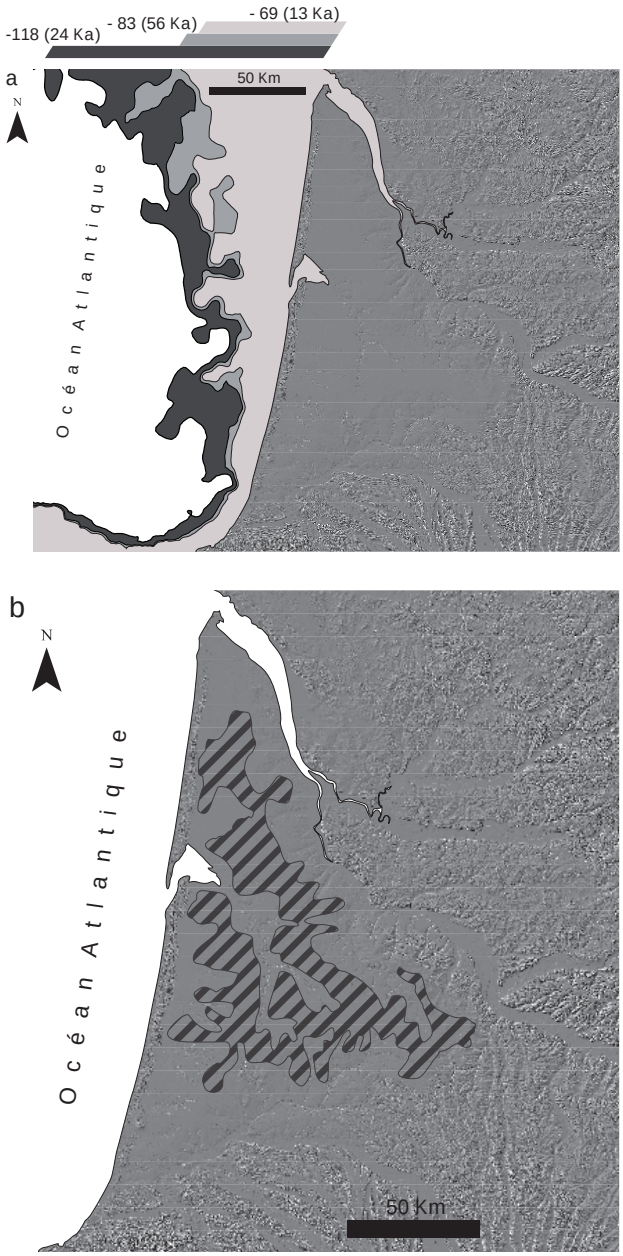


Fig.II. 57 : A) Extension du plateau continental au cours des principales phases d'accumulation des sables éoliens (SIM 3, SIM 2, Tardiglaciaire); B) Cartographie des landes humides au sein des Landes de Gascogne. Modifié d'après Papy (1977).

Les données de Bertran *et al.* (2013a) montrent qu'au moins à certains périodes du dernier glaciaire, un gel saisonnier profond et/ou un pergélisol se sont installés dans le SO de la France. Au cours de ces périodes, la surface du sol devait être par conséquent mal drainée lors du du dégel printanier et en début de l'été, notamment dans les zones de plateau. Ce facteur a pu également constituer un facteur limitant pour la déflation (Koster, 1988). Kasse (1997) a notamment suggéré que le pergélisol a pu être le facteur clé expliquant l'absence d'accumulations éoliennes importantes avant ≈ 14 ka dans le nord-ouest de l'Europe. La glace de

sub-surface peut également être invoquée comme facteur de régulation potentiel du transport éolien. Les expériences menées par Neuman (1989) ont permis de montrer que, sur des surfaces indurées par la glace, le seuil de cisaillement nécessaire pour permettre le transport augmente lorsque les températures de l'air en surface sont comprises entre -5°C et -15°C . Pour cet intervalle de températures, l'auteur a pu déterminer que cette augmentation du seuil de cisaillement correspondait à l'augmentation du volume d'eau non gelée présente dans le sol. *A contrario*, pour des températures de surface inférieures à -20°C, Neuman (1989) a observé une diminution importante du seuil de cisaillement. Dans une étude en milieu actif réalisée sur une dune parabolique située dans le SO du Saskatchewan (Canada), dans des conditions de climat périglaciaire, Barchyn et Hugenholtz (2012) ont pu mesurer la variabilité du seuil de cisaillement entre l'automne et le printemps. Les auteurs ont observé une augmentation de ce seuil au cours de l'automne et surtout de l'hiver, et ont proposé que cette augmentation soit liée à la présence de glace en sub-surface dans les sols.

3) La couverture végétale

La végétation a également un rôle important car elle augmente le seuil de cisaillement nécessaire à remobiliser les sables du substratum (e.g. Wolfe et Nickling, 1996). D'après les études expérimentales de Ash et Wasson (1983) et de Wasson et Nanninga (1986) en Australie, le transport des sables peut être effectif jusqu'à des taux de couverture du paysage par la végétation d'environ 45 %.

Faciès stratigraphiques, paléosols et facteurs de contrôle de la sédimentation au cours du temps

Pléniglaciaire moyen

Les données chronologiques obtenues sur la coupe du Barp Pot-Au-Pin indiquent une phase de sédimentation éolienne entre 56 et 50 ka. En raison de la ressemblance des faciès et de leur association avec les mêmes champs de rides transverses, nous attribuons également à cette phase les dépôts de Cestas Les-Pins-de-Jarry, Lanton et Gargails. Le faciès caractéristique est constitué par des alternances d'épandages sableux humides et d'épandages sableux secs. Des petites unités à litage oblique, similaires à celles décrites par Mountney et Russell (2009) en Islande (Chapitre II.6), sont interstratifiées dans les séquences et sont interprétées comme résultant de la migration de dunes partiellement végétalisées (nebkhas) de faible ampleur sur une surface relativement plane et périodiquement humide. Les alternances d'épandages secs et humides résultent d'un contexte de sédimentation influencé par les variations du niveau de la nappe. La position des coupes étudiées en sommet de plateau est sans doute déterminante et il est intéressant de remarquer que les quatre coupes de Gargails, Lanton, Le Barp Pot-Au-Pin et Cestas Les-Pins-de-Jarry se trouvent sur une zone mal drainée correspondant aux landes humides cartographiées par Papy (1977) (Fig. II.58).

Au moins un événement de stabilisation des sables a eu lieu au cours de cette phase. Il se marque par le développement du cryosol minéral du Barp Pot-Au-Pin et de Cestas Les-Pins-de-Jarry (« Cryosol de Cestas ») qui précède la formation des rides transverses. En contradiction avec les âges ^{14}C (Bertran *et al.,* 2009 ; Bertran *et al.*, 2011, Sitzia *et al.,* 2012), les nouvelles datations OSL montrent que la formation de ce paléosol correspond vraisemblablement à l'interstadiaire GI–14 (53-49 ka) (Fig. II.56). Elle serait caractérisée par : 1) une phase de pédogénèse en milieu hydromorphe (sol réductique) au cours de l'interstadiaire GI–14, associée au développement d'une végétation steppique ; 2) une phase de cryoturbation associée à un gel profond saisonnier et/ou au développement d'un pergélisol pendant le stadiaire de GS-13. Le cortège végétal associé au GI–14 tel qu'il est enregistré dans ce paléosol ne semble pas en accord avec celui des enregistrements marins, qui témoignent d'une expansion importante du couvert forestier, la plus importante parmi les pulsations tempérées du SIM 3 (Sánchez Goñi *et al.*, 2008). Nous expliquons cette différence comme le résultat de la pauvreté des sols sableux landais. La préservation du cryosol du Barp Pot-Au-Pin et de Cestas Les-Pins-de-Jarry semblerait avoir été favorisée par la cryoturbation qui a permis l'enfouissement d'une partie des horizons organiques et les a soustrait à la déflation. Celle-ci explique vraisemblablement pourquoi des paléosols contemporains du SIM 3 n'ont qu'exceptionnellement été conservés, dans un contexte d'alimentation limitée en sable et de redistribution fréquente des accumulations par le vent.

Au cours de cette phase éolienne, le niveau de la mer se situait à environ - 80 m d'après les données de Bintanja *et al.* (2005). Le niveau de la côte était loin de sa position actuelle et, par conséquent, une portion importante du plateau continental était exposée (Fig.II.61a), ce qui implique que les apports en matériaux sableux au système éolien étaient potentiellement importants. La formation du réductisol au cours de l'interstadiaire GI-14 témoigne de conditions de faible disponibilité en sédiment et suggère que ce sont plutôt les stadiaires GS 15, 14 et 13 les périodes favorables à la dynamique éolienne, vraisemblablement en raison d'une diminution du couvert végétal. Cette diminution est notamment attestée par les enregistrements polliniques de la carotte marine MD04-2845 (Sánchez Goñi *et al.*,

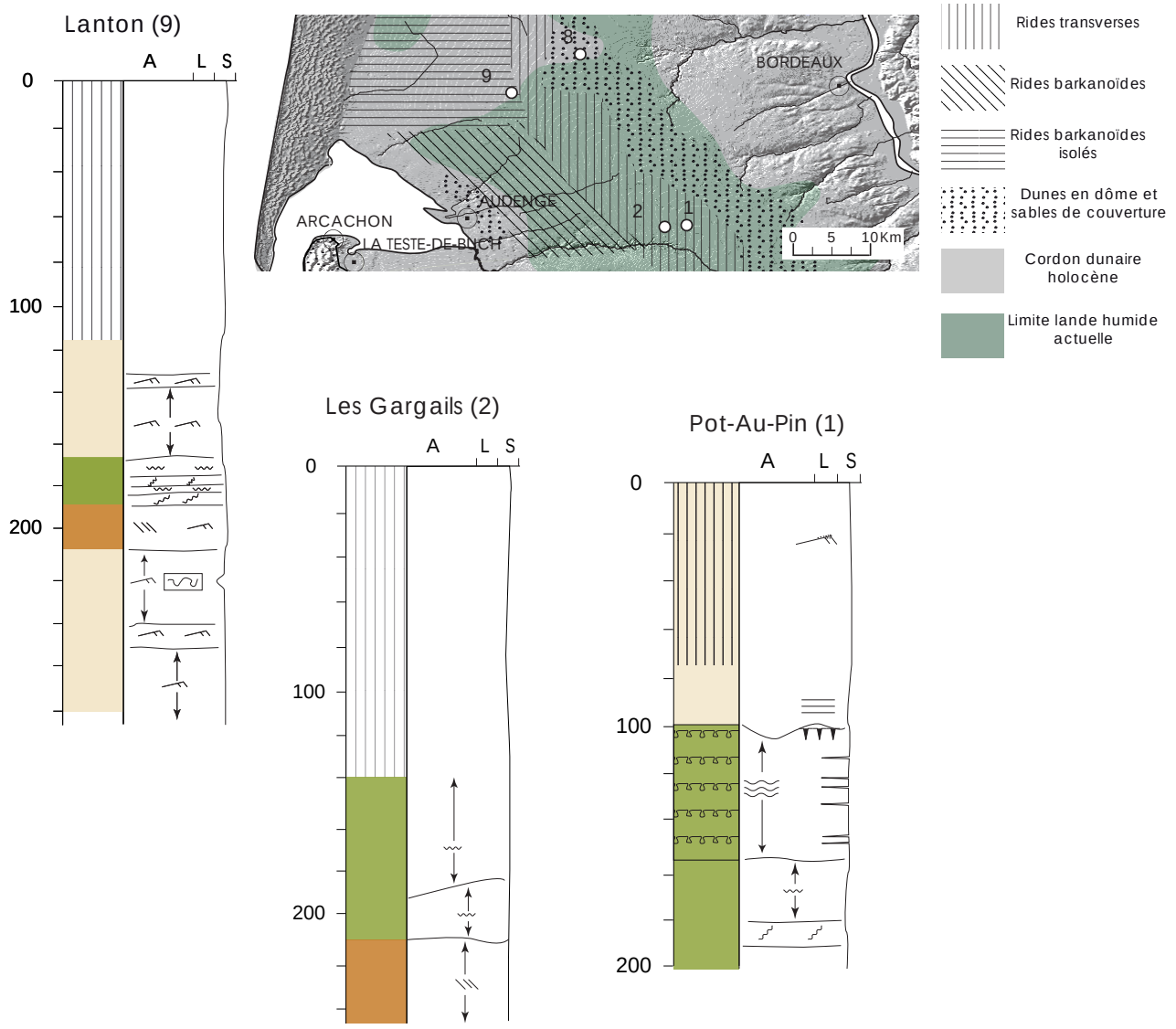


Fig.II.58 : Positionnement des coupes stratigraphiques attribuées au SIM 3 par rapport à la zonation des landes humides actuelles. Couleurs et symboles dans les logs stratigraphiques: cf. Fig. II.2

2008).
La déflation semble avoir été efficace pendant l'hiver lorsque des vents intenses en provenance de l'ouest soufflaient sur la région lors du passage des dépressions (*cf.* Partie III). Les structures sédimentaires observées dans les différentes coupes étudiées témoignent d'une nappe proche de la surface de sédimentation, ce qui suggère que le système avait une disponibilité en sédiment limitée. La présence de la nappe, en limitant le potentiel érosif pendant les stadiaires à la partie non saturée du substratum, a dû jouer un rôle important dans la préservation des accumulations éoliennes, notamment dans les secteurs de plateau. Les données actuellement disponibles permettent de proposer ce schéma interprétatif pour la période comprise entre 56 et 50 ka, mais il paraît envisageable que cette dynamique se soit reproduite tout au long du SIM 3 jusqu'au moins ≈36 ka (*cf.* paragraphe suivant), avec une stabilisation du substratum pendant les interstadiaires et une reprise éolienne aux cours des stadiaires.

Pléniglaciaire supérieur

Les données obtenues au cours de ce travail, couplées à celle de Bertran *et al.* (2011), montrent que des sables de couverture se mettent en place entre 24 et 15 ka. Dans tous les sites connus, que ce soit sur plateau (Saucats, Sabres, Retjons, Roquefort, Lapouyade) ou en fond de vallon (Saint-Cricq), le lithofaciès correspond toujours à des épandages sableux secs. Pendant cette phase, un épisode de diminution de la sédimentation sableuse est attesté dans la coupe de Couailles à Sabres et se marque par le développement d'un réductisol sablo-limoneux cryoturbé dans un milieu à très faible activité biologique. La genèse de ce sol pourrait correspondre à une période humide associé à un gel

saisonnier profond et/ou à un pergélisol, favorable à l'accumulation de limons et à la cryoturbation. Les datations OSL disponibles sur les unités sableuses situées au-dessus et en-dessous du paléosol indiquent que celui-ci s'est probablement formé pendant le stadiaire GS2b. Un second paléosol correspondant également à un réductisol cryoturbé a été également observé à Couailles 1 m en-dessous du précédent mais son âge reste à l'heure actuelle mal contraint. La seule indication disponible pour ce paléosol est qu'il est antérieur à ~18 ka.

Cette phase éolienne correspond au minimum du niveau des mers qui était situé entre -120 et -100 m (Peltier et Fairbanks, 2006) (Fig.III.57a). Le plateau continental se trouvait donc largement exposé et, par conséquent, les apports en matériaux sableux étaient abondants. Sur la base du gradient de granularité régional, nous avons pu établir que la sédimentation éolienne était active surtout en été (Partie III). Bien que les vents hivernaux soient les plus intenses dans notre région, la disponibilité en sables était sans doute limitée en hiver en raison d'une couverture neigeuse importante. Au cours de cette phase, la capacité de transport des vents était manifestement suffisante en été et la disponibilité en sables était importante en raison de conditions de surface favorables : 1) une couverture végétale très réduite comme en témoignent les enregistrements polliniques marins (e.g. Naugthon *et al.,* 2009) et continentaux (Millet *et al.,* 2012) ; 2) des sols bien drainées en raison de l'absence de pergélisol, qui ne semble pas avoir été présent dans la région après 24 ka (Bertran *et al.*, 2013 ; Lenoble *et al.*, 2012). Cette phase correspond à la période d'extension maximale de l'erg.

Tardiglaciaire

Bølling-Allerød (GI -1)

Le début du réchauffement tardiglaciaire (Bølling, GI-1a), ne semble pas être marqué dans les Landes de Gascogne par le développement d'un paléosol. Les dates obtenues sur les charbons de bois provenant des paléosols (coupe de Sabres) ou remaniés dans les dunes du Dryas récent (Belin-Beliet) donnent toutes des âges Allerød (12,7 – 14,1 ka). Ces résultats rejoignent les constatations précédemment faites par Bertran *et al.* (2009, 2011). Pourtant, à l'échelle régionale, le Bølling est enregistré comme une phase de développement de la végétation et de diminution de la sédimentation détritique. Dans la carotte continentale du paléolac d'Ech (Pyrénées centre-occidentales) (Millet *et al.,* 2012), les cortèges polliniques du Bølling se marquent par une augmentation rapide du bouleau et une diminution des pourcentages du genévrier et d'*Artemisia*, tandis que les *Poaceae* demeurent abondantes. En milieu fluviatile, le site de la Brunètière (Dordogne) montre que des tourbes se développent dans des bras morts (Bertran *et al.*, 2009b ; Bertran *et al.*, 2013 ; Leroyer *et al.*, 2006). Pour la Dordogne au niveau de Bergerac, Bertran *et al.* (2013) montrent que le passage entre un style de rivière en tresses et un style de rivière à anabranches ou à méandres s'est effectuée aux alentours de 18 ka, vraisemblablement en liaison avec la fixation des versants et des berges par la végétation. Le paysage végétal correspondait alors à une steppe à armoises avec peu de ligneux à l'exception du bouleau nain et du saule dans les vallées. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer l'absence de paléosol d'âge Bølling dans les sables de couverture : 1) le faible développement des ligneux et donc, la faible probabilité de trouver des charbons de bois susceptibles d'être datés ; 2) une colonisation tardive des Landes par la végétation en raison de la mobilité des sables et de leur pauvreté en nutriments. Contrairement à ce qui avait été proposé par Bertran *et al.* (2009), les coupes étudiées dans ce travail plaident en faveur de la seconde hypothèse. A Sabres, le premier sol qui se développe sur les sables de couverture pléniglaciaires est un arénosol cumulique. Les charbons de bois provenant de ce sol ont livré un âge contemporain de la première partie de l'Allerød (GI-Ic, 13,6-13,3 ka BP). Le caractère cumulique indique donc une activité éolienne encore active au début de l'Allerød, du moins à l'échelle locale.

Contrairement au Bølling, l'Allerød est bien enregistré en stratigraphie et se marque dans plusieurs coupes par le développement de deux paléosols, un arénosol et un podzosol juvénile (Fig. II.56). Les données anthracologiques indique qu'ils étaient associés à une pineraie à *Pinus* type *sylvestris*. Dans la mesure où les sites datés (Sabres, Belin-Beliet, Saint-Laurent-Médoc, Bois-de-Marsacq,) sont répartis sur l'ensemble des Landes de Gascogne (Fig. II.13), cette forêt s'étendait probablement à toute la région. Ces résultats sont en accord avec les données de Millet *et al.* (2012) qui montrent une forte augmentation de *Pinus* et une diminution des *Poaceae* au début de l'Allerød dans la carotte du Lac de Ech. D'après les âges obtenus à Sabres et Saint-Laurent-Médoc (Bertran *et al.,* 2009), il semblerait que le niveau sableux intercalé entre les deux paléosols puisse être la manifestation de l'Intra Allerod cold period (GI-b). Cette courte détérioration climatique, associée à des feux de forêt, pourrait avoir favorisé la destruction locale de la couverture végétale protectrice des épandages sableux et entrainé la formation de cuvettes de déflation (*blowouts*) et la réactivation de la sédimentation éolienne (Barchyn et Hugenholtz, 2013).

Dryas récent (GS-1)

Le Dryas récent (GS-1) se présente comme une période de reprise de l'activité éolienne et se caractérise essentiellement par des faciès à litage oblique qui correspondent à la mise en place de dunes paraboliques. L'activation de la dynamique éolienne au cours de cette période résulte vraisemblablement de deux facteurs principaux. La richesse en charbons de bois de l'horizon A du podzosol incipient Allerød témoigne de l'abondance des feux de forêt au cours de cette période comme cela est classiquement observé dans les forêts boréales (Rowe et Scotter, 1973). Les feux de forêts permettent une mise à nu temporaire du sol et créent donc des conditions favorables pour la formation de cuvettes de déflation, qui sont à la base du développement des dunes paraboliques (Tsoar et Pye, 2009). Néanmoins, il semblerait que les feux de forêts ne soient pas systématiquement suffisants pour le développement de *blowouts* et pour la formation de dunes (Barchyn et Hugenholtz, 2013). Filion (1984), en se fondant sur l'étude de dépôts éoliens holocènes du nord du Québec dans une zone correspondant à la limite septentrionale de la forêt boréale, a proposé que les feux de la forêt boréale favorisent la dynamique éolienne surtout lorsqu'ils ont associés à des phases de détérioration climatique avec refroidissement des températures. Ces conditions permettent, d'après cet auteur, une diminution de la vitesse de recolonisation par la végétation et induisent ainsi une augmentation de l'efficacité de la déflation et de la sédimentation éolienne. Un schéma comparable peut être proposé pour notre région. Le développement de nombreuses cuvettes de déflation et de dunes paraboliques Dryas récent résulterait de l'action conjuguée des feux de forêt affectant la pineraie Allerød et de la détérioration climatique du Dryas récent.

Au cours de cette période, le plateau continental était encore largement exposé puisque le niveau de la mer se trouvait à environ -70 m, c'est-à-dire à un niveau comparable à celui du SIM 3. Les apports sableux étaient donc potentiellement abondants. De plus, comme nous avons pu le montrer par l'étude de la coupe de Passages (Belin-Beliet) et comme en témoignent les nombreuses dunes situées en rive droite des principaux cours d'eau landais (*cf.* Partie III), les rivières constituaient aussi une source importante en matériaux sableux. Néanmoins, la disponibilité en sables au cours de cette période était vraisemblablement limitée par la végétation. D'après l'étude de l'orientation des dunes (*cf.* Partie III), nous avons pu établir que, comme au SIM 3, le transport se faisait en période hivernale en association avec les vents intenses associés au passage des perturbations anticycloniques.

Holocène

Aucune dune continentale d'âge Holocène n'a été étudiée dans le cadre de ce travail. Les données de Bertran *et al.* (2011) montrent que la dynamique éolienne est active surtout entre le XIe et le XVIIIe siècles et qu'elle correspond à la formation de dunes paraboliques isolées, de dunes en dôme ou de petites dunes de réactivation sur des édifices plus anciens (Dryas récent). Le lithofaciès est caractérisé par la présence fréquente de lits teintés par de la matière organique et de nombreuses empreintes de sabot de bétail.

Implications paléogéographiques

L'ensemble des observations chronostratigraphiques permet de raisonner sur la distribution des accumulations éoliennes pléistocènes au sein de l'erg aquitain. Deux transects synthétiques sont proposés pour le nord des Landes de Gascogne. Le transect établi pour la partie septentrionale du Plateau Girondin montre que (Fig. II.59) :

i. à l'exception du cordon de dunes holocènes côtières, les accumulations éoliennes qui affleurent sont d'âge Pléistocène moyen (coupes du Gurp et d'Hourtin). A Hourtin, ces accumulations correspondent en surface à des champs de rides barkhanoïdes isolées. Les sables de couverture du dernier Pléniglaciaire se réduisent à une nappe très mince qui est probablement totalement masquée par le podzosol holocène ;

ii. plus à l'est, seule une mince épaisseur de sables recouvre les dépôts graveleux de la formation de Belin (Dubreuilh *et al.*, 1995), dans laquelle des coins sableux se sont développés ;

iii. à l'extrémité orientale du Plateau, il n'y a pas de recouvrement sableux et les terrasses pléistocènes de la Garonne sont caractérisées en surface par des pavages de déflation. Les coins sableux datés entre 36-25 ka se développent au niveau des moyennes terrasses. De faibles épaisseurs de sables sont visibles très localement, notamment dans la coupe de Saint-Laurent-Médoc (Bertran *et al.,* 2009), où elles sont recouvertes par des dunes du Dryas récent.

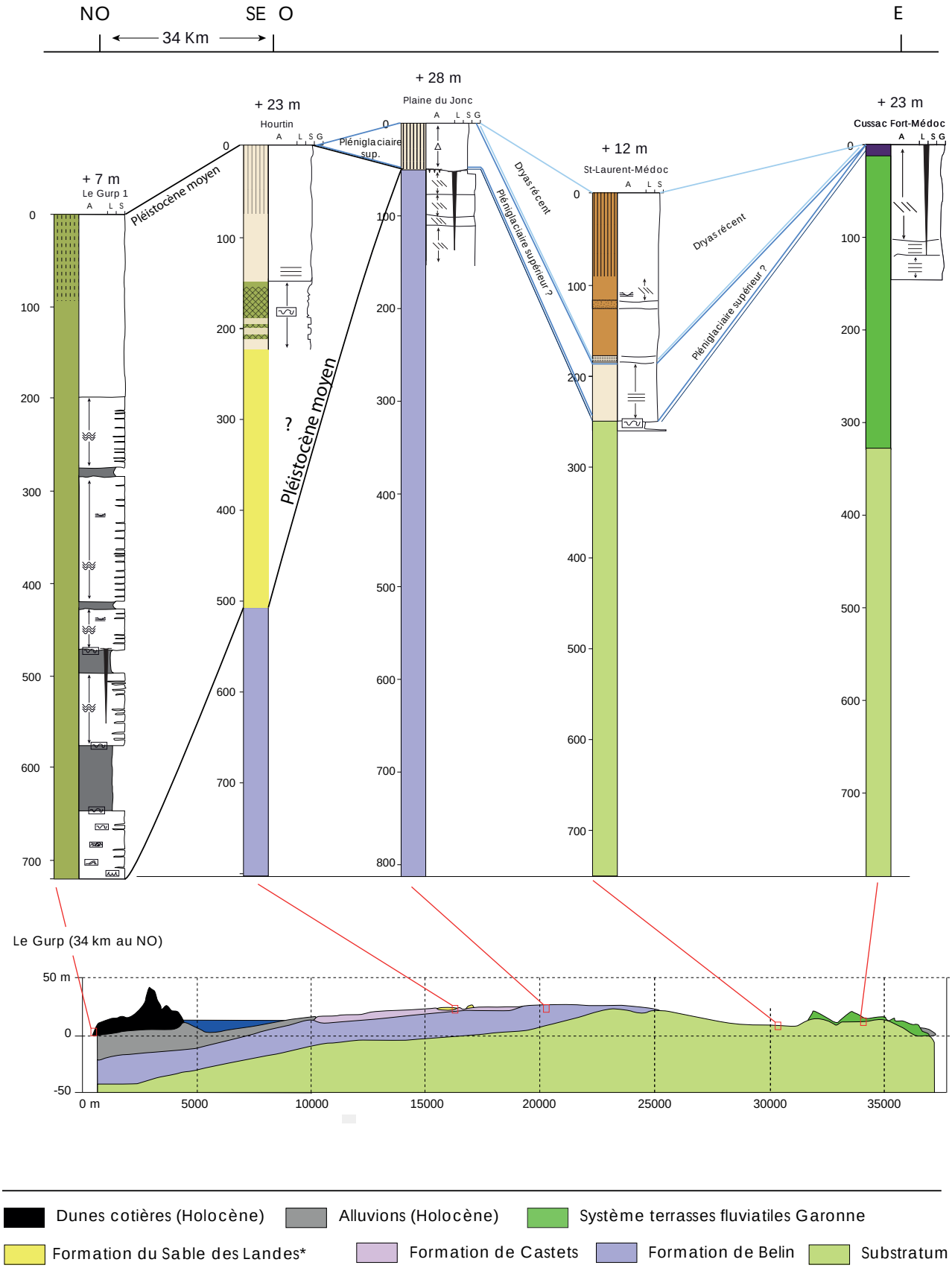


Fig. II.59 : Transect stratigraphique synthétique pour le nord du Plateau Girondin. Coupe géologique et données d'épaisseur des différentes formations géologiques : modifié d'après Karnay *et al.,* 2010. Symbologie des logs stratigraphiques : *cf* Fig. II.2.

Le transect réalisé pour le sud du Plateau Girondin n'a pas pu être réalisé depuis la côte faute de données stratigraphiques. Depuis le plateau et en direction de l'est on remarque que :

i. au niveau du plateau, le Pléniglaciaire moyen affleure en surface et correspond aux rides transverses observées dans les coupes de Lanton, Blagon et du Barp Pot-Au-Pin. Le Pléniglaciaire supérieur, s'il est présent, ne constitue qu'une mince couverture sableuse reprise dans les horizons A/E du podzosol actuel ;

ii. la couverture sableuse disparaît rapidement dès qu'on passe sur les dépôts détritiques de la Formation de Belin et du système de terrasses de la Garonne. Comme en témoigne le site du Lac Bleu, des réseaux de coins sableux d'âge Pléniglaciaire supérieur se développent dans les moyennes terrasses et la surface des alluvions est recouverte par un pavage de déflation.

Vers le sud des Landes de Gascogne, nous n'avons pas pu réaliser de transects O-E car les coupes stratigraphiques disponibles étaient très dispersées. L'étude des coupes de l'Hilaire et de Locbeilh (Saugnacq-et-Muret) a permis de montrer qu'en bordure du cours moyen de la Leyre, les accumulations éoliennes superficielles datent du Pléistocène moyen, même si une faible couverture de sables du Pléistocène supérieur ne peut pas être exclue. Pour la zone la plus au sud des Landes de Gascogne, l'ensemble des dates disponibles et les données des sites archéologiques semblent indiquer que, hormis les dunes paraboliques, les accumulations sableuses superficielles datent majoritairement du Pléniglaciaire supérieur (Fig. III.1).

En définitive, nous constatons : 1) un bilan éolien déficitaire dans le nord du Plateau Girondin concernant le Pléniglaciaire moyen et supérieur ; 2) un bilan éolien déficitaire dans le sud du Plateau Girondin en ce qui concerne le Pléniglaciaire supérieur ; 3) la présence dominante, en surface, d'accumulations du Pléniglaciaire supérieur dans le sud des Landes.

Nous écartons l'hypothèse que cette configuration puisse résulter de l'érosion des formations récentes dans le nord du bassin par la déflation. En effet, les champs de rides barkhanoïdes isolées du secteur d'Hourtin (Nord du Plateau Girondin), datés du Pléistocène moyen, sont toujours visibles en surface et n'ont donc pas été oblitérés par l'érosion. La même observation est valable pour les rides transverses du SIM 3 du sud du Plateau Girondin, qui sont toujours visibles en vue aérienne.

Nous pensons que le principal facteur qui puisse rendre compte de cette configuration réside dans les variations de l'extension du plateau continental au cours des cycles glaciaire - interglaciaire. Comme le montre la Fig. II.57a, le plateau continental se découvre sur plus de 100 km lors des minima du niveau marin à l'extrémité nord du Bassin. Il se réduit d'à peu près la moitié au niveau du Bassin d'Arcachon et, plus au sud, son extension se réduit encore. Ainsi, il est raisonnable d'imaginer que l'extension très importante du plateau continental au cours des SIM 3 et 2 dans la partie nord du Bassin a limité le volume de sables apporté au système éolien dans les zones éloignées du trait de côte. Au SIM 3, les sables n'ont pu atteindre que la partie méridionale du plateau Girondin. Au SIM 2, lors du minimum du niveau marin, l'extension du plateau continental était telle que l'ensemble de la zone actuellement émergée du Plateau Girondin ne recevait plus d'apport significatif de sables éoliens. *A contrario*, dans le sud du Bassin, le trait de côte était relativement proche de l'actuel et les apports sableux ont pu atteindre les secteurs les plus orientaux des Landes de Gascogne.

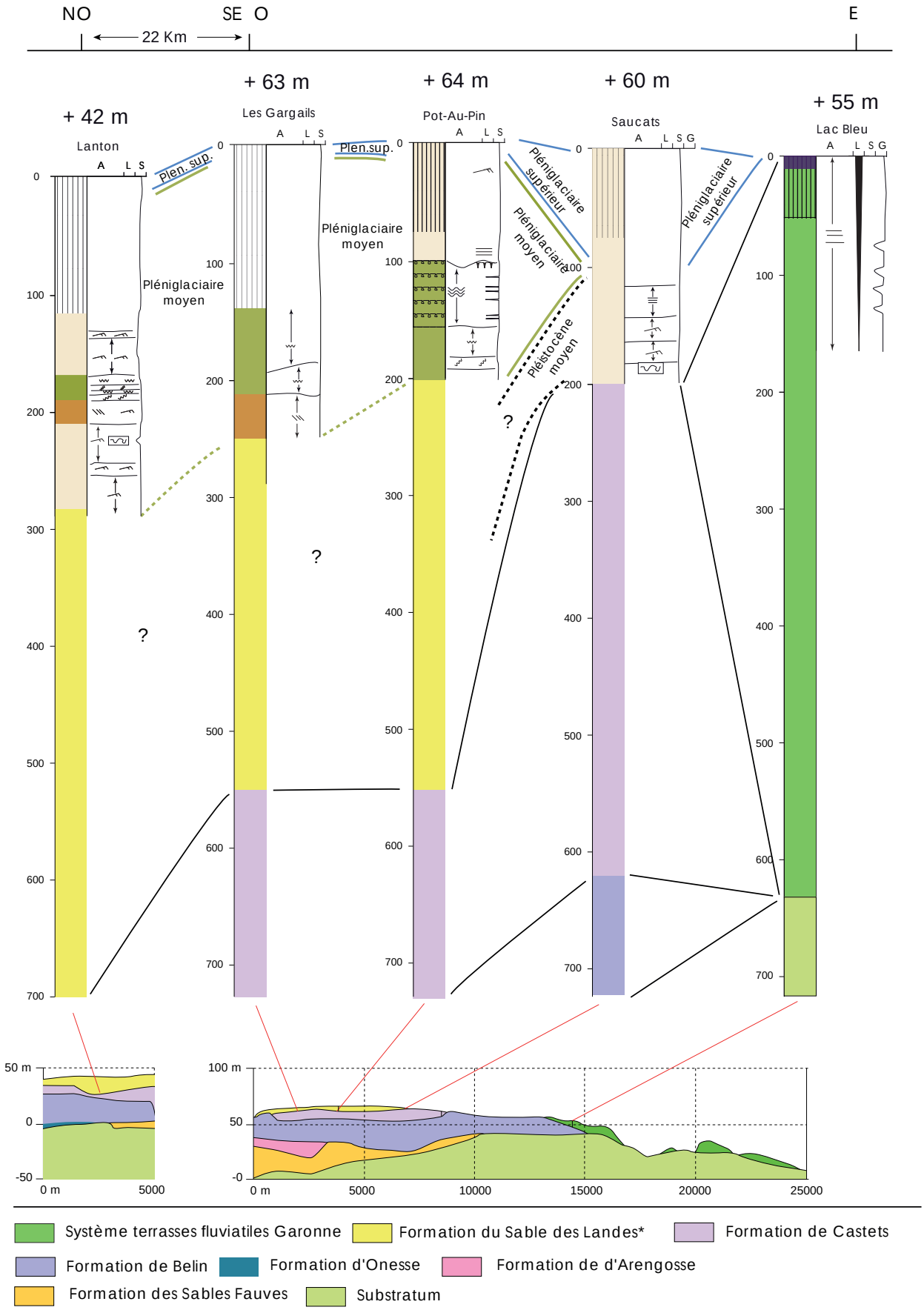


Fig.II.60 : Transect stratigraphique synthétique pour le sud du Plateau Girondin. Coupe géologique et données d'épaisseur des différentes formations géologiques : modifié d'après Karnay *et al.,* 2010. Symbologie des logs stratigraphiques : *cf* Fig. II.2.

II.7.2 Dynamique éolienne au Pléistocène moyen

Chronologie des phases éoliennes

Pour le Pléistocène moyen, le faible nombre de date OSL et ESR ne permet pas pour l'instant de définir de véritables phases éoliennes mais les quelques âges obtenus indiquent globalement une dynamique éolienne périodiquement active au moins dès le SIM 10 (Fig. II.61). La comparaison entre la chronologie des sables éoliens et celle des lœss de la marge méridionale du Bassin Aquitain (Bertran *et al.*, 2011 ; Hernandez *et al.*, 2012) montre également une activité éolienne récurrente au cours du Pléistocène moyen, qui débuterait également à partir du SIM 10 (Fig. II.61). Aucune date n'a en revanche été effectuée sur les lœss de la marge orientale de l'erg aquitain. Deux sites en Dordogne, Petit-Bost et Combe-Brune 2, ont livré des niveaux archéologiques du Paléolithique moyen interstratifiés respectivement dans des limons éoliens colluvionnés en contexte de versant (Petit-Bost) et dans une doline (Combe-Brune 2) (Bertran et Fabre, 2005; Bourguignon *et al.*, 2008 ; Brenet *et al.*, 2009). A Petit-Bost, un paléo-luvisol éémien sépare en deux unités les colluvions de limons et montre que des apports éoliens se sont produits au cours des deux derniers glaciaires (Bertran et Fabre, 2005 ; Bourguignon *et al.*, 2008). Une situation identique est observée à Combe-Brune 2 (Brenet *et al.*, 2009).

Faciès stratigraphiques, paléosols

Les résultats acquis par l'étude des coupes du Gurp, d'Hourtin, de Saucats et de Locbeilh permettent de donner un premier aperçu de la dynamique éolienne au Pléistocène moyen et dans certains cas de proposer une hypothèse sur la période la plus probable pour la mise en place des sables.

Le faciès de la coupe de Saucats est caractéristique d'épandages sableux secs associés à un paysage à faible relief dunaire et à une couverture végétale réduite. L'absence de figurés périglaciaire ne permet pas d'apporter des informations complémentaires concernant les conditions paléoenvironnementales régnant au cours de l'accumulation éolienne. L'incertitude de la date IRSL réalisée dans la coupe de Saucats ne permet pas de définir précisément à quel moment ces sables se sont accumulés. Sur la base de l'âge obtenu, leur mise en place s'est faite au minimum au début du SIM 9.

Des dépôts éoliens datant probablement du SIM 8 ont également pu être mis en évidence dans le Nord du Médoc sur les sites du Gurp et des Jolles (Hourtin). Au Gurp, ces dépôts correspondent à la Formation des Sables de l'Amélie (ancienne Formation des Sables Fluviatiles de Tastet, 1999) qui se caractérise par un faciès de type éolien humide. D'après nos interprétations, cette unité témoigne du comblement progressif par des sables éoliens d'une lagune d'arrière cordon dunaire littoral qui se serait formée à la fin du SIM 9. Le comblement se serait produit au cours du SIM 8 suite à la baisse progressive du niveau de la mer et à l'établissement de conditions périglaciaires impliquant une diminution de la couverture végétale et une baisse du niveau de la nappe. Le réseau de petites fentes syngénétiques présent dans la partie inférieure de la Formation témoigne d'un gel saisonnier profond contemporain de la sédimentation éolienne, du moins pendant la première partie du comblement de la dépression. Sur la base des observations en milieu actif (Friedman *et al.*, 1971 ; Romanovskij, 1985, 1976, 1973 ; Washburn *et al.*, 1963), ce réseau indique des températures moyennes annuelles proches de 0°C.

La séquence d'Hourtin montre que pendant le SIM 8, la dynamique éolienne était active également à l'intérieur des terres, du moins dans le Nord du Médoc. Cette séquence se caractérise par un faciès de type éolien humide témoignant de la progression de petites dunes végétalisées isolées (nebkhas) au sein d'une vaste zone sans relief marqué et mal drainée. Des conditions froides relativement humides comme l'indique la présence d'une nappe phréatique à proximité de la surface étaient vraisemblablement présentes au cours de l'accumulation des sables. La formation de nebkhas suggère un environnement semi-désertique avec une couverture végétale basse et discontinue autour de laquelle s'accumule le sable (Langford, 2000 ; Rango *et al.*, 2000 ; Tengberg et Chen, 1998). Les cryoturbations qui affectent les niveaux organiques situés à la base de la coupe d'Hourtin indiquent un épisode à un gel saisonnier profond et/où à pergélisol dont l'âge reste à préciser (vraisemblablement postérieur à la formation des dunes).

D'après l'étude de terrain et sur la base de la date OSL, les dépôts éoliens associés au SIM 8 affleurent pratiquement en surface dans le secteur d'Hourtin et les édifices dunaires observés à l'affleurement peuvent être mis en relation avec ceux visibles en vue aérienne. Ces dunes correspondent à des rides barkhanoïdes isolées (*cf.* partie III). Elles s'observent sur une bande d'environ 10 km de large et de 20 km de long, bande qui se trouve à l'est d'une zone caractérisée par des rides barkhanoïdes étroites (Fig. II.62). D'après l'étude des coupes des sites de Cabaley et du Canal de Caupos, il a été possible de montrer que les rides barkhanoïdes étroites sont plutôt constituées par un faciès de type épandages sableux secs (Fig. II.26). L'âge de ces coupes, et donc des dunes en surface, reste à déterminer.

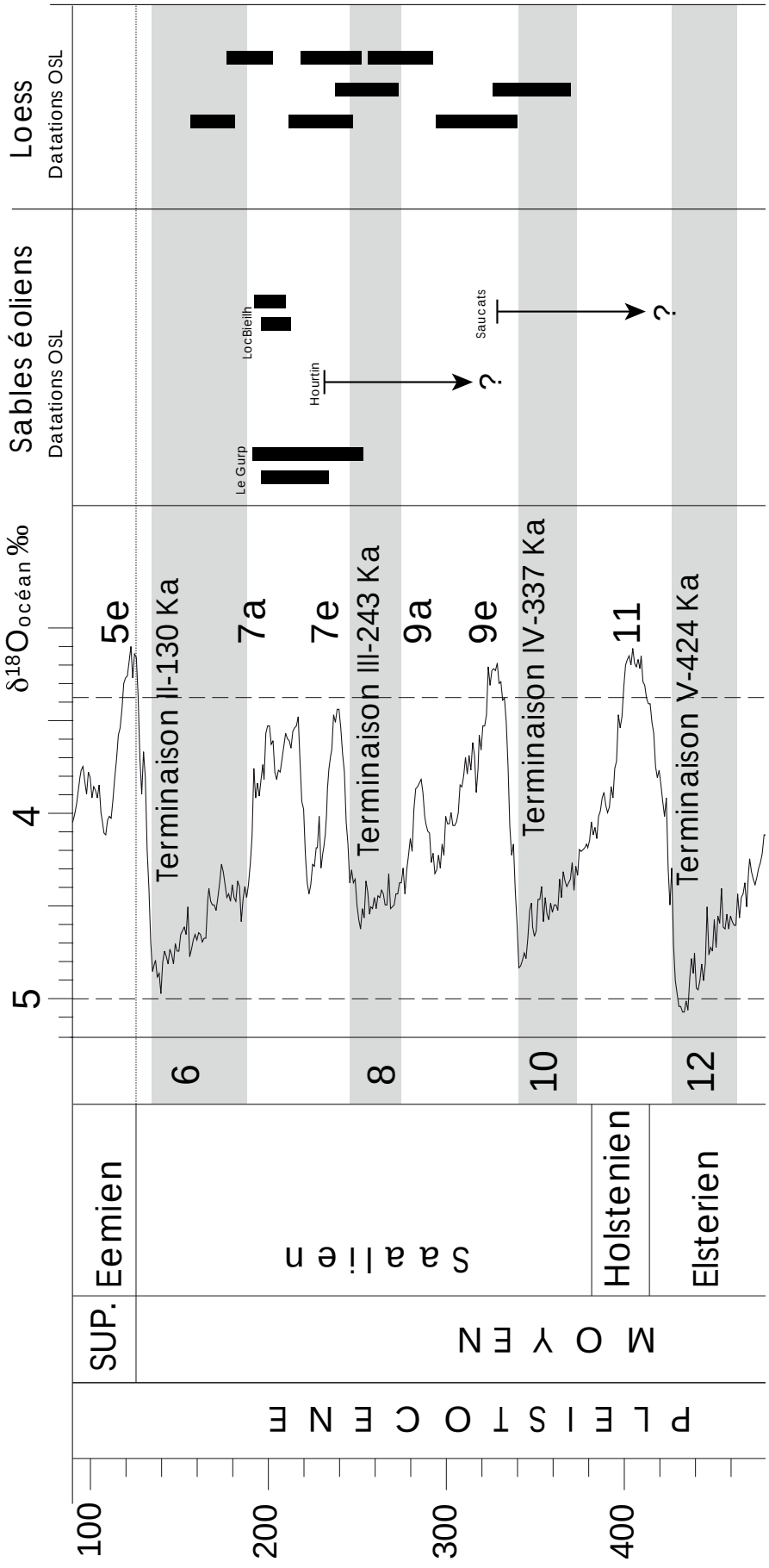


Fig. II.61 : Chronostratigraphie Pléistocène moyen de l'Erg aquitain. Limite Pléistocène moyen/supérieur, chronologie continentale et chronologie glaciaire d'après Gibbard et Cohen (2008).

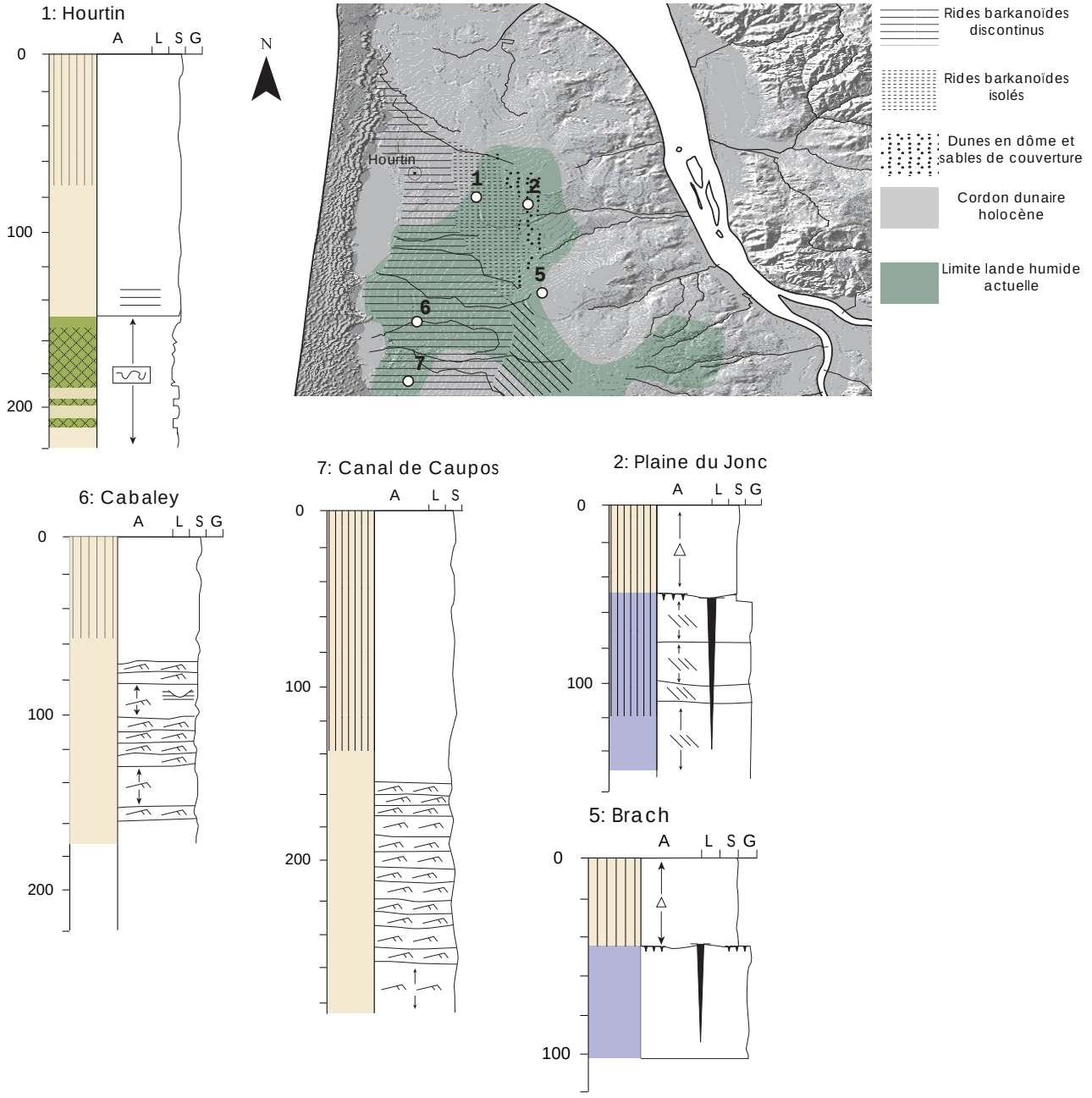


Fig. II.62 : Positionnement des coupes stratigraphiques du nord du Plateau Girondin par rapport à la zonation des landes humides actuelles (modifié d'après Papy, 1977). Couleurs et symboles dans les logs stratigraphiques: *cf.* Fig. II.2. Dans les coupes de Brach et de la Plaine du Jonc, la couleur vert-tourquois correspond à la Formation alluviale de Belin (*cf.* Fig. II.60).

A l'heure actuelle, les relations entre la Formation des Sables de l'Amélie qui a été datée sur le site du Gurp et les dépôts dunaires de l'intérieur des terres à Hourtin n'ont pas pu être clarifiées. Il n'est donc pas possible d'établir de manière indiscutable si ces accumulations éoliennes sont contemporaines ou si elles relèvent d'épisodes distincts.

Une période d'accumulation éolienne semble également être attestée, d'après la datation de la coupe de Locbeilh, pendant la fin du SIM 7. Elle correspond à des épandages sableux secs qui ont été reconnus pour l'instant exclusivement dans les coupes landaises de Locbeilh et de l'Hilaire. L'épaisseur des séquences (estimée à minimum 4 m) témoigne d'accumulations importantes au cours de cette phase, du moins à l'échelle locale. La présence de 2 à 3 niveaux de petites fentes syngénétiques interstratifiés dans les deux séquences, suggère une sédimentation associée à des conditions périglaciaires avec des températures moyennes annuelles proches de 0°C. Bien que les datations plaident pour placer les séquences de Locbeilh et de l'Hilaire dans le SIM 7 (Fig. II.60) nous pensons qu'un âge SIM 6 est plus probable, dans la mesure où la fin de cet interglaciaire est associée à des conditions tempérées.

II.7.3 Hypothèse sur l'origine de l'Erg Aquitain

Legigan (1979) a placé le début de la mise en place de l'erg aquitain à la fin du Pléistocène supérieur. Il a détecté une activité éolienne plus ancienne mais, d'après lui, ces sables éoliens ont été repris dans des formations alluviales et deltaïques et il n'y a pas de véritables accumulations de sableuses avant le dernier cycle glaciaire. Bertran *et al.* (2011) ont laissé ouverte la question de dépôts antérieurs au dernier cycle glaciaire dans la mesure où, bien qu'aucune date ancienne sur les sables n'était disponible, la chronologie des lœss suggérait une activité éolienne au sein du Bassin Aquitain couvrant au minimum les deux derniers cycles climatiques. L'absence de dates anciennes dans la zone sableuse a été expliquée par les auteurs comme le résultat du remaniement du même stock sableux au cours des différentes phases sur une surface de déflation constituée par l'horizon podzolique des sols interglaciaires ou la nappe phréatique. Notre étude démontre que des sables éoliens se sont bien accumulées avant le dernier glaciaire et qu'ils se sont préservés dans certains secteurs du bassin.

Les datations réalisées sur les coupes étudiées dans ce travail indiquent des accumulations éoliennes au cours du Pléistocène moyen. Nous pensons cependant que l'erg aquitain s'est probablement mis en place dès le début du Quaternaire en liaison avec la mise en place de la Formation de Castets. En effet, plusieurs constatations nous amènent à remettre en cause l'interprétation fluviatile précédemment proposée pour cette formation :

i. la Formation de Castets a une géométrie très différente de celle des formations alluviales et deltaïques antérieures. Celles-ci sont caractérisées par une migration progressive vers le nord de l'axe de dépôt depuis le Miocène moyen (Formation des Sables Fauves) jusqu'au Pléistocène inférieur (Fig. I.4). La Formation de Belin-et-Sadirac, qui précède la Formation de Castet dans le comblement détritique aquitain d'après la lithostratigraphie établie par Dubreuilh *et al.* (1995) (Fig. I.2), forme une bande orientée SSE-NNO proche du système de terrasses de la paléo-Garonne qui s'établit au Pléistocène inférieur (Fig. I.3). L'individualisation du paléo-Adour dans le sud du Bassin intervient simultanément. L'encaissement de la Garonne et de l'Adour au Pléistocène inférieur est incompatible avec la persistance d'écoulements fluviatiles important sur le triangle landais à la même période.

ii. la Formation de Castet se superpose parfaitement à la Formation du Sable des Landes, ce qui suggère que les deux formations sont le résultat de la même dynamique sédimentaire. La difficulté rencontrée par Karnay *et al.* (2010) pour distinguer ces deux formations résulte probablement du fait qu'il n'y a pas de discontinuité sédimentaire majeure entre elles. Les auteurs ne décrivent pas de différence significative au niveau des lithofaciès, la distinction étant faite uniquement sur la base d'indices granulométriques et sur le fait que les grains émoussés-luisants dominent, critères qui ne semblent pas suffisants pour en déduire une origine fluviatile (e.g. Swezey, 1998). Par ailleurs, la Formation de Castets est attribuée à une plaine deltaïque à faible pente parcourue par des chenaux fluviatiles anastomosés mais aucune mention n'est faite de structures sédimentaires chenalisées qui pourraient suggérer de ce type de dynamique. En l'absence de structures suggérant une dynamique fluviatile, une origine éolienne apparaît comme étant plus vraisemblable ;

iii. Legigan (1979) suppose que le Sable des Landes a été largement alimenté par les sables qui composent le sommet du Complexe Intermédiaire (*i.e.* la Formation de Castets) sur la base de leur forte ressemblance d'un point de vue minéralogique et granulométrique. Cette ressemblance peut également être interprétée comme la preuve que ces deux formations ont une dynamique de mise en place identique ;

iv. dans la coupe de Lumé (Fargues-sur-Ourbise), les dépôts localisés sous les dunes paraboliques sont attribuées d'après la carte géologique au 1/50 000 à la Formation de Castets. Les structures sédimentaires observées dans ces sables correspondent à un faciès d'épandages sableux secs. Une épaisse unité à litage oblique est intercalée entre deux unités d'épandages éoliens et a été interprétée comme résultant de la progradation d'une dune à face d'avalanche. L'étude détaillée des lithofaciès montre donc sans ambiguïté qu'à Lumé ces dépôts ont une origine éolienne.

L'ensemble de ces constatations nous amène à privilégier à l'heure actuelle l'hypothèse d'une origine éolienne pour la Formation de Castet. Cette attribution, qui reste encore à vérifier à partir d'autres points d'observation, permet de proposer un schéma cohérent permettant d'expliquer le début de la mise en place de l'erg aquitain. En effet, il est possible d'envisager qu'au Pléistocène inférieur,

suite à l'encaissement de la Garonne au nord et de l'Adour au sud (Fig. I.3e), les Landes de Gascogne deviennent une véritable entité géographique isolée qui n'est plus traversée par aucun cours d'eau majeur. Le substratum de cette entité est constitué par des formations qui fournissent en abondance des sédiments de la fraction sableuse (Legigan, 1979 ; Dubreuilh *et al.* 1995). Par ailleurs, ces formations qui correspondent à une plaine fluvio-deltaïque ont un relief faible, ce qui est favorable à la progression des sables sous l'action du vent. Ainsi, dans des conditions climatiques favorables qu'on peut supposer s'établir au cours des stades glaciaires, la déflation peut s'exercer et permet l'accumulation d'une importante couverture de sables éoliens. Ces accumulations se préservent en l'absence de remaniement par une dynamique fluviatile. La Formation de Castet correspond à un prisme dont l'épaisseur diminue progressivement depuis la côte vers l'intérieur de terres. Comme nous l'avons proposé pour la Formation du Sable des Landes, cette diminution reflète le fait que la plus grande partie de l'alimentation provient du plateau continental qui était largement exposé à la déflation pendant les phases glaciaires.

II.7.4 Comparaison avec les enregistrements de l'Europe de l'Ouest

La courbe des densités de probabilité d'âge établie à partir des 27 dates OSL disponibles pour les sables éoliens du Bassin Aquitain est comparée sur la Fig. II.63 avec celles que nous avons pu établir pour les Pays bas (Bateman et Huissteden, 1999 ; Kasse *et al.*, 2007 ; Schokker *et al.*, 2005 ; Vandenberghe *et al.*, 2004), la Grande Bretagne (Bateman, 1998, 1995 ; Clarke *et al.*, 2001 ; Murton *et al.*, 2003), l'Espagne (Bateman et Herrero, 2001, 1999 ; Rebollal, 2013 ; Rendell *et al.*, 1994) et le Portugal (Granja *et al.*, 2008 ; Thomas *et al.*, 2008). Cette comparaison montre que :

i. à l'heure actuelle, seule l'Aquitaine a livré des dates permettant d'identifier une phase éolienne au milieu du SIM 3, si l'on excepte l'âge à ~35 ka obtenu sur une dune transverse située au centre de l'Espagne, dans la Tierra del Pinares (Rebollal, 2013) ;

ii. le démarrage de la dynamique éolienne semble être globalement identique et se place depuis le Portugal jusqu'aux Pays-Bas au début du Pléniglaciaire supérieur, entre ~30 et 25 ka. Pour les Pays-Bas, les premières accumulations sableuses sont remaniées en contexte fluviatile (sables fluvio-éoliens, Older Coversands I) (Kasse, 2002). Des différences régionales apparaissent toutefois nettement dans les modes que l'on peut identifier à partir des courbes de distribution des probabilités d'âge. Au Portugal et en Aquitaine, les sables se déposent pendant l'ensemble du stadiaire GS2 (~24-16 ka), avec un pic entre 18 et 20 ka. Cette période semble en revanche correspondre à un minimum en Angleterre et aux Pays-Bas. Dans ces pays, deux modes apparaissent, l'un à la fin du stadiaire GS-3 et pendant le GS2c (~26-21 ka), l'autre à la fin du stadiaire GS-2a et pendant le Tardiglaciaire (~17-13 ka). Aux Pays-Bas, ce second mode correspond aux sables de couverture proprement-dits (Older Coversands II et Younger Coversands I);

iii. le Dryas récent apparaît comme une phase éolienne représentée depuis le nord jusqu'au sud de l'Europe de l'ouest et les courbes indiquent une activité éolienne similaire en Aquitaine, en Angleterre, aux Pays-Bas et en Espagne.

D'une manière générale, le fait que le démarrage des principales accumulations sableuses du Pléniglaciaire supérieur soit globalement contemporain à l'échelle de l'Europe de l'Ouest suggère une réponse généralisée à des conditions climatiques favorables à la déflation. Les enregistrements dans la ceinture lœssique européenne sont relativement en phase et marquent une période de dépôt maximale à la fin du SIM 3 et pendant l'ensemble du SIM 2 (≈30-17 ka) (Antoine *et al.*, 2003).

L'intensité des modes dans les courbes de densités de probabilité d'âge est fonction du nombre de dates disponibles pour une phase donnée et permet uniquement de définir les périodes les plus probables pendant lesquelles la sédimentation éolienne était active. A l'échelle de chacune des régions examinées, la dynamique est régie par les trois termes principaux définissant l'état d'un système éolien (Kocurek et Lancaster, 1999) : apports en matériaux sédimentaires, capacité de transport du vent, disponibilité du sédiment. Comme l'ont souligné Kocurek et Lancaster (1999) et Lancaster (2008), ces termes modulent la réponse du système éolien aux changements climatiques et dépendent eux-mêmes de variations régionales et locales. Ces variations rendent compte des différences régionales qui apparaissent en comparant les courbes de chacune des régions étudiées.

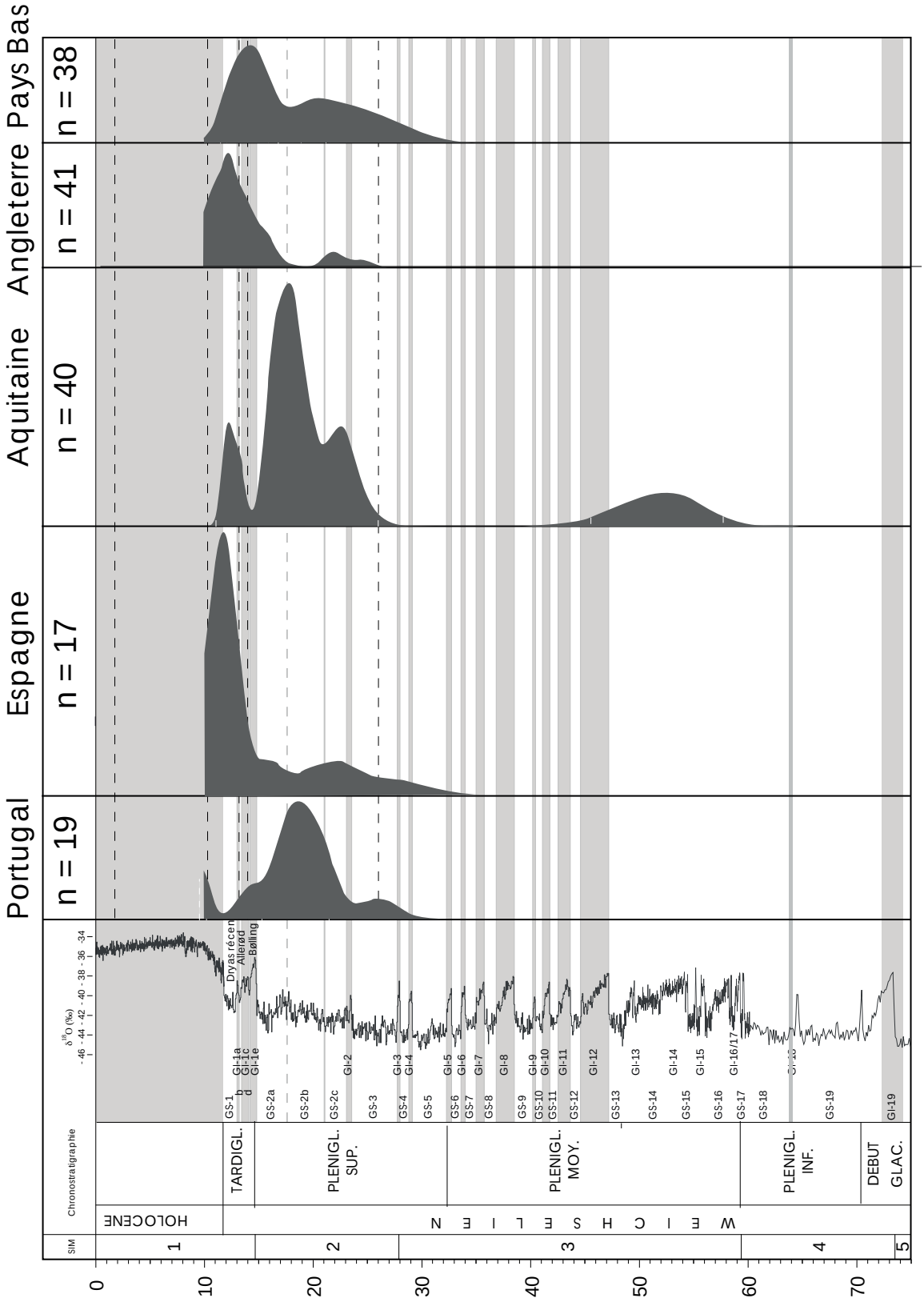


Fig. II.63 : Courbes des densités de probabilité d'âge établies pour les différentes régions éoliennes de l'Europe de l'Ouest à partir des datations OSL et TL (seulement Espagne) publiées. Pays bas : Bateman et Huissteden (1999), Kasse *et al*. (2007), Schokker *et al*. (2005), Vandenberghe *et al* (2004) ; Grande Bretagne : Bateman (1998, 1995), Clarke *et al*. (2001), Murton *et al*. (2003) ; Espagne : Bateman et Herrero (2001, 1999), Rebollal (2013), Rendell *et al*. (1994) ; Aquitaine : Bertran *et al*. (2011), ce travail. Chronologie glaciaire (NGrip) d'après Blockley *et al*. (2012) jusqu'à 60 ka BP et d'après Johnsen *et al*. (2001). Limite de l'Holocène d'après Blockey *et al*. (2012). Limite des Pléniglaciaires supérieur, moyen et inférieur d'après Antoine (2002).

Pour le Pléniglaciaire supérieur, une différence majeure dans les phases d'activité éolienne s'observe entre le sud-ouest (Portugal, Espagne, SO de la France) et le nord-ouest de l'Europe (Angleterre, Pays Bas). La principale raison expliquant cette différence doit être recherchée dans le rôle joué par le pergélisol sur la dynamique éolienne et fluviale. Ce rôle a été déjà souligné par Kasse (1997). D'après cet auteur, la présence d'un pergélisol jusque vers ~15 ka a limité l'efficacité de la déflation, à la fois en raison d'une infiltration réduite et de la cimentation en surface des sols par de la glace. L'essentiel des épandages éoliens pléniglaciaires ont été repris par la dynamique fluviale pour former des accumulations fluvio-éoliennes. Pour les régions du sud de l'Europe, notamment au Portugal et en Aquitaine où l'influence du pergélisol a été beaucoup plus réduite, il est intéressant de souligner la bonne correspondance entre les principales périodes de sédimentation éoliennes.

II.8 Conclusions

(1) Contrairement à l'hypothèse classique qui supposait une origine récente (Pléniglaciaire supérieur) pour le désert des Landes de Gascogne, les nouvelles dates OSL et la réinterprétation de la Formation de Castets suggèrent que l'Erg Aquitain s'est mis en place dès le début du Quaternaire.

(2) Les données chronostratigraphiques témoignent d'une dynamique éolienne au cours du Pléistocène moyen, depuis au moins le SIM 10 et pendant les SIM 8 et 6. Ces résultats corroborent les données disponibles pour les séquences lœssiques du Bassin Aquitain et infirment l'hypothèse d'une absence d'accumulations anciennes liée au remaniement du même stock de sables au cours de chaque phase de déflation.

(3) La dynamique éolienne au Pléistocène supérieur est relativement bien documentée. Trois phases principales d'accumulation ont pu être identifiées. La phase la plus ancienne (56 – 50 ka) correspond à une sédimentation en milieu influencé par la nappe phréatique et correspond à la mise en place de champs de rides transverses sans face d'avalanche et de hauteur métrique. Pendant cette phase, un gley organique cryoturbé (« cryosol de Cestas ») se développe et témoigne d'un épisode de diminution de la sédimentation sableuse associé au développement d'une végétation steppique à graminées et armoises.
(4) Entre 25 et 15 ka, de vastes épandages sableux se forment dans un contexte plus sec. Cette phase correspond à l'extension maximum du désert des Landes. Au moins un épisode de stabilisation (locale ?) du paysage est attesté et correspond au développement d'un gley cryoturbé (« cryosol supérieur de Sabres ») dans un milieu à très faible activité biologique.

(5) Au Tardiglaciaire, la colonisation des sables par la végétation se produit tardivement. La sédimentation éolienne a vraisemblablement persisté jusqu'au début de l'Allerød. Cet interstadiaire est marqué par l'installation d'une forêt boréale dominée par le pin sylvestre et correspond au développement d'un podzosol juvénile. Des champs de dunes paraboliques se mettent finalement en place au cours de la détérioration climatique du Dryas récent.

(5) Du point de vue paléogéographique, l'erg aquitain présente une configuration complexe. Des accumulations sableuses d'âge Pléistocène moyen affleurent dans le Médoc, tandis qu'au sud du Plateau Girondin, les sables sont pour l'essentiel d'âge Pléniglaciaire moyen. Enfin, dans la partie sud des Landes, les épandages sont principalement datés du Pléniglaciaire supérieur. Les résultats acquis dans le cadre de ce travail suggèrent que cette configuration résulte d'un bilan éolien déficitaire pour le nord et le sud du Plateau Girondin au cours d'une partie ou de l'ensemble du Pléistocène supérieur. La grande extension du plateau continental pendant les périodes de bas niveau marin est probablement le principal facteur impliqué. Pendant les SIM 3 et 2, le plateau continental a une largeur très importante au nord du Bassin Aquitain tandis qu'il se rétrécit considérablement vers le sud. La côte était donc très éloignée des secteurs actuellement émergés au nord du bassin et les sables n'atteignaient pas cette zone. Au sud, en revanche, le plateau était plus étroit et les sables ont pu former des accumulations importantes.

(5) La comparaison des enregistrements éoliens à l'échelle européenne (Portugal, Espagne, Aquitaine, Grande-Bretagne, Pays-Bas) montre que le démarrage de la sédimentation éolienne au Pléniglaciaire supérieur se produit partout à peu près au même moment, vers 30-25 ka, et suggère que le climat a eu un rôle déterminant. Des différences dans les principales périodes d'accumulation au cours du Pléniglaciaire supérieur sont néanmoins présentes et résultent vraisemblablement de facteurs régionaux conditionnant la dynamique éolienne. En particulier, le pergélisol semble n'avoir eu que peu d'influence sur la sédimentation éolienne en Aquitaine, contrairement à ce qui a été observé pour les régions nord-européennes.

PARTIE III

Morphologie, organisation spatiale et origine des dépôts éoliens

III.1 Introduction

Le lœss est un dépôt sédimentaire détritique continental composé essentiellement de grains de la taille des limons et dont l'accumulation est due au vent (Pye, 1995). C'est l'un des dépôts les plus répandus à la surface de la Terre (Muhs, 2012), qui a couvert environ 10 % de la surface des terres émergées au cours du dernier cycle glaciaire (Pécsi, 1990). Les dépôts lœssiques sont parmi les dépôts continentaux les plus étudiés en raison de leur potentiel en tant qu'archives paléoclimatiques. Depuis longtemps, en effet, la présence d'alternances de lœss et de paléosols attribués respectivement aux glaciaires et aux interglaciaires, a fait des séquences lœssiques les équivalents terrestres des archives marines (Kukla, 1970, 1977 ; Fink et Kukla, 1977). L'utilisation de marqueurs tels que les indices granulométriques, la susceptibilité magnétique, les isotopes stables du carbone, la malacologie et la palynologie, ainsi que la fiabilité croissante des méthodes de datation comme le ^{14}C et l'OSL, ont permis d'affiner significativement la résolution chronostratigraphique. Il a notamment été possible de détecter au sein de certaines séquences très dilatées des variations climatiques d'ordre millénaire (événements de D/O et d'Heinrich) déjà observées dans les carottes marines et glaciaires (Porter et Zhisheng, 1995 ; Chen *et al.*, 1997 ; Antoine *et al.*, 2001 ; Antoine *et al.*, 2009). D'autre part, l'étude des gradients granulométriques (Ruegg, 1983 ; Lautridou, 1985 ; Tungsheng, 1988), des variations d'épaisseurs (Frazee *et al.*, 1970 ; Mason, 2001) et de la composition minéralogique et chimique (Muhs *et al.*, 2008 ; Stevens *et al.*, 2010) des dépôts lœssiques a permis dans certains cas d'identifier les trajectoires de transport éolien et ainsi de proposer des modèles régionaux de circulation atmosphérique.

Les accumulations de lœss les plus importantes sont d'âge Quaternaire et se localisent sur tous les continents : en Europe (Haase *et al.*, 2007), en Asie (Tungsheng, 1988 ; Różycki, 1991), en Amérique du nord (Péwé, 1975 ; Arthur Bettis III *et al.*, 2003 ; Muhs *et al.*, 2003 ; Busacca *et al.*, 2004) et en Amérique du Sud (Zárate, 2003). Ces grandes zones d'accumulation sont localisées dans des régions qui étaient en marge des régions glaciaires ou des grandes chaînes montagneuses (Himalaya, Andes) au cours du Quaternaire. Compte tenu de la quasi-absence d'accumulation lœssique comparable en marge des déserts chauds (e.g. Sahara), certains auteurs ont suggéré que les seuls mécanismes capables de produire de grandes quantités de limons quartzeux sont l'abrasion glaciaire (lœss d'Europe et d'Amérique septentrionale) et les processus d'altération physique opérant dans des régions montagneuses et tectoniquement très actives comme l'Himalaya et la Cordillère des Andes (lœss d'Asie et d'Amérique du sud) (Smalley, 1966 ; Smalley, 1995 ; Smalley et Vita-Finzi, 1968 ; Smalley et Krinsley, 1978). Smalley (1972) a aussi souligné l'importance des grands axes fluviaux comme vecteurs de transport des matériaux limoneux entre les zones de production de particules et les zones d'accumulation éolienne.

Les travaux de Smalley et collaborateurs ont stimulé un important débat sur les mécanismes potentiellement efficaces dans la production des particules limoneuses. De nombreux travaux expérimentaux ont montré que l'abrasion éolienne, fluviatile et glaciaire, ainsi que la gélifraction et l'haloclastie sont tous des mécanismes capables de produire efficacement des grains de quartz de la taille des limons (Whalley *et al.*, 1982 ; Wright et Smith, 1993 ; Wright *et al.*, 1998), l'abrasion éolienne et l'abrasion fluviatile étant les mécanismes les plus efficaces à court terme (Wright *et al.*, 1998). Par ailleurs, les expériences de Wright *et al.* (1998) et Wright (2001) ont montré que la production de limons quartzeux par abrasion est parfois limitée dans certains environnements glaciaires. Ces auteurs en ont conclu qu'une partie importante des limons quartzeux transportés par les processus glaciaires provient du remaniement de matériel d'anciens complexes d'altération (régolithe) ou de matériel ayant déjà subi des phases d'altération (Whalley, 1979 ; Nahon et Trompette, 1982 ; Pye, 1989). En accord avec ces travaux expérimentaux, il existe désormais plusieurs exemples connus de lœss péri-désertiques (lœss formé dans des zones arides ou semi-arides sans relation avec les marges glaciaires), tant dans des zones arides froides que dans des zones arides chaudes (Coudé-Gaussen et Rognon, 1986 ; Wright, 2001 ; Muhs *et al.*, 2008). Finalement, il apparaît que si plusieurs mécanismes sont capables de produire des particules limoneuses, ces mécanismes ne sont pas les seuls facteurs qui déterminent l'extension des lœss. Ceux-ci s'accumulent en quantité reconnaissable sous l'influence de plusieurs facteurs comme la couverture végétale, la topographie, le climat, l'activité tectonique et l'orogènese (Wright, 2001).
Crouvi *et al.* (2010) ont suggéré que les grandes étendues sableuses des ergs d'Afrique, d'Arabie et du Moyen Orient ont contribué à la genèse des lœss qui se trouvent sur leurs marges par une abrasion éolienne active. En milieu semi-aride à aride froid, il existe plusieurs exemples de ceintures lœssiques en marge de systèmes sableux dunaires, bien que ces sables ne soient pas nécessairement la source principale des lœss. En Chine, il semble que les déserts sableux et le désert du Gobi entourant le plateau lœssique n'ont pas participé à la production de limons éoliens mais ont plutôt servi comme zone

de stockage de limons produits par les processus opérant dans les grandes chaînes montagneuses entourant ces déserts (Sun, 2002). En Amérique du Nord, il a été montré que la source principale des lœss situés en marge du complexe dunaire du Nebraska n'étaient pas les sables dunaires mais plutôt les roches sédimentaires limoneuses tertiaires situées en amont de ce complexe (Aleinikoff *et al.*, 2008; Muhs *et al.,* 2008). Les auteurs suggèrent que les apports provenant des sables dunaires sont réduits et géographiquement limités à proximité immédiate des épandages sableux.

Dans le Bassin aquitain (SO de la France), existe un vaste erg sableux (Désert des Landes) d'âge Pléistocène, couvrant une surface d'environ 13000 km^2 et bordé sur sa marge orientale par une large ceinture lœssique. Cette région éolienne, bien qu'elle représente une portion significative du territoire français, est absente dans les cartes de distribution des lœss à l'échelle européenne (Haase *et al.*, 2007). Les premières tentatives de synthèse régionale sur les dépôts éoliens sableux et sur les lœss ont été faites dans les années 60 et 70 (Enjalbert, 1960 ; Thibault, 1970 ; Legigan, 1979). Le cadre chronostratigraphique de ces accumulations restait cependant peu détaillé en raison du manque presque total de datations numériques. Récemment, un effort important a été fait pour proposer une nouvelle synthèse à l'échelle régionale basée sur des datations numériques et des données stratigraphiques précises, ce qui a permis une comparaison avec les autres grandes régions éoliennes européennes (Bertran *et al.*, 2009, 2011 ; Sitzia, ce travail). Bien que des études minéralogiques aient été réalisées sur les sables dunaires et sur les lœss (Klingebiel, 1966 ; Legigan, 1979 ; Dubreuilh *et al.*, 1995), et bien que l'existence d'un gradient granulométrique entre les dépôts sableux et les dépôts lœssiques ait déjà été démontrée (Bertran *et al.,* 2011), une étude détaillée sur la provenance des particules et sur les trajectoires de transport restait à effectuer. Le premier objectif de ce chapitre était donc double :

i. reconstituer les principales phases de formation des lœss aquitains, depuis la production des particules limoneuses jusqu'à leur dépôt ;

ii. sur la base de cette reconstitution, proposer des trajectoires de transport éolien pour le Pléniglaciaire supérieur.

Nous avons choisi d'aborder ces deux objectifs en combinant une étude géostatistique des variations d'épaisseurs et des gradients granulométriques des dépôts éoliens régionaux avec l'étude géochimique (éléments majeurs et traces) des dépôts lœssiques et de leurs sources potentielles.

L'approche spatiale constitue également le fondement méthodologique du deuxième volet de cette partie qui se consacre à l'étude des édifices dunaires. Les dunes sont d'excellents marqueurs du régime des vents passés (Lancaster, 2008) et ont été classiquement utilisées pour reconstituer les directions des vents au cours de la dernière glaciation et du Tardiglaciaire en Europe (Zeeberg, 1998 ; Renssen *et al.*, 2007 ; Isarin *et al.*, 1997 ; Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Poser, 1950 ; Maarleveld, 1960) et dans d'autres régions du globe (Lancaster *et al.,* 2002; Kutzbach et Wright, 1985 ; Wolfe, 2004). Par ailleurs, les directions extrapolées à partir des dunes ont été utilisées dans plusieurs travaux pour tester la validité des résultats des simulations de la circulation des vents (e.g. Renssen *et al.*, 2007 ; Isarin *et al.*, 1997 ; Zeeberg, 1998 ; Kutzbach et Wright, 1985). Dans les Landes de Gascogne, Legigan (1979) a été le premier a reconnaitre la présence des rides dunaires (dunes de faibles ampleur), les dunes paraboliques étant connues depuis longtemps (*cf.* partie I). Toutefois l'auteur n'a pas proposé une classification des différents types de morphologies des rides et des dunes paraboliques et aucune restitution cartographique n'a été réalisée. Ainsi, dans le deuxième volet de cette partie, l'objectif était tout d'abord :

i. d'établir une classification des principales morphologies caractérisant les rides et les dunes paraboliques ;

ii. de tester dans quelle mesure la distribution des différents édifices dunaires dans le paysage a été conditionnée par des facteurs tels que la topographie et/ou le réseau hydrographique.

Enfin, il s'agissait de reconstituer le régime des vents efficaces ayant contribué à la formation des édifices dunaires. Legigan (1979) avait déjà construit des roses des vents à partir des dunes mais ses mesures avaient été réalisées en prenant en compte à la fois les dunes paraboliques et les rides (*cf.* Partie I). Or, les résultats de notre étude chronostratigraphique (Partie II) ont pu montrer que l'âge des édifices n'est pas homogène dans les Landes de Gascogne : les rides témoignent en effet de plusieurs phases éoliennes datant du Pléistocène moyen et du Pléniglaciaire moyen et la plupart des dunes paraboliques sont d'âge Dryas récent. Cette configuration particulière offrait la possibilité unique de pouvoir extraire des informations sur le régime des vents efficaces au cours de différentes périodes et de les confronter aux résultats sur les trajectoires de transport établies à partir des gradients de granularité.

III.2 : Chronostratigraphie simplifiée des sables et limons éoliens

Le centre du Bassin Aquitain se présente dès le début du Pléistocène inférieur dans une configuration proche de l'actuelle (Fig. I.2) : une plaine sableuse ayant une pente douce vers l'océan et caractérisée par la quasi absence de relief, une situation unique le long du littoral français et favorable à la formation de dépôts éoliens lors des stades glaciaires du Pléistocène.

A l'échelle du bassin, plusieurs entités géomorphologiques peuvent être distinguées (Fig. III.1). La première correspond à des pavages de déflation, essentiellement localisés au nord du bassin à la surface des alluvions de plateau sur les deux rives de la Garonne (Plateau Girondin et Plateau de Saintonge Girondine). Ces pavages de galets éolisés sont également signalés ponctuellement au sud du bassin, dans les hautes terrasses de la Garonne ou de l'Adour. La deuxième entité correspond à l'erg aquitain, dont les limites correspondent à l'embouchure de la Gironde au nord, à l'Adour au sud, à l'océan Atlantique à l'ouest et à la Garonne à l'est. La troisième entité que l'on peut distinguer régionalement est une large ceinture lœssique en périphérie du Sable des Landes.

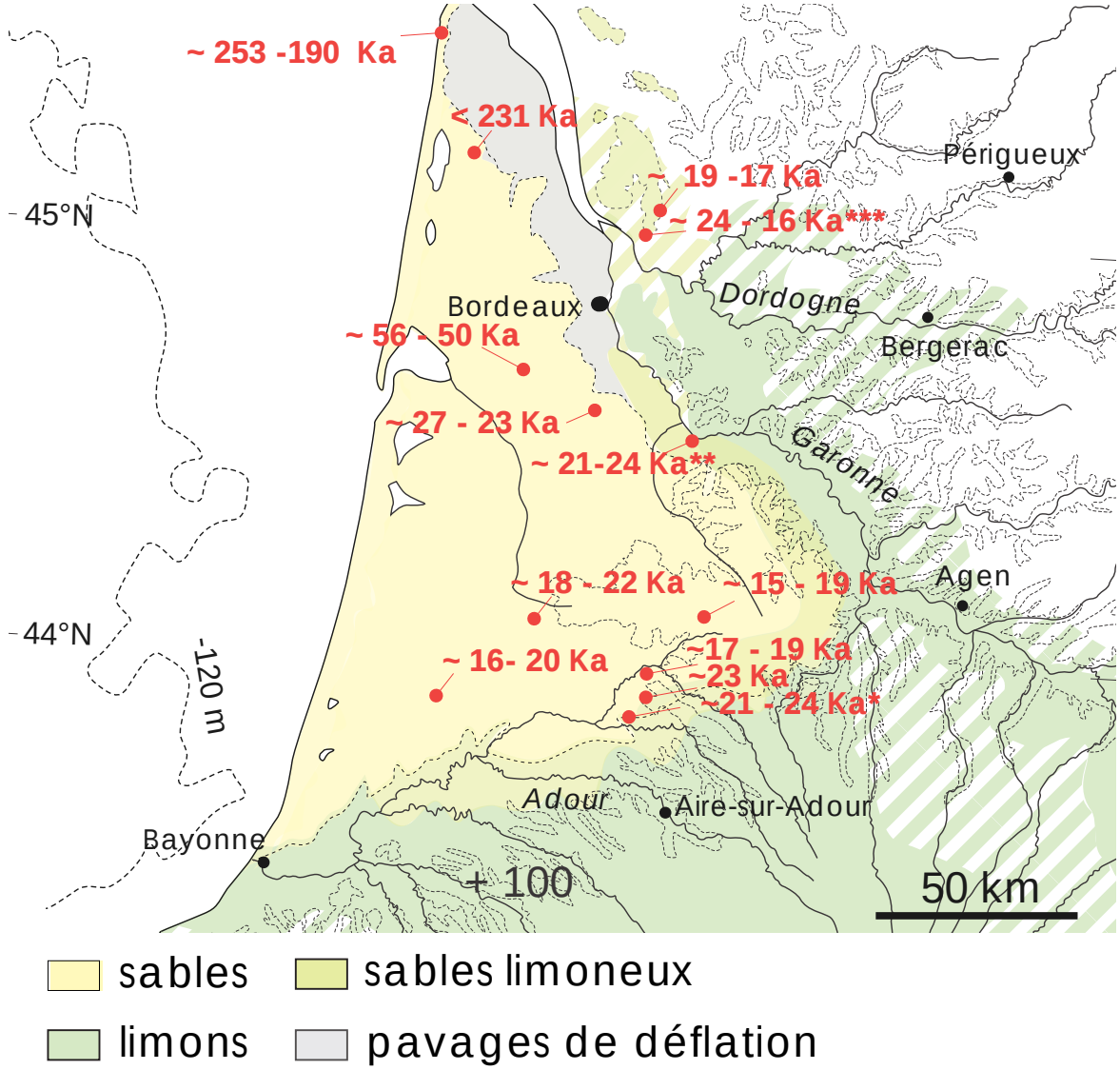


Fig. III.1 : Carte des dépôts éoliens d'Aquitaine et datation des sites sur sables éoliens, d'après Bertran *et al.*, 2011 et Sitzia (ce travail).* : Site Badegoulien de Cabannes (Brocas-les-Forges, Landes; Gellibert *et al.*, 2001 ; Merlet, 2005 ; Ducasse et Langlais, 2007) ; ** Site Badegoulien de Péhau (Coimères, Gironde ; Monin *et al.*, 2013) ; *** Site Badegoulien et Magdalenien Moyen Les Sablons (Marsas, Gironde ; Ortega *et al.*, 2005). Intervalle chronologique du Badegoulien d'après Ducasse (2010). Intervalle chronologique du Magdalénien d'après Langlais *et al.* (2012).

Les travaux récemment réalisés par Bertran *et al.* (2009, 2011) et les résultats présentés dans la partie II de ce travail ont permis de renouveler le cadre chronostratigraphique des sables éoliens et de la ceinture lœssique. Dans les sables, trois phases principales ont été identifiées au sein du dernier cycle glaciaire (Fig. II.56). La phase plus ancienne, datée entre environ 56 et 50 ka (SIM 3), correspond à la mise en place de champs de rides transverses sans face d'avalanche et de hauteur métrique. Elle est localisée essentiellement au sud du Plateau Girondin. Une deuxième phase est attestée au Pléniglaciaire supérieur entre 25 et 15 ka. Elle est associée à des épandages sableux secs et correspond à l'expansion maximum du désert des Landes. La troisième phase correspond à la mise en place des champs de dunes paraboliques pendant la détérioration climatique du Dryas récent. Des dunes paraboliques ou en dôme d'âge compris entre les XIV^{e} et XIX^{e} siècles sont également documentées et reflètent une réactivation locale de la dynamique éolienne au cours du Petit Age Glaciaire.

La distribution des âges obtenus pour les épandages sableux en sub-surface (Fig. III.1, datations numériques et données archéologiques) montre que :

i. l'essentiel de la couverture sableuse dans le sud des Landes (si l'on exclut les dunes paraboliques) et en Saintonge-Girondine s'est mise en place pendant le Pléniglaciaire supérieur ;

ii. les épandages éoliens au nord de la ligne Bordeaux-Bassin d'Arcachon datent du SIM 3 ou du Pléistocène moyen. Ces champs de rides ont été saupoudrés par une mince couche de sable éolien au Pléniglaciaire supérieur, incorporée dans les horizons A/E-Bh du podzosol actuel.

Les dates disponibles sur les lœss du sud du Bassin aquitain proviennent essentiellement de l'étude des coupes d'Auriac-Duclos et de Romentères et montrent que ceux-ci se sont principalement déposés au cours de deux derniers glaciaires (Fig. III.2). Les données provenant de ces deux coupes indiquent également que le mètre supérieur des dépôts s'est mis en place au Pléniglaciaire moyen et supérieur. Les données archéologiques fournissent des indications chronologiques similaires sur plusieurs autres sites (*cf.* Partie II).

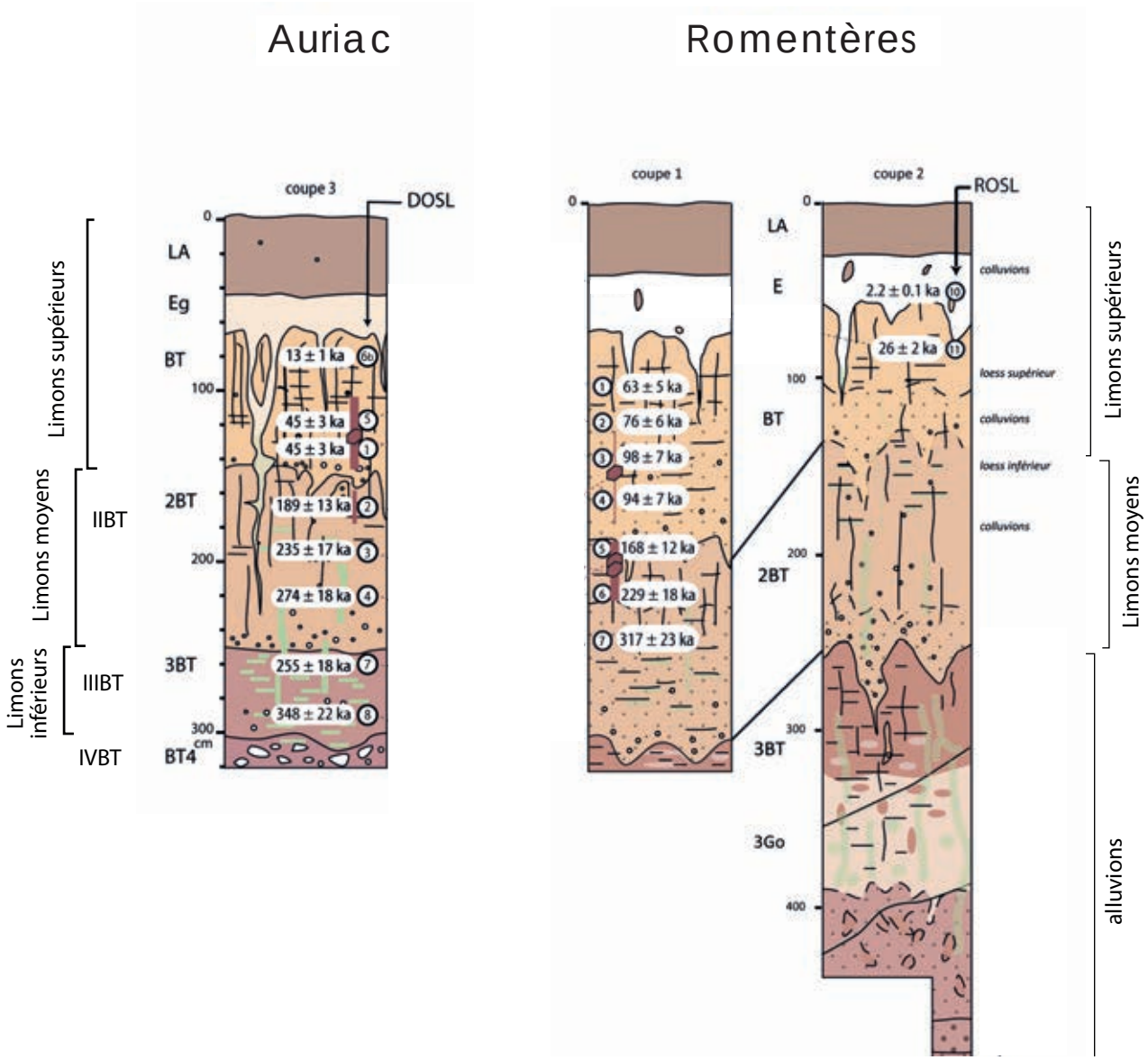


Fig. III.2 : Datations OSL, TT-OSL et TL sur les lœss d'Auriac et Romentères. Modifié d'après Hernandez *et al.* (2012).

III.3 : Régime des vents

La circulation des vents dominants le long de la façade atlantique de l'Europe est régie par deux centres de pressions majeurs : l'anticyclone des Açores, situé dans l'océan Atlantique entre les latitudes 25° et 35°N et la dépression de l'Islande située entre 60 et 65° N. La position de ces deux centres de pression varie saisonnièrement et implique un changement dans le régime des vents. En hiver, l'anticyclone des Açores se déplace vers le sud-est. Les contrastes de températures sont plus élevés dans l'océan Atlantique que sur les masses continentales. Cela, couplé à la formation d'un front polaire liée au contraste entre les eaux chaudes du courant du Gulf Stream et les eaux froides du courant du Labrador favorise la formation de centres de basses pressions sur la façade atlantique de l'Europe. Les fronts associés à ces centres de basse pression génèrent des vents orientés du SO vers le NE au niveau du Golfe de Gascogne (Commission OSPAR, 2000) . En été et au printemps, en revanche, l'anticyclone des Açores se renforce, migre vers le nord-ouest et s'étend en dorsale vers l'Islande. De plus, un centre de basse pression est présent à l'est des îles britanniques (Commission OSPAR, 2000). Cette situation engendre des vents modérés orientés NO-SE au niveau du Golfe de Gascogne. Un exemple typique des situations atmosphériques hivernales et estivales, ainsi que les roses des vents saisonnières sont présentés sur la Figure III.3.

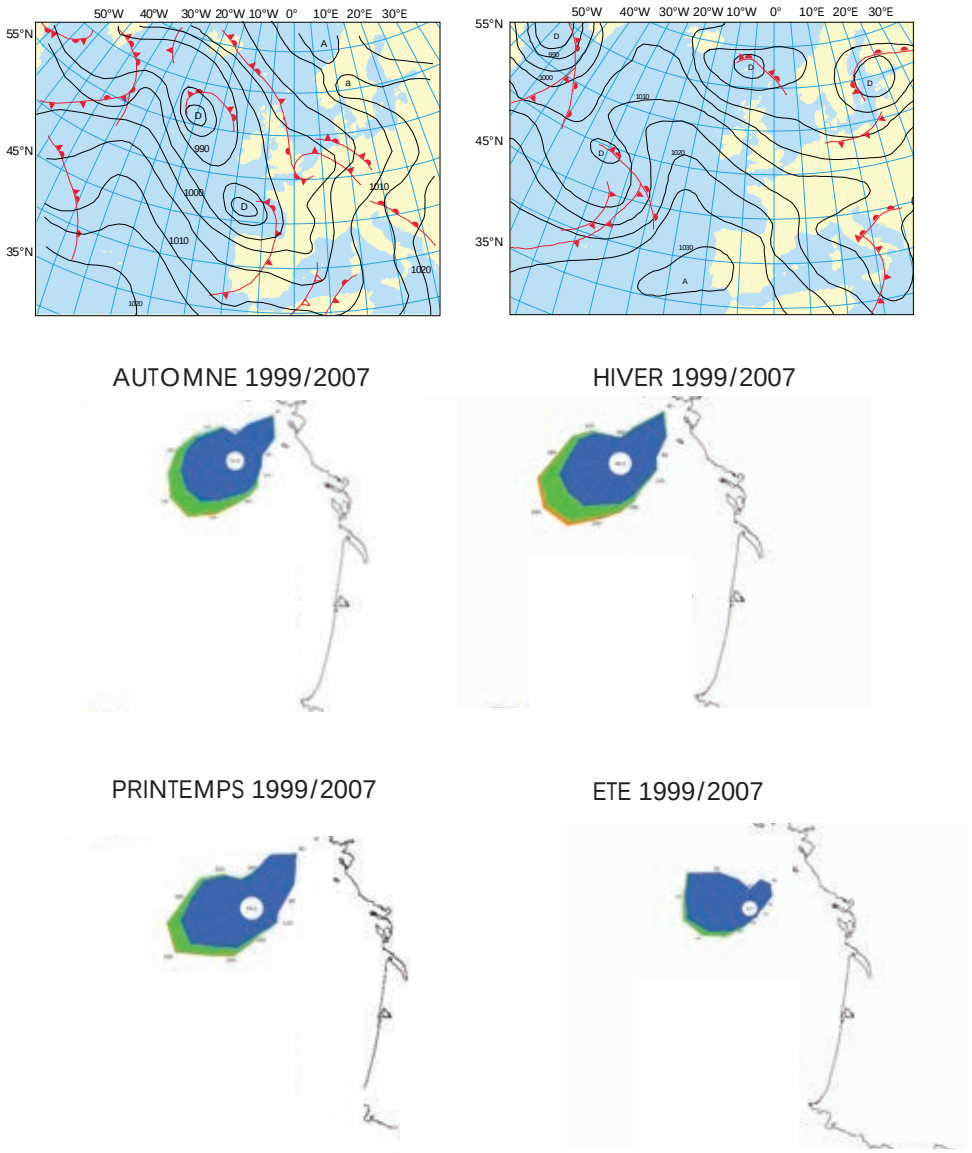


Fig. III.3 : Tableau synoptique de deux situations météorologiques typiques dans le sud-ouest de la France. A : situation hivernale; B : situation estivale. Modifié d'après OSPAR Commission (2000). C : Roses des direction des vents saisonniers entre 1999 et 2007 d'après Météo-France.

A l'échelle du Bassin Aquitain, une cartographie régionale des vents moyens à une hauteur de 80 m a été réalisée dans le cadre d'une étude sur le potentiel éolien régional (Conseil Régional Aquitaine et ADEME Aquitaine, 2008). La carte élaborée (Fig. III.4) permet de fournir des informations supplémentaires concernant l'intensité des vents selon les secteurs géographiques :

i. les vents les plus puissants se localisent le long de la côte et au niveau du couloir garonnais ou la canalisation des masses d'air provoque sans doute une accélération des vents ;

ii. globalement, les vents sont de moins en moins intenses à mesure que l'altitude augmente, que l'on soit au sud dans les Pyrénées ou que l'on soit à l'est dans les terrains tertiaires, crétacés et jurassiques (cf. Fig. I.I) ;

iii. le secteur caractérisé par les vents les moins puissants se trouve dans une étroite bande localisée à l'est de Mont-de-Marsan et s'étend sur environ 50 km de long.

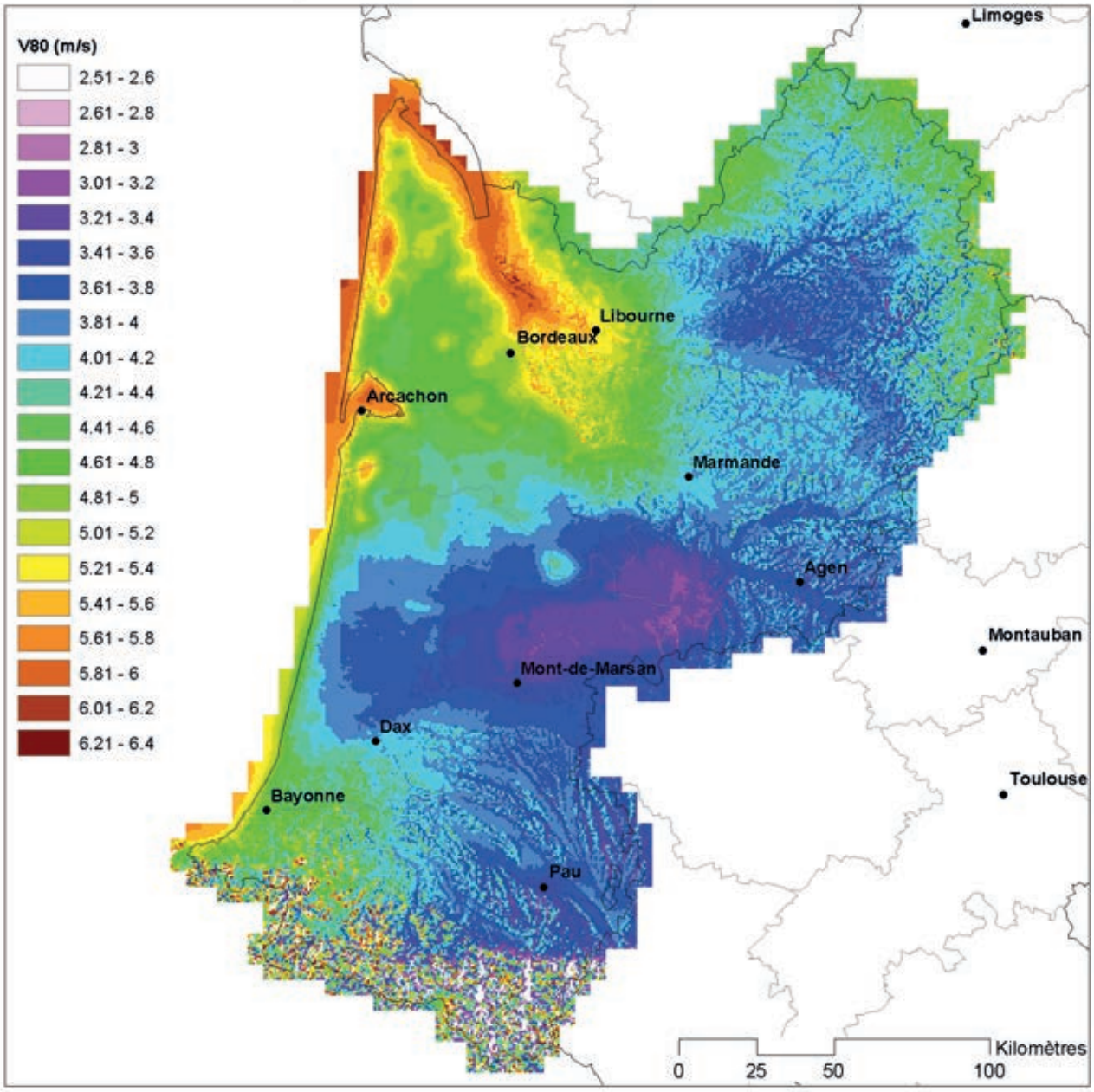


Fig. III.4 : Carte des vitesses moyennes des vents à 80 m de hauteur en Aquitaine. D'après Conseil Régional Aquitaine et ADEME Aquitaine (2008).

III.4 : Méthode

III.4.1 Un point sur l'analyse des données en pourcentage

Généralités

Dans les chapitres qui suivent, il sera question, hormis les épaisseurs, de données relatives exprimées en pourcentage de leur somme : c'est le cas des données granulométriques et géochimiques. En statistique, ce type de données est qualifié sous le nom de données compositionnelles. Ce sont des données multivariées qui, au contraire des données multivariées classiques, sont soumises à une contrainte de clôture. En effet, une composition peut être figurée comme un vecteur X avec des composantes positives qui représentent les proportions d'une même somme totale (Aitchison, 2003). Ce vecteur est soumis à la contrainte:

$$x_1 + \ldots + x_D = 1 \ (1)$$

où D est le nombre de composantes.

A cause de cette contrainte, l'analyse des données en proportions par le moyen des statistiques multivariées classiques produit des résultats inappropriés ou peu pertinents, et par conséquence des inférences douteuses ou déformées (Aitchison, 1986). La première mention concernant ce problème est rapportée à Pearson (1896). Cet auteur montre que trois variables X, Y et Z sans corrélation entre elles (pour un nombre de mesures N), auront une corrélation lorsqu'elles sont exprimé en rapport (X/Z et Y/Z). Pearson baptise ce phénomène « *spurious correlation* » (corrélation fallacieuse). Par la suite, ce sera le géologue Chayes (1960) qui explicitera la relation entre les observations de Pearson et les données compositionnelles (Bacon-Shone, 2011). Chayes montre qu'à cause de la contrainte de la somme (eq. 1), certaines des corrélations calculées sur des données compositionnelles doivent être négatives.

Ce phénomène de corrélation fallacieuse a une conséquence majeure sur la cohérence subcompositionnelle (Aitchison, 2003). La cohérence subcompositionnelle peut être expliquée facilement par l'exemple suivant. Il s'agit de vingt échantillons pour lesquels la concentration en Si, Al, Fe, Mn et Ti est mesurée puis exprimée en pourcentage de leur somme (Tab. III.1, échantillons n°1 à 20).

N°Echantillon	Si%	Al%	Fe %	Mn %	Ti%
1	97,548	1,789	0,577	0,011	0,076
2	96,271	2,015	1,498	0,003	0,213
3	95,773	2,002	2,006	0,005	0,214
4	95,693	2,362	1,647	0,028	0,270
5	96,700	2,032	1,066	0,005	0,197
6	97,234	1,395	1,208	0,004	0,160
7	96,659	2,190	0,939	0,004	0,207
8	97,237	1,369	1,226	0,004	0,164
9	96,311	2,383	1,097	0,008	0,201
10	87,802	8,301	3,443	0,057	0,396
11	75,573	15,375	7,423	0,166	1,463
12	79,857	14,214	4,840	0,157	0,932
13	81,952	12,445	4,421	0,219	0,962
14	83,048	12,539	3,500	0,172	0,740
15	84,376	11,255	3,572	0,135	0,663
16	97,363	2,484	0,110	0,003	0,040
17	96,432	3,028	0,383	0,005	0,152
18	97,938	1,903	0,077	0,002	0,080
19	96,965	2,840	0,147	0,003	0,045
20	98,400	1,486	0,078	0,003	0,033

Tab. III.1 : Jeu de données géochimique utilisé pour établir la matrice de corrélation montrée dans le Tab. III.2.

Le Tableau III.2a montre la matrice des corrélations calculée pour tous les éléments (Si, Al, Fe, Mn, Ti). Par exemple, la corrélation entre Al et Fe pour la composition entière (Si, Al, Fe, Mn, Ti) est de 0,9187. Cette corrélation devrait rester identique dans le cas où on prend, par exemple, un sous-échantillon des éléments Al, Fe, Mn et Ti. Or nous obtenons 0.9974, ce qui veut dire que la corrélation observée n'est pas une corrélation réelle, mais un artefact mathématique : la cohérence subcompositionnelle n'est respectée. Le tableau III.2a fourni un exemple des variations du coefficient de corrélation des couples d'éléments selon la sous-composition choisie. Pour certains couples, la différence est flagrante. Par exemple la corrélation entre Al et Fe passe d'un coefficient positif de 0,9187 dans la composition Si-Al-Fe-Mn-Ti à un coefficient négatif de -0,9997 dans la sous-composition Al-Fe-Mn. D'autres distorsions systématiques sur les données compositionnelles existent mais nous renvoyons à l'ouvrage de Aitchison (1986) pour plus de détails. La solution théorique robuste aux problèmes d'analyse multivariée des données compositionnelles est introduite suite à deux ouvrages majeurs de cet auteur (Aitchison 1982; Aitchison 1986). Notamment, il met en évidence que les données compositionnelles fournissent une information relative, non pas absolue, des valeurs d'une composition et que la seule approche possible pour travailler sur les compositions est de considérer les rapports entre composantes. Cependant puisque les rapports, à des fins statistiques, sont mathématiquement peu faciles à traiter, la meilleure solution consiste à utiliser le logarithme des rapports entre composantes (Aitchison, 1986). En effet, le logarithme des rapports permet de transformer les données

Tab.2

	Si	Al	Fe	Mn	Ti
Si	1				
Al	-0,9926	1			
Fe	-0,9596	0,9187	1		
Mn	-0,9496	0,9587	0,8676	1	
Ti	-0,971	0,9427	0,9743	0,9166	1

Tab.2a

	Si-Al	Al-Fe	Fe-Mn	Fe-Ti	Mn-Ti
Si-Al-Fe-Mn-Ti	-0,9926	0,9187	0,8676	0,9743	0,9166
Si-Al-Fe-Mn	-0,9938	0,9197	0,8684		
Al-Fe-Mn-Ti		-0,9974	0,0171	0,7861	0,1399
Si-Al-Fe-Ti	-0,9925	0,9189		0,9744	
Si-Al-Fe	-0,9936	0,9199			
Fe-Mn-Tl			-0,9936	-0,9582	0,9199
Al-Fe-Mn		-0,9997	0,02		

Tab. III.2 : Matrice de corrélation entre 5 éléments chimiques (Si, Al, Fe, Mn, Ti) sur un sous-jeu de données issu des données géochimiques (*cf.* texte). N = 20. A) Tableau récapitulatif des variations du coefficient de corrélation entre éléments (ligne supérieure du tableau) selon différents cas (colonne de gauche du tableau).

compositionnelles de manière à sortir de l'espace géométrique fermé qui les caractérise et de passer dans l'espace Euclidien des nombre réels (Aitchison 1986). L'espace géométrique des données compositionnelles représente en effet une portion de l'espace réel, appelée simplexe et définie comme suit :

$$S^d = \{(x_1,...x_D) : x_1 > 0,..., x_D > 0; x_1 + ... + x_D = 1$$

où d correspond à la dimension de l'espace du simplexe, égale au nombre de composantes de la composition.

Le passage du simplexe à l'Espace Euclidien est fondamental, car de fait il autorise l'analyse des données compositionnelles avec tout le panel des statistiques multivariées standard (Aitchison, 1986).

Transformations des données compositionnelles

Aitchison (1986) introduit deux types de transformations des données compositionnelles :

1) la transformation ALR ou *Additive log-ratio tranformation*, égale à :

$$alr(\mathbf{x}) = \ln\left(\frac{x_1}{x_D}, \frac{x_2}{x_D}, ..., \frac{x_{D-1}}{x_D}\right)$$

où x est une composition à D composantes et le logarithme ln est appliqué à toutes les composantes.

2) La transformation CLR ou *Centered log-ratio transformation*, égale à :

$$clr(\mathbf{x}) = \ln\left[\frac{x_1}{g_m(\mathbf{x})}, \frac{x_2}{g_m(\mathbf{x})}, ..., \frac{x_D}{g_m(\mathbf{x})}\right], \qquad g_m(\mathbf{x}) = \left(\prod_{i=1}^{D} x_i\right)^{1/D}$$

Ces deux types de transformation ont des limites. Pour la première, au sein l'espace géométrique de la transformation, les distances mesurées entre les points varient selon le dénominateur choisi (Bacon-Shone, 2011). Pour la deuxième, le problème est que la matrice de covariance de la transformation est unique, ce qui rend difficile son utilisation dans certaines procédures statistiques standard (Bacon-Shone, 2011).

Egozcue *et al.* (2003) ont introduit une troisième transformation, connue sous le nom de transformation IRL ou *Isometric log-ratio transformation*. Elle permet notamment d'éliminer les désavantages des transformations précédentes : dénominateur choisi arbitraire (ALR) et singularité de la matrice de covariance (CLR) (Bacon-Shone, 2011). La IRL se distingue par la possibilité de représenter, en restant dans le simplexe, une composition par ses coordonnées selon un système d'axes orthogonaux. Cette transformation se fonde sur la reconnaissance du simplexe en tant qu'espace naturel Euclidien. Les composantes des transformations ALR et CLR peuvent aussi être formulées en termes des coordonnées, mais leurs axes ne seront pas orthogonaux (Egozcue *et al.,* 2003), ce qui implique une distorsion des objets (*cf.* exemple du carré dans Mateu-Figueras *et al.* (2011). Le seul « désavantage » lié à cette méthode est que pour obtenir les coordonnées de la composition, il faut utiliser des bases orthonormées, sachant qu'il existe dans l'espace Euclidien un nombre infini de bases orthonormées (Egozcue et Pawlowsky-Glahn, 2011). Nous présentons la définition de IRL et une des approches pour la sélection des bases orthonormées.

Soit une base orthonormée du simplexe (SD) un groupe de composantes. Pour une base fixée, les coordonnées d'une composition sont obtenues par la fonction suivante:

$$\mathbf{x}^* = irl(\mathbf{x}) = (\langle x, e_1\rangle_a, \langle x, e_2\rangle_a, \langle x, e_{D-1}\rangle_a$$

ou X* est la composition transformée, $\langle \cdot, \cdot \rangle_a$ est le produit scalaire d'Aitchison (produit scalaire dans le simplexe) et D est le nombre de composantes.

Les coordonnées d'une composition, selon Egozcue et Pawlowsky-Glahn (2005), peuvent être calculées en se basant sur une Partition Binaire Sequentielle (SBP, *Sequential Binary Partition*) pour les composantes de la composition. Chaque étape de la partition, pour un total de D – 1 étapes, permet d'obtenir une coordonnée isométrique. Nous présentons la technique dans le tableau III.3, ou l'on a repris l'explication de Egozcue et Pawlowsky-Glahn (2011) en utilisant un exemple tiré de notre travail : c'est le cas d'une composition granulométrique a 4 composantes : SG (sables grossiers), SF (sables fins), LG (limons grossiers), LF (limons fins). Dans une première étape, la SBP consiste à subdiviser la composition en deux groupes de portions, indiqués par +1 et – 1 (*cf.* première ligne Tab. III.3). Par la suite, chaque groupe précédemment obtenu est à son tour subdivisé en deux groupes, et cela jusqu'à obtenir des groupes composés de deux seules parties : + 1 et -1. A chaque étape est donc associée une base orthonormée et une coordonnée IRL, appelée, dans cette technique , « balancière » (balances) (Egozcue et Pawlowsky-Glahn, 2005). Pour la j-ème ligne de la matrice SBP (Tab. III.3), soit X_+ le groupe de r portions noté par + 1 et X_- le groupe de s portions.

La balancière est égale alors à :

$$b_j = \sqrt{\frac{rs}{r+s}} \ln \frac{g_m(\mathbf{x}_+)}{g_m(\mathbf{x}_-)}$$

ou $g_m(\cdot)$ est la moyenne géométrique des portions.

Les balancières correspondent donc aux logarithmes orthonormés (opérateur à gauche du logarithme dans l'équation) des rapports des moyennes géométriques des groupes de portions. La limite principale de la transformation IRL reste le fait que il n'y a pas de bases orthonormées simples ou standard, et du fait que le choix des bases doit être motivé par les questions statistiques (Bacon-Shone, 2011).

	SG	SF	LG	LF
b1	1	-1	-1	-1
b2	1	-1	0	0
b3	0	0	1	-1

Tab. III.3 : Exemple de Partition Binaire Séquentielle (SBP) pour une composition à quatre composantes (sables grossiers, sables fins, limons grossiers, limons fins).

Pour conclure, toutes les transformations ont la propriété d'être réversibles. Chacune à ses limites, et le choix de l'une ou de l'autre dépend de l'analyse souhaitée (Mateu-Figueras *et al.,* 2011). L'approche proposée si l'on travaille sur des données compositionnelles est la suivante : 1) transformation des données compositionnelles selon une des transformations (réversibles) ; 2) analyse des données selon l'approche statistique classique ; 3) interprétation des résultats soit selon les coordonnées, soit en les exprimant dans leur format originel (transformation en sens inverse).

Traitement des zéros

La présence de valeurs égales à zéro est une contrainte supplémentaire lors de la transformation des données compositionnelles car le logarithme de zéro est indéfini (Aitchison, 1986). Différentes stratégies de substitution des zéros dans les matrices de données ont été élaborées. Il s'agit tout d'abord de savoir quel est le type de zéro auquel on fait face. Martín-Fernández *et al.* (2011) en distinguent trois principaux :

i. zéro arrondi, pour le cas des valeurs se situant en dessous du nombre de chiffres significatifs fixés. Il ne s'agit pas d'un vrai zéro, mais plutôt d'une valeur observée en dessous d'un seuil maximum. C'est aussi le cas de valeurs réelles qui ne sont pas observées suite à la faible concentration d'une substance ou d'un élément. La valeur notée est un zéro ou une annotation du type $<\varepsilon_{ij}$ ou $>\varepsilon_{ij}$ où ε_{ij} est le seuil de détection d'un processus de mesure appliqué à une variable j dans une composition i ;

ii. zéro de décompte, lorsque le zéro est lié à des problèmes d'échantillonnage : les composantes ne sont pas observées à cause du nombre limité de l'échantillon. Il n'est pas possible de savoir s'il y a un vrai zéro (*cf.* def. 3) parce que dans un autre contexte d'échantillonnage une composante donnée pourrait avoir une valeur supérieure à zéro ;

iii. zéro absolu, dans un contexte où il s'agit de véritables zéro structuraux qui ne sont pas attribuables à l'un des cas précédents.

Les stratégies adoptées pour les zéros de décompte et les zéros absolus ne seront pas traités ici car les données utilisées dans ce travail ne rentrent pas dans ce cas de figure. Les zéros arrondis sont abordés par deux types de méthodes : non paramétriques et paramétriques. Notons ici que les premières ne requièrent pas une distribution normale de données et c'est pour cette raison que dans ce travail nous nous sommes limités à celles-ci. Nous renvoyons le lecteur à Martín-Fernández *et al.* (2011) qui présente une revue exhaustive des différentes méthodes non-paramétriques.

Nous avons retenu la méthode de Martín-Fernández *et al.* (2003), qui à l'heure actuelle semblerait être, avec celle de Fry *et al.* (2000), la plus pertinente parmi les non-paramétriques (Bacon-Shone, 2011). Elle se caractérise par une stratégie multiplicative qui consiste à : 1) attribuer des petites valeurs à chaque zéro ; 2) modifier les petites valeurs de manière à respecter la contrainte de la somme imposée par une composition.

Ainsi, partant d'une composition $\mathbf{x}_i$ à D composantes $\mathbf{x}_i = ((\mathbf{x}_{i1},...,\mathbf{x}_{iD})$, on obtient une nouvelle composition $\mathbf{xr}_i = ((\mathbf{xr}_{i1},...,\mathbf{xr}_{iD})$ d'après la formule suivante :

$$xr_{ij} = \begin{cases} \delta_{ij} & \textbf{si } x_{ij} = 0 \\ x_{ij}\left(1 - \dfrac{\sum_{k|x_{ik}=0} \delta_{ik}}{c_i}\right) & \textbf{si } x_{ij} > 0 \end{cases}$$

où c_i est la constante correspondant à la somme des composantes observées. La valeur de $\boldsymbol{\delta}_{ij}$ est égale à 65 % de la valeur seuil remplacée. Si on a, par exemple, une valeur notée du type seuil de détection avec $x_{ij}<0,01$, $\boldsymbol{\delta}_{ij}$ sera égale à $6,5 \times 10^{-3}$.

Martín-Fernández *et al.* (2003) ont pu montrer que si $\boldsymbol{\delta}_{ij}$ est estimée à 65 % de la valeur remplacée et si la matrice des données analysée contient moins de 10 % de zéros arrondis, la distorsion de la structure de covariance est minimisée.

Logiciel

Dans ce travail, l'ensemble des données compositionnelles a été traité, lorsque cela était nécessaire, par le logiciel CoDaPack (Comas et Thió-Henestrosa, 2011).

III.4.2 Granulométrie et épaisseurs : choix méthodologiques en vue de l'analyse géostatistique

Granulométrie

Corpus de données

Le corpus d'échantillons granulométriques comprend tout d'abord les données récoltées au cours de ce travail et celles des travaux de P. Bertran (Bertran, 2008-2009, coupes inédites des travaux autoroutiers A65, Bertran *et al.,* 2009, 2011). Les échantillons ont été analysés au laboratoire de sédimentologie de l'UMR 5199 PACEA. Chaque échantillon a été préalablement traité à l'eau oxygénée (H_2O_2) pour enlever la matière organique et à l'acide formique (HCOOH dilué à 10 % dans l'eau) afin d'éliminer le carbonate de calcium secondaire. La méthode d'analyse varie selon la période à laquelle les échantillons ont été prélevés, le protocole analytique du laboratoire ayant changé depuis le début de notre travail. Pour les échantillons les plus anciens, la fraction > 50 µm était analysée par tamisage et celle inférieure à 50 µm au granulomètre laser (MasterSizer S Marlvern) ; pour les plus récents, la fraction > 500 µm était analysée par tamisage, celle inférieure à 500 µm au granulomètre laser.

En outre, une convention a été signée avec l'unité Infosol de l'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique) pour l'utilisation des données granulométriques contenues dans la base de données DoneSol. Cette base est bâtie sur le programme I.G.C.S (Inventaire, Gestion et Conservation des Sols) et se propose d'inventorier les sols à différentes échelles (Infosol 2011). Dans sa structure, l'inventaire des sols I.G.C.S calque l'approche cartographique : les données ponctuelles (observations sur le terrain) constituent les niveaux élémentaires, les données surfaciques (définition d'unités cartographiques) sont élaborées à partir des premières par interpolation (Fig. III.5).

L'ensemble des données est défini et décrit dans la base selon un modèle relationnel (Infosol 2011), dont le schéma conceptuel est présenté en figure III.6. L'unité fondamentale est constituée par les tables, qui contiennent des données relatives à un sujet spécifique (p. ex. Horizon). Chaque table est constituée par des champs ou attributs (par ex. Table Horizon, Champ Texture).

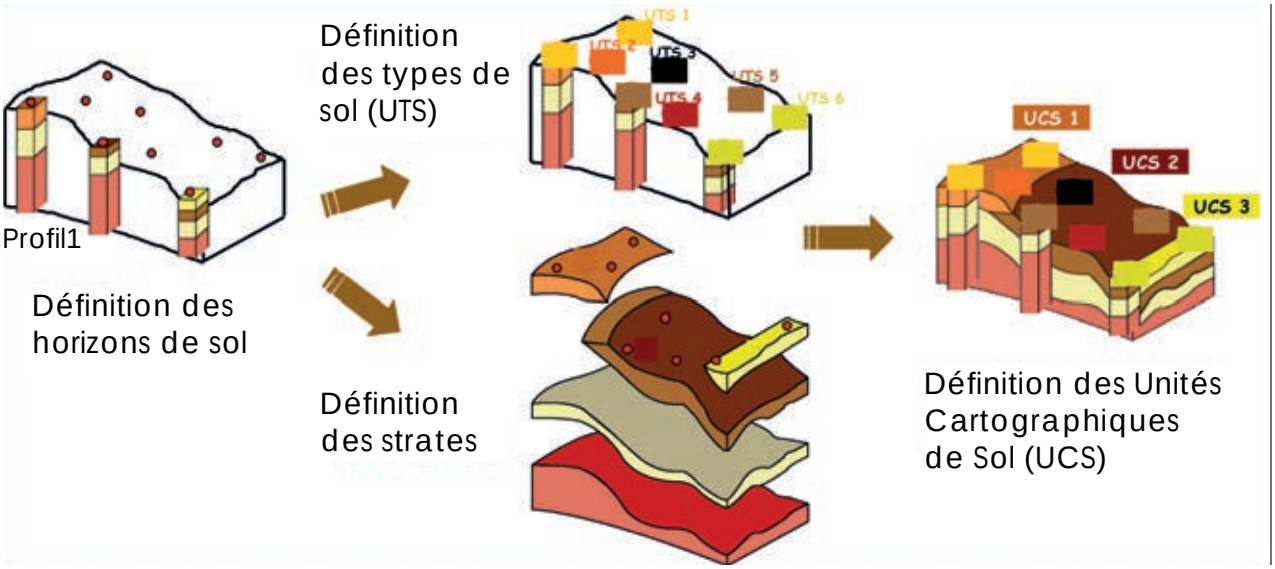


Fig. III.5 : Schéma des données observées et analysées dans la base DoneSol. A l'extremité droite du schéma : données les plus complexes nécessitant pour leur définition des données élémentaires (horizons, strates…). Modifié d'après Infosol (2011).

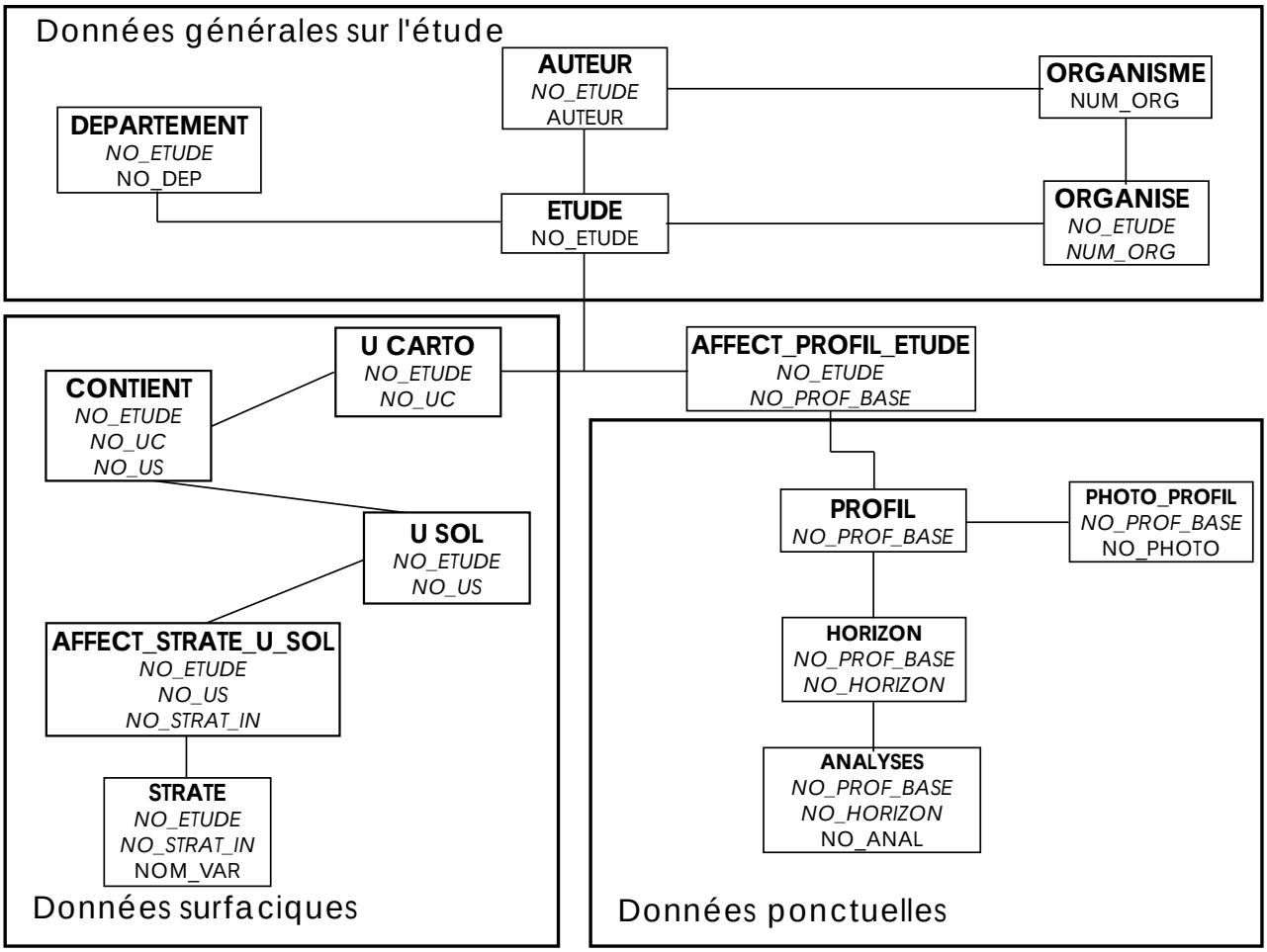


Fig. III.6 : Schéma conceptuel de la base de données Infosol. Modifié d'après Infosol (2011).

Un sous-jeu de données de la base DoneSol a été crée. Il comprend quatre des cinq départements du Bassin Aquitain : Gironde, Landes, Dordogne et Lot-et-Garonne (Fig. III.7). Il n'a pas été possible d'avoir les données relatives au département des Pyrénées Atlantiques car elles ne sont pas encore disponibles actuellement (P. Chery, comm. pers.). Pour le sous-jeu de données, nous n'avons sélectionné que les colonnes Profil, Horizon et Analyses. Elles résument l'ensemble des données ponctuelles, ce qui est largement suffisant vis-à-vis de notre objectif.

Ainsi, dans notre jeu de données, à chaque profil correspondent plusieurs horizons et à chaque horizon plusieurs analyses. De fait, le profil constitue, dans notre cas, le niveau hiérarchique le plus haut de la base de données.

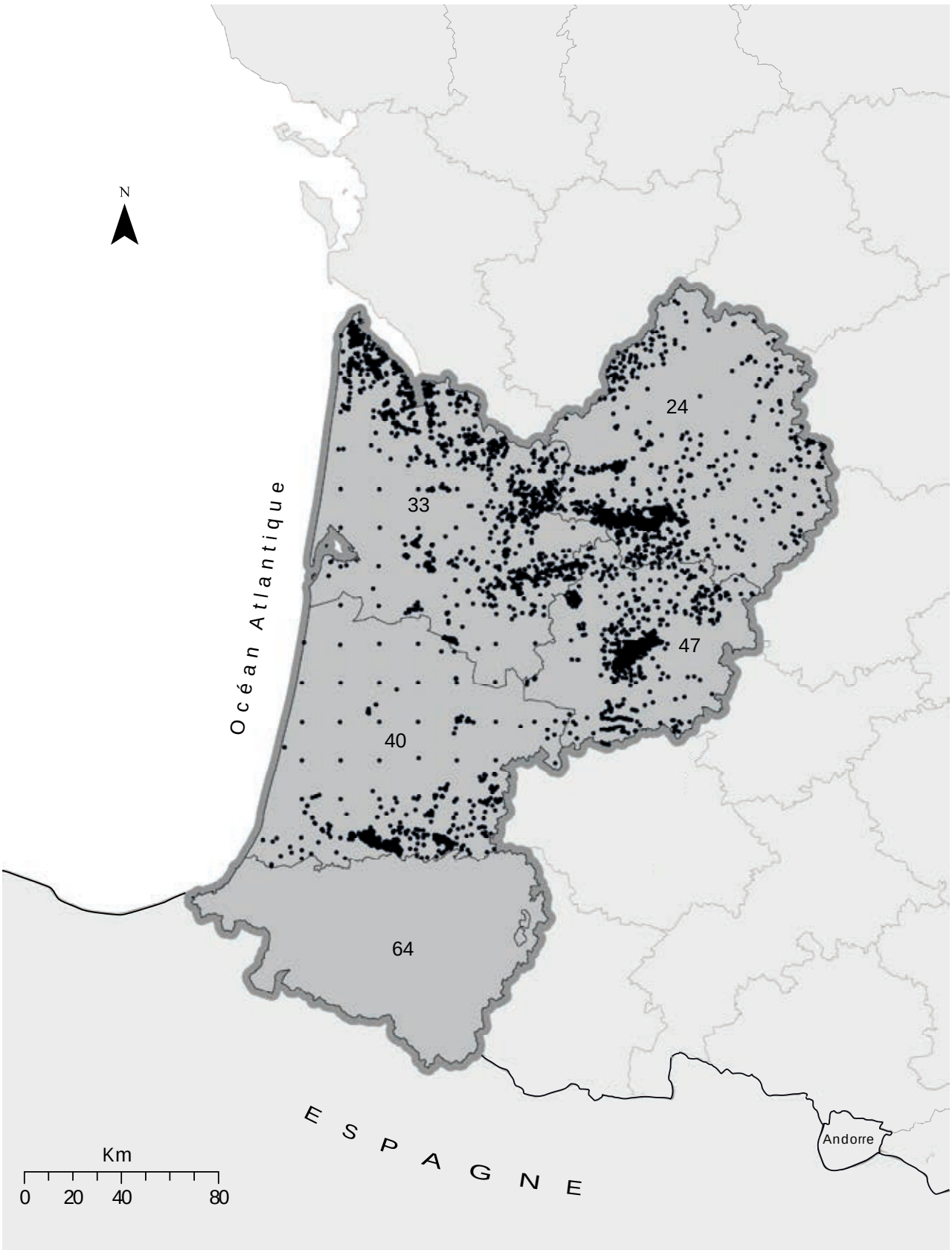


Fig. III.7 : Répartition géographique des sites contenus dans la base Donesol pour les départements de Gironde, Landes, Dordogne et Lot-et-Garonne (N = 3683). Source : Infosol.

Critères de sélection base DoneSol

Le jeu de données a été nettoyé à tous les niveaux afin de ne sélectionner que les profils, horizons et analyses correspondant aux dépôts éoliens. En effet, les profils retenus dans le jeu de données sont répartis sur plusieurs types de formations géologiques et dans des contextes topographiques variés. Un profil de sol est complexe lorsqu'il se développe sur des unités géologiques de nature et/ou origine différentes. Enfin, un horizon pédologique ne correspond pas toujours à une unité lithostratigraphique : il peut se trouver à l'interface entre deux unités différentes ou en inclure deux ou plus. Les analyses faites au sein d'un horizon peuvent donc correspondre à un ou plusieurs faciès de dépôt.
Les critères retenus pour la sélection des données ont été résumés sur la figure III.8a. A chaque niveau hiérarchique correspondent des critères différents et nous avons procédé en partant du niveau hiérarchique le plus haut (Table Profil) jusqu'au niveau le plus bas (Table Analyses). La démarche suivie est résumée sous forme d'exemple sur la figure III.8b.

Pour le choix du profil, nous nous sommes basés sur les cartes géologiques mais aussi, lorsque cela était possible (Gironde, Lot-et-Garonne), sur les cartes pédologiques. Les dépôts éoliens ne sont pas souvent mentionnés dans les cartes géologiques pour deux raisons : épaisseur trop faible ou encore attribution à d'autres formations géologiques (Bertran, inédit). Par conséquent le choix s'est parfois appuyé sur des profils se trouvant à proximité de coupes stratigraphiques dont la description avait été faite par nous même ou par d'autres auteurs (Thibault, 1970 ; Dubreuilh, 1976 ; Legigan, 1979; Ortega *et al.*, 2005 ; Brenet *et al.*, 2006 ; Sergent *et al.*, 2007 ; Brenet *et al.*, 2009 ; Fourloubey *et al.*, 2009). Concernant le facteur pente, il a été décidé de n'inclure que les profils se trouvant en sommet de versant ou sur le plateau (pente très faible ou nulle). Ce choix est justifié surtout pour les limons éoliens qui peuvent être colluvionnés en contexte de pente.

Au sein des horizons, la sélection s'est basée essentiellement sur la texture et sur l'abondance des éléments grossiers, fixée à zéro. Cela permet d'exclure les colluvions mais aussi, dans certains cas, les horizons de labour riches en éléments grossiers. Quelques exceptions ont été faites : 1) les sables éoliens peuvent avoir parfois une faible composante grossière (gravillons/petits graviers éolisés) ; 2) les horizons BTir des sols lessivés peuvent être riches en concrétions ferro-manganiques de la taille des gravillons. Ce type de concrétions est souvent signalé dans les fiches de la base Donesol.
Pour les analyses, trois critères fondamentaux ont été pris en compte : 1) l'abondance des différentes fractions granulométriques (sable/limon/argile) ; 2) le pourcentage total de la fraction grossière et/ou le pourcentage d'éléments grossiers au sein de chacune des classes granulométriques ; 3) la teneur en calcaire total.

Le premier critère a été utile surtout pour les limons éoliens reposant sur des formations fluviatiles. C'est le cas par exemple des limons éoliens de Chalosse et Armagnac qui dans certains secteurs recouvrent la formation des Sables Fauves. Dans ces zones, cette formation se présente sous la forme de grès grossiers à stratifications obliques, jaunes à roux, et riches en débris bioclastiques (Gardère, 2005). Cette caractéristique permet une distinction relativement facile avec les limons éoliens, dont le contenu en sables moyens-grossiers (2000 – 200 µm) est de 6 % en moyenne (Tab. III.4). Font exception les échantillons situés dans la zone des sables limoneux – limons sableux qui peuvent atteindre des valeurs maximum de 30 %. Pour la distinction, ces deux valeurs seuil ont été considérées selon la position géographique du profil.

Le deuxième critère a permis de vérifier si, au sein d'un horizon ayant des éléments grossiers, toutes les analyses présentaient une composante grossière. Nous prenons ici le cas d'un profil sur limons éolien avec un horizon BT compris entre 70 à 150 cm et ayant fait l'objet de prélèvements granulométriques à différentes profondeurs (par ex. 70, 100, 150 cm). Si seule la base de l'horizon BT (150 cm) correspond à des limons graveleux (possible colluvionnement), les analyses à 70 et 100 cm de profondeur peuvent être choisies.

Le troisième critère se fonde sur la constatation que les sables et les limons éoliens du Bassin Aquitain n'ont pas de fraction carbonatée (Bertran *et al.,* 2011 ; Legigan, 1979). Pour cette raison, la teneur en calcaire total peut être utilisée comme discriminant entre les formations éoliennes et des formations d'origine autre. Ce critère a notamment permis de distinguer les limons éoliens des formations carbonatées limono-argileuses qu'on peut trouver dans l'Entre-deux-Mers ou en Chalosse.

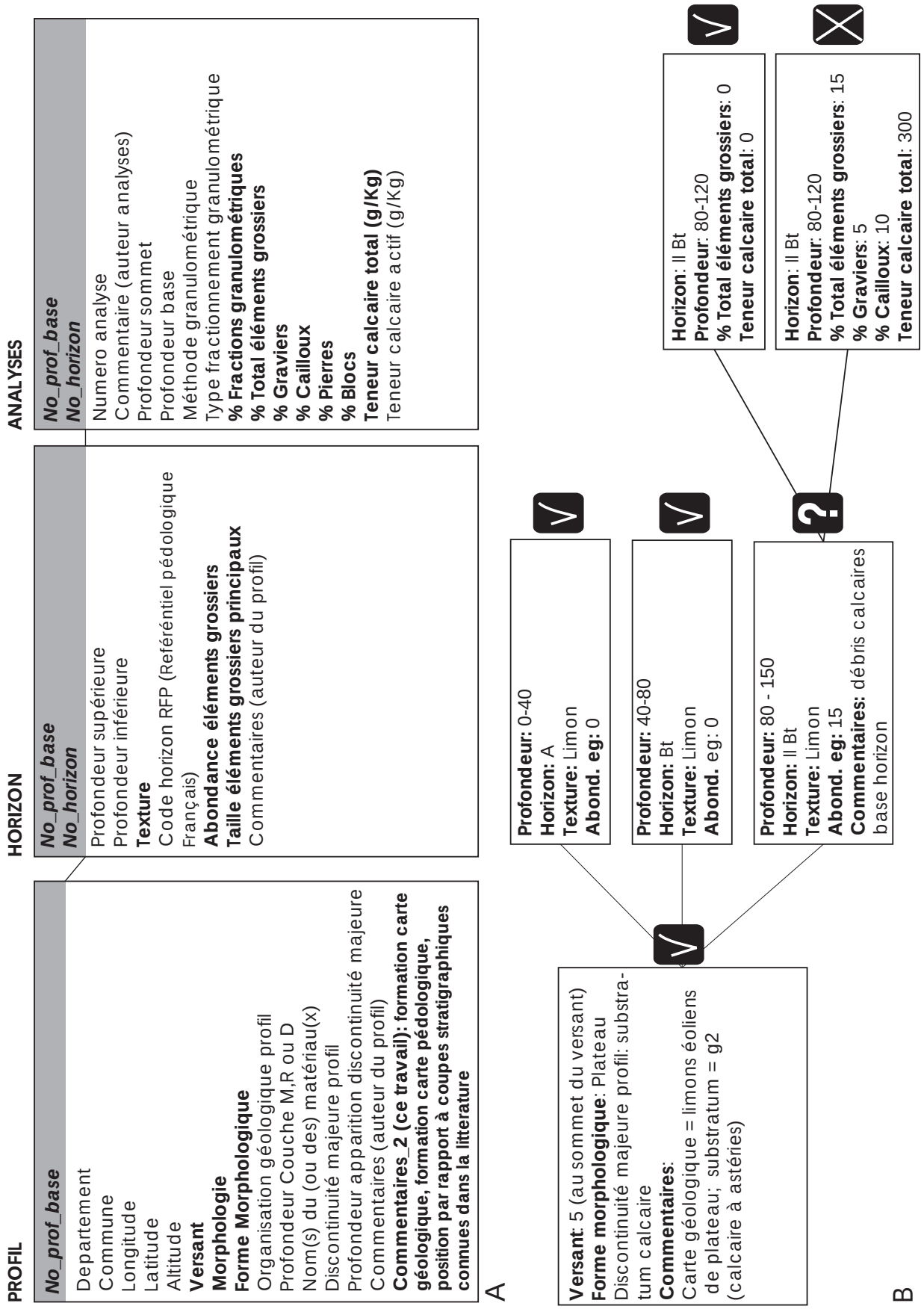


Fig. III.8 : A) Schéma conceptuel de la base de données utilisée dans cette étude. En gris foncé : champs relationnels reliant les différents niveaux hiérarchiques. En gras : critères déterminants pour l'inclusion des sites dans la base des données ; B) Exemple d'arbre décisionnel pour la sélection d'un site dans la base de données. Chaque étape correspond à un niveau hiérarchique inférieur.

Echantillon	% Sgm (2000-200 µm)	Ech.	% Sgm (2000-200 µm)	Ech.	% Sgm (2000-200 µm)
AurG5	4,4	CazG2	6,2	StGG4	16,5
AurG4	5,4	CazG3	4,2	StGG5	17,8
AurG3	5,2	CdL	2,9	VigHorizonE	3,9
AurG2	4,6	Bou7.1	16,5	VigT29340Btsx	2,2
AurG1	4,4	Bou7.2	20,5	HdD PR07	13,5
AurG12	4,4	Bou7.3	21,5	HdD PR08	7,0
AurG11	4,1	Bou7.4	20,3	HdD PR09	5,9
AurG10	4,3	Bou7.5	24,7	HdD PR10	7,8
AurG9	3,7	Bou7.6	30,0	HdD PR36	15,7
AurG8	3,7	Rom G1	2,6	HdD PR46	15,3
AurG7	3,9	Rom G2	2,5	Hast G1	0,9
AurG17	3,5	Rom G3	2,7	Bru	2,0
AurG16	3,7	Rom G4	3,0	CdT	2,2
AurG15	4,1	Rom G5	3,0		
AurG14	4,8	Rom G6	4,9		
AurG13	5,2	Rom G7	3,5		
BarG1	14,7	Rom G8	3,2		
BarG2	6,7	Rom G9	4,3		
CazG1	5,1	Rom G13	3,2		

N° Echantillons = 51

		Sgm	(2000-200 µm)		
Moyenne (%)	**0 (%)**	**25 (%)**	**50 (%)**	**75 (%)**	**100 (%)**
6	1	3	4	8	30

Tab. III.4 : Contenu en sables moyens-grossiers (2000 – 200 µm) d'échantillons provenant de coupes stratigraphiques de limons éoliens de Chalosse. La moyenne et les quartiles pour l'ensemble des échantillons sont donnés dans la partie inférieure du tableau. Pour la position des coupes, se référer à Bertran et al. (2011). Aur = Auriac ; Bar = Barcelonne ; Caz = Cazères ; CdL = Chemin de la Lanne ; Bou = Montaut le Bourrut ; Rom = Romentères ; StG = Saint Gein ; Vig = Vigneau ; HdD = Hin de Diou ; Hast = Hastingues ; Bru = Les Bruques ; CdT = Chemin de Tuyaas.

Choix et calibration des limites granulométriques

Dans la base Donesol, les limites granulométriques sont celles adoptées par les pédologues français : 2000 – 200 µm (sables grossiers) ; 200 – 50 µm (sables fins) ; 50 – 20 µm (limons grossiers) ; 20 – 2 µm (limons fins) ; < 2 µm (argiles). Les analyses granulométriques sont réalisées par tamisage de la fraction > 50 µm et par pipette pour la fraction < 50 µm.

Les analyses faites par la méthode de la pipette ne peuvent pas être comparées directement à nos données granulométriques qui se basent sur les résultats du granulomètre laser. Une calibration des données est nécessaire car, entre ces deux méthodes, il n'y a pas de correspondance exacte pour les fractions argileuse et limoneuse (Konert et Vandenberghe, 1997). Pour les argiles, Konert et Vandenberghe (1997) suggèrent que la meilleure corrélation avec la pipette est obtenue en fixant le seuil à 8 µm pour le granulomètre laser. Concernant la limite limons grossiers/limons fins (16 µm dans le système anglais), la corrélation entre les deux méthodes est la meilleure pour une valeur seuil de 22 µm pour le granulomètre laser. Toutefois, ces valeurs limite ne sont pas constantes et peuvent varier selon le type de sédiment (Konert et Vandenberghe, 1997). En domaine éolien, et plus particulièrement pour les lœss, la valeur seuil de 5.5 µm pour les argiles semble être la plus utilisée (e.g. Buurman *et al.*, 2001). Antoine *et al.* (2001), dans la séquence lœssique de Nussloch (Allemagne), ont comparé les résultats obtenus par la méthode de la pipette et la granulométrie laser. Ils obtiennent une bonne correspondance entre les deux méthodes en fixant à 4.6, 26 et 50 µm les limites pour le granulomètre laser.

Les différentes limites employées par les auteurs ont été testées pour les fractions argileuse et limoneuse. Six échantillons, issus d'affleurements de lœss déjà connus (Antoine *et al.*, 2009 ; ce travail), ont été comparés avec six échantillons provenant de profils

pédologiques situés à proximité immédiate de nos affleurements. Tous les échantillons proviennent de l'horizon BT et se situent à des profondeurs comparables.

Les résultats sont présentés en figure III.9. Les coefficients de corrélation sont plutôt faibles pour la fraction argileuse, sans doute en raison du faible nombre d'échantillons et du fait que la comparaison entre méthodes n'a pas été faite sur les mêmes échantillon. Néanmoins, le coefficient de corrélation s'améliore clairement si une limite à 4.6 µm est choisie pour le granulomètre laser. Concernant la limite limons grossiers/limons fins et limons/sables, on peut remarquer que le r^2 augmente significativement si la limite pour le granulomètre laser est fixée à 26 µm au lieu de 20 µm. A l'inverse, pour la limite limons/sable, le coefficient de corrélation est légèrement amélioré si la limite est fixée à 50 µm. Au vue de ces résultats, il a été décidé d'employer les limites suivantes pour la comparaison granulomètre laser/pipette : < 4,6 µm (argiles) ; 26 µm (limons grossiers/limons fins) ; 50 µm (limons/sables).

Prétraitement des données

Avant de procéder aux analyses géostatistiques, les échantillons sélectionnés au sein de la base de données Donesol et nos propres échantillons ont été traités comme suit :

i. les fractions granulométriques sont exprimées en pour cent de leur somme. La fraction argileuse a été exclue pour le calcul, afin de ne garder que le « squelette » granulométrique. En effet cette fraction peut migrer, au cours de la pédogenèse, aussi bien verticalement (illuviation) que latéralement (lessivage latéral ou mise en solution après destruction chimique). Sa prise en compte comporte potentiellement le risque d'observer des variations (intra et inter profil) qui témoignent plus d'une dynamique pédologique que d'une dynamique sédimentaire ;

ii. le vecteur moyen des profils ou affleurements ayant plusieurs analyses est calculé. Dans l'espace géométrique propre aux données compositionnelles (*cf.* III.4.1), ce vecteur s'identifie avec le centre d'une matrice de données :
avec

$$\hat{\xi} = C\left[g_1, g_2, \ldots, g_D\right]$$

et ou $\hat{\xi}$ indique le centre, C l'opération de clôture (la somme des composantes doit être unitaire), k une composition (ou échantillon), N le nombre de compositions totales de la matrice de données et i la i-ème composante. Le centre correspond donc à une moyenne multivariée (Egozcue et Pawlowsky-Glahn, 2011) qui se calcule en faisant la moyenne géométrique de chaque composante d'une matrice de données à N compositions.

$$g_i = \left(\prod_{K=1}^{N} x_{Ki}\right)^{1/N}$$

Par la deuxième étape, chaque profil ou coupe de dépôt éolien est représenté par un point de coordonnées x,y,z et une seule composition. La correspondance univoque entre un point et une seule composition est nécessaire pour l'analyse géostatistique.

Epaisseurs

Une base de données recensant l'épaisseur des formations lœssiques du Bassin Aquitain a été construite en utilisant : 1) les données récoltées au cours de ce travail et celles des coupes connues dans la région (Bertran, 2008-2009, coupes inédites des travaux autoroutiers A65 ; Bertran *et al.*, 2011 ; Dubreuilh, 1976 ; Thibault, 1970); 2) les données extrapolées à partir de la base DoneSol (*cf.* III.4.2).

Concernant les coupes de limons lœssiques signalées par Thibault (1970) et les données de la base DoneSol, une sélection a été faite suivant les mêmes critères de l'arbre décisionnel mis en place pour la sélection des échantillons granulométriques (Fig. III.8). Fait exception pour les épaisseurs le critère « pente », qui n'était pas discriminant dans le choix d'un profil ou d'une coupe. En effet, notre intérêt étant ici de décrire la variabilité spatiale des épaisseurs des limons, les contextes de pente étaient tout aussi intéressants que ceux de plateau. Cela implique aussi que des profils ou coupes sur limons éoliens colluvionnés ont été inclus dans la base de données.

Dans ce travail, les épaisseurs des sables éoliens correspondant à la formation du Sable des Landes n'ont pas été estimées par krigeage car nous avons eu accès à une carte d'interpolation élaborée récemment par le BRGM (Karnay *et al.,* 2010).

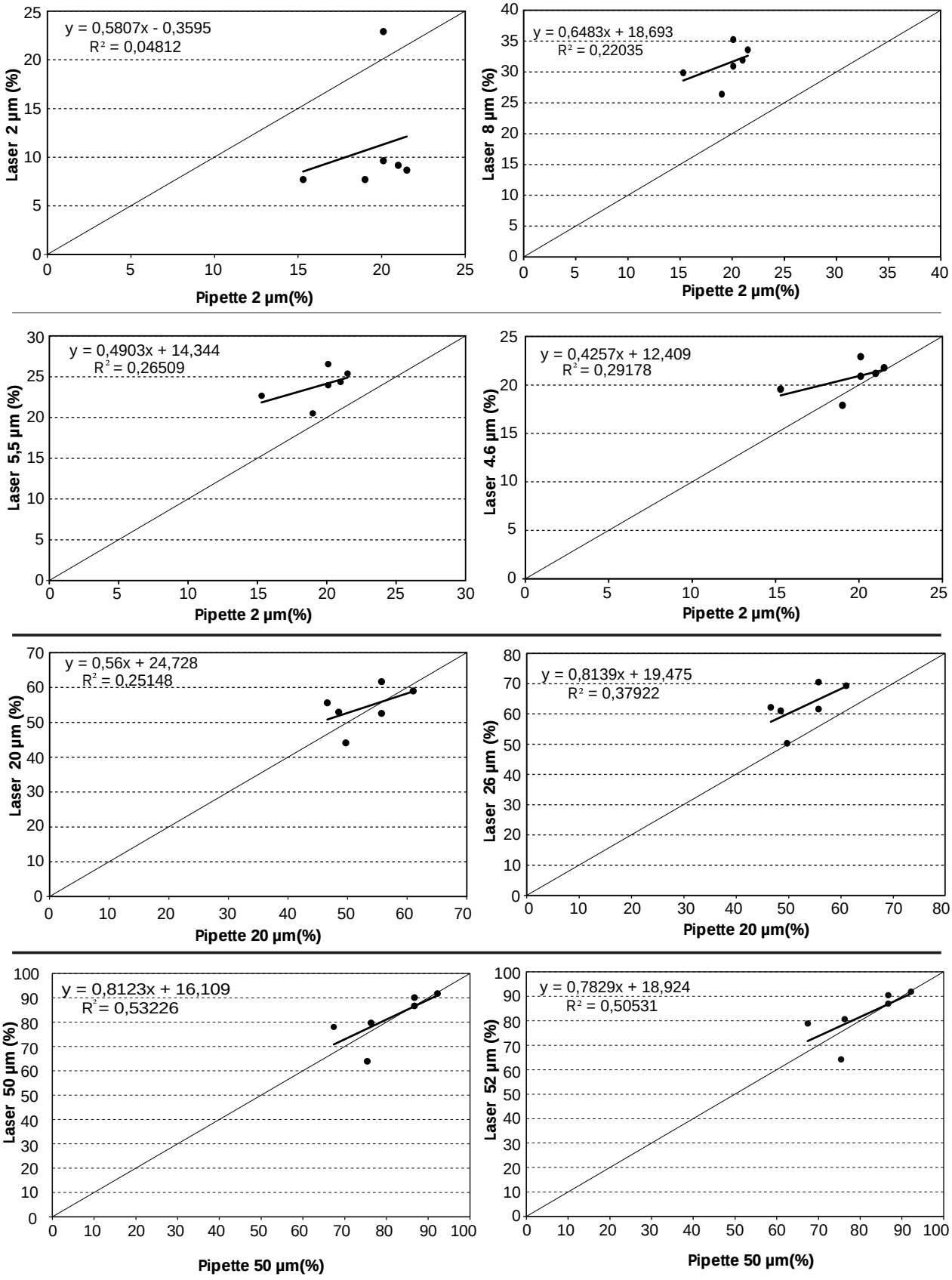


Fig. III.9 : Résultats de la comparaison entre granulomètre laser et pipette pour les limites argile/limon, limon fin/limon grossier, limon/sable (N = 6).

III.4.3 Analyse géostatistique

Généralités

La géostatistique se définit comme l'étude des variables numériques réparties dans l'espace (Buccianti *et al.*, 2000). Conçue pour répondre à des problèmes d'ingénierie minière et de géologie (Chauvet, 2008 ; Matheron, 1963), elle est aujourd'hui largement utilisée dans les sciences environnementales comme le témoignent les nombreux ouvrages qui lui sont dédiés (Matheron 1963 ; Journel, 1986). Pour un historique de la discipline, le lecteur peut se référer aux ouvrages de (Cressie, 1993 ; Goovaerts, 1997 ; Webster et Oliver, 2007).

Les fondements théoriques de la géostatistique moderne reposent sur la Théorie des Variables Régionalisées, formulée par le mathématicien français G. Matheron (Chauvet, 2008 ; Webster et Oliver, 2007). L'apport essentiel de cette théorie est de proposer des solutions aux problèmes d'estimations des gisements miniers en ayant recours à des modèles probabilistes et aux outils mathématiques qui leur sont associés (Journel, 1986).

La géostatistique s'applique à ce que Matheron appelle un phénomène régionalisée, à savoir « *[…]un phénomène qui se déploie dans l'espace et y manifeste une certaine structure […]*» (Matheron, 1978). C'est ce phénomène naturel – qu'on suppose défini dans un domaine borné S (espace géographique à 1,2 ou 3 dimensions, ou encore temps ou d'autres espaces plus complexes) – qui constitue la réalité physique que nous cherchons à étudier. Pour faire cela, « *nous supposons que ce phénomène se laisse décrire de manière satisfaisante par la donnée d'une (ou éventuellement plusieurs) fonction z définie sur S, que nous appellerons, d'un terme général, variable régionalisée (V.R.)* » (Matheron, 1978). La théorie des V.R a dans cette optique deux buts : 1) exprimer sous une forme mathématique appropriée les caractéristiques structurales de la variable régionalisée ; 2) estimer la V.R. en se basant sur un échantillonnage fragmentaire (Matheron, 1970).

Le premier objectif est abordé par la construction d'un modèle mathématique qui est sensé être le plus proche possible de la réalité. Cette démarche se fait soit en travaillant sur la V.R. sans aucune hypothèse probabiliste : c'est la géostatistique transitive ; soit en travaillant sur des hypothèses probabilistes : c'est la géostatistique intrinsèque. Ces deux méthodes obtiennent des résultats comparables, mais il est possible de montrer que finalement, même pour la géostatistique transitive il n'est pas réellement possible d'éviter d'interprétations probabilistes, qui elles sont propres à la géostatistique intrinsèque (Matheron, 1970). Au vu de ces constatations, nous ne développerons ici que la géostatistique intrinsèque.

La géostatistique intrinsèque

En géostatistique intrinsèque, on se place dans un cadre probabiliste. La variable régionalisée est considérée comme réalisation d'une Fonction Aléatoire (Matheron, 1965). Le modèle qu'on essaie de reconstituer est celui de la Fonction Aléatoire (F.A.) qui est définie à la fois dans un espace géographique et dans un espace probabilisé. Soit, la formule :

$$z(x) = Z(x, \omega_0) \qquad \textbf{(1)}$$

où Z est la Fonction Aléatoire, définie dans un point x (espace géographique) et comme réalisation d'un événement ω de l'espace probabilisé ; z est la variable régionalisée.

Le problème fondamental qui se pose pour la Fonction Aléatoire est qu'on essaie de la reconstituer à partir d'une seule réalisation (le phénomène physique étudié). Mais l'inférence statistique ne peut pas généralement se baser sur une seule réalisation de la F.A. (Matheron, 1970). Pour cette raison, on introduit une hypothèse supplémentaire sur la F.A., l'hypothèse stationnaire, qui permet de justifier l'inférence statistique à partir d'une seule réalisation (Matheron, 1970). La F.A. est stationnaire lorsque sa loi de probabilité est invariante par translation. Cette hypothèse est très forte parce qu'elle demande que tous les moments de la loi de probabilité soient constants dans l'espace, ce qui est inapplicable pour une variable régionalisée. On se limite alors à une propriété de stationnarité d'ordre 2 (Matheron, 1970). La F.A. est stationnaire d'ordre 2 lorsque ses deux premiers moments sont invariants dans l'espace :

i. l'espérance mathématique est constante pour tout point de l'espace : m = E[Z(x)] et donc m(x0 + h) = m(x0) pour tout vecteur h (vecteur de l'espace géographique) ;

ii. pour tout vecteur h, la covariance (K) existe et ne dépend pas de la position du point dans l'espace : K(h) = E[Z(x) Z(x+h)] et donc K(x0 ; h) = K(xi ; h) pour tout vecteur h et pour tout point xi (i > 0) de l'espace.

L'hypothèse de stationnarité d'ordre 2 satisfait la théorie des V.R. mais elle suppose l'existence d'une variance *a priori* finie K(0) (Matheron, 1970). Cependant, nombreux sont les phénomènes naturels qui présentent plutôt une variance infinie. Dans des telles cas, l'observation d'une variance finie est plutôt le résultat de l'échantillonnage. Pour pallier ce dernier obstacle, on suppose que ce sont les accrois-

sements entre les points qui ont une variance finie : c'est l'hypothèse intrinsèque (Matheron, 1970). La F.A. respecte l'hypothèse intrinsèque lorsque, pour tout vecteur h, les accroissements entre les points ont une espérance et une variance indépendante de la position des points :

$$E\left[Z(x+h)-Z(x)\right]=m(h) \quad \textbf{(2)}$$

(et donc par exemple

$$E[Z(x_0+h)-Z(x_0)]=E[Z(x_1+h)-Z(x_1)])$$

$$\frac{1}{2}Var[Z(x+h)-Z(x)]=\gamma(h) \quad (3)$$

où $\gamma(h)$ correspond à ce que l'on appelle le semi-variogramme de Z, ou fonction intrinsèque. Le terme variogramme est habituellement employé au lieu du terme semi-variogramme. Cet usage a été adopté dans ce travail.
Si l'on se place dans le cas où les moyennes pour chacun des points de l'espace sont constantes, on obtient d'après (2) et (3) :

$$\frac{1}{2}E[(Z(x+h)-Z(x))^2]=\gamma(h) \qquad \textbf{(4)}$$

L'analyse variographique

L'analyse variographique (ou variographie) constitue la véritable phase opérationnelle des géostatistiques. C'est au cours de cette étape qu'on élabore un modèle mathématique à partir des données expérimentales dont nous disposons. La construction du variogramme permet de répondre finalement au premier but de la théorie des V.R., à savoir exprimer sous une forme mathématique les caractéristiques structurales de la variable régionalisée. D'autre part, il contribue à évaluer d'un œil critique la validité des hypothèses de stationnarité (Chauvet, 2008).

On élabore d'abord ce que l'on appelle le variogramme expérimental, qui correspond à :

$$\gamma(h)=\frac{1}{2m(h)}\sum_{i=1}^{m(h)}\left\{z(x_{i)}-z(x_i+h)\right\}^2 \qquad \textbf{(5)}$$

ou m(h) est le nombre de paires de points séparés par une distance h donnée.

On obtient ainsi une série de semi-variances γ_1, γ_2, γ_3... qui peuvent être représentées en fonction de h (Fig. III.10).

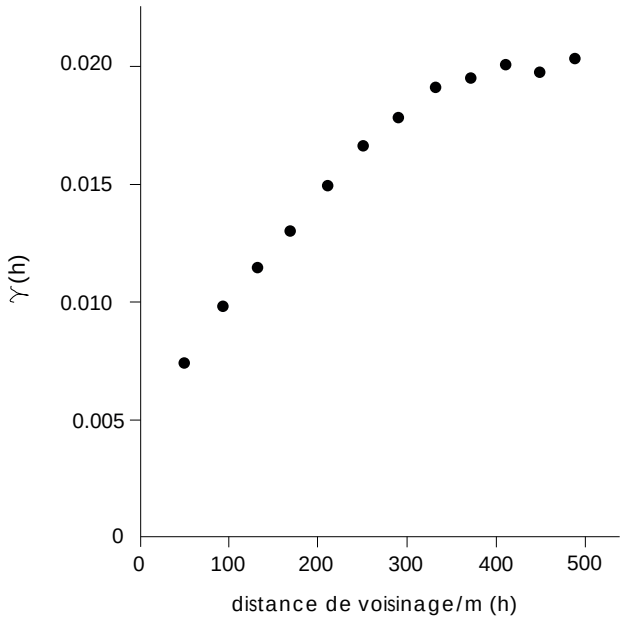


Fig. III.10 : Exemple de variogramme expérimental. Chaque point correspond à l'estimation de la semi-variance pour une distance de voisinage donnée. Modifié d'après Webster et Oliver (2007).

Lorsqu'on travaille sur un espace bidimensionnel le variogramme expérimental peut être réalisé selon différentes directions, afin de tester une éventuelle anisotropie des valeurs. On choisit normalement 4 directions : 0, 45, 90, 135°. L'étendue du cône de recherche pour chaque direction est souvent fixée à 45°, ce qui permet d'inclure l'ensemble des données et d'éviter d'éventuels chevauchements (Webster et Oliver, 2007) (Fig. III.11).

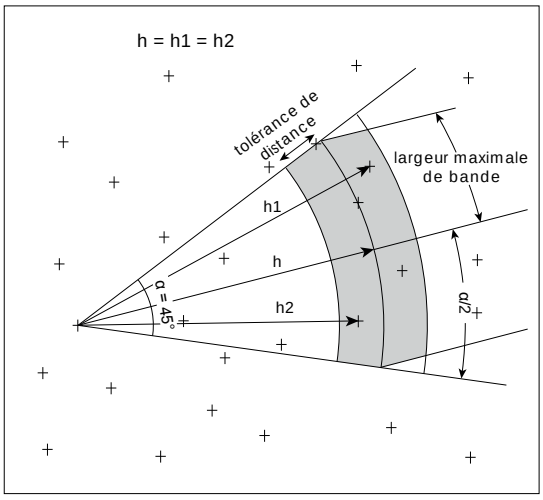


Fig. III.11 : Cône de recherche des points - cas d'une grille irrégulière - pour le calcul de la semi-variance à une distance h et dans une direction donnée. La tolérance de distance correspond à la distance de voisinage (Fig. III.10). Modifié d'après Pannatier (1996).

De cette manière on construit cinq variogrammes, dont quatre directionnels et un ne tenant pas compte de la direction (ou variogramme omnidirectionnel). La construction du variogramme expérimental est résumée sous forme d'exemple (Fig. III.12).

L'intérêt final de l'analyse variographique est de connaître la valeur de $\gamma(h)$ pour toute distance. Ce n'est pas le cas du variogramme expérimental qui lui permet de connaître la valeur de seulement pour un série limitée de distances $|h|$. On cherche pour cette raison une fonction permettant de représenter en continu la valeur de $\gamma(h)$: c'est le variogramme théorique. La fonction doit être en mesure de représenter les caractéristiques suivantes (Fig. III.13a) :

i. un accroissement monotone de $\gamma(h)$ au fur et à mesure que la distance h augmente ;

ii. un seuil maximum constant ou asymptotique, nommé « palier ». La valeur de $\gamma(h)$ au niveau du palier correspond théoriquement à la variance du processus naturel étudié (Webster et Oliver, 2007). La distance correspondant au palier est appelée portée. La portée est de fait la distance au delà de laquelle la valeur de $\gamma(h)$ est invariante quelle que soit la distance entre les points ;

iii. une intercepte positive sur l'axe des ordonnées. Théoriquement, la fonction devrait avoir $\gamma(h) = 0$ pour $|h| = 0$. Dans la réalité, l'intercepte a souvent une valeur positive, ce qui implique une discontinuité dans $Z(x)$. Ce phénomène, appelé « effet de pépite », est normalement lié à des erreurs de mesure ou à des variations spatiales inférieures au pas d'échantillonnage ;

iv. d'éventuelles fluctuations périodiques ;

v. une anisotropie.

Les fonctions utilisées le plus souvent pour construire le variogramme théorique sont illustrées sur la Fig. III.13b. Dans cette figure, sont uniquement présentées les fonctions avec un seuil maximum de semi-variance (fonctions bornées) car ce sont les seules qui correspondent à des cas de stationnarité d'ordre 2.

La méthode utilisée pour trouver le meilleur ajustement d'une fonction théorique avec les points du variogramme expérimental est celle qui minimise les écarts entre les points et la fonction (Webster et Oliver, 2007). Dans ce travail l'ensemble de l'analyse variographique, y compris cette dernière étape, a été faite en utilisant le programme VarioWin (Webster et Oliver, 2007).

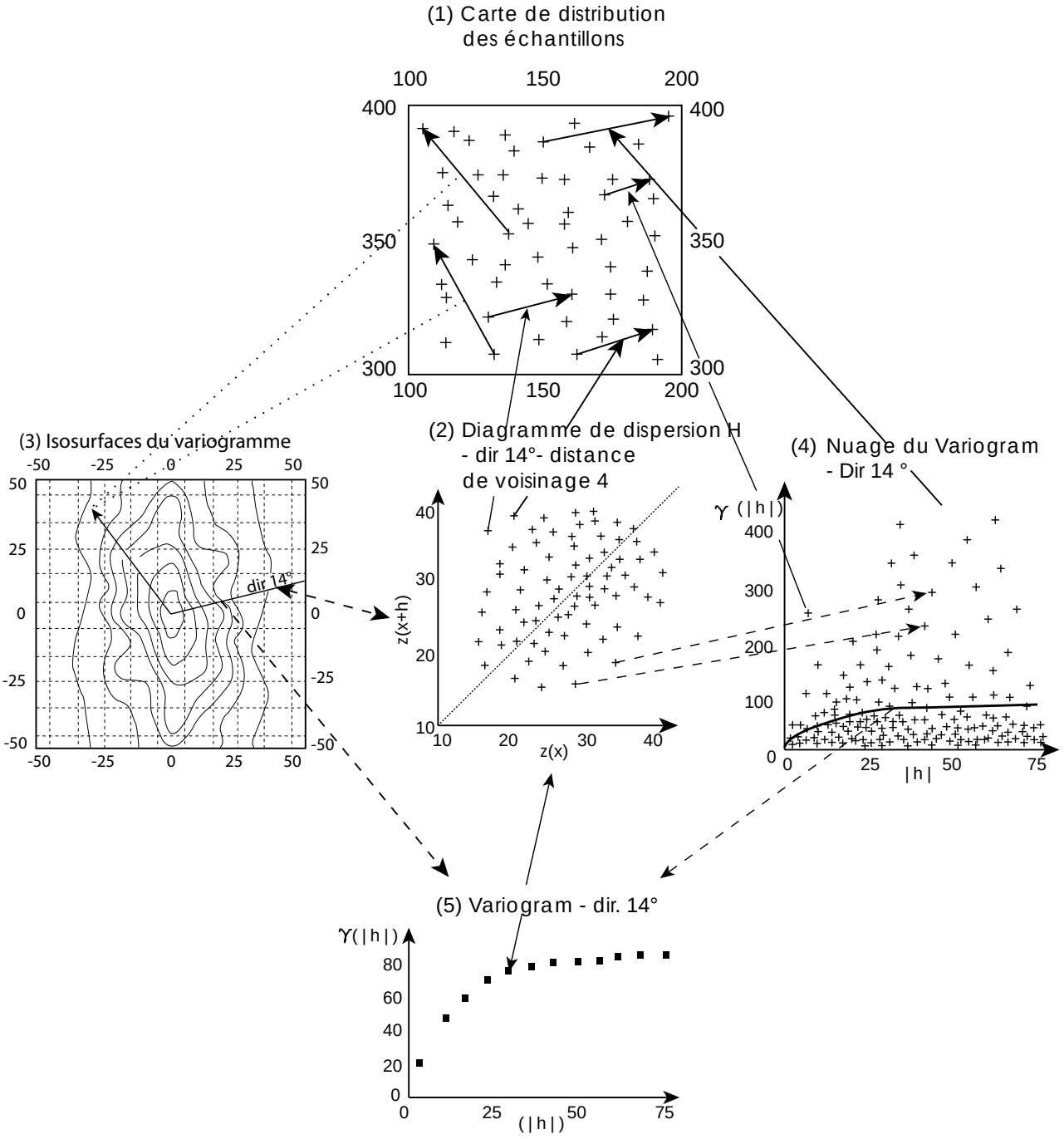


Fig. III.12 : Exemple des étapes de construction du variogramme expérimental dans le cas d'une grille irrégulière. 1) Cas d'une distribution irrégulière des échantilllons. 2) A chaque intervalle de distance h peut être associé une diagramme de dispersion. Cela montre à quel degré la différence des valeurs d'une variable donnée entre deux sites situés à une distance fixe est constante dans l'espace. 3) La carte des isosurfaces du variogramme permet d'observer la présence d'éventuelles anisotropies des valeurs de γ(h). 4) Valeurs de γ(h) associés à chaque couple de points pour une distance donnée. La dispersion des données donne une première visualisation du variogramme expérimental (5). Modifié d'après Pannatier (1996).

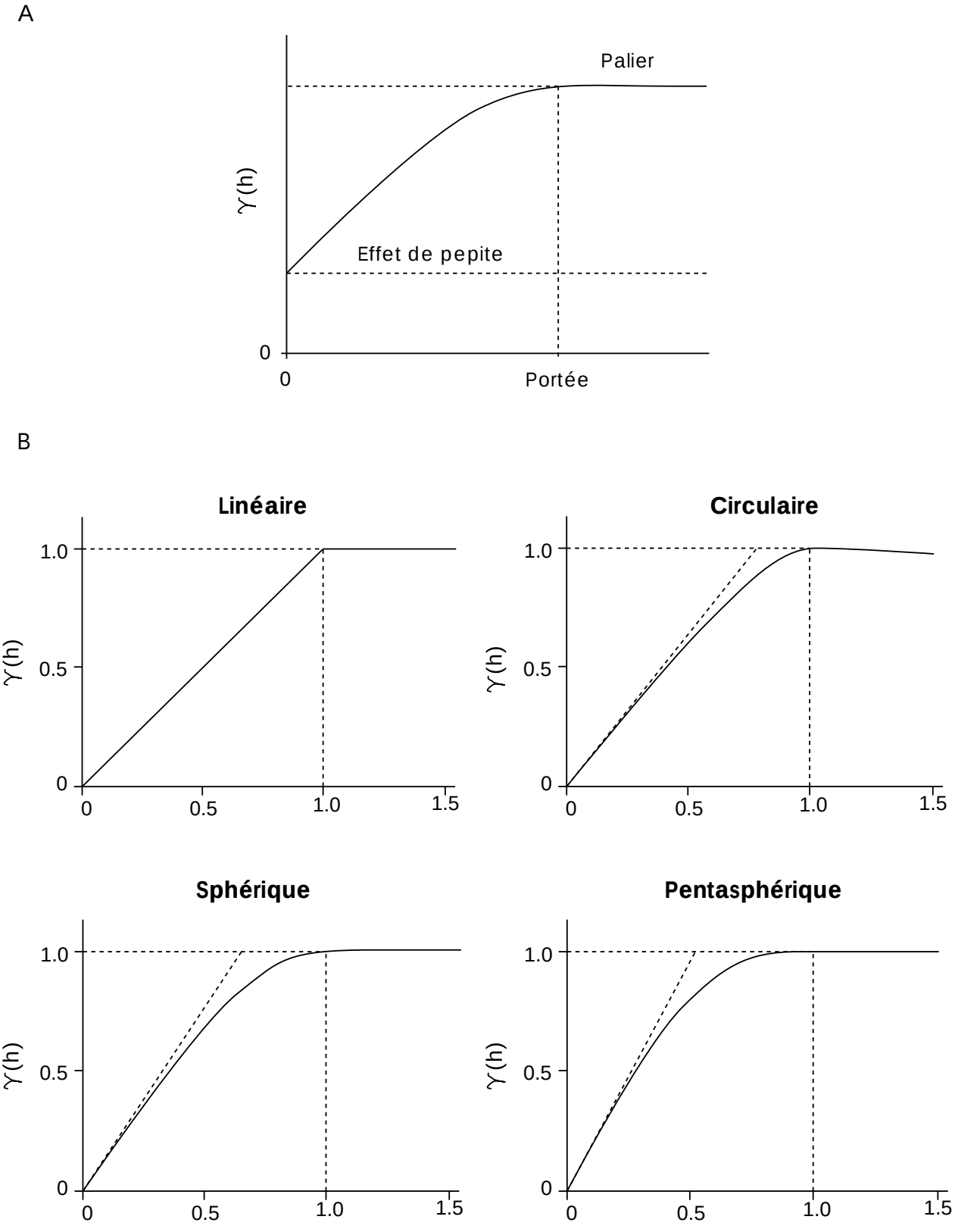


Fig. III.13 : A) Paramètres principaux du variogramme théorique ; B) Fonction principales utilisées pour la construction du variogramme théorique. Modifié d'après Webster et Oliver (2007).

Le Krigeage

Généralités

Le deuxième but d'une étude géostatistique, consiste à estimer la valeur de la variable régionalisée dans tous les points de l'espace (1,2 ou 3 dimensions). Ce problème d'estimation a été résolu par Pannatier (1996) au moyen d'un procédé géostatistique appelé krigeage. A l'heure actuelle ce terme peut sembler très général car il existe plusieurs types de krigeage (simple, ordinaire, universel, log-normal, indicatif, disjonctif…). Cependant il faut souligner qu'il n'existe qu'une seule méthode de krigeage et que les adjectifs la qualifiant se réfèrent à son adaptation à des circonstances particulières (par exemple stationnarité ou non) (Chauvet, 2008).

En termes généraux, le krigeage vise à estimer la valeur de la variable Z en un point x_0 non échantillonné en faisant une moyenne pondérée des échantillons disponibles dans son voisinage (Chauvet, 2008), ce qui s'écrit :

où :

$$\hat{Z}(x_0) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i z(x_i) \qquad \textbf{(6)}$$

- $\hat{Z}(x_0)$ est l'estimateur ;
- N correspond au nombre de points expérimentaux pris en compte dans l'estimation ;
- λ_i au poids affecté à chaque point connu ;
- $z(x_i)$ correspond aux valeurs connues.

Les poids doivent être choisis en tenant compte de deux conditions :

i. leur somme doit être non biaisée et pour cela on impose que

$$\sum_{i=1}^{N} \lambda_i = 1 \qquad \textbf{(7)}$$

ii. la variance d'estimation prend la valeur minimale.

La variance d'estimation s'écrit :

$$\text{var}[\hat{Z}(x_0)] = E\left[\left\{\hat{Z}(x_0) - Z(x_0)\right\}^2\right] = 2\sum_{i=1}^{N} \lambda_i \gamma(x_i, x_0) - \sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{N} \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i x_j) \qquad \textbf{(8)}$$

où :
- $\gamma(x_i x_j)$ est l'estimation de la semi-variance de Z entre les points $x_i x_j$;
- $\gamma(x_i x_0)$ est la semi-variance entre le i-ème point et le point à estimer x_0.

L'explicitation de cette formule sous forme d'un système d'équations linéaires relativement aux poids et de sorte que la variance d'estimation sous la plus petite possible, permet en suite l'estimation des valeurs inconnues selon 6). Il est enfin possible de démontrer mathématiquement (*cf.* Matheron, 1970) que le krigeage est un interpolateur exact, au sens où si le point à estimer devait par hasard coïncider avec un point de valeur déjà connue, les deux valeurs seraient exactement les mêmes.
Dans ce travail, nous avons utilisé le krigeage ordinaire pour l'interpolation de nos données car c'est celui le plus utilisé et le plus robuste (Webster et Oliver, 2007). Ce type de krigeage, qui se fait avec l'hypothèse d'une Fonction Aléatoire stationnaire d'ordre 2, ne suppose pas comme connue l'espérance m. Pour réaliser l'interpolation, nous avons utilisé le module d'analyses géostatistiques du logiciel ArcGis (version 9.3).

Le krigeage des épaisseurs et des analyses granulométriques : quelle différence ?

L'analyse variographique, énoncée dans les paragraphes précédents, s'applique dans sa conception originelle à des données variant dans l'espace des nombres réels. Elle peut donc être appliquée directement pour la modélisation et l'estimation des variations d'épaisseur des dépôts lœssiques. En revanche les données granulométriques, étant des données compositionnelles (*cf.* III.4.1), ne peuvent pas être analysées directement car leur distribution ne se déploie pas dans l'espace des nombre réels. Les problèmes liés à cette contrainte ont été énoncés précédemment (*cf.* III.4.1) et les méthodes géostatistiques ne font pas exception (Pawlowsky-Glahn, 1984 *in* Pawlowsky et Burger, 1992).

La réalisation d'une analyse variographique directe sur les données compositionnelles comporte au niveau du krigeage des distorsions connues des praticiens :

i. la somme des différentes composantes estimées séparément n'est pas toujours égale à 100 % en tout point de l'espace ;

ii. des valeurs négatives peuvent apparaître dans les estimations, puisque les variables sont considérés appartenir à l'espace des nombre réels (Isaaks, 1989; Pawlowsky-Glahn et Olea, 2004).

Pawlowsky-Glahn *et al.* (1995) décrivent deux méthodes possibles et les comparent avec les résultats obtenus en traitant les données compositionnelles classiquement. Dans la méthode des bases, chaque composante d'une composition est rapportée à une grandeur régionale connue et fixe. Ainsi, pour une composition X avec d composantes, on obtient une composition régionalisée qui est égale à :

$$P(x) = \frac{T(x)}{T(x)} = \left(\frac{T_1(x)}{T(x)} \frac{T_2(x)}{T(x)} \ldots \frac{T_d(x)}{T(x)} \frac{T_D(x)}{T(x)} \right)$$

où :

P(x) (est la composition régionalisée ;

T(x) correspond à la somme de toutes les composantes de la composition originelle (T_1(x) + T_2(x) + ... T_D(x)) et est donc égale à 1 ou 100 % ;

T(x) est la base ou grandeur régionale connue (par exemple l'épaisseur d'une formation géologique).

Cette nouvelle composition peut-être traitée avec les techniques standard de l'analyse statistique et les résultats du krigeage peuvent par la suite être rétro-transformées pour obtenir les valeurs originelles.

La deuxième méthode proposée se base sur la transformation log-rapport additive qui a été abordée dans le chapitre III.4.1. Comme pour la méthode des bases, les analyses géostatistiques sont appliquées aux données transformées et les variables résultant du krigeage sont en suite retro-transformés pour obtenir les variables originelles.

Les avantages de ces deux méthodes sont détaillés par les auteurs. Nous retiendrons ici les deux principales :

i. la somme des valeurs rétro-transformées après krigeage est égale à 100 % ou 1 comme dans les valeurs originelles ;

ii. toute l'information est intégrée dans le processus d'estimation ce qui permet, du moins sur un plan théorique, d'obtenir des meilleures estimations.

D'autre part, ces deux méthodes ont aussi des désavantages, le principal étant que la structure spatiale et les erreurs d'estimation des variables originelles ne sont pas calculées ni représentées et ne peuvent pas être dérivées à partir des résultats obtenus. Les erreurs d'estimation des variables originelles peuvent toutefois être évalués par validation croisée (*cf.* III.4.1) en utilisant des indicateurs appropriés (Martín-Fernández *et al.*, 2001).

Pour les deux méthodes présentées ici, Pawlowsky *et al.* (1995) conseillent d'utiliser le co-krigeage pour les données transformées et de se limiter au krigeage ordinaire seulement si les composantes d'une composition données ne sont pas corrélées spatialement. Il semblerait toutefois que même dans le cas de compositions ayant des composantes corrélées spatialement, les résultats obtenus par krigeage ordinaire et par co-krigeage ont des différences négligeables au niveau de la précision des estimations (Martín-Fernández *et al.*, 2001).

Dans ce travail, nous avons réalisé le krigeage ordinaire sur les données granulométriques transformées selon la transformation log-rapport isométrique qui a été présentée en chapitre III.4.1. Le tableau III.5 montre la partition binaire séquentielle qui a été utilisée et le tableau III.6 montre la formule pour le calcul de chaque coordonnée.

	SG	SF	LG	LF
b1	-1	-1	-1	1
b2	-1	-1	1	0
b3	-1	1	0	0

Tab. III.5 : Partition Binaire Séquentielle des données granulométriques en vue de l'analyse géostatistique. Sg = Sables grossiers (2000-200 µm) ; Sf = Sables fins (200-50 µm) ; Lg = Limons grossiers (50 – 20 µm) ; Lf = Limons fins (20-2 µm).

b1	b2	b3
$\sqrt{\frac{3}{4}} \ln \frac{Lf}{\sqrt[2]{Sg \cdot Sf \cdot Lg}}$	$\sqrt{\frac{2}{3}} \ln \frac{Lg}{\sqrt[2]{Sg \cdot Sf}}$	$\sqrt{\frac{1}{2}} \ln \frac{Sf}{Sg}$

Tab. III.6 : Formule pour le calcul des balancières construites dans le Tab. III.4.

Cette transformation, dans le cadre d'une analyse géostatistique, présente l'avantage par rapport à la méthode *alr* d'utiliser des coordonnées orthonormées, ce qui permet une meilleure approximation parce que les erreurs d'estimation (des variables transformées) ne dépendent pas du dénominateur choisi (Vera Pawlowsky-Glahn, com. pers.). La démarche que nous avons choisie n'est pas la meilleure d'un point de vue mathématique, mais elle permet déjà d'éviter les biais de la somme et surtout elle respecte la nature compositionnelle des données. Pour des méthodes plus avancées, le lecteur pourra se référer à Walvoort et de Gruijter (2001) et Tolosana-Delgado *et al.* (2011).

Validation croisée

L'évaluation du modèle qui a été ajusté aux données expérimentales (variogramme théorique) peut se faire en suivant un procédé de validation croisée (Webster et Oliver, 2007). La valeur de Z est estimée par krigeage et cette opération est répétée en enlevant à chaque fois un des points de valeur connue. On arrive ainsi à calculer les statistiques suivantes :

L'écart moyen :

$$EM = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left\{z(x_i) - \hat{Z}(x_i)\right\}$$

L'écart quadratique moyen :

$$EQM = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left\{z(x_i) - \hat{Z}(x_i)\right\}^2$$

L'écart quadratique moyen réduit :

$$EQMR = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\frac{\left\{z(x_i) - \hat{Z}(x_i)\right\}^2}{\sigma^2(x_i)}$$

Pour les trois équations, $z(x_i)$ est la valeur connue, $Z(x_i)$ la valeur estimée par krigeage et N le nombre de points de valeur connue. Pour le EQMR, $\sigma^2(x_i)$ correspond à la variance de krigeage.

L'écart moyen doit être idéalement le plus proche de 0. D'après Webster et Oliver (2007), le EM est toutefois peu discriminant car le krigeage est peu sensible aux inexactitudes du variogramme. L'écart quadratique moyen semblerait être plus adéquat et doit être le plus petit possible. Par conséquent, l'écart quadratique moyen réduit devrait être proche de 1. Tous ces estimateurs peuvent s'appliquer directement pour les épaisseurs ainsi que pour les données granulométriques puisque celles-ci ont été transformées par irl.

Il est aussi possible d'estimer la validité du modèle ajusté en utilisant un jeu de données indépendant qui n'ait pas été utilisé dans l'analyse variographique.

Dans ce travail, nous avons suivi les deux approches décrites ci-dessus. Le jeu de données sélectionné pour l'analyse géostatistique a été partitionné avant de réaliser l'analyse variographique. Le partitionnement a été fait sur ArcGis en utilisant le module d'échantillonnage aléatoire de données spatiales proposé par Webster et Oliver (2007). Nous avons choisi d'enlever, pour chacun des jeux de données utilisées (granularité, épaisseurs), 10 % du nombre total de points. Les 90 % restant ont été utilisés pour l'analyse variographique et le calcul des statistiques EM, EQM et EQMR. On peut de cette manière réaliser un diagramme de dispersion et sa droite de corrélation associée avec les données réelles (jeu indépendant) et les données estimées par krigeage. En ce qui concerne les données granulométriques, nous avons préféré évaluer l'accord entre données estimées et réelles par le calcul de la somme des carrés des résidus standardisés (STRESS) comme proposé par Pawlowsky-Glahn et Olea (2004). Cet indicateur est utilisé pour les données classiques (Cox et Cox, 1994 in Pawlowsky-Glahn *et al.*, 2004) et sa formule est :

$$\mathbf{stress} = \left\{\frac{\sum_{i<j}(\delta_{ij} - \delta^*_{ij})^2}{\sum_{i<j}(\delta_{ij})^2}\right\}^{1/2}$$

ou δ_{ij} est la distance euclidienne entre deux observations du jeu de données originel et δ^*_{ij} est la distance euclidienne de ces mêmes observations dans le jeu de données estimées. L'indicateur a été adapté aux donnés compositionnelles par Pawlowsky-Glahn et Olea (2004) et la formule est alors égale à :

$$\text{stress} = \frac{\sum_{i<j}(d_a(\mathrm{x}_i, \mathrm{x}_j) - d_a(\mathrm{r}, \mathrm{r}_j))^2}{\sum_{i<j} d_a^2(\mathrm{x}_i, \mathrm{x}_j)}$$

ou d_a, qui est la distance d'Aitchison (Aitchison 1986) et correspond à la distance entre deux observations dans le simplexe, est ici égale à :

$$d_a^2(\mathbf{x}_i, \mathbf{x}_j) = \sum_{i=1\,j=i+1}^{D}\left(\frac{\log(\mathbf{x}_i)}{g_m(x)} - \frac{\log(\mathbf{x}_j)}{g_m(x)}\right)^2$$

ou $g_m(x)$ est la moyenne géométrique de la composition x. De par la formule du STRESS, plus l'indice est proche de zéro, plus la différence entre données estimées et données réelles est faible, et donc meilleure est la modélisation testée.

Un dernier point doit être souligné sur la validation croisée. Il ne s'agit pas là de tests de validation statistique permettant de prouver que le modèle choisi est optimal ou non (Davis, 1987). C'est plutôt une méthode d'analyse exploratoire permettant d'examiner et de comprendre le phénomène étudié à partir des données expérimentales disponibles (Davis, 1987). Autrement dit, il ne s'agit pas d'un vrai modèle. Mais tout modèle qui présente une cohérence avec les observations faites sur le phénomène étudié est en théorie admissible (Davis, 1987).

III.4.4 Analyses géochimiques

Corpus des données

Les échantillons sélectionnés (n = 77) proviennent de coupes stratigraphiques répertoriées dans ce travail et de coupes régionales publiées (Bertran *et al.*, 2009 ; Bertran *et al.*, 2011) ou inédites (Bertran 2008-2009, A65). Le choix des coupes a été fait de manière à caractériser les différents types de dépôts éoliens et leurs sources potentielles :

i. sables dunaires et épandages sableux pléniglaciaires (n = 22) ;

ii. dunes paraboliques du Dryas récent (n = 13) ;

iii. lœss des Landes et de Chalosse (n = 17) ;

iv. lœss de l'Entre-deux-Mers (n=4) ;

v. alluvions subactuelles de la Leyre (n = 4), du Ciron (n=3), de la Garonne (n=3) et de l'Adour (n =3) ;

vi. formations Plio-Pleistocènes de la plaine deltaïque landaise (n=7).

Les prélèvements sur sables éoliens, pour la plupart d'entre eux, ont été pris en-dessous des horizons d'altération du sol actuel. Pour les lœss, nous avons décidé de prendre toujours des échantillons provenant de l'horizon BT. Pour la coupe d'Auriac, en revanche, nous avons pris des échantillons à différentes profondeurs afin de déceler d'éventuelles variations verticales.

Chaque échantillon a été passé au tamis de 2 mm pour enlever la fraction grossière. Ensuite, la fraction < 63 µm a été séparée afin d'obtenir deux sous-échantillons. Enfin, la fraction > 63 µm a été passée dans un broyeur à agate. Il n'a pas été possible d'obtenir la fraction fine pour tous les échantillons de sables éoliens parce que, pour certains, la quantité de poudre n'était pas suffisante.

L'ensemble des échantillons a été analysé en spectrométrie de fluorescence X à dispersion d'énergie (EDXRF) par la division Spectro d'Ametek (Elancourt, France). Les mesures ont été faites par l'appareil XEPOS. Les analyses par fluorescence X ne permettent pas de mesurer les éléments légers. Dans notre cas, de plus, il n'a pas été possible de détecter le sodium car les mesures n'ont pas été faites sous vide.

Méthodes d'analyse

Les analyses classiquement utilisées pour étudier la variabilité géochimique d'un jeu de données (diagrammes ternaires) ont été employées. De plus, une analyse en composante principale a été réalisée sur les deux matrices de données analysées par EDXRF : fraction > 63 µm et fraction < 63 µm. Le but était ici de comprendre quelles étaient les éventuelles différences ou convergences géochimiques entre des échantillons d'origine différente. Nous avons choisi d'utiliser comme outil de visualisation le biplot (Gabriel, 1971), un type d'analyse en composante principale qui permet de visualiser graphiquement les échantillons et les variables d'une matrice de données. Dans le biplot, les données sont centrées réduites. Dans ce cas, les variables sont présentées sous forme de flèches partant de l'origine et dont la longueur correspond approximativement à l'écart type de la variable. L'angle entre les flèches rend approximativement compte de la corrélation entre les variables (angle aigu = forte corrélation ; angle droit = corrélation nulle ; angle obtus = corrélation négative).

Aitchison and Greenacre (2002) ont proposé une version du biplot adaptée aux données compositionnelles. Puisque les analyses géochimiques sont exprimées en pourcentage, nous avons utilisé ce type de diagramme. Pour le biplot de données compositionnelles, les variables sont exprimées selon la transformation log-rapport centrée. La lecture du biplot se fait de la manière suivante :

i. la longueur des flèches correspond à l'écart type de la variable ;

ii. l'angle entre les variables correspond à la variance des log-rapports entre deux variables.

Le biplot et les diagrammes ternaires ont été réalisés en utilisant le logiciel CoDaPack (Comas & Thió-Henestrosa 2011)

Analyses complémentaires

Afin de décrire le cortège minéral des échantillons étudiés par XRF, nous avons conduit des analyses de diffractométrie aux rayons X. Dix échantillons représentatifs des différents types de dépôts ont été tamisés à 2 mm et à 63 µm de manière à pouvoir faire, pour chaque échantillon, une analyse pour la fraction > 63 µm et une pour celle < 63 µm.

Avant l'analyse RX, les sédiments bruts ont été séchés à faible température (< 50° C), broyés et tamisés à 100 µm. Les mesures pour la fraction > 63 µm ont été réalisées à l'ICMCB (Institut de Chimie de la Matière Condensée de Bordeaux) avec un diffractomètre Panalytical XPERT à montage Bragg - Brentano thêta - thêta. Elles sont effectuées sur une durée de 30 minutes, de 8 à 80° et avec un pas de 0,02°. Les mesures pour la fraction > 63 µm ont été réalisées au CRP2A (Bordeaux).

III.4.5 Analyse des morphologies dunaires

Rides dunaires

Afin de décrire les morphologies des rides dunaires, on s'est appuyé sur les photographies aériennes en noir et blanc des missions IGN de 1950 (1/25000), ainsi que sur les images satellitales GoogleEarth et IGN (Geoportail). Le choix de ces trois supports différents permet une couverture optimale des zones dans lesquelles des rides sont présentes. Celles-ci, visibles grâce aux variations d'humidité au sol, apparaissent de façon variable selon l'année ou la saison (Fig. III.14).

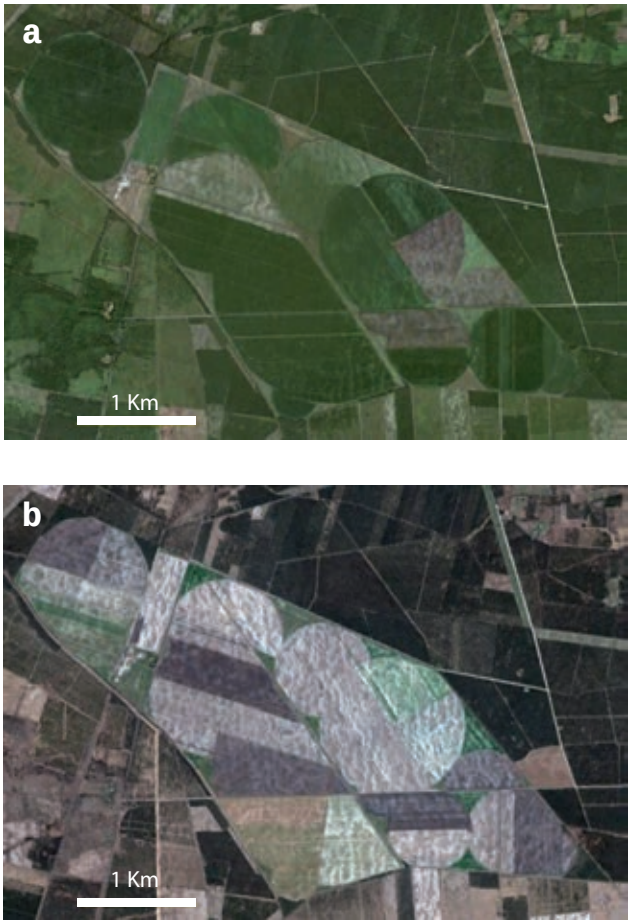


Fig. III.14 : Exemple de différence de visibilité des rides dunaires selon la saison de couverture dans deux images Google Earth prises sur le même secteur. A) Couverture aérienne 28/07/2012 ; B) Couverture aérienne 23/03/2011.

L'ensemble des photos a été projeté dans le logiciel ArcGis (Version 9.3). Nous avons par la suite procédé par les étapes suivantes :

i. identification des morphologies principales selon la terminologie employée par McKee (1979) ;

ii. description des morphologies principales le long de bandes E – W. Cette direction a été choisie car elle permet d'illustrer les principaux chagements de morphologie dunaire ;

iii. subdivision de chaque bande en plusieurs unités, caractérisées chacune par une morphologie dominante ;

iv. réalisation d'une carte géomorphologique se basant sur l'étude de la distribution et l'organisation spatiale des unités morphologiques identifiées.

Les problèmes inhérents à la discrétisation des dunes en tant qu'objets sont résumés par Hugenholtz *et al.* (2012). Comme cet auteur le signale, si dans le cas de dunes isolées la délimitation du début et de la fin d'une dune est relativement simple, ce n'est pas le cas lorsqu'on étudie des édifices complexes ou des formes dunaires liées entre elles (Fig.III.15). Or, dans notre aire d'étude, la plupart des rides dunaires ne sont pas isolées. De plus, les supports dont nous disposons ne permettent pas de d'atteindre une résolution satisfaisante pour délimiter précisément les contours de nos formes dunaires.

La discrétisation des crêtes est elle aussi exposée à une certaine subjectivité. Il nous semble cependant que cette dernière soit moindre pour les contours.

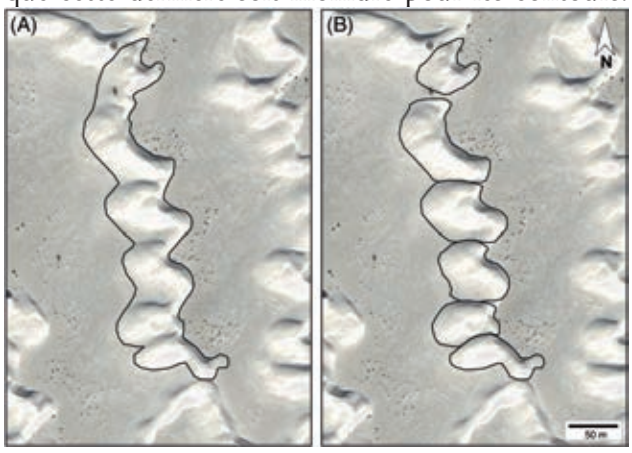


Fig. III.15 : Exemple du problème de subjectivité dans la définition des limites d'édifices dunaires. Il n'est pas possible ici de déterminer visuellement laquelle des deux interprétations présentées est correcte. D'après Hugenholz *et al.* (2012)

En effet, plusieurs travaux ont montré qu'il est possible de quantifier et analyser statistiquement les morphologies dunaires et d'obtenir des résultats cohérents (Beveridge *et al.,* 2006 ; Derickson *et al.,* 2008 ; Ewing *et al.,* 2006). La méthodologie développée par Ewing *et al.* (2006) propose d'étudier la structure des champs dunaires à partir d'une analyse statistique fondée sur l'espacement entre les dunes (distance entre deux crêtes dunaires successives), la longueur des crêtes, la densité des imperfections (defects) et l'orientation des crêtes. Cette méthode est appliquée dans une zone actuellement désertique où les édifices dunaires, en vue satellitaire ou aérienne, sont visibles sur des grandes surfaces grâce à une faible couverture végétale. Dans la mesure où la végétation est beaucoup plus développée dans notre zone d'étude et masque partiellement les morphologies dunaires, il a été décidé de n'étudier que l'orientation des crêtes dunaires. Nous avons considéré que, même si une crête n'était pas visible sur toute sa longueur, son orientation permettait de déduire la direction de progression de la dune, les morphologies visibles dans notre aire géographique étant typique de vents unidirectionnels.

Pour le calcul de l'orientation des dunes, nous avons suivi l'approche de Ewing *et al.* (2006) : 1) incorporation des photos aériennes/images satellites sur ArcGis ; 2) identification et dessin des crêtes dunaires sur les images ; 3) projection des orientations sur des histogrammes circulaires. En accord avec Beveridge *et al.* (2006), pour les rides à allure barkanoïde, l'orientation a été mesurée le long d'une ligne droite parallèle à la direction générale de la crête (Fig. III.16).

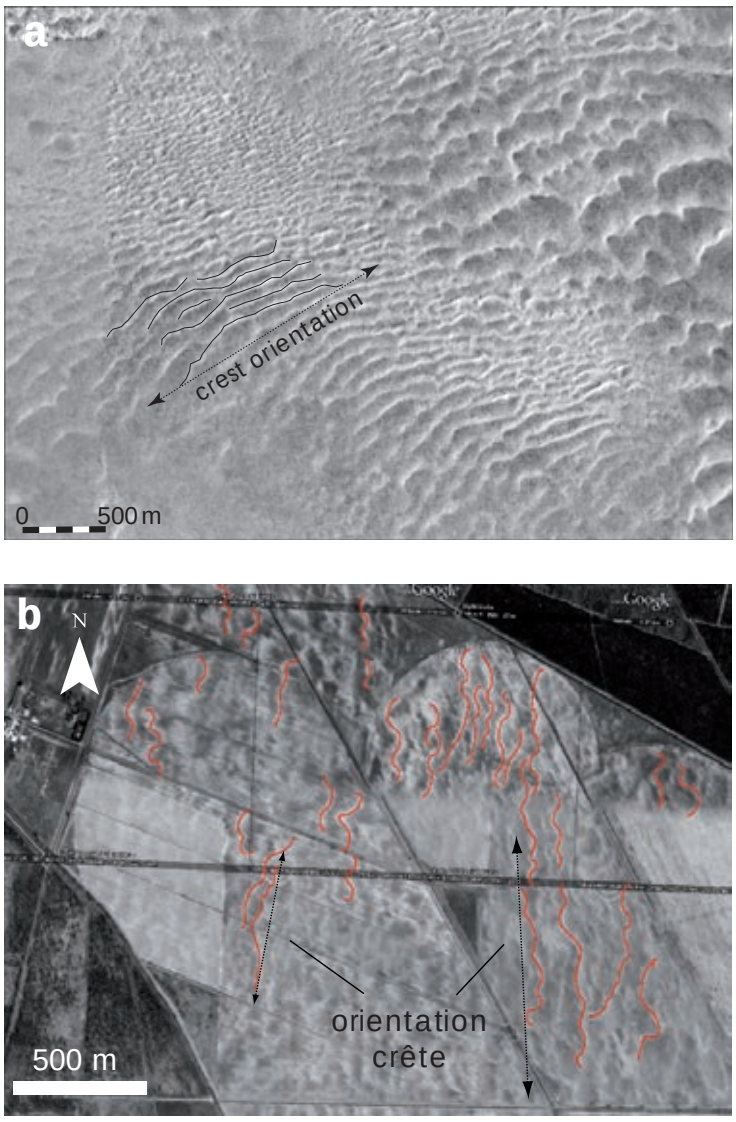


Fig. III.16 : A) Calcul de l'orientation des crêtes dunaires à partir d'images satellites. Modifié d'après Beveridge *et al.* (2006) ; B) Exemple de calcul de l'orientation des rides dunaires du Plateau Girondin.

Dunes Paraboliques

La majorité des édifices dunaires paraboliques continentaux a été cartographiée par le BRGM lors de la réalisation de la couverture géologique à l'échelle 1/50000 du Bassin Aquitain. La position et le contour des dunes ont été établis lors de ces campagnes à partir de l'observation des photographies aériennes des différentes missions IGN (Capdeville, Dubreuilh, 1994). Nous avons considéré comme correct le contour défini lors de ces travaux. Partant de ce constat nous avons tout d'abord digitalisé, grâce au logiciel ArcGis, l'ensemble des dunes paraboliques continentales cartographiées. La description des differents morphologies observées a été faite en suivant la terminologie employée par Pye et Tsoar (2009). Une table attributaire a été construite afin de renseigner la direction d'accroissement des dunes qui permet d'extrapoler la direction des vents nourriciers. La direction d'accroissement est définie ici comme la bissectrice de l'angle entre les deux bras de la dune (Fig. III.17a-b).

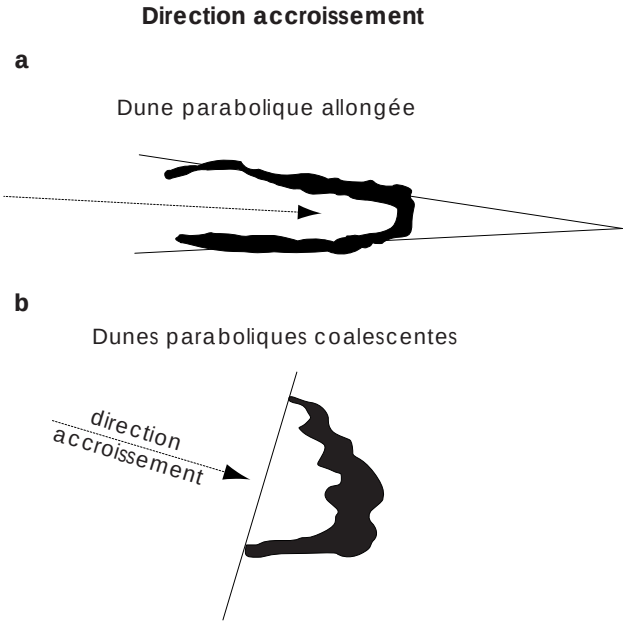


Fig. III.17 : Détermination de la direction d'accroissement d'une dune parabolique allongée (a) et de dunes paraboliques coalescentes (b).

III.5 : Résultats

III.5.1 Variabilité des faciès granulométriques à l'échelle du Bassin

Analyse variographique

Un nombre total de 540 sites sur un total de 3683 a été retenu après selection de la base de données. La plupart des sites sélectionnés sont localisés en Gironde et dans les Landes (Fig. III.18) alors que très peu se trouvent en Dordogne, dans le Lot-et-Garonne et dans les Pyrénées Atlantiques.

Deux raisons principales expliquent cette distribution spatiale :

i. la plupart des dépôts éoliens connus se trouvent en Gironde et dans les Landes. En Dordogne et dans le Lot-et-Garonne, dans des nombreux cas, certains profils qui étaient probablement sur dépôts éoliens n'ont pas été pris en compte en raison d'un manque d'informations supplémentaires (pas de coupes connues, pas de mention dans la carte géologique de dépôts éoliens) ;

ii. dans la base DoneSol, la plupart des sites localisés en Dordogne et Lot-et-Garonne correspondent à des profils sur dépôts fluviatiles holocènes.

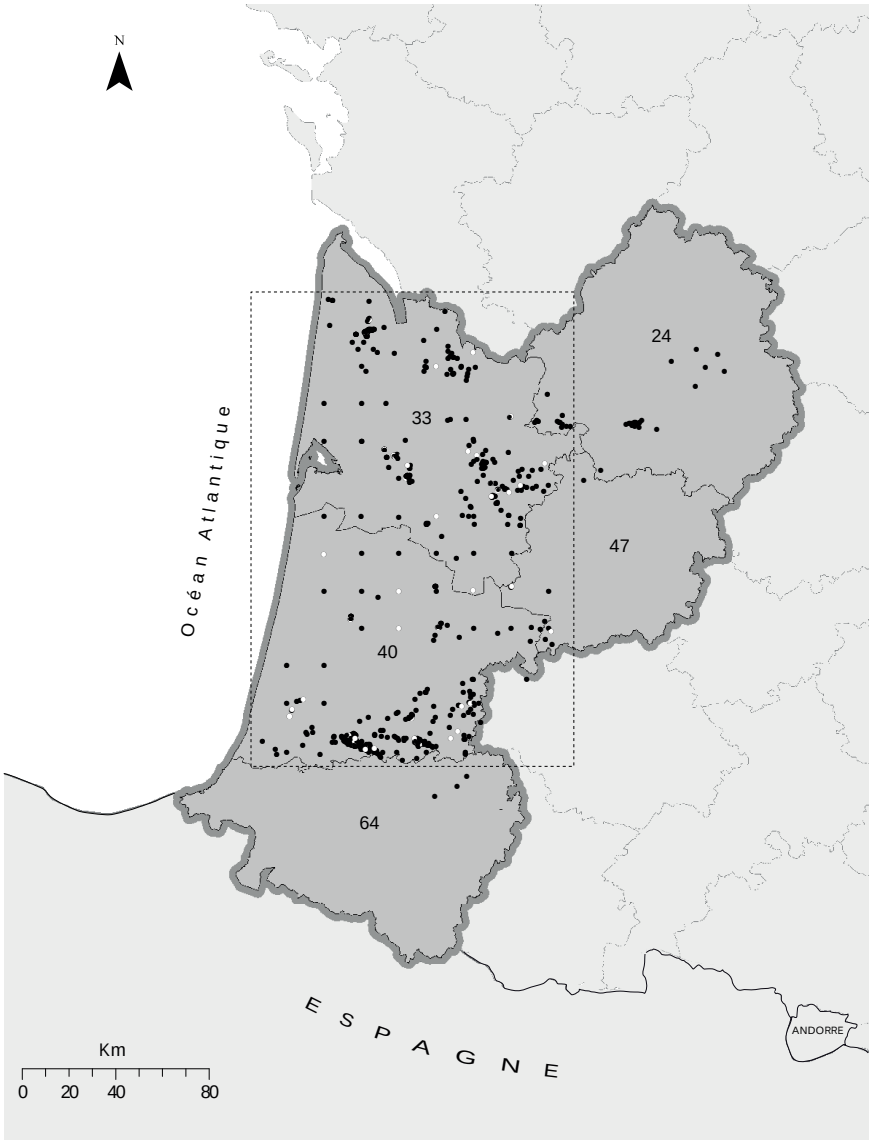


Fig. III.18 : Distribution des sites sélectionnés dans la base DoneSol (N = 540) pour la modélisation des données granulométriques. Le rectangle en pointillé délimite la sélection retenue pour l'analyse géostatistique (N = 513). Au sein du rectangle, les points noirs sont ceux utilisés pour l'interpolation (N = 462) et les blancs ceux utilisés pour la validation croisée (N = 51). 24 = Dordogne ; 33 = Gironde ; 40 = Landes ; 47 = Lot-et-Garonne ; 64 = Pyrénées Atlantiques.

Afin d'obtenir des résultats cohérents, l'analyse géostatistique doit être réalisée sur une aire géographique couverte par un nombre suffisant de sites et ayant peu de secteurs vides. Nous avons donc restreint notre sélection à la Gironde et aux Landes, en n'incluant que l'extrémité occidentale de la Dordogne et du Lot-et-Garonne (Fig. III.18, rectangle en pointillé). Il en résulte un nombre total de 513 points dont 462 ont été utilisés pour l'analyse géostatistique et 51 pour la validation croisée (cercles blancs Fig. III.18).

La figure III.21 montre les histogrammes de fréquence des variables (b1, b2, b3) obtenues après transformation log-rapport isométrique des données granulométriques. Les résultats du test d'Anderson-Darling rejettent toujours l'hypothèse d'ajustement à une loi de normalité (Fig. III.19). L'ajustement à une loi normale d'une variable n'est pas fondamental car le calcul du variogramme et les estimations ne sont pas affectés par la normalité (Gutjahr, 1984 *in* Chery, 1995). Lorsqu'une variable suit une loi normale, il est possible par contre de calculer les intervalles de confiance en se basant sur les écarts-types des estimations obtenus par krigeage.

Les variogrammes expérimentaux ont été construits en suivant le protocole suivant : pour chaque variable la même distance de voisinage et le même nombre de pas de recherche sont utilisés dans le variogramme omnidirectionnel et dans les variogrammes directionnels. Les paramètres utilisés ont été résumés dans le tableau III.7a. Le nombre de paires de points par distance h est présenté dans le tableau III.7b. Ce nombre est toujours supérieur au seuil de 50 paires et nous permet donc de considérer les variogrammes expérimentaux comme fiables. Ceux-ci sont présentés sur la figure III.20 ou pour chaque variable figurent aussi le variogramme omnidirectionnel et les variogrammes directionnels. On remarquera tout d'abord que l'effet pépite est très faible pour les variables b2 et b3, tandis qu'il est plus important pour la variable b1. Pour chaque variable, il n'y a pas de véritable différence entre le variogramme expérimental et les variogrammes directionnels, du moins jusqu' au palier. Ceci révèle l'absence d'une véritable anisotropie spatiale. Le modèle théorique a été établi par conséquent en se basant sur le variogramme omnidirectionnel et cela pour chaque variable.

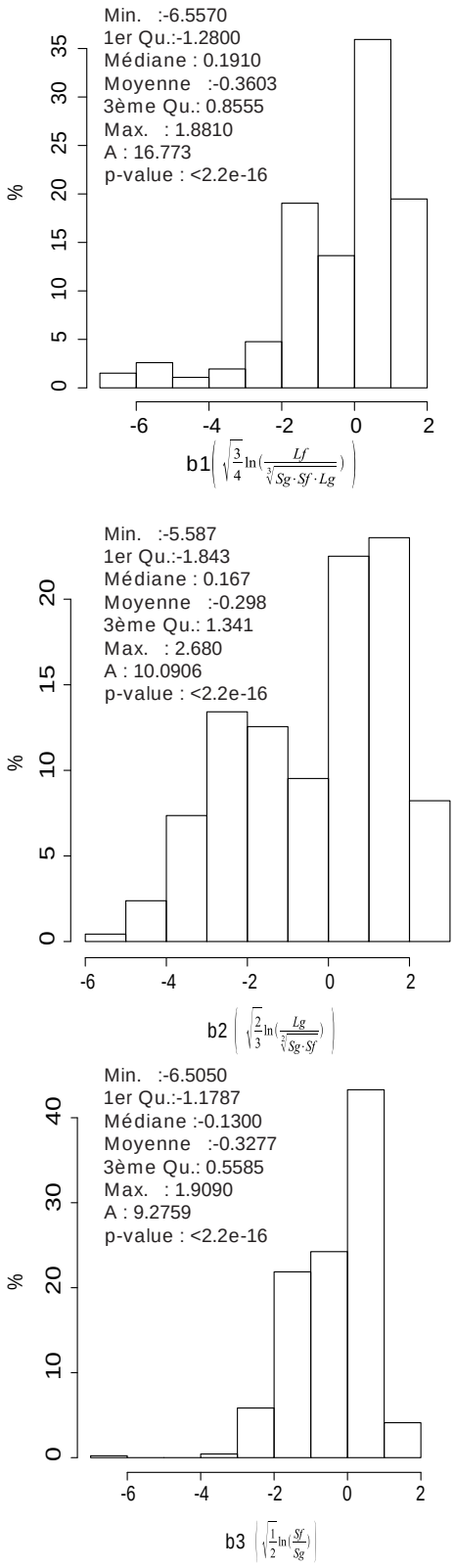


Fig. III.19 : Histogrammes de fréquence des trois log-variables b1, b2, b3, obtenues par transformation log-rapport isométrique des quatre variables granulométriques originelles (% Sable grossier (Sg), % Sable fin (Sf), % Limon grossier (Lg), % Limon fin (Lf)). La valeur A correspond au résultat du test d'Anderson-Darling où une p-valeur > 0.05 indique une distribution s'ajustant à une loi normale.

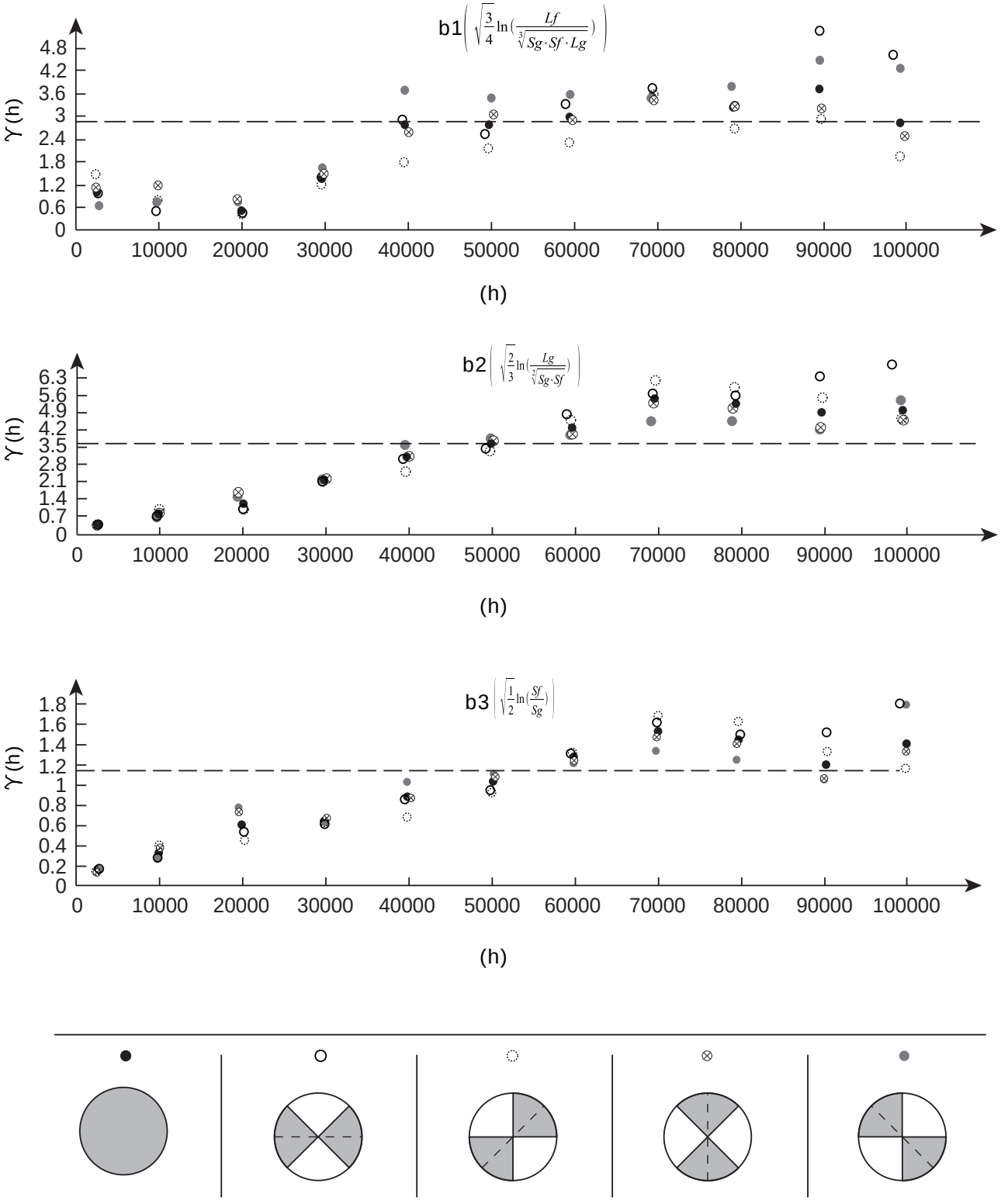


Fig. III.20 : Variogrammes expérimentaux des trois log-variables b1, b2, b3, obtenues par transformation log-rapport isométrique des quatre variables granulométriques originelles (% Sable grossier (Sg), % Sable fin (Sf), % Limon grossier (Lg), % Limon fin (Lf)). Pour chaque variable figurent le variogramme omnidirectionnel et les variogrammes directionnels. Les variogrammes directionnels ont été fait à des intervalles de 45° en procédant dans le sens antihoraire. Ici, le 0 correspond à la direction E-W. La direction correspondant à chaque symbole est indiquée en bas de figure. H = distance entre couples de points ; γ(h) = semi-variance.

A

Min et Max X (m)	Min et Max Y (m)	Nombre pas de recherche	Distance de voisinage (m)
300680 - 432282	1843700 - 2040502	10	10000

B

		Nombre de paires				
Pas	Classe de distance	Omnidirectionnel	0 (E-0)	45 (NE-SW)	90 (N-S)	135 (NW-SE)
0	0-3000	6298	1808	1443	1343	1711
1	3000-10000	12360	3719	2314	2461	3868
2	10000-20000	12106	4083	3361	1970	2692
3	20000-30000	13584	5127	3815	1665	2977
4	30000-40000	13524	4585	3196	2177	3566
5	40000-50000	15984	3768	3969	4224	4023
6	50000-60000	13634	2182	2971	4635	3846
7	60000-70000	11128	1811	2948	3753	2616
8	70000-80000	9634	1445	2355	3372	2462
9	80000-90000	11302	1494	2819	4157	2832
10	90000-100000	10332	796	3211	4370	1955

Tab. III. 7 : Paramètres des variogrammes théoriques dans le cas des données granulométriques et valeur de la qualité d'ajustement (IGF) pour chacune des variables utilisées.

La meilleure qualité d'ajustement (*Goodness of Fit*) du variogramme expérimental au variogramme théorique est obtenue, pour toutes les variables, en utilisant les modèles gaussien et sphérique. Ceux-ci diffèrent toujours très peu, le modèle gaussien étant plus performant pour les variables b1 et b2. En dépit de cela, nous avons préféré utiliser à chaque fois le modèle sphérique. En effet le modèle gaussien passe à proximité de l'axe x avec un gradient proche du zéro et cette propriété peut impliquer des instabilités au niveau des équations du krigeage et des estimations (Wackernagel, 2003 ; Webster et Oliver, 2007). Le variogramme théorique pour b1, b2 et b3 est présenté sur la figure III.21, tandis que les paramètres des variogrammes et la valeur de la qualité d'ajustement ont été résumés dans le tableau III.8.

b1

Modèle	c_0	c	a	IGF
Sphérique	0.29	2.692	64996	0.153
Exponentiel	0.464	2.9	93496	0.261
Gaussien	0.667	2.9	74796	0.135

b2

Modèle	c_0	c	a	IGF
Sphérique	0.148	3.7	66000	0.074
Exponentiel	0.074	3.7	51696	0.27
Gaussien	0.407	3.7	59396	0.06

b3

Modèle	c_0	c	a	IGF
Sphérique	0.144	1.116	83200	0.021
Exponentiel	0.108	1.128	87100	0.057
Gaussien	0.18	1.2	66300	0.025

Tab. III.8 : Paramètres des variogrammes théoriques dans le cas des données granulométriques et valeur de la qualité d'ajustement (IGF) pour chacune des variables utilisées. C0 = Effet pépite ; C = palier: a = portée ; IGF = Meilleure qualité d'ajustement (*Goodness of Fit*).

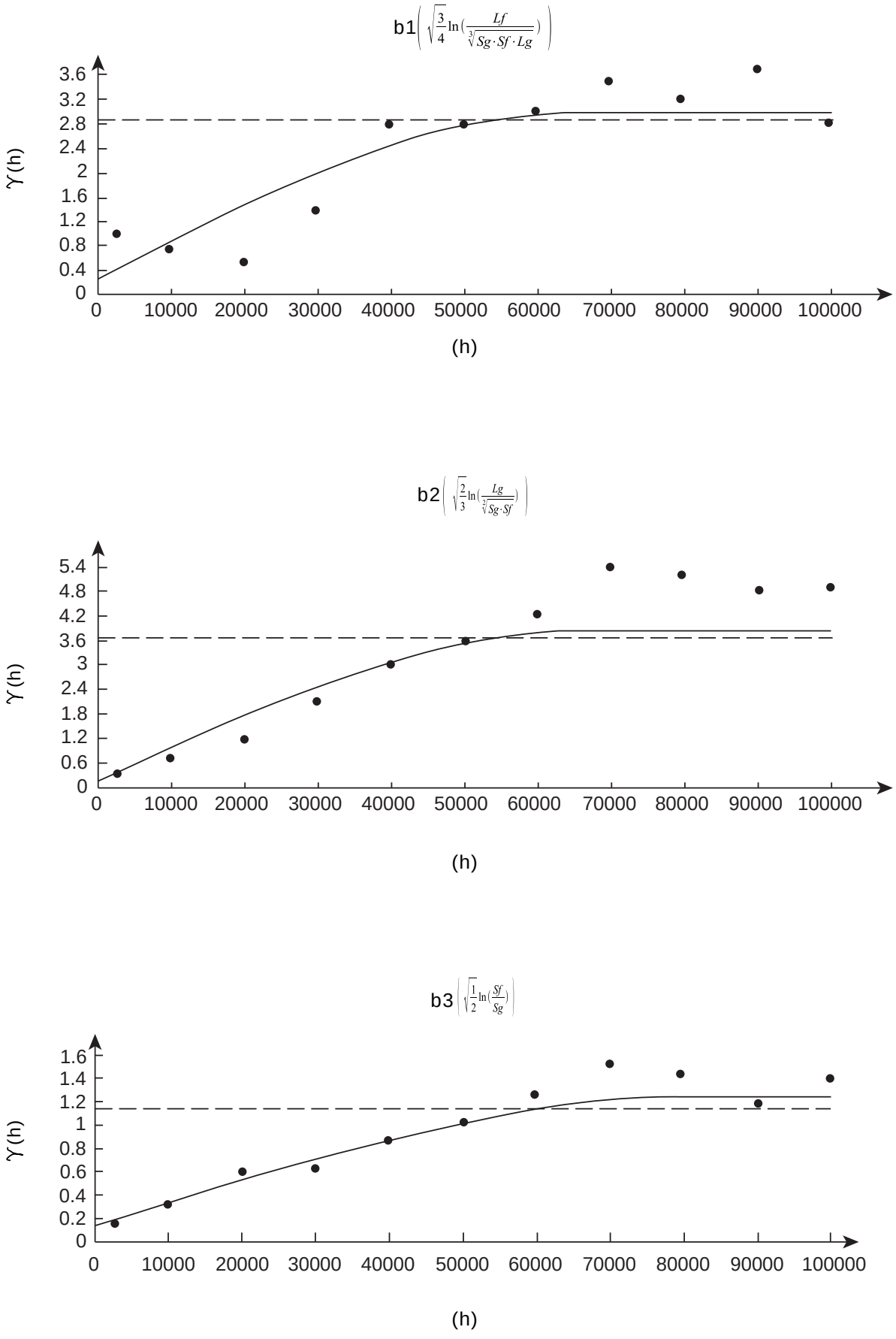


Fig. III.21 : Variogrammes théoriques des trois log-variables b1, b2, b3, obtenues par transformation log-rapport isométrique des quatre variables granulométriques originelles (% Sable grossier (Sg), % Sable fin (Sf), % Limon grossier (Lg), % Limon fin (Lf)). H = distance entre couples de points ; γ(h) = semi-variance.

Krigeage et validation croisée

Les krigeage des trois variables a été réalisé en utilisant pour l'estimation un nombre minimum de 7 voisins, selon un subdivision de 4 secteurs à 45° l'un de l'autre. Les résultats de la validation croisée sont présentés dans le tableau III.9. La valeur de l'erreur moyenne est proche de zéro et l'écart quadratique moyen réduit est proche de 1 pour les trois variables. Les erreurs plus importantes sont observées pour la variable b1, ce qui est normal puisque le variogramme théorique de celle-ci a la moins bonne valeur d'ajustement. Mais on reste globalement sur des valeurs acceptables et le krigeage peut être considéré comme satisfaisant.

Par le biais du jeu de données indépendant (N = 51), il a été possible de comparer les résultats obtenus par krigeage ordinaire des données compositionnelles non transformées et transformées. La valeur du STRESS est égale à 0,55 pour les données transformées et à 0,74 pour les données non transformées. Nous pourrons donc d'ores et déjà conclure que la méthode de transformation des données compositionnelles que nous avons employée permet de réduire significativement les erreurs d'estimation au sein de notre jeu de données. Il faut toutefois souligner que la valeur de 0,55 reste assez élevée, puisque cela veut dire que, globalement, on a un accord entre données estimée et réelles qui est mauvais dans 55 % des cas. L'histogramme de fréquence des valeurs de distance entre données estimées et données réelles montre que pour 86 % des cas la valeur de distance est inférieure à 2, tandis que dans 13 % des cas on a des valeurs plus extrêmes (Fig. III.22). Ces valeurs extrêmes sont donc sans doute à l'origine d'une valeur si haute du STRESS. Par exemple, en enlevant les trois profils vraisemblablement à l'origine des valeurs de distance les plus élevées, on a obtenu une valeur du STRESS de 0,48. D'autre part, le jeu de données indépendant est constitué par un nombre assez réduit d'échantillons en comparaison du jeu de données utilisé pour le krigeage. Il est donc assez sensible à des données extrêmes comme nous venons de le montrer.

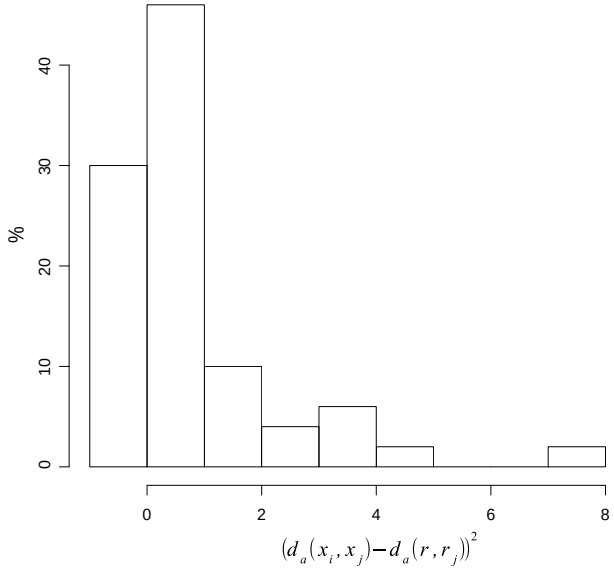


Fig. III.22 : Histogramme de fréquence des valeurs de distance entre données estimées (modélisation par krigeage ordinaire du contenu en sable grossier, sable fin, limon grossier et limon fin) et données réelles (jeu de données indépendant). La distance da est la distance d'Aitchison.

Variable	Modèle	EM	EQM	EQMR
b1	Sphérique	-0,006895	0,7391	1,24
b2	Sphérique	0,02834	0,6673	1,092
b3	Sphérique	0,005999	0,5291	1,106

Tab. III.9 : Résultats de la validation croisée pour le krigeage des données granulométriques selon chacune des variables. EM = Ecart moyen ; EQM = Ecart quadratique moyen ; EQMR = Ecart quadratique moyen réduit.

Cartes de variabilité

Les cartes d'interpolation par krigeage du contenu en sables grossiers, sables fins, limons grossiers et limons fins sont illustrées sur la figure III.23. On peut remarquer les points suivants :

i. pour chaque classe granulométrique, le gradient général est orienté NO-SE ;

ii. les faciès grossiers sont localisés préférentiellement dans la partie septentrionale du bassin et pénètrent vers le sud-est suivant un ligne qui va du delta de la Leyre vers l'extrémité orientale du Sable des Landes ;

iii. la Garonne et l'Adour (et leurs affluents) servent de limites à l'extension des sables. Les faciès sablo-limoneux de transition sont limités à une étroite bande le long du couloir Garonnais, tandis qu'ils sont plus étendus dans la partie nord-orientale et méridionale du bassin ;

iv. dans la zone lœssique, le rapport limons grossiers/limons fins varie peu dans les secteurs étudiés, relativement proches des zones sources de particules.

En plus des tendances générales, chaque fraction granulométrique présente des spécificités :

i. le taux plus élevé en sables moyens à grossiers est localisé au niveau du bassin versant de la Leyre et dans une zone très restreinte à l'extrémité orientale des sables. Cette dernière correspond toutefois à un seul point et sa pertinence et par conséquence limitée;

ii. au nord du bassin, les sables fins atteignent leur taux maximum dans la partie septentrionale du Plateau Girondin, dans un secteur réduit qui se superpose globalement à la ligne de partage des eaux ;

iii. au sud du bassin, le gradient nord-sud des sables fins est double. Ceux-ci augmentent premièrement aux dépens des sables moyens à grossiers, jusqu'à atteindre un taux maximum au niveau d'une bande subparallèle à l'Adour et à ses affluents orientaux. Ensuite leur taux diminue graduellement à la faveur des limons ;

iv. les limons fins, au niveau du couloir Garonnais, présentent deux zones de taux maximum : 1) sur les reliefs bordant la confluence entre la Dordogne et la Garonne ; 2) sur le plateau de l'Entre-deux-Mers.

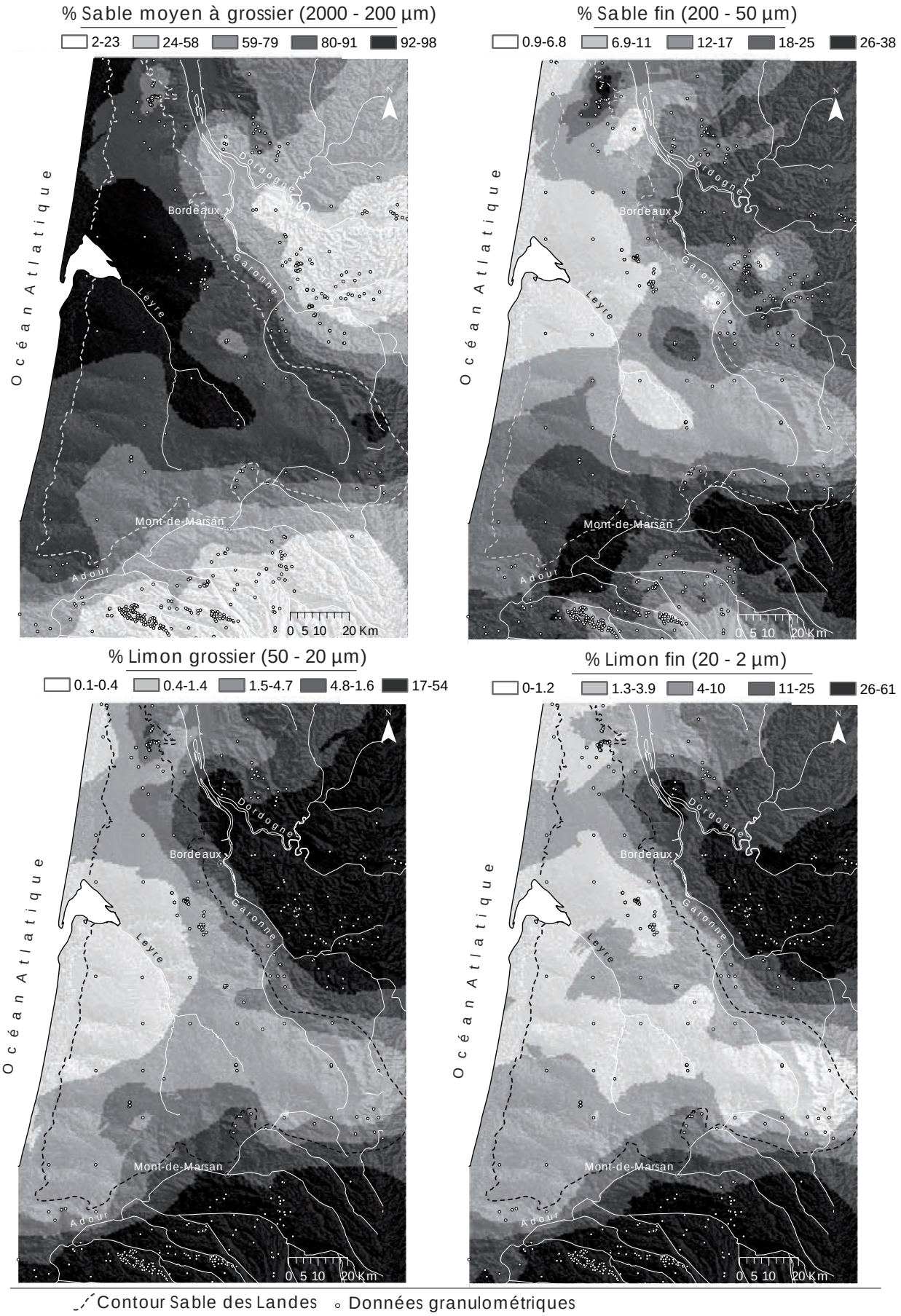


Fig. III.23 : Evolution granulométrique des dépôts éoliens à l'échelle du Bassin aquitain reconstituée par krigeage ordinaire. Les cartes ont été obtenues par rétro-transformation des trois log-variables b1, b2, b3. Sur le fond de la carte, modèle numérique de terrain.

Les cartes de la fig. III.23 ont été construites en utilisant des classes très larges pour les teneurs en limons grossiers et limons fins (Lg : 17-54% ; Lf : 26-61 %). La construction de cartes en employant un nombre plus important de classes pour la teneur en limons dégage des informations supplémentaires :

i. dans le nord du bassin, au niveau de l'Entre-deux-Mers, le secteur caractérisé par un taux très élevé en limons grossiers est situé légèrement plus à l'ouest que celui avec un taux très élevé en limon fins (Fig. III.26). Toujours dans l'Entre-deux-Mers, il semblerait que les zones les plus riches en limons fins se trouvent près de la confluence Garonne / Dropt. Enfin, on notera le gradient orienté N-S dans un secteur restreint localisé au sud-ouest du Plateau de Saintonge Girondine (Fig. III.24) ;

ii. au sud du bassin, les zones à teneurs importantes en limons grossiers sont nettement plus à l'ouest de celles pour les limons fins (Fig. III.25). Il semblerait que le gradient des limons fins soit plus régulier de celui des limons grossiers. Ces derniers se distinguent par la présence de plusieurs zones isolées, localisées en bordure des affluents de l'Adour (Luy, Louts, Gabas) ou de l'Adour lui-même.

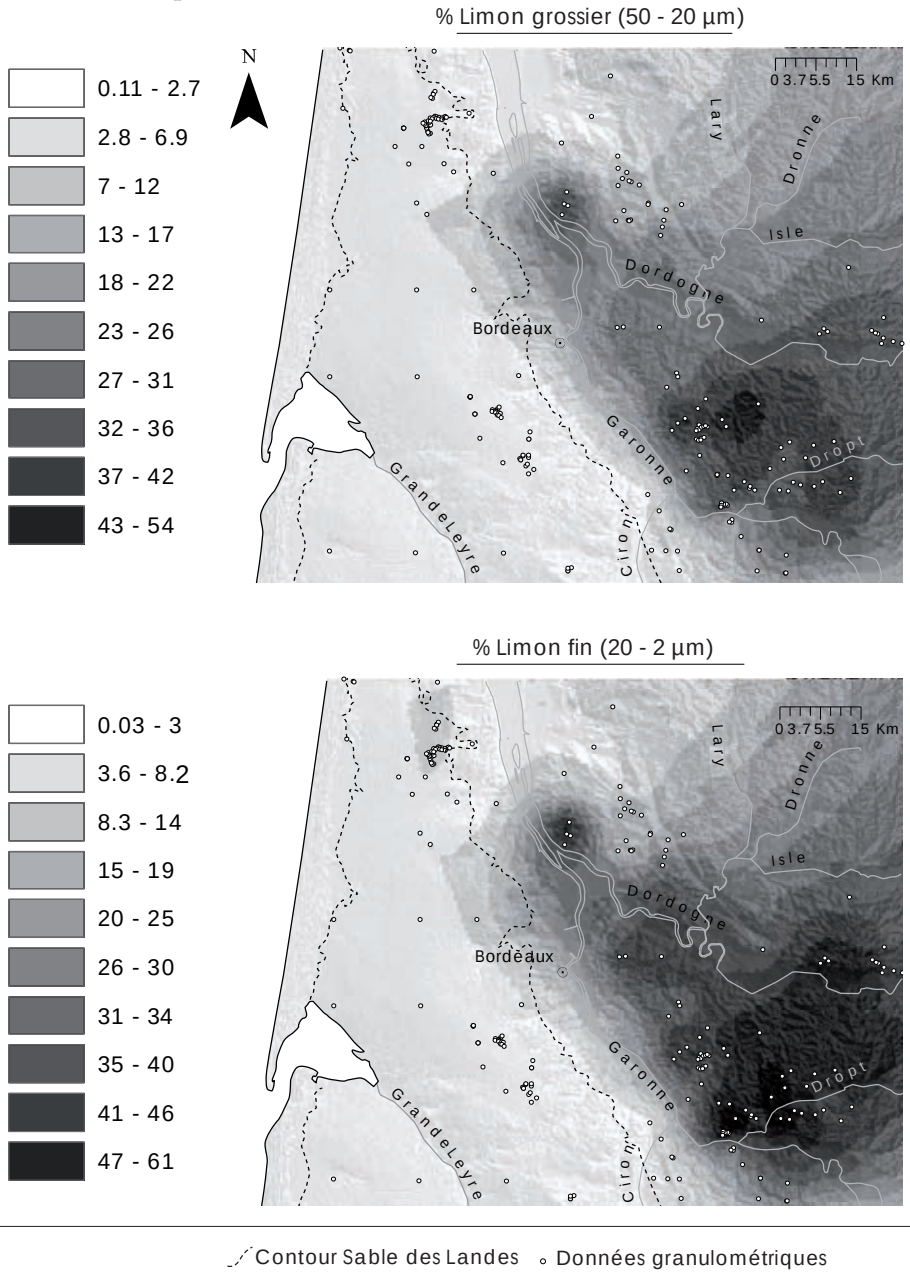


Fig. III.24 : Cartes détaillées du contenu en limon grossier et limon fin des dépôts éoliens du Bassin aquitain septentrional. Les cartes ont été obtenues par rétro-transformation des trois log-variables b1, b2, b3. Sur le fond de la carte, modèle numérique de terrain.

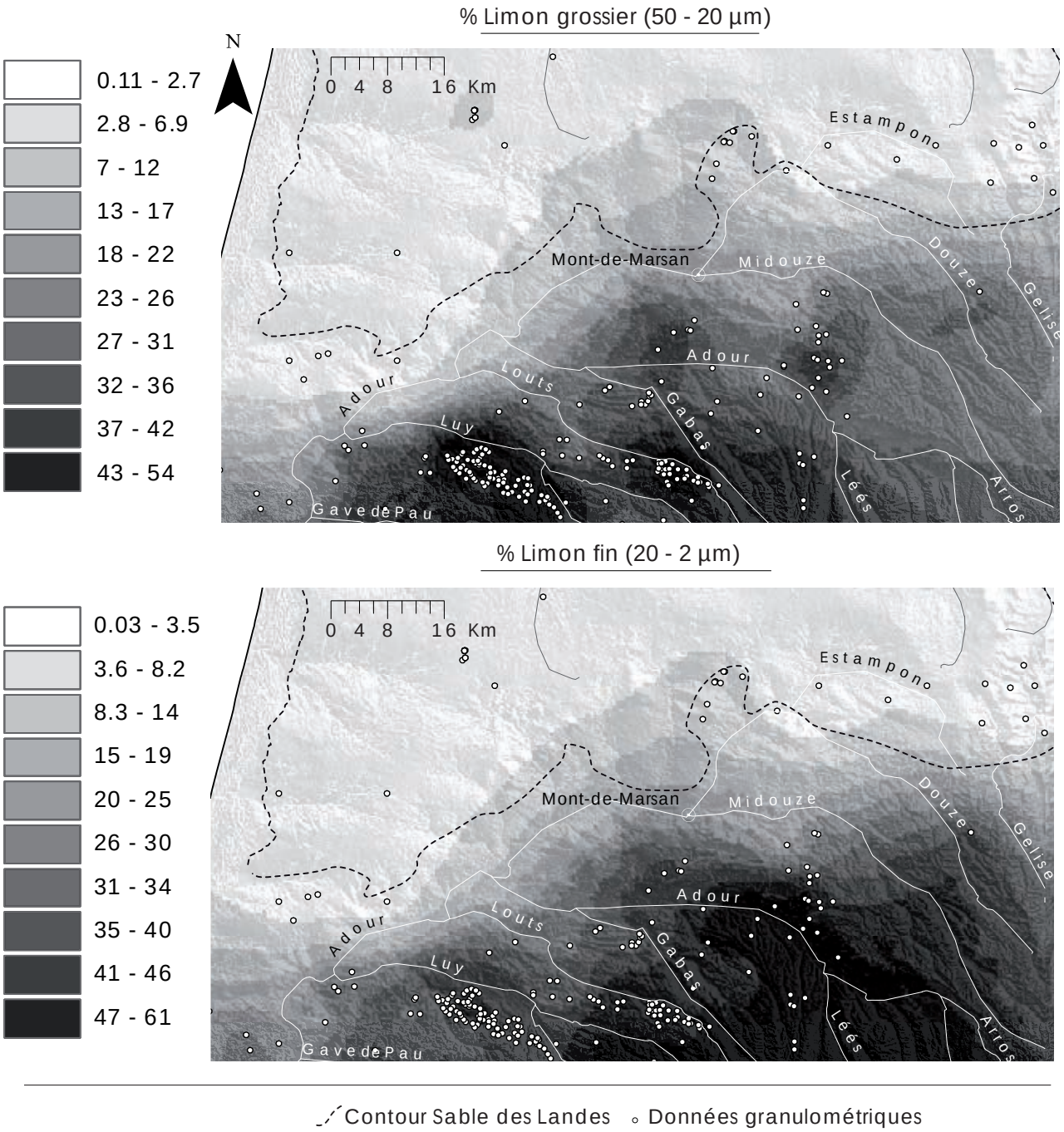


Fig. III.25 : Cartes détaillées du contenu en limon grossier et limon fin des dépôts éoliens du Bassin aquitain méridional. Les cartes ont été obtenues par rétro-transformation des trois log-variables b1, b2, b3. Sur le fond de la carte, modèle numérique de terrain.

Un transect N-S a été réalisé dans les Landes (données inédites P. Bertran ; ce travail) dans le but de comparer les distributions granulométriques d'échantillons ponctuels avec les courbes d'isoteneur granulométrique établies par interpolation (Fig. III.26).

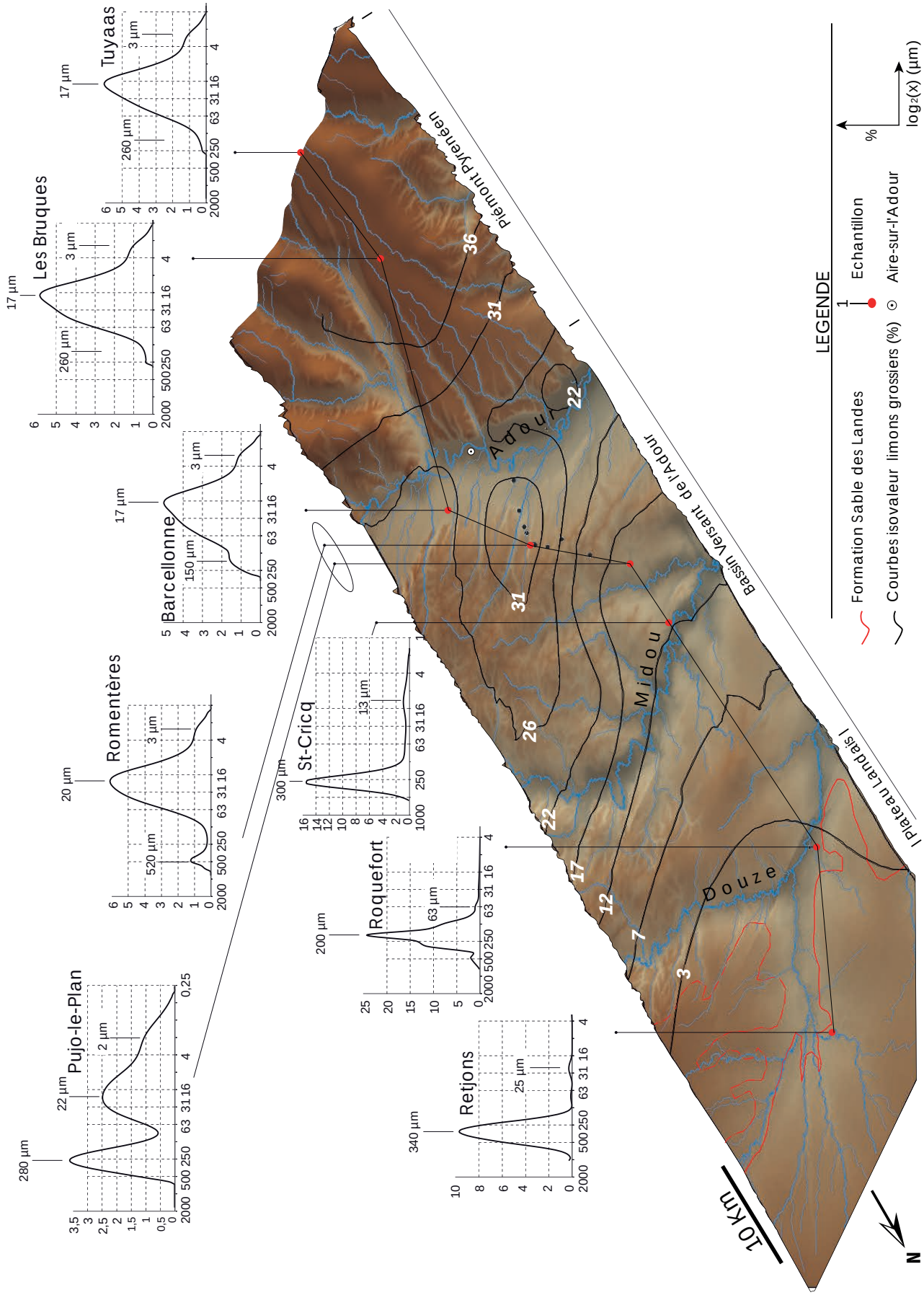


Fig. III.26 : Evolution des modes granulométriques des dépôts éoliens du sud du Bassin Aquitain, en allant des sables éoliens jusqu'aux lœss. Les courbes d'isovaleur du contenu en limons grossiers ont été extraites d'après les cartes d'interpolation de la Fig. III. 25. Le fond cartographique correspond au modèle numérique de terrain.

Le transect traverse les différents faciès éoliens et couvre une distance d'environ 65 km. Nous remarquerons tout d'abord que les sables persistent jusqu'en bordure du plateau landais et se caractérisent par des courbes granulométriques avec un mode égale à 330 µm pour le site le plus au nord et à 200 µm pour celui le plus au sud. Dès que l'on quitte le plateau et que l'on passe dans le bassin versant de l'Adour, on trouve des distributions polymodales dont le mode principal est d'abord sur les sables fins (270 µm) et puis très rapidement sur les limons fins (20 µm). Enfin, sur les premiers reliefs du piémont pyrénéen, on revient à des courbes unimodales dont le mode est centré autour de 16 µm. Si l'on considère l'évolution du mode sur les sables entre la partie septentrionale du bassin versant de l'Adour et le piémont pyrénéen, celui-ci est très variable (170 et 490 µm) et aucune corrélation avec la distance ne semble se dégager. En revanche, le mode sur les limons varie régulièrement en fonction de la distance puisque il est d'environ 25 µm pour le site le plus proche du plateau sableux et de 16 µm pour le site le plus distant. Pour tous les sites localisées entre le bassin versant de l'Adour et le piémont pyrénéen, on remarque aussi la présence d'un troisième mode centré autour de 3 µm.

En Gironde, nous n'avons pas pu réaliser un transect sur une longue distance comme pour les Landes. Cependant les courbes de distribution granulométrique des différents échantillons de sables et de limons éoliens du nord du Bassin et leur position dans le paysage donnent des informations significatives (Fig. III.27) :

i. les sables éoliens en Saintonge Girondine se distinguent par des modes entre 300 et 600 µm ;

ii. les limons éoliens dans le plateau de l'Entre-deux-Mers dans un secteur près des sources éoliennes potentielles se caractérisent par des courbes unimodales, avec un mode autour de 34-30 µm. Ce mode est sensiblement plus grossier que celui observé dans les Landes ;

iii. en Dordogne, les lœss sont également unimodaux mais le mode sur les limons est beaucoup plus fin. Il semblerait y avoir une évolution des modes vers le sud-ouest comme le suggère la différence entre Petit Bost-Landry (15 µm) et Barbas (12 µm).

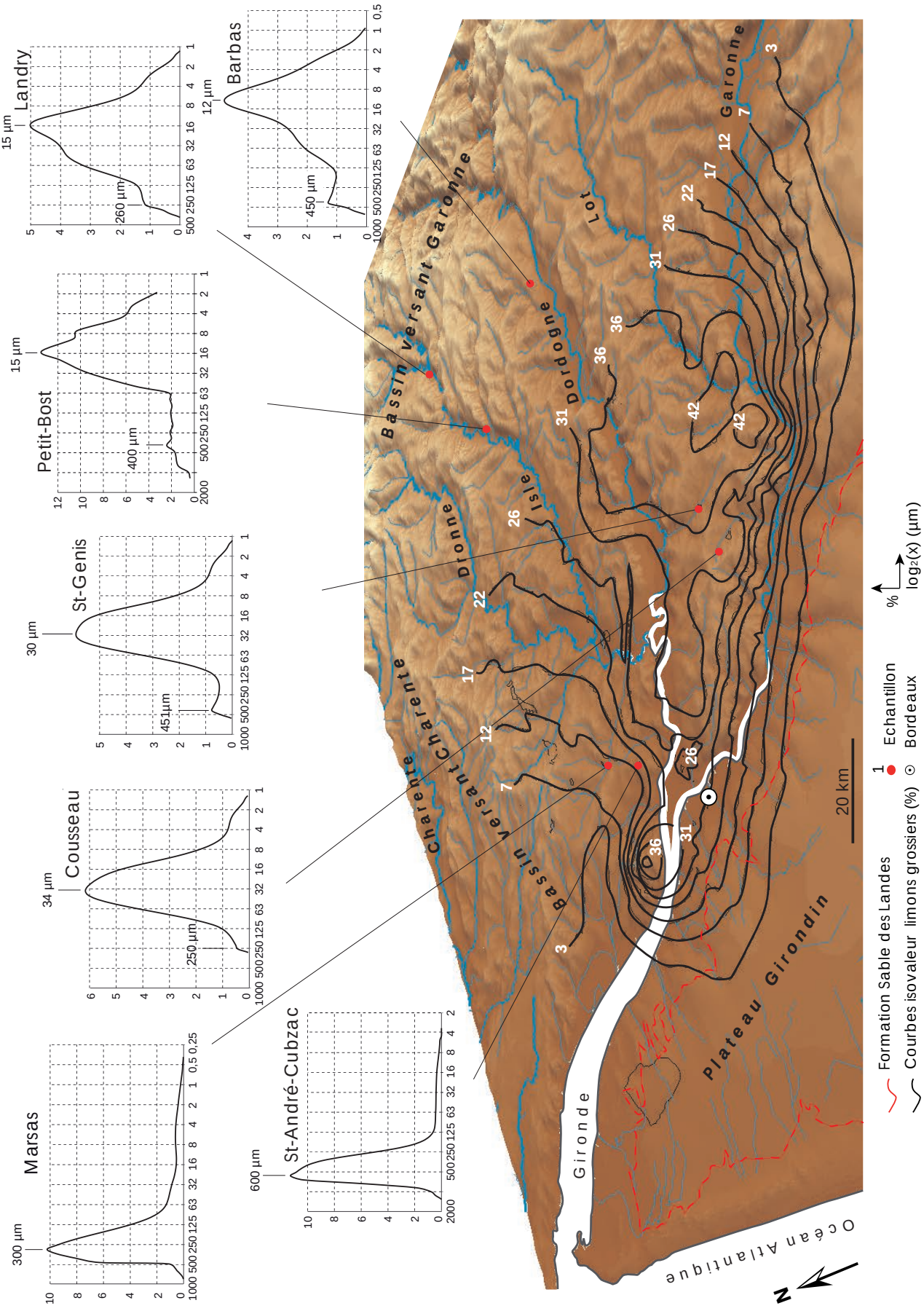


Fig. III.27 : Evolution des modes granulométriques des dépôts éoliens du nord du Bassin Aquitain, en allant des sables éoliens jusqu'aux lœss. Les courbes d'isovaleur du contenu en limons grossiers ont été extraites d'après les cartes d'interpolation montrées en Fig. III. 24. Le fond cartographique correspond au modèle numérique de terrain.

III.5.2 Variabilité des épaisseurs à l'échelle du Bassin

Analyse variographique

Deux jeux de données, un pour le nord (1) et l'autre pour le sud du Bassin Aquitain (2), ont été établis après nettoyage de la base des données. Tous les sites du nord du bassin se trouvent dans le département de la Gironde, tandis qu'au sud, mis-à-part deux sites dans les Pyrénées Atlantiques, les sites correspondent au département des Landes. Pour chaque jeu de données, nous avons réalisé deux sélections : a) tous sites confondus, qu'il s'agisse de sites où l'épaisseur totale est connue (base et sommet des dépôts éoliens connus) ou de sites où la base des limons éoliens n'a pas été atteinte (profil ou coupe peu profonds) ; b) sites pour lesquels l'épaisseur totale est connue.

La répartition spatiale des sites au sein des sélections est montrée sur la figure III.28.

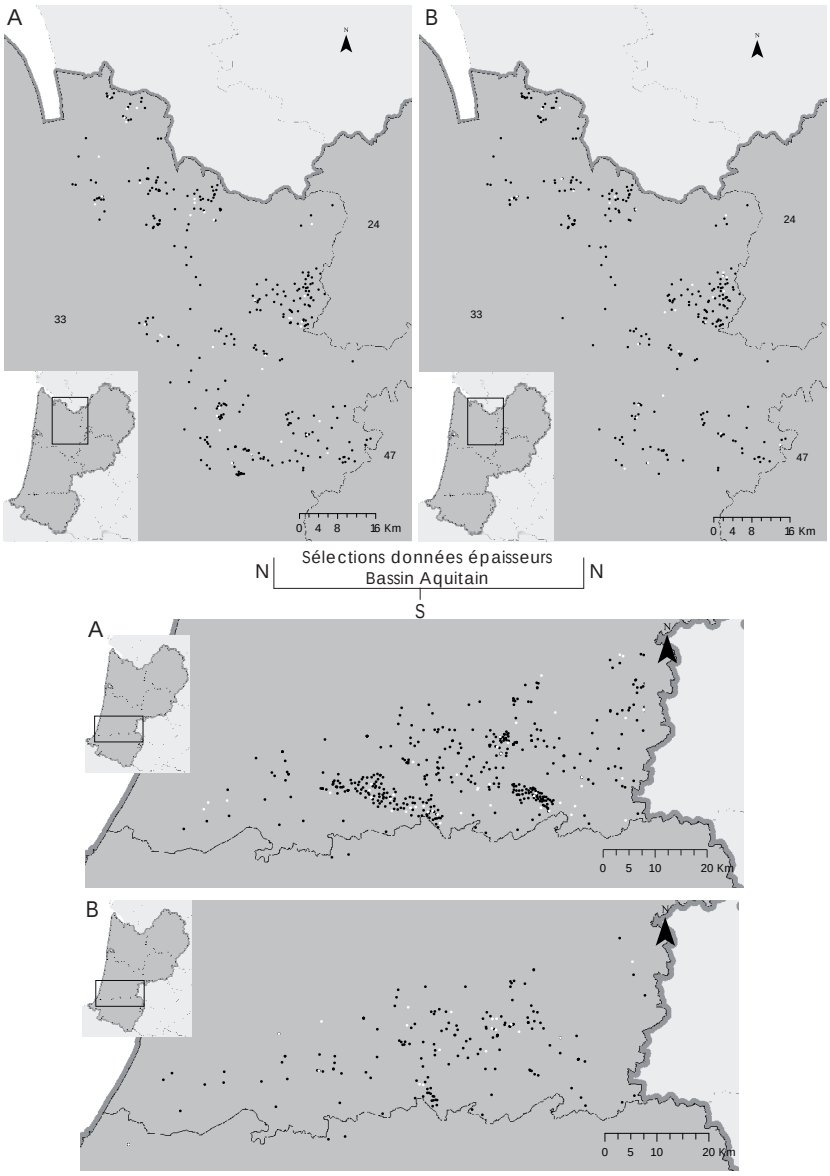


Fig. III.28 : Distribution des sites sélectionnés dans la base DoneSol pour la modélisation des épaisseurs des lœss au sein du Bassin Aquitain (Gironde : partie supérieure de la figure ; Landes : partie inférieure de la figure). Les cartes de distribution identifiées par la lettre A correspondent aux sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites ou la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) tandis que celles identifiées par la lettre B correspondent aux sélections des sites pour lesquels l'épaisseur total est connu. Dans ces cartes, les points noirs sont les sites utilisés pour l'interpolation et les points blancs sont les sites utilisés pour la validation croisée (= 10 % du nombre total des points). Gironde : sélection A, N = 292 ; sélection B, N = 252. Landes : sélection A, N = 434 ; sélection B, N = 175.

En Gironde, la sélection A compte un nombre total de 292 points et la sélection B un nombre total de 252 points. La distribution spatiale des sites, dans les deux cas, est plutôt hétérogène. Au sud du bassin, la sélection A compte 434 points et l'autre 175 points. La répartition spatiale des sites est ici plus régulière, bien que subsistent certaines zones de concentration de points.

Comme pour les données granulométriques, 10 % du nombre total de points ont été enlevés pour chaque sélection en vue de la validation croisée (cercles blancs ; Fig. III.28).

Les histogrammes de fréquence pour les différentes sélections sont présentés sur la Fig. III.29. En Gironde, la distribution des valeurs est toujours asymétrique positive, la classe des valeurs autour de zéro étant dominante. Dans le sud la distribution des valeurs est comparable à la précédente alors qu'elle est plus hétérogène pour la sélection B. Les résultats du test d'Anderson-Darling rejettent pour chaque sélection l'hypothèse d'ajustement à une loi normale. Mais, comme nous l'avons dit précédemment, la normalité des valeurs n'est pas un prérequis obligatoire pour le krigeage.

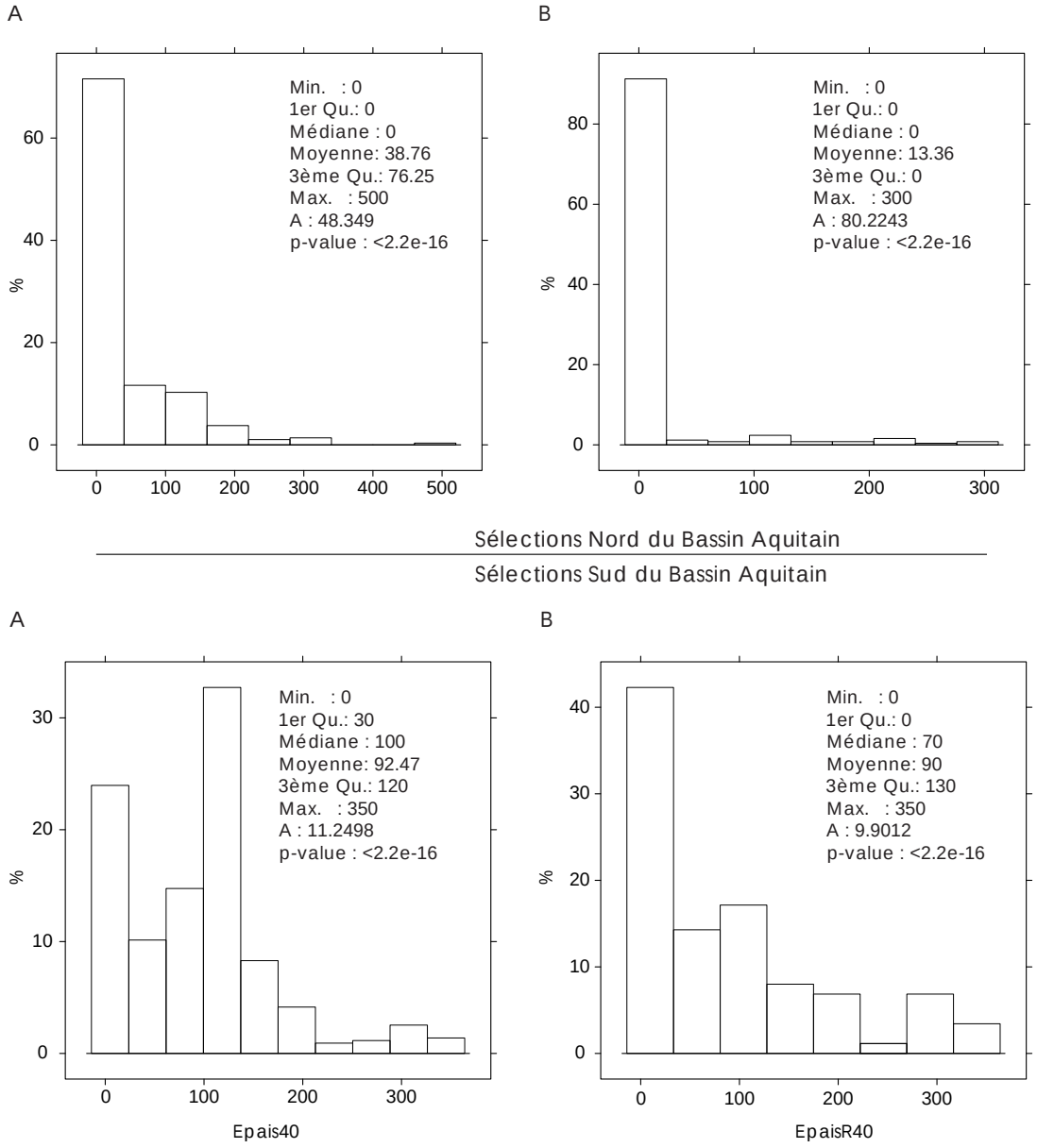


Fig. III.29 : Histogrammes de fréquence des épaisseurs des lœss pour les différentes sélections du Bassin Aquitain. A : sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites où la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) ; B : sélections des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connu. La valeur A correspond au résultat du test d'Anderson-Darling où une p-valeur > 0.05 indique une distribution s'ajustant à une loi normale.

Les variogrammes expérimentaux ont été construits en suivant le protocole utilisé pour les données granulométriques. Les paramètres principaux sont présentés dans les tableaux III.10 et III.11. Pour l'ensemble des sélections, le nombre de couples est toujours supérieur au seuil de 50, mis à part deux variogrammes directionnels (dir = 90) des sélections A et B du sud du bassin. Globalement, le nombre de couples selon la direction est assez comparable en ce qui concerne les sélections de la Gironde. Une variabilité plus forte s'observe pour les sélections du sud du bassin et particulièrement pour la sélection A.

	Min et Max X (m)	Min et Max Y (m)	Nombre pas de recherche	Distance de voisinage (m)
A	364142-426748	1956097-2036380	12	2828
B	364142-426748	1956400-2036380	12	2821

A

		Nombre de paires				
Pas	Classe de distance	Omnidirectionnel	0 (E-0)	45 (NE-SW)	90 (N-S)	135 (NW-SE)
0	0-760	690	199	482	147	164
1	760-2821	2456	590	567	638	661
2	2821-5642	3110	781	779	774	776
3	5642-8463	3406	872	842	831	861
4	8463-11284	4002	1224	1071	777	927
5	11284-14105	3964	1142	991	840	991
6	14105-16926	3216	813	825	795	783
7	16926-19747	3490	845	814	900	931
8	22568-25389	4468	922	999	1312	1235
9	25389-28210	5060	963	952	1567	1578
10	28210-31031	5884	1039	1042	1903	1908
11	31031-33852	5504	749	1063	2003	1689
12	33852-36673	5350	760	1072	1915	1603

B

		Nombre de paires				
Pas	Classe de distance	Omnidirectionnel	0 (E-0)	45 (NE-SW)	90 (N-S)	135 (NW-SE)
0	0-760	628	169	144	146	171
1	760-2821	2356	592	584	586	594
2	2821-5642	2600	630	656	670	644
3	5642-8463	2766	727	728	656	655
4	8463-11284	2942	944	827	527	644
5	11284-14105	2748	768	753	606	621
6	14105-16926	2332	509	658	657	508
7	16926-19747	2668	567	675	767	659
8	22568-25389	3318	619	666	1040	993
9	25389-28210	3942	755	525	1216	1446
10	28210-31031	4436	753	543	1465	1675
11	31031-33852	4254	525	614	1602	1513
12	33852-36673	3710	500	533	1355	1322

Tab. III.10 : En haut : paramètres utilisés dans la construction des variogrammes expérimentaux dans le cas de la sélection des données d'épaisseur pour le nord du Bassin Aquitain ; A : nombre de paires de points par distance h dans le cas omnidirectionnel et dans le cas de différentes directions au sein des sélections A du nord du Bassin Aquitain. B : nombre de paires de points par distance h dans le cas omnidirectionnel et dans le cas de différentes directions au sein des sélections B du nord du Bassin Aquitain.

	Min et Max X (m)	Min et Max Y (m)	Nombre pas de recherche (h)	Distance de voisinage (m)
A	292309 - 393100	1837959-1878132	20	2712
B	292000 - 392000	18370000-1878000	20	2701

A

		Nombre de paires				
Pas	Classe de distance	Omnidirectionnel	0 (E-0)	45 (NE-SW)	90 (N-S)	135 (NW-SE)
0	0-815	2132	548	513	525	569
1	815-2712	8096	2480	1665	1569	2384
2	2712-5424	8314	2782	1651	1375	2506
3	5424-8136	11760	3392	2805	2490	3079
4	8136-10848	14892	4033	3316	3413	4130
5	13560-16272	13664	4113	3147	2719	3683
6	16272-18984	13298	4656	3645	1993	5004
7	18984-21696	13712	5220	4065	1636	2791
8	21696-24408	13164	5382	4127	1200	2455
9	24408-27120	11272	5156	3911	480	1725
10	27120-29832	11244	5210	3963	412	1659
11	29832-32544	10872	4896	3752	540	1684
12	32544-35256	8842	4208	2814	213	1607
13	35256-37968	6986	3384	2241	109	1252
14	37968-40680	6012	2986	1926	20	1080
15	40680-43392	5074	2521	1732	16	805
16	43392-46104	4176	2087	1596		492
17	46104-48816	2998	1950	1642		312
18	48816-51528	3668	1834	1408		426
19	51528-54240	3146	1573	1262		311
20	54240-56952	2425	1213	1096		117

B

		Nombre de paires				
Pas	Classe de distance	Omnidirectionnel	0 (E-0)	45 (NE-SW)	90 (N-S)	135 (NW-SE)
0	0-815	428	142	131	77	86
1	815-2712	998	276	248	223	251
2	2712-5424	1284	369	329	273	313
3	5424-8136	1980	527	508	463	482
4	8136-10848	2378	702	571	488	618
5	13560-16272	2302	686	620	465	531
6	16272-18984	2188	749	653	345	441
7	18984-21696	2456	864	694	364	534
8	21696-24408	2106	826	614	227	439
9	24408-27120	1734	761	591	106	276
10	27120-29832	1652	720	517	106	309
11	29832-32544	1560	730	507	50	273
12	32544-35256	1104	514	347	38	205
13	35256-37968	818	404	292	5	117
14	37968-40680	878	437	310		129
15	40680-43392	898	448	338		111
16	43392-46104	676	336	241		97
17	46104-48816	648	324	289		35
18	48816-51528	544	272	205		67
19	51528-54240	506	253	198		55
20	54240-56952	242	121	104		17

Tab. III.11 : En haut: paramètres utilisés dans la construction des variogrammes expérimentaux dans le cas de la sélection des données d'épaisseur pour le sud du Bassin Aquitain ; A : nombre de paires de points par distance h dans le cas omni-directionnel et dans le cas de différentes directions au sein des sélections A du sud du Bassin Aquitain. B : nombre de paires de points par distance h dans le cas omnidirectionnel et dans le cas de différentes directions au sein des sélections B du sud du Bassin Aquitain.

Les variogrammes expérimentaux, présentés sur la fig. III.30, se caractérisent par :

i. un effet pépite assez important pour toutes les sélections ;

ii. une forte variabilité des valeurs de la semi-variance à partir d'environ 20 km pour les sélections du nord du bassin et d'environ 30 km pour les sélections du sud. Cette variabilité est à mettre en relation à notre avis avec la distribution spatiale des sites ;

iii. une anisotropie selon la direction E-W dans la sélection A du jeu de données 1 (nord du bassin) ;

iv. une anisotropie selon la direction NW-SE dans la sélection B du jeu de données 2 (sud du bassin).

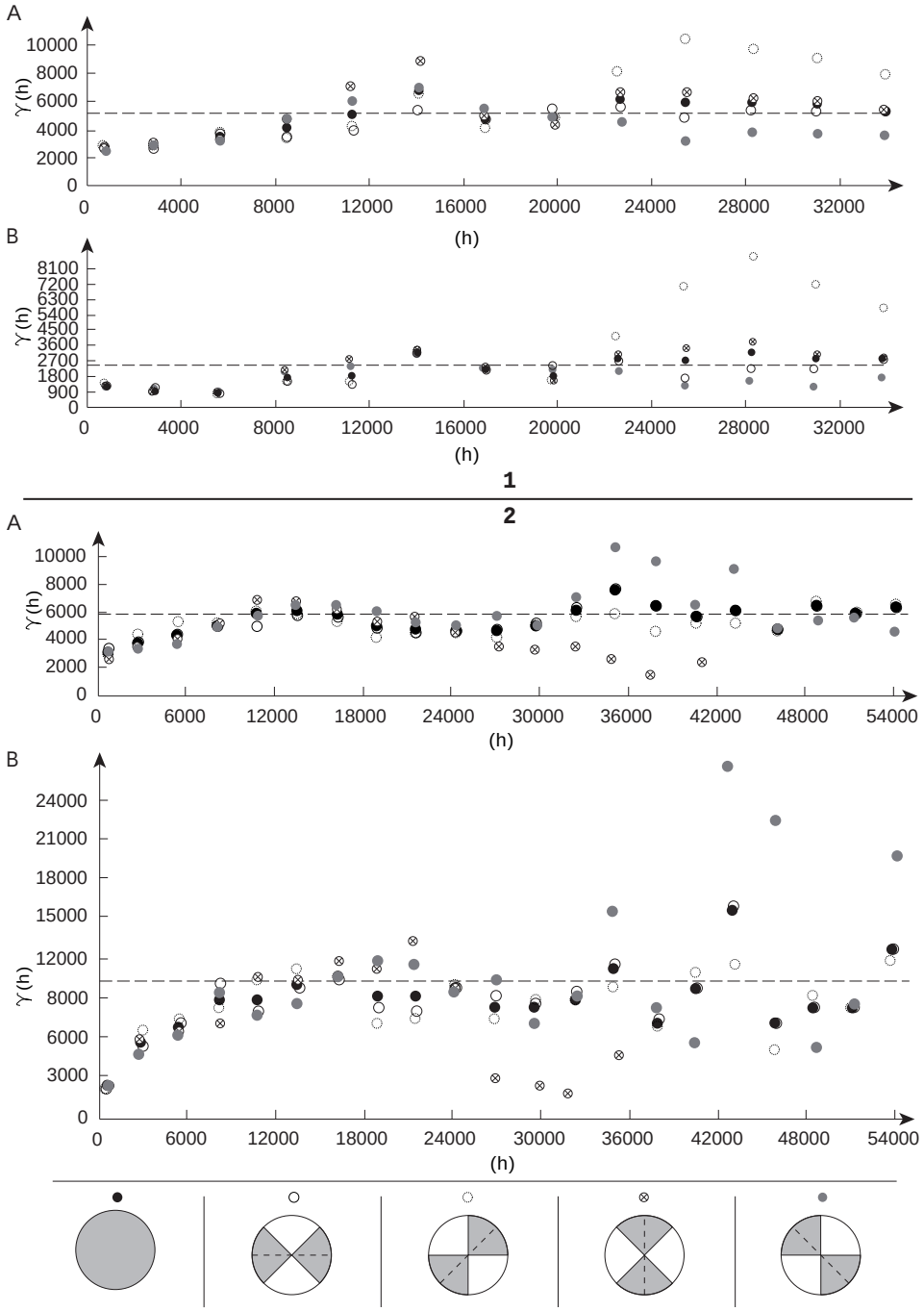


Fig. III.30 : Variogrammes expérimentaux pour les différentes sélections d'épaisseur des lœss du Bassin Aquitain. 1 : sélections nord du Bassin Aquitain ; 2 : sélections sud du Bassin Aquitain. A : sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites ou la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) ; B : sélections des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connue. Pour chaque variable figurent le variogramme omnidirectionnel et les variogrammes directionnels. Les variogrammes directionnels ont été fait à des intervalles de 45° en procédant dans le sens antihoraire. Ici, le 0 correspond à la direction E-W. La direction correspondant à chaque symbole est indiquée en bas de figure. H = distance entre couples de points ; γ(h) = semi-variance.

Les variogrammes théoriques ont été construits sur la base de ces paramètres. Nous avons donc pris en compte l'anisotropie pour les deux sélections signalées ci-dessus alors que les variogrammes omnidirectionnels ont été utilisés pour les deux autres. Les paramètres des variogrammes théoriques ainsi que la meilleure qualité d'ajustement sont résumés dans le tableau III.12 et les fonctions d'ajustement retenues montrées sur la Fig. III.31.

A

Modèle	c_0	c	a	IGF
Sphérique	**2132**	**3067.83**	**20398**	**0.021**
Exponentiel	1819,83	3431	24478	0.028
Gaussien	2495.83	2911.83	21078.9	0.015

B

Modèle	c_0	c	a	IGF
Sphérique	**525**	**2100**	**23800**	**0.098**
Exponentiel	400	2250	23118	0.13
Gaussien	725	2000	20058	0.073

Sélections nord Bassin Aquitain

Sélections sud Bassin Aquitain

A

Modèle	c_0	c	a	IGF
Sphérique	**2668**	**3364**	**14294.5**	**0.047**
Exponentiel	2378	3654	15946	0.049
Gaussien	3074	3132	13194.5	0.059

B

Modèle	c_0	c	a	IGF
Sphérique	1870	9511,7	20900	0.16
Exponentiel	**1650**	**9511,7**	**20900**	**0.15**
Gaussien	2530	9511,7	18148	0.20

Tab. III.12 : Paramètres des variogrammes théoriques dans le cas des données épaisseurs pour le sud et le nord du Bassin et dans les deux types de sélections A et B. C_0 = Effet pépite ; C = palier: a = portée ; IGF = Meilleure qualité d'ajoustement (*Goodness of Fit*).

Pour les sélections du nord du Bassin Aquitain, le modèle gaussien présente le meilleur ajustement. Cependant nous n'avons pas considéré ce modèle en raison des problèmes soulignés précédemment (*cf.* III.4). Les deux variogrammes théoriques ont plutôt été modélisés par une fonction sphérique, sachant que l'on reste sur des qualités d'ajustement tout à fait comparables entre fonction sphérique et gaussienne. L'effet pépite correspond à environ 41 % de la variance totale pour la sélection A et à 21 % pour la sélection B.

Pour les sélections du sud du bassin, le modèle sphérique a le meilleur ajustement pour la sélection A et le modèle exponentiel pour la sélection B. Les deux variogrammes théoriques ont par conséquence été modélisés avec ces deux fonctions. L'effet pépite est d'environ 46 % pour la sélection A et d'environ 16 % pour la sélection B.

Si l'on considère les deux jeux de données (nord et sud du Bassin Aquitain), on remarquera que l'effet pépite est moins élevé pour les sélections établies à partir des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connue. Cela veut dire que le fait de prendre en compte des sites où l'épaisseur total n'est pas connu est probablement une source d'erreur - outre celles liées aux erreurs de mesure et à la distribution hétérogène des sites.

Krigeage et validation croisée

Le krigeage des épaisseurs a été fait avec un nombre minimum de 7 voisins et selon une subdivision de 4 secteurs à 45° l'un de l'autre. Les résultats de la validation croisée, présentés dans le tableau III.12, montrent que :

i. pour les sélections du nord du bassin, le krigeage réalisé sur la sélection toutes épaisseurs confondus (A) est globalement plus proche de la réalité ;

ii. pour les sélections du sud du bassin (B), les résultats du krigeage sont comparables.

Comme pour les données granulométriques, nous avons comparé ces résultats à la validation croisée réalisée au moyen d'un jeu de données indépendant. Un résumé des statistiques pour les jeux de données indépendants de chaque sélection est fourni dans le tableau III.13. Ces résultats montrent que :

i. la moyenne des données est sensiblement différente pour les sélections du nord du bassin aquitain (A = 60,69 cm données observées – 37,66 données estimées ; B = 9,83 données observées – 17,39 cm données estimées) alors que pour les sélections du sud la différence est faible (A = 85,38 cm données observées – 81,02 cm données estimées ; B = 106,6 cm données observées – 105,2 cm données estimées) ;

ii. l'interpolation par krigeage diminue systématiquement l'écart type des valeurs des épaisseurs autour de la moyenne ;

iii. les écarts entre valeurs observées et valeurs estimées sont plus importants pour les sélections du nord du bassin que pour celles du sud.

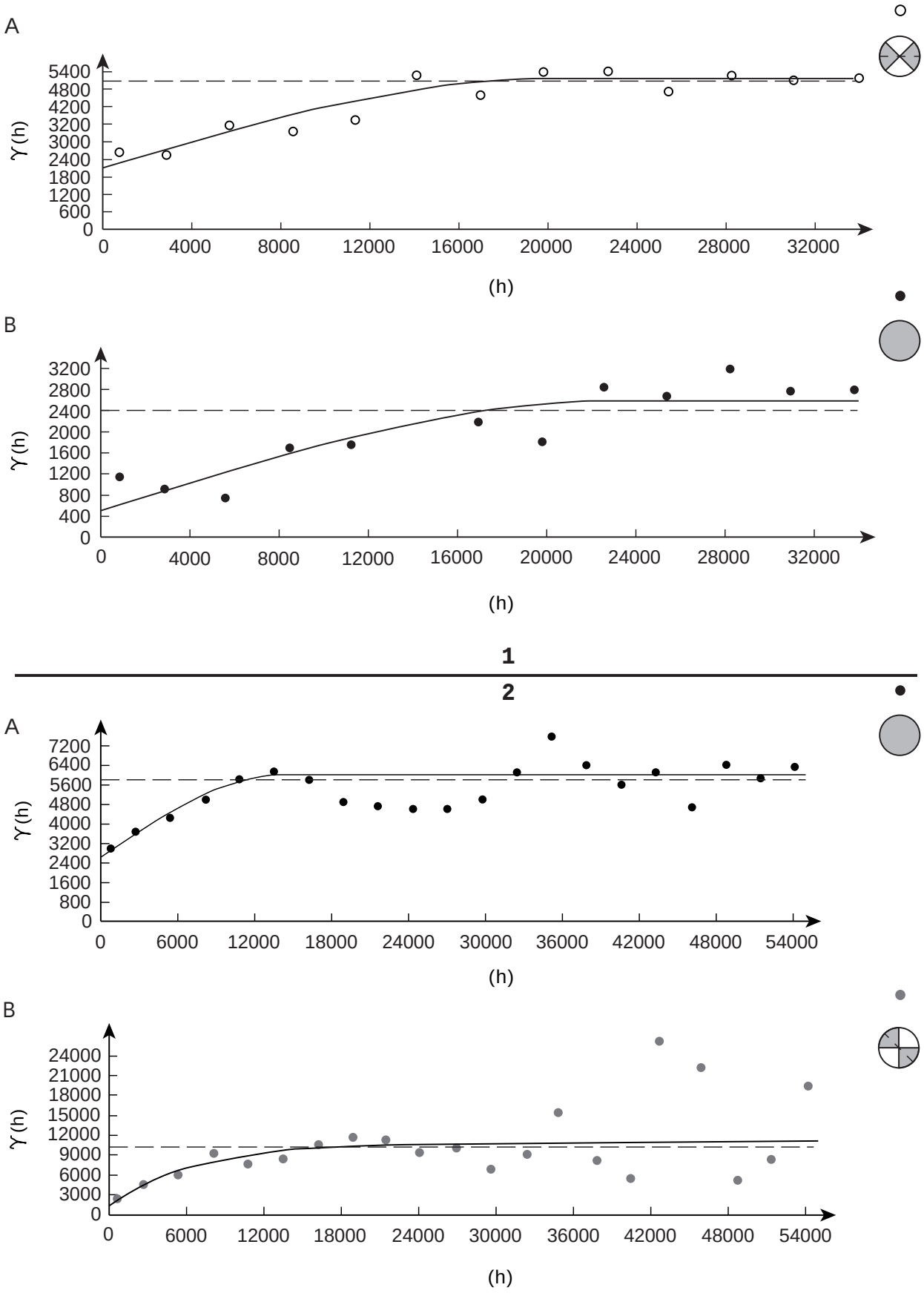


Fig. III.31 : Variogrammes théoriques pour les différentes sélections d'épaisseurs des loess du Bassin Aquitain. Pour les symboles des variogrammes se référer à la Fig. III. 30. 1 : sélections nord du Bassin aquitain ; 2 : sélections sud du Bassin Aquitain. A : sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites ou la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) ; B : sélections des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connue. H = distance entre couples de points ; γ(h) = semi-variance.

Nord du Bassin Aquitain

Sélection	Modèle	EM	EQM	EQMR
A	Sphérique	0,09471	57,57	1,093
B	Sphérique	-0,2899	41,35	1,427

Sud du Bassin Aquitain

Sélection	Modèle	EM	EQM	EQMR
A	Sphérique	0,7872	57,7	0,9812
B	Exponentiel	1,101	64,72	0,9985

Tab. III.13 : Résultats de la validation croisée pour les données d'épaisseur pour la sélection du nord et du sud du Bassin aquitain. EM = Ecart moyen ; EQM = Ecart quadratique moyen ; EQMR = Ecart quadratique moyen réduit.

Le test d'Anderson-Darling a été réalisé sur l'écart entre valeurs estimées et valeurs observées. Les résultats du test montrent que pour les sélections du sud du bassin la distribution des valeurs suit une loi normale au niveau de probabilité α = 5 % (A2 > 0,787). Cela nous permet d'estimer la précision de la ré-estimation des valeurs d'épaisseurs à 57,43 cm pour la sélection A (toutes épaisseurs confondues) et à 77,73 cm pour la sélection B (épaisseurs totales connues). Enfin, la racine carrée de l'écart quadratique moyen nous permet d'estimer une erreur moyenne de 81,81 cm pour la sélection A et de 91,49 cm pour la sélection B.

La droite de corrélation établie pour chaque sélection est présentée sur la Fig. III.32. On remarque tout d'abord que les erreurs les plus importantes sont liées aux valeurs extrêmes. Cela est particulièrement évident pour les estimations correspondantes à des valeurs d'épaisseur observées égales à 0. Le coefficient de régression est apparemment plus élevé pour les sélections du nord du Bassin Aquitain, bien que cela doit être nuancé pour la sélection B (Fig. III.32). Nous n'avons pas pu estimer la précision de ré-estimation et l'erreur moyenne pour les sélections du nord du bassin. Nous pouvons tout de même suggérer, compte tenu des statistiques descriptives pour la sélection A (Tab. III.14), qu'elle présente des erreurs moins importantes que les autres sélections.

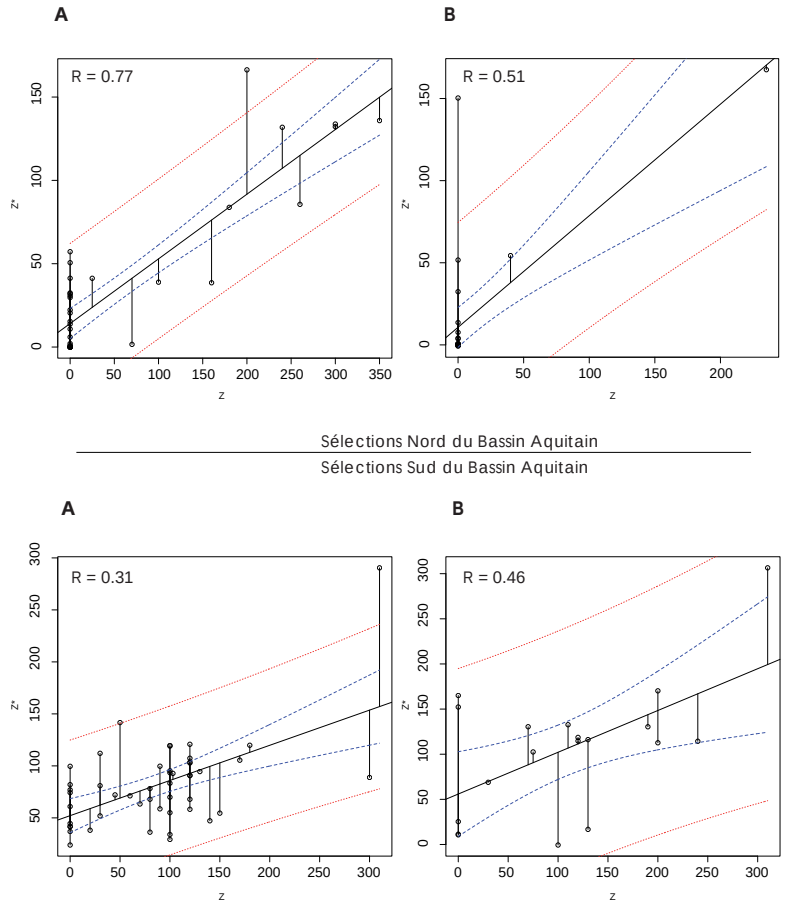


Fig. III.32 : Régressions entre épaisseur des loess observées (z, correspondant au jeu de données indépendant) et épaisseur estimée d'après krigeage ordinaire (z*). A : sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites ou la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) ; B : sélections des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connue.

A

	X	Y	Z*-Z	$(Z^*-Z)^2$
Min	0	0	-214.12	0
25ème %tile	0	0.15	-40.53	0.03
Médiane	0	21.34	0.01	456.22
Moyenne	60.69	37.66	-23.04	5291.09
75ème %tile	77.5	43.62	17.29	3386.57
Maximum	350	166.32	57.2	45847.37
Ecart-type	91.32	73.63	69.98	10792.02
A-D Test			A = 3.5874, p-value < 2.2e-16	

B

	X	Y	Z*-Z	$(Z^*-Z)^2$
Min	0	-0.77	-67.45	0
25ème %tile	0	0	0	0
Médiane	0	0.01	0.01	0.01
Moyenne	9.83	17.39	7.57	1119.52
75ème %tile	0	5.02	3.79	27.43
Maximum	235	167.55	150.32	22596.10
Ecart-type	44.78	42.67	33.2	4322.61
A-D Test			A = 6.2762, p-value < 2.2e-16	

Sélections nord Bassin Aquitain

Sélections sud Bassin Aquitain

A

	X	Y	Z*-Z	$(Z^*-Z)^2$
Min	0	23.9	-211.12	0.58
25ème %tile	30	54.89	-32.35	291.60
Médiane	100	77.54	-6.6	1118.86
Moyenne	85.38	81.02	-4.36	3248.21
75ème %tile	120	99.6	29.56	3900.83
Maximum	310	290.45	99.58	44571.65
Ecart-type	69.02	41.93	57.43	6692.89
A-D Test			A = 0.3667, p-value = 0.51	

B

	X	Y	Z*-Z	$(Z^*-Z)^2$
Min	0	-0.6	-125.6	1.90
25ème %tile	15	47.09	-44.7	160.64
Médiane	110	114.7	-1.38	888.04
Moyenne	106.6	105.2	-1.38	5725.05
75ème %tile	160	131.56	26.41	8872.57
Maximum	310	306.48	165.02	27231.60
Ecart-type	91.32	73.63	77.73	8370.98
A-D Test			A = 0.5664, p-value = 0.15	

Tab. III.14 : Statistiques descriptives pour les jeux de données indépendants utilisés dans la validation croisé du krigeage des épaisseurs dans le cas des sélections A et B pour le nord et le sud du Bassin Aquitain. A = test d'Anderson-Darling.

Cartes de variabilité

Il a été décidé de présenter les cartes établies sur les sélections A (toutes épaisseur confondues) parce qu'elles ne diffèrent guère de celles sur les sélections B en termes de morphologie des courbes d'isovaleur. Ces cartes, ainsi que la carte d'interpolation disponible pour les sables de couverture (Karnay *et al.*, 2010) sont montrées sur la Fig. III.33.

Les sables de couverture forment un épandage peu épais, généralement inférieur à 2-3 mètres (Fig. III.33a). Des épaisseurs plus importantes sont visibles au niveau des édifices dunaires côtiers et dans une bande comprise entre la côte et la ligne de partage des eaux entre Garonne et océan. Globalement, l'épaisseur des sables s'amincit d'ouest en est en relation avec l'accroissement de l'altitude.

L'épaisseur des limons éoliens se caractérise par une diminution très rapide sur la marge est des sables, tandis qu'une gradation plus progressive s'observe sur la marge sud (Fig. III.33b-c). Les épaisseurs maximales observées varient entre 2,5 et 3,5 m au sud, jusqu'à 2 à 5 m au nord. Pour le nord du bassin, l'amincissement distal des dépôts va de pair avec l'éloignement par rapport aux sources de matériaux fins (Sable des Landes, cours d'eau principaux) et l'accroissement des reliefs.

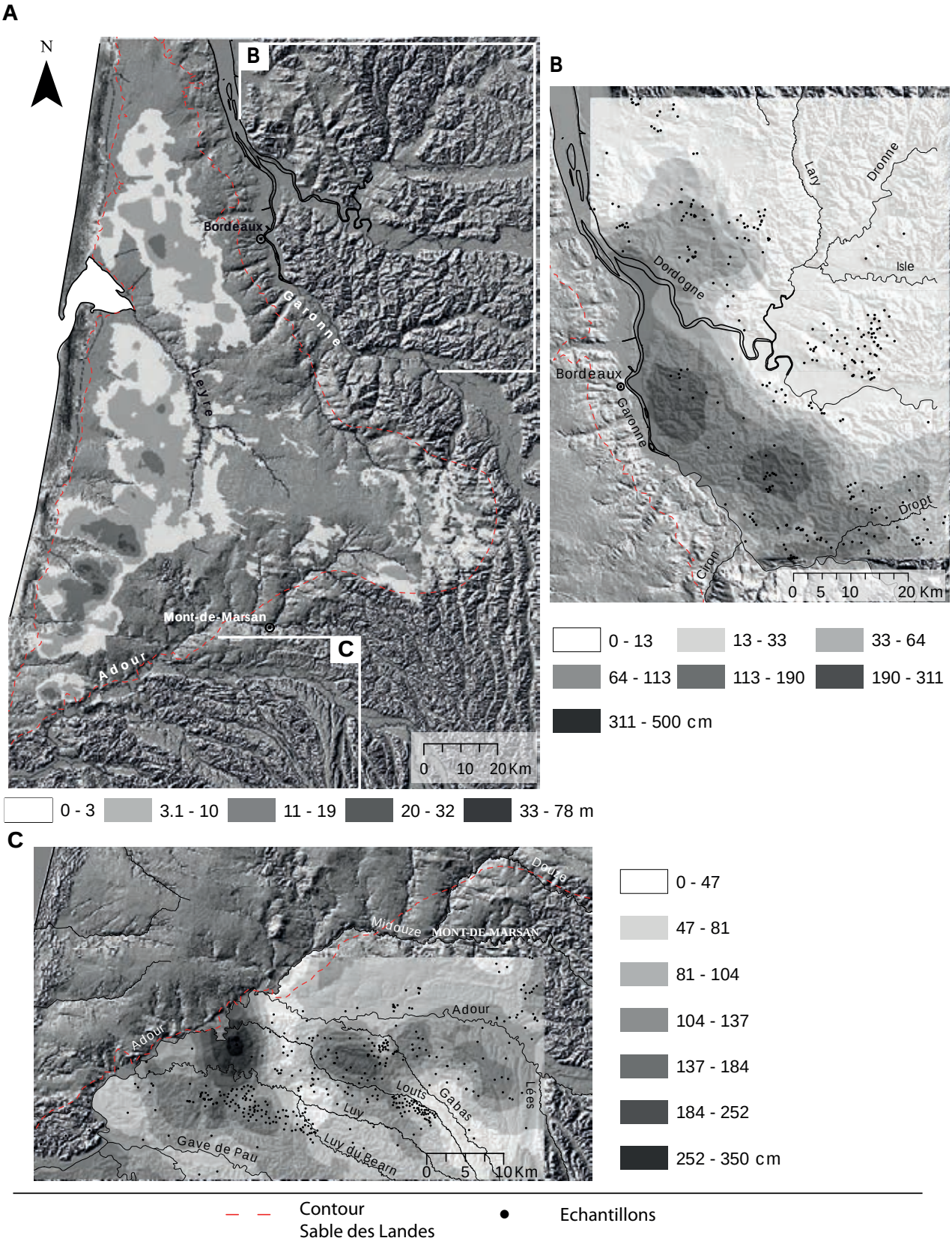


Fig. III.33 : Variations d'épaisseur au sein du Sable des Landes (A, d'après Karnay *et al.*, 2010), ainsi que des dépôts éoliens situés en rive droite de la Garonne et au sud de l'Adour (B-C). Les variations d'épaisseur pour les figures B et C ont été établies par krigeage ordinaire des sélections de type A (comprenant les sites ou l'épaisseur totale est connue et les sites où la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte). Sur le fond de la carte, modèle numérique de terrain du Bassin aquitain.

III.5.3 : Géochimie des dépôts éoliens et de leurs sources potentielles

Composition minéralogique

Les minéraux principaux constituant la fraction sableuse des sables éoliens ont été étudié par Legigan (1979) qui a décrit un cortège essentiellement dominé par le quartz, les feldspaths ayant toujours une teneur très faible voire nulle. Il signale également la présence très rare de silex et de grains de quartzite. Pour les minéraux lourds, dont la teneur moyenne est d'environ 0,6 %, l'auteur souligne un pourcentage d'opaques et d'altérés compris entre 30 et 65 %. Les opaques sont représentés principalement par la limonite, l'ilmenite et la magnétite et plus rarement par le leucoxène. Les cortèges des minéraux lourds transparents, en ordre décroissant de fréquence, est le suivant : 1) andalousite ; 2) staurotide ; 3) tourmaline (dravites principalement et indicolites ; 4) grenats alumineux (almandins) et calciques (grossulaires) ; 5) amphiboles (hornblende brune surtout et hornblende verte ; 6) pyroxènes monocliniques (augite verte, aegyrine, spodumène) et variétés orthorhombiques (hypersthène, enstatite, bronzite) ; 7) zircon.

D'après Legigan (1979), la composition minéralogique du Complexe Intermédiaire, qui correspond selon Dubreuilh *et al.* (1995) aux formations d'Arengosse, d'Onesse, de Beliet et de Castets (*cf.* Partie I) est tout à fait comparable au cortège de la Formation du Sable des Landes.

Peu de travaux existent sur le cortège minéral des limons éoliens. Legigan (1979) signale que les limons du Bordelais ainsi que ceux de Marsan et de Chalosse diffèrent de leur substrat en ce qui concerne la nature des argiles et qu'ils se caractérisent par l'apparition de la chlorite. En étudiant le cortège de minéraux lourds de deux échantillons de limons éoliens de l'Entre-deux-Mers, Klingebiel (1966) a montré que ceux-ci sont composés en ordre de fréquence décroissant par : 1) tourmaline ; 2) staurotide ; 3) andalousite ; 4) amphiboles – pyroxènes ; 5) grenat ; 6) disthène. D'après l'auteur, ce cortège est très comparable à celui des sables du lit actuel de la Garonne et se différencie en revanche de celui des Molasses de l'Oligocène inférieur (Molasses du Fronsadais) qui sont caractérisées par une extrême richesse en grenat.

Grace à l'analyse en DRX de 9 échantillons provenant de sables éoliens (N = 2), de limons éoliens (N = 4) et d'alluvions récentes (N = 3), il a été possible de compléter les informations disponibles sur le type de minéraux les plus courants. Les résultats de l'étude des spectres RX (Annexe 1.) sont présentés synthétiquement dans le Tableau III. 15 et peuvent être ainsi résumés :

i. le quartz, l'orthoclase et l'albite ont été trouvés dans tous les échantillons. Orthoclase et albite sont néanmoins absents dans les limons éoliens de la coupe d'Auriac, de la fraction < 63 µm de la coupe de Romentères et des alluvions actuelles du Midou ;

ii. le zircon a été observé dans les échantillons provenant des sables éoliens pléniglaciaires (Le Barp Pot-Au-Pin et Sabres) ;

iii. la muscovite est toujours présente dans les fractions > 63 µm, tandis que dans la frac-

Type de Dépot	Nom échantillon	Minéral											
		Quartz		Orthoclase		Albite		Muscovite		Calcite		Zircon	
		> 63 µm	< 63 µm	> 63 µm	< 63 µm	> 63 µm	< 63 µm	> 63 µm	< 63 µm	> 63 µm	< 63 µm	> 63 µm	< 63 µm
Sables éoliens	CestasPotAuPin G2	■	■	■	■	■	■		■				■
	Sabres G 17	■	■	■	■	■	■		■				■
Limons éoliens	Cousseau G2	■	■	■	■	■	■		■				
	StGenis G3	■	■	■	■	■	■		■				
	Romentères G2	■	■	■	■	■		■	■				
	Auriac G16	■	■	■	■				■				
Alluvions sub-actuelles	Garonne G1	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■		
	Souprosse G1 (Adour)	■	■	■	■	■	■	■	■	■			
	Midou G1	■	■	■	■				■				

Tab. III.15 : Tableau récapitulatif des principaux minéraux trouvés d'après l'analyse des spectres RX d'échantillons de sables éoliens, limons éoliens et alluvions sub-actuelles.

tion < 63 µm elle a seulement été observée dans les alluvions récentes de la Garonne et de l'Adour et dans les limons éoliens de Romentères ;

iv. la calcite a été trouvée seulement dans les alluvions actuelles de la Garonne et de l'Adour, l'échantillon de l'Adour en étant dépourvu pour la fraction < 63 µm.

Géochimie

Les éléments majeurs et les éléments traces pour les deux fractions (> 63 µm ; < 63 µm) sont présentées dans les tableaux III.16 et III.17. Dans les deux cas certains éléments n'ont pas été inclus dans le tableau car leur dosage indiquait des valeurs inférieurs à leur seuil de détection (10 %) (Tab. III. 18).

Pour les analyses en composantes principales, nous avons exprimé tous les éléments - majeurs et traces - en pourcentage de leur somme totale. Le manganèse n'a pas été inclus, son taux pouvant fortement varier suite aux processus d'oxydo-réduction et de migration qui se produisent au cours de la pédogénèse.

Nom Echantillon	Groupe	N°	Si %	Al %	Fe %	Mn %	K %	Ti %	P %	Cl %	Total
Barthes-G2	AAd	1	85,666	8,099	3,360	0,056	2,345	0,387	0,074	0,013	100
Souprosse1	AAd	2	83,980	9,639	3,210	0,096	2,615	0,331	0,107	0,023	100
Renung1	AAd	3	71,944	17,815	5,214	0,087	4,223	0,588	0,113	0,016	100
Brach-encaissant	AAn	4	97,600	1,897	0,076	0,002	0,317	0,079	0,015	0,012	100
Cussac-Fort-Medoc Encaissant	AAn	5	90,242	5,518	0,132	0,001	3,994	0,072	0,035	0,005	100
Fargues-Ourbise	AAn	6	96,947	1,901	0,157	0,004	0,930	0,042	0,014	0,004	100
Le Pont du Taron-G2	AAn	7	94,364	3,192	0,573	0,005	1,771	0,053	0,036	0,006	100
Lerm et Musset-Encaissant	AAn	8	98,793	0,862	0,063	0,002	0,240	0,028	0,013	<0,0003	100
Les passages-G10	AAn	9	92,626	6,658	0,149	0,002	0,461	0,062	0,033	0,009	100
Palu-G3	AAn	10	96,700	1,989	0,178	0,003	1,076	0,030	0,017	0,007	100
Ciron-1	AC	11	97,369	1,521	0,155	0,002	0,864	0,039	0,046	0,004	100
Ciron-G1	AC	12	96,685	1,933	0,236	0,004	0,990	0,055	0,087	0,010	100
Pujols-ciron-G1	AC	13	97,219	1,593	0,201	0,004	0,898	0,035	0,041	0,009	100
Garonne1	AG	14	82,437	9,682	2,492	0,083	4,772	0,400	0,118	0,015	100
Garonne2	AG	15	80,387	10,908	2,779	0,062	5,307	0,378	0,163	0,015	100
Garonne3	AG	16	78,712	11,685	3,585	0,093	5,199	0,547	0,166	0,012	100
Leyre-2-G1	AL	17	94,432	3,303	0,306	0,004	1,802	0,110	0,033	0,009	100
Leyre1-G1	AL	18	97,966	1,258	0,169	0,002	0,548	0,028	0,025	0,004	100
Mesplet-G1	AL	19	97,583	1,434	0,312	0,002	0,595	0,038	0,031	0,005	100
Petite Leyre-G1	AL	20	95,162	3,229	0,224	0,004	1,212	0,123	0,030	0,017	100
Midou 1-G1	AM	21	96,385	2,470	0,577	0,011	0,407	0,093	0,041	0,016	100
Marsac-T12-G1	ERd	22	93,553	3,391	0,213	0,005	2,718	0,091	0,023	0,005	100
Champ de bergere	LEdM	23	87,778	5,476	2,503	0,063	3,925	0,189	0,053	0,013	100
Cousseau-G2	LEdM	24	93,163	2,750	2,857	0,124	0,800	0,247	0,053	0,006	100
St Genis-10.3	LEdM	25	87,693	6,310	2,495	0,079	3,148	0,213	0,036	0,025	100
Toutigeac-G2	LEdM	26	92,109	3,678	2,803	0,212	0,900	0,233	0,054	0,010	100
Hastingues-G1	LL	27	94,983	2,352	1,860	0,015	0,472	0,269	0,036	0,014	100
A65-77481-G2	LL	28	96,882	1,777	0,573	0,010	0,651	0,075	0,024	0,008	100
Auriac-G1	LL	29	96,235	2,014	1,498	0,003	<0.0021	0,213	0,013	0,022	100
Auriac-G11	LL	30	95,536	1,997	2,001	0,005	0,202	0,213	0,032	0,014	100
Auriac-G14	LL	31	95,269	2,351	1,640	0,028	0,387	0,269	0,042	0,013	100
Auriac-G16	LL	32	96,344	2,024	1,062	0,005	0,330	0,197	0,029	0,008	100
Auriac-G3	LL	33	97,075	1,392	1,206	0,004	0,128	0,159	0,023	0,013	100
Auriac-G5	LL	34	96,627	2,189	0,939	0,004	<0.0021	0,207	0,008	0,023	100
Auriac-G7	LL	35	97,005	1,366	1,223	0,004	0,197	0,164	0,030	0,012	100
Barcellonne-G2	LL	36	95,548	2,364	1,089	0,008	0,759	0,199	0,025	0,008	100
Chemin de Tuyaas	LL	37	97,477	1,251	0,822	0,004	0,210	0,203	0,021	0,013	100
LaLande-Bt	LL	38	96,527	1,593	1,404	0,009	0,214	0,217	0,027	0,010	100
Le Vigneau-Btsx	LL	39	95,631	1,454	2,470	0,006	0,253	0,148	0,028	0,010	100
Les Bruques-Bt	LL	40	97,392	1,297	0,879	0,003	0,235	0,163	0,020	0,011	100
Montaut-G2	LL	41	95,384	2,653	1,391	0,026	0,353	0,141	0,042	0,012	100
Romentères-G2	LL	42	95,395	1,922	2,139	0,011	0,299	0,194	0,028	0,012	100
Saint Gein-G4	LL	43	97,341	1,469	0,765	0,002	0,293	0,107	0,016	0,008	100
La Cherre2-G2	P	44	95,377	2,742	0,205	0,003	1,614	0,036	0,019	0,004	100
La Moulasse-G2	P	45	96,065	2,460	0,160	0,003	1,254	0,038	0,014	0,005	100
Larroza 2-G2	P	46	95,889	2,608	0,191	0,002	1,241	0,039	0,024	0,006	100
Le Moulin neuf-G2	P	47	96,206	2,303	0,232	0,004	1,192	0,038	0,020	0,006	100
Le petit Tirosse-G2	P	48	95,123	3,058	0,243	0,005	1,500	0,039	0,024	0,008	100
Le puy blanc-G2	P	49	96,814	2,057	0,111	0,002	0,950	0,042	0,019	0,005	100
Lerm et Musset-G7	P	50	97,905	1,263	0,129	0,002	0,661	0,025	0,016	<0,0004	100
Les Passages-G3	P	51	96,725	2,134	0,220	0,002	0,871	0,027	0,017	0,005	100
Les Passages-G5	P	52	95,434	2,879	0,230	0,003	1,393	0,037	0,019	0,006	100
Pelay-G2	P	53	97,354	1,613	0,164	0,002	0,820	0,025	0,019	0,004	100
Pontonx sur Adour-G1	P	54	94,050	3,499	0,356	0,006	1,991	0,066	0,025	0,006	100
Rion des Landes-G2	P	55	92,984	4,222	0,419	0,010	2,259	0,065	0,032	0,010	100
Ychoux Parc de Pariot-G1	P	56	95,883	2,541	0,181	0,003	1,310	0,058	0,020	0,004	100
Boulouc de fabre-G4	SdL	57	96,252	2,456	0,109	0,003	1,122	0,039	0,015	0,005	100
Brach-Bs-sup 63	SdL	58	95,812	3,008	0,380	0,005	0,617	0,151	0,017	0,009	100
Canal de Caupos-G6	SdL	59	95,672	2,802	0,145	0,003	1,305	0,045	0,021	0,007	100
Cestas-G14	SdL	60	97,608	1,474	0,077	0,003	0,785	0,033	0,016	0,003	100
Cestas-G13	SdL	61	97,430	1,501	0,053	0,003	0,968	0,030	0,014	0,000	100
Cestas-G15	SdL	62	96,547	2,220	0,088	0,005	1,066	0,042	0,021	0,011	100
Cestas-G16	SdL	63	97,003	1,881	0,059	0,001	1,002	0,031	0,016	0,008	100
Cussac Fort Medoc-G2	SdL	64	96,318	2,714	0,192	0,002	0,696	0,051	0,021	0,007	100
Craste du Pont des Tables - G3	SdL	65	96,422	2,349	0,143	0,003	1,012	0,045	0,020	0,007	100
Lac Bleu-G2	SdL	66	90,565	7,383	0,651	0,004	1,229	0,118	0,039	0,012	100
Le camp de sauge-G2	SdL	67	96,756	2,084	0,109	0,003	0,989	0,037	0,017	0,005	100
Le Couailles-G9	SdL	68	96,642	1,982	0,158	0,008	1,158	0,030	0,020	0,003	100
Le Jonc-G1	SdL	69	97,948	1,644	0,058	0,001	0,284	0,049	0,012	0,004	100
Locbeilh-G1	SdL	70	96,731	2,008	0,131	0,003	1,056	0,039	0,023	0,009	100
Pessac-Haut Bacalan-G1	SdL	71	96,265	2,194	0,381	0,006	1,049	0,084	0,015	0,005	100
Pouyalet-G2	SdL	72	99,065	0,684	0,028	0,002	0,181	0,025	0,015	<0,0004	100
Retjons Log10-G9	SdL	73	96,552	2,117	0,197	0,002	1,066	0,031	0,028	0,006	100
Roquefort-G1	SdL	74	93,465	3,940	0,362	0,010	2,059	0,121	0,037	0,006	100
Saucats-G1	SdL	75	96,164	2,823	0,169	0,005	0,759	0,054	0,008	0,019	100
Saucats-G4	SdL	76	96,522	2,633	0,044	0,001	0,752	0,031	0,003	0,012	100
St Laurent Medoc-Paleosol	SdL	77	96,493	2,180	0,362	0,013	0,849	0,058	0,043	0,001	100
Erreur moyenne			0,730	0,140	0,024	0,004	0,075	0,014	0,015	0,001	
Erreur min			0,513	0,098	0,004	0,002	0,026	0,007	0,010	0,001	
Erreur max			0,830	0,207	0,091	0,011	0,163	0,037	0,018	0,002	

Tab. III. 16 : Composition chimique pour la fraction > 63 µm d'après l'analyse par XRF des échantillons de sables et limons éoliens et de leur sources potentielles. b : suite, éléments traces.

Nom Echantillon	Cr ppm	Ni ppm	Zn ppm	Br ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Pb ppm	Th ppm
Barthes-G2	35,3	22,1	85,0	1,8	50,8	125,5	13,4	93,4	19,2	5,8
Souprosse1	38,5	16,1	31,3	2,5	46,1	160,0	8,8	76,9	8,5	3,9
Renung1	52,1	24,7	57,5	2,2	92,6	317,0	18,4	102,2	13,5	9,2
Brach-encaissant	5,8	6,9	5,0	1,1	4,5	5,2	2,5	28,3	3,0	1,6
Cussac-Fort-Medoc Encaissant	5,2	5,6	5,3	0,6	59,7	34,3	1,8	28,4	13,1	1,6
Fargues-Ourbise	8,5	7,9	7,4	1,4	14,1	11,3	1,5	21,7	3,6	1,8
Le Pont du Taron-G2	4,0	6,0	6,0	3,6	30,6	27,6	1,8	22,2	6,0	1,9
Lerm et Musset-Encaissant	2,4	7,0	4,3	0,5	4,6	4,0	2,3	20,5	3,1	<1
Les passages-G10	11,3	13,5	7,3	1,6	7,8	11,2	2,7	26,0	11,3	2,7
Palu-G3	1,6	6,7	5,2	2,6	18,0	15,1	1,7	21,8	5,5	1,8
Ciron-1	4,6	7,6	15,4	0,6	12,7	12,2	2,0	22,1	3,6	1,3
Ciron-G1	3,9	6,9	17,9	2,2	13,4	12,1	2,9	28,0	5,9	2,1
Pujols-ciron-G1	3,6	7,6	14,3	1,2	11,7	10,6	1,6	23,9	4,5	1,2
Garonne1	18,5	12,8	36,9	1,6	81,8	100,3	11,0	73,0	20,9	4,1
Garonne2	30,2	15,6	89,4	1,6	91,6	100,5	10,0	84,5	22,3	4,5
Garonne3	30,8	17,3	70,4	1,9	89,1	101,0	11,6	119,4	19,6	5,5
Leyre-2-G1	10,9	7,4	11,2	1,8	26,0	24,8	3,1	113,9	6,8	1,4
Leyre1-G1	4,1	7,9	5,4	1,4	8,6	7,8	2,2	21,8	2,9	2,0
Mesplet-G1	4,9	6,6	10,1	1,2	10,5	9,1	2,6	22,8	4,9	1,4
Petite Leyre-G1	< 1,0	6,3	12,1	1,6	22,8	20,4	2,5	37,7	7,3	2,2
Midou 1-G1	< 1,0	6,6	9,2	0,8	9,2	12,7	2,8	40,3	5,3	1,9
Marsac-T12-G1	< 1,0	7,1	8,5	0,6	50,9	29,6	3,6	35,9	9,7	2,6
Champ de bergere	< 1,0	8,2	18,2	1,6	48,2	27,0	4,9	53,1	18,4	2,6
Cousseau-G2	34,8	9,4	18,9	<0,5	13,6	11,8	4,2	90,7	15,9	2,1
St Genis-10.3	27,1	11,1	19,7	0,9	57,7	31,3	5,5	78,6	20,2	4,0
Toutigeac-G2	24,8	10,2	16,7	1,2	16,8	14,5	6,2	91,0	17,6	3,2
Hastingues-G1	3,4	7,3	9,5	1,1	9,7	12,4	2,9	30,9	4,6	1,6
A65-77481-G2	15,9	6,6	8,3	0,8	3,2	6,2	3,8	208,2	2,4	1,9
Auriac-G1	45,3	9,4	10,5	0,9	4,7	7,2	3,0	174,7	3,3	2,5
Auriac-G11	17,4	8,9	11,2	2,2	6,9	12,3	3,7	152,2	17,7	2,2
Auriac-G14	21,0	6,2	8,1	1,3	6,0	8,8	3,3	157,7	2,9	2,3
Auriac-G16	15,0	7,3	6,9	0,8	2,7	5,6	3,0	173,6	3,1	1,6
Auriac-G3	9,0	8,1	7,3	1,0	4,1	8,1	4,2	149,3	2,8	2,6
Auriac-G5	25,2	7,1	8,6	0,8	3,7	6,8	2,8	165,7	3,0	1,4
Auriac-G7	16,1	8,1	11,9	1,0	11,6	17,7	3,5	97,5	5,3	2,4
Barcellonne-G2	11,8	8,6	9,8	1,2	5,0	8,9	2,9	149,8	8,1	1,2
Chemin de Tuyaas	27,9	7,6	12,8	1,1	8,5	15,4	5,9	124,7	4,1	1,6
LaLande-Bt	16,6	8,9	11,1	0,8	4,6	7,0	3,0	143,7	3,9	1,4
Le Vigneau-Btsx	48,6	8,1	16,1	0,7	5,4	10,1	2,8	83,7	4,2	1,4
Les Bruques-Bt	10,3	7,1	11,2	1,3	4,3	7,5	3,0	110,7	3,4	1,0
Montaut-G2	17,3	7,9	11,5	0,8	7,6	14,3	3,8	56,5	6,4	1,9
Romentères-G2	39,4	8,7	14,1	1,3	7,3	11,7	4,1	93,8	5,1	1,5
Saint Gein-G4	11,5	7,9	8,9	0,8	5,3	9,2	2,5	42,0	3,3	2,1
La Cherre2-G2	2,6	6,1	5,4	4,6	25,1	22,0	1,8	21,7	7,1	1,5
La Moulasse-G2	4,2	7,2	5,2	4,5	19,4	16,6	2,3	19,4	5,2	1,1
Larroza 2-G2	2,0	6,5	4,9	4,6	17,8	15,3	2,1	21,3	5,0	1,6
Le Moulin neuf-G2	2,5	7,4	6,8	4,4	18,7	16,9	1,9	25,1	4,9	2,3
Le petit Tirosse-G2	3,7	8,9	6,1	8,0	23,7	21,1	1,4	22,1	4,8	1,6
Le puy blanc-G2	4,3	8,7	6,6	1,2	15,0	12,9	1,6	19,9	4,3	1,6
Lerm et Musset-G7	4,3	7,2	5,2	2,3	10,9	9,1	1,9	21,2	3,2	1,0
Les Passages-G3	2,9	6,8	5,5	0,7	12,4	10,3	1,6	21,1	4,4	<0,1
Les Passages-G5	2,5	6,5	5,4	3,0	20,0	18,2	1,9	19,9	5,4	1,4
Pelay-G2	2,6	6,6	4,2	3,0	14,1	11,9	1,9	20,9	3,7	1,4
Pontonx sur Adour-G1	4,2	9,0	8,4	2,0	32,1	34,3	2,1	23,1	6,0	1,7
Rion des Landes-G2	5,3	7,8	6,7	2,0	29,2	29,1	2,1	27,4	6,3	2,2
Ychoux Parc de Pariot-G1	4,2	6,7	6,3	3,0	20,9	19,8	1,9	37,2	4,9	1,7
Boulouc de fabre-G4	4,0	8,4	6,4	1,3	17,0	15,1	1,9	21,8	4,7	1,9
Brach-Bs-sup 63	8,2	9,2	10,7	6,1	11,4	13,3	2,8	43,0	4,1	1,6
Canal de Caupos-G6	4,1	7,0	6,4	1,2	18,4	19,0	2,2	30,1	4,8	1,9
Cestas-G14	3,9	8,1	5,5	2,4	14,3	11,7	2,1	22,3	3,5	1,5
Cestas-G13	3,3	6,2	4,8	1,7	14,5	12,0	1,6	20,9	3,3	2,3
Cestas-G15	4,5	7,5	5,1	2,7	14,8	11,6	2,1	19,6	4,7	1,8
Cestas-G16	4,2	7,7	5,1	2,0	13,8	10,9	1,7	23,1	4,0	1,5
Cussac Fort Medoc-G2	5,1	8,6	6,4	3,4	16,3	14,5	2,0	22,9	4,2	2,1
Craste du Pont des Tables - G3	6,7	8,2	8,5	0,8	12,0	10,3	2,1	26,2	4,5	2,2
Lac Bleu-G2	15,2	8,1	9,2	7,7	18,8	17,9	2,8	35,7	9,5	2,7
Le camp de sauge-G2	4,5	6,8	5,8	0,8	15,1	12,3	2,0	20,0	3,8	2,0
Le Couailles-G9	2,7	8,0	6,3	2,2	18,6	15,6	1,7	19,9	5,5	1,1
Le Jonc-G1	4,3	8,4	4,7	0,9	5,0	5,0	2,3	27,5	4,2	1,2
Locbeilh-G1	4,1	7,8	4,9	2,8	18,1	15,8	1,7	20,4	4,4	1,4
Pessac-Haut Bacalan-G1	9,0	6,9	8,2	<0,3	12,9	13,5	1,7	53,9	3,8	1,2
Pouyalet-G2	4,2	7,1	4,7	1,0	3,0	2,6	1,9	27,4	2,0	1,2
Retjons Log10-G9	2,8	8,4	5,2	4,9	18,4	15,6	2,0	20,8	6,1	1,0
Roquefort-G1	13,1	8,2	9,3	1,3	31,9	31,1	3,2	135,6	5,9	2,0
Saucats-G1	< 1,0	6,9	8,0	7,5	18,1	17,9	2,6	33,5	5,3	2,1
Saucats-G4	< 1,0	6,2	6,0	1,9	14,7	12,5	2,5	19,7	4,3	1,9
St Laurent Medoc-Paleosol	11,4	9,7	9,5	2,7	13,6	15,0	3,5	54,7	3,5	1,6
Erreur moyenne	0,1157	0,135	0,1044	0,0429	0,0526	0,054	0,0613	0,2615	0,1023	0,0704
Erreur min	0,054	0,1	0,06	0,0198	0,02	0,02	0,0345	0,2045	0,0732	0,0444
Erreur max	0,293	0,167	0,149	0,073	0,093	0,099	0,083	0,370	0,138	0,097

Tab. III.16b : Suite, éléments traces.

Nom Echantillon	Groupe	N°	Si%	Al%	Fe %	Mn %	Mg%	Ca%	K%	Ti%	P%	Cl%	Total
Barthes-G2	AAd	1	55,086	16,620	10,220	0,253	2,840	9,625	3,976	1,145	0,224	0,010	100
Renung1	AAd	2	49,787	22,163	12,551	0,196	3,080	5,681	4,644	1,347	0,239	0,311	100
Souprasse1	AAd	3	68,272	15,427	7,266	0,232	1,246	2,588	3,481	1,264	0,215	0,009	100
Brach-encaissant	AAn	4	57,882	32,392	3,968	0,011	0,452	0,102	3,636	1,396	0,144	0,018	100
Cussac-Fort-Medoc	AAn	5	54,230	35,052	5,316	0,015	0,778	0,108	3,279	1,158	0,055	0,008	100
Le Pont du Taron-G2	AAn	6	75,499	13,853	4,759	0,039	0,400	1,142	3,367	0,625	0,296	0,020	100
Les passages-G10	AAn	7	53,272	39,449	1,786	0,008	0,186	<0.0025	4,692	0,490	0,105	0,010	100
Ciron-1	AC	8	78,842	9,029	5,069	0,052	0,602	1,897	2,732	0,817	0,949	0,011	100
Ciron-G1	AC	9	79,665	8,454	5,257	0,049	0,495	1,764	2,640	0,925	0,711	0,040	100
Pujols-ciron-G1	AC	10	80,480	9,484	3,829	0,056	0,750	1,581	2,675	0,835	0,246	0,064	100
Garonne1	AG	11	55,273	16,117	8,215	0,202	2,777	11,331	4,794	1,097	0,187	0,009	100
Garonne2	AG	12	56,148	15,759	7,957	0,213	2,939	10,665	4,821	1,113	0,380	0,005	100
Garonne3	AG	13	58,315	13,404	6,039	0,157	2,397	14,586	3,719	1,165	0,205	0,012	100
Leyre-2-G1	AL	14	80,401	10,945	3,992	0,025	0,190	0,435	2,754	1,061	0,146	0,051	100
Mesplet-G1	AL	15	74,499	14,197	5,859	0,024	0,320	0,817	3,013	0,922	0,328	0,020	100
Petite Leyre-G1	AL	16	79,645	13,335	2,560	0,022	0,161	0,631	2,050	1,279	0,280	0,038	100
Midou 1-G1	AM	17	78,011	12,230	4,558	0,075	0,458	0,814	2,389	1,253	0,196	0,017	100
Marsac-T12-G1	ERd	18	81,150	10,546	1,819	0,058	0,694	0,360	4,153	1,119	0,096	0,004	100
Champ de bergere	LEdM	19	73,407	14,301	5,423	0,041	1,179	0,682	3,607	1,292	0,068	0,001	100
Cousseau-G2	LEdM	20	71,563	15,204	6,842	0,271	1,160	0,225	3,477	1,186	0,070	0,002	100
St Genis-10.3	LEdM	21	69,770	18,470	5,042	0,078	1,202	0,431	3,611	1,313	0,068	0,014	100
Toutigeac-G2	LEdM	22	76,047	13,071	4,402	0,082	1,093	0,422	3,592	1,212	0,077	0,003	100
A65-77481-G2	LL	23	70,660	15,996	6,750	0,045	1,396	0,390	3,365	1,291	0,107	<0,0005	100
Auriac-G1	LL	24	74,851	15,501	6,464	0,012	0,158	0,037	1,179	1,732	0,056	0,010	100
Auriac-G11	LL	25	77,510	12,633	6,370	0,014	0,434	0,023	1,479	1,464	0,071	0,002	100
Auriac-G14	LL	26	82,288	10,090	3,227	0,030	0,639	0,383	1,897	1,360	0,086	0,001	100
Auriac-G16	LL	27	78,508	11,987	4,851	0,020	0,741	0,267	2,182	1,366	0,076	0,001	100
Auriac-G3	LL	28	71,937	15,423	8,805	0,015	0,515	0,037	1,657	1,548	0,063	0,000	100
Auriac-G5	LL	29	67,915	21,503	6,636	0,013	0,430	0,120	1,771	1,558	0,044	0,010	100
Auriac-G7	LL	30	80,544	10,979	4,517	0,015	0,548	0,160	1,736	1,430	0,069	0,002	100
Barcellonne-G2	LL	31	77,296	13,089	4,675	0,023	0,597	0,274	2,682	1,296	0,067	0,002	100
Chemin de Tuyaas-Bt	LL	32	80,888	10,536	4,713	0,014	0,606	0,024	1,790	1,371	0,054	0,004	100
Hastingues-G1	LL	33	80,063	11,420	4,606	0,016	0,512	0,058	1,931	1,325	0,065	0,004	100
LaLande-Bt	LL	34	80,756	11,002	4,489	0,013	0,448	<0.0022	1,779	1,436	0,068	0,007	100
Le Vigneau-Btsx	LL	35	82,175	10,325	3,606	0,019	0,540	0,064	2,042	1,172	0,053	0,004	100
Les Bruques-Bt	LL	36	81,021	10,952	4,075	0,016	0,619	0,018	2,035	1,212	0,051	<0,0004	100
Montaut-G2	LL	37	79,044	12,168	4,123	0,047	0,643	0,227	2,575	1,092	0,081	<0,0004	100
Romanteres-G2	LL	38	82,579	9,908	3,800	0,028	0,478	0,054	1,899	1,193	0,056	0,004	100
Saint Gein-G4	LL	39	76,357	13,883	5,071	0,014	0,574	0,053	2,781	1,216	0,050	<0,0005	100
La Moulasse-G2	P	40	74,956	16,656	3,095	0,035	0,201	1,057	3,055	0,764	0,130	0,049	100
Larroza-2-G2	P	41	47,083	40,524	6,848	0,212	0,240	1,754	1,884	0,751	0,468	0,237	100
Le Moulin neuf-G2	P	42	79,164	12,542	2,986	0,045	0,386	0,655	3,350	0,683	0,144	0,045	100
Le petit Tirosse-G2	P	43	48,630	39,254	6,398	0,260	0,176	0,911	2,888	0,813	0,392	0,278	100
Le puy blanc-G2	P	44	69,519	21,808	2,432	0,051	0,308	1,502	3,247	0,864	0,217	0,052	100
Pelay-G2	P	45	59,058	30,137	5,987	0,137	0,373	0,916	2,207	0,810	0,280	0,095	100
Ychoux Parc de Pariot-G1	P	46	75,773	14,701	2,968	0,075	0,553	1,400	2,975	1,367	0,157	0,031	100
Brach-Bs	SdL	47	61,719	29,777	3,098	0,027	0,320	0,503	2,552	1,772	0,181	0,052	100
Cestas-G14	SdL	48	83,923	10,170	1,142	0,026	0,500	0,437	3,157	0,527	0,102	0,016	100
Cestas-G13	SdL	49	88,617	6,621	0,604	0,016	0,187	0,466	3,003	0,407	0,072	0,006	100
Cestas-G15	SdL	50	86,221	8,687	0,976	0,022	0,232	0,353	2,953	0,418	0,103	0,036	100
Cussac Fort Medoc-G2	SdL	51	57,513	31,467	3,957	0,019	1,017	1,876	2,989	1,000	0,144	0,020	100
Lac Bleu-G2	SdL	52	48,155	36,365	11,313	0,018	0,459	0,117	2,177	1,184	0,141	0,071	100
Le Camp de sauge-G2	SdL	53	84,407	9,837	1,131	0,030	0,336	0,526	2,747	0,831	0,133	0,023	100
Le Jonc-G1	SdL	54	56,935	33,623	4,389	0,009	0,384	<0.0024	3,663	0,916	0,052	0,028	100
Locbeilh-G1	SdL	55	83,941	9,501	1,347	0,040	0,331	0,806	2,610	1,237	0,168	0,020	100
Pessac-Haut Bacalan-G1	SdL	56	76,639	13,407	6,035	0,018	0,353	0,321	1,413	1,766	0,039	0,009	100
Pouyalet-G2	SdL	57	90,313	5,554	0,740	0,030	0,029	0,162	2,436	0,683	0,039	0,014	100
Roquefort-G1	SdL	58	84,562	9,161	1,493	0,022	0,353	0,238	3,103	0,946	0,121	<0,0005	100
SAUCATS-G1	SdL	59	35,836	53,598	2,543	0,021	1,079	3,195	1,245	1,210	0,585	0,688	100
SAUCATS-G4	SdL	60	83,793	11,961	0,441	0,008	<0.0208	0,213	2,628	0,793	0,078	0,066	100
St Laurent Medoc-Paleosol	SdL	61	58,666	24,058	8,714	0,268	0,868	2,163	2,780	1,625	0,819	0,039	100
Erreur moyenne			0,430	0,191	0,062	0,005	0,138	0,038	0,090	0,033	0,011	0,001	
Erreur min			0,180	0,127	0,021	0,003	0,024	0,004	0,052	0,018	0,007	0,000	
Erreur max			0,657	0,401	0,157	0,011	0,256	0,171	0,115	0,056	0,025	0,007	

Tab. III. 17 : Composition chimique pour la fraction < 63 µm après analyse par XRF des échantillons de sables et limons éoliens et de leur sources potentielles.

Nom Echantillon	Groupe	N°	Cr ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zn ppm	Ga ppm	As ppm	Br ppm	Rb ppm	Sr ppm	Y ppm	Zr ppm	Nb ppm	Ba ppm	Pb ppm	Th ppm
Barthes-G2	AAd	1	91,3	52,7	35,1	313,3	20,4	22,9	22,3	100,7	212,3	32,7	381,7	14,9	368,0	78,8	12,7
Renung1	AAd	2	141,1	106,5	50,9	295,0	29,6	27,4	15,8	154,0	495,1	35,2	251,6	18,1	346,0	46,3	17,4
Souprasse1	AAd	3	72,9	37,4	27,2	103,2	15,8	14,8	15,0	92,5	149,1	31,6	403,6	16,3	335,0	26,7	13,0
Brach-encaissant	AAn	4	100,7	33,6	2,6	27,9	36,1	9,5	6,7	116,9	63,2	17,8	297,8	21,9	291,0	26,1	16,0
Cussac-Fort-Medoc	AAn	5	111,8	77,1	21,3	64,7	37,1	7,9	7,1	118,7	53,8	9,6	223,6	24,0	297,8	64,0	28,2
Le Pont du Taron-G2	AAn	6	33,6	34,5	5,1	26,3	8,9	2,6	40,6	64,4	95,5	11,1	359,8	7,8	176,7	20,2	7,6
Les passages-G10	AAn	7	106,9	87,1	19,3	43,9	24,3	6,4	10,5	94,8	114,0	10,0	124,6	6,0	476,2	126,0	20,2
Ciron-1	AC	8	38,9	44,9	21,6	203,7	11,6	22,0	11,6	58,0	66,8	42,5	1042,0	9,8	269,6	28,3	11,7
Ciron-G1	AC	9	43,3	42,9	19,0	191,8	8,8	19,6	14,4	59,8	67,6	44,0	1110,0	10,2	163,5	30,1	12,6
Pujols-ciron-G1	AC	10	37,7	66,8	27,0	107,1	6,5	28,0	4,7	46,4	48,0	22,4	1034,0	9,7	156,1	20,0	8,4
Garonne1	AG	11	73,3	44,4	37,9	150,4	18,4	26,7	13,0	119,2	115,0	32,0	363,2	15,7	444,0	51,1	14,5
Garonne2	AG	12	92,6	38,9	34,7	417,0	18,8	22,1	6,6	109,5	121,2	34,3	581,9	12,9	538,0	74,0	15,4
Garonne3	AG	13	66,2	33,6	21,4	123,3	12,9	12,7	7,3	87,0	109,4	38,6	926,8	16,5	419,0	29,1	14,2
Leyre-2-G1	AL	14	34,7	29,6	10,1	54,6	9,1	8,0	21,1	52,1	50,8	33,3	1278,0	18,3	241,9	20,2	9,8
Mesplet-G1	AL	15	41,3	30,7	18,2	95,7	9,7	17,8	24,6	58,0	54,6	39,1	626,8	13,3	286,1	39,5	9,6
Petite Leyre-G1	AL	16	10,1	26,2	9,9	67,5	8,8	1,5	9,8	43,1	49,1	36,6	1594,0	19,3	196,3	23,8	12,6
Midou 1-G1	AM	17	14,9	37,1	23,1	52,0	10,4	9,4	5,7	60,1	66,7	37,5	1121,0	15,6	214,3	21,6	14,8
Marsac-T12-G1	ERd	18	31,5	19,7	84,3	34,3	8,0	2,2	2,5	93,2	76,7	35,1	791,2	17,4	409,0	20,8	15,4
Champ de bergere	LEdM	19	64,4	23,6	12,3	47,8	14,0	12,0	2,2	93,1	66,3	31,7	541,1	19,1	380,0	20,2	14,2
Cousseau-G2	LEdM	20	63,4	31,9	19,3	59,0	15,8	17,1	1,7	100,6	58,1	32,3	521,1	17,2	376,0	39,5	13,7
St Genis-10.3	LEdM	21	54,9	30,4	16,5	59,6	15,6	10,5	0,5	99,0	69,4	32,5	535,6	18,9	383,0	23,7	16,6
Toutigeac-G2	LEdM	22	53,7	23,4	25,0	48,1	11,7	10,7	4,1	89,3	67,6	33,8	550,7	19,2	413,0	18,6	13,5
A65-77481-G2	LL	23	69,3	42,7	13,9	65,5	14,4	16,7	3,3	87,0	75,9	35,6	596,3	19,3	312,0	16,8	12,4
Auriac-G1	LL	24	35,8	18,8	9,4	26,1	13,2	10,1	0,5	52,2	40,8	29,9	638,3	23,2	159,8	14,4	13,7
Auriac-G11	LL	25	53,1	20,4	6,7	32,7	12,3	15,8	2,3	54,5	39,4	28,8	635,4	23,3	169,0	13,0	10,7
Auriac-G14	LL	26	48,0	18,2	7,9	29,8	8,6	6,6	11,8	55,6	51,5	30,2	707,2	20,0	211,0	13,8	11,4
Auriac-G16	LL	27	52,1	21,7	8,1	33,6	10,9	10,1	7,8	64,2	52,4	29,1	621,2	20,2	242,0	13,9	12,4
Auriac-G3	LL	28	61,4	21,4	6,5	32,9	16,1	15,9	0,7	65,5	48,9	28,6	603,3	24,7	177,0	17,7	12,0
Auriac-G5	LL	29	57,2	25,8	8,9	36,1	19,1	13,2	0,5	73,8	53,3	27,0	545,7	21,4	205,0	20,8	15,0
Auriac-G7	LL	30	48,7	18,1	6,6	29,5	10,8	11,2	1,9	55,9	43,7	29,3	682,9	22,5	188,0	16,6	15,4
Barcellonne-G2	LL	31	51,1	23,0	9,6	43,0	12,6	10,1	1,9	73,6	70,7	30,9	699,0	20,9	306,0	17,3	13,2
Chemin de Tuyaas-Bt	LL	32	42,1	17,1	1,0	25,7	9,5	9,0	8,0	55,5	43,8	29,8	650,3	19,9	195,0	13,7	11,6
Hastingues-G1	LL	33	48,0	18,7	7,0	32,4	10,4	9,6	1,3	57,1	50,8	29,7	640,2	17,8	225,0	9,8	11,6
LaLande-Bt	LL	34	48,7	17,4	5,0	26,4	10,7	10,3	2,4	57,3	40,7	29,0	631,0	20,1	191,0	14,1	11,6
Le Vigneau-Btsx	LL	35	41,7	17,4	4,7	30,4	9,8	7,9	1,1	58,7	45,3	26,4	571,4	17,7	238,0	15,4	10,9
Les Bruques-Bt	LL	36	49,5	16,5	5,7	29,6	10,4	7,3	4,3	58,8	45,3	26,4	567,9	18,7	226,0	17,2	11,0
Montaut-G2	LL	37	48,1	23,3	9,4	42,6	13,3	10,1	1,4	77,3	57,7	25,8	486,9	15,2	287,0	19,1	11,3
Romanteres-G2	LL	38	40,2	16,7	5,3	29,6	8,6	9,1	0,8	54,7	41,4	28,1	624,3	17,9	243,0	16,1	10,4
Saint Gein-G4	LL	39	54,0	24,3	11,4	41,0	14,2	11,7	1,5	82,1	63,1	26,6	458,8	17,3	264,0	19,4	11,1
La Moulasse-G2	P	40	38,5	27,9	3,1	25,4	7,1	8,9	233,0	51,0	83,6	12,8	478,8	12,9	127,7	21,4	9,7
Larroza-2-G2	P	41	141,0	285,9	49,3	82,5	15,1	39,0	1051,0	13,7	50,5	13,6	96,9	4,2	<2	52,1	21,9
Le Moulin neuf-G2	P	42	25,9	15,7	4,1	32,5	6,6	6,7	115,6	55,2	66,4	10,7	311,0	8,0	245,2	18,1	6,8
Le petit Tirosse-G2	P	43	57,6	60,9	25,0	34,9	10,3	17,1	530,8	37,2	62,9	10,3	193,0	7,8	68,5	44,2	14,3
Le puy blanc-G2	P	44	45,6	46,8	8,0	30,5	10,3	7,6	275,9	60,3	113,9	14,8	549,8	13,3	102,6	31,5	12,2
Pelay-G2	P	45	80,7	106,6	23,1	54,1	11,2	25,9	469,1	35,3	66,5	13,6	231,1	8,0	28,5	37,5	16,4
Ychoux Parc de Pariot-G1	P	46	64,5	27,5	4,7	34,1	9,1	1,3	44,2	51,9	97,0	26,5	1973,0	40,0	183,4	28,6	10,5
Brach-Bs	SdL	47	63,1	34,8	5,6	43,8	14,6	7,6	149,6	52,9	61,5	30,7	884,8	22,9	187,4	29,4	13,8
Cestas-G14	SdL	48	27,8	30,4	6,3	25,2	9,7	3,1	41,0	63,4	61,5	10,0	397,3	10,9	213,4	20,2	5,6
Cestas-G13	SdL	49	15,8	12,7	<0,3	13,6	4,1	<0,5	15,8	50,8	60,1	9,0	301,2	6,0	252,2	12,7	3,2
Cestas-G15	SdL	50	25,9	33,2	6,1	27,6	7,8	6,5	48,3	61,3	59,1	8,1	412,6	8,1	165,7	19,2	5,7
Cussac Fort Medoc-G2	SdL	51	119,4	97,9	33,5	153,8	36,7	4,1	7,7	121,5	142,1	13,2	280,9	16,7	115,8	62,5	20,1
Lac Bleu-G2	SdL	52	115,8	45,4	7,6	37,7	40,6	15,2	183,3	94,6	43,2	8,3	110,6	16,8	91,2	37,2	16,9
Le Camp de sauge-G2	SdL	53	41,6	65,2	51,7	47,0	9,1	<0,5	8,0	52,5	54,7	12,6	515,0	7,4	48,3	23,0	8,3
Le Jonc-G1	SdL	54	86,1	36,1	5,0	33,2	33,3	6,0	20,7	109,1	65,8	10,0	187,2	13,9	301,6	69,0	12,5
Locbeilh-G1	SdL	55	53,1	33,0	7,3	26,5	7,4	2,7	16,7	36,8	62,6	9,8	799,7	17,7	157,9	23,5	4,3
Pessac-Haut Bacalan-G1	SdL	56	70,6	18,5	6,8	29,9	12,7	14,7	9,4	43,2	48,5	31,3	1267,0	29,8	179,0	25,2	18,3
Pouyalet-G2	SdL	57	14,7	39,0	10,4	31,8	4,9	<0,1	7,1	36,9	34,8	12,3	2315,0	22,3	153,2	12,0	3,1
Roquefort-G1	SdL	58	34,4	19,7	5,0	22,8	5,2	3,8	4,3	56,5	48,8	29,9	1262,0	15,7	271,0	15,9	11,3
SAUCATS-G1	SdL	59	61,4	68,6	19,1	102,4	18,5	32,0	932,5	12,4	162,4	10,2	116,8	8,1	38,6	56,2	15,1
SAUCATS-G4	SdL	60	18,5	18,3	10,9	22,3	7,8	<0,5	16,7	51,1	47,3	19,6	614,7	11,1	142,5	16,0	9,8
St Laurent Medoc-Paleosol	SdL	61	145,5	83,7	49,8	91,1	16,7	16,8	120,0	63,5	96,1	30,4	455,4	18,1	99,1	45,3	19,1
Erreur moyenne			0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,12	0,03	0,33	0,03	0,02
Erreur min			0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,02	0,17	0,02	0,01
Erreur max			0,09	0,06	0,05	0,07	0,03	0,03	0,06	0,03	0,03	0,02	0,21	0,03	0,39	0,05	0,02

Tab. III. 17b : Suite, éléments traces.

Fraction > 63 µm																
Elément	Mg	Ca	S	Ba	Nb	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	I	Ba	W	Hg	Ti
% Valeurs nulles (<X)	79	65	91	53	53	97	81	88	58	73	74	47	13	30	99	75
Elément	Bi	U	Co	Cu	Ga	V	Ge	As	Se							
% Valeurs nulles (<X)	100	99	99	62	35	53	16	34	100							

Fraction < 63 µm																
Elément	S	V	Ge	Hg	Tl	Bi	U	Co	Se	Mo	Ag	Cd	Sn	Sb	Te	I
% Valeurs nulles (<X)	18	10	34	66	49	100	23	69	82	93	66	54	30	66	87	49

Tab. III. 18 : Eléments chimiques pour lesquels le nombre de valeurs au dessous du seuil de détection après analyse XRF était supérieur à 10 % du total d'échantillons analysés.

Fraction > 63 µm

Le biplot sur la fraction > 63 µm (Fig. III.34) explique 67 % de la variabilité totale des données (PC1 = 50 % ; PC2 = 18 %). Les éléments les plus significatifs, qui correspondent aux éléments avec une forte variabilité, sont K, Sr, Rb, Br, Si, Fe, Cr, Ti, Zr, Cl. Le long de l'axe 1 se distinguent deux ensembles principaux : d'un côté celui de K-Rb-Sr (Ensemble 1) et de l'autre côté celui de Fe-Cr-Ti-Zr-Cl (Ensemble 2). Au sein de chaque ensemble, les rayons des éléments sont assez proches, ce qui indique une corrélation positive. De plus, les deux ensembles s'alignent autour de l'axe 1 et sont à l'opposé l'un de l'autre. Cela suggère que l'axe 1 correspond à un axe compositionnel et donc que la diminution du taux en K, Sr et Rb est globalement associée à une augmentation en Fe, Cr, Ti, Zr et Cl. Le potassium est un des éléments les plus diffus dans les minéraux silicatés et, au sein des roches sédimentaires sableuses détritiques, sa présence est surtout liée aux feldspaths potassiques, aux micas potassiques et à la glauconite (De Vos *et al.,* 2006). Le rubidium se substitue au potassium dans des micas comme la muscovite et en moindre proportion dans les feldspaths potassiques tels que le microcline et l'orthoclase (Wedepohl, 1978 *in* De Vos *et al*., 2006). Le strontium possède un rayon ionique intermédiaire entre K et Ca et pour cette raison peut se substituer à la fois dans des minéraux silicatés tels que les feldspaths potassiques et les plagioclases ou dans des minéraux carbonatés comme la calcite et la dolomite (De Vos *et al*., 2006). Compte tenu de la composition minéralogique des échantillons analysés ici et de la corrélation positive entre K-Rb-Sr, nous interprétons l'ensemble 1 comme correspondant au pôle des minéraux feldspathiques.

Le fer est présent dans plusieurs minéraux des roches ferromagnésiennes comme les micas, le grenat, l'amphibole, les pyroxènes et l'olivine (De Vos *et al*., 2006), mais il forme aussi plusieurs minéraux primaires comme la pyrite, la magnétite, l'hématite et la sidérite. Enfin, on le retrouve aussi dans les hydroxydes et oxydes de fer s'accumulant suite aux processus d'altération pédogénétiques. Le chrome peut-être présent comme élément primaire dans la chromite. De par son rayon ionique, il se substitue facilement au Fe et au Mg dans les minéraux ferromagnésiens tels que les pyroxènes, le spinelle, les micas et le grenat (De Vos *et al.,* 2006). La magnétite et l'ilménite peuvent également être enrichies en Cr au sein des magmas basaltiques (De Vos *et al.,* 2006). Dans les roches sédimentaires, le chrome peut être associé aux minéraux décrits ci-dessus, aux argiles et aux hydroxydes et oxydes d'origine pédologique. Au sein de l'ensemble 2, les rayons du Fe et du Cr sont très proches, ce qui indique un forte corrélation entre eux. Cela nous porte à suggérer qu'ils sont associés principalement à des minéraux tels les micas, les pyroxènes et le grenat, minéraux au sein desquels ces deux éléments sont interchangeables. Le titanium forme plusieurs minéraux primaires, dont l'ilménite, le rutile, la brookite, l'anastase et le sphène. Il se trouve en traces dans des minéraux silicatés comme l'amphibole et les micas (De Vos *et al*., 2006). Le zirconium est l'élément principal du zircon et peut se substituer à Ti dans le rutile et l'ilménite. Il se trouve en trace dans les clinopyroxènes, l'amphibole, les micas et le grenat (De Vos *et al*., 2006). Enfin, le clore est surtout associés à des minéraux tels que la sodalite et des minéraux phosphatés comme l'apatite (De Vos *et al*., 2006). Il peut être retrouvé en faible concentration dans la biotite et les amphiboles. Les minéraux constituant le cortège des différents échantillons de la sélection > 63 µm suggèrent que l'ensemble 2 est associé à des minéraux ferromagnésiens comme les micas, les pyroxènes, le grenat, les amphiboles ainsi qu'au rutile, au sphène et au zircon.

Un troisième ensemble, caractérisé par Si et Br, est visible dans le biplot. Les rayons correspondants au Si et au Br sont perpendiculaires à ceux des éléments du groupe 1 et 2, ce qui implique que Si et Br ne sont pas corrélés avec les autres éléments. Le silicium est un élément très abondant dans les minéraux silicatés et le constituant principal du quartz. Ce minéral est sans doute le plus abondant dans chacun des échantillons qui constituent la

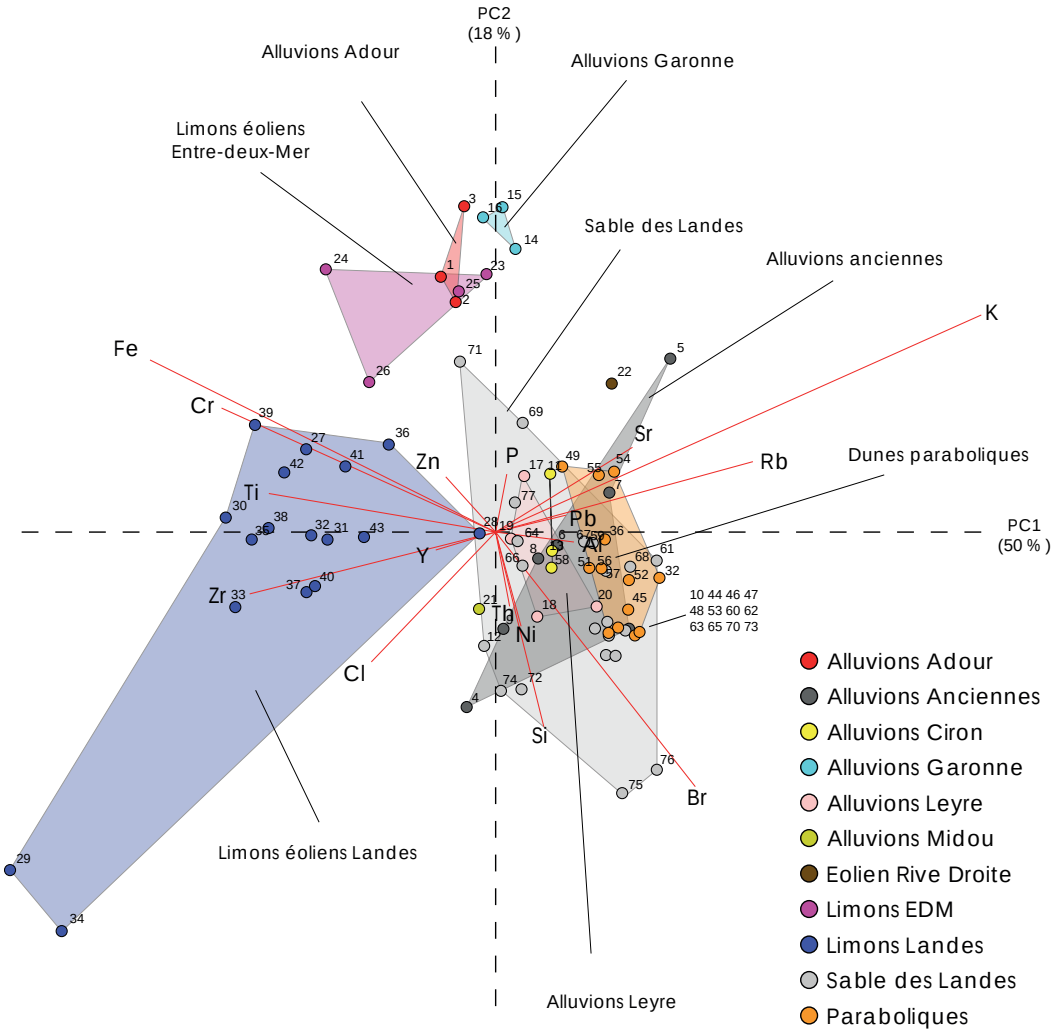


Fig. III.34 : Biplot compositionnel des éléments majeurs et traces de la fraction > 63 µm des dépôts éoliens du Bassin Aquitain et de leurs sources potentielles. Les points correspondent aux échantillons et les numéros associés permettent de se référer au nom de l'échantillon (voir tableau III. 14a-b). Lignes en pointillé : axes du biplot.

sélection > 63 µm. La grande abondance du quartz explique que le Si ne soit pas, dans la pluspart des cas, corrélé à d'autres éléments comme Al ou K. Le brome est un élément peu commun dans les minéraux silicatés où on le retrouve en substitution des ions Cl dans des minéraux comme la sodalite et l'eudialyte (De Vos *et al.*, 2006). Le contenu en brome de nos échantillons, qui oscille autour de 1 ppm, est compatible avec les valeurs rapportées pour les grès (Turekian et Wedepohl, 1961, Beus et Grigorian, 1975 in Vassilev *et al.*, 2000). Nous attribuons le troisième ensemble principalement au pôle du quartz.

La position des échantillons au sein du biplot permet de faire les constatations suivantes :

i. les échantillons issus des sables éoliens (Sable des Landes - dunes paraboliques – éolien Rive Droite), des alluvions anciennes, des alluvions récentes du Midou et de la Leyre sont associés aux ensembles 1 et 3. Leur composition minéralogique est donc principalement caractérisée par leur contenu en feldspaths potassiques et en quartz ;

ii. les échantillons provenant des limons éoliens du sud du Bassin Aquitain (limon Landes) sont clairement associés à l'ensemble 2, c'est-à-dire au pôle des minéraux ferromagnésiens ;

iii. les sables éoliens et les limons éoliens se superposent globalement à l'axe compositionnel dont les deux pôles sont l'ensemble 1 (feldspaths) et l'ensemble 2 (minéraux ferromagnésiens). Cela suggère que pour la fraction > 63 µm le passage entre le domaine des sables éoliens et celui des limons éoliens se caractérise par une diminution progressive en minéraux feldspathiques et un enrichissement en minéraux ferromagnésiens ;

iv. les échantillons des limons du nord du bassin (limons Entre-deux-Mers) sont proches des alluvions de la Garonne et de l'Adour. Ils ne sont pas clairement associés à des éléments spécifiques ;

v. les limons éoliens de l'Entre-deux-Mers se distinguent clairement, pour la fraction > 63 µm, des limons du sud du bassin ;

vi. l'échantillon provenant de dépôts sableux éoliens de la rive droite se place au sein de l'ensemble des feldspaths.

Le diagramme ternaire construit en se basant sur le contenu en Si, K et Fe-Ti-Zr confirme les tendances générales dégagées au moyen du biplot (Fig. III.35).

Au sein du groupe des échantillons correspondant aux limons du sud du bassin (limons Landes), il ne semble pas y avoir de relation entre l'augmentation en Fe-Zr-Ti et la distance par rapport aux sables éoliens. Sur un diagramme K-Ti-Zr on remarque que le contenu en Ti et Zr des échantillons de limons éoliens semblerait augmenter en fonction de leur distance aux sources sableuses (Fig. III.36). Toutefois la corrélation n'est pas linéaire, certains sites situés à moyenne distance des sables ayant des taux moins élevés que ceux qui sont proches des sables. Globalement la variabilité inter- et intrasite sur des distances > 45 km ne se superpose pas à celle des sites compris entre 0 et 35 km.

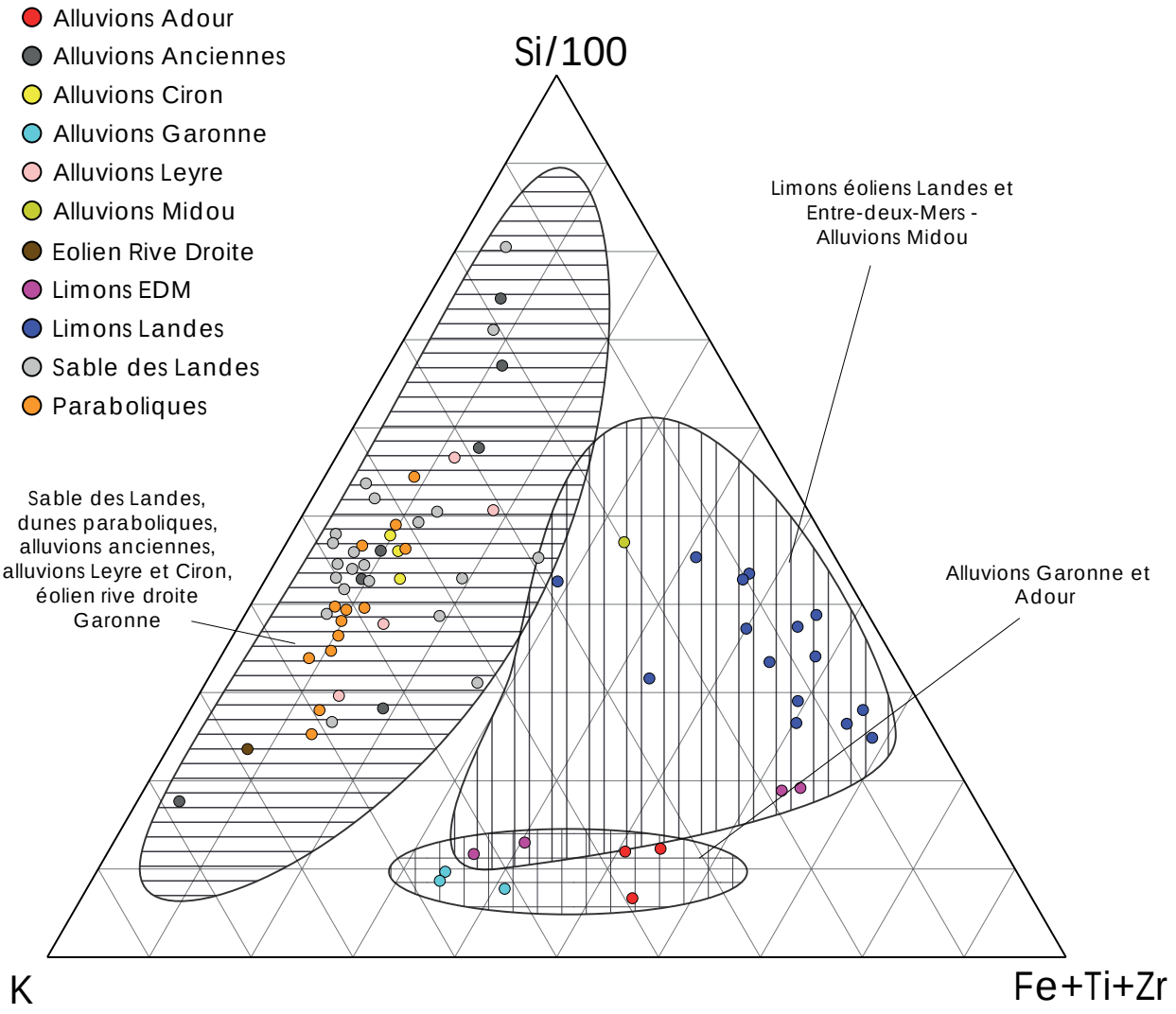


Fig. III.35 : Diagramme ternaire de la composition chimique, pour la fraction > 63 µm, des dépôts éoliens du Bassin aquitain et de leurs sources potentielles.

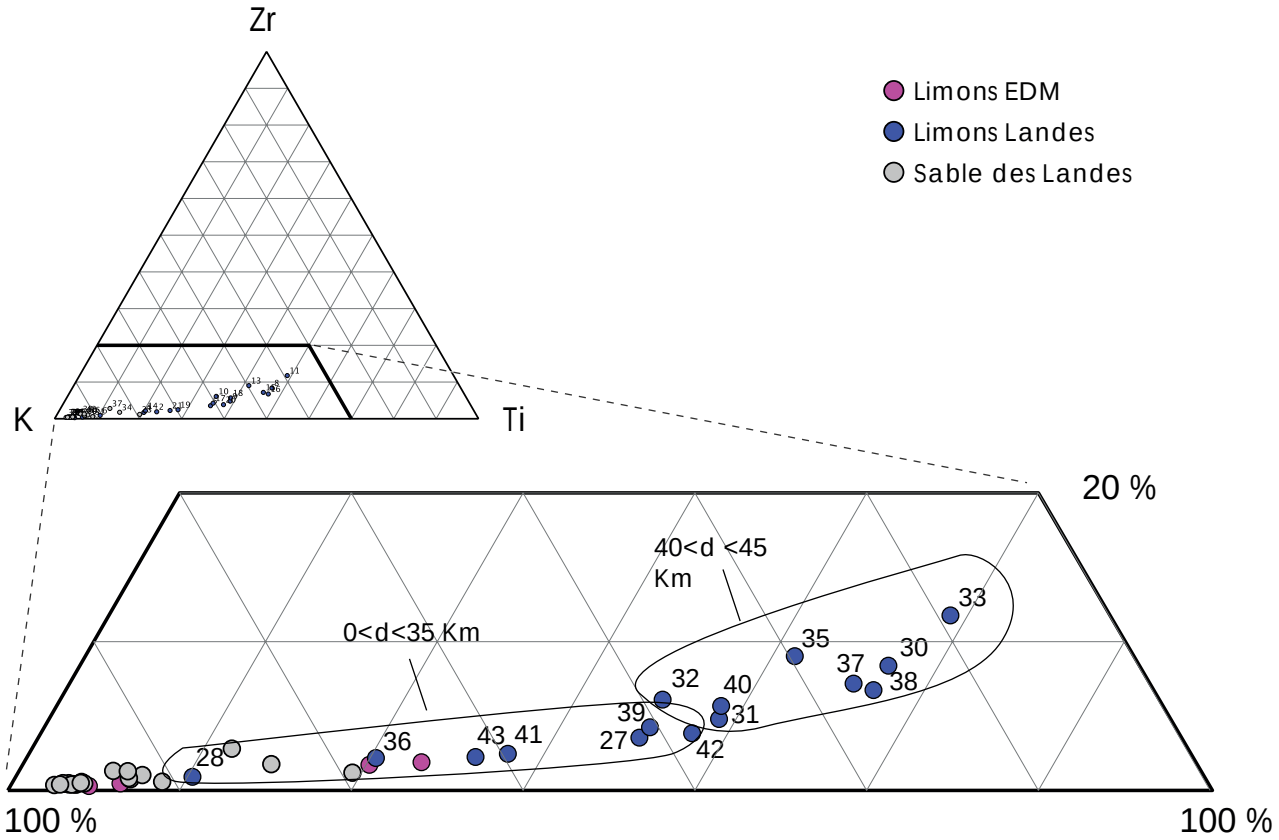


Fig. III.36 : Diagramme ternaire de la composition chimique, pour la fraction > 63 µm, des sables et limons éoliens. Les distances indiquées correspondent à la distance des sites par rapport aux sources sableuses. EDM = Entre-deux-Mers.

Fraction < 63 µm

Le nombre d'échantillons retenus pour la fraction < 63 µm (n = 62) est légèrement réduit par rapport à celui de la fraction plus grossière. Cela est dû au fait que certains échantillons de sable n'avaient pas une quantité de fines suffisante pour une analyse en XRF. Par contre, pour cette fraction, le nombre d'éléments traces détectés augmente.

Le biplot sur cette fraction (Fig. III.37) explique 63 % de la variabilité totale des données (PC1=43 % ; PC2 = 20 %). Les éléments ayant le plus de variabilité sont les suivants : Ca, Br, Cl, Ba et Mg. Trois ensembles principaux se distinguent. Le premier est représenté par Ca, le second par Ba et le dernier par Br et Cl.

Les rayons de Br et Cl sont très similaires, ce qui suggère que ces deux éléments sont directement proportionnels. Le contenu en Br de la fraction < 63 µm est sensiblement plus élevé que celui observé dans la fraction > 63 µm, notamment pour les échantillons de sables éoliens (Sable des Landes et dunes paraboliques) et d'alluvions. Les échantillons prélevés dans des dunes paraboliques ont tous, à l'exception de l'un d'entre eux, des valeurs dépassant les 100 ppm. La valeur moyenne est d'environ 70 ppm, ce qui est largement au dessus des valeurs observées pour tous type de roches (Vassilev *et al*., 2000), ainsi que pour les sols (Kabata-Pendias, 2011). Des taux si élevés ne sont observés que dans des dépôts sédimentaires marins, les algues et les eaux marines ou bien dans les dépôts de charbon fossile ou de cendres de charbon (Vassilev *et al*., 2000). Comme nous l'avons montré en partie II de ce travail, des charbons et microcharbons de bois ont été trouvé dans plusieurs coupes stratigraphiques. Les dunes paraboliques du Dryas récent en sont particulièrement riches puisqu'elles remanient souvent le paléosol Allerød dont l'horizon A contient des charbons de bois en abondance. Les taux élevés en brome sont donc compatibles avec la présence de charbons dans les sables éoliens et nous retenons cette hypothèse pour expliquer la forte variabilité associée à Br dans le biplot.

Le taux moyen en Cl, d'environ 192 ppm, est aussi plus élevé que le taux moyen de la fraction > 63 µm (43 ppm). Ces valeurs correspondent aux taux classiquement observés pour plusieurs types de roches (magmatiques acides ou sédimentaires type calcaires/schistes/argiles ; Vassilev *et al*., 2000) et sols (Kabata-Pendias, 2011) mais ne concordent pas avec ceux observés pour les grès (10 ppm) (Vassilev *et al*., 2000). Le contenu moyen en Cl observé dans nos échantillons rentre aussi dans la variabilité observée au sein de différents dépôts de charbons ou de cendres de charbon fossile étudiés par Vassilev *et al.* (2000). Dans ce type de dépôts, Cl peut-être dans certains cas corrélé positivement avec Br (Vassilev *et al*., 2000) et cela s'explique par un comportement géochimique similaire pour ces deux éléments (Vassilev *et al*., 2000 ; Kabata-Pendias, 2011). La forte corrélation entre Cl et Br mise en évidence au sein du biplot suggère une origine commune, à savoir des microcharbons. En accord avec cette hypothèse, les valeurs du Cl pour les échantillons sur dunes paraboliques sont toutes élevées à l'exception d'un cas.

Le rayon de Ba se trouve à l'opposé de ceux de Br et Cl, ce qui suggère l'existence d'un axe compositionnel le long duquel l'augmentation en Ba se fait au dépens du contenu en Br et Cl (Fig. III.37). Le Ba est surtout abondant dans les feldspaths potassiques et les micas où il se substitue à K. Il peut aussi remplacer Ca dans les plagioclases, les pyroxènes et les amphiboles, ainsi que dans des minéraux non silicatés comme la calcite ou la dolomite (De Vos *et al*., 2006). Au sein des roches sédimentaires, son abondance est souvent liée au feldspath potassique, aux minéraux argileux et aux oxydes de Fe et Mn (De Vos *et al*., 2006).

Dans le biplot, le rayon de Ba est quasi perpendiculaire au rayon du Ca et cela montre que la corrélation entre ces deux éléments est très faible voire nulle. En revanche, il existe une corrélation positive entre Ba et les éléments suivants : Mg, Y, Zr, Fe, Rb, K, Ti, Nb, Si, Th, Ga, Cr. Le Nb est largement diffus comme élément trace dans des minéraux tels que la biotite, le rutile, le sphène, la cassiterite et le zircon. Th, au sein des roches sédimentaires, est présent surtout dans deux minéraux principaux : la monazite et le zircon. Dans des contextes d'altération, il est fortement adsorbé par les minéraux argileux (De Vos *et al*., 2006). Ga existe en trace dans les amphiboles, les feldspaths, les micas et les argiles ; il remplace dans ces minéraux soit le fer soit l'aluminium. Dans les roches sédimentaires, il se concentre avec ce dernier au cours de l'altération des roches, mais une partie peut rester dans les feldspaths détritiques. Globalement, au vu des éléments associés à Ba et de la composition minéralogique des nos échantillons, nous attribuons l'ensemble du Ba aux minéraux suivants : minéraux des argiles, minéraux ferromagnésiens et quartz.

Le troisième ensemble n'est représenté pratiquement que par Ca dont la variabilité est très forte. Le Ca est très abondant dans les roches carbonatées où il est le constituant principal de minéraux comme la calcite, la dolomite ou le gypse. Il est aussi largement distribué dans les minéraux silicatés come les plagioclases, l'amphibole et le clinopyroxène, et peut souvent être associé à des minéraux argileux. Dans notre cas, le fait que Ca ait une très faible corrélation avec les deux autres ensembles d'éléments nous amène à penser qu'il est principalement asso-

cié aux minéraux carbonatés.

La position des échantillons dans le biplot montre que :

i. le groupe d'échantillons correspondant aux dunes paraboliques est associé à l'ensemble Br et Cl ;

ii. les échantillons provenant des sables éoliens, des alluvions anciennes, des alluvions de la Leyre et du Midou sont regroupés autour de l'axe compositionnel Ba / Br-Cl. Les sables éoliens sont ceux qui présentent la plus forte variabilité au tour de cet axe compositionnel ;

iii. les limons éoliens du nord et du sud du Bassin Aquitain (limons Entre-deux-Mers – limons Landes) sont regroupés ensemble et se concentrent à l'extrémité de l'ensemble du Ba ;

iv. l'enveloppe des sables éoliens recouvre partiellement celle des limons éoliens ;

v. les alluvions de l'Adour, de la Garonne et du Ciron se regroupent autour de l'ensemble Ca.

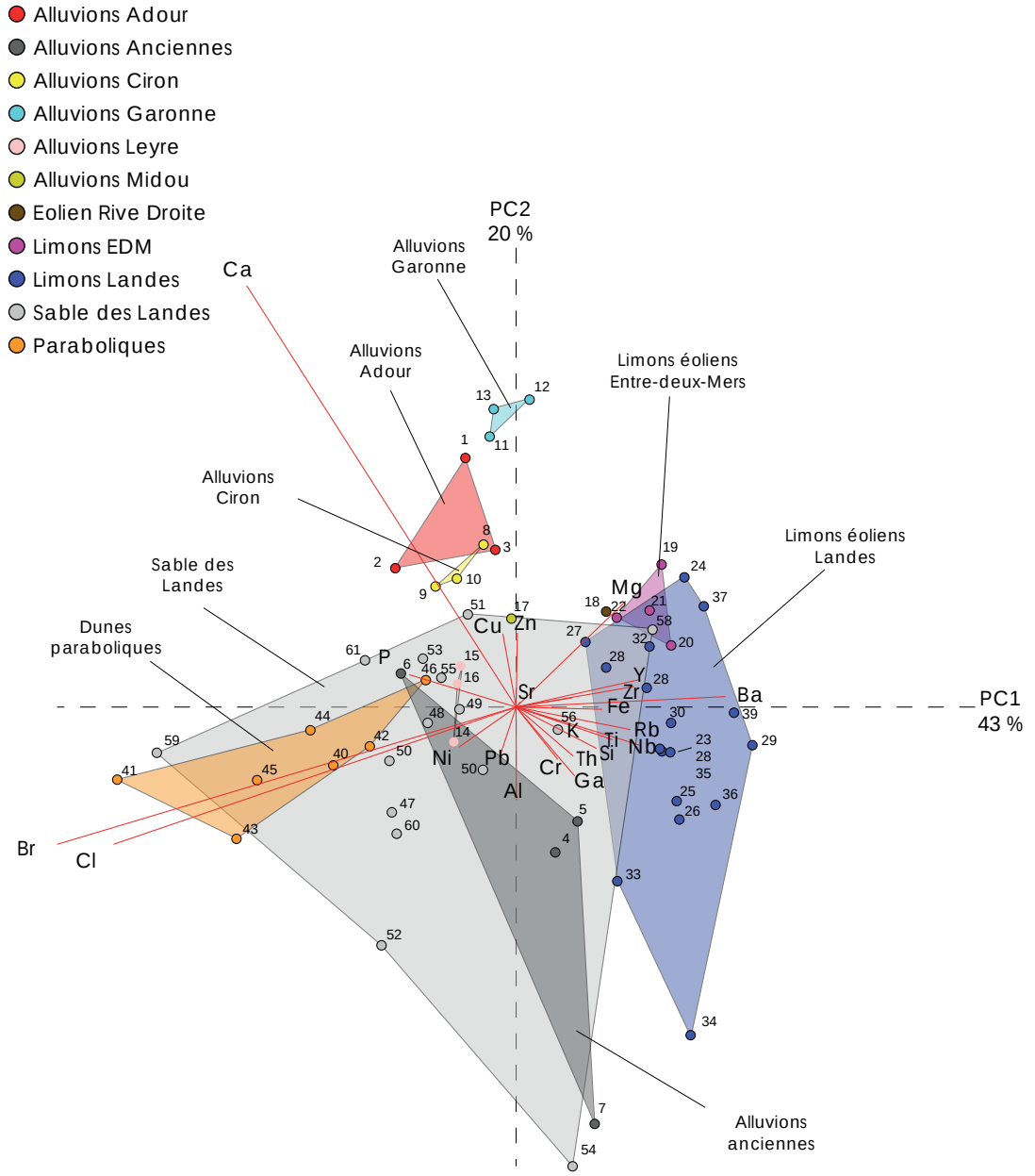


Fig. III.37 : Biplot compositionnel des éléments majeurs et traces de la fraction < 63 µm des dépôts éoliens du Bassin Aquitain et de leurs sources potentielles. Les points correspondent aux échantillons et les numéros associés permettent de se référer au nom de l'échantillon (voir tableau III. 15a-b). Lignes en pointillé : axes du biplot.

Le diagramme ternaire basé sur les ensembles principaux détectés au moyen du biplot confirme les observations faites ci-dessus (Fig. III.38). Nous avons cherché de tester la corrélation déjà observée pour la fraction > 63 µm entre le contenu en Fe-Ti-Zr et la distance par rapport aux sources sableuses. Toutefois, aucune corrélation ne semblerait exister pour cette fraction.

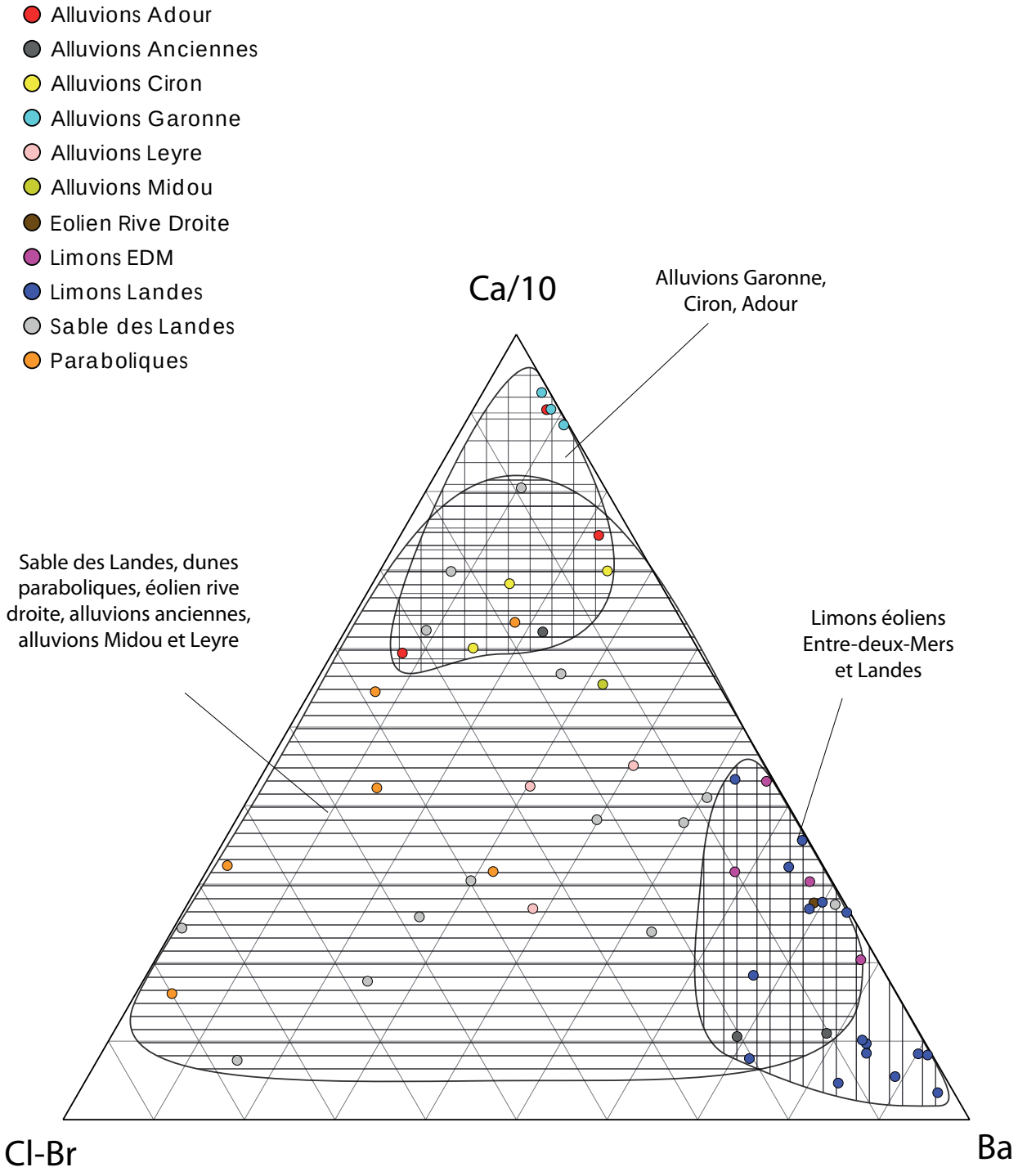


Fig. III.38 : Diagramme ternaire de la composition chimique, pour la fraction < 63 µm, des dépôts éoliens du Bassin Aquitain et de leurs sources potentielles.

III.5.4 : Edifices dunaires

Dunes de faible ampleur

Au sein de l'ensemble des dunes de faible ampleur, six types principaux de morphologies ont pu être identifiées :

i. rides transverses : elles correspondent à des successions d'édifices dunaires essentiellement parallèles et droits longs de plusieurs kilomètres, larges d'environ 50 m et espacés entre eux d'environ 70 m (Bertran *et al.*, 2009, 2011) (Planche. XXII) ;

ii. rides barkhanoïdes : leur morphologie est proche de celle des rides transverses mais elles présentent une allure plus ondulée (Planche XXIII) ;

iii. rides barkhanoïdes étroites : elles se différencient des précédentes par une largeur moins importante, généralement inférieure à 35 m (Planche XXIV) ;

iv. rides barkhanoïdes isolés ; il s'agit de corps dunaires à allure barkhanoïde mais qui ne se suivent que sur quelques centaines de mètres et qui sont significativement plus espacées entre eux par rapport aux autre type de champs des rides (Planche XXV) ;

v. dunes en dôme ou en taches plus ou moins régulières (Planche XXVI).

La hauteur des différents édifices dunaires n'a pas pu être identifiée. D'après nos observations sur le terrain et celles de Bertran *et al.* (2009) elle est généralement inférieure à 2 m.

Concernant la cartographie des dunes, il a été décidé ici de ne présenter que la zonation des dunes Landes Girondines. Plus au sud, les zones où les

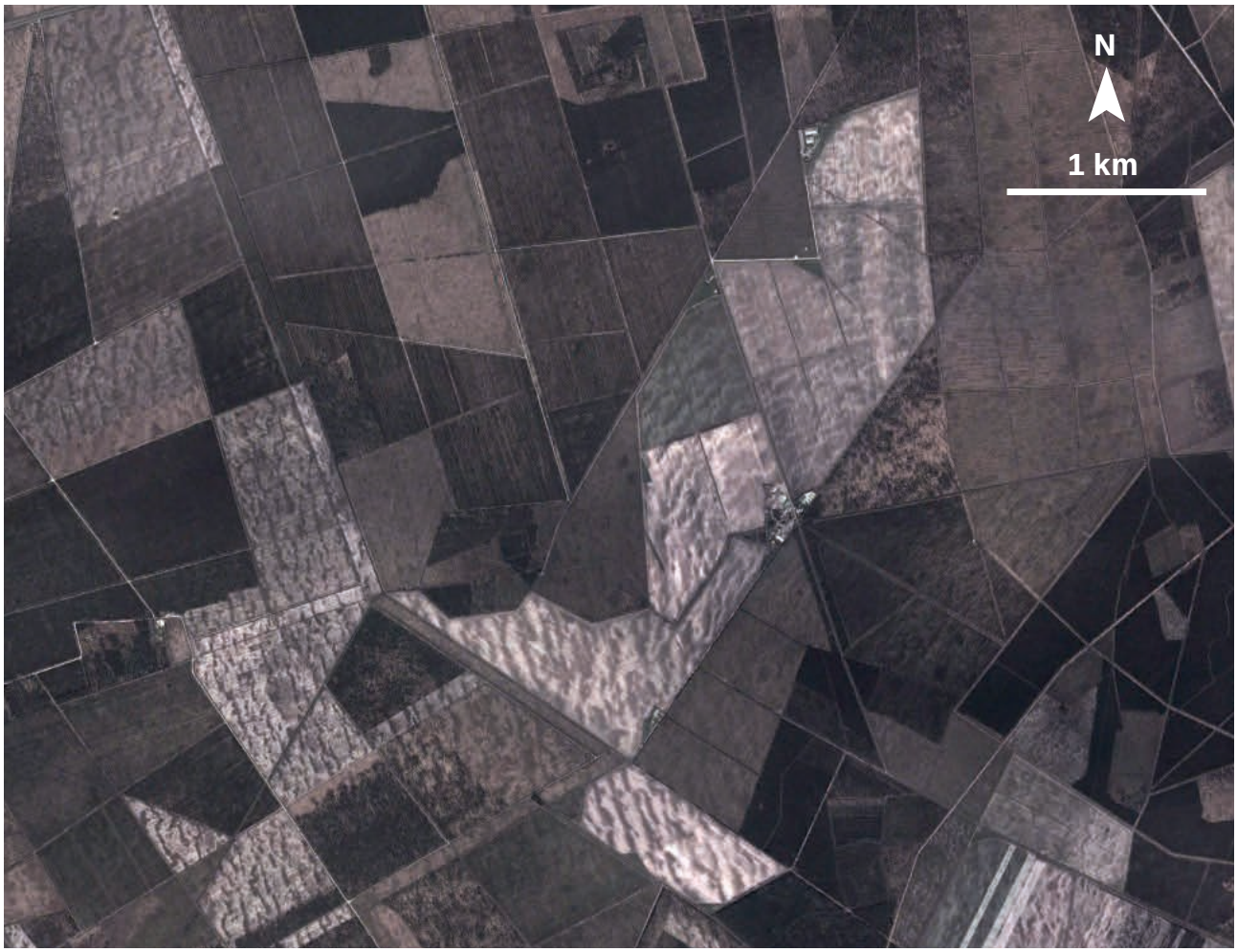


Planche XXII : Rides transverses près de Marcheprime. Noter dans le coin en haut à droite le changement de direction des rides depuis le N-S vers l'E-O.

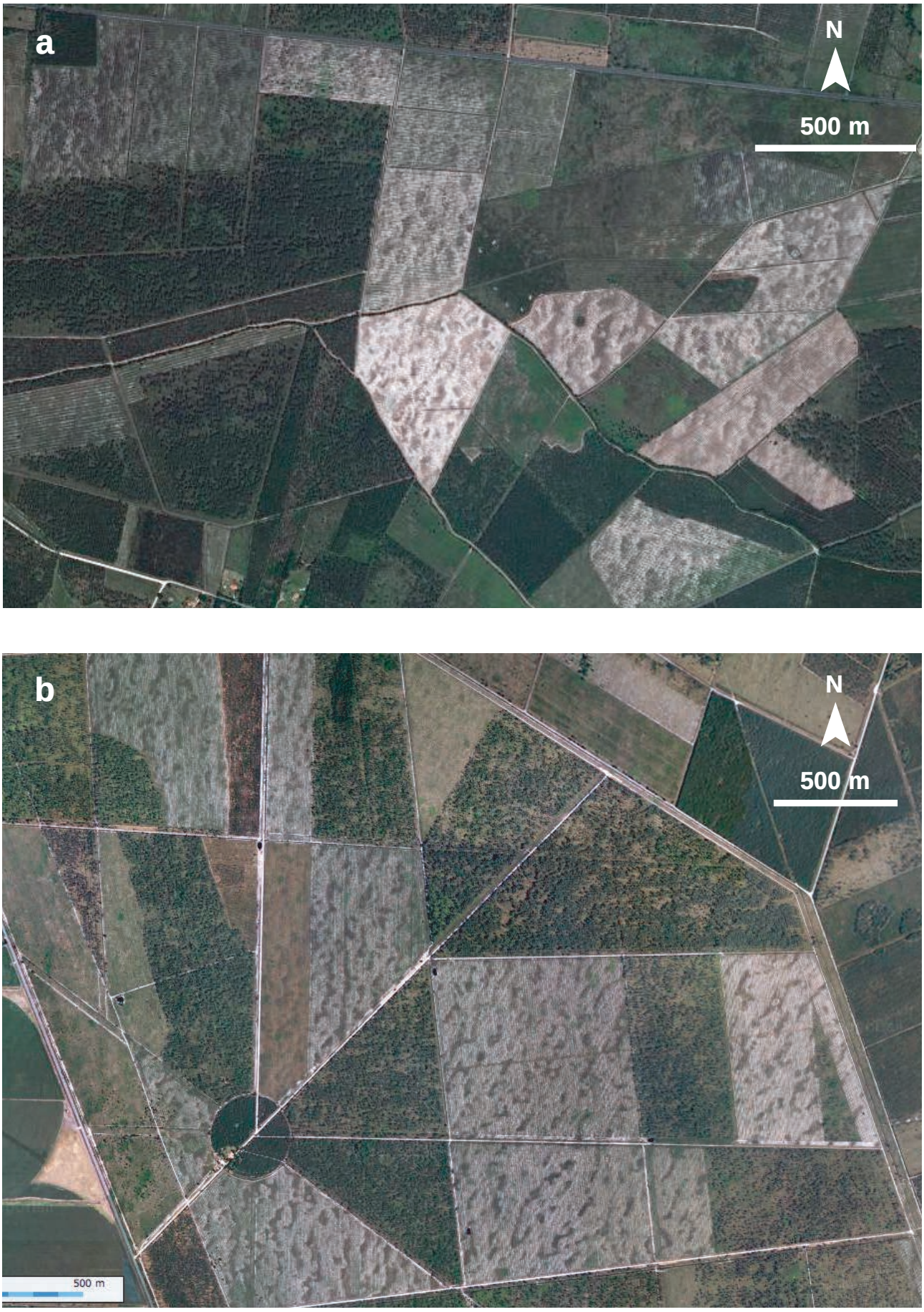


Planche XXIII : Rides barkhanoïdes. a) Secteur de Saint-Hélène ; b) Secteur de Saint-Jean d'Illac.

Planche XXIV : Rides barkhanoïdes étroites dans le secteur de Carcans.

Planche XXV : Rides barkhanoïdes isolées à l'est d'Hourtin.

Planche XXVI : Dunes en dôme ou en tache. a) A l'est des champs des rides barkhanoides de la planche III.IV. b) A l'est de Lanton.

rides dunaires apparaissent sont plus réduites et distantes et il n'a pas été possible pour l'instant d'établir une zonation précise des différents édifices dunaires. La cartographie établie pour les Landes Girondines est montrée sur la Fig. III.39 et les considérations suivantes peuvent être faites :

i. les rides transverses sont localisées en zone de plateau et apparaissent seulement dans le sud des Landes Girondines ;

ii. les rides barkhanoïdes étroites et les rides barkhanoïdes sont plutôt localisées sur une bande qui correspond essentiellement au versant ouest des Landes girondines ;

iii. les dunes en dôme et en taches apparaissent soit sur la marge orientale des champs de dunes barkhanoïdes et transverses, soit, au niveau du Bassin d'Arcachon, sur la marge occidentale des rides barkhanoïdes ;

iv. vers l'est, les champs dunaires laissent la place à une zone plus ou moins large qui est constituée, d'après les observations de terrain (Partie II), par des épandages sableux peu épais sans édifices visibles (< 1 m).

Du nord au sud des Landes Girondines, la succession des différentes morphologies dunaires varie sensiblement d'ouest en est (Fig. III.39) :

- entre Hourtin et Brach, aux rides barkhanoides étroites suivent les rides barkhanoides isolées, puis des dunes en dôme et enfin les épandages sableux ;

- entre Brach et Bordeaux, les rides barkhanoïdes étroites sont suivies par les rides barkhanoides, par des dunes en dôme et enfin par les épandages sableux. Les dunes en dôme disparaissent entre Brach et Sainte-Helène ;

- entre Bordeaux et Marcheprime, une étroite bande de dunes en dôme est suivie par des rides barkhanoides, puis des rides transverses et puis à nouveau par des dunes en dome et des épandages sableux sans édifices visibles (Fig. II.29).

Les mesures d'orientation ont été réalisées seulement sur les rides barkhanoïdes et les rides transverses. Au total, 425 mesures ont pu être effectuées et les diagrammes en rose montrent une direction variant entre le NO et SO (Fig. III.40). La projection des lignes définissant l'orientation des rides transverses et des rides barkhanoïdes montre que cette variabilité est due en large partie au fait que les dunes semble dans certaines zones s'adapter à la topographie locale. (Fig. III.41). Cela est particulièrement évident pour les rides transverses dont la direction des crêtes varie entre N-S et O-E en l'espace de quelques km au niveau de Marcheprime (Fig. III.41b) ; certaines rides barkhanoïdes semblent également s'adapter à la morphologie du relief (Fig. III.41a).

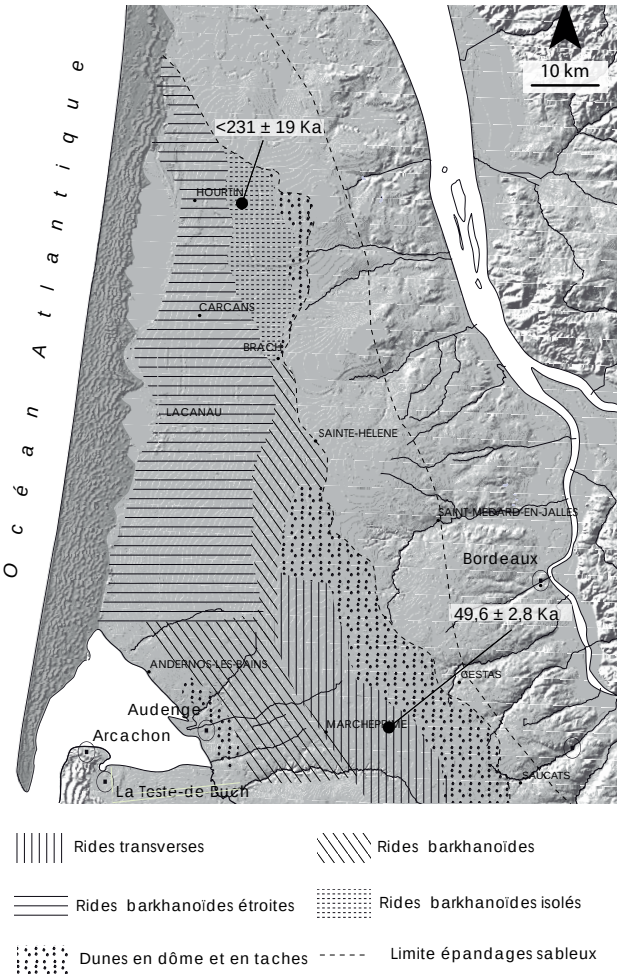


Fig. III.39 : Cartographie des morphologies des dunes de faible ampleur du Plateau Girondin.

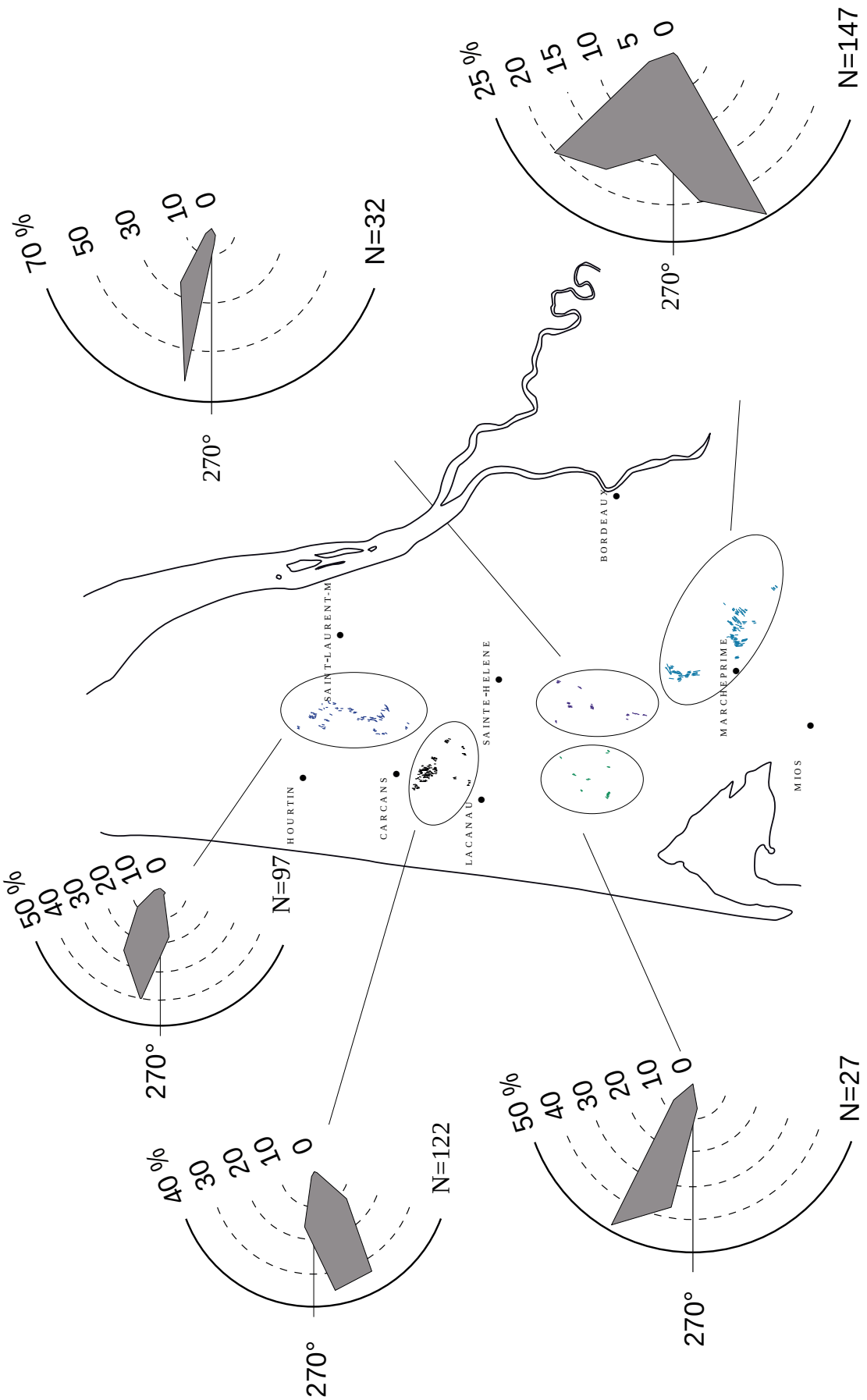


Fig. III.40 : Diagrammes en rose des vecteurs perpendiculaires à la direction des rides transverses et des rides barkhanoïdes.

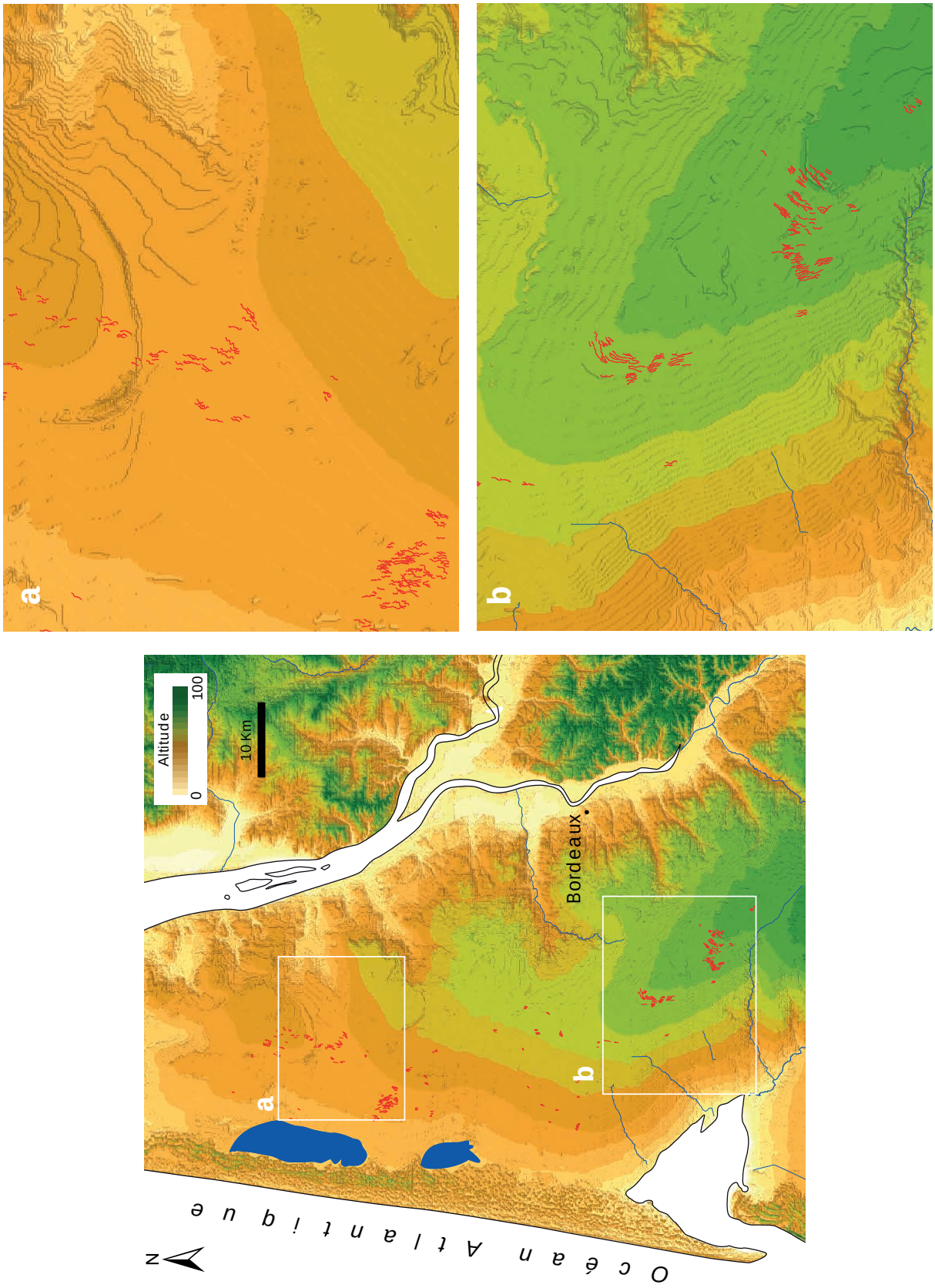


Fig. III.41 : Crêtes digitalisées des rides barkhanoïdes, rides barkhanoides étroites, rides barkhanoïdes isolées et des rides transverses superposées au modèle numérique de terrain. Noter le changement d'orientation suivant la topographie locale de certaines rides barkhanoïdes (a) et des rides trasverses (b).

Dunes paraboliques

Un nombre total de 2636 dunes paraboliques a été digitalisé. La hauteur des dunes n'a pas pu être mesurée ; d'après Legigan (1979), elle atteint 10 à 15 m et exceptionnellement plus de 25 m (Dune de Cazalis, Landes). Cinq types principaux de morphologies dunaires ont été observés (Fig. III.42) :

i. simple : dune parabolique dont la longueur des bras est comparable à la distance entre les deux bras ;

ii. allongée : dune parabolique dont la longueur des bras est significativement plus importante que la distance entre les deux bras ;

iii. dissymétrique : dune parabolique présentant un des bras nettement plus développé que l'autre ;

iv. linéaire : dune parabolique n'ayant plus qu'un seul bras ;

v. coalescente : ensemble de dunes paraboliques simples coalescentes ;

vi. en échelon : ensemble de dunes paraboliques allongées coalescentes.

La position des dunes dans le paysage n'est pas aléatoire : elles sont essentiellement regroupées autour des axes fluviaux (Fig. III.43). A l'ouest des Landes, les dunes paraboliques forment des véritables couloirs qui suivent les vallées orientées O-E et se prolongent sur le plateau, le plus important d'entre eux ayant une extension d'environ 80 km (Fig. III.43). La carte de distribution des des dunes montre qu'à proximité des principaux cours d'eau, la densité varie entre 5,5 et 0,8 km^2, tandis que dans les couloirs dunaires et au niveau des plateaux, elle ne dépasse généralement pas 0,8 km^2 (Fig. III.44).

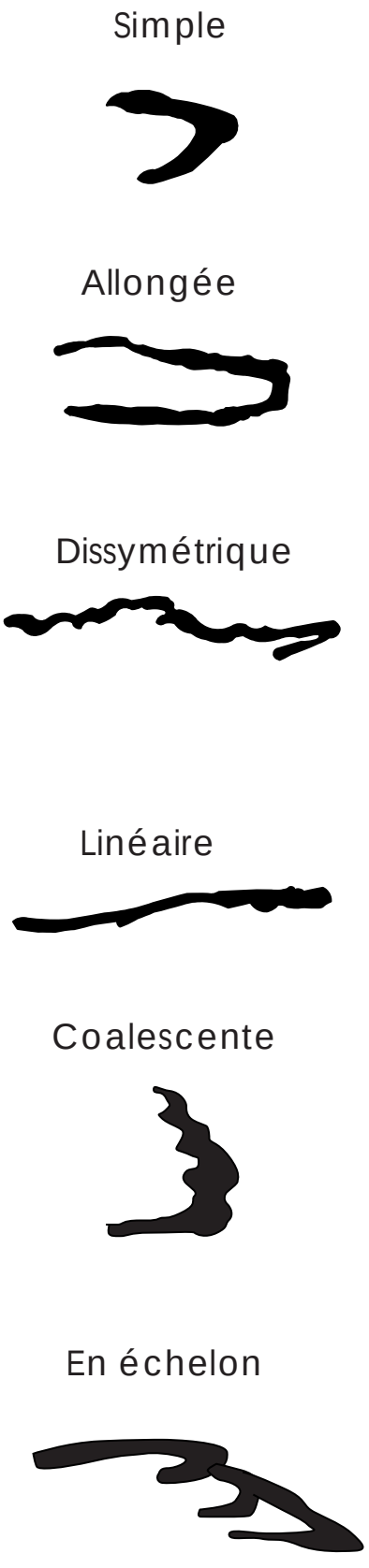


Fig. III.42 : Principales morphologies de dunes paraboliques des Landes de Gascogne.

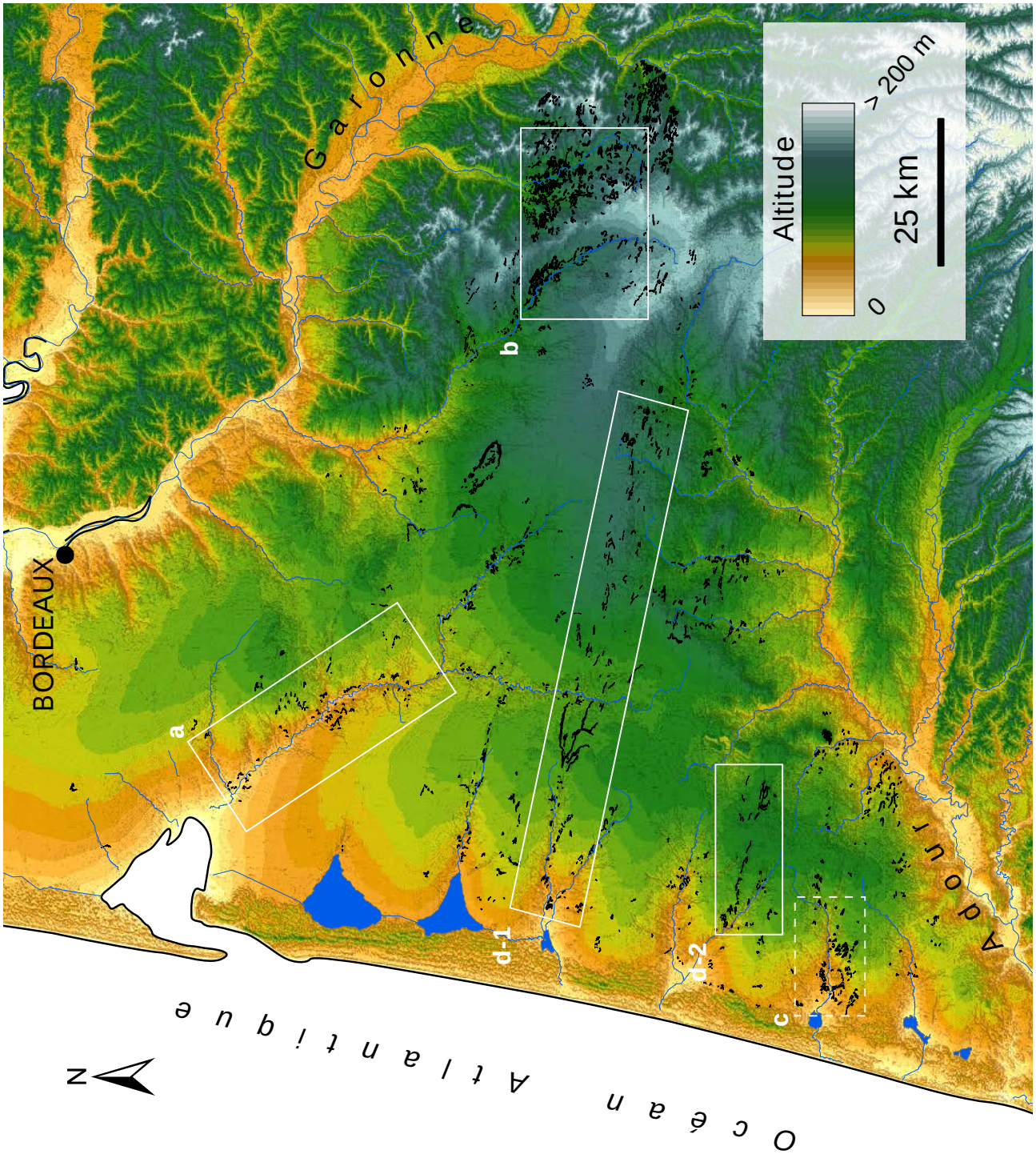


Fig. III.43 : Répartition des dunes paraboliques digitalisées au sein des Landes de Gascogne. Rectangles blancs: Fig.III. 45a, b, c, d1, d2.

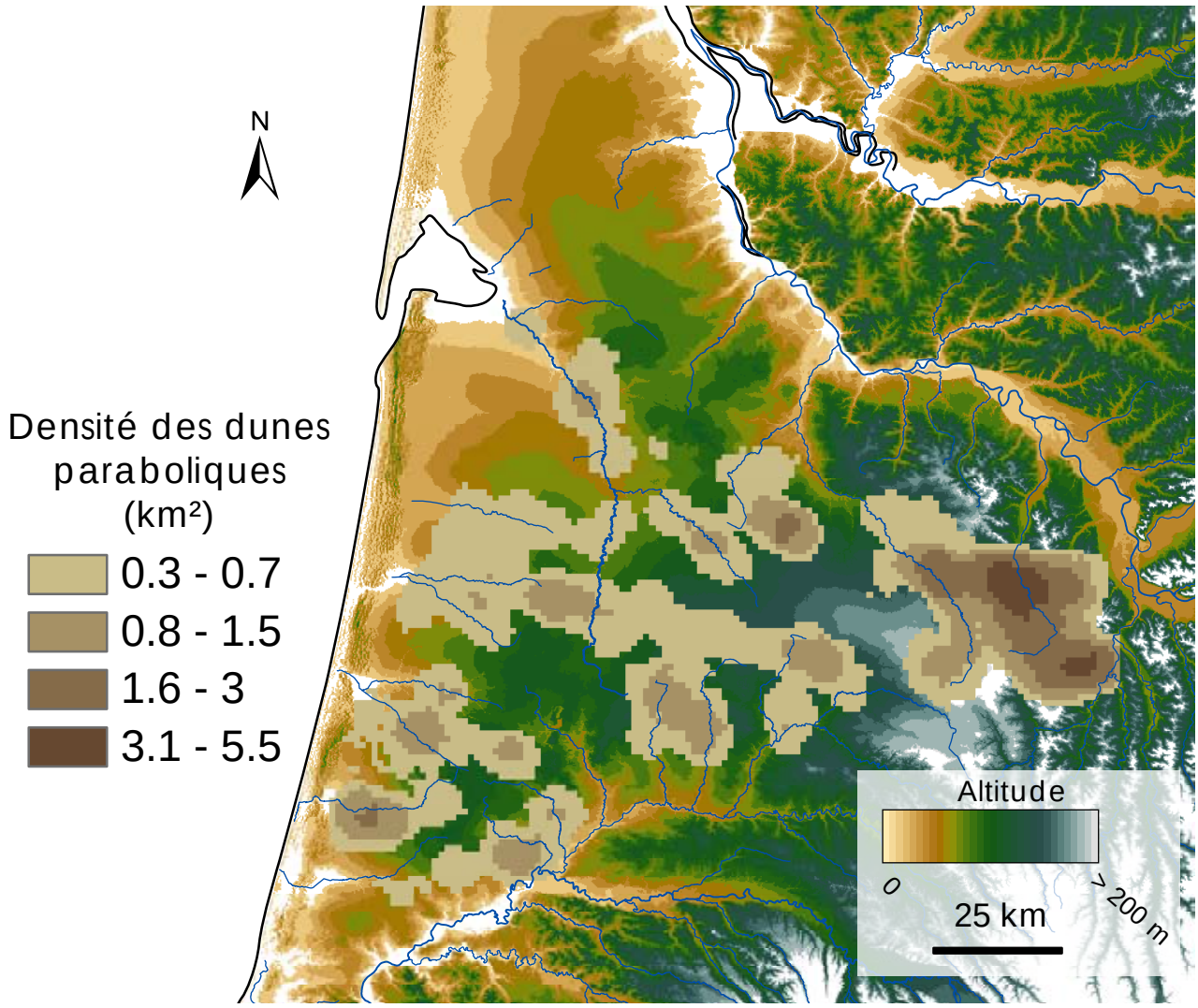


Fig. III.44 : Carte de densité des dunes paraboliques des Landes de Gascogne. N_{tot} = 2636

Le type de morphologie dunaire semble également varier en fonction de la position topographique. Le long des vallées de la Leyre et du Ciron, ainsi qu'à proximité de la côte, les édifices se présentent essentiellement sour la forme de dunes paraboliques simples, allongées ou coalescentes (Fig.III.45 : a,b,c). Dans les couloirs dunaires, les dunes sont essentiellement du type allongé, dissymétrique ou linéaire (Fig. III.45d1,d2). Des formes complexes longues de plusieurs kilomètres ont été observées dans le principal couloir dunaire (Fig. III.45d1,d2).

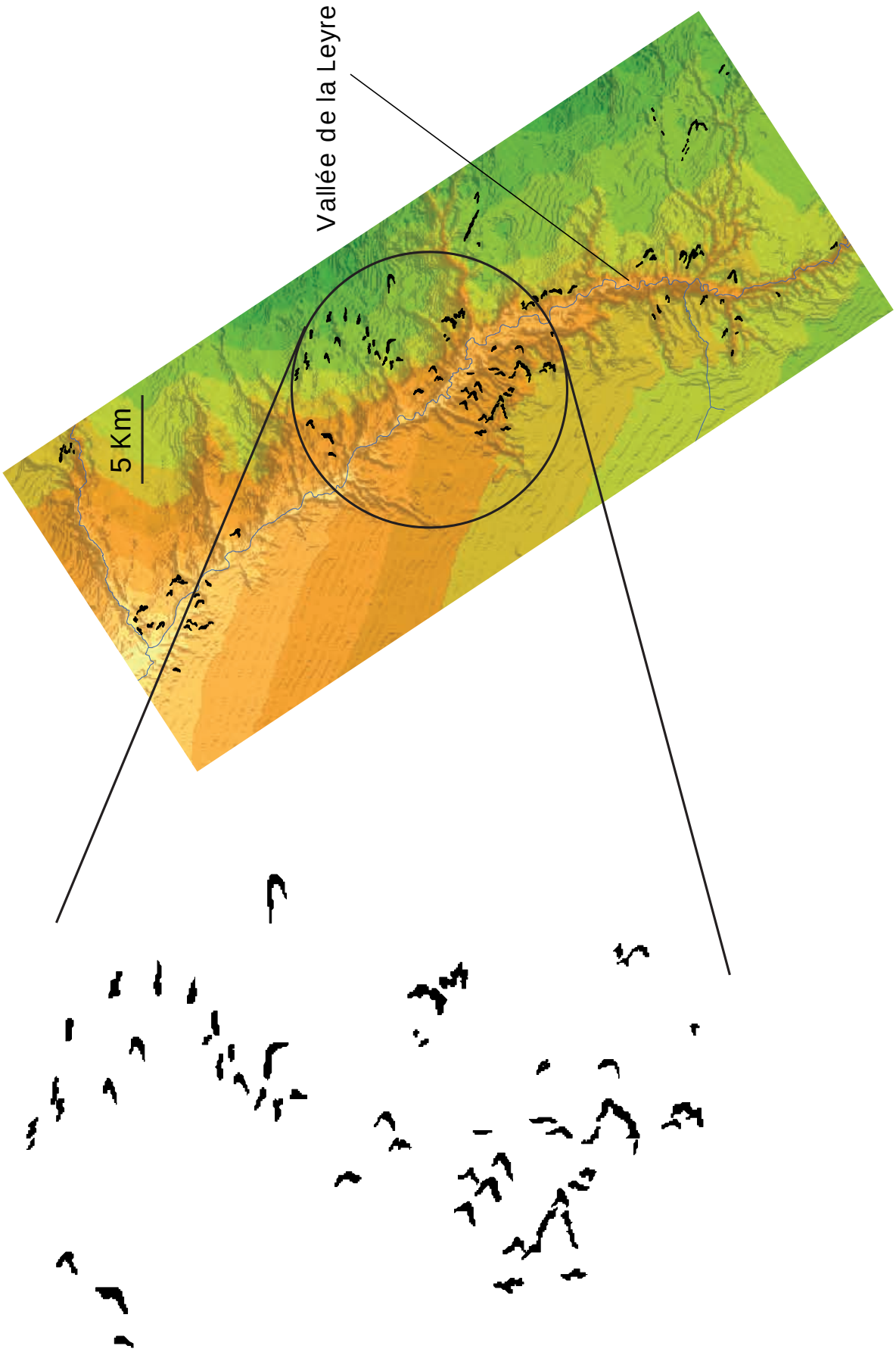


Fig. III.45a : Morphologies des dunes paraboliques le long de la Leyre (position encadré sur la Fig. III.45).

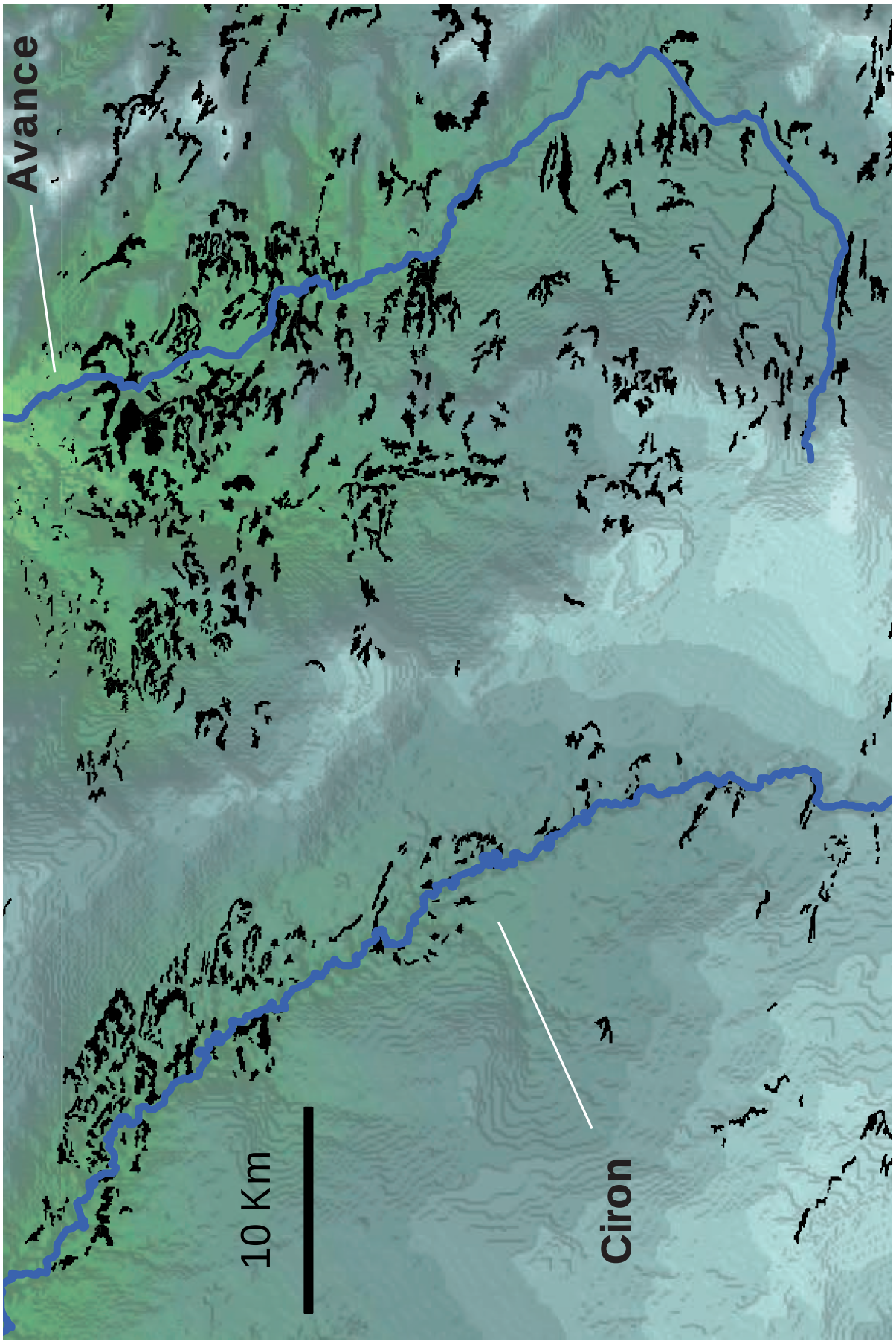


Fig. III.45b : Morphologies des dunes le long de la vallée du Ciron et de l'Avance.

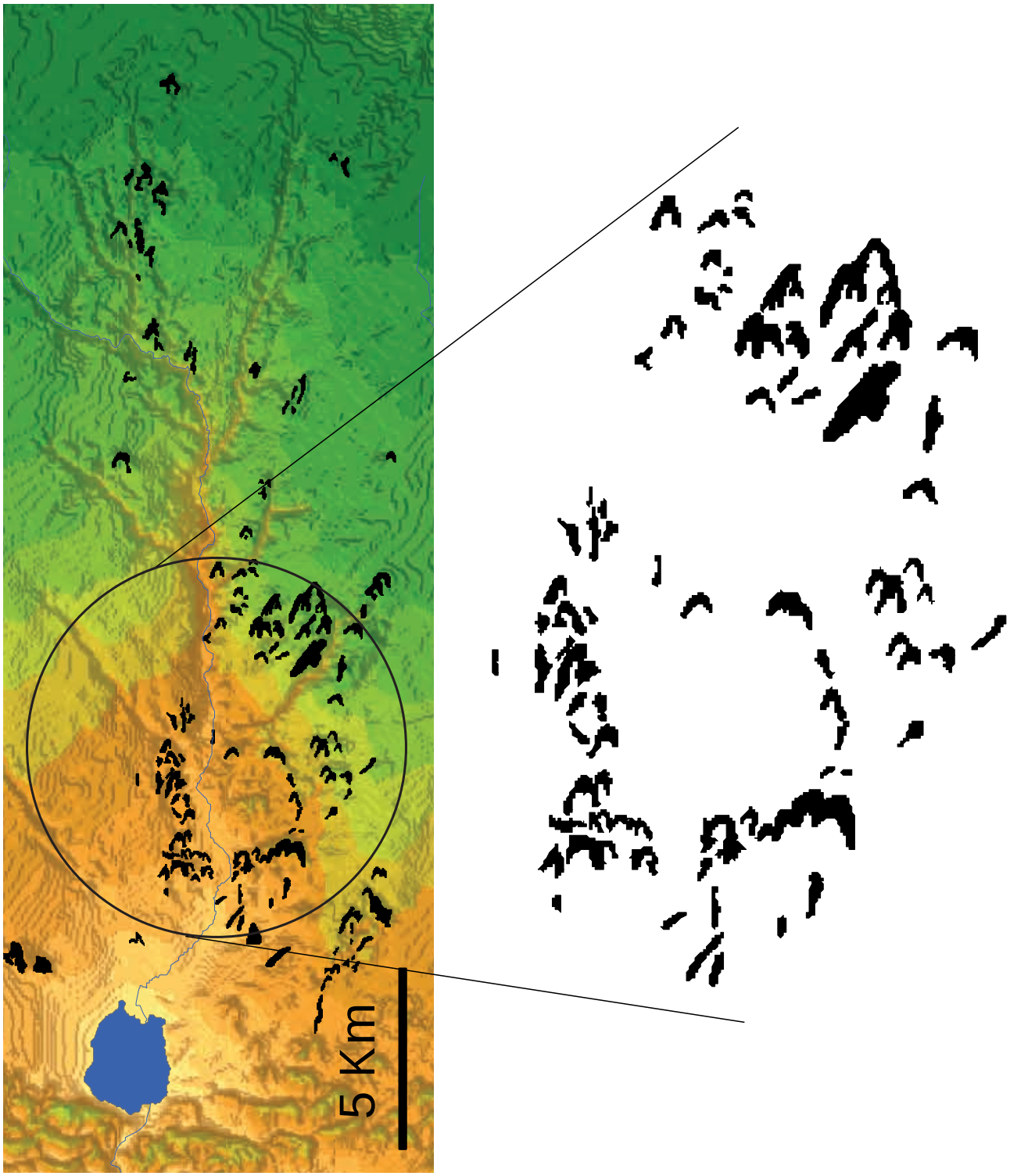


Fig. III.45c : Morphologies des dunes paraboliques près de la ligne de côte (position encadré sur la Fig.III.45). En bleu: étang de Léon.

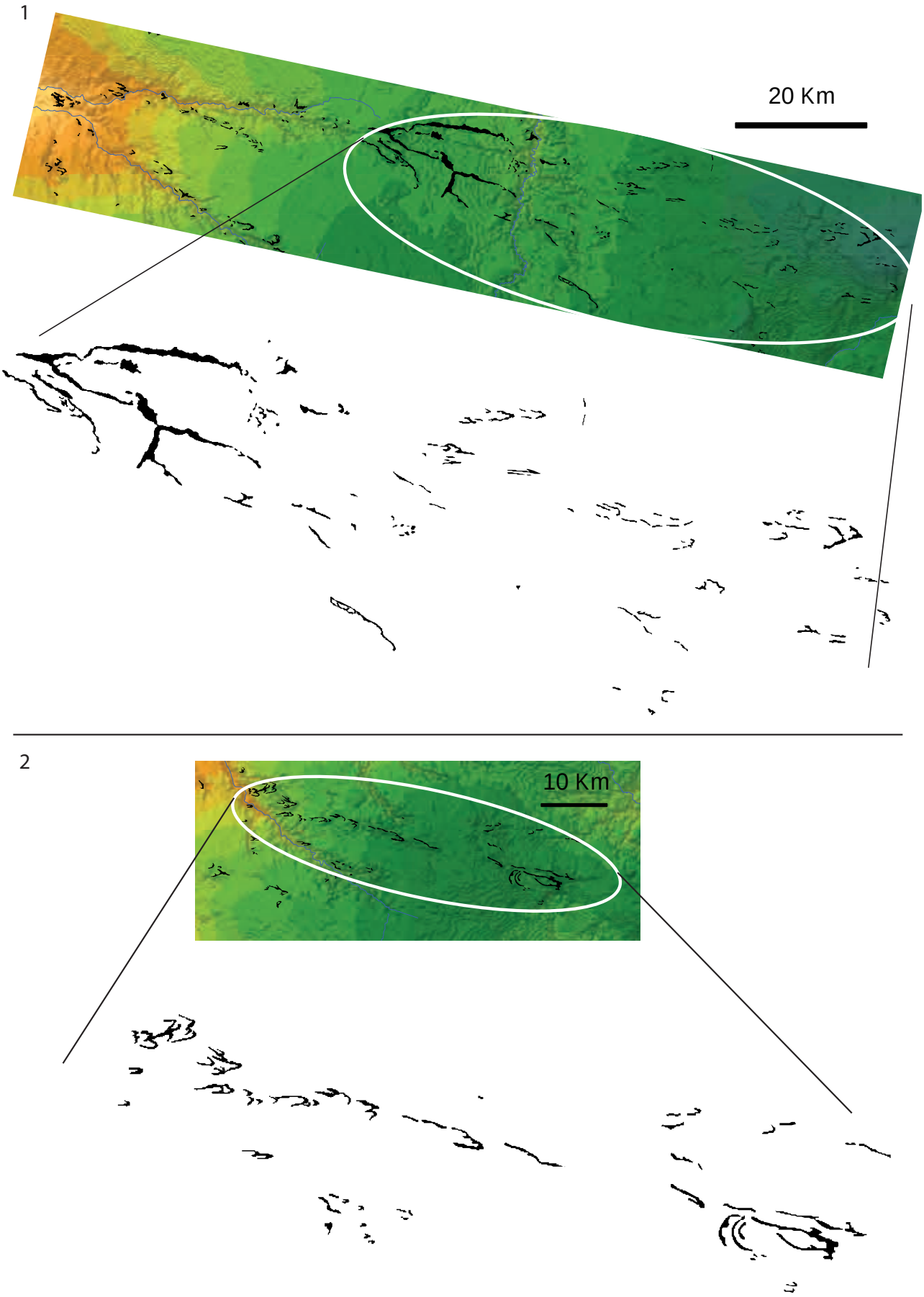


Fig. III.45d : Morphologies dunaires le long du principal couloir dunaire (1) et d'un autre couloir situé plus au sud (2). Position des deux encadrés en Fig. III.45.

Des lagunes et des cuvettes de déflation peuvent être associées aux dunes paraboliques (Fig. III.46). Pour les lagunes, deux cas de figures ont pu être identifiés :

i. entre les deux bras d'une dune parabolique. La lagune forme un plan d'eau allongé ou arrondi de faible dimension (Fig. III.46a) ;

ii. en avant d'une crête dunaire lorsque, en raison d'un gradient topographique, la crête fonctionne comme une barrière à l'écoulement de l'eau et provoque la formation d'un plan d'eau (Fig. III.46b).

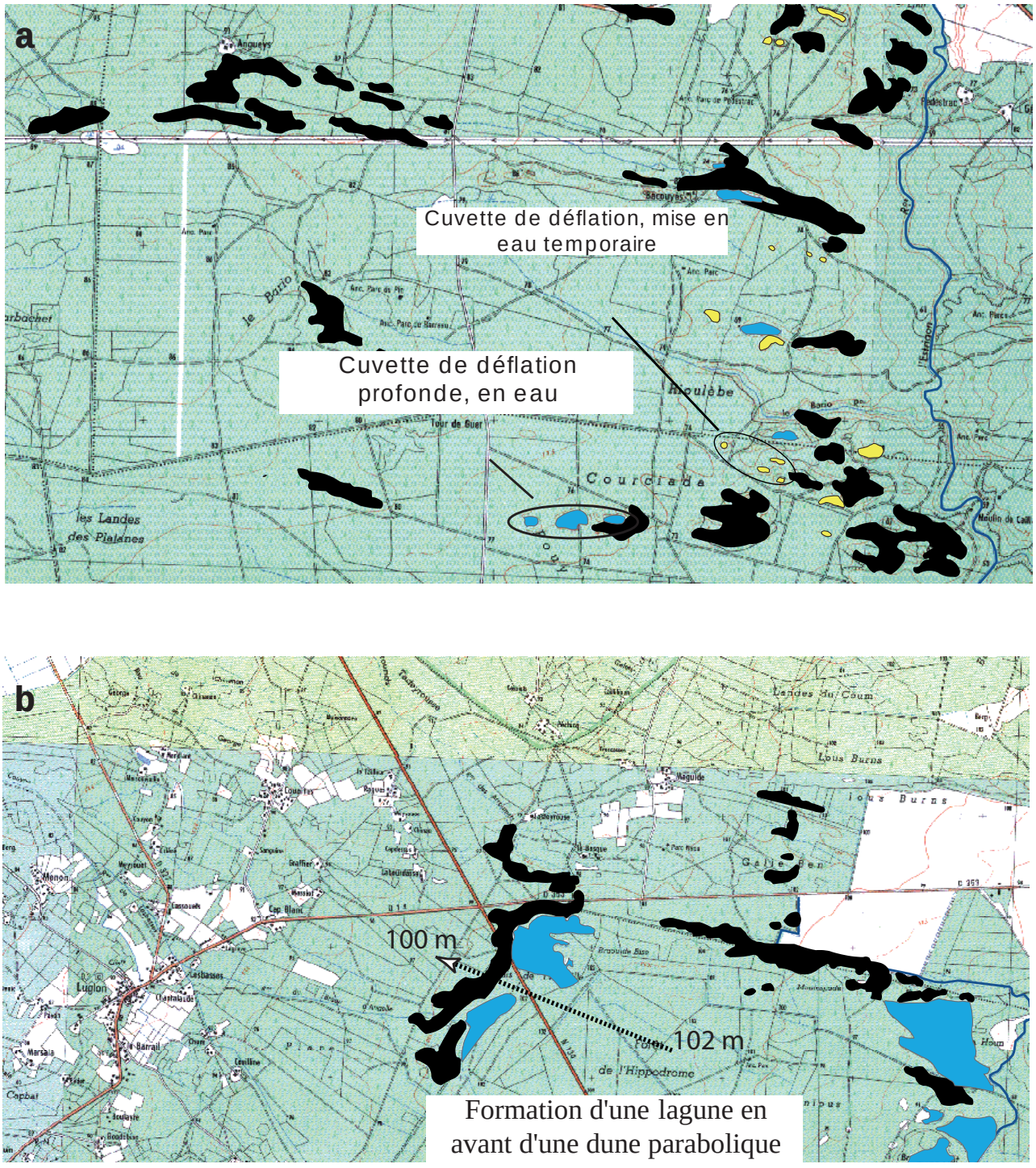


Fig. III.46 : Principaux types de lagunes et de cuvette de déflation associés aux dunes paraboliques. a) Cas de lagunes formées en arrière d'une dune parabolique. b) Cas de lagunes formées en avant d'une dune parabolique.

Concernant les mesures d'orientation de l'axe des dunes, un nombre total de 394 mesures a été réalisé. Ce nombre est réduit par rapport à celui des dunes cartographiées car pour nombre d'entre elles, il n'était pas possible de distinguer aisément les deux bras. D'autre part, nous n'avons pas pris de mesures sur les dunes paraboliques linéaires. Les diagrammes en rose réalisés sur l'ensemble des mesures montrent une orientation systématique selon une direction OSO-ENE et une faible dispersion autour de cette direction (Fig. III.47).

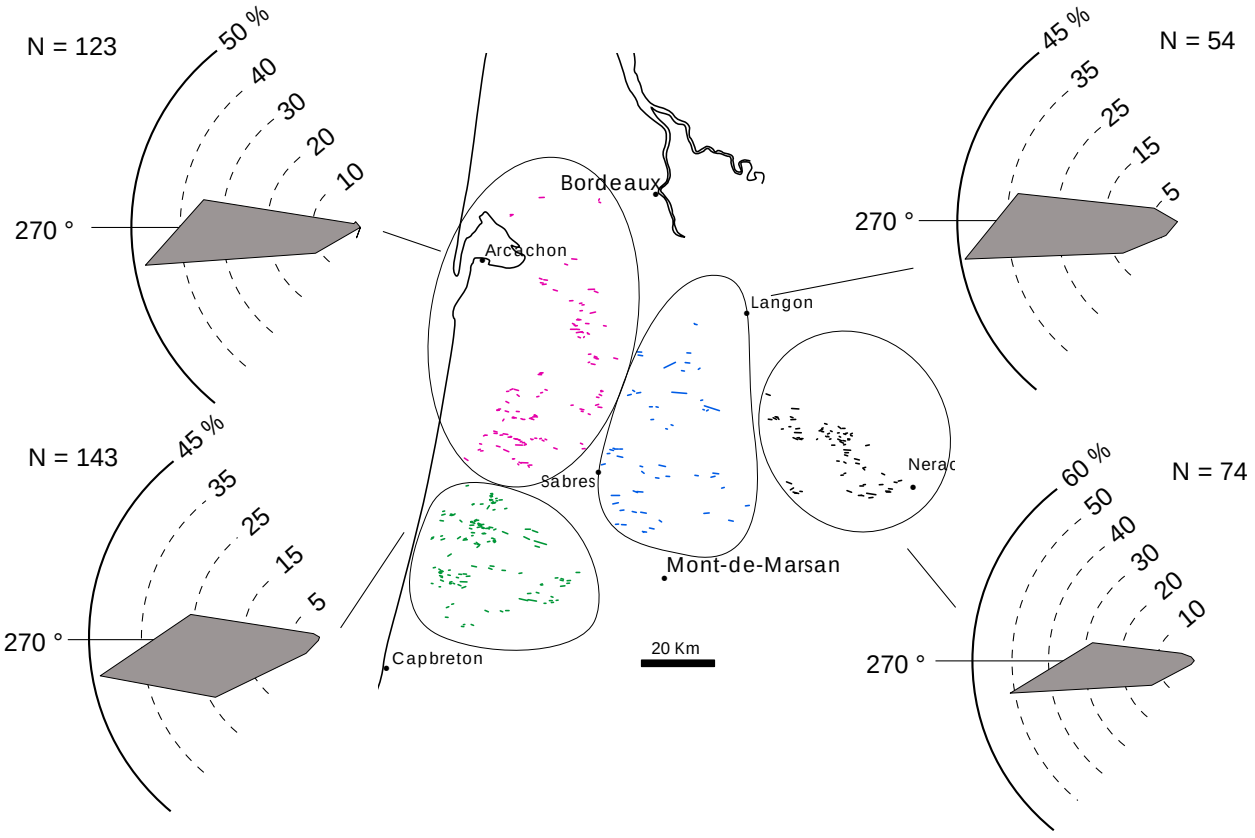


Fig. III.47 : Diagrammes en rose établis à partir de l'orientation de la bissectrice de l'angle entre les deux bras des dunes paraboliques simples, allongées , dissymétriques ou coalescentes.

III.6 : Discussion

III.6.1 Origine des limons et dynamique de transport

Les résultats obtenus par la modélisation du contenu en sable grossier, sable moyen, limon grossier et limon fin suggèrent une relation génétique entre les différents faciès éoliens comme cela a été proposé par Bertran *et al.* (2011). D'après l'orientation des lignes d'isovaleur granulométrique, le gradient régional suit une direction approximativement NO - SE.
Dans le plateau Landais et en Saintonge Girondine, nous remarquons tout d'abord une transition graduelle entre sables grossiers et sables fins. Ce gradient ne résulte pas d'un héritage du substratum, car la Formation du Sable des Landes et les sables éoliens des Landes de Saintonge recouvrent indifféremment tout type de substratum (Legigan, 1979). La diminution de la taille des sables éoliens dans la direction de transport, déjà observée dans certains déserts sableux actuels (e.g. Goudie *et al*., 1987), résulterait :

i. de la concentration, près des sources sableuses, des grains les plus grossiers se déplaçant plus lentement par charriage et reptation (Lancaster, 1995) ;

ii. d'une diminution de la vitesse du vent au fur et à mesure que l'on s'éloigne des côtes et que l'altitude augmente, comme le suggère la similitude entre le gradient granulométrique et celui de la vitesse des vents à l'échelle régionale (Fig. III.4).

L'extension des sables grossiers au niveau du bassin versant de la Leyre peut être mise en relation avec des vents particulièrement efficaces dans ce secteur au cours du Pléniglaciaire suite à l'effet de canalisation des vents tel qu'on peut encore l'observer aujourd'hui (*cf.* Fig. III.4).

La transition sables – limons éoliens est contrôlée principalement par le changement topographique qui s'opère entre les zones de plateau (Plateau Girondin, Plateau Landais, Plateau de la Saintonge Girondine) et les vallées principales qui les bordent (Garonne, Adour et Dordogne). D'autres auteurs ont également évoqué un contrôle de la topographie dans les changements de faciès éoliens. Aux PaysBas, dans une région à faible relief qui constituait au Pléniglaciaire une vaste zone de sables de couverture, Kasse (1997) a observé que les lœss s'accumulent sous le vent des obstacles topographiques majeurs. En étudiant les dépôts éoliens de Belgique, Appelman (1956) a observé que la transition sable-limon est graduelle si la topographie varie régulièrement, tandis que les ruptures de pente accélèrent les changements granulométriques. Des changements granulométriques en fonction de la topographie ont été également mis en évidence dans en Normandie par Lautridou (1985). Mason *et al.* (1999) ont analysé les lœss du sud-est du Minnesota, où des accumulations épaisses sont présentes tant sur la rive gauche que sur la rive droite du Mississipi. Ils considèrent que les accumulations lœssiques en rive droite du Mississipi ne peuvent pas être expliquées par des vents locaux transportant occasionnellement des limons du Mississipi vers l'ouest, car cette configuration contraste avec le gradient granulométrique régional. Le passage entre dépôts lœssiques minces et dépôts lœssiques épais dans la région étudiée serait dû à la transition entre un paysage à faible relief, où le transport de sable par saltation est favorisé, et un paysage disséqué par des rivières encaissées qui piègent les sables et favorisent ainsi le dépôt de lœss.

Dans le sud des Landes, la localisation des faciès de transition (sables limoneux et limons sableux) et d'une partie des dépôts lœssiques en rive droite de l'Adour suggère que les limons ne sont pas transportés depuis la plaine alluviale de ce cours d'eau mais qu'ils dérivent plutôt des sables éoliens du Plateau Landais. La zone des faciès de transition correspond à un secteur où la vitesse des vents actuels diminue rapidement (Fig. III.4 - Fig. III.23), vraisemblablement en raison d'une perte de compétence au niveau des vallées de l'Adour et de ses affluents. En effet, comme l'ont montré des études expérimentales (Sierputowski *et al*., 1995) ou de terrain (Wiggs *et al*., 2002), la vitesse du vent diminue et favorise ainsi l'accumulation des particules transportées lorsque les courants atmosphériques sont perpendiculaires à l'axe d'une vallée.

Le profil N-S montrant l'évolution des modes granulométriques entre les sables et les lœss (Fig. III.26) corrobore l'interprétation d'une origine non fluviatile des lœss. Une fois passé le Plateau Landais, nous trouvons assez rapidement des faciès de transition, caractérisées par un mode sur les sables (280 µm) et un autre sur les limons (22 µm), puis des lœss dont le mode diminue progressivement jusqu'à atteindre 17 µm. Ce même mode est observé du côté sous le vent de la vallée de l'Adour, c'est-à-dire en rive gauche compte tenu du gradient régional et des vents dominants en Aquitaine. En Illinois et dans le sud-ouest Indiana, Frazee *et al.* (1970) ont suivi l'évolution granulométrique des lœss depuis leurs sources, à savoir les fleuves Mississipi, Illinois et Wabash. Ils ont observé d'abord

une diminution rapide du mode granulométrique d'environ 30-35 µm jusqu'à environ 25 µm, et puis une diminution plus graduelle jusqu'à environ 22-20 µm. La diminution progressive du mode granulométrique n'est pas perturbée par la vallée de l'Adour et on en conclut que ce fleuve ne contribue pas de manière substantielle à la formation des lœss, du moins dans le secteur oriental des Landes qui est actuellement le seul où nous ayons pu réaliser un suivi granulométrique détaillé.

Les résultats des analyses chimiques convergent pour indiquer une relation génétique entre les sables et les lœss. Au niveau de la fraction > 63 µm, les résultats du biplot (Fig. III.34) et du diagramme ternaire Zr/Ti/K (Fig. III.36) montrent une augmentation progressive en minéraux lourds (minéraux contenant Zr et Ti) aux dépens des minéraux potassiques (essentiellement les feldspaths) des sables vers les limons. Cette tendance est interprétée comme le reflet du gradient granulométrique : les minéraux lourds ont tendance à se concentrer dans les fractions fines (Garzanti *et al*., 2008) et leur augmentation va donc de pair avec l'augmentation en sables fins et très fins au niveau des faciès de transition et des lœss. Pour la fraction < 63 µm, l'interprétation des groupes définis par l'analyse statistique est plus délicate et ne permet pas réellement de fournir des arguments en faveur d'une relation génétique sable-lœss. Nous n'avons pas en effet retrouvé dans cette fraction une diminution de certains éléments aux dépens d'autres, qui suggère une relation directe entre sables et limons. Le recouvrement partiel de l'enveloppe des sables et celle des limons est lié à deux seuls échantillons et son interprétation en termes de ressemblance entre fraction fine des sables et des limons semble prématurée. La contribution principale à la définition du pôle des limons et des faciès de transition est due au Ba qui est principalement lié aux minéraux argileux. Ces argiles sont sans doute en partie d'origine pédogénétique puisque les échantillons sur limons et faciès de transition correspondent aux horizons BT. Le regroupement des échantillons des limons et des faciès de transition autour d'éléments traces principalement associés aux minéraux lourds (surtout rutile et zircon), à certains minéraux ferromagnésiens (micas, amphiboles) et au quartz, n'est pas non plus un argument pour suggérer une origine des limons par abrasion éolienne. L'accumulation préférentielle d'éléments comme Zr dans les lœss est connue et elle est mise en relation avec une combinaison optimale entre la taille typique de ces grains et leur masse (McLennan *et al*., 1993). Ti a aussi été signalé comme élément particulièrement abondant dans les lœss (Gallet *et al*., 1998). Le quartz est connu depuis longtemps comme le minéral le plus important des dépôts lœssiques (Smalley et Vita-Finzi, 1968). Ces concentrations en certains éléments peuvent difficilement donner des informations sur l'origine des limons puisque, comme cela a été souligné par Gallet *et al.* (1998), les lœss sont très homogènes d'un point de vue géochimique quelle que soit leur province d'origine. Enfin, soulignons que le très faible contenu en Ca des limons éoliens par rapport aux alluvions de l'Adour (Fig.III.36) est sans doute lié à une complète décalcification des premiers.

Dans la moitié nord du bassin, les faciès de transition sont localisés sur une étroite bande entre le Plateau Girondin et la vallée de la Garonne : le contexte est donc globalement comparable à celui du Plateau Landais. Néanmoins, en Gironde, la zone de transition est plus étroite et les courbes d'isovaleurs granulométriques sont plus serrées, vraisemblablement à cause du changement de relief très marqué qui correspond à la vallée de la Garonne. Les faciès de transition sont situés en rive gauche de ce fleuve, ce qui rejette a priori une origine fluviatile des limons.

Tout au nord, au niveau de l'embouchure de la Garonne, la carte d'épaisseur des sables souligne la quasi-absence d'accumulation significative aussi bien en rive droite qu'en rive gauche. Par ailleurs, la transition sable-limon se décale d'au moins 40 km vers l'est. La présence de faciès de sable-limoneux est par contre attestée dans le secteur de Langon, d'après les observations faites sur le site archéologique Badegoulien de Coimères (Rué M., com. pers.). Nous pensons que l'absence de dépôts éoliens sur les terrasses fluviatiles au nord de Langon doit être mise en relation avec des vents particulièrement compétents dans le secteur. La carte actuelle des vents montre que le couloir garonnais, dans sa partie la plus aval, se caractérise par des vitesses moyennes des vents élevées, comparables à celles observées le long de la côte. Cette configuration résulte de l'effet de canalisation des masses d'air le long de la vallée de la Garonne. Cet effet est d'autant plus efficace que le couloir garonnais est orienté vers le NO-SE, qui est actuellement une des principales directions des vents. Puisque l'encaissement de la Garonne à commencé dès le Pléistocène inférieur (Dubreuilh *et al*., 1995), cet effet de canalisation des vents a dû fonctionner aussi au cours du Pléniglaciaire supérieur. Dans la partie qui suit, nous allons par ailleurs montrer le rôle exercé par ce couloir dans la modification de l'orientation des dunes du Pléniglaciaire moyen, une observation déjà faite par d'autres auteurs (Legigan, 1979 ; Bertran *et al*., 2009, 2011). Signalons enfin l'abondance des galets éolisés sur les anciennes terrasses de la Garonne qui suggère l'existence d'une zone dominée par la déflation le long de ce couloir.

Finalement, nous envisageons pour les lœss de l'Entre-deux-Mers des apports éoliens dérivant à la fois des sables du plateau Girondin mais aussi de la

plaine alluviale de la Garonne-Gironde. Le transect réalisé dans le nord du Bassin Aquitain (Fig. III.27) révèle que les lœss de l'Entre-deux-Mers ont un mode entre 34 et 30 µm à proximité des sources sableuses (Garonne et Sable des landes). L'étude du site de Coimères (Monin *et al.,* 2013) montre que les faciès de transition de rive gauche de la Garonne au sud de Bordeaux ont un mode sur les limons à 20 µm. Les limons de l'Entre-deux-mers ont donc des caractéristiques différentes et ne semblent pas avoir la même origine. A notre avis, du moins pour le Pléniglaciaire supérieur, la source éolienne la plus importante pour les lœss de cette zone sont les plaines alluviales de la Garonne et de la Gironde. Cette hypothèse semble être confirmée par les analyses de la composition chimique des limons. Le biplot (Fig. III.34) et le diagramme ternaire (Si-K-Fe+Ti+Zr) sur la fraction > 63 µm (Fig. III.35) suggèrent en effet une proximité géochimique entre les échantillons lœssiques et les alluvions de la Garonne. Au contraire, et comme pour les limons des Landes, l'analyse chimique ne permet pas de proposer une origine pour la fraction fine des échantillons de l'Entre-deux-Mers. Le biplot et le diagramme ternaire pour cette fraction montrent que les lœss du nord rentrent dans la variabilité des lœss du sud, ce qui souligne encore une fois l'homogénéité des lœss d'un point de vue géochimique.

En Saintonge Girondine, les faciès de transition sont situés au nord de la vallée de la Dordogne et, compte tenu du gradient régional, nous pouvons exclure une origine des limons depuis cette rivière. La transition entre sables et limons se fait graduellement de façon assez comparable à ce que l'on observe dans le sud du bassin en l'absence de barrière topographique. L'évolution des modes granulométriques sur les lœss (Fig. III.27) suit le gradient régional et correspond à une diminution de la taille des particules en s'éloignant des épandages sableux du plateau. Ces épandages constituent véritablement la source principale des limons lœssiques qui nappent les plateaux calcaires disséqués par l'Isle et la Dordogne.

Enfin, si l'on considère les gradients granulométriques (Fig. III.23 - Fig. III.25), les lœss affleurant sur une étroite bande entre Bourg et Blaye semblent aussi avoir une liaison génétique avec les sables du Plateau de Saintonge Girondine. Cependant les limons entre Bourg et Blaye ne sont pas séparés des sables éoliens par une barrière topographique et leur formation reste par conséquent difficilement explicable. Nous pensons donc qu'il n'existe aucune relation entre les sables du Plateau Girondin et ces lœss. Leur origine doit être cherchée ailleurs et l'hypothèse la plus solide est qu'ils dérivent directement des plaines d'inondation de la Dordogne et de la Gironde. Dans le secteur où se sont accumulés les lœss, la rive droite de ces rivières entaille des formations calcaires (Formation des Calcaires à Astéries, g2 de la carte géologique à 1/50.000) quasi verticalement sur une hauteur comprise entre 50 m à Bourg et de 25 m à Blaye. Cette corniche existait au cours du dernier Pléniglaciaire, le creusement de la Garonne et de la Dordogne ayant commencé depuis le début du Pléistocène. Dans ce contexte, il est possible d'imaginer que cette corniche ait pu jouer un rôle de barrière topographique favorisant ainsi l'accumulation des limons sur ses bordures.

Dans le cadre de cette étude, les variations d'épaisseurs des lœss ne peuvent pas être directement comparées avec les gradients granulométriques. Nous rappelons en effet que les épaisseurs figurées sur nos cartes d'estimation reflètent des dépôts diachroniques car nous avons pris les épaisseurs totales à chaque fois en regroupant ainsi plusieurs cycles d'accumulation. Toutefois nous pouvons dégager des informations complémentaires sur la dynamique de dépôt des lœss.

Au nord du Bassin Aquitain, les lœss les plus épais se trouvent sur le plateau de l'Entre-deux-Mers et se caractérisent par une diminution rapide de leur épaisseur vers l'est et le sud-est (Fig. III.33). Ce type de configuration, qui a été observé dans d'autres contextes d'accumulation lœssique, peut être expliquée par différents facteurs :

i. l'éloignement des sources limoneuses dans le cas de lœss en relation directe avec de grands cours d'eau. Ce type de modèle a été notamment évoqué pour expliquer certaines des grandes accumulations lœssiques d'Amérique du Nord (Simonson et Hutton, 1954 ; Waggoner et Bingham, 1961 ; Frazee *et al.* 1970). Frazee *et al.* (1970), dans leur étude sur les lœss de l'Illinois et du SO Indiana, ont montré que les variations d'épaisseurs en s'éloignant des axes fluviaux étaient expliquées essentiellement par deux facteurs. Près des sources, la diminution des épaisseurs est tout d'abord très rapide parce que les particules les plus grossières, qui occupent donc un volume important, s'accumulent à faible distance. Plus loin, les épaisseurs diminuent en raison de la diminution progressive de la charge transportée en suspension dans les nuages de poussières ;

ii. un changement significatif dans la rugosité de la surface suite à la présence d'une couverture végétale (Tsoar et Pye, 1987). Cette couverture provoque une accumulation importante dès qu'elle apparaît, accumulation davantage marquée dans le cas d'une couverture forestière que dans le cas d'une couverture steppique (Tsoar et Pye, 1987).

iii. un changement topographique lié par exemple au passage entre un paysage de plaine peu contrasté et un paysage disséqué par les cours d'eau (Mason *et al.* 1999).

Tant le rôle de la topographie que celui de la proximité avec un axe fluvial majeur – la Garonne – sont des facteurs plausibles pour expliquer la distribution de l'épaisseur des lœss du nord du bassin. Le rôle de la couverture végétale reste actuellement difficile à estimer. Nous considérons que l'éloignement par rapport à la Garonne constitue le facteur dominant, mais non exclusif, dans les variations d'épaisseurs observées. Etonnamment, la Dordogne ne semble pas délivrer des quantités importantes de limons car nous n'observons pas de changements majeurs dans les épaisseurs de part et d'autre de la vallée. Ce cours d'eau n'a donc visiblement que peu ou pas contribué aux formations limoneuses du nord du Bassin Aquitain. L'une des raisons pourrait être le caractère très grossier de la sédimentation alluviale pendant le pléniglaciaire (Bertran *et al.*, 2013b) et la formation rapide de pavages de galets par la déflation, limitant la fourniture en particule fines.

Sur le Plateau de Saintonge Girondine, les épaisseurs importantes observées au nord de l'embouchure de la Dordogne correspondent plutôt à des sables et à des faciès de transition, exception faite des lœss de l'étroite bande entre Blaye et Bourg. Comme nous l'avons souligné pour les données granulométriques, l'origine de ces accumulations reste à clarifier. Nous maintenons toutefois comme étant la plus probable une origine depuis la plaine de débordement de la Garonne. Concernant les autres lœss du plateau de Saintonge Girondine, force est de constater que leur épaisseur reste très réduite, par opposition à ce qui est observé dans l'Entre-deux-Mers.

Au sud des Landes, aucune tendance spécifique ne semble se dégager à partir des cartes d'épaisseur des lœss. Nous expliquons cela principalement comme une conséquence du choix méthodologique que nous avons dû faire quant à la sélection des points de mesure, qui a été restreinte afin de ne pas biaiser l'interpolation par krigeage. En effet, le nombre de points disponibles pour la zone des faciès de transition et des lœss situés au nord des axes fluviaux est très limité. Par conséquent, les variations d'épaisseurs sont très lissées pour le secteur le plus septentrional. En accord avec cette hypothèse, soulignons que les résultats des validations croisées sur les épaisseurs montrent, pour les lœss du sud du Bassin Aquitain, des valeurs plus faibles du coefficient de détermination que celles obtenues pour l'est.

III.6.2. Le(s) cycle(s) de formation des lœss en Aquitaine

Au vu des résultats obtenus, il apparaît que la mise en place des lœss du sud et du nord du Bassin Aquitain différent sur certains points. Pour les lœss du sud du bassin, nous envisageons le cycle suivant :

1) Production des fines

La production des particules limoneuses dans ce contexte se fait surtout à la suite de l'abrasion éolienne qui se produit au sein des épandages sableux landais, aucun autre stock de limons n'étant disponible localement suite à l'isolement hydrographique des plateaux landais et girondin à partir du Pléistocène moyen. Par conséquent, les dépôts éoliens se mettent en place vraisemblablement par des cycles de remobilisation du même stock sableux et par des apports « frais » depuis la plateforme continentale (Partie II).

2) Transport et dépôt

Le transport des particules se fait selon une direction NO-SE et correspond globalement au modèle classique de formation des lœss péri-désertiques proposé par Pye (1995) : sables dunaires, épandages sableux, sables limoneux – limons sableux et enfin lœss. La transition sable-lœss est contrôlée par le changement de topographie qui sépare le Plateau Landais et les vallées de l'Adour et de ses affluents. La contribution éolienne des plaines alluviales disposées perpendiculairement aux vents était probablement faible.

Au nord du Bassin Aquitain, le cycle suivant a pu être mis en évidence :

1) Production des fines

La production des fines dérive à la fois de l'abrasion des sables de couverture de Saintonge Girondine et de Gironde et de la déflation aux dépens de la plaine de la Gironde-Garonne.

2) Transport et dépôt

Les limons sont transportés depuis les plaines de débordement de la Garonne-Gironde et s'accumulent en quantités importantes sur le plateau de l'Entre-deux-Mers et en quantité moindre dans la région de Bourg. L'effet couloir observé au niveau de ces cours d'eau est déterminant dans la remobilisation des particules limoneuses et dans leur dépôt. Une petite partie des apports sur l'Entre-deux-Mers est fournie par les sables éoliens du Plateau Girondin. En Saintonge Girondine, le transport éolien suit la même logique qu'au sud du bassin, avec une transition progressive entre les sables et les limons.

La carte de distribution des lœss, leurs sources principales et les dynamiques de transport reconstituées par l'ensemble de nos résultats sont résumées sous la forme d'un schéma synthétique sur la Fig. III.48.

Les résultats de notre travail ont montré que l'abrasion éolienne peut être en soi suffisante pour produire des limons, comme cela a été suggéré par les études expérimentales (Wright *et al.*, 1998) et par des exemples en milieux désertique chaud (Crouvi et al., 2010). Dans les lœss du sud du Bassin Aquitain, ce processus est dominant.

Comme cela a été souligné par Smalley (1972), les grandes accumulations lœssiques sont associées aux grands axes fluviaux, capables de délivrer des quantités considérables de limons éoliens. En Aquitaine, cela ne semble pas être le cas. En effet, les accumulations lœssiques qui sont associées à la Garonne et à la Dordogne, ne sont pas significativement plus importantes que celles produites par abrasion éolienne au sein du désert landais. Nous avons pu montrer cela par les estimations des épaisseurs, qui sont au maximum de 3,50 m dans le sud et de 5 mètres dans l'Entre-deux-Mers.

Plusieurs facteurs ont été proposés pour expliquer ces faibles taux d'accumulation par comparaison avec d'autres régions lœssiques européennes (Bertran *et al.,* 2011) :

i. un faible contenu en minéraux altérables et un bon tri granulométrique au niveau des sables éoliens ne permettant pas de délivrer des quantités importantes de particules fines ;

ii. l'étroitesse et la pente élevée du plateau continental dans les Landes ne permettant pas le stockage des fines délivrées par la Garonne pendant les périodes de bas niveau marin, susceptibles d'être ensuite reprises par le vent ;

iii. un climat océanique favorisant l'humidité des sols et donc une faible susceptibilité à l'érosion éolienne.

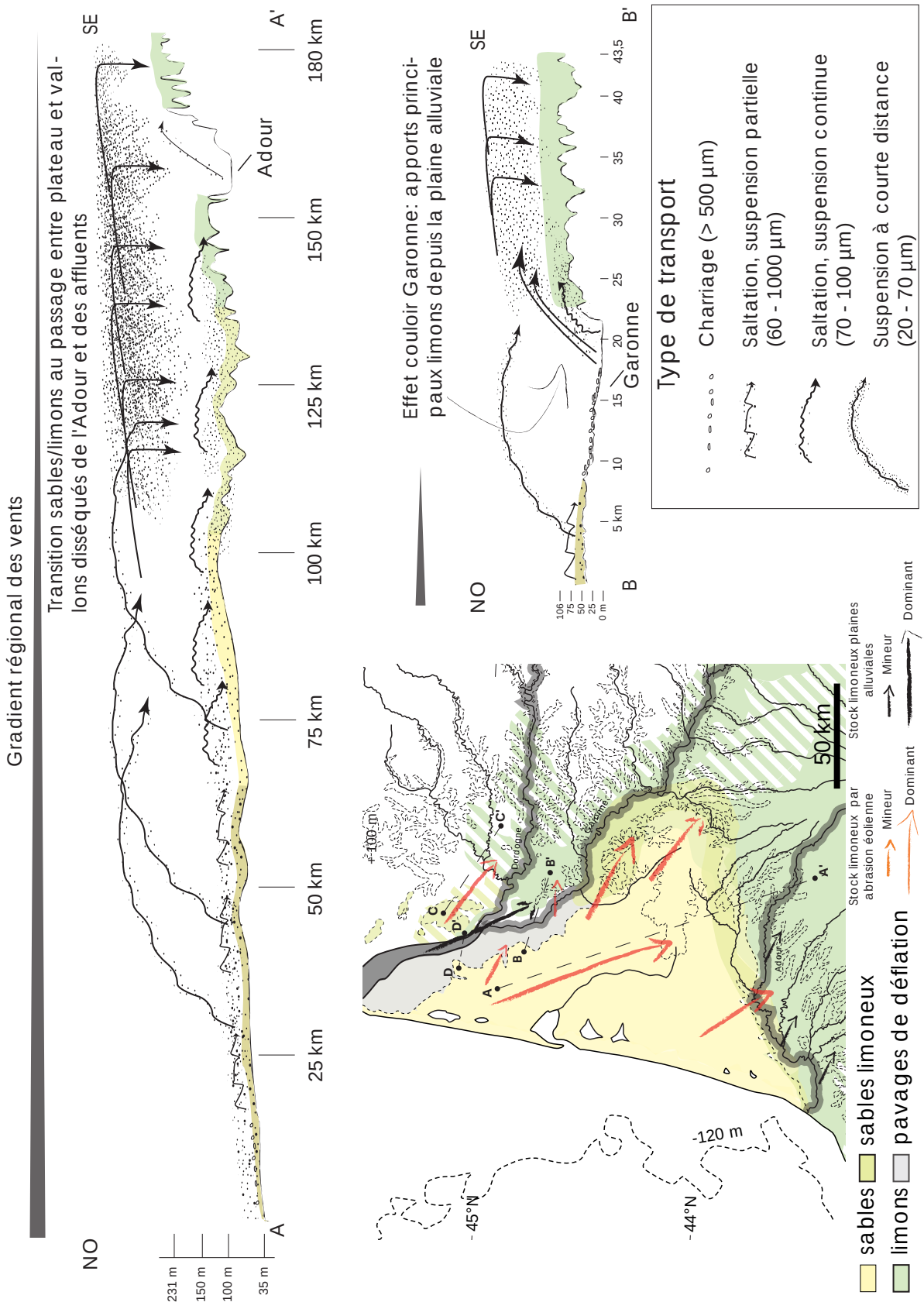


Fig. III.48 : Carte de distribution des dépôts éoliens au sein du Bassin Aquitain et visualisation des directions de transport principales ainsi que de la contribution des différentes sources de la sédimentation lœssique. A-A' : Dynamique de transport des sables sur le Plateau Girondin et les Landes et dynamique de transport/dépôt des limons éoliens. Ce même schéma dynamique s'applique en Saintonge Girondine (C-C'). B-B' : Dynamique de transport et de dépôt des limons éoliens dans l'Entre-deux-Mers. Intervalles granulométriques pour les différents types de transport éolien d'après Pye (1989).

III.6.3. Edifices dunaires

Dunes de faible ampleur

Les rides observées dans les Landes Girondines, quelque soit leur morphologie (transverses, barkhanoïdes), sont interprétées comme des zibars sur la base de leur faible amplitude et du fait de l'absence de face d'avalanche visible en coupe (Partie II). Les zibars sont définis comme des corps dunaires de faible ampleur (< 10 m), espacés de 50 à 100 m et sans face d'avalanche (Holm, 1960 ; Kocurek et Nielson, 1986 ; Nielson et Kocurek, 1986 ; Tsoar, 1978 ; Warren, 1972). Ils sont orientés perpendiculairement ou obliquement par rapport à la direction des vents dominants (Nielson and Kocurek, 1986), voire parallèlement à la résultante des vents bidirectionnels dans les champs de dunes linéaires (Tsoar, 1978 ; Warren, 1972). Ils sont souvent identifiés comme des édifices composés par des sables grossiers et plusieurs auteurs s'accordent sur l'hypothèse que leur granulométrie grossière est le principal facteur empêchant le développement d'une véritable face d'avalanche (Bagnold, 1941 ; Cooke and Warren, 1973 ; Nielson and Kocurek, 1986). Les zibars ont été surtout signalés dans des contextes de déserts chauds et à proximité de zones de sables de couverture. En milieu périglaciaire, Mountney et Russell (2004) ont observé des zibars dans une zone de sables de couverture située dans le nord-est de l'Islande.

L'interprétation des rides transverses et barkhanoïdes comme témoignant des zibars nous paraît la plus vraisemblable, bien que sur certains points, elle ne satisfasse pas entièrement les critères évoqués ci-dessus. Notamment, d'un point de vue granulométrique, les zibars landais ne sont pas caractérisés par un mode dominant sur les sables grossiers (Fig. III.49). L'ensemble des échantillons prélevés dans les coupes présente un mode dominant dans la classe des sables moyens, qui ne diffère pas de celui observé pour de nombreux échantillons prélevés dans des dunes paraboliques (Fig. III.49). Cela suggère que la granulométrie n'est pas le facteur principal qui contrôle la dynamique de mise en place des zibars observés dans notre aire d'étude.

D'un point de vue morphologique, il n'existe pas à notre connaissance d'étude faisant mention de variations morphologiques des zibars telles que celles observées dans notre étude (rides transverses, rides barkhanoïdes, rides barkhanoïdes isolées, rides barkhanoïdes étroites). Comme nous l'avons mis en évidence, ces édifices sont également associés à leur périphérie à des dunes en dôme ou en taches. Ces types de morphologies sont en relation avec des vents unidirectionnels et, dans le cas des rides transverses et barkhanoïdes, indiquent un transport des sables perpendiculairement à la direction des vents dominants (Pye et Tsoar, 2009).

L'interprétation de la succession des différentes morphologies dans l'espace reste à l'heure actuelle délicate. En effet, les âges numériques disponibles suggèrent que les différents champs de dunes témoignent de phases éoliennes distinctes. Ainsi, les champs de rides barkhanoïdes et transverses du secteur du Barp – Cestas se sont formés au cours du Pléniglaciaire moyen, tandis que les champs de rides barkhanoïdes et barkhanoïdes isolées plus au nord seraient plutôt d'âge Pléistocène moyen (Fig.

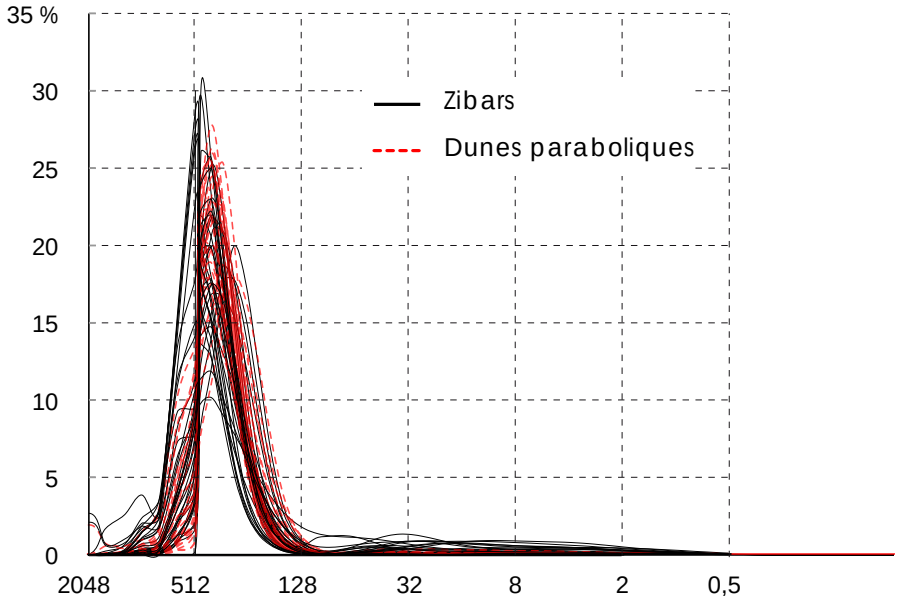


Fig. III.49 : Courbes de fréquence granulométriques représentatives des zibars (n = 31) et des dunes paraboliques (n = 31) des Landes de Gascogne.

III.39). Il reste donc à l'heure actuelle à établir dans quelle mesure les différentes morphologies dunaires observées relèvent de changements de la dynamique éolienne au cours d'une même phase de sédimentation ou alors si elles témoignent de phases éoliennes différentes. Cette constatation met en relief la complexité de l'erg aquitain, dans lequel coexistent vraisemblablement plusieurs champs d'édifices dunaires d'âge différent. Il ne s'agit pas d'un cas unique ; la présence de champs dunaires dont l'âge de formation peut différer de plusieurs milliers d'années est en effet attestée dans plusieurs ergs à travers le monde (e.g. Beveridge *et al*., 2006 ; Lancaster et Tchakerian, 2003 ; Lancaster, 2008).

Dunes paraboliques

Les dunes paraboliques se forment dans des contextes semi-arides partiellement végétalisés en relation avec des vents essentiellement unidirectionnels et sont observées à toute latitude (Lancaster, 1995 ; Pye et Tsoar, 2009), le long des côtes sableuses (Pye, 1982), mais également à l'intérieur des terres (Sun et Muhs, 2007). Elles ont aussi été observées sous des climats froids et humides (Dijkmans et Koster, 1990 ; Wolfe *et al.*, 2008) et de nombreux champs de dunes paraboliques d'âge Pléistocène sont documentés en Europe et en Amérique du nord (Isarin *et al.,*1997 ; Wolfe, 2004). Toutes les dunes paraboliques se caractérisent par le fait d'avoir les bras partiellement ou totalement végétalisés (Pye et Tsoar, 2009). La végétation freine la déflation et la tête de la dune avance ainsi plus rapidement que les bras (Livingstone et Warren, 1996 ; McKee, 1979 ; Wasson et Hyde, 1983). La morphologie des dunes est influencée par l'intensité et l'orientation des vents, les apports et la disponibilité en sables et enfin par la nature du substratum (Pye et Tsoar, 2009 ; Pye, 1982 ; Wolfe *et al.*, 2008). D'après les observations de Pye (1982), les dunes paraboliques peuvent continuer leur progression tant qu'elles progressent sur un substratum sableux. Lorsqu'elles se retrouvent sur des matériaux ne permettant plus leur alimentation en sables, elles évoluent progressivement vers des formes de plus en plus allongées et, pour certaines dunes très évoluées, le couloir de déflation entre les bras finit par se frayer un chemin à travers la tête de la dune en créant ainsi deux dunes linéaires subparallèles. Les dunes paraboliques se développent toujours à partir de cuvettes de déflation se formant aux dépens de surfaces végétalisées et, une fois mises en place, leur croissance est favorisée par l'accélération du vent dans la cuvette (Pye et Tsoar, 2009). De nombreux facteurs peuvent déclencher la formation d'une cuvette de déflation en érodant le couvert végétal qui protège le sol et en mettant ainsi à nu le sédiment (*cf.* synthèses de Barchyn et Hugenholtz, 2013 ; Hesp, 2002). Il s'agit des feux, du passage d'animaux, de l'activité d'animaux fouisseurs et enfin de l'activité anthropique.

Les résultats acquis pour les dunes paraboliques des Landes de Gascogne ont permis de faire les constatations suivantes : 1) elles se sont formées sous des vents unidirectionnels provenant systématiquement de l'OSO ; 2) elles sont concentrées autour des axes fluviaux et forment de longs couloirs qui suivent les vallées orientées O-E ; 3) les morphologies dunaires varient selon leur position dans le paysage : les formes simples, allongées ou coalescentes dominent dans les vallées orientées perpendiculairement à la direction des vents ; les formes allongées, dissymétriques, linéaires ou complexes se rencontrent préférentiellement le long des couloirs dunaires et sur les plateaux.

Les résultats de l'étude chronostratigraphique indiquent que la mise en place de ces dunes s'est faite au Dryas récent aux dépens de la pineraie Allerød. Dans la mesure où les dunes se concentrent le long des axes fluviaux, une partie des apports sableux provient vraisemblablement du remaniement des alluvions. Néanmoins, la présence de dunes en rive gauche des rivières orientées nord-sud (par ex. la Leyre, le Ciron et l'Avance), c'est-à-dire du côté au vent des cours d'eau, indique sans ambiguïté que les alluvions ne constituent pas la seule source de matériaux et que les dunes étaient alimentées en grande partie par des sables transportés sur les plateaux, issus du remaniement d'accumulation plus anciennes. Une partie du stock a notamment pu être fourni par le plateau continental qui était encore largement exposé à la déflation au cours de cette période.

Sur la base de ces constatations, il est possible de proposer un modèle dynamique pour expliquer la mise en place des dunes paraboliques dans les Landes de Gascogne. Les plateaux fonctionnaient vraisemblablement comme de grandes aires de déflation puisque peu de dunes paraboliques y sont développées. Il est envisageable que l'action des vents sur ces surfaces planes dépourvues d'obstacles était essentiellement érosive. D'autre part, la présence d'une nappe phréatique proche de la surface comme cela est le cas actuellement devait agir comme un facteur limitant la disponibilité en sables. Un indice indirect allant dans ce sens est fourni par les couloirs dunaires dans les vallées orientées O-E. Ces couloirs dunaires se poursuivent vers l'est sur les plateaux au-delà des têtes de vallon, ce qui indique que, lorsque les apports sableux sont abondants, des édifices paraboliques pouvaient aussi se former sur les plateaux.

Les morphologies des dunes les plus évoluées observées au niveau des couloirs dunaires résultent probablement de l'interaction entre plusieurs facteurs : 1) une disponibilité en sables importante ; 2) une accélération des vents le long des vallées orientées O-E (*i.e.* dans le sens des vents dominants) suite à l'effet de canalisation des courants atmosphériques. Nous pensons que la formation de dunes asymétriques résulte de vents bimodaux d'intensité inégale, ce qui induit la progression plus rapide de l'un des bras de la dune (Pye et Tsoar, 2009). Les dunes linéaires représentent probablement le dernier terme évolutif des dunes asymétriques. Certaines d'entre elles semblent cependant plutôt résulter de la rupture d'une dune parabolique allongée ayant donné naissance à deux dunes linéaires de taille comparable et parallèles (Fig. III.45d).

La formation de nombreuses dunes à la fois en rive gauche et en rive droite des vallées orientées perpendiculairement aux vents dominants résulte manifestement de la perte de compétence des vents lorsqu'ils traversent des vallées, selon un mécanisme semblable à celui qui a été évoqué pour l'accumulation des faciès de transition et des lœss du Pléniglaciaire supérieur (*cf.* supra). Les études expérimentales de Sierputowski *et al.* (1995) ou celles de terrain par Wiggs *et al.* (2002) ont montré que la vitesse du vent diminue lorsque les vallées sont orientées perpendiculairement aux courants. Sur la base de leurs observations, Wiggs *et al.* (2002) ont proposé le modèle conceptuel suivant (Fig. III.50a,b,c) : 1) sur la zone de plateau qui précède la vallée, l'érosion prédomine et l'accumulation de sédiment est faible ; 2) sur le versant sous le vent de la vallée, les vents perdent de leur compétence et le sédiment a tendance à s'accumuler ; 3) sur le versant opposé, le vent accélère à nouveau et son potentiel érosif augmente ; 4) en rebord de plateau, le vent décélère sur une brève distance favorisant ainsi le dépôt des sables et la formation de dunes. Ce modèle nous paraît tout-à-fait transposable à notre aire d'étude (Fig. III.50) et explique bien la distribution des dunes observées.

L'origine des lagunes situées en arrière de la têtes des dunes paraboliques est sans aucun doute liée à leur mise en place, comme cela a déjà été suggéré par Tastet et Klingebiel (2011). Elles correspondent aux « lacs interdunaires » décrits par Pye (1982) dans son étude des dunes paraboliques côtières de la Péninsule de Cape York (Australie du Nord-Est). D'après cet auteur, ce type de lac se formerait lorsque la cuvette de déflation située entre les deux bras d'une dune parabolique descend en dessous du niveau moyen de la nappe phréatique au cours d'années exceptionnellement sèches. Une hypothèse alternative propose que les cuvettes de déflation se forment au cours de phases arides avec un niveau moyen de la nappe très bas et qu'ensuite, au cours d'une phase d'amélioration climatique, la nappe se recharge et forme ainsi des lacs dans les cuvettes. Les deux mécanismes ont pu fonctionner dans notre région et il reste difficile de privilégier l'une des deux hypothèses.

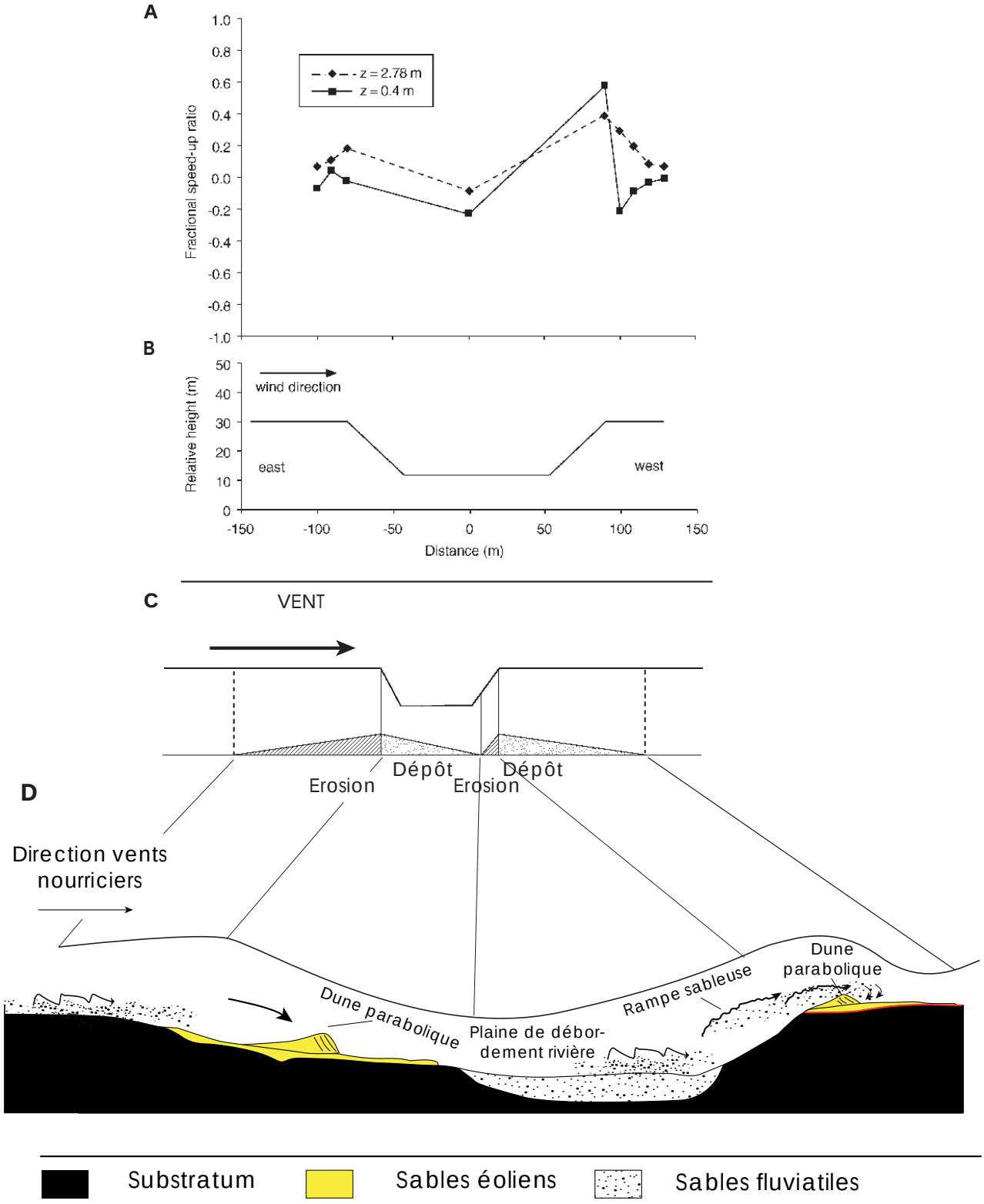


Fig. III.50 : A,B,C d'après les observations de Wiggs *et al.* (2002) dans une vallée située en marge orientale du désert de Namibie. A) Variation du rapport de la vitesse du vent en fonction de la position le long d'une vallée orientée perpendiculièrement à la direction principale du vent (B). Le rapport est calculé selon la formule: $\delta s = (u_z - U_z)/U_z$ où: u_z est la vitesse du vent à la hauteur z dans la station de mesure ; Uz est la vitesse du vent à la hauteur z dans la station de référence située en amont de la vallée. C) Modèle conceptuel des zones potentielles de dépôt et d'érosion des accumulations éoliennes proposé par les auteurs d'après les résultats des mesures. D) Modèle proposé pour la génèse des dunes paraboliques en rive droite et gauche des rivières perpendiculaires à la direction des vents nourriciers en reprénant le modèle conceptuel de Wiggs *et al.* (2002).

III.6.4. Implications paléoclimatiques

Les gradients granulométriques et l'orientation des rides dunaires et des dunes paraboliques permettent de documenter la direction des vents nourriciers à trois moments du dernier glaciaire. Les rides transverses du secteur du Barp Pot-Au-Pin ont pu être datées du début du Pléniglaciaire moyen et indiquent des vents provenant globalement de l'ouest. Une certaine variabilité existe dans l'orientation des dunes, qui suggère des vents du NO, de l'O et du SO. Néanmoins, cette variabilité semble plutôt être le résultat de facteurs topographiques et/ou de l'effet de canalisation des vents au niveau du couloir garonnais (*cf.* supra). L'orientation des courbes d'isovaleur des différentes composantes granulométriques établie à l'échelle du Bassin Aquitain indique des vents en provenance du NO pour la fin du Pléniglaciaire supérieur. Enfin, l'orientation des dunes paraboliques montre, au Dryas récent, des vents de l'OSO. Au moins deux considérations doivent être prises en compte pour la reconstitution des directions des vents au cours de ces trois périodes :

- la précision des marqueurs géologiques utilisés est variable. Les dunes sont considérées comme les meilleurs marqueurs disponibles pour reconstituer les paléo-régimes des vents efficaces (Lancaster, 1990), notamment dans le cas d'édifices dunaires construits par des vents unidirectionnels (e.g. Marrs et Kolm, 1982). Concernant l'utilisation des gradients granulométriques, Renssen *et al.* (2007) ont suggéré qu'une imprécision importante est associée à ce type de marqueur. L'étude menée à l'échelle du Bassin Aquitain montre cependant une remarquable cohérence régionale dans l'orientation des courbes d'isovaleur. Par ailleurs, la direction des vents reconstituée à partir de ces courbes est tout à fait comparable à celle indiquée par l'étude géochimique. En conclusion, l'ensemble des marqueurs utilisés (dunes, gradients de granularité) doit être considéré comme fiable et relativement précis ;

- les directions reconstituées sont indicatrices du régime de vents efficaces à l'échelle régionale au cours des périodes d'accumulation éolienne. Dans la plupart des grands ergs chauds actuels, l'axe des dunes de type unidirectionnel (e.g. barkhanes, rides transverses, dunes paraboliques) s'orientent perpendiculairement à la direction des vents qui ont le potentiel de transport des sables le plus important (Fryberger et Dean, 1979). Pour les déserts chauds actuels, ces vents sont associés à la circulation anticyclonique (Breed *et al.*, 1979). Ainsi, pour le désert du Kalahari (Afrique du Sud), Lancaster (1990) considère que le changement d'orientation qui s'est produit entre les dunes linéaires fossiles et les dunes actuelles résulte d'une intensification des vents soufflant en septembre et en octobre par rapport à la situation actuelle où les vents efficaces sont essentiellement hivernaux. Il interprète ce changement comme résultant d'une intensification de la circulation anticyclonique et d'une augmentation du gradient régional de pression atmosphérique, qui a entraîné le renforcement des vents sur une plus longue période de l'année. En milieu périglaciaire, ce type de raisonnement est plus difficile à transposer, notamment parce que l'intensité des vents n'est pas le seul facteur qui détermine la saison la plus propice au transport éolien. En effet, d'autres facteurs climatiques conditionnent la saison pendant laquelle les sables peuvent être mobilisés, notamment la couverture neigeuse (Koster 1988 ; Seppälä, 2004). Pour Seppälä (2004), dans les régions arctiques et subarctiques où la neige est abondante, la déflation n'est efficace que pendant l'été après la fonte. D'après des observations dans la région du Søndre Strømfjord (Groenland occidental), Dijkmans et Törnqvist (1991) montrent en revanche que, dans des environnements froids et arides le transport des sables éoliens se fait principalement pendant une partie de l'hiver. L'été est moins favorable à la déflation car il correspond à la saison de pousse de la végétation et de fonte de la glace du sol ; la surface des plaines est alors humide, ce qui limite le transport éolien. Les expériences de Neuman (1989) vont dans le même sens et indiquent que sur des surfaces indurées par la glace et avec une faible couverture neigeuse, le transport éolien peut être très important pour des températures de surface < 20°C, la glace se sublimant rapidement et la quantité d'eau gelée étant donc quasi nulle. Par contre, entre -5°C et -15°C, les résultats de l'auteur indiquent que le seuil d'érosion augmente considérablement et que le transport éolien est limité. Dijkmans (1990) souligne cependant que, dans le cas d'une couverture neigeuse plus épaisse, la période de transport des sables peut être décalée vers la fin de l'hiver.

Les résultats acquis à partir des orientations des rides transverses et des dunes paraboliques indiquent des vents nourriciers depuis l'ouest pour le début du Pléniglaciaire moyen et depuis l'ouest-sud-ouest pour le Dryas récent. La comparaison avec les roses des vents actuels pour le Bassin Aquitain suggère que, pendant ces deux périodes, le transport éolien se produit entre l'automne et le printemps, c'est-à-dire pendant la période qui à l'échelle régionale enregistre les vents les plus intenses (Fig. III.3). L'hiver est vraisemblablement la saison la plus propice puisque elle correspond au passage des principales perturbations et des tempêtes associées. Ces directions des vents sont en accord avec celles qui ont été reconstituées par les simulations pour le Pléniglaciaire moyen par van Huissteden et Pollard (2003) et pour le Dryas récent par Isarin *et al.* (1997). Pour cette dernière période, l'orientation des dunes paraboliques du Bassin Aquitain est identique à celle observée aux Pays-Bas (Isarin *et al.,* 1997), et serait liée à une intensification des vents du SO dans tout le nord-ouest et l'ouest de l'Europe (Isarin *et al*., 1997).

Pour le Pléniglaciaire supérieur, le gradient granulométrique régional indique des vents du NO. L'observation de la rose des vents actuels (Fig. III.3) montre que le NO correspond à la direction des vents dominants pendant la période estivale. Il semble donc que, contrairement au Pléniglaciaire moyen et au Dryas récent, la déflation au Pléniglaciaire supérieur était surtout active pendant l'été. L'hypothèse la plus vraisemblable est que les conditions de surface des sols étaient défavorables en hiver sans doute en raison d'une couverture neigeuse importante. Par ailleurs, il faut souligner que le transport des sables devait être favorisé en été en raison de : 1) une couverture végétale très limitée comme le montrent les enregistrements polliniques de la carotte lacustre du lac de Ech (Pyrénées, Millet *et al*., 2012) ; 2) des sols bien drainés puisqu'il n'y avait probablement pas de pergélisol pendant la plus grande partie de la période d'accumulation des sables (*cf.* Partie II).

Concernant le Pléniglaciaire supérieur en Europe du nord-ouest et en Europe centrale, de nombreux travaux basés sur l'étude de l'orientation de dunes, sur les gradients granulométriques, sur les variations stratigraphiques des faciès, sur les sources des sédiments, sur l'orientation des grains ou encore sur la disposition des facettes des blocs éolisés ont permis d'obtenir des clés pour reconstituer les directions de vents efficaces. Les résultats de tous ces travaux ont été récemment synthétisés par Renssen *et al.* (2007). Ils mettent globalement en évidence des vents provenant du nord-ouest ou de l'ouest. Ces auteurs ont comparé les données des marqueurs géologiques avec celles obtenues par un modèle de circulation atmosphérique (ECHAM) pour les vents d'hiver au cours du Pléniglaciaire supérieur. Ce modèle indique des vents du sud-ouest et de l'ouest /ouest-nord-ouest (Fig. III.51). Renssen *et al.* (2007), en s'appuyant sur les données issues des travaux de Dijkmans (1990), Dijkmans et Törnqvist (1991), Neuman (1989) et Schwan (1986),

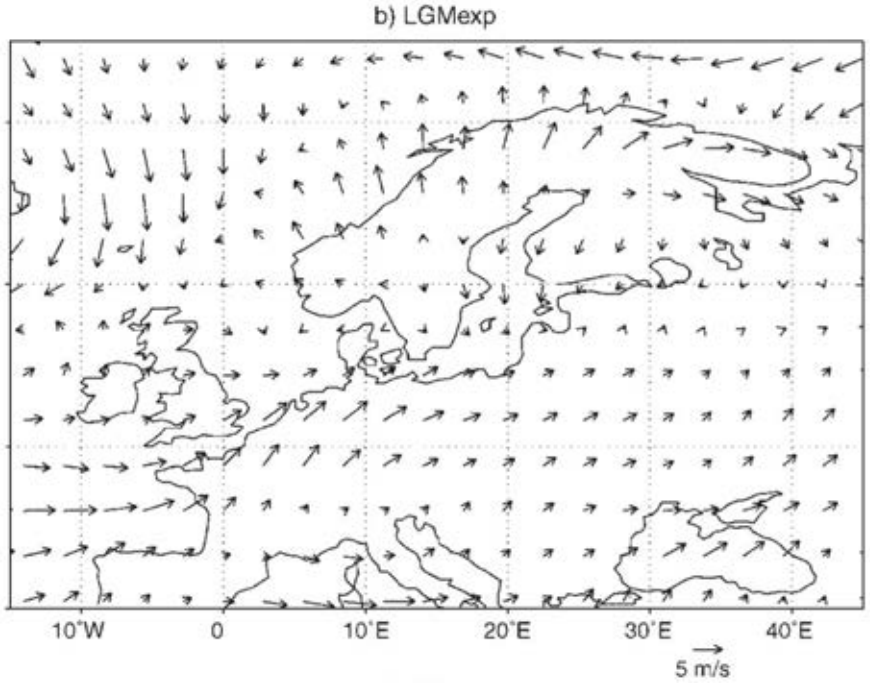


Fig.III.51 : Carte montrant les vecteurs des vents moyens (vitesse, direction) au LGM à une hauteur de 10 m pendant l' hiver (Décembre, Janvier, Février) d'après les simulations de Renssen et al. (2007).

considèrent que l'hiver était la saison la plus favorable à la déflation en climat périglaciaire froid et sec tel que celui qui devait régner au Pléniglaciaire supérieur. Dans ce contexte, l'été aurait été défavorable à la déflation à la fois parce que les sols étaient la plupart du temps humides suite à la fonte de la couche active et plus ou moins végétalisés et parce que l'intensité des vents était plus faible qu'en hiver. *A contrario*, Sima *et al.* (2009), qui ont effectué des simulations comparant le taux d'émission potentiel de poussières éoliennes pendant les stadiaires, les interstadiaires et les événements d'Heinrich en Europe occidentale, suggèrent que ce sont essentiellement les conditions de surface (couverture végétale, couverture neigeuse, humidité du sol) qui devaient contrôler l'efficacité du transport éolien. Leur données montrent que l'intensité du vent a peu varié entre les épisodes froids (GS ou H) et les épisodes de réchauffement (GI). Ils montrent également que le taux de poussières était plus important au cours des épisodes froids (GS ou H). Enfin, les auteurs soulignent que, pour l'Europe de l'Ouest et compte tenu des limites dictées par la couverture neigeuse et l'humidité du sol, le taux d'émission de poussières était potentiellement plus important entre la fin du printemps et le début de l'été, et dans une moindre mesure en automne. En tenant compte de la couverture végétale, Sima *et al.* (2009) concluent que seule la fin du printemps et le début de l'été devaient être favorables à la production de poussières.

Les interprétations proposées dans notre région d'étude pour la saison favorable à la déflation pendant le Pléniglaciaire supérieur rejoignent plutôt les observations de Sima *et al.* (2009). Les conditions de surface du sol comme principal facteur contrôlant la saison de transport éolien sont vraisemblablement déterminantes sous nos latitudes. Il nous semble important de souligner que les observations en milieu actif périglaciaire de Dijkmans (1990) et Dijkmans et Törnqvist (1991) ont été faites dans des systèmes éoliens alimentés par des cours d'eau proglaciaires. Ces rivières provenant des glaciers sont actives surtout après la fonte printanière. En été, le niveau des nappes s'élève et, par conséquent, le potentiel de sédiment disponible à la déflation est bas (e.g. Mountney *et al.,* 2009). Ce type de système devait sans doute caractériser les marges de l'inlandsis scandinave (Koster, 1988), mais ne peut s'appliquer aux régions éloignées des glaciers telles que l'Aquitaine. Dans cette région océanique, les sols étaient largement protégés par une couverture neigeuse lors du passage des perturbations hivernales tandis qu'ils se ressuyaient en été et devenaient alors sensibles à la déflation.

III.7 : Conclusions

Les principales conclusions que l'on peut tirer pour cette partie sont les suivantes :

(1) La modélisation spatiale de la granularité des dépôts éoliens et l'étude géochimique convergent pour indiquer une relation génétique entre les différents faciès éoliens. Dans le sud des Landes, les lœss dérivent principalement de l'abrasion des sables de couverture. Dans l'Entre-deux-Mers, en revanche, des apports de limons à partir des plaines de débordement de la Garonne et de la Gironde contribuent également à la genèse des lœss.

(2) Les principales morphologies de dunes de faible ampleur sont des rides transverses, des rides barkhanoïdes et des dunes en dôme ou en tache. L'ensemble de ces dunes est interprété comme des zibars. Une restitution cartographique a pu être réalisée pour le nord du Plateau Girondin et des tendances dans la succession des différents édifices dunaires semblent se dégager. Néanmoins, le fait que les champs de dunes aient livré des âges allant du Pléistocène moyen au Pléniglaciaire supérieur appelle à la prudence pour l'interprétation de ces successions. D'une manière générale, cette coexistence d'édifices d'âge différent témoigne de la complexité du système éolien aquitain et rejoint les observations faites dans d'autres aires désertiques du globe.

(3) Dans les champs de dunes paraboliques du Dryas récent, les formes suivantes ont pu être identifiées: simples, allongées, coalescentes, dissymétriques, linéaires ou complexes. Les dunes sont distribuées préférentiellement autour des axes fluviaux tandis qu'elles sont rares sur les plateaux qui correspondent plutôt à des zones de déflation. Les apports en sables proviennent à la fois du plateau continental et des alluvions des rivières, puisque les dunes sont présentes sur les deux rives des cours d'eau. Dans les vallées orientées parallèlement aux vents dominants, les vents sont canalisés et de véritables couloirs de dunes paraboliques allongées ou linéaires se forment ; ces couloirs se prolongent vers l'est sur les plateaux. Un modèle en trois étapes est proposé pour expliquer la formation des dunes dans le cas des vallées orientées perpendiculairement aux vents dominants. La décélération des vents dans le versant face au vent des vallées permet la formation de dunes paraboliques de rive gauche. Les vents sont accélérés ensuite dans le versant opposé (sous le vent) permettant la déflation des sables des alluvions. Une nouvelle perte de compétence se produit par contre en rebord du plateau permettant ainsi la formation de dunes paraboliques de rive droite.

(4) Il apparaît que les lagunes associées aux dunes paraboliques sont d'origine éolienne et correspondent à des cuvettes de déflation développées en arrière de la tête des dunes.

(5) Les directions des vents nourriciers obtenues à partir des gradients granulométriques et des morphologies dunaires semblent avoir changé au cours du temps. Ceux-ci proviennent de l'O au Pléniglaciaire moyen et de l'OSO au Dryas récent, alors qu'ils seraient plutôt NO au Pléniglaciaire supérieur. L'hypothèse privilégiée dans ce travail est que les changements dans la direction des vents efficaces ne sont pas dus à des fluctuations dans la circulation atmosphérique mais plutôt à un changement de la saison pendant laquelle se produit la déflation.

PARTIE IV

Conclusions générales

Conclusions générales

Lorsque nous avons débuté notre étude sur les dépôts éoliens du Bassin Aquitain, le schéma qui prévalait à la suite de près d'un siècle de recherches attribuait un âge fin Pléistocène supérieur aux sables de couverture des Landes de Gascogne. Le cadre chronostratigraphique précédemment établi ayant principalement été bâti à partir des recherches menées dans la partie sud-est des Landes de Gascogne, notre travail de thèse se proposait de mettre à l'épreuve l'hypothèse d'un désert sableux relativement récent en élargissant les recherches à l'ensemble des dépôts éoliens de la région. Dans ce but, l'approche mise en œuvre comportait deux volets. Le premier consistait en une étude stratigraphique détaillée (lithofaciès, paléopédologie) de plusieurs coupes inédites réparties dans l'ensemble des Landes et appuyée par de nouvelles datations numériques (OSL, ESR, 14C). Le second volet consistait en une étude de la morphologie des édifices dunaires ainsi que de l'organisation spatiale et de l'origine des différents lithofaciès observés. Ce volet a été réalisé en combinant : 1) une étude cartographique des dunes à l'aide d'un SIG ; 2) une étude géostatistique des variations d'épaisseur des dépôts et des gradients granulométriques ; enfin, 3) une analyse géochimique (statistiques multivariées pour données compositionnelles) des dépôts lœssiques et de leur sources potentielles. L'ensemble des résultats obtenus met en exergue une histoire complexe et plus ancienne qu'initialement supposée pour la formation de l'erg landais. Les principaux traits de la sédimentation éolienne sont présentés dans les pages qui suivent en reprenant les résultats les plus saillants des parties II et III de ce travail. Une réflexion sur les possibles implications archéologiques des résultats acquis est également proposée.

IV.1 L'erg Aquitain : bilan chronostratigraphique

Une origine ancienne et une longue histoire sédimentaire

Un des principaux résultats de ce travail est la mise en évidence d'un âge très ancien pour l'erg aquitain, dont l'origine se place vraisemblablement au début du Quaternaire. Cette hypothèse est basée sur la réinterprétation de la Formation de Castets et sur de nouvelles datations OSL et ESR. Il est suggéré que l'incision des vallées de la Garonne et de l'Adour à partir du Pléistocène inférieur provoque très tôt l'isolement des Landes de Gascogne, qui évoluent alors de manière autonome. Déconnectée des grands axes fluviaux et héritant d'une topographie plane en pente douce vers l'océan, cette région se trouve tout au long du Pléistocène dans des conditions idéales pour que la dynamique éolienne s'exprime au cours des périodes favorables, principalement pendant les stades glaciaires. Des épandages sableux ont ainsi été datés des SIM 10, 8 et 6 dans la partie nord du bassin. Pour ces périodes, le cadre chronostratigraphique demeure mal documenté du fait de la faible résolution des dates. Il a toutefois été possible de montrer que des lithofaciès comparables à ceux documentées pour le dernier cycle glaciaire se mettaient en place dès le Pléistocène moyen, supposant ainsi l'apparition récurrente des mêmes types de milieux de sédimentation en réponse aux changements environnementaux. Localement, à partir des affleurements côtiers du Gurp (nord du Médoc), il a été possible de reconstituer l'évolution des milieux de sédimentation pendant la transition entre l'interglaciaire du SIM 9 et le glaciaire du SIM 8. D'une manière générale, les premiers résultats acquis sur les dépôts sableux du Pléistocène moyen sont cohérents avec les données connues pour les lœss, qui témoignent elles aussi d'une activité éolienne dès le SIM 10.

Un cadre chronostratigraphique détaillé pour le dernier cycle glaciaire

Les nombreuses données disponibles pour le Pléistocène supérieur ont permis d'établir un cadre chronostratigraphique plus détaillé. Trois phases principales de mobilité des sables éoliens (Pléniglaciaire moyen, Pléniglaciaire supérieur, Dryas récent) ont pu être documentées.

La phase la plus ancienne correspond au début du Pléniglaciaire moyen et se marque par la mise en place, entre ~56 et 50 ka, de rides barkhanoïdes ou transverses de hauteur métrique et sans face d'avalanche dans un contexte relativement humide, influencé par les variations du niveau de la nappe phréatique. Il apparaît vraisemblable que les sables ont surtout été mobiles au cours des stadiaires GS-15, 14 et 13 en liaison avec un couvert végétal clairsemé. Un épisode de diminution de la sédimentation éolienne associé au développement d'une végétation steppique à graminées et armoises est attesté au cours de cette phase. Elle se traduit par la formation d'un gley organique cryoturbé (« cryosol de Cestas »). La genèse de ce paléosol paraît complexe ; l'hypothèse retenue ici est qu'un sol réductique s'est d'abord développé au cours d'un interstadiaire (probablement GI–14) en relation avec la remontée de la nappe phréatique dans les zones interdunaires, puis qu'il a été cryoturbé pen-

dant un épisode ultérieur à gel saisonnier profond/ ou pergélisol (GS- 13).

Les accumulations sableuses datées entre ~50 et 25 ka sont rares et il reste à établir si cela résulte d'une diminution de l'activité éolienne ou d'un manque de coupes documentant cet intervalle de temps. Le développement de coins à remplissage sableux éolien entre ~36 et 21 ka dans les anciennes terrasses de la Garonne et dans les alluvions tertiaires de plateau atteste cependant d'une déflation active, au moins à l'échelle locale, sous des conditions désertiques périglaciaires associées à un gel saisonnier profond ou à un pergélisol.

La période comprise entre ~25 et 15 ka correspond à l'extension maximum du désert et se caractérise par la mise en place d'épandages sableux dans un contexte plus sec et sous un couvert végétal très réduit. Cette phase correspond également à une augmentation du taux de sédimentation en milieu lœssique. Au cours de cette phase, la sédimentation a surtout été active pendant l'été et la présence d'une couverture neigeuse importante en période hivernale limitant la déflation est supposée être le principal facteur explicatif. Un épisode de stabilisation des sables a été enregistré dans la coupe de Sabres. Il correspond au développement d'un gley cryoturbé (« cryosol supérieur de Sabres ») dans un contexte à très faible activité biologique.

Contrairement à ce qui semble se produire à l'extérieur du désert landais, le Tardiglaciaire se caractérise par une recolonisation tardive du paysage par la végétation. Nos données suggèrent en effet la persistance d'une activité éolienne jusqu'au début de l'Allerød. Celui-ci se marque par l'installation d'une forêt boréale dominée par le pin sylvestre sur l'ensemble des Landes de Gascogne et s'accompagne du développement d'un arénosol ou d'un podzosol juvénile. Les données issues de l'étude de deux coupes éloignées de plus de 100 km indiquent une reprise de la dynamique éolienne au cours de l'*Intra Allerød Cold Period* et suggèrent une grande fragilité de la couverture du sol à l'Allerød.
Les feux de forêt qui ont affecté la pineraie et une détérioration progressive du climat sont les principaux facteurs qui ont permis la réactivation de la sédimentation éolienne au début du Dryas récent. Une recolonisation végétale post-incendies moins rapide pendant le Dryas récent et une probable augmentation des l'intensité des vents hivernaux ont permis le développement de nombreuses cuvettes de déflation et leur évolution progressive a entrainé la formation de dunes paraboliques. De vastes champs de dunes paraboliques se sont mis en place au cours de cette période, dans un contexte partiellement végétalisé.

Une configuration paléogéographique complexe

Le bilan paléogéographique établi à partir de l'ensemble des coupes étudiées nous a permis de mettre en évidence une grande complexité de l'erg aquitain. La surface de cet erg apparaît être une mosaïque de dépôts éoliens d'âge différent : principalement Pléistocène moyen dans le Médoc, Pléniglaciaire moyen au sud du Plateau Girondin, Pléniglaciaire supérieur dans la partie sud des Landes si l'on exclut les dunes paraboliques. Il a pu être montré que cette configuration résulte d'un bilan éolien déficitaire pendant le dernier maximum glaciaire dans la partie nord du bassin et un modèle explicatif a été proposé mettant en évidence le rôle central joué par la régression marine. Au cours des SIM 3 et 2, le plateau continental découvert par l'abaissement du niveau marin est en effet très étendu au nord du Bassin Aquitain tandis qu'il est nettement plus étroit vers le sud. Dans la mesure où les accumulations éoliennes étaient principalement alimentées par le domaine côtier, les secteurs actuellement émergées du Plateau Girondin étaient très éloignés des sources et le système éolien était déficitaire en sable. Au SIM 3, les sables ont pu avancer jusqu'au sud du Plateau Girondin, permettant la formation de champs de rides transverses, alors que plus au nord, les dépôts du Pléistocène moyen n'ont été recouverts que par une mince couche de sables. Au SIM 2, lors du maximum de la régression, les épandages sableux n'ont plus atteint l'ensemble du Plateau Girondin, permettant ainsi la préservation des champs de rides du SIM 3.

Chronologie des accumulations sableuses d'Aquitaine et comparaison avec d'autres enregistrements d'Europe de l'Ouest

La courbe des densités de probabilité d'âge établies à partir des dates OSL pour l'Aquitaine a été comparée avec celles élaborées à partir des données déjà publiées pour d'autres pays européens (Portugal, Espagne, Grande-Bretagne, Pays-Bas). Pour le Pléniglaciaire supérieur, le démarrage de la sédimentation éolienne en milieu sableux est approximativement synchrone dans tous ces pays et se place entre ~30 et 25 ka. Cela est en accord avec le début de la principale phase d'accumulation des lœss et suggère une réponse généralisée de l'Europe de l'ouest à des conditions climatiques favorables à la déflation. Des différences régionales sont mises en évidence concernant l'intensité des pics d'activité éolienne au cours du Pléniglaciaire supérieur. L'Aquitaine, qui est caractérisée par un maximum de la sédimentation sableuse entre ~21 et 15 ka, se différencie clairement des enregistrements nord-européens (Pays-Bas, Grande-Bretagne), où le pic de mise en place des épandages éoliens est plus

tardif (~16 - 14 ka). Cette différence est imputée au rôle du pergélisol dont l'influence semble avoir été moindre dans notre région que dans les pays nordiques. L'affinité entre l'Aquitaine et les autres régions du sud-ouest de l'Europe conforte cette hypothèse. Enfin, le Dryas récent correspond pour l'ensemble des régions européennes analysées à la phase de mise en place de grands champs de dunes paraboliques.

IV.2 Morphologie des édifices dunaires, organisation spatiale et origine des lithofaciès

Dunes basses et dunes paraboliques

Une classification des principales morphologies de dunes de faible ampleur a pu être établie, les formes les plus récurrentes étant les rides barkhanoïdes, les rides transverses et les dunes en dôme ou en tache. Une restitution cartographique a été effectuée pour le Plateau Girondin et des tendances dans la succession des différentes morphologies de ces dunes se dégagent. Néanmoins, l'âge différent livré par les différents champs de dunes datées sur le niveau du Plateau Girondin nous a amené à rester prudent quant à l'interprétation de ces successions.

Une étude plus avancée a pu être faite pour les dunes paraboliques du Dryas récent qui se présentent sous les formes suivantes : simples, allongées, coalescentes, dissymétriques, linéaires ou complexes. L'apport le plus important de ce travail est la mise en évidence, par l'analyse spatiale, d'une relation étroite entre la distribution des dunes et le réseau hydrographique, ainsi que des variations de morphologie des dunes selon qu'elles sont situées le long de vallées parallèles ou perpendiculaires à la direction des vents dominants. Un modèle dynamique est proposé pour ces deux types de situation et permet d'expliquer la présence de dunes à la fois en rive droite et en rive gauche des cours d'eau. Nous mettons en avant le rôle des profils de vitesse des vents dominants selon que ceux-ci traversent des vallées parallèles ou perpendiculaires à leur direction de propagation. L'absence de dunes sur les plateaux résulte vraisemblablement de la prédominance de la déflation sur les points hauts. La concentration des dunes autour des cours d'eau landais nous amène à penser que le réseau hydrographique tel que nous le percevons actuellement, et notamment la Leyre, était déjà en place depuis au moins le dernier cycle glaciaire. La présence de dunes paraboliques d'âge vraisemblablement Dryas récent sur les terrasses alluviales de cette rivière, qui étaient auparavant supposées d'âge Holocène, laisse entrevoir la possibilité que ce cours d'eau ait une histoire plus ancienne que le dernier cycle glaciaire.

Origine et organisation spatiale de la ceinture lœssique

La modélisation spatiale de la granularité des dépôts éoliens et leur analyse géochimique concordent pour indiquer une relation génétique entre les différents lithofaciès. Un cycle de formation des lœss est proposé pour les différentes zones du Bassin Aquitain. Les lœss dérivent principalement de l'abrasion des sables éoliens au sein des grands épandages landais ; seuls les lœss de l'Entre-deux-Mers montrent une contribution locale vraisemblablement d'origine fluviatile (vallée de la Garonne). Ainsi, le Bassin Aquitain offre un bon exemple de lœss d'origine « désertique » et semble, selon ce critère, se différencier des grandes accumulations lœssiques du nord-ouest de l'Europe, où les poussières sont principalement issues des plaines alluviales des principaux cours d'eau. L'analyse de la distribution des différents lithofaciès montre que le passage entre les sables, les faciès de transition sablo-limoneux et les lœss est essentiellement contrôlé par les changements topographiques entre les zones de plateau et les vallées qui les bordent.

Directions des vents et implications paléoclimatiques

La direction des vents efficaces obtenue à partir des gradients granulométriques et des morphologies dunaires semble avoir changé au cours du temps. Celle-ci est orientée O-E au Pléniglaciaire moyen, puis NO-SE au Pléniglaciaire supérieur, tandis qu'au Dryas récent la direction est plutôt OSO-ÉNE. Nous privilégions dans ce travail l'hypothèse d'un changement de la saison pendant laquelle la déflation était active. Le rôle des conditions de surface du sol comme principal facteur de contrôle de la saison du transport éolien sous nos latitudes est considéré comme fondamental. Ainsi, par comparaison avec la distribution azimutale actuelle des vents à l'échelle de l'année et en accord avec les simulations effectuées pour le LGM, il est suggéré qu'au Pléniglaciaire supérieur, la période pendant laquelle la déflation était active était décalée vers la saison estivale en raison d'un couvert neigeux important pendant l'hiver. Au contraire, les directions établies pour le Pléniglaciaire moyen et le Dyras récent reflèteraient plutôt une déflation active en période hivernale.

IV.3. Implications archéologiques

Au cours de ce travail, nous avons souvent eu recours aux découvertes archéologiques réalisées dans des accumulations éoliennes (sables, lœss) pour établir le cadre chronostratigraphique des dépôts du Bassin Aquitain. Ces données se sont révélées particulièrement précieuses dans la zone lœssique en raison du très petit nombre de coupes ayant fait l'objet de datations numériques. Récemment, Bertran *et al.* (2013c) ont suggéré que le désert périglaciaire landais avait joué un rôle important sur le peuplement de la région au Paléolithique supérieur. Ces auteurs ont avancé l'hypothèse que les sables de couverture avaient dû constituer une zone répulsive pour les populations paléolithiques et exercer un rôle de frontière culturelle à certaines périodes. Cette hypothèse se fondent sur deux constats principaux, l'un concernant la distribution régionale des sites, l'autre sur celle de certains marqueurs culturels.

Le premier constat est que l'erg aquitain se caractérise par de très rares indices de fréquentation au cours du Paléolithique, à l'inverse de ce qui s'observe dans la ceinture lœssique où les sites sont nombreux. Cette configuration, déjà connues des préhistoriens, a été longtemps attribuée à un problème d'accessibilité des sites dans la zone des sables de couverture, qui étaient réputés d'âge holocène. Selon ce point de vue, la quasi-absence de sites découverts en prospection résultait de leur enfouissement par les sables et du faible nombre de travaux de génie civil dans les Landes permettant d'accéder au substratum de la couverture sableuse. Les prospections systématiques menées à l'occasion des travaux d'archéologie préventive le long de l'autoroute A65 ont en fait démontré que la rareté des sites ne résultait ni de prospections insuffisantes, ni d'un enfouissement des vestiges par les sables mais qu'elle reflétait bien une réalité archéologique. Il a donc été conclu que le désert sableux des Landes constituait une zone peu attractive pour les groupes paléolithiques, probablement en raison d'une faible biomasse animale et végétale et de faibles ressources en eau disponibles.

Dans la mesure où les données chronologiques sur lesquelles s'appuyait cette hypothèse étaient peu nombreuses et provenaient presqu'uniquement de la partie sud-est des Landes, des incertitudes pesaient sur l'âge de la mise en place des sables. Les résultats obtenus au cours de ce travail viennent clairement appuyer l'hypothèse proposée par Bertran *et al.* (2013). Nous avons en effet souligné la complexité paléogéographique de l'erg aquitain en montrant que sa surface comprend, notamment dans sa partie nord, une mosaïque de dépôts éoliens d'âge allant du Pléistocène moyen dans le secteur du Médoc au Pléniglaciaire moyen weichsélien dans le sud du Plateau Girondin. Cela implique que, dans de nombreux secteurs, les vestiges du Paléolithique supérieur devraient se trouver en surface ou en sub-surface, la couverture Pléniglaciaire supérieur étant très mince. L'hypothèse d'un biais lié à l'enfouissement doit donc être rejetée au moins pour une large partie du bassin.

Le deuxième constat est que la distribution de certains marqueurs culturels tels que les pointes de projectiles ou les objets d'arts suggère que l'erg aquitain a pu jouer le rôle de frontière séparant deux aires culturelles distinctes : l'une centrée sur les Pyrénées et la Cantabrique et l'autre sur le Périgord. La circulation des matières premières du nord au sud du Bassin Aquitain est largement documentée tout le long du Paléolithique supérieur et indique que cette frontière était perméable et que le désert landais ne constituait pas un obstacle pour les échanges. Bertran *et al.* (2013) soulignent que la présence dans le SO de la France d'une vaste aire désertique peu fréquentée complexifie le schéma proposé pour cette région, qui était classiquement perçue dans son ensemble comme une zone de refuge pour les groupes humains au cours des périodes froides et arides du Pléistocène.

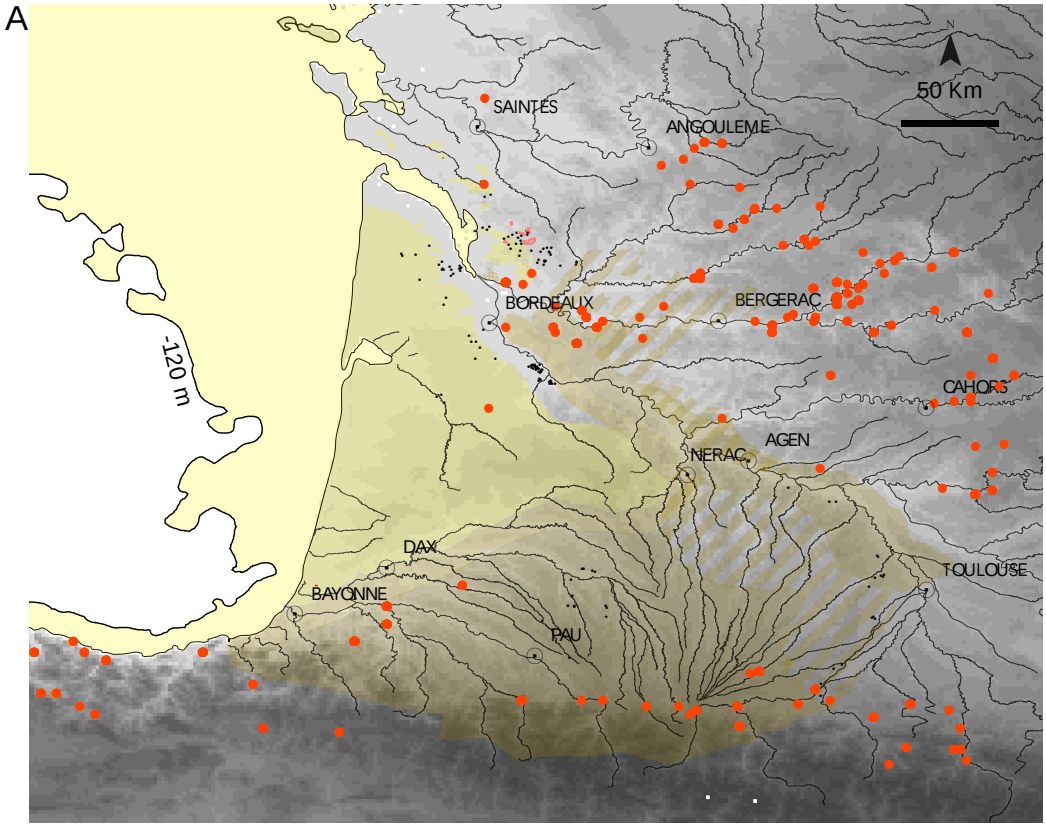
Ce travail permet d'améliorer sensiblement la résolution à la fois spatiale et temporelle de la reconstitution de l'erg aquitain, dont les réponses aux changements climatiques se traduisent par de nombreuses pulsations dans son extension. Ces pulsations ont vraisemblablement participé à la structuration des territoires des groupes paléolithiques régionaux. A titre d'exemple, nous proposons ici d'examiner la paléogéographie pour la période comprise entre la fin du Pléniglaciaire weichsélien et l'Holocène ancien. Cette période est intéressante parce qu'elle est caractérisée par des fluctuations climatiques importantes et parce que les principaux complexes culturels dans cet intervalle sont bien datés et sont globalement en phase avec ces fluctuations. Trois cartes de distribution des sites dans le Bassin Aquitain sont proposées (Fig. IV.1) : une pour le Magdalénien moyen – supérieur (fin Pléniglaciaire - début Bølling), une pour l'Azilien (fin Bølling - Allerød) et la dernière pour le Laborien (Dryas récent - Holocène ancien). Les constatations suivantes peuvent être faites à partir de ces cartes :

i. au Magdalénien moyen-supérieur, qui correspond à l'extension maximum du désert aquitain, les sites se concentrent en bordure de la zone sableuse. Deux concentrations principales apparaissent au nord et au sud. Un nombre important de sites se rencontre également dans l'Entre-deux-Mers, toujours en périphérie des sables de couverture ;

ii. à l'Azilien, qui correspond à la fin du Bølling et à l'Allerød marqués par le développement d'une forêt boréale de pins, on remarque une réappropriation de cet espace par le groupes de chasseurs-cueilleurs ;

iii. enfin, au Laborien, qui est contemporain du Dryas récent et donc à une nouvelle extension du désert sableux (formation de champs de dunes paraboliques), pratiquement aucun site n'est à nouveau présent dans la zone sableuse.

Il apparaît donc que les périodes d'amélioration climatique accompagnées d'une recolonisation de l'erg aquitain par la forêt sont favorables à la réinstallation des groupes humains. A l'échelle du SO de la France, cela implique une augmentation considérable des territoires potentiellement exploitables par les hommes. A l'opposé, les phases d'expansion des sables s'accompagnent d'une contraction des territoires disponibles. Ce scénario a pu se reproduire de nombreuses fois au cours de l'histoire de l'erg aquitain depuis le Quaternaire ancien et il est légitime de penser que ces fluctuations ont largement influencé le peuplement au Paléolithique ancien et moyen. Le manque de données sur ces périodes à la fois du point de vue archéologique et géomorphologique ne permet cependant pas de tester cette hypothèse.



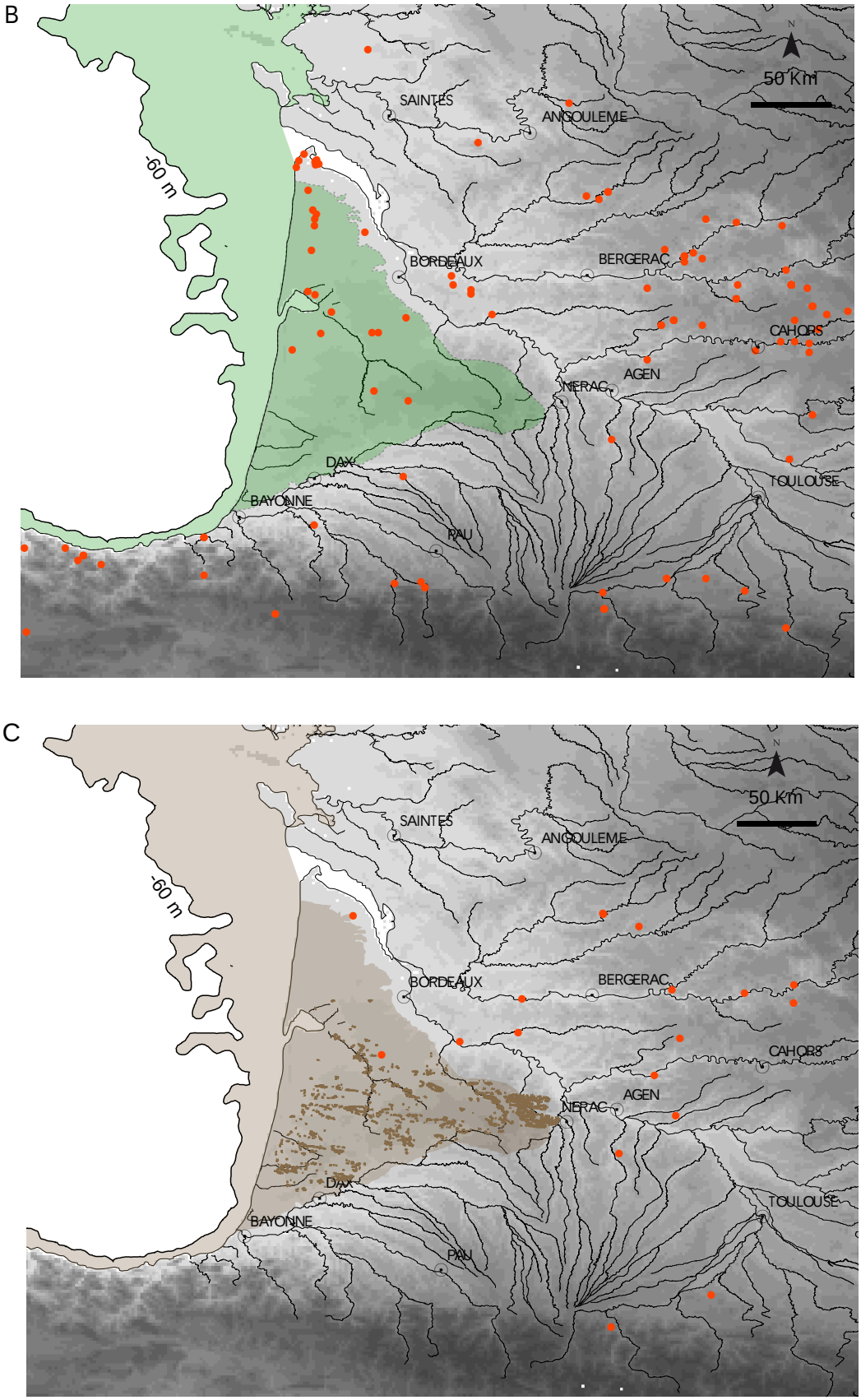


Fig. IV.1 : Distribution des sites attribuées aux technocomplèxes du Magdalénien moyen-supérieur (A), Azilien (B) et Laborien (C) au sein du Bassin Aquitain et configuration des espaces désertiques au cours de ces trois phases, correspondant globalement au Pléniglaciaire supérieur (A), Bølling-Allerød (B), Dryas récent (C). A et C sont associées à deux périodes d'extension importantes des aires désertiques (couleurs jaunes et brun clair), tandis que B correspond à la colonisation de l'Erg Aquitain par une forêt boréale de pins. Sites archéologiques: A) D'après Langlais *et al.* (2012) ; B) D'après Larroque (2011) et base de données Patriarche; C) D'après Langlais *et al.* (2013).

Bibliographie

A

Adamiec, G., Aitken, M.J., 1998. Dose-rate conversion factors : update. Ancient TL 16, 37–50.

Aitchison, J., 1982. The Statistical Analysis of Compositional Data. Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological) 44, 139–177.

Aitchison, J., 1986. The statistical analysis of compositional data, Monographs on statistics and applied probability. Chapman and Hall, London.

Aitchison, J., 2003. The statistical analysis of compositional data, 2nd ed, Monographs on statistics and applied probability. Chapman and Hall, London.

Aitchison, J., Greenacre, M., 2002. Biplots of compositional data. Journal of the Royal Statistical Society : Series C (Applied Statistics) 51, 375–392.

Aleinikoff, J.N., Muhs, D.R., Bettis, E.A., Johnson, W.C., Fanning, C.M., Benton, R., 2008. Isotopic evidence for the diversity of late Quaternary loess in Nebraska : Glaciogenic and nonglaciogenic sources. Geological Society of America Bulletin 120, 1362–1377.

Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary Structures : Their Character and Physical Basis. Volume II. Elsevier, Amsterdam.

Alvinerie, J., Pratviel, L., Duvergé, J., Dubreuilh, J., Wilbert, J., 1978. Notice explicative, carte géologique France (1/50000), feuille Pessac (827). BRGM : Orléans, 33.

Amasifuen-Guerra, C.A., 2012. Historical distribution of European beech (Fagus sylvatica L.) in southwestern France : Evidence from macrofossil soil charcoal analysis. (Mémoire de Master 2 Sciences et technologies). Université Bordeaux 1, Bordeaux.

Andrieux, E., 2012. Paléoenvironnements et cultures préhistoriques contemporains de l'événement de Heinrich 2 (Mémoire de Master 2 Sciences et technologies). Université Bordeaux 1, Bordeaux.

Antoine, P., Catt, J., Lautridou, J.-P., Sommé, J., 2003. The loess and coversands of northern France and southern England. Journal of Quaternay Science 18, 309–318.

Antoine, P., Rousseau, D.-D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., Zöller, L., 2009. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess : a high-resolution record from Nussloch, Germany. Quaternary Science Reviews 28, 2955–2973.

Antoine, P., Rousseau, D.-D., Zöller, L., Lang, A., Munaut, A.-V., Hatté, C., Fontugne, M., 2001. High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. Quaternary International 76-77, 211–229.

Appelman F., 1956. Variation de la composition granulométrique des sédiments éoliens en rapport avec leur latitude et leur altitude. Pédologie, VI, 26–37.

Arthur Bettis III, E., Muhs, D.R., Roberts, H.M., Wintle, A.G., 2003. Last Glacial loess in the conterminous USA. Quaternary Science Reviews 22, 1907–1946.

Ash, J.E., Wasson, R.J., 1983. Vegetation and sand mobility in the Australian desert dunefield. Zeitschrift fur Geomorphologie 45, 7–25.

Auboin, F., 1945. Etude du sable des Landes méridionales dans ses rapports avec les terrains sous-jacents. Diplome détudes supérieures de Sciences Naturelles. Paris.

B

Babel, U., 1975. Micromorphology of soil organic matter. Soil components 1. Springer-Verlag, New-York.

Bachellerie F., 2011. Quelle unité pour le Châtelperronien? : apport de l'analyse taphonomique et techno-économique des industries lithiques de trois gisements aquitains de plein air : le Basté, Bidart (Pyrénées-Atlantiques) et Canaule II (Dordogne) (Thèse de Doctorat), Université Bordeaux 1, Bordeaux.

Bacon-Shone, J., 2011. A Short History of Compositional Data Analysis, in : Pawlowsky-Glahn, V., Buccianti, A. (Eds.), Compositional Data Analysis. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 1–11.

Bagnold, R.A., 1941. The physics of wind blown sand and desert dunes. Methuen, London.

Baize, D., Girard, M.-C., 2009. Référentiel pédologique 2008, Savoir-faire, Versailles.

Balland, R., Cailleux, A., 1946. Etude morphologique de quelques sables de la région bordelaise. Bulletin de la Société géologique de France 16, 61–64.

Barbier, D., Visset, L., 2000. La vallée de l'Erve en Mayenne (massif Armoricain, France) a-t-elle joué le rôle de station refuge au cours du dernier épisode glaciaire (Weichsélien) ? Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series III - Sciences de la Vie 323, 469–476.

Barchyn, T.E., Hugenholtz, C.H., 2012. Winter variability of aeolian sediment transport threshold on a cold-climate dune. Geomorphology 177–178, 38–50.

Barchyn, T.E., Hugenholtz, C.H., 2013. Reactivation of supply-limited dune fields from blowouts : A conceptual framework for state characterization. Geomorphology 201, 172–182.

Bastin, A., Cailleux, A., 1941. Action du vent et du gel au Quaternaire dans la région bordelaise. Bulletin de la Société géologique de France série 5, 11, 259–266.

Bateman, M.D., 1995. Thermoluminescence dating of the british coversand deposits. Quaternary Science Reviews 14, 791–798.

Bateman, M.D., 1998. The origin and age of coversand in north Lincolnshire, UK. Permafrost and Periglacial Processes 9, 313–325.

Bateman, M.D., Herrero, A.D., 1999. Thermoluminescence dates and palaeoenvironmental information of the late Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. Catena 34, 277–291.

Bateman, M.D., Herrero, A.D., 2001. The timing and relation of aeolian sand deposition in central Spain to the aeolian sand record of NW Europe. Quaternary Science Reviews 20, 779–782.

Bateman, M.D., Huissteden, J.V., 1999. The timing of last-glacial periglacial and aeolian events, Twente, eastern Netherlands. Journal of Quaternary Science 14, 277–283.

Beague-Tahon, N., Bertran, P., 2012. Dax, Tercis-les-Bains (40), Saubagnac, Tauzia, Loustalot, Hinx, Parquede, Esperon : rapport de diagnostic. Inrap GSO : Pessac.

Beauval, C., Michel, P., Tastet, J.-P., 1998. L'éléphant antique de Soulac (Gironde, France) [Biometrical and morphological analysis of the Palaeoloxodon antiquus from Soulac (Gironde, France)]. Quaternaire 9, 91–100.

Belly, P.-Y., 1962. Sand movement by wind. Technical memorandum 1, U.S. Army, Coastal engineering research center : Washington.

Benoist, E.A., 1885. Description géologique et paléontologique des communes de Saint-Estèphe et de Vertheuil. Actes de la société Linnéenne de Bordeaux XXXIX, 340–352.

Bernard-Guelle S., Rué M., Fernandes P., Coudenneau A., Courty M.-A., Séronie-Vivien M., Séronie-Vivien M.R., Picavet R., Airvaux J., Dawson M.-C., 2010. Comportements techniques et stratégies de subsistance sur le site moustérien de plein air de Latrote (Saint-Gein, Landes) - à paraître, in : Actes Du XXVIIe Congrès Préhistorique de France - Transition, Rupture et Continuité En Préhistoire, Session E - Exploitation Des Ressources Organiques À La Fin Du Paléolithique Moyen et Au Début Du Paléolithique Supérieur : Interactions Entre Environnement et Comportements Techniques. Bordeaux. Les Eyzies.

Bernat Rebollal, M., Pérez-González, A., 2008. Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula : Sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. Palaeoclimatic considerations. Geomorphology 102, 207–220.

Bertran, P., Allenet, G., Gé, T., Naughton, F., Poirier, P., Goñi, M.F.S., 2009a. Coversand and Pleistocene palaeosols in the Landes region, southwestern France. Journal of Quaternary Science 24, 259–269.

Bertran, P., Bateman, M.D., Hernandez, M., Mercier, N., Millet, D., Sitzia, L., Tastet, J., 2011. Inland aeolian deposits of south-west France : facies, stratigraphy and chronology. Journal of Quaternary Science 26, 374–388.

Bertran, P., Fabre, R., 2005. Pleistocene cryostructures and landslide at Petit-Bost (southwestern France, 458N). Geomorphology 71, 344–356.

Bertran, P., Andrieux, E., Antoine, P., Coutard, S., Deschodt, L., Gardère, P., Hernandez, M. Legentil, C., Lenoble, A. Liard, M., Mercier, N., Moine, O., Sitzia, L., Van Vliet-Lanoë, B., 2013a. Distribution and chronology of Pleistocene permafrost features in France : Database and first results. Boreas.

Bertran, P., Frouin, M., Mercier, N., Naessens, F., Prodeo, F., Queffelec, A., Sirieix, C., Sitzia, L., 2013b. Architecture of the lower terraces and evolution of the Dordogne River at Bergerac (southwest France) during the last glacial–interglacial cycle. Journal of Quaternary Science 28, 605–616.

Bertran, P., Sitzia, L., Banks, W.E., Bateman, M.D., Demars, P.-Y., Hernandez, M., Lenoir, M., Prodeo, F., 2013c. The Landes de Gascogne (southwest France) : periglacial desert and cultural frontier during the Palaeolithic. Journal of Ar-

chaeological Science, 40 (5), 2274-2285.

Bertran, P., Limondin-Lozouet, N., Allenet, G., Fourloubey, C., Leroyer, C., Maazouzi, Z., Madelaine, S., Perrière, J., Ponel, P., Casagrande, F., Detrain, L., 2009. Paléoenvironnements tardiglaciaires en Aquitaine : la séquence alluviale de la Brunetière (Bergerac, France). Quaternaire 20 (2), 161–193.

Beus, A., Grigorian, C., 1975. Geochemical methods of prospecting and exploration of solid mineral resource deposits. Nedra, Moskow.

Beveridge, C., Kocurek, G., Ewing, R.C., Lancaster, N., Morthekai, P., Singhvi, A.K., Mahan, S.A., 2006. Development of spatially diverse and complex dune-field patterns : Gran Desierto Dune Field, Sonora, Mexico. Sedimentology 53, 1391–1409.

Beyer, H., 2004. Hawth's Analysis Tools for ArcGIS, version 3.27.

Billaudel, 1830. Essai sur le gisement, la nature, l'origine et l'emploi des cailloux roulés qui servent à la construction des routes dans le département de la Gironde. Actes de la société Linnéenne de Bordeaux IV, 227–251.

Bintanja, R., van de Wal, R.S.W., Oerlemans, J., 2005. Modelled atmospheric temperatures and global sea levels over the past million years. Nature 437, 125–128.

Blayac, J., 1911. Feuille de la carte géologique au 1/80.000 de Grignols (No. 204).

Blayac, J., 1913. Relations des sables des Landes avec les terrasses de la Garonne. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris 157, 1483–1487.

Blayac, J., 1914a. Les sables des Landes dans leurs relations avec les terrasses de l'Adour : contribution à l'étude de leur origine et de leur âge. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris 1937–1939.

Blayac, J., 1914b. Feuille de Bordeaux au 1/320.000. Contribution à l'étude du Quaternaire des Landes et de la Gironde. Bulletin de la Carte Géologique de France XXIII, 136–140.

Blayac, J., 1916a. Contribution à l'étude du sol des landes de Gascogne. Geo 25, 23–46.

Blayac, J., 1916b. Sur la géologie et la géographie physique des Landes de Gascogne. Compte rendu sommaire de la Société géologique de France 85–86.

Blayac, J., 1916c. Sur l'origine éolienne des sables des Landes de Gascogne. Compte rendu sommaire de la Société géologique de France 117–118.

Blazejewski, G.A., Stolt, M.H., Gold, A.J., Groffman, P.M., 2005. Macro- and Micromorphology of Subsurface Carbon in Riparian Zone Soils. Soil Science Society of America Journal 69, 1320.

Blockley, S.P.E., Lane, C.S., Hardiman, M., Rasmussen, S.O., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A., Lotter, A.F., Turney, C.S.M., Bronk Ramsey, C., 2012. Synchronisation of palaeoenvironmental records over the last 60,000 years, and an extended INTIMATE event stratigraphy to 48,000 b2k. Quaternary Science Reviews 36, 2–10.

Bordes, F., 1969. Les loess en France, in : Bulletin de l'Association Française Pour L'étude Du Quaternaire. Presented at the VIIIème Congrès INQUA, Paris, pp. 69–74.

Bourguignon, L., Djema, H., Bertran, P., Lahaye, C., Guibert, P., 2008. Le gisement Saalien de Petit Bost (Neuvic, Dordogne) à l'origine du Moustérien d'Aquitaine, in : Bulletin de La Société Préhistorique Française. Presented at the Les sociétés du Paléolithique dans un grand Sud-Ouest : nouveaux gisements, nouveaux résultats, nouvelles méthodes. Séances de la SPF, 24-25 novembre 2006, Bordeaux, pp. 41–56.

Bowman, D., Korjenkov, A., Porat, N., 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrghyzstan. Sedimentary Geology 163, 211–228.

Boyé, M., 1958. Les lagunes du plateau landais. Biuletyn Peryglacjalny 6, 195–225.

Boyé, M., Mouline, M., Viguier, C., 1968. Sur l'éolisation de certaines nappes alluviales du Médoc. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, série B 105, 3–7.

Boyrie, S., Legigan, P., Rigaud, J.P., 1970. L'intérêt des restes d'industrie lithique dans l'interpétation de la mise en place des dépôts et recouvrement du bassin lignitifère d'Hostens (Gironde). Comptes rendus de la société géologique de France 202–203.

Bradtmöller, M., Pastoors, A., Weninger, B., Weniger, G.-C., 2012. The repeated replacement model – Rapid climate change and population dynamics in Late Pleistocene Europe. Quaternary International 247, 38–49.

Boucher, H. (du), 1883. Determination de l'âge du silex de Sabres. Bulletin de la Société de Borda,

39-44.

Brandon, C.E., Buol, S.W., Gamble, E.E., Pope, R.A., 1977. Spodic Horizon Brittleness in Leon (Aeric Haplaquod) Soils. Soil Science Society of America Journal 41, 951–954.

Breed, C.S., Fryberger, S.G., Andrews, S., McCauley, C., Lennartz, F., Gebel, D., Horstman, K., 1979. Regional studies of sand seas using Landsat (ERTS) imagery, in : A Study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional Paper. pp. 305–398.

Brenet, M., Bertran, P., Claud, E., Debenham, N., Hernandez, M., 2013. Boulazac-Landry. Rapport Final d'Opération (in prep.). Inrap, Pessac.

Brenet M., Folgado M., Bertran P., Claud E., Vigier S., Lahaye C., 2009. Etude inter-disciplinaire des niveaux paléolithiques de Combe Brune 2 : Creysse, la déviation nord de Bergerac. Rapport Final d'Opération, Inrap, Pessac.

Brenet M., Folgado M., Sellami F., Lenoble A., Garaizar J.R., Viellevigne E., Guibert P., 2006. Cantalouette 1 (Creysse - Dordogne). Rapport Final d'Opération, Inrap, Pessac.

Brussaard, L., Runia, L.T., 1984. Recent and ancient traces of scarab beetle activity in sandy soils of the Netherlands. Geoderma 34, 229–250.

Buccianti, A., Rosso, F., Vlacci, F., 2000. Metodi matematici e statistici nelle scienze della Terra (III). Liguori, Napoli.

Busacca, A.J., Beget, J.E., Markewich, H.W., Muhs, D.R., Lancaster, N., Sweeney, M.R., 2004. The Quaternary Period in the United States., in : Eolian Sediments. Gillespie, A.R., Porter, S.C., Atwater, B.F. (Eds.), Amsterdam, pp. 275–309.

Buurman, P., Pape, T., Reijneveld, J.A., de Jong, F., van Gelder, E., 2001. Laser-diffraction and pipette-method grain sizing of Dutch sediments : correlations for fine fractions of marine, fluvial, and loess samples. Netherlands Journal of Geosciences 80 (2), 49-57.

Byrne, M.-L., McCann, S.B., 1990. Stratification and sedimentation in complex vegetated coastal dunes, Sable Island, Nova Scotia. Sedimentary Geology 66, 165–179.

Byrne, M.-L., McCann, S.B., 1993. The internal structure of vegetated coastal sand dunes, Sable Island, Nova Scotia. Sedimentary Geology 84, 199–218.

C

Cailleux, A., 1948. Carte des actions périglaciaires quaternaires en France. Bulletin du Service de la Carte Géologique de France 225, 33–39.

Capdeville J.-P., Dubreuilh J., 1994. Les formations superficielles du Bassin d'Aquitaine : identification, potentialités, contraintes. 1ère partie (Les formations superficielles du Bassin d'Aquitaine : identification, potentialités, contraintes). Rapport BRGM R-38.

Capdeville, J.P., 1992. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Audenge (826). BRGM : Orléans.

Catt, J.A., 1977. Loess and coversands. British Quaternary studies : recent advances 221–229.

Chauchat, C., Thibault, C., 1968. La station de plein air du Basté à Saint-Pierre-d'Irube (Basses-Pyrénées). Bulletin de la société préhistorique française 65, 295–318.

Chauvet, P., 2008. Aide-mémoire de géostatistique linéaire, Les Cours - École des mines de Paris. Mines Paris-les Presses ParisTech, Paris.

Chayes, F., 1960. On Correlation between Variables of Constant Sum. Journal of Geophysical Research 65, 4185–4193.

Chen, F.H., Bloemendal, J., Wang, J.M., Li, J.J., Oldfield, F., 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess : evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 130, 323–335.

Chery P., 1995. Variabilité de l'epaisseur de la couverture de sol. Consequences pour le bilan hydrique hivernal d'un secteur de Petite Beauce (Thèse de Doctorat), Universite Henri Poincaré - Nancy 1, Nancy.

Chrétien, M., 2010. Compréhension des mécanismes de retrait-gonflement des sols argileux : approche sur site expérimental et analyse de sinistres sur constructions individuelles (Thèse de Doctorat), Université Bordeaux 1, Bordeaux.

Clark, J.S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis : Source area, transport, deposition, and sampling. Quaternary Research 30, 67–80.

Clarke, M.L., Rendell, H.M., Hoare, P.G., Godby, S.P., Robin Stevenson, C., 2001. The timing of

coversand deposition in northwest Norfolk, UK : a cautionary tale. Quaternary Science Reviews 20, 705–713.

Collegno, P. de., 1840. Lettre au Président de la société. Bulletin de la Société géologique de France XI, 335–338.

Collegno, P. de, 1843. Essai d'une classification des terrains tertiaires du département de la Gironde. Actes de l'Académie royale des sciences, belles-lettres et arts de Bordeaux 44.

Comas, M., Thió-Henestrosa, S., 2011. CoDaPack 2.0 : a stand-alone, multi-platform compositional software. CoDaWork.

Conseil Régional Aquitaine et ADEME Aquitaine, 2008. Cartographie du gisement éolien, des contraintes et servitudes en Aquitaine. Rapport d'étude synthétique.

Cooke, R.U., Warren, A., 1973. Geomorphology in Deserts. University of California Press.

Corte, A., 1977. Laboratory formation of extrusion features by multicyclic freez- thaw in soil. Bulletin du Centre de Géomorphologie C.N.R.S., Caen 157–180.

Coudé-Gaussen, G. et Rognon, P., 1986. Paléosols et loess du Pléistocène supérieur de Tunisie et d'Israël. Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire, 23(3), 223-231.

Coutard, J.P., Mücher, H.J., 1985. Deformation of laminated silt loam due to repeated freezing and thawing cycles. Earth Surface Processes and Landforms 10, 309–319.

Cox, T.F., Cox, M.A.A., 1994. Multidimensional Scaling. Number 59 in Monographs on statistics and applied probability. Chapman and Hall, London.

Cressie, N.A.C., 1993. Statistics for spatial data, Wiley series in probability and mathematical statistics. Applied probability and statistics, J. Wiley & Sons, New York.

Crouvi, O., Amit, R., Enzel, Y., Gillespie, A.R., 2010. Active sand seas and the formation of desert loess. Quaternary Science Reviews 29, 2087–2098.

Cwynar, L.C., Levesque, A.J., Mayle, F.E., Walker, I., 1994. Wisconsinan Late-glacial environmental chage in New Brunswick : A regional synthesis. Journal of Quaternary Science 9, 161–164.

D

Daguin, F., 1942a. Sur une coupe géologique de la Grande Lande dans la région de Morcenx (Landes). Compte rendu sommaire de la Société géologique de France 21–23.

Daguin, F., 1942b. Remarques sur la première édition de la feuille de Mont-de-Marsan au 1/80.000 (n°215) et observations récentes sur son territoire. Bulletin de la Carte Géologique de France XLIV, 219–256.

Daguin, F., 1943. Considérations géologiques sur la partie Nord de la feuille de Mont-de-Marsan au 1/80.000. Bulletin de la Carte Géologique de France XLIV, 247–254.

Daguin, F., 1944. Révision de la feuille de Mont-de-Marsan au 1/80.000. Bulletin de la Carte Géologique de France XLV, 247–254.

Daguin, F., 1948. L'Aquitaine occidentale. Hermann, Paris.

Davis, B., 1987. Uses and abuses of cross-validation in geostatistics. Mathematical Geology 19, 241–248.

De Beaulieu, J.-L. de, Reille, M., 1992. Long Pleistocene pollen sequences from the Velay Plateau (Massif Central, France). Veget Hist Archaebot 1, 233–242.

De Beaulieu, J.-L., Reille, M., 1992. The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France) a new pollen profile. Quaternary Science Reviews 11, 431–438.

De Beaulieu, J.-L.D., Reille, M., 1984. A long Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France. Boreas 13, 111–132.

De Coninck, F., McKeague, J.A., 1985. Micromorphology of spodosols. SSSA special publication (no. 15) p. 121-144.

De Coninck, F., Righi, D., 1969. Aspects micromorphologiques de la podzolisation en foret de Rambouillet. Sci. Sol 2, 57–78.

De Coninck, F., Righi, D., Maucorps, J., Robin, A.M., 1974. Origin and micromorphological nomenclature of organic matter in sandy Spodosols, in : Soil Microscopy. Rutherford, GK, Kingston, Ontario, pp. 263–280.

De Vos, W., Tarvainen, T., Salminen, R., Reeder, S., De Vivo, B., Demetriades, A., Pirc, S., Batista,

M.J., Marsina, K., Ottesen, R.T., O'Connor, P.J., Bidovec, M., Lima, A., Siewers, U., Smith, B., Taylor, H., Shaw, R., Salpeteur, I., Gregorauskiene, V., Halamic, J., Slaninka, I., Lax, K., Gravesen, P., Birke, M., Breward, N., Ander, E.L., Jordan, G., Duris, M., Klein, P., Locutura, J., Bel-lan, A., Pasieczna, A., Lis, J., Mazreku, A., Gilucis, A., Heitzmann, P., Klaver, G., Petersell, V., 2006. Geochemical Atlas of Europe. Part 2 - Interpretation of Geochemical Maps, Additional Tables, Figures, Maps, and Related Publications, Geological Survey of Finland, Espoo.

Derickson, D., Kocurek, G., Ewing, R.C., Bristow, C., 2008. Origin of a complex and spatially diverse dune-field pattern, Algodones, southeastern California. Geomorphology 99, 186–204.

Dijkmans, J.W.., 1990. Aspects of geomorphology and thermoluminescence dating of cold-climate eolian sands. Nederlandse geografische studies, Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap.

Dijkmans, J.W.A., Koster, E.A., 1990. Morphological Development of Dunes in a Subarctic Environment, Central Kobuk Valley, Northwestern Alaska. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 72, 93–109.

Dijkmans, J.W.A., Törnqvist, T.E., 1991. Modern periglacial eolian deposits and landforms in the Søndre Strømfjord area, West Greenland and their palaeoenvironmental implications. Meddelelser om Grønland. Geoscience 25, 3–39.

Dijkmans, J.W.A., van Mourik, J.M., Wintle, A.G., 1992. Thermoluminescence dating of aeolian sands from polycyclic soil profiles in the southern Netherlands. Quaternary Science Reviews 11, 85–92.

Dubalen, P.E., 1911. Aperçu géologique sur la région du sable des Landes. Bulletin de la Société de Borda 141–147.

Dubreuilh J., 1976. Contribution à l'étude sédimentologique du système fluviatile Dordogne-Garonne dans la région bordelaise. Les ressources en matériaux alluvionnaires du département de la Gironde (Thèse), 273.

Dubreuilh, J., 1971. Étude géologique des formations quaternaires du Bas-Médoc. Essai de corrélations stratigraphiques (Diplome Universitaire d'Etudes Scientifiques).

Dubreuilh, J., Capdeville, J.P., Farjanel, G., Karnay, G., Platel, J.P., Simon-Coinçon, R., 1995. Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. Géologie de la France 4, 3–26.

Dubreuilh, J., Marionnaud, J.M., 1973. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille St-Vivien de Médoc - Soulac-sur-Mer (730), BRGM : Orléans, 47.

Ducasse, S., 2010. La "parenthèse" badegoulienne : fondements et statut d'une discordance industrielle à travers l'analyse techno-économique de plusieurs ensembles lithiques du Dernier Maximum Glaciaire (Thèse de Doctorat). Université Toulouse le Mirail - Toulouse II.

Ducasse, S., Langlais, M., 2007. Entre Badegoulien et Magdalénien, nos coeurs balancent... Approche critique des industries lithiques du Sud de la France et du Nord-Est espagnol entre 19000 et 16500 BP, in : Bulletin de la Société préhistorique française. Presented at the Le dernier Maximum glaciaire et après... en France et en Espagne. Synthèses régionales et réflexions autour de la diversité des cultures matérielles de 19000 à 14000 BP. Table Ronde, Société préhistorique française, pp. 771–785.

Duchaufour, P., 1983. Pédologie. Masson, Paris.

Dufrenoy, A., 1834. Mémoire sur les terrains tertiaires du bassin du midi de la France. Annales des mines VI, 417–450.

Dufurcet, E., 1897. Formation du sol du département des Landes. Sa composition géologique et minéralogique. Bulletin de la Société de Borda 100–115; 164–177.

Dulignon-Desgrange, A., 1877. Excursion sur le littoral de Gascogne. Act. Soc. linn. Bordeaux XXXI, 41.

Dylikowa, A., 1961. Structures de préssion congélistatique et structures de gonflement par le gel de Katarzynow, près de Lodz. Bulletin de la Société des Lettres de Lodz 12, 1–23.

E

Egozcue, J., Pawlowsky-Glahn, V., 2005. Groups of Parts and Their Balances in Compositional Data Analysis. Mathematical Geology 37, 795–828.

Egozcue, J., Pawlowsky-Glahn, V., Mateu-Figueras, G., Barceló-Vidal, C., 2003. Isometric Logratio Transformations for Compositional Data Analysis. Mathematical Geology 35, 279–300.

Egozcue, J.J., Pawlowsky-Glahn, V., 2011. Basic Concepts and Procedures, in : Pawlowsky-Glahn, V., Buccianti, A. (Eds.), Compositional Data Ana-

lysis. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 12–28.

Elhai, H., Prenant, A., 1963. Présence et extension d'un niveau marin littoral interglaciaire sur la côte du Médoc. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 495–507.

Enjalbert H., 1949. Les loess et les limons d'origine éolienne dans le Bassin d'Aquitaine., in : Sédimentation et Quaternaire. Présenté au 2ème Congrès Internationale de Sédimentologie. Angoulème/La Rochelle, Led-Sam, Bordeaux, pp. 237–248.

Enjalbert H., 1960. Les Pays Aquitains : Le modelé et les sols. Impremerie Bière, Bordeaux.

Ewing, R.C., Kocurek, G., Lake, L.W., 2006. Pattern analysis of dune-field parameters. Earth Surface Processes and Landforms 31, 1176–1191.

F

Fabre, A., 1936. Les Dépôts alluviaux de la Gironde, du Bec d'Ambès à l'embouchure. Relations du gisement préhistorique du Gurp avec ces dépôts. Procès Verbaux de la Société Linnéenne de Bordeaux 88, 98–104.

Fabre, A., 1939. Les terrains de revêtement du Médoc. Drouillard, Bordeaux.

Fabre, L.A., 1905. Le sol de la Gascogne. Masson, Paris.

Fægri, K., Kaland, P.E., Krzywinski, K., 1989. Textbook of pollen analysis. John Wiley & Sons, New York.

Fallot, E., 1889. Esquisse géologique du département de la Gironde. Feuilles des Jeunes naturalistes.

Fallot, J.-E., 1895. Notice relative à une carte géologique des environs de Bordeaux (1/80.000e). Bordeaux, Gounouilhou.

Faure, E., Galop, D., 2011. La fin du paradigme du désert landais : histoire de la végétation et de l'anthropisation à partir de l'étude palynologique de quelques lagunes de la Grande-Lande. In De la lagune à l'airial. Le peuplement de la Grande Lande. Bordeaux : Aquitania, 2011, pp. 43-60.

Filion, L., 1984. A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec 5968 (309). 543-546.

Fink, J., Kukla, G.J., 1977. Pleistocene climates in central Europe : At least 17 interglacials after the Olduvai event. Quaternary Research 7, 363–371.

Fletcher, W.J., Sánchez Goñi, M.F., Allen, J.R.M., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., Müller, U.C., Naughton, F., Novenko, E., Roucoux, K., Tzedakis, P.C., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. Quaternary Science Reviews 29, 2839–2864.

Fourloubey C., Claud E., Lenoble A., Pasty S., Vigier S., 2009. Bourrut, Quartier Saint-Jacques (Montaut, Landes). Rapport Final d'Opération, Inrap, Pessac.

Frazee, C.J., Fehrenbacher, J.B., Krumbein, W.C., 1970. Loess Distribution from a Source. Soil Science Society of America Journal 34, 296–301.

Friedman, J.D., Johansson, C.E., Oskarsson, N., Svensson, H., Thorarinsson, S., Williams, R.S., 1971. Observations on icelandic polygon surfaces and pasla areas. Photo interpretation and field studies. Geografiska Annaler 53A, 115–145.

Frodeman, R., 1995. Geological reasoning : Geology as an interpretive and historical science. Geological Society of America Bulletin 107, 960–968.

Fry, J.M., Fry, T.R.L., McLaren, K.R., 2000. Compositional data analysis and zeros in micro data. Applied Economics 32, 953–959.

Fryberger, S.G., Ahlbrandt, T.S., Andrews, S., 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. Journal of Sedimentary Research 49, 733–746.

Fryberger, S.G., Dean, G., 1979. Dune forms and wind regime, in : A Study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional Paper. McKee, E.D., pp. 1–19.

Fryberger, S.G., Hesp, P., Hastings, K., 1992. Aeolian granule ripple deposits, Namibia. Sedimentology 39, 319–331.

Fryberger, S.G., Krystinik, L.F., Schenk, C.J., 1990. Tidally flooded back-barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico. Sedimentology 37, 23–43.

Fryberger, S.G., Schenk, C.J., 1988. Pin stripe lamination : A distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. Sedimentary Geology 55, 1–15.

Fryberger, S.G., Schenk, C.J., Krystinik, L.F., 1988. Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on Aeolian deposition. Sedimentology 35, 21–41.

G

Gabriel, K.R., 1971. The biplot graphic display of matrices with application to principal component analysis. Biometrika 58, 453–467.

Gallet, S., Jahn, B., Van Vliet Lanoë, B., Dia, A., Rossello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. Earth and Planetary Science Letters 156, 157–172.

Galli, P., 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. Tectonophysics 324, 169–187.

Gardère, P., 2005. La Formation des Sables Fauves : dynamique sédimentaire au Miocène moyen et évolution morpho-structurale de l'Aquitaine (SW France) durant le Néogène. Eclogae Geologicae Helvetiae 98, 201–217.

Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., 2008. Settling equivalence of detrital minerals and grain-size dependence of sediment composition. Earth and Planetary Science Letters 273, 138–151.

Gassies, J.B., 1875. Découverte au Gurp d'une mâchoire fossile d'éléphant. Actes de la Société Lynnéenne de Bordeaux.

Gellibert, B., Merlet, J.-C., Ferrier, E.C., Legigan, P., 2001. Le gisement badegoulien de Cabannes (commune de Brocas-les-Forges, Landes). Archéologie des Pyrénées occidentales et des Landes 20, 81–104.

Genty, D., Blamart, D., Ouahdi, R., Gilmour, M., Baker, A., Jouzel, J., Van-Exter, S., 2003. Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. Nature 421, 833–837.

Glennie, K.W., 1970. Desert sedimentary environments : developments in sedimentology (14). Elsevier, Amsterdam.

Goeury, C., 1997. GpalWin : gestion, traitement et représentation des données de la paléoécologie, in : Actes Du XVe Symposium de l'APLF, Lyon. p. 31.

Goldsmith, V., 1973. Internal geometry and origin of vegetated coastal sand dunes. Journal of Sedimentary Research 43, 1128–1142.

Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for natural resources evaluation, Applied geostatistics series. Oxford University Press, New York.

Goudie, A.S., Warren, A., Jones, D.K.C., Cooke, R.U., 1987. The Character and Possible Origins of the Aeolian Sediments of the Wahiba Sand Sea, Oman. The Geographical Journal 153, 231.

Granja, H.M., Dte Groot, T.A.M., Costa, A.L., 2008. Evidence for Pleistocene wet aeolian dune and interdune accumulation, S. Pedro da Maceda, north-west Portugal. Sedimentology 55, 1203–1226.

Grateloup, J.B. (de), 1835. Précis des travaux géologiques de la Société linnéenne de Bordeaux, depuis sa fondation jusqu'à ce jour, et résumé des progrès et découvertes qui ont été faites en géologie et zoologie fossile, spécialement dans le département de la Gironde et quelques autres départements du Midi. Actes de la société Linnéenne de Bordeaux VII, 5–6.

Guhl, A., Bertran, P., Zielhofer, C., Fitzsimmons, K.E., 2012. Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of sand-filled wedge structures and their fine-grained host sediment from Jonzac, SW France. Boreas 42 (2), 317-332.

Guichard, J., 1963. Note préliminaire sur l'étude des limons quaternaires du Bergeracois (Dordogne). Bulletin de la Société géologique de France 5, 489–494.

Guichard, J., Guichard, G., 1989. A propos de Canaule et Barbas : une approche des dépôts loessiques du Bergeracois. Documents d'Archéologie Périgourdine 21–28.

Guilloré, P., 1985. Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces. Institut National d'Agronomie de Paris-Grignon. Deptartement des sols. 1-22.

Gutjahr A., 1984. Spatial variability : geostatistical methods. Presented at the Proceedings of a workshop on the ISSS and the SSSA., Puoc Wageningen, Las Vegas U.S.A., pp. 9–31.

H

Haase, D., Fink, J., Haase, G., Ruske, R., Pécsi, M., Richter, H., Altermann, M., Jäger, K.-D., 2007. Loess in Europe - its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1 :2,500,000. Quaternary Science Reviews 26, 1301–1312.

Haflidason, H., Sejrup, H.P., Kristensen, D.K.,

Johnsen, S., 1995. Coupled response of the late glacial climatic shifts of northwest Europe reflected in Greenland ice cores : Evidence from the northern North Sea. Geology 23, 1059–1062.

Hallet, B., Sletten, R., Whilden, K., 2011. Microrelief development in polygonal patterned ground in the Dry Valleys of Antarctica. Quaternary Research 75, 347–355.

Harlé, E., 1910. Restes d'Elephas Primigenius sous le Sable des Landes. Bulletin de la Société géologique de France. 163–165.

Harlé, E., 1912. Age des dunes à l'intérieur de la gascogne. Compte rendu sommaire de la Société géologique de France. 120–121.

Harlé, E., Harlé, J., 1920. Les dunes de Gascogne. Imprimerie nationale, Paris.

Harris, C., Murton, J., Davies, M.C.R., 2000. Soft-sediment deformation during thawing of ice-rich frozen soils : results of scaled centrifuge modelling experiments. Sedimentology 47, 687–700.

Hernandez, M., Mercier, N., Bertran, P., Colonge, D., Lelouvier, L.A., 2012. Premiers éléments de datation des industries du Pléistocène moyen (Acheuléen - Paléolithique moyen ancien) de la région pyrénéo-garonnaise : une approche géochronologique pluri-méthodes (TL, OSL et TT-OSL) des sites de Duclos et Romentères. Paléo 23, 155–170.

Hesp, P., 2002. Foredunes and blowouts : initiation, geomorphology and dynamics. Geomorphology 48, 245–268.

Hoek, W.Z., 2000. Abiotic landscape and vegetation patterns in the Netherlands during the Weichselian Late Glacial. Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences 79(4), 497-509.

Holm, D.A., 1960. Desert Geomorphology in the Arabian Peninsula. Science 132, 1369–1379.

Hugenholtz, C.H., Levin, N., Barchyn, T.E., Baddock, M.C., 2012. Remote sensing and spatial analysis of aeolian sand dunes : A review and outlook. Earth-Science Reviews 111, 319–334.

Huijzer, A.S., 1993. Cryogenic microfabrics and macrostructures : interrelations, processes and paleoclimatic significance (Thèse de Doctorat), Vrije Universiteit, Amsterdam.

Huissteden, J. van, 1990. Tundra rivers of the Last Glacial : sedimentation and geomorphological processes during the Middle Pleniglacial in Twente, Eastern Netherlands. Mededelingen Rijks Geologische Dienst 44, 1–138.

Hunter, R.E., 1977a. Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology 24, 361–387.

I

Ikeya, M., 1993. New Applications of Electron Spin Resonance : Dating, Dosimetry and Microscopy. World Scientific, 524.

Infosol, 2011. Donesol version 2.0.5. Dictionnaire des données.

Isaaks, E.H., 1989. Applied geostatistics. Oxford University Press, New York.

Isarin, R.F.B., Renssen, H., Koster, E.A., 1997. Surface wind climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 134.

J

Jacquot, E., 1862. Note sur l'existence et la composition du terrain tertiaire supérieur, dans la partie orientale du département de la Gironde. Actes de l'Académie royale des sciences, belles-lettres et arts de Bordeaux 3, 141–161.

Jacquot, E., Raulin, V., 1874. Statistique géologique et agronomique du département des Landes. Introduction et première partie. Delaroy, Mont de Marsan, 270.

Johnsen, S.J., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdottir, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations : Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. Journal of Quaternary Science 16, 299–307.

Jouannet, F., 1830. Considérations générales sur les terrains tertiaires du département de la Gironde. Premier essai sur leurs positions respectives. Actes de la société Linnéenne de Bordeaux IV, 171–226.

Journel, A., 1986. Geostatistics : Models and tools for the earth sciences. Mathematical Geology 18, 119–140.

K

Kabata-Pendias, A., 2011. Trace elements in soils

and plants. CRC Press, Boca Raton.

Karnay, G., 1991. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Losse (900). BRGM : Orléans.

Karnay, G., 1992. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Mimizan (897). BRGM : Orléans.

Karnay G., Corbier P., Bourgine B., Saltel M., 2010. Gestion des eaux souterraines en région Aquitaine. Reconnaissance des potentialités aquifères du Mio-Plio-Quaternaire des Landes de Gascogne et du Médoc en relation avec les SAGE (Rapport final, BRGM RP 57813).

Kasse, C., 1997. Cold-Climate Aeolian Sand-Sheet Formation in North-Western Europe (c. 14–12.4 ka); a Response to Permafrost Degradation and Increased Aridity. Permafrost and Periglacial Processes 8, 295–311.

Kasse, C., 1999. Late Pleniglacial and Late Glacial aeolian phases in the Netherlands. Dunes and Fossil Soils 61–82.

Kasse, C., 2002. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. Progress in Physical Geography 26, 507–532.

Kasse, C., Vandenberghe, D., De Corte, F., Van Den Haute, P., 2007. Late Weichselian fluvio-aeolian sands and coversands of the type locality Grubbenvorst (southern Netherlands) : sedimentary environments, climate record and age. Journal of Quaternary Science 22, 695–708.

Käyhkö, J.A., Worsley, P., Pye, K., Clarke, M.L., 1999. A revised chronology for aeolian activity in subarctic Fennoscandia during the Holocene. The Holocene 9, 195 –205.

Klingebiel A., 1966. Observations sur les sables de recouvrement superficiel dans le Bordelais. Bulletin de la Carte Géologique de France LXI, 185–188.

Klingebiel, A., Legigan, P., 1992. Cadre géologique et structure du bassin de la Leyre. Bulletin de l'insitut de Géologie du Bassin d'Aquitaine 7–20.

Kocurek, G., Carr, M., Ewing, R., Havholm, K.G., Nagar, Y.C., Singhvi, A.K., 2007. White Sands Dune Field, New Mexico : Age, dune dynamics and recent accumulations. Sedimentary Geology 197, 313–331.

Kocurek, G., Dott, R.H.J., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. Journal of Sedimentary Petrology 51, 579–595.

Kocurek, G., Fielder, G., 1982. Adhesion structures. Journal of Sedimentary Research 52, 1229–1241.

Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy-a conceptual framework. In : Siliciclastic Sequence Stratigraphy. Weimer, P., Posamentier, H., American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 393–409.

Kocurek, G., Lancaster, N., 1999. Aeolian system sediment state : theory and Mojave Desert Kelso dune field example. Sedimentology 46, 505–515.

Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. Sedimentology 33, 795–816.

Kocurek, G., Nielson, J., 2006. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. Sedimentology 33, 795–816.

Kolstrup, E., 1982. Older and younger coversand in southern Jutland (Denmark). Bulletin of the Geological Society of Denmark 30, 71–77.

Kolstrup, E., 1986. Reappraisal of the Upper Weichselian periglacial environment from Danish frost wedge cats. Palaeogeograpy, palaeoclimatology, palaeoecology 56, 237–249.

Kolstrup, E., 1991. Danish Weichselian and Holocene aeolian deposits and their environment : a preliminary account. Zeitschrift fur Geomorphologie NE, Supplement Band 90, 89–97.

Kolstrup, E., Murray, A., Possnert, G., 2007. Luminescence and radiocarbon ages from laminated Lateglacial aeolian sediments in western Jutland, Denmark. Boreas 36, 314–325.

Konert, M., Vandenberghe, J., 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis : a solution for the underestimation of the clay fraction. Sedimentology 44, 523–535.

Kooistra, M.J., Pulleman, M.M., 2010. 18 - Features Related to Faunal Activity, in : Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, pp. 397–418.

Koster, E.A., 1988. Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition : A review. Journal of Quaternary Science 3, 69–83.

Koster, E.A., Dijkmans, J.W.A., 1988. Niveo-aeo-

lian deposits and denivation forms, with special reference to the great Kobuk Sand Dunes, Northwestern Alaska. Earth Surface Processes and Landforms 13, 153–170.

Kozarski, S., 1990. Pleni-and late Vistulian aeolian phenomena In Poland : New occurences, paleoenvironmental and stratigraphical interpretation. Acta Geographica Debrecina XXVI-XXVII, 31–45.

Kozarski, S., Nowaczyk, B., 1991. The Late Quaternary climate and human impact on aeolian processes in Poland. Zeitschrift für Geomorphologie NF, Supplmentband 93, 29–37.

Kuenen, P.H., 1965. Value of experiments in geology. Geologie en Mijnbouw 44, 22–36.

Kukla, G.J., 1977. Pleistocene land—sea correlations I. Europe. Earth-Science Reviews 13, 307–374.

Kukla, J., 1970. Correlations between loesses and deep-sea sediments. Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar 92, 148–180.

Kutzbach, J.E., Wright Jr., H.E., 1985. Simulation of the climate of 18,000 years BP : Results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with the geologic record of North America. Quaternary Science Reviews 4, 147–187.

L

Lancaster, N., 1990. Palaeoclimatic evidence from sand seas. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 76, 279–290.

Lancaster, N., 1995. Geomorphology of desert dunes, Routledge physical environment series, London.

Lancaster, N., 2008. Desert dune dynamics and development : insights from luminescence dating. Boreas 37, 559–573.

Lancaster, N., Kocurek, G., Singhvi, A., Pandey, V., Deynoux, M., Ghienne, J.-F., Lo, K., 2002. Late Pleistocene and Holocene dune activity and wind regimes in the western Sahara Desert of Mauritania. Geology 30, 991–994.

Lancaster, N., Tchakerian, V.P., 2003. Late Quaternary eolian dynamics, Mojave Desert, California, in : Paleoenvironments and Paleohydrology of the Mojave and Southern Great Basin Deserts. Enzel, Y., Wells, S.G. et Lancaster, N., pp. 231–249.

Langford, R.P., 1989. Fluvial-aeolian interactions : Part I, modern systems. Sedimentology 36, 1023–1035.

Langford, R.P., 2000. Nabkha (coppice dune) fields of south-central New Mexico, U.S.A. Journal of Arid Environments 46, 25–41.

Langford, R.P., Chan, M.A., 1989. Fluvial-aeolian interactions : Part II, ancient systems. Sedimentology 36, 1037–1051.

Langlais, M., Costamagno, S., Laroulandie, V., Pétillon, J.-M., Discamps, E., Mallye, J.-B., Cochard, D., Kuntz, D., 2012. The evolution of Magdalenian societies in South-West France between 18,000 and 14,000 calBP : Changing environments, changing tool kits. Quaternary International 272–273, 138–149.

Langlais, M., Naudinot, N., Peresani, M., 2013. Les groupes culturels de la transition Pléistocène-Holocène entre Atlantique et Adriatique (sous presse), in : Actes de La Séance de La Société Préhistorique Française, Bordeaux, 24-25 Mai 2012, Mémoire de La SPF.

Latouche, C., Legigan, P., Thibault, C., 1974. Nouvelles données sur le Quaternaire des Landes de Gascogne. Bulletin de l'Institut de géologie du Bassin d'Aquitaine. 95–120.

Lautridou, J.-P., 1985. Le cycle périglaciaire pleistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie (Thèse d'Etat). Centre de géomorphologie du C.N.R.S, Caen, France, 908.

Lautridou, J.P., Ozouf, J.C., Van Vliet-Lanoë, B., Coutard, J.P., 1986. A propos de deux thèmes de recherche abordés au centre de géomorphologie du CNRS : a) Définition de normes d'analyses physiques de roches; b) Observations à propos de la genèse de sols cryoturbes ou en gouttes par gonflement cryogénique différentiel. Biuletyn peryglacjalny 183–198.

Le Ribault, L., 1975. L'Exoscopie. Méthode et applications, Compagnie française des pétroles. Notes et mémoires. Total, Compagnie française des pétroles, Paris, France, 232.

Lea, P.D., 1990. Pleistocene Periglacial Eolian Deposits in Southwestern Alaska : Sedimentary Facies and Depositional Processes. Journal of Sedimentary Research 60 (4). 582-591

Legigan P., 1979. L'élaboration de la formation du Sable des Landes, Mémoire de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine.

Legigan, P., Lenoir, M., Rigaud, J.P., 1978. Décou-

verte d'industrie lithique dans les alluvions quaternaires de la vallée du Gua-Mort, Gironde. Les cahiers du Bazadais 3–26.

Lehman, S.J., Keigwin, L.D., 1992. Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. Nature 356, 757–762.

Lenoble, A., Bertran, P., Mercier, N., Sitzia, L., 2012. Le site du Lac Bleu et la question de l'extension du pergélisol en France au Pléistocène supérieur, in : Quaternaire Continental d'Aquitaine : Un Point Sur Les Travaux Récents. Bordeaux, pp. 109–121.

Lenoble A., Bertran P., Sitzia L., Mercier N., Texier J.-P., 2010. Extension et chronologie des incursions du Pergélisol dans le Sud-Ouest de la France au Pléistocène supérieur, état de la question. Comm. orale : 23ème Réunion des Sciences de la Terre, Bordeaux, 25-29/10/2010.

Leroyer, C., Fouéré, P., Reynet, J.-M., Tixier, C., Allenet, G., 2006. Evolution climatique et impact anthropique durant le Tardiglaciaire et l'Holocène dans le bassin de la Dronne (Périgord), in : Paysages et Peuplements : Aspects Culturels et Chronologiques En France Méridionale., Actes Des 6e Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente, Périgueux. pp. 33–54.

Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S., Obermeier, S.F., 1996. Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood : Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? Geology 24, 171–174.

Linder, O., 1868. Etude sur les terrains de transport du département de la Gironde. Actes de la société Linnéenne de Bordeaux XXVI.

Linder, O., 1869. Coupe de la carrière de M. Taffard, près de Leognan. Procès-Verbaux de la Société Linnéenne de Bordeaux XXVII, XLVI–XLVII.

Linder, O., 1872. Les terrains de transport de la Gironde (Rectifications). Procès-Verbaux de la Société Linnéenne de Bordeaux XXVII, LXXIV et LXXVI.

Livingstone, I., Warren, A., 1996. Aeolian geomorphology : an introduction. Longman, England.

M

Maarleveld, G.C., 1960. Wind directions and cover sands in the Netherlands. Biuletyn Peryglacjalny 8, 49–58.

Mackay, J.R., Burn, C.R., 2005. A long-term field study (1951-2003) of ventifacts formed by katabatic winds at Paulatuk, western Arctic coast, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences 42, 1615–1635.

Manikowska, B., 1991. Vistulian and Holocene aeolian activity, pedostratigraphy and relief evolution in Central Poland. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement-Band 29–37.

Marrs, R.W., Kolm, K.E. (Eds.), 1982. Interpretation of windflow characteristics from eolian landforms, Special paper - Geological Society of America. Geological society of America, Boulder (Colo.),USA, 109.

Martín-Fernández, J., Barceló-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V., 2003. Dealing with Zeros and Missing Values in Compositional Data Sets Using Nonparametric Imputation. Mathematical Geology 35, 253–278.

Martín-Fernández, J., Olea-Meneses, R., Pawlowsky-Glahn, V., 2001. Criteria to Compare Estimation Methods of Regionalized Compositions. Mathematical Geology 33, 889–909.

Martín-Fernández, J.A., Palarea-Albaladejo, J., Olea, R.A., 2011. Dealing with Zeros, in : Pawlowsky-Glahn, V., Buccianti, A. (Eds.), Compositional Data Analysis. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 43–58.
Martres, L., 1882. Les silex tertiaires des Landes. Bulletin de la Société de Borda 185–187.

Martres, L., 1882. Les silex tertiaires des Landes. Bulletin de la Société de Borda, 185-187.

Mason, J.A., 2001. Transport Direction of Peoria Loess in Nebraska and Implications for Loess Sources on the Central Great Plains. Quaternary Research 56, 79–86.

Mason, J.A., Nater, E.A., Zanner, C.W., Bell, J.C., 1999. A new model of topographic effects on the distribution of loess. Geomorphology 28, 223–236.

Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Pol, K., Braconnot, P., Cattani, O., Falourd, S., Kageyama, M., Jouzel, J., Landais, A., Minster, B., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Krinner, G., Johnsen, S., Röthlisberger, R., Hansen, J., Mikolajewicz, U., Otto-Bliesner, B., 2010. EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. Quaternary Science Reviews 29, 113–128.

Mateu-Figueras, G., Pawlowsky-Glahn, V., Egozcue, J.J., 2011. The Principle of Working on Coordinates, in : Pawlowsky-Glahn, V., Buccianti, A. (Eds.), Compositional Data Analysis. John Wiley

& Sons, Ltd, pp. 29–42.

Matheron, G., 1963. Principles of geostatistics. Economic Geology 58, 1246–1266.

Matheron, G., 1965. Les Variables régionalisées et leur estimation. Masson et Cie, Paris.

Matheron, G., 1970. La Théorie des variables régionalisées, et ses applications, Les Cahiers du Centre de morphologie mathématique de Fontainebleau, Paris.

Matheron, G., 1978. Estimer et choisir : essai sur la pratique des probabilités, Les Cahiers du Centre de morphologie mathématique de Fontainebleau, Paris.

McKeague, J.A., Protz, R., 1980. Cement of duric horizons, micromorphology and energy dispersive analysis. Canadian Journal of Soil Science 60(1). 45-52.

McKee, E.D., 1979. A Study of global sand seas, Geological Survey professional paper. U.S. Govt. Print. Off., Washington, USA, 429.

McKee, E.D., 1979. Introduction to a study of global sand seas, in : A Study of Global Sand Seas, Geological Survey Professional Paper. McKee, E.D., pp. 1–19.

McLennan, S., Hemming, S., McDaniel, D., Hanson, G., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, in : Johnsson, M., Basu, A. (Eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America Special Papers, 21-40.

Merlet, J.-C., 2005. Le badegoulien et le magdalenien ancien dans le bassin de l'adour : Un etat de la question. Archéologie des Pyrénées occidentales et des Landes 24, 103–118.

Miall, A.D., 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Springer, New York.

Michel, P., 2002. Nouvelles découvertes d'ossements d'Eléphant antique (*Palaeoloxodon Antiquus*) à Soulac (Gironde, France). Quaternaire 13, 105–110.

Millet, L., Rius, D., Galop, D., Heiri, O., Brooks, S.J., 2012. Chironomid-based reconstruction of Lateglacial summer temperatures from the Ech palaeolake record (French western Pyrenees). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 315–316, 86–99.

Monin G., Gardère P., Michel A., Fernandes P., Pasquini A., 2013 (in prep). Le site badegoulien ancien du Péhau (Coimères, Gironde). Rapport final d'opération d'archéologie préventive, Paléotime, Villard-de-Lans, Service Régional de l'Archéologie d'Aquitaine, Bordeaux.

Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas, J.., 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. Tectonophysics 304, 369–383.

Mouline, M.P., 1967. Etude de certains phénomènes éoliens fossiles du Blayais et de ses environs. Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux, série B 104, 3–7.

Mountney, N.P., 2012. A stratigraphic model to account for complexity in aeolian dune and interdune successions. Sedimentology 59, 964–989.

Mountney, N.P., Russell, A.J., 2004. Sedimentology of cold-climate aeolian sandsheet deposits in the Askja region of northeast Iceland. Sedimentary Geology 166, 223–244.

Mountney, N.P., Russell, A.J., 2006. Coastal aeolian dune development, Sólheimasandur, southern Iceland. Sedimentary Geology 192, 167–181.

Mountney, N.P., Russell, A.J., 2009. Aeolian dunefield development in a water table-controlled system : Skeiđarársandur, Southern Iceland. Sedimentology 56, 2107–2131.

Muhs, D.R., 2012. The geologic records of dust in the Quaternary. Aeolian Research 9, 3-48.

Muhs, D.R., Ager, T.A., Arthur Bettis, E., McGeehin, J., Been, J.M., Begét, J.E., Pavich, M.J., Stafford, T.W., Stevens, D.A.S.P., 2003. Stratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Quaternary loess-palaeosol sequences of the Last Interglacial-Glacial cycle in central Alaska. Quaternary Science Reviews 22, 1947–1986.

Muhs, D.R., Bettis, E.A., Aleinikoff, J.N., McGeehin, J.P., Beann, J., Skipp, G., Marshall, B.D., Roberts, H.M., Johnson, W.C., Benton, R., 2008. Origin and paleoclimatic significance of late Quaternary loess in Nebraska : Evidence from stratigraphy, chronology, sedimentology, and geochemistry. Geological Society of America Bulletin 120, 1378–1407.

Muir-Wood, R., King, G.C.P., 1993. Hydrological signatures of earthquake strain. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 98, 22035–22068.

Murton, J.B., Bateman, M.D., Baker, C.A., Knox, R., Whiteman, C.A., 2003. The Devensian periglacial record on Thanet, Kent, UK. Permafrost

and Periglacial Processes 14, 217–246.

Murton, J.B., French, H.M., 1993. Thermokarst involutions, summer island, pleistocene mackenzie delta, Western Canadian arctic. Permafrost and Periglacial Processes 4, 217–229.

Murton, J.B., Worsley, P., Gozdzik, J.S., 2000. Sand veins and wedges in cold aeolian environments. Quaternary Science Reviews 19, 899–922.

N

Nahon, D., Trompette, R., 1982. Origin of siltstones : glacial grinding versus weathering. Sedimentology 29, 25–35.

Naughton, F., Sanchez Goñi, M.F., Desprat, S., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M.C., 2007. Present-day and past (last 25 000 years) marine pollen signal off western Iberia. Marine Micropaleontology 62, 91–114.

Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Kageyama, M., Bard, E., Duprat, J., Cortijo, E., Desprat, S., Malaizé, B., Joly, C., Rostek, F., Turon, J.-L., 2009. Wet to dry climatic trend in north-western Iberia within Heinrich events. Earth and Planetary Science Letters 284, 329–342.

Neuman, C.M., 1989. Kinetic energy transfer through impact and its role in entrainment by wind of particles from frozen surfaces. Sedimentology 36, 1007–1015.

Nielson, J., Kocurek, G., 1986. Climbing Zibars of the Algodones. Sedimentary Geology 48, 1–15.
O'Brien, C.E., Jones, R.L., 2003. Early and Middle Pleistocene vegetation history of the Médoc region, southwest France. Journal of Quaternary Science 18, 557–579.

O

O'Brien, C.E., Jones, R.L., 2003. Early and Middle Pleistocene vegetation history of the Médoc region, southwest France. Journal of Quaternary Science, 18(6), 557–579.

Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. Engineering Geology 44, 1–76.

Obermeier, S.F., Pond, E.C., Olson, S.M., Green, R.A., 2002. Paleoliquefaction studies in continental settings. Geological Society of America Special Papers 359, 13–27.

Ortega I., Fourloubey C., Bertran P., Grigoletto F., Beugnier V., 2005. Les Sablons (Marsas, Gironde), Rapport Final d'Opération, Inrap, Pessac.

OSPAR Commission, 2000. OSPAR Commission 2000. Quality Status Report 2000 : Region IV – Bay of Biscay and Iberian Coast. London.

Owen, G., 1996. Experimental soft-sediment deformation : structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. Sedimentology 43, 279–293.

Owen, G., Moretti, M., 2008. Determining the origin of soft-sediment deformation structures : a case study from Upper Carboniferous delta deposits in south-west Wales, UK. Terra Nova 20, 237–245.

Owen, G., Moretti, M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. Sedimentary Geology 235, 141–147.

Owen, G., Moretti, M., Alfaro, P., 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation : Current understanding and future directions. Sedimentary Geology 235, 133–140.

P

Pannatier, Y., 1996. Variowin : software for spatial data analysis in 2D, Statistics and computing. Springer, New York NY ; Berlin ; London ; Paris.

Papy, L., 1977. Les Landes de Gascogne. La maîtrise de l'eau dans la «lande humide. Norois 95, 199–210.

Papy, L., 1981. Les Landes de Gascogne et la Côte d'argent, Pays du Sud-Ouest : coll / dir. par Louis Papy et François Taillefer. - Toulouse : E. Privat, 183.

Pawlowsky-Glahn, V., 1984. On spurious spatial covariance between variables of constant sum. Science de la Terre, Serie Informatique 21, 107 113.

Pawlowsky-Glahn, V., Burger, H., 1992. Spatial structure analysis of regionalized compositions. Mathematical Geology 24, 675–691.

Pawlowsky-Glahn, V., Olea, R., Davis, J., 1995.

Estimation of regionalized compositions : A comparison of three methods. Mathematical Geology 27, 105–127.

Pawlowsky-Glahn, V., Olea, R.A., 2004. Geostatistical analysis of compositional data. Oxford University Press, USA, 304.

Pearson, K., 1896. Mathematical Contributions to the Theory of Evolution.–On a Form of Spurious Correlation Which May Arise When Indices Are Used in the Measurement of Organs. Proceedings of the Royal Society of London 60, 489–498.

Pécsi, M., 1990. Loess is not just the accumulation of dust. Quaternary International 7–8, 1–21.

Peltier, W.R., Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. Quaternary Science Reviews 25, 3322–3337.

Péwé, T.L., 1975. Quaternary geology of Alaska, Geological Survey professional paper ; 835. U.S. Govt. Print. Off., Washington, USA, 145.

Pissart, A., 1976. Sols à buttes, cercles non triés et sols striés non triés de l'ıle de Banks (Canada, NWT). Biuletyn Peryglacjalny 26, 275–284.

Pissart, A., 1982. Déformations de cylindres de limon entourés de graviers sous l'action d'alternances gel-dégel. Biuletyn Peryglacjalny 26, 219–229.

Platel, J., 1992. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50000), feuille Belin (850). BRGM : Orleans.

Platel, J.P., Dubreuilh, J., 1991. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50000), feuille Parentis-en-Born (874). BRGM : Orleans.

Platel, J.P., Esteve, A., Tomera, L., 2004. Cartographie de l'aléa retrait-gonflement des argiles dans le département de la Gironde. Rapport final BRGM RP 53382.

Plaziat, J.-C., Koeniguer, J.-C., Génault, B., 2009. Diversité et localisation chronologique des séismites dans les sables marins et éoliens du Stampien, au Sud de Paris (entre Eure et Seine) 46, 3–73.

Porter, S.C., Zhisheng, A., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. Nature, 375(6529), 305-308.

Poser, H., 1950. Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittelund Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen binnenDünen. Erdkunde 4, 81–88.

Pye, K., 1982. Morphological Development of Coastal Dunes in a Humid Tropical Environment, Cape Bedford and Cape Flattery, North Queensland. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography 64, 213–227.

Pye, K., 1989. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London.

Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. Quaternary Science Reviews 14, 653–667.

Pye, K., 1984. Loess. Progress in physical geography 8, 176–217.

Pye, K., Tsoar, H., 2009. Aeolian sand and sand dunes. Springer, Berlin.

R

Rango, A., Chopping, M., Ritchie, J., Havstad, K., Kustas, W., Schmugge, T., 2000. Morphological Characteristics of Shrub Coppice Dunes in Desert Grasslands of Southern New Mexico derived from Scanning LIDAR. Remote Sensing of Environment 74, 26–44.

Raulin, V., 1848. Nouvel essai d'une classification des terrains tertiaires de l'Aquitaine. Bulletin de la Société géologique de France V, 437–445.

Raulin, V., 1852. Description et coupe géologique des collines qui bordent les rives droites de la Gironde, de la Garonne, du Tarn, de l'Aveyron et de La Leyre, de la Pointe de La Coubre près de Royan à Septfons près de Montauban. Bulletin de la Société géologique de France IX, 354–357.

Rebollal, B.M., 2013. Geomorfología de los depósitos eólicos cuaternarios del centro de la Península Ibérica. Una caracterización de la actividad eólica en tierras de pinares y la llanura manchega (Thèse de Doctorat). Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 409.

Reille, M., de Beaulieu, J.L., 1990. Pollen analysis of a long upper Pleistocene continental sequence in a Velay maar (Massif Central, France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 80, 35–48.

Reineck H.-E., Singh I.B., 1975. Depositional sedimentary environments : with reference to Terrigenous clastics. Springer-Verlag, Berlin.

Remicourt M., Tallet P., Fernandes P., Rué M., Briand T., Simonet A., Pasquini A., Fedoroff N.,

Picavet R., Bernard C., 2010. Les occupations gravettiennes de Hin de Diou à Pujo-le-Plan (Landes). Rapport final d'opération. Paléotime, Villard-de-Lans.

Renard, C., 2010. Les premières expressions du Solutréen dans le Sud-Ouest français : évolution techno-économique des équipements lithiques au cours du Dernier Maximum Glaciaire, BAR. International series, . J. and E. Hedges, Oxford.

Rendell, H.M., Calderón, T., Pérez-González, A., Gallárdo, J., Millán, A., Townsend, P.D., 1994. Thermoluminescence and optically stimulated luminescence dating of Spanish dunes. Quaternary Science Reviews 13, 429–432.

Renssen, H., Kasse, C., Vandenberghe, J., Lorenz, S.J., 2007. Weichselian Late Pleniglacial surface winds over northwest and central Europe : a model–data comparison. Journal of Quaternary Science 22, 281–293.

Revel, J.-C., 1982. Formation des sols sur marnes : étude d'une chronoséquence et d'une toposéquence complexe dans le terrefort toulousain (Thèse). Institut national polytechnique, Toulouse.

Righi, D., 1975. Etude au microscope électronique à balayage de champ et au microanalyseur à sonde électronique des revêtements et des agrégats organiques d'horizons B spodiques. Science du Sol 4, 315–321.

Righi, D., 1977. Genèse et évolution des Podzols et des sols hydromorphes des Landes du Médoc (Thèse), Université de Poitiers, Poitiers.

Righi, D., 1987. Microstructure des horizons B des sols podzolisés : influence de la texture et de la minéralogie de la roche-mère., in : Podzols et Podzolisation. Righi D., Chauvel A., Plaisir et Paris, pp. 107–118.

Rink, W., 1997. Electron spin resonance (ESR) dating and ESR applications in quaternary science and archaeometry. Radiation Measurements 27, 975–1025.

Robin, A.M., DeConinck, F.D., 1978. Micromorphological aspects of some podzols in the Paris Basin (France), in : Soil Micromorphology. Delgado M., Department of Edaphology, University of Granada, Spain., pp. 1019-1050.

Romanovskij, N.., 1985. Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR, in : Field and Theory : Lectures in Geocryology,. M.Church et O. Slaymaker, University of British Columbia Press, Vancouver, pp. 154–165.

Romanovskij, N.N., 1973. Regularities in formation of frost-fissures and development of frost fissures polygons. Biuletyn Peryglacjalny 23, 237–277.

Romanovskij, N.N., 1976. The scheme of correlation of polygonal structures. Biuletyn Peryglacjalny 26, 287–294.

Roussot-Larroque, J., 2011. Les derniers grands chasseurs des Landes d'Aquitaine, in : De La Lagune À L'airial. Le Peuplement de La Grande Lande. Bordeaux : Aquitania, 2011, p. 423.

Rowe, J.S., Scotter, G.W., 1973. Fire in the boreal forest. Quaternary Research 3, 444–464.

Różycki, S.Z., 1991. Loess and loess-like deposits : evolution of views on the genesis of loess, classical loess provinces, loess of the warm zone. Ossolineum, Wrocław.

Ruegg, G.H.J., 1983. Periglacial Eolian Evenly Laminated Sandy Deposits in the Late Pleistocene of Nw Europe, A Facies Unrecorded in Modern Sedimentological Handbooks, in : Eolian Sediments and Processes. Elsevier, pp. 455–482.

Roussot-Larroque, J., 2011. Les derniers grands chasseurs des Landes d'Aquitaine. In De la lagune à l'airial. Le peuplement de la Grande Lande. Bordeaux : Aquitania, 2011, p. 423.

Ruz, M.-H., Allard, M., 1995. Sedimentary structures of cold-climate coastal dunes, Eastern Hudson Bay, Canada. Sedimentology 42, 725–734.

S

Sánchez Goñi, M.F., Landais, A., Fletcher, W.J., Naughton, F., Desprat, S., Duprat, J., 2008. Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. Quaternary Science Reviews 27, 1136–1151.

Schneider, J.L., Van Vliet-Lanoë, B., Sitzia, L., 2012. Déformations co-sismiques à Cestas-Pot-au-Pin et Larrusey, in : Quaternaire Continental d'Aquitaine : Un Point Sur Les Travaux Récents. Bordeaux, pp. 140–152.

Schoch, W., Heller, I., Schweingruber, F.H., Klenast, F., 2004. Wood anatomy of central European Species. Online version : www.woodanatomy.ch.

Schofield, J.C., 1975. Sea-level fluctuations cause periodic, post-glacial progradation, South Kaipara Barrier, North Island, New Zealand. New Zealand

Journal of Geology and Geophysics 18, 295–316.

Schokker, J., Cleveringa, P., Murray, A.S., Wallinga, J., Westerhoff, W.E., 2005. An OSL dated Middle and Late Quaternary sedimentary record in the Roer Valley Graben (southeastern Netherlands). Quaternary Science Reviews 24, 2243–2264.

Schwan, J., 1986. The origin of horizontal alternating bedding in weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. Sedimentary Geology 49, 73–108.

Schwan, J., 1988. The structure and genesis of Weichselian to early hologene aeolian sand sheets in western Europe. Sedimentary Geology 55, 197–232.

Seed, H.B., Idriss, I.M., 1971. Simplified Procedure for Evaluating Soil Liquefaction Potential. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division 97, 1249–1273.

Selker, J.S., 1993. Expressions for the formation of load casts in soft sediment. Journal of Sedimentary Research 63, 1149–1151.

Seppälä, M., 1995. Deflation and redeposition of sand dunes in finnish lapland. Quaternary Science Reviews 14, 799–809.

Seppälä, M., 2004. Wind as a geomorphic agent in cold climates, Studies in polar research, Cambridge University press, U.K.

Sergent F., Lenoble A., Fouéré P., 2007. Meilhan, Bois de Marsacq, Rapport Final d'Opération, Inrap, Pessac.

Serrano, O., Delmas, J., Hanot, F., Vially, R., Herbin, J.P., Houel, P., Tourlière, B., 2006. Le bassin d'Aquitaine : Valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier, Ed. BRGM.

Sharp, R.P., 1942. Periglacial involutions in northeastern Illinois. The Journal of Geology 113–133.

Sibson, R.H., Moore, J.M.M., Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping—a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of the Geological Society 131, 653–659.

Sibson, R.H., Moore, J.M.M., Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping - a hydrothermal fluid transport mechanism. Journal of the Geological Society, 131 (6), 653-659.

Sierputowski, P., Ostrowski, J., Cenedese, A., 1995. Experimental study of wind flow over the model of a valley. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics 57, 127–136.

Sima, A., Rousseau, D.-D., Kageyama, M., Ramstein, G., Schulz, M., Balkanski, Y., Antoine, P., Dulac, F., Hatté, C., 2009. Imprint of North-Atlantic abrupt climate changes on western European loess deposits as viewed in a dust emission model. Quaternary Science Reviews 28, 2851–2866.

Simonson R.W., Hutton C.E., 1954. Distribution curves for loess. American Journal of Science 252, 99–105.

Sims, J.D., Garvin, C.D., 1995. Recurrent liquefaction induced by the 1989 Loma Prieta earthquake and 1990 and 1991 aftershocks : Implications for paleoseismicity studies. Bulletin of the Seismological Society of America 85, 51–65.

Sitzia L., Bertran P., Leroyer C., 2012. Faciès et chronologie du Sable des Landes : la coupe de Cestas-Pot-aux-Pins, in : Quaternaire Continental d'Aquitaine : Un Point Sur Les Travaux Récents. Bordeaux, pp. 122–135.

Smalley, I., 1995. Making the material : The formation of silt sized primary mineral particles for loess deposits. Quaternary Science Reviews 14, 645–651.

Smalley, I.J., 1966. The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. Journal of Sedimentary Research 36, 669–676.

Smalley, I.J., 1972. The Interaction of Great Rivers and Large Deposits of Primary Loess*†. Transactions of the New York Academy of Sciences 34, 534–542.

Smalley, I.J., Krinsley, D.H., 1978. Loess deposits associated with deserts. Catena 5, 53–66.

Smalley, I.J., Vita-Finzi, C., 1968. The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of «desert loess. Journal of Sedimentary Research 38, 766–774.

Stevens, T., Palk, C., Carter, A., Lu, H., Clift, P.D., 2010. Assessing the provenance of loess and desert sediments in northern China using U-Pb dating and morphology of detrital zircons. Geological Society of America Bulletin 122, 1331–1344.

Stockmarr, J., 1971. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. Pollen et spores 13, 615–621.
Stolt, M.H., Lindbo, D.L., 2010. 17 - Soil Organic Matter, in : Interpretation of Micromorphological

Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, pp. 369–396.

Stoops, G., Vepraskas, M.J., 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America.

Stuart-Mentheath, P.W., 1896. Sur la géologie du département des Landes. Bulletin de la Société géologique de France XXIV, 301–310.

Sun, J., 2002. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. Earth and Planetary Science Letters 203, 845–859.

Sun, J., Muhs, D.R., 2007. Dune fields | Mid-Latitudes, in : Elias, S.A. (Ed.), Encyclopedia of Quaternary Science. Elsevier, Oxford, pp. 607–626.

Swezey, C., 1998. The Identification of Eolian Sands and Sandstones. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 327, 513–518.

T

Takahama, N., Otsuka, T., Brahmantyo, B., 2000. A new phenomenon in ancient liquefaction—the draw-in process, its final stage. Sedimentary Geology 135, 157–165.

Tastet, J.-P., 1998. Chronologie et cartographie d'un complexe dunaire côtier holocène, l'exemple aquitain du Nord-Médoc (France). Quaternaire 9, 157–167.

Tastet, J.-P., 1999. Le Pléistocène de la façade atlantique du Nord-Médoc (France) : état des connaissances sur la lithologie et la chronostratigraphie des « Argiles du Gurp » s.l. Quaternaire 10, 199–212.

Tastet, J.-P., Klingebiel, A., 2011. Relation entre les lagunes et certains édifices dunaires des Landes de Gascogne, in : De La Lagune À L'airial. Le Peuplement de La Grande Lande. Bordeaux : Aquitania, 2011, p. 423.

Tastet, J.-P., Pontee, N.I., 1998. Morpho-chronology of coastal dunes in Médoc. A new interpretation of Holocene dunes in Southwestern France. Geomorphology 25, 93–109.

Tengberg, A., Chen, D., 1998. A comparative analysis of nebkhas in central Tunisia and northern Burkina Faso. Geomorphology 22, 181–192.

Thibault, C., 1965. A propos de la pointe à cran solutréenne de Sabres (Landes) et des sables de Gascogne. L'anthropologie 69, 377–380.

Thibault, C., 1970. Recherches sur les terrains quaternaires du bassin de l'Adour (Thèse de doctorat d'état). Université de Bordeaux, Bordeaux.

Thomas, P.J., Murray, A.S., Granja, H.M., Jain, M., 2008. Optical Dating of Late Quaternary Coastal Deposits in Northwestern Portugal. Journal of Coastal Research 2, 134–144.

Thore, J., Boucher, H. (du), 1882. Etudes arénologiques. Les sables des Landes. Origine, âges, classification. Bulletin de la Société géologique de France, 189 – 205.

Tolosana-Delgado, R., van den Boogaart, K.G., Pawlowsky-Glahn, V., 2011. Geostatistics for Compositions, in : Pawlowsky-Glahn, V., Buccianti, A. (Eds.), Compositional Data Analysis. John Wiley & Sons, Ltd, pp. 73–86.

Tricart, J., 1963. Géomorphologie des régions froides, PUF, Paris.

Trichet, P., Jolivet, C., Arrouays, D., Loustau, D., Bert, D., Ranger, J., 1999. Le maintien de la fertilité des sols forestiers landais dans le cadre de la sylviculture intensive du pin maritime. Étude et Gestion des Sols 6, 197–214.

Tsoar, H., 1978. The Dynamics of Longitudinal Dunes. (Final technical report). DTIC Document, London : European Research Office, US Army.

Tsoar, H., 1983. Wind Tunnel Modeling of Echo and Climbing Dunes, in : M.E. Brookfield and T.S. Ahlbrandt (Ed.), Developments in Sedimentology, Eolian Sediments and Processes. Elsevier, pp. 247–259.

Tsoar, H., Pye, K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. Sedimentology 34, 139–153.

ww

Tungsheng, L., 1988. Loess in China, Springer series in physical environment, 5. Springer, Berlin.

Turekian, K.K., Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust. Geological Society of America Bulletin 72, 175–192.

Turon, J.-L., 1984. Le Palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord-oriental : évolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire, Mémoires de l'Institut de géologie du bassin d'Aquitaine, Talence.

V

Van der Hammen, T., Wijmstra, T.A. (Eds.), 1971. The upper quaternary of the Dinkel valley (Twente, Eastern Overijssel, the Netherlands), (Mededelingen rijks geologische dienst. Nieuwe serie ; 22). E. Van Aelst, Maastricht, Netherlands.

Van Geel, B., Coope, G.R., Van Der Hammen, T., 1989. Palaeoecology and stratigraphy of the lateglacial type section at Usselo (the Netherlands). Review of Palaeobotany and Palynology 60, 25–129.

Van Huissteden, K. Schwan, J.C.G., Bateman, M.D., 2001. Environmental conditions and paleowind directions at the end of the Weichselian Late Pleniglacial recorded in aeolian sediments and geomorphology (Twente, Eastern Netherlands). Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences 80, 1–18.

Van Huissteden, K., Pollard, D., 2003. Oxygen isotope stage 3 fluvial and eolian successions in Europe compared with climate model results. Quaternary Research 59, 223–233.

Van Meerbeeck, C.J., Renssen, H., Roche, D.M., Wohlfarth, B., Bohncke, S.J.P., Bos, J.A.A., Engels, S., Helmens, K.F., Sánchez-Goñi, M.F., Svensson, A., Vandenberghe, J., 2011. The nature of MIS 3 stadial–interstadial transitions in Europe : New insights from model–data comparisons. Quaternary Science Reviews 30, 3618–3637.

Van Vliet-Lanoë, B., 1985. Frost effects in soils, in : Soils and Quaternary landscape evolution. John Wiley and Sons Ltd., pp. 117–158.

Van Vliet-Lanoë, B., 1987. Le Rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'ouest : processus et héritages (Thèse d' Etat). Univ. Paris 1, Paris.

Van Vliet-Lanoë, B., 1988. The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction. Journal of Quaternary Science 3, 85–96.

Van Vliet-Lanoë, B., 1991. Differential frost heave, load casting and convection : Converging mechanisms; a discussion of the origin of cryoturbations. Permafrost and Periglacial Processes 2, 123–139.

Van Vliet-Lanoë, B., 1992. Le niveau à langues de Kesselt, horizon repère de la stratigraphique du Weischsélien supérieur européen : signification paléoenvironnementale et paléoclimatique. Mémoires de la Société géologique de France 160, 35–44.

Van Vliet-Lanoë, B., 2010. 6 - Frost Action, in : Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, pp. 81–108.

Van Vliet-Lanoë, B. et Hallégouët, B., 2001. European permafrost at the LGM and at its maximal extent. The geological approach. In Permafrost response on economic development, environmental security and natural ressources. Kluwer Academic Publishers, p. 195-213.

Van Vliet-Lanoë, B., Coutard, J.-P., Pissart, A., 1984. Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments : A comparison of active, fossil and experimental data. Earth Surface Processes and Landforms 9, 553–565.

Van Vliet-Lanoë, B., Magyari, A., Meilliez, F., 2004. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. Global and Planetary Change 43, 103–127.

Van Vliet-Lanoë, B., Seppälä, M., Käyhkö, J., 1993. Dune dynamics and cryoturbation features controlled by Holocene water level change, Hietatievat, Finnish Lapland. Geologie en Mijnbouw 72, 211–224.

Vandenberghe, D., Kasse, C., Hossain, S.M., De Corte, F., Van Den Haute, P., Fuchs, M., Murray, A.S., 2004. Exploring the method of optical dating and comparison of optical and 14C ages of Late Weichselian coversands in the southern Netherlands. Journal of Quaternary Science 19, 73–86.

Vandenberghe, D.A.G., Derese, C., Kasse, C., Van den haute, P., 2013. Late Weichselian (fluvio-) aeolian sediments and Holocene drift-sands of the classic type locality in Twente (E Netherlands) : a high-resolution dating study using optically stimulated luminescence. Quaternary Science Reviews 68, 96–113.

Vandenberghe, J., 1991. Changing conditions of aeolian sand deposition during the last deglaciation period. Z Geomorph NE Suppl Bd 90, 193–207.

Vandenberghe, J., 1992. Cryoturbations : A sediment structural analysis. Permafrost and Periglacial Processes 3, 343–351.

Vandenberghe, J., Broek, P.V.D., 1982. Weichselian Convolution Phenomena and processes in fine sediments. Boreas 11, 299–315.

Vandenberghe, J., Nugteren, G., 2001. Rapid climatic changes recorded in loess successions. Global and Planetary Change 28, 1–9.

Vassilev, S.V., Eskenazy, G.M., Vassileva, C.G., 2000. Contents, modes of occurrence and origin of chlorine and bromine in coal. Fuel 79, 903–921.

Vernet, J.-L., Ogereau, P., Figueiral, I., 2001. Guide d'identification des charbons de bois préhistoriques et récents : sud-ouest de l'Europe. CNRS Éd., Paris, France.

Viers, G., Papy, L., Enjalbert, H., Barrère, P., 1959. La XLIe excursion géographique interuniversitaire (8-13 mai 1959). Geo 68, 486–524.

Vigneaux, M., 1975. Aquitaine occidentale. Masson, Paris.

W

Wackernagel, H., 2003. Multivariate geostatistics : an introduction with applications. Springer, New York, 387.

Waggoner P.E., Bingham C., 1961. Depth of loess and distance from source. Soil Science 92, 396–401.

Walvoort, D., de Gruijter, J., 2001. Compositional Kriging : A Spatial Interpolation Method for Compositional Data. Mathematical Geology 33, 951–966.

Warren, A., 1972. Observations on Dunes and Bi-Modal Sands in the Ténéré Desert. Sedimentology 19, 37–44.

Washburn, A.L., 1973. Periglacial processes and environments. E. Arnold, London.

Washburn, A.L., 1979. Geocryology. A survey of periglacial processes and environment. Edward Arnold, London.

Washburn, A.L., Smith, D.D., Goddard, R.H., 1963. Frost cracking in a middle-latitude climate. Biuletyn Peryglacjalny 12, 175–89.

Wasson, R.J., Hyde, R., 1983. Factors determining desert dune type. Nature 304, 337–339.

Wasson, R.J., Nanninga, P.M., 1986. Estimating wind transport of sand on vegetated surfaces. Earth Surface Processes and Landforms 11, 505–514.

Webster, R., Oliver, M.A., 2007. Geostatistics for environmental scientists, Statistics in practice. Wiley, Chichester.

Wedepohl, K.H., 1978. Handbook of geochemistry. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.

Welsch, J., 1911. Feuille de La Rochelle au 320,000 (Notes Géologiques sur les Environs de Lesparre et de Blaye). Bulletin de la Carte Géologique de France 21, 441–454.

Whalley, W.B., 1979. Quartz silt production and sand grain surface textures from fluvial and glacial environments. Scanning electron microscopy 1, 547.

Whalley, W.B., Marshall, J.R., Smith, B.J., 1982. Origin of desert loess from some experimental observations. Nature, 300(5891), p.433-435.

Whittington, G., Hall, A.M., 2002. The Tolsta Interstadial, Scotland : correlation with D–O cycles GI-8 to GI-5? Quaternary Science Reviews 21, 901–915.

Wiggs, G., Bullard, J., Garvey, B., Castro, I., 2002. Interactions Between Airflow and Valley Topography with Implications for Aeolian Sediment Transport. Physical Geography 23, 366–380.

Wilson, M.A., Righi, D., 2010. 12 - Spodic Materials, in : Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, pp. 251–273.

Wintle, A.G., 2008. Fifty Years of Luminescence Dating*. Archaeometry 50, 276–312.

Wohlfarth, B., Veres, D., Ampel, L., Lacourse, T., Blaauw, M., Preusser, F., Andrieu-Ponel, V., Kéravis, D., Lallier-Vergès, E., Björck, S., Davies, S.M., Beaulieu, J.-L. de, Risberg, J., Hormes, A., Kasper, H.U., Possnert, G., Reille, M., Thouveny, N., Zander, A., 2008. Rapid ecosystem response to abrupt climate changes during the last glacial period in western Europe, 40–16 ka. Geology 36, 407–410.

Woillard, G.M., 1978. Grande Pile peat bog : A continuous pollen record for the last 140,000 years. Quaternary Research, 9(1), 1-21.

Wolfe, S., 2004. Relict Late Wisconsinan Dune Fields of the Northern Great Plains, Canada*. Géographie physique et Quaternaire 58, 323–336.

Wolfe, S.A., Moorman, B.J., Hugenholtz, C.H., 2008. Effects of sand supply on the morphodynamics and stratigraphy of active parabolic dunes, Bigstick Sand Hills, southwestern Saskatchewan. Canadian Journal of Earth Sciences 45, 321–335.

Wolfe, S.A., Nickling, W.G., 1996. Shear Stress Partitioning in Sparsely Vegetated Desert Canopies. Earth Surface Processes and Landforms 21, 607–619.

Wright, J., 2001. Making loess-sized quartz silt : data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formation of ‘desert’ loess deposits associated with the Sahara. Quaternary International 76-77, 7–19.

Wright, J., Smith, B., 1993. Fluvial Comminution and the Production of Loess-Sized Quartz Silt : A Simulation Study. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography 75, 25.

Wright, J., Smith, B., Whalley, B., 1998. Mechanisms of loess-sized quartz silt production and their relative effectiveness : laboratory simulations. Geomorphology 23, 15–34.

Wright, J.S., 2001. “Desert” loess versus “glacial” loess : quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. Geomorphology 36, 231–256.

Y

Youd, T.L., 1973. Liquefaction, flow, and associated ground failure. US Geological Survey (Washington).

Z

Zárate, M.A., 2003. Loess of southern South America. Quaternary Science Reviews 22, 1987–2006.

Zeeberg, J., 1998. The European sand belt in eastern Europe - and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. Boreas 27, 127–139.

Table des matières

Avant propos. 9

PARTIE I: CADRE GÉNÉRAL. 11

I.1 : Cadre géologique. 12

I.1.1 Introduction 12

I.1.2 Chronostratigraphie des Formations Continentales du centre du Bassin aquitain 12

I.2 : Historique des recherches sur les dépôts éoliens du Bassin aquitain 16

I.2.1 De l'origine marine ou fluviatile à l'origine l'éolienne : prémices de la compréhension et définition du « Sable des landes » 16

I.12.2 Le Sable des landes : quel environnement? Apports des observations de phénomènes périglaciaires 18

I.2.3 Des sables…mais aussi des limons éoliens: reconnaissance des placages limoneux du Bassin aquitain 18

I.2.4 Le temps de la synthèse : la thèse de Philippe Legigan. 20

I.2.5 Les dernières décennies 23

PARTIE II: CHRONOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS ÉOLIENS 29

II.1 Introduction. 30

II.2 Méthode 32

II.2.1 Stratigraphie 32

II.2.2 Datations (en collaboration avec M. Hernandez, CRPAA, Université Bordeaux3) 34

II.2.3 Analyse palynologique (par Chantal Leroyer et Axelle Ganne) 35

II.2.4 Analyse des charbons de bois (Guillaume de Lafontaine). 35

II.3 : Faciès sédimentaires 38

II.3.1. E1) Sables à litage oblique et pendage élevé (> 20°) : dunes éoliennes 38

II.3.2. E2) Sables à litage subhorizontal dominant (< 20°) : épandages sableux secs (sandsheets). 38

II.3.3. E3) Alternances sables et limons à litage subhorizontal à faible pendage (<20°) : épandages sableux humides et creux interdunaires 40

II.3.4. E4) Sables massifs : dépôts bioturbés. 43

II.3.5. E5) Pavage à galets éolisés 43

II.4 : Paléosols. 53

II.4.1. Groupe des sols à succession d'horizons A/E/BP : Podzosols 53

II.4.2. Groupe des sols à succession d'horizons A(e)/(E)/M ou Sg : Arénosols 55

II.4.3. Groupe des sols à succession d'horizons (A)/(E)/Go-Gr / M ou H/M : Rédoxisols, Réductisols, Cryosols Minéraux 56

II.4.3. Tourbes sédimentaires 58

II.5 : Figures cryogéniques et non cryogéniques 65

II.6 : Coupes stratigraphiques 82

II.6.1 Introduction 82

II.6.2 Coupes du nord du Plateau Girondin 83

II.6.3 Coupes du Sud du Plateau Girondin 104

II.6.4 Coupes du Plateau Landais 123

II.7 : Discussion 144

II.7.1 Dynamique éolienne au Pléistocène supérieur 144

II.7.2 Dynamique éolienne au Pléistocène moyen 156

II.7.3 Hypothèse sur l'origine de l'erg Aquitain 159

II.7.4 Comparaison avec les enregistrements de l'Europe de l'ouest 160

II.8 Conclusions 163

Partie III : MORPHOLOGIE, ORGANISATION SPATIALE ET ORIGINE DES DÉPÔTS ÉOLIENS 165

III.1 Introduction 166

III.2 : Chronostratigraphie simplifiée des sables et limons éoliens 168

III.3 : Régime des vents 171

III.4 : Méthode 173

III.4.1 Un point sur l'analyse des données en pourcentage 173

III.4.2 Granulométrie et épaisseurs : choix méthodologiques en vue de l'analyse géostatistique 178

III.4.3 Analyse géostatistique 186

III.4.4 Analyses géochimiques 194

III.4.5 Analyse des morphologies dunaires 196

III.5 : Résultats 199

III.5.1 Variabilité des faciès granulométriques à l'échelle du Bassin 199

III.5.2 Variabilité des épaisseurs à l'échelle du Bassin 212

III.5.3 : Géochimie des dépôts éoliens et de leurs sources potentielles 223

III.5.4 : Edifices dunaires 236

III.6 : Discussion. **253**

III.6.1 Origine des limons et dynamique de transport 253

III.6.2. Le(s) cycle(s) de formation des loess en Aquitaine 257

III.6.3. Edifices dunaires 259

III.6.4. Implications paléoclimatiques 263

III.7 : Conclusions **266**

Partie IV: CONCLUSIONS GÉNÉRALES 267

IV.1 L'erg aquitain : bilan chronostratigraphique **268**

IV.2 Morphologie des édifices dunaires, organisation spatiale et origine des lithofaciès **270**

IV.3. Implications archéologiques **271**

Bibliographie 275

Table des matières 299

Table des Figures, Tableaux et Planches 303

Annèxes 314

Annèxe 1 : Spectres RX des échantillons de sables éoliens, limons éoliens et alluvions sub-actuelles (cf. Tab.III.5); fraction > 63 μm **316**

Annèxe 2 : Spectres RX des échantillons de sables éoliens, limons éoliens et alluvions sub-actuelles (cf. Tab.III.5); fraction <63 μm **328**

Annèxe 3 : Coordonnées géographiques coupes stratigraphiques analysées. **340**

Annèxe 1 : Coordonnées géographiques localités à galets éolisés **340**

Figures

Fig. I.1 : Carte géologique simplifiée du Bassin aquitain. Modifié d'après Vignaud, 1975.....12

Fig. I.2 : Topographie (modèle numérique de terrain) et principaux cours d'eau actuels du Bassin aquitain. La toponymie des régions évoqués au cours de ce travail est notée. Ligne en pointillé: limite des Landes de Gascogne (d'après Papy, 1981).....12

Fig. I.3 : Colonne stratigraphique synthétique des principales formations continentales des Landes de Gascogne. Modifié d'après Dubreuilh *et al.* (1995).....13

Fig. I.4 : A à E: Reconstitution paléogéographique de l'évolution des réseaux fluviatiles du Miocène moyen au Pléistocène au sein du Bassin aquitain. Modifié d'après Dubreuilh *et al.* (1995). F, E: Cartes de l'épaisseur de la Formation de Castets et de la Formation du Sable des Landes. Modifié d'après Karnay *et al.* (2010).....15

Fig. I.5 : Carte de repartition des sables éoliens, limons et loess Aquitain d'après Enjalbert (1951). [*1: Sable des dunes cotières; 2: sable éolien des Landes; 3: marais flandriens; 4: loess; 5: sables nivéo-éoliens; 6: direction des vents dominants au Quaternaire supérieur; 8: Tourbes de Durance; 9: limite du Crétacé et du Tertiaire]*.....19

Fig. I.6 : Cartographie de la Formation du Sable des Landes et des autres formation éoliennes du Bassin aquitain. Les lithofaciès du domain marin sont également figurées dans la carte. D'après Legigan, 1979.....21

Fig. I.7 : Coupe stratigraphique des dépôts éoliens du site de Beylongue nord (Landes) attribués au Würm III (Dernier Maximum Glaciaire) et IV par Latouche *et al.* (1974).....23

Fig. I.8 : Reconstitution paléogéographique du paysage des Landes de Gascogne pendant les principales phases de mise en place de la Formation du Sable des Landes. D'après Legigan (1979).....24

Fig. I.9 : Chronologie et chronostratigraphie des sables de couverture des Landes de Gascogne. Les datations OSL indiquent les phases de mobilité des sables tandis que les datations au radiocarbone montrent les phases de stabilisation de la surface de sédimentation. D'après Bertran *et al.* (2011).....26

Fig. I.10 : Carte des dépôts éoliens du Bassin Aquitain. Modifié d'après Bertran *et al.* (2011).....27

Fig. I.11 : Schéma synthétique du fonctionnement du bassin éolien des Landes au cours du Pléniglaciaire et du Petit Age Glaciaire. D'après Bertran *et al.* (2011).....28

Fig. II.1 : Exemple de la stratégie adoptée pour l'identification de nouveaux fossés en utilisant les clichés Google Earth. A : Marge de champ cultivé avec d'anciens fossés de drainage (Image du 24/04/2002) ; B : Même secteur, image prise le 06/06/2010. Un nouveau fossé a été creusé en marge du champ et il apparaît clairement sur l'image.....32

Fig. II.2 : A : Symbologie adoptée pour la description des coupes stratigraphiques (chap. II.3). A : Symboles utilisés pour les logs synthétiques (chap.II.7).....33

Fig. II.3 : Critères pour la distinction entre des rides éoliennes (A) et des rides aquatiques (B). Noter que la progression des rides éoliennes engendre un granoclassement inverse, ce qui ne s'observe jamais dans les rides aquatiques. Modifié d'après Kocurek et Dott (1981)....39

Fig.II.4 : Développement de la *pin stripe lamination*. Noter le granoclassement inverse au sein des rides éoliennes et la présence à la base de chaque ride d'un lit millimétrique constitué de sables fins. Modifié d'après Fryberger et Schenk (1988).....40

Fig.II.5 : Expression des structures d'adhésion selon différents facteurs. Seuls les exemples observés au sein des faciès éoliens étudiés dans ce travail ont été inclus. Modifié d'après Kocurek et Fielder (1982).....41

Fig.II.6 : Modèle régional (en haut) et modèle local (en bas) proposés par Schwan (1986, 1988) pour expliquer les alternances sable – limon au sein des épandages éoliens pléniglaciaires d'Europe du nord-ouest. Les caractéristiques de chaque modèle sont résumées en bas de page.....42

Fig. II.7 : A : Localisation des réseaux de grands polygones vus en photo aérienne et des coins sableux vus sur le terrain. D'après Lenoble *et al.* (2012). B, C : exemples de réseaux de grands polygones d'après image aérienne (GoogleEarth). B : Moulis-en-Médoc ; C : Saint-Julien-Beychevelle.....65

Fig. II.8 : Gradient de densité inverse induit par une liquéfaction suite à une secousse sismique en présence d'une « barrière » granulométrique séparant deux couches sableuses (lit de granularité plus fine interstratifié entre les couches sableuses). 1 : suite à une secousse sismique, l'eau est mise sur pression par les trains d'ondes sismiques et tend à s'échapper vers le haut. En présence d'une barrière granulométrique, l'eau se concentre en dessous de cette barrière et provoque la formation d'un gradient de densité inverse puisque la couche sableuse inférieure est plus riche en eau que la couche sableuse supérieure. 2 : le sédiment est liquéfié et la couche sableuse supérieure tend à s'enfoncer dans la couche inférieure moins dense. D'après Plaziat *et al.* (2009).....69

Fig. II.9 : Modèle synthétique du développement des structures de liquéfaction du site du Barp Pot-Au-Pin (Schneider *et al.* 2012).....70

Fig. II.10 : Relation entre la position de l'isotherme 0°C (A) et l'orientation des lentilles de glace (B) dans le cas d'un gradient de gélivité positif ou négatif. D'après Van Vliet-Lanoë (1988).....71

Fig. II.11 : Structures comparables à des filons clastiques observées dans des dunes paraboliques. Leur l'origine n'est pas liée à des déformations d'origine sismique mais aux processus d'illuviation. 1 : Sablière – Lerm-et-Musset; 2 : Le Passage (Belin-Beliet) ; 3 : Les Couailles (Sab res).....72

Fig. II.12 : Schéma interprétatif du processus de liquéfaction proposé par Takahama *et al.* (2000) pour expliquer la genèse des volcans de sables observés dans une terrasse fluviatile d'âge quaternaire au bord de la rivière Miomote (Est du Japon). A : avant le séisme; B : pendant le séisme ; C : immédiatement après le séisme. Modifié d'après Takahama *et al.* (2000). Ce schéma a été considéré par Schneider *et al.* (2000) comme un comparatif pour la genèse des gouttes de la coupe de Le Barp Pot-Au-Pin.....73

Fig. II.13 : A : Grands secteurs étudiés au cours de ce travail. B, C, D, localisation des coupes au sein de chaque secteur principal.....82

Fig. II.14 : Carte géologique de la zone du Gurp (Dubreuilh et Marionnaud, 1973) et position des deux coupes stratigraphiques. Dz, Dy, Dxb, Dxa : formations éoliennes du Post-Glaciaire. Fxb, Fxa, Fw : formation fluviatiles d'âge Pléistocène supérieur. Fxb : Formation de Méric; Fxa : Formation de Dépé ; Fw : Sables Fluviatiles du Gurp ; MFv : Argiles du Gurp ; Fu : Formation de la Négade.....83

Fig. II.15 : A : Coupe type des formations pléistocènes du littoral atlantique du Nord-Médoc. D'après Tastet (1999). B : Coupes stratigraphiques étudiées dans ce travail. C : Courbe granulométriques de la coupe du Gurp 1.....84

Fig. II.16 : Typologie des déformations observées à la base de la Formation des Sables Fluviatiles.....87

Fig. II.17 : Ancienne coupe stratigraphique réalisée à la base de la Formation des Sables Fluviatiles et position des échantillons micromorphologiques prélevés (Bertran, 1989, inédit)..... 87

Fig. II.18 : Microphotographies des lames mince réalisées à la base de la Formation des Sables Fluviatiles. La position des lames est présentée sur la Fig. II.17. A : Structure lamellaire triée (M4) ; B : biotubules (M3) ; C : granoclassement inverse dans les lits sableux (M4) ; D : gel organique amorphe (dy) au sein des passées organiques interstratifiées dans les niveaux sableux déformés (M2).....88

Fig. II.19 : Coupe stratigraphique synthétique proposée par Dubreuilh et Marionnaud (1973) pour le secteur du Gurp.....89

Fig. II.20 : Schéma interprétatif de la génèse de la Formation des Sables de l'Amélie (ex-Formation des Sables Fluviatiles). Coupe géologique d'après Dubreuilh et Marionnaud (1973). Voir texte pour détails sur les différentes phases.....92

Fig. II.21 : A : Photo aérienne (IGN) du secteur de la coupe de Les Jolles (Hourtin). A-B : localisation de affleurement. T1 à T12 : Localisation des tranchées étudiées ; B : Courbes granulométriques des échantillons ; C : Relevé topographique le long de l'affleurement et position des tranchées étudiées vis-à-vis de la topographie locale ; D : Coupe stratigraphique principale.....94

Fig. II.22 : Affleurement des Jolles (Hourtin). Stratigraphie des tranchées les plus représentatives relevées le long du fossé. Position des tranchées sur la Fig. II.20.....95

Fig. II.23 : Variation locale du litage dans la partie inférieure de la stratigraphie de Le Jolles (Hourtin). Noter la succession d'ensembles élémentaires constitués à la base par des sables massifs et au sommet par des lits sableux plus ou moins organiques interstratifiés avec des lits limoneux.....96

Fig. II.24 : Morphologie des déformations observées dans l'affleurement de Les Jolles (Hourtin) en fonction de la topographie locale (alternance de dunes et de dépressions interdunaires).....97

Fig. II.25 : A, B, C : Site de la Plaine du Jonc (Saint-Laurent-Médoc); D, E, F : Site de Brach. A, C : Photos aériennes (IGN) du secteur des coupes; B, E : Coupes stratigraphiques principales; C, F : Analyses granulométriques.....100

Fig. II.26 : A, B, C : Site de Cabaley (Lacanau) ; D, E : Site du Canal de Caupos (Lacanau). A, D : Photo aériennes (IGN) du secteur des coupes ; B : Analyses granulométriques du site de Cabaley. C, E : Coupes stratigraphiques principales.....101

Fig. II.27 : Image aérienne (Google Earth) du secteur de la coupe du Château de Montgaillard.....102

Fig. II.28 : Site de Cussac-Fort-Médoc. A : Coupe stratigraphique ; B : Analyses granulométriques.....103

Fig. II.29 : A : Localisation topographique du site du Barp Pot-Au-Pin sur un fond de modèle numérique de terrain. Les crêtes dunaires ont été superposées au MNT pour montrer la relation entre leur orientation et le relief. B : Exemple de variation de la morphologie dunaire au nord du site du Barp Pot-Au-Pin. L'assemblage des photos correspond à l'encadré noir sur l'image A et a été fait d'après des images Google Earth.....104

Fig. II.30 : Site du Barp Pot-Au-Pin. A : Coupe stratigraphique synthétique; B : Courbes granulométriqu es.....106

Fig. II.31 : Coupe stratigraphique du Barp Pot-Au-Pin. 107

Fig. II.32 : Coupe du Barp Pot-Au-Pin. A : Rare exemple d'une goutte limono-sableuse avec une fente à sa base. B,C : Filon clastique (B) et goutte avec microfailles synsédimentaires (C) d'après l'interprétation proposée par Schneider *et al.* (2012).....108

Fig. II.33 : Diagrammes polliniques du Barp Pot-Au-Pin. A : spores et grains indéterminés exclus ; B = pinus, spores et grains indéterminés exclus.....110

Fig. II.34 : Coupe synthétique du site de Cestas Les-Pins-de-Jarry. D'après Bertran *et al.* (2009).....113

Fig. II.35 : Ages OSL de la coupe du Barp Pot-Au-Pin et interprétation chronologique pour le Cryosol. La date OSL plus ancienne est rejetée (*cf.* texte). Rectangle en pointillé : intervalle d'âge probable pour la formation du Cryosols de Le Barp Pot-Au-Pin et Cestas Les-Pins-de-Jarry sur la base des dates OSL faites au-dessus et en-dessous du Cryosol de Le Barp Pot-Au-Pin. Chronologie glaciaire (N Grip) d'après Blockley *et al.* (2012) jusqu'à 60 ka BP et avant données d'après (Johnsen *et al.* 2001). Courbe des variations en pourcentage des grains de pollen de la forêt Atlantique d'après la carotte marine MDO4-2845 (Sanchez Goñi *et al.* 2008).....114

Fig. II.36 : A, B : Site des Gargails (Le Barp) ; C, D, E : Site de Lanton (Blagon). A, C : Photo aérienne (IGN) du secteur des coupes montrant des édifices dunaires de type rides transverses ; B,E : Coupe stratigraphique principale ; D : Variation latérale du niveau organique de la coupe de Lanton montrant des déformations en gouttes et en poches sur sable limoneux.....116

Fig. II.37 : Site du Camp de Sauge (St-Médard-en-Jalles). A : Image aérienne (Google earth) du secteur de la coupe ; B : Coupe stratigraphique principale ; C : Courbe granulométrique.....117

Fig. II.38 : Site du Lac Bleu (Léognan). A : Coupe stratigraphique du coin sableux composite ayant fait l'objet d'une datation OSL. B : Courbes granulométriques...118

Fig. II.39 : Site de Haut-Bacalan (Pessac). 1 : Vue en plan d'un coin sableux se développant sur les argiles de la formation de Belin et Sadirac (Pléistocène inférieur) ; 2 : Coupe stratigraphique du coin principal ayant fait l'objet d'une datation OSL ; 3 : Courbe granulométri que.....119

Fig. II.40 : Images illustrées de deux coins sableux du site de Chronopost (Mérignac). Noter la mince couverture éolienne sur les limons alluviaux de la formation de Brach et Belin (Pléistocène inférieur). Interprétation de la base de la couche active : cf. commentaire Planche XV : 4, 5.....120

Fig. II.41 : Site de Les Lots (Saucats). A : Photo aérienne (IGN) du secteur de la coupe. Noter les taches sableuses au delà de la limite des édifices dunaires interprétées comme des dunes en dôme dans une zone d'épandages sableux ; B : Courbes granulométriques de la coupe stratigraphique ; C : Coupe stratigraphique principale. D : déformation en gouttes ; E : Probable réseau de filons clastiques recoupant le litage sédimentaire.....121

Fig. II.42 : Site de Le Passage (Belin-Beliet). A : Localisation du site superposée au modèle numérique de terrain (ombré). Les dunes paraboliques affleurant dans le secteur ont été repositionnées sur le MNT. B : Croquis synthétique de la stratigraphie au niveau du front principal de la carrière de Le Passage.....123

Fig. II.43 : Coupe stratigraphique principale du site de Le Passage (Belin-Beliet) et courbe granulométrique des sables de l'unité inférieure.....124

Fig. II.44 : Site de Le Passage (Belin-Beliet). 1 : Carte géologique du secteur de la coupe ; 2 : Coupe géologique O-E au niveau du site de le Passage. 3 : Schéma synthétique interprétatif de l'accumulation des sables éoliens au cours du Dryas récent en rive droite de la Leyre.....126

Fig. II.45 : Site de Larrusey (Hostens). A : Image satellite (Google earth) du secteur de la coupe ; B : Coupe stratigraphique principale.....128

Fig. II.46 : Variations latérales de la stratigraphie au niveau de la coupe de Larrusey entre la zone proche du sommet de la dune et celle proche de la lagune.....129

Fig. II.47 : Structures de déformations de la coupe de Larrusey. A, B, C, D, E, F : d'après Schneider *et al.* (2012). A : Diapir avec injection de sable grossier (S) ; B : Détail du cœur du diapir. Noter comme le sédiment montre une fabrique planaire parallèle au plan axial ; C : Structure synforme avec figures de charge à la base ; D : Structures de liquéfaction orientées (flèche) ;E : Microplissements affectant les sables ; F : Réseau de micro-factures (filons clastiques ?) affectant les sables ; G : Structure interprétée comme un filon clastique de type dyke neptunien.....130

Fig. II.48 : Sites de l'Hilaire et de Locbeilh (Saugnacq-et-Muret). A : Localisation des sites superposée au modèle numérique de terrain (ombré). B : Carte géologique du secteur de la coupe et légende d'après Platel et Dubreuilh (1991).....132

Fig. II.49 : Coupes stratigraphiques de l'Hilaire et de Locbeilh (Saugnacq-et-Muret).....133

Fig. II.50 : Site de Couailles (Sabres). A : Localisation du site superposée au modèle numérique de terrain. Le

secteur de la coupe se distingue par les nombreux édifices dunaires paraboliques (en rouge) qui marquent la topographie ; B : Localisation des coupes de Couailles 1 et 2 par rapport à la topographie. En rouge : dunes paraboliques linéaires (d'après la classification proposée dans la Partie III).....134

Fig. II.51 : Site de le Couailles (Sabres). A, B : coupes stratigraphiques principales ; C , D : courbes granulométriques.....137

Fig. II.52 : Ages OSL et ^{14}C des coupes de Couailles 1 et 2 (Sabres) et interprétation chronologique proposée pour les paléosols. Chronologie des événements d'Heinrich d'après Sanchez Goñi et Harrison (2010). Chronologie glaciaire (N Grip) d'après Blockley *et al.* (2012). Courbe des variations en pourcentage des grains de pollen de la forêt Atlantique d'après les carottes marines MD994-2331 et MD03-2697 (Naughton *et al.*, 2007).....139

Fig. II.53 : Site de Lumé (Sabres). A : Localisation du site sur un fond de modèle numérique de terrain. Le secteur de la coupe se distingue par les nombreux édifices dunaires paraboliques (en rouge) qui marquent la topographie du paysage ; B : Localisation du site sur la carte géologique 1/50.000 (Karnay, 1991). Noter que sur cette carte, une dune parabolique est indiquée au niveau du site. F-C : Alluvions et colluvions holocènes ; Dya : Dunes paraboliques Holocène ; NF1 : Formation de Castet ; m : substratum calcaire Miocène.....140

Fig. II.54 : Coupe stratigraphique principale (Coupe 1) du site de Lumé (Fargues-sur-Ourbise).....141

Fig. II.55 : Image illustrée du talus nord de la sablière de Lumé (Fargues-sur-Ourbise) avec localisation des coupes stratigraphiques 2, 3 et 4.....143

Fig. II.56 : Chronostratigraphie Pléistocène supérieur de l'Erg aquitain. Chronologie glaciaire (NGrip) d'après Blockley *et al.* (2012) jusqu'à 60 ka et d'après Johnsen *et al.* (2001) entre 60 et 75 ka. Limite de l'Holocène d'après Blockey *et al.* (2012). Limite des Pléniglaciaires supérieur, moyen et inférieur d'après Antoine (2002).....
.....145

Fig.II. 57 : A) Extension du plateau continental au cours des principales phases d'accumulation des sables éoliens (SIM 3, SIM 2, Tardiglaciaire); B) Cartographie des landes humides au sein des Landes de Gascogne. Modifié d'après Papy (1977).....148

Fig.II.58 : Positionnement des coupes stratigraphiques attribuées au SIM 3 par rapport à la zonation des landes humides actuelles. Couleurs et symboles dans les logs stratigraphiques: cf. Fig. II.2.....150

Fig. II.59 : Transect stratigraphique synthétique pour le nord du Plateau Girondin. Coupe géologique et données d'épaisseur des différentes formations géologiques : modifié d'après Karnay *et al.,* 2010. Symbologie des logs stratigraphiques : *cf* Fig. II.2.....153

Fig.II.60 : Transect stratigraphique synthétique pour le sud du Plateau Girondin. Coupe géologique et données d'épaisseur des différentes formations géologiques : modifié d'après Karnay *et al.,* 2010. Symbologie des logs stratigraphiques : *cf* Fig. II.2.....155

Fig. II.61 : Chronostratigraphie Pléistocène moyen de l'Erg aquitain. Limite Pléistocène moyen/supérieur, chronologie continentale et chronologie glaciaire d'après Gibbard et Cohen (2008).....157

Fig. II.62 : Positionnement des coupes stratigraphiques du nord du Plateau Girondin par rapport à la zonation des landes humides actuelles (modifié d'après Papy, 1977). Couleurs et symboles dans les logs stratigraphiques: *cf.* Fig. II.2. Dans les coupes de Brach et de la Plaine du Jonc, la couleur vert-tourquois correspond à la Formation alluviale de Belin (*cf.* Fig.II.60).....158

Fig. II.63 : Courbes des densités de probabilité d'âge établies pour les différentes régions éoliennes de l'Europe de l'Ouest à partir des datations OSL et TL (seulement Espagne) publiées. Pays bas : Bateman et Huissteden (1999), Kasse *et al.* (2007), Schokker *et al.* (2005), Vandenberghe *et al* (2004) ; Grande Bretagne : Bateman (1998, 1995), Clarke *et al.* (2001), Murton *et al.* (2003) ; Espagne : Bateman et Herrero (2001, 1999), Rebollal (2013), Rendell *et al.* (1994) ; Aquitaine : Bertran *et al.* (2011), ce travail. Chronologie glaciaire (NGrip) d'après Blockley *et al.* (2012) jusqu'à 60 ka BP et d'après Johnsen *et al.* (2001). Limite de l'Holocène d'après Blockey *et al.* (2012). Limite des Pléniglaciaires supérieur, moyen et inférieur d'après Antoine (2002).....161

Fig. III.1 : Carte des dépôts éoliens d'Aquitaine et datation des sites sur sables éoliens, d'après Bertran *et al.*, 2011 et Sitzia (ce travail).* : Site Badegoulien de Cabannes (Brocas-les-Forges, Landes; Gellibert *et al.*, 2001 ; Merlet, 2005 ; Ducasse et Langlais, 2007) ; ** Site Badegoulien de Péhau (Coimères, Gironde ; Monin *et al.*, 2013) ; *** Site Badegoulien et Magdalenien Moyen Les Sablons (Marsas, Gironde ; Ortega *et al.*, 2005). Intervalle chronologique du Badegoulien d'après Ducasse (2010). Intervalle chronologique du Magdalénien d'après Langlais *et al.* (2012).....168

Fig. III.2 : Datations OSL, TT-OSL et TL sur les lœss d'Auriac et Romentères. Modifié d'après Hernandez *et al.* (2012).....170

Fig. III.3 : Tableau synoptique de deux situations météorologiques typiques dans le sud-ouest de la France. A : situation hivernale; B : situation estivale. Modifié d'après OSPAR Commission (2000). C : Roses des direction des vents saisonniers entre 1999 et 2007 d'après Météo-France.....171

Fig. III.4 : Carte des vitesses moyennes des vents à 80 m de hauteur en Aquitaine. D'après Conseil Régional Aquitaine et ADEME Aquitaine (2008).....172

Fig. III.5 : Schéma des données observées et analysées dans la base DoneSol. A l'extremité droite du schéma : données les plus complexes nécessitant pour leur définition des données élémentaires (horizons, strates…). Modifié d'après Infosol (2011).....178

Fig. III.6 : Schéma conceptuel de la base de données Infosol. Modifié d'après Infosol (2011).....179

Fig. III.7 : Répartition géographique des sites contenus dans la base Donesol pour les départements de Gironde, Landes, Dordogne et Lot-et-Garonne (N = 3683). Source : Infosol.....180

Fig. III.8 : A) Schéma conceptuel de la base de données utilisée dans cette étude. En gris foncé : champs relationnels reliant les différents niveaux hiérarchiques. En gras : critères déterminants pour l'inclusion des sites dans la base des données ; B) Exemple d'arbre décisionnel pour la sélection d'un site dans la base de données. Chaque étape correspond à un niveau hiérarchique inférieur.....182

Fig. III.9 : Résultats de la comparaison entre granulomètre laser et pipette pour les limites argile/limon, limon fin/limon grossier, limon/sable (N = 6).....185

Fig. III.10 : Exemple de variogramme expérimental. Chaque point correspond à l'estimation de la semi-variance pour une distance de voisinage donnée. Modifié d'après Webster et Oliver (2007).....187

Fig. III.11 : Cône de recherche des points - cas d'une grille irrégulière - pour le calcul de la semi-variance à une distance h et dans une direction donnée. La tolérance de distance correspond à la distance de voisinage (Fig. III.10). Modifié d'après Pannatier (1996).....188

Fig. III.12 : Exemple des étapes de construction du variogramme expérimental dans le cas d'une grille irrégulière. 1) Cas d'une distribution irrégulière des échantilllons. 2) A chaque intervalle de distance h peut être associé une diagramme de dispersion. Cela montre à quel degré la différence des valeurs d'une variable donnée entre deux sites situés à une distance fixe est constante dans l'espace. 3) La carte des isosurfaces du variogramme permet d'observer la présence d'éventuelles anisotropies des valeurs de γ(h). 4) Valeurs de γ(h) associés à chaque couple de points pour une distance donnée. La dispersion des données donne une première visualisation du variogramme expérimental (5). Modifié d'après Pannatier (1996).....189

Fig. III.13 : A) Paramètres principaux du variogramme théorique ; B) Fonction principales utilisées pour la construction du variogramme théorique. Modifié d'après Webster et Oliver (2007).....190

Fig. III.14 : Exemple de différence de visibilité des rides dunaires selon la saison de couverture dans deux images Google Earth prises sur le même secteur. A) Couverture aérienne 28/07/2012 ; B) Couverture aérienne 23/03/20 11.....196

Fig. III.15 : Exemple du problème de subjectivité dans la définition des limites d'édifices dunaires. Il n'est pas possible ici de déterminer visuellement laquelle des deux interprétations présentées est correcte. D'après Hugenholz *et al.* (2012).....196

Fig. III.16 : A) Calcul de l'orientation des crêtes dunaires à partir d'images satellites. Modifié d'après Beveridge *et al.* (2006) ; B) Exemple de calcul de l'orientation des rides dunaires du Plateau Girondin.....197

Fig. III.17 : Détermination de la direction d'accroissement d'une dune parabolique allongée (a) et de dunes paraboliques coalescentes (b).....198

Fig. III.18 : Distribution des sites sélectionnés dans la base DoneSol (N = 540) pour la modélisation des données granulométriques. Le rectangle en pointillé délimite la sélection retenue pour l'analyse géostatistique (N = 513). Au sein du rectangle, les points noirs sont ceux utilisés pour l'interpolation (N = 462) et les blancs ceux utilisés pour la validation croisée (N = 51). 24 = Dordogne ; 33 = Gironde ; 40 = Landes ; 47 = Lot-et-Garonne ; 64 = Pyrénées Atlantiques.....199

Fig. III.19 : Histogrammes de fréquence des trois log-variables b1, b2, b3, obtenues par transformation log-rapport isométrique des quatre variables granulométriques originelles (% Sable grossier (Sg), % Sable fin (Sf), % Limon grossier (Lg), % Limon fin (Lf)). La valeur A correspond au résultat du test d'Anderson-Darling où une p-valeur > 0.05 indique une distribution s'ajustant à une loi normale.....200

Fig. III.20 : Variogrammes expérimentaux des trois log-variables b1, b2, b3, obtenues par transformation log-rapport isométrique des quatre variables granulométriques originelles (% Sable grossier (Sg), % Sable fin (Sf), % Limon grossier (Lg), % Limon fin (Lf)). Pour chaque variable figurent le variogramme omnidirectionnel et les variogrammes directionnels. Les variogrammes directionnels ont été fait à des intervalles de 45° en procédant dans le sens antihoraire. Ici, le 0 correspond à la direction E-W. La direction correspondant à chaque symbole est indiquée en bas de figure. H = distance entre couples de points ; γ(h) = semi-variance.
.....201

Fig. III.21 : Variogrammes théoriques des trois log-variables b1, b2, b3, obtenues par transformation log-rapport isométrique des quatre variables granulométriques originelles (% Sable grossier (Sg), % Sable fin (Sf), % Li-

mon grossier (Lg), % Limon fin (Lf)). H = distance entre couples de points ; γ(h) = semi-variance.....203

Fig. III.22 : Histogramme de fréquence des valeurs de distance entre données estimées (modélisation par krigeage ordinaire du contenu en sable grossier, sable fin, limon grossier et limon fin) et données réelles (jeu de données indépendant). La distance da est la distance d'Aitchison.....204

Fig. III.23 : Evolution granulométrique des dépôts éoliens à l'échelle du Bassin aquitain reconstituée par krigeage ordinaire. Les cartes ont été obtenues par rétro-transformation des trois log-variables b1, b2, b3. Sur le fond de la carte, modèle numérique de terrain.....206

Fig. III.24 : Cartes détaillées du contenu en limon grossier et limon fin des dépôts éoliens du Bassin aquitain septentrional. Les cartes ont été obtenues par rétro-transformation des trois log-variables b1, b2, b3. Sur le fond de la carte, modèle numérique de terrain.....207

Fig. III.25 : Cartes détaillées du contenu en limon grossier et limon fin des dépôts éoliens du Bassin aquitain méridional. Les cartes ont été obtenues par rétro-transformation des trois log-variables b1, b2, b3. Sur le fond de la carte, modèle numérique de terrain.....208

Fig. III.26 : Evolution des modes granulométriques des dépôts éoliens du sud du Bassin Aquitain, en allant des sables éoliens jusqu'aux lœss. Les courbes d'isovaleur du contenu en limons grossiers ont été extraites d'après les cartes d'interpolation de la Fig. III. 25. Le fond cartographique correspond au modèle numérique de terrain. 209

Fig. III.27 : Evolution des modes granulométriques des dépôts éoliens du nord du Bassin Aquitain, en allant des sables éoliens jusqu'aux lœss. Les courbes d'isovaleur du contenu en limons grossiers ont été extraites d'après les cartes d'interpolation montrées en Fig. III. 24. Le fond cartographique correspond au modèle numérique de terrain.....211

Fig. III.28 : Distribution des sites sélectionnés dans la base DoneSol pour la modélisation des épaisseurs des lœss au sein du Bassin Aquitain (Gironde : partie supérieure de la figure ; Landes : partie inférieure de la figure). Les cartes de distribution identifiées par la lettre A correspondent aux sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites ou la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) tandis que celles identifiées par la lettre B correspondent aux sélections des sites pour lesquels l'épaisseur total est connu. Dans ces cartes, les points noirs sont les sites utilisés pour l'interpolation et les points blancs sont les sites utilisés pour la validation croisée (= 10 % du nombre total des points). Gironde : sélection A, N = 292 ; sélection B, N = 252. Landes : sélection A, N = 434 ; sélection B, N = 17 5.....212

Fig. III.29 : Histogrammes de fréquence des épaisseurs des lœss pour les différentes sélections du Bassin Aquitain. A : sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites où la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) ; B : sélections des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connu. La valeur A correspond au résultat du test d'Anderson-Darling où une p-valeur > 0.05 indique une distribution s'ajustant à une loi normale.....213

Fig. III.30 : Variogrammes expérimentaux pour les différentes sélections d'épaisseur des lœss du Bassin Aquitain. 1 : sélections nord du Bassin Aquitain ; 2 : sélections sud du Bassin Aquitain. A : sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites ou la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) ; B : sélections des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connue. Pour chaque variable figurent le variogramme omnidirectionnel et les variogrammes directionnels. Les variogrammes directionnels ont été fait à des intervalles de 45° en procédant dans le sens antihoraire. Ici, le 0 correspond à la direction E-W. La direction correspondant à chaque symbole est indiquée en bas de figure. H = distance entre couples de points ; γ(h) = semi-variance. 216

Fig. III.31 : Variogrammes théoriques pour les différentes sélections d'épaisseurs des loess du Bassin Aquitain. Pour les symboles des variogrammes se référer à la fig. III. 30. 1 : sélections nord du Bassin aquitain ; 2 : sélections sud du Bassin Aquitain. A : sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites ou la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) ; B : sélections des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connue. H = distance entre couples de points ; γ(h) = semi-variance.....218

Fig. III.32 : Régressions entre épaisseur des loess observées (z, correspondant au jeu de données indépendant) et épaisseur estimée d'après krigeage ordinaire (z*). A : sélections tous sites confondus (sites ou l'épaisseur totale est connue + sites ou la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte) ; B : sélections des sites pour lesquels l'épaisseur totale est connue.....219

Fig. III.33 : Variations d'épaisseur au sein du Sable des Landes (A, d'après Karnay *et al.*, 2010), ainsi que des dépôts éoliens situés en rive droite de la Garonne et au sud de l'Adour (B-C). Les variations d'épaisseur pour les figures B et C ont été établies par krigeage ordinaire des sélections de type A (comprenant les sites ou l'épaisseur totale est connue et les sites où la base des formations éoliennes n'a pas été atteinte). Sur le fond de la carte, modèle numérique de terrain du Bassin aquitain.....222

Fig. III.34 : Biplot compositionnel des éléments majeurs et traces de la fraction > 63 µm des dépôts éoliens du Bassin Aquitain et de leurs sources potentielles. Les points correspondent aux échantillons et les numéros associés permettent de se référer au nom de l'échantillon

(voir tableau III. 14a-b). Lignes en pointillé : axes du biplot.....230

Fig. III.35 : Diagramme ternaire de la composition chimique, pour la fraction > 63 µm, des dépôts éoliens du Bassin aquitain et de leurs sources potentielles.....231

Fig. III.36 : Diagramme ternaire de la composition chimique, pour la fraction > 63 µm, des sables et limons éoliens. Les distances indiquées correspondent à la distance des sites par rapport aux sources sableuses. EDM = Entre-deux-Mers.....232

Fig. III.37 : Biplot compositionnel des éléments majeurs et traces de la fraction < 63 µm des dépôts éoliens du Bassin Aquitain et de leurs sources potentielles. Les points correspondent aux échantillons et les numéros associés permettent de se référer au nom de l'échantillon (voir tableau III. 15a-b). Lignes en pointillé : axes du biplot.....234

Fig. III.38 : Diagramme ternaire de la composition chimique, pour la fraction < 63 µm, des dépôts éoliens du Bassin Aquitain et de leurs sources potentielles.....235

Fig. III.39 : Cartographie des morphologies des dunes de faible ampleur du Plateau Girondin.....241

Fig. III.40 : Diagrammes en rose des vecteurs perpendiculaires à la direction des rides transverses et des rides barkhanoïdes.....242

Fig. III.41 : Crêtes digitalisées des rides barkhanoïdes, rides barkhanoides étroites, rides barkhanoïdes isolées et des rides transverses superposées au modèle numérique de terrain. Noter le changement d'orientation suivant la topographie locale de certaines rides barkhanoïdes (a) et des rides trasverses (b).....243

Fig. III.42 : Principales morphologies de dunes paraboliques des Landes de Gascogne.....244

Fig. III.43 : Répartition des dunes paraboliques digitalisées au sein des Landes de Gascogne. Rectangles blancs: fig.III. 45a, b, c, d1, d2.....245

Fig. III.44 : Carte de densité des dunes paraboliques des Landes de Gascogne. N_{tot} = 2636.....246

Fig. III.45a : Morphologies des dunes paraboliques le long de la Leyre (position encadré sur la Fig. III.45).....247

Fig. III.45b : Morphologies des dunes le long de la vallée du Ciron et de l'Avance.....248

Fig. III.45c : Morphologies des dunes paraboliques près de la ligne de côte (position encadré sur la Fig.III.45). En bleu: étang de Léon.....249

Fig. III.45d : Morphologies dunaires le long du principal couloir dunaire (1) et d'un autre couloir situé plus au sud (2). Position des deux encadrés en Fig. III.45.....250

Fig. III.46 : Principaux types de lagunes et de cuvette de déflation associés aux dunes paraboliques. a) Cas de lagunes formées en arrière d'une dune parabolique. b) Cas de lagunes formées en avant d'une dune paraboliq ue.....251

Fig. III.47 : Diagrammes en rose établis à partir de l'orientation de la bissectrice de l'angle entre les deux bras des dunes paraboliques simples, allongées , dissymétriques ou coalescentes.....252

Fig. III.48 : Carte de distribution des dépôts éoliens au sein du Bassin Aquitain et visualisation des directions de transport principales ainsi que de la contribution des différentes sources de la sédimentation lœssique. A-A' : Dynamique de transport des sables sur le Plateau Girondin et les Landes et dynamique de transport/dépôt des limons éoliens. Ce même schéma dynamique s'applique en Saintonge Girondine (C-C'). B-B' : Dynamique de transport et de dépôt des limons éoliens dans l'Entre-deux-Mers. Intervalles granulométriques pour les différents types de transport éolien d'après Pye (1989).....258

Fig. III.49 : Courbes de fréquence granulométriques représentatives des zibars (n = 31) et des dunes paraboliques (n = 31) des Landes de Gascogne.....259

Fig. III.50 : A,B,C d'après les observations de Wiggs *et al*. (2002) dans une vallée située en marge orientale du désert de Namibie. A) Variation du rapport de la vitesse du vent en fonction de la position le long d'une vallée orientée perpendiculièrement à la direction principale du vent (B). Le rapport est calculé selon la formule: $\delta s = (u_z - U_z)/U_z$ où: u_z est la vitesse du vent à la hauteur z dans la station de mesure ; Uz est la vitesse du vent à la hauteur z dans la station de référence située en amont de la vallée. C) Modèle conceptuel des zones potentielles de dépôt et d'érosion des accumulations éoliennes proposé par les auteurs d'après les résultats des mesures. D) Modèle proposé pour la génèse des dunes paraboliques en rive droite et gauche des rivières perpendiculaires à la direction des vents nourriciers en reprénant le modèle conceptuel de Wiggs *et al*. (2002).....262

Fig.III.51 : Carte montrant les vecteurs des vents moyens (vitesse, direction) au LGM à une hauteur de 10 m pendant l' hiver (Décembre, Janvier, Février) d'après les simulations de Renssen et al. (2007).....264

Fig. IV.1 : Distribution des sites attribuées aux technocomplèxes du Magdalénien moyen-supérieur (A), Azilien (B) et Laborien (C) au sein du Bassin Aquitain et configuration des espaces désertiques au cours de ces trois phases, correspondant globalement au Pléniglaciaire supérieur (A), Bølling-Allerød (B), Dryas récent

(C). A et C sont associées à deux périodes d'extension importantes des aires désertiques (couleurs jaunes et brun clair), tandis que B correspond à la colonisation de l'Erg Aquitain par une forêt boréale de pins. Sites archéologiques: A) D'après Langlais *et al.* (2012) ; B) D'après Larroque (2011) et base de données Patriarche; C) D'après Langlais *et al.* (2013).....273

Tab. II.1 (haut) : Ensemble des valeurs intervenant dans le calcul de l'âge. Les âges sont donnés en ka. Dans le cas des quartz, les teneurs internes en radioéléments ont été considérées comme nulles, et le débit de dose associé est alors exclusivement externe. L'incertitude sur l'âge est donnée à 1σ et correspond à la somme des incertitudes statistiques et systématiques. CS: Coin sableux; ES: Epandage sableux; ES*: Age minimum non corrigé du fading. D: Dune.....37

Tab. II.2 (bas) : Principales valeurs utilisées pour le calcul des âges ESR.....37

Tab. II.3 : Ages radiocarbone utilisés dans ce travail. Dates AMS à l'exception du site de Beylongue. Calibration des dates d'après IntCal 09.14c. Logiciel utilisé pour la calibration: Oxcal.....37

Tab.II.4 : Paléosols étudiés dans ce travail et description synthétique de leurs principaux caractères.....54

Tab. II.5 : Décomptes polliniques bruts de l'échantillon 4 de la goutte P11 de Le Barp Pot-Au-Pin.....109

Tab.II.6 : Données sur la sédimentation pollinique dans le niveau organique de Le Barp Pot-Au-Pin.....109

Tab. II.7 : Détermination spécifique et morphotypes des charbons de bois du site de Le Passage (Belin-Beliet).....125

Tab.II.8 : Détermination spécifique et morphotypes des charbons de bois preélevés dans le podzosol juvénile de la coupe de Couailles 1 (Sabres).....138

Tab. III.1 : Jeu de données géochimique utilisé pour établir la matrice de corrélation montrée dans le Tab. III.2 173

Tab. III.2 : Matrice de corrélation entre 5 éléments chimiques (Si, Al, Fe, Mn, Ti) sur un sous-jeu de données issu des données géochimiques (*cf.* texte). N = 20. A) Tableau récapitulatif des variations du coefficient de corrélation entre éléments (ligne supérieure du tableau) selon différents cas (colonne de gauche du table au).....174

Tab. III.3 : Exemple de Partition Binaire Séquentielle (SBP) pour une composition à quatre composantes (sables grossiers, sables fins, limons grossiers, limons fins).....176

Tab. III.4 : Contenu en sables moyens-grossiers (2000 – 200 µm) d'échantillons provenant de coupes stratigraphiques de limons éoliens de Chalosse. La moyenne et les quartiles pour l'ensemble des échantillons sont donnés dans la partie inférieure du tableau. Pour la position des coupes, se référer à Bertran et al. (2011). Aur = Auriac ; Bar = Barcelonne ; Caz = Cazères ; CdL = Chemin de la Lanne ; Bou = Montaut le Bourrut ; Rom = Romentères ; StG = Saint Gein ; Vig = Vigneau ; HdD = Hin de Diou ; Hast = Hastingues ; Bru = Les Bruques ; CdT = Chemin de Tuyaas.....183

Tab. III.5 : Partition Binaire Séquentielle des données granulométriques en vue de l'analyse géostatistique. Sg = Sables grossiers (2000-200 µm) ; Sf = Sables fins (200-50 µm) ; Lg = Limons grossiers (50 – 20 µm) ; Lf = Limons fins (20-2 µm).....192

Tab. III.6 : Formule pour le calcul des balancières construites dans le Tab. III.4.....192

Tab. III. 7 : Paramètres des variogrammes théoriques dans le cas des données granulométriques et valeur de la qualité d'ajustement (IGF) pour chacune des variables utilisées.....202

Tab. III.8 : Paramètres des variogrammes théoriques dans le cas des données granulométriques et valeur de la qualité d'ajustement (IGF) pour chacune des variables utilisées. C0 = Effet pépite ; C = palier: a = portée ; IGF = Meilleure qualité d'ajustement (*Goodness of Fit*)..... 202

Tab. III.9 : Résultats de la validation croisée pour le krigeage des données granulométriques selon chacune des variables. EM = Ecart moyen ; EQM = Ecart quadratique moyen ; EQMR = Ecart quadratique moyen réduit.....204

Tab. III.10 : En haut : paramètres utilisés dans la construction des variogrammes expérimentaux dans le cas de la sélection des données d'épaisseur pour le nord du Bassin Aquitain ; A : nombre de paires de points par distance h dans le cas omnidirectionnel et dans le cas de différentes directions au sein des sélections A du nord du Bassin Aquitain. B : nombre de paires de points par distance h dans le cas omnidirectionnel et dans le cas de différentes directions au sein des sélections B du nord du Bassin Aquitain.....214

Tab. III.11 : En haut: paramètres utilisés dans la construction des variogrammes expérimentaux dans le cas de la sélection des données d'épaisseur pour le sud du Bassin Aquitain ; A : nombre de paires de points par distance h dans le cas omnidirectionnel et dans le cas de différentes directions au sein des sélections A du sud du Bassin Aquitain. B : nombre de paires de points par distance h dans le cas omnidirectionnel et dans le cas de différentes directions au sein des sélections B du sud du Bassin Aquitain.....215

Tab. III.12 : Paramètres des variogrammes théoriques dans le cas des données épaisseurs pour le sud et le nord du Bassin et dans les deux types de sélections A et B. C_0 = Effet pépite ; C = palier: a = portée ; IGF = Meilleure qualité d'ajoustement (*Goodness of Fit*).....217

Tab. III.13 : Résultats de la validation croisée pour les données d'épaisseur pour la sélection du nord et du sud du Bassin aquitain. EM = Ecart moyen ; EQM = Ecart quadratique moyen ; EQMR = Ecart quadratique moyen réduit.....219

Tab. III.14 : Statistiques descriptives pour les jeux de données indépendants utilisés dans la validation croisé du krigeage des épaisseurs dans le cas des sélections A et B pour le nord et le sud du Bassin Aquitain. A = test d'Anderson-Darling.....220

Tab. III.15 : Tableau récapitulatif des principaux minéraux trouvés d'après l'analyse des spectres RX d'échantillons de sables éoliens, limons éoliens et alluvions subactuelles.....223

Tab. III. 16 : Composition chimique pour la fraction > 63 µm d'après l'analyse par XRF des échantillons de sables et limons éoliens et de leur sources potentielles. b : suite, éléments traces.....225

Tab. III.16b : Suite, éléments traces.....226

Tab. III. 17 : Composition chimique pour la fraction < 63 µm après analyse par XRF des échantillons de sables et limons éoliens et de leur sources potentielles.....227

Tab. III. 17b : Suite, éléments traces.....228

Tab. III. 18 : Eléments chimiques pour lesquels le nombre de valeurs au dessous du seuil de détection après analyse XRF était supérieur à 10 % du total d'échantillons analysés.....229

Planche I : Dunes à litage oblique et pendage fort en section subparallèle à la direction d'accroissement. Noter l'alternance entre des lits déposés par flot de grains (FG, lits massifs en biseau) et de lits de chute de grain ou de migration de petites rides (RC). 1 : St-Laurent-Médoc - Saussac ; 2 : Lerm-et-Musset - Sablière.....45

Planche II : Dune éolienne sableuse à litage oblique et pendage fort en section perpendiculaire à la direction d'accroissement. Noter la succession de lits par flot de grains (FG, lits lenticulaires massifs) et de lits de chute de grains ou de migration de petites rides (RC, rides éoliennes et/ou lits de chute de grains donnant des sequences élémentaires laminées). 2, 3 : détails de la même coupe stratigraphique (Rion-des-Landes).....46

Planche III : Epandages sableux « secs ». 1 et 2 : ensembles mis en place par la migration de rides éoliennes grimpantes à très faible angle et/ou par des lits plats supérieurs ; 3, 4a-b, 5 : ensembles constitués par la migration de rides grimpantes à faible angle. Noter la pin stripe lamination. 1 : Saucats-Les Lots ; 2 : Parentis-en-Born - Le Boulouc de Fabre ; 3 : St-Médard-en-Jalles – Camp de Sauge ; 4 : Lacanau – Cabaley ; 5 : Laluque – Yert.....47

Planche IV : Epandages sableux « secs ». 1, 2, 3 : litage faiblement oblique correspondant à la migration de petites dunes de type zibar ; 3-4 : ensembles constitués par la migration de rides éoliennes grimpantes et par la migration de rides à granules (lentilles de sables grossiers ou petits gravillons). 1 : Parentis-en-Born - Le Boulouc de Fabre ; 2 : Le Barp – Les Gargails ; 3 : Laluque – Yert ; 4 : Saugnacq-et-Muret – Locbieilh.....48

Planche V : Epandages sableux « humides ». 1, 2, 3 : ensembles résultant de la migration de rides d'adhésion (1, 2, 3) et de rides d'adhésion grimpantes à angle fort (1, 4) ou faible (2). 1, 2 : Le Barp- Pot-Au-Pin ; 2 : Le Barp – Les Gargails ; 3 : Lanton – Blagon.....49

Planche VI : Epandages sableux « humides » : alternances sables-limons dans des dépressions interdunaires. Noter les granoclassements inverses sur la photo 4 et les horizons organiques interstratifiés dans les alternances sables-limons de la photo 5. 1 : Sabres – Les Couailles ; 2 : Le Barp – Pot-Au-Pin ; 3 ,4 : Grayan-et-l'Hôpital – Le Gurp. 5 : Hourtin – Les Jolles.....50

Planche VII : Sables massifs en relation avec le développement des sols actuels ou subactuels. 1: St-Médard-en-Jalles – Camp de Souge ; 2 : Hourtin – Les Jolles ; 3 : Dune parabolique dans les Landes. 4 : Rion-des-Landes.....51

Planche VIII : 1 : Pavage de déflation. Les sables éoliens qui le recouvrent ont été enlevés. Lapouyade (Bertran, inédit). 2, 3, 4 : dreikanters. 1, 3 : Lapouyade. 2 : Jarculet, près de Bédenac. 4 : Pomerol.....52

Planche IX : 1 : 1, 2 : Podzosol meuble juvenile ; 3 : Arénosol cumulique ; 4 : Arénosol ; 5 : Rédoxisol sableux ; 6 : Arénosol cumulique ; 7 : Réductisol cryoturbé ; 8 : Réductisol. 1,4 : Saint-Laurent-Médoc – Saussac ; 2, 6, 7 : Sabres – Les Couailles ; 3 : Rion-des-Landes – Sablière ; 5 : Marsas (T121B) ; 8 Saint-Geours de Maremne.....59

Planche X : 1 : Revêtements jaunes - jaune clair poussiéreux dans l'horizon A du Podzosol meuble juvénile de Sabres – Les Couailles ; 2, 3 : Revêtements polymorphes dans l'horizon A du Podzosol meuble juvénile de Sabres ; 4 : Revêtements monomorphes sur revêtements polymorphes dans l'horizon BP du Podzosol meuble juvénile de Sabres.....60

Planche XI : 1, 2 : Agrégats de limons quartzeux d'origine sédimentaire dans l'horizon Ae de l'Arénosol cumulique de Sabres – Les Couailles ; 3, 4, 5 : Revêtements polymorphes dans l'horizon Ae de l'Arénosol cumulique

de Sabres - Les Couailles.....61

Planche XII : 1, 2 : Tourbe sédimentaire d'Hourtin – Les Jolles ; 3 : Cryosol minéral de Cestas – Les-Pins-de-Jarry ; 4 : Cryosol minéral de Le Barp – Pot-Au-Pin. Noter les lits plus organiques à la base des gouttes et la présence de lits sableux interstratifiés dans les limons sableux gleyfiés.....62

Planche XIII : 1, 2 : Litage préservé au sein de l'horizon Gr du réductisol de Sabres – Les Couailles ; 3 à 8 : Cryosol minéral de Cestas Les-Pins-de-Jarry. 3 : Microstructure granulaire ; 4 : Restes fongiques, noter le tissu mélanisé et les cellules clairement visibles. Sclérote ? ; 5 : Lichens ? 6 : Feuille ou reste d'herbacée ; 7 : Restes fongiques, probablement sclérote vue en coupe. Le tissu mélanisé et les cellules sont visibles; 8 : Lichen vu en coupe ?.....63

Planche XIV : 1 à 5 : Cryosol minéral de Le Barp Pot-Au-Pin. 1: Structure lamellaire dans le cryosol minéral; 2 : Biotubule recoupée par une lentille de glace de ségrégation ; 3 : fragment d'écorce de racine ; 4 : Charbon de Feuillu (?) ; 5 : idem ? ; 6, 7, 8 : Dy dans les tourbes sédimentaires de de Hourtin. Noter en 7 et 8 des fragments de racines dans les états de décomposition 2 et 4 de la classification de Blazejewski *et al.* (2005).....64

Planche XV. 1, 2, 4 : Fentes en coin à remplissage sableux développées dans un substrat graveleux. Noter le rebroussement des lits de l'encaissant dans 1 et 2; 3: Fente en coin à remplissage sableux dans un substratum argileux ; 4, 5 : Fente en coin probablement à remplissage composite. Noter la partie supérieure constituée par du matériel de l'encaissant colluvionné. 6 : Fente en coin sableuse dans des sables alluviaux du Pléistocène inférieur. La discontinuité qui sépare les alluvions peu perturbées dans lesquelles se développe la base des coins sableux et la couche supérieure où les coins tendent à disparaître est interprétée comme une limite pergélisol-couche active (d'après Bertran *et al.*, 2013a). 1 : Saint-Aubin de Médoc – Château Montgaillard ; 2 : Cussac-Fort-Médoc – Le Moulin de Beyron ; 3 : Pessac – Bacalan ; 4 : Léognan – Lac Bleu ; 5 : Canton (près de St-Magne); 6 : Mérignac – Aéroport (Chronopost).....75

Planche XVI. 1, 2, 3, 4 : Petites fentes de gel; 1 : Saugnacq-et-Muret – Le Ruisseau de l'Hilaire ; 2 : Cestas Les Pins-de-Jarry ; 3 : Saugnacq-et-Muret – Locbièilh ; 4 : Grayan-et-l'Hôpital – Le Gurp.....76

Planche XVII : A, B, C : Cryosol minéral de Cestas Les-Pins-de-Jarry. A : départ du réseau polygonal semi-métrique de fentes sableuses qui se terminent à la base par les gouttes organiques sablo-limoneuses (Vue en coupe verticale). B : Gouttes sablo-limoneuses vues en plan ; C : Réseau de fentes à la base des gouttes ; D, E, F : Cryosol minéral de Le Barp Pot-Au-Pin. D : départ du réseau polygonal semi-métrique de fentes sableuses se terminant par les gouttes (une des gouttes est visible au centre de la photo (vue en coupe verticale). Taille du mètre ruban : 1 m; E, F : détail de D. Remarquer en F une zone d'imprégnation par les complexes organométalliques du podzosol durique actuel qui s'arrête dans l'horizon de départ des fentes en raison de la présence d'un mince liséré limoneux. La goutte se trouve à la base des fentes (E, F). Taille du mètre ruban : 50 cm en E, 30 cm en F.....77

Planche XVIII : A : fente sableuse à la base du Cryosol minéral de Le Barp Pot-Au-Pin. Le départ se trouve en dessous du niveau de descente des gouttes limono-sableuses. Echelle : 50 cm ; B : Filon clastique (?) ; C : microfaille (?).....78

Planche XIX : Exemples des autres types de déformations observées dans les coupes étudiées dans ce travail. Déformations en poches : A, B. Plis souples. A, C : Structures flammées. D ; Convolutions. B, E: Dyke neptunien. Noter en A et B la superposition de déformations de différent types. F, G, H : microplis et microfailles. A, B, D : Le Gurp ; C, E, F, G, H : Larrusey.....79

Planche XX : 1 : Lame mince dans les tourbes sédimentaires déformées d'Hourtin. Noter dans le tiers inférieur de la lame le litage peu déformé, tandis que dans les deux tiers supérieurs le litage est déformé. 2 : Lame mince dans le paléosol limoneux à gley de Sabres. 2 : Vue d'ensemble de la lame. Noter que le litage est globalement bien préservé. Dans la partie supérieure, un plan de glissement est visible et le litage est orienté conformement à ce plan. Noter également dans cette partie des micro-ondulations. 2a : microinjection dans la partie inférieure de la lame ; 2b : micro-ondulations dans la partie inférieure de la lame.....80

Planche XXI : 1 à 3 : Lames minces dans les gouttes limono-sableuses de la coupe de Le Barp Pot-Au-Pin. 1, 2, 3 : localisation des prélèvements. 1a : Noter la liquéfaction au sein de la goutte qui s'exprime par une injection du matériel sableux au sein des limons-sableux de la base de la goutte. 1b,1d : structures lamellaires dans la partie de la goutte riche en fraction limoneuse. 1c : Noter l'orientation des structures lamellaires conforme aux contours de la goutte. 2a : idem que 1a ; 2b : structures de liquefaction ? 2c : structures granulaires dans la partie la plus riche en fraction limoneuse de la goutte 2a. 3a, 3b, 3c : idem que 1a.....81

Planche XXII : Rides transverses près de Marcheprime. Noter dans le coin en haut à droite le changement de direction des rides depuis le N-S vers l'E-O.....236

Planche XXIII : Rides barkhanoïdes. a) Secteur de Saint-Hélène ; b) Secteur de Saint-Jean d'Illac.....237

Planche XXIV : Rides barkhanoïdes étroites dans le secteur de Carcans.....238

Planche XXV : Rides barkhanoïdes isolées à l'est d'Hourtin.....239

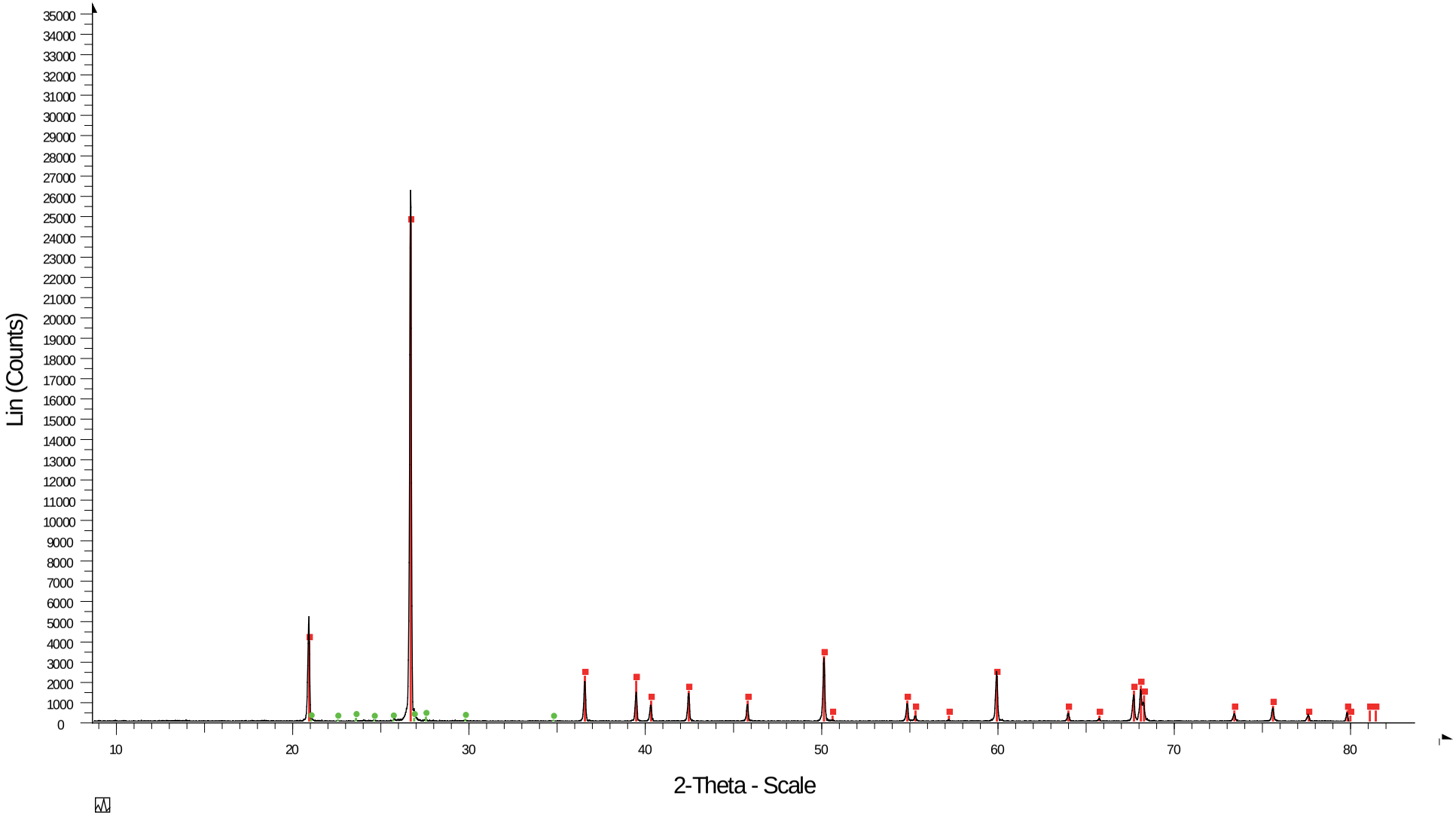
Planche XXVI : Dunes en dôme ou en tache. a) A l'est des champs des rides barkhanoides de la planche III.IV. b) A l'est de Lanton.....240

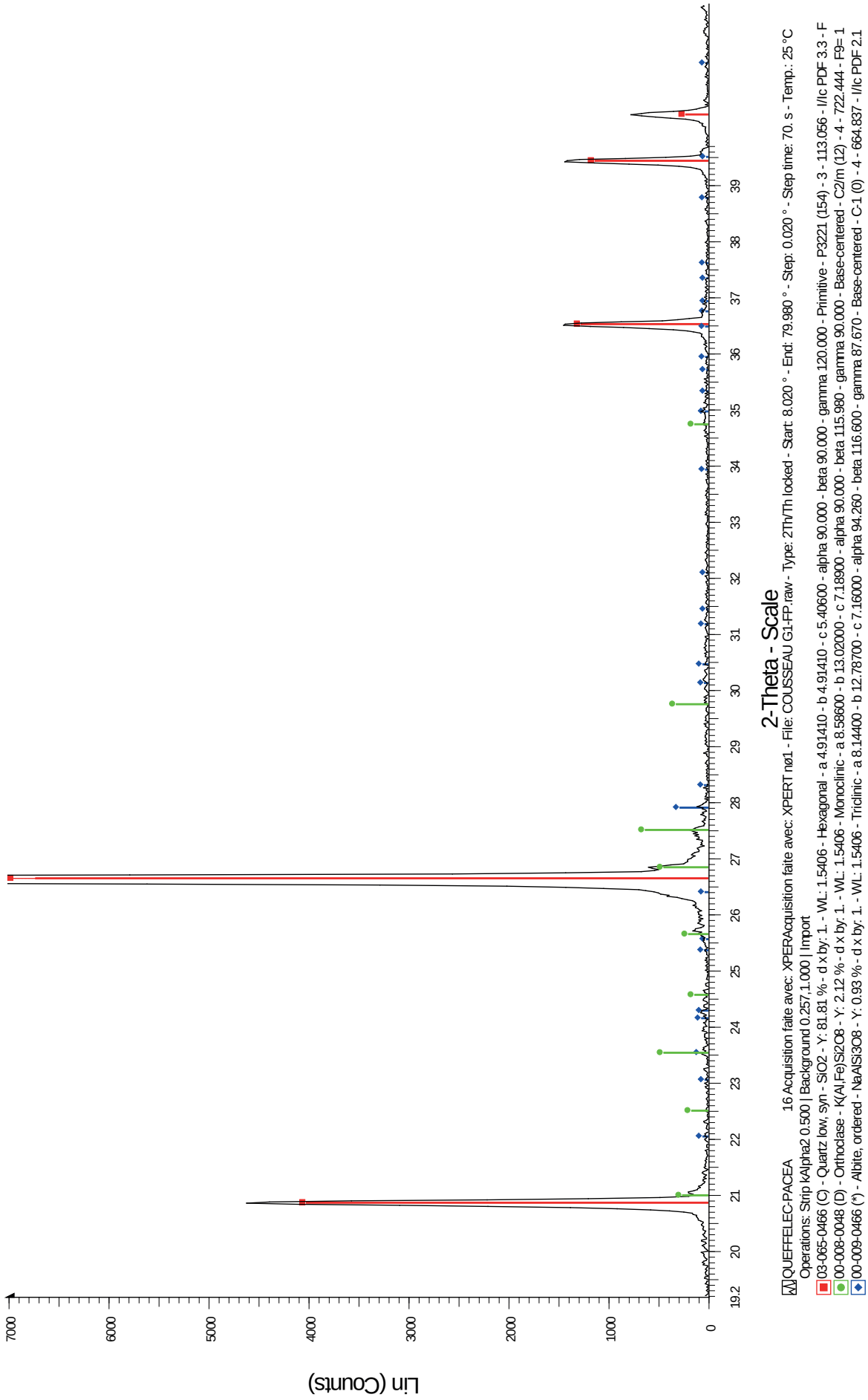
Annexes

Annexe 1

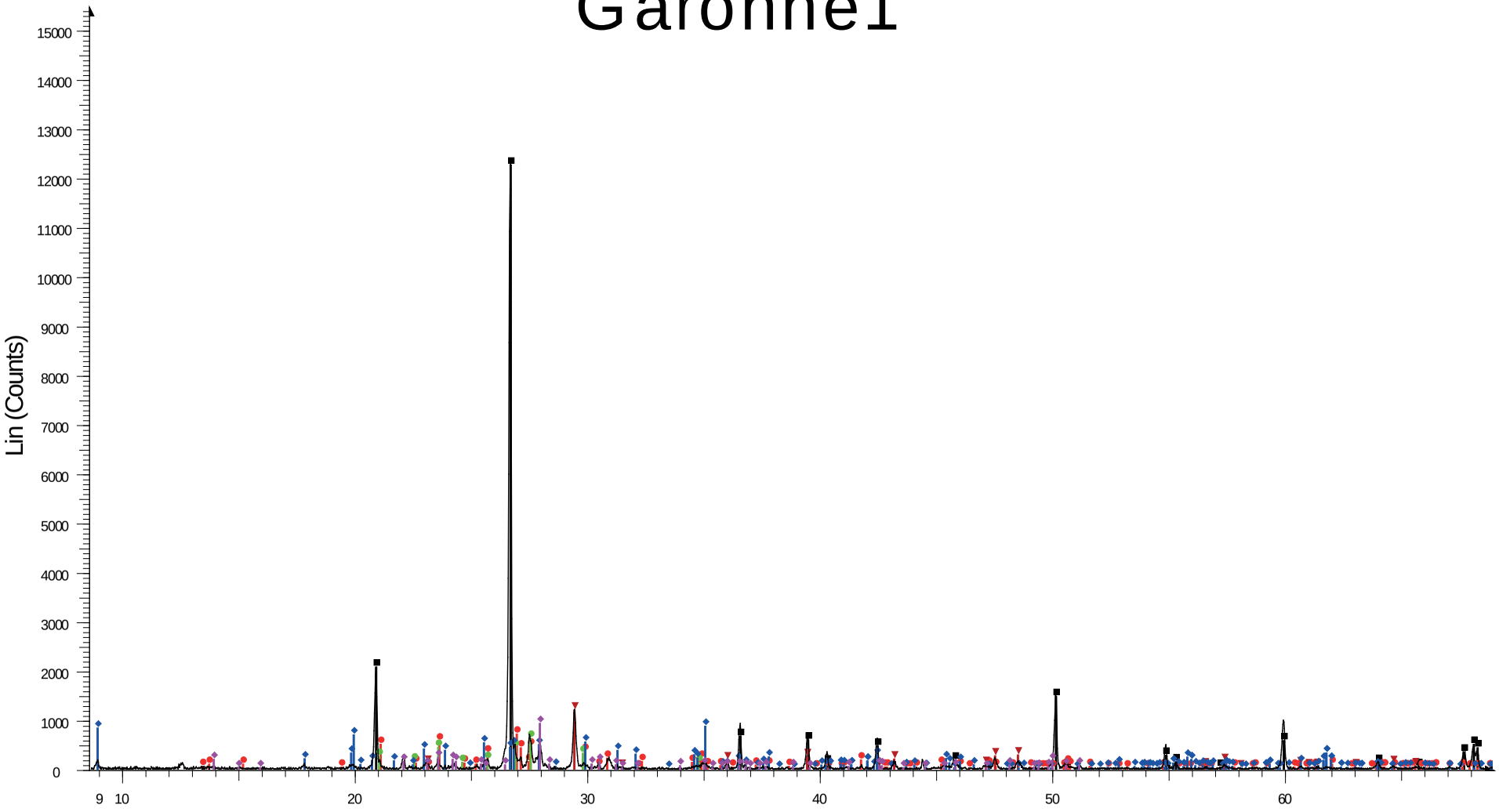
Spectres RX des échantillons de sables éoliens, limons éoliens et alluvions sub-actuelles (cf. Tab.III.5); fraction > 63 μm

Auriac


Lin (Counts)
2-Theta - Scale
QUEFFELEC-PACEA 16 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: AURIAC G16-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 8.038 ° - End: 79.994 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C (R
Operations: Displacement -0.031 | Background 1.000,1.000 | Strip kAlpha2 0.500 | Import
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 72.95 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/Ic PDF 3.4 - F30=
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 0.54 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1


Cousseau
Lin (Counts)
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
19.2
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
2-Theta - Scale
QUEFFELEC-PACEA 16 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: COUSSEAU G1-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 8.020 ° - End: 79.980 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C
Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Background 0.257,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 81.81 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 2.12 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 0.93 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1

Garonne1



QUEFFELEC-PACEA 16 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: GARONNE 1-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 8.020 ° - End: 79.980 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C (Ro
Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

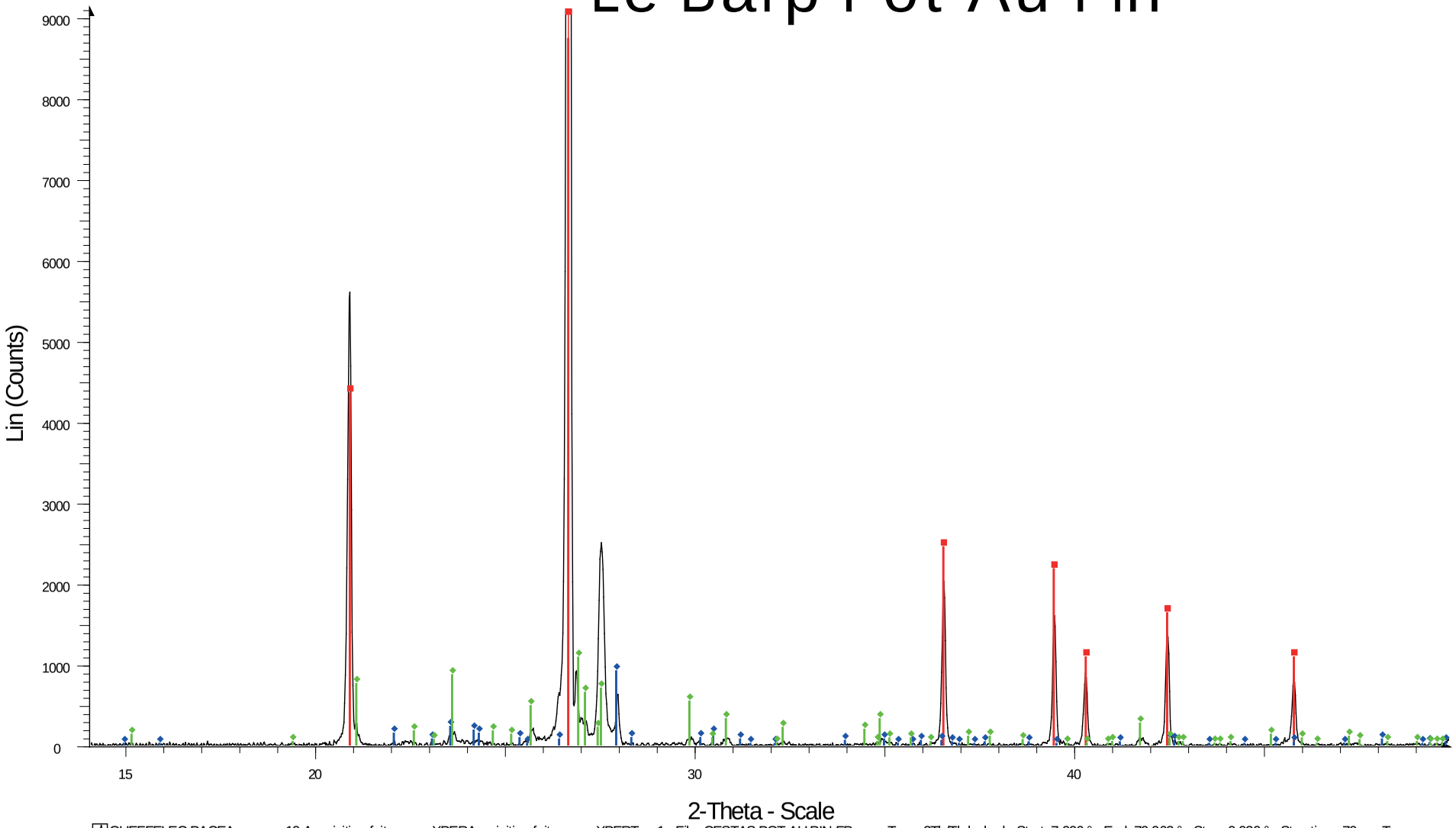
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 75.10 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F

00-031-0966 (*) - Orthoclase - KAlSi3O8 - Y: 4.29 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.55600 - b 12.98000 - c 7.20500 - alpha 90.000 - beta 116.010 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 719.122 - F30= 55(0.0

00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 5.61 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1

00-047-1743 (C) - Calcite - CaCO3 - Y: 7.27 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.98960 - b 4.98960 - c 17.06100 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 367.847 - F30=1000(0.000

Le Barp Pot-Au-Pin

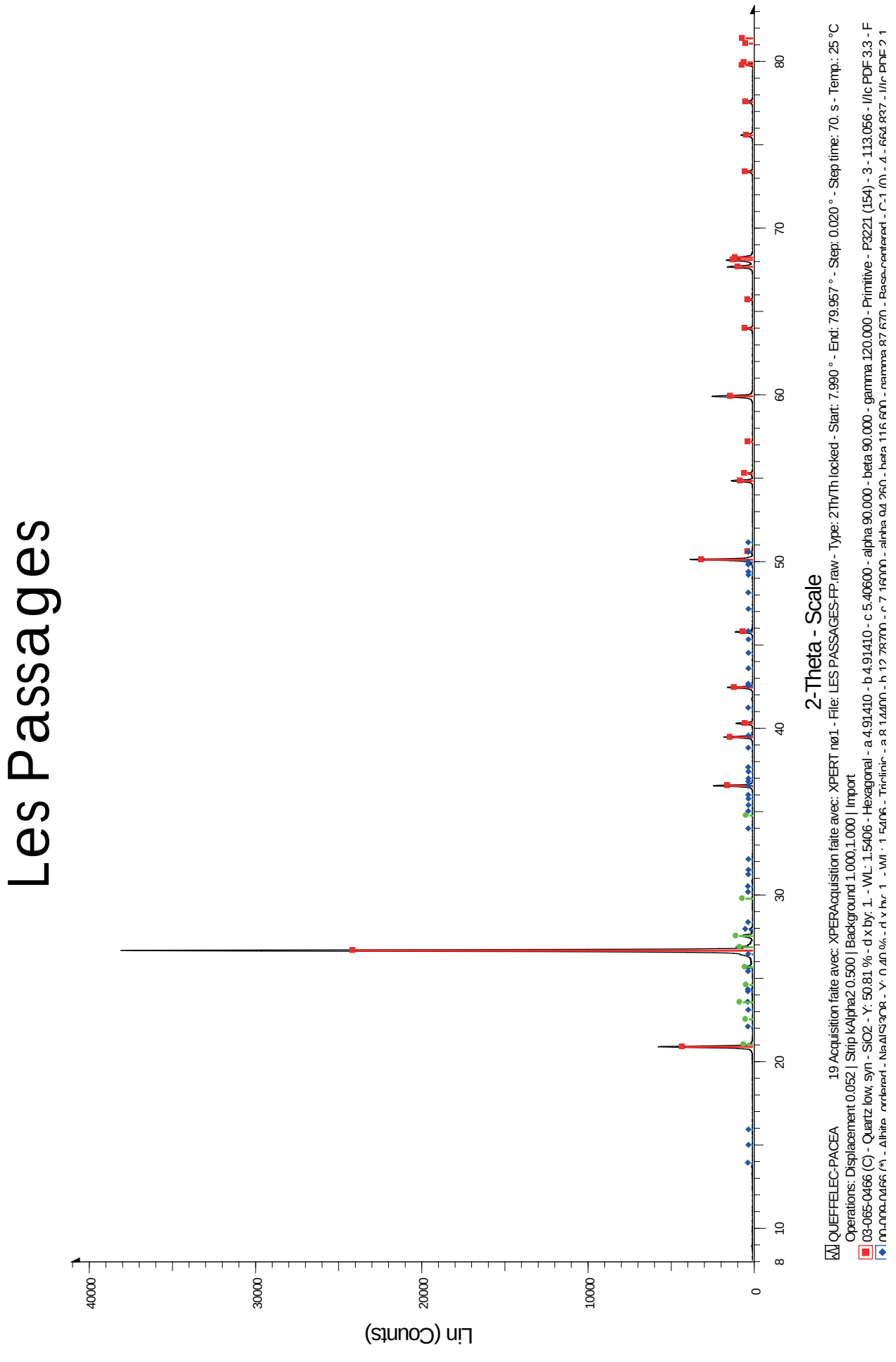


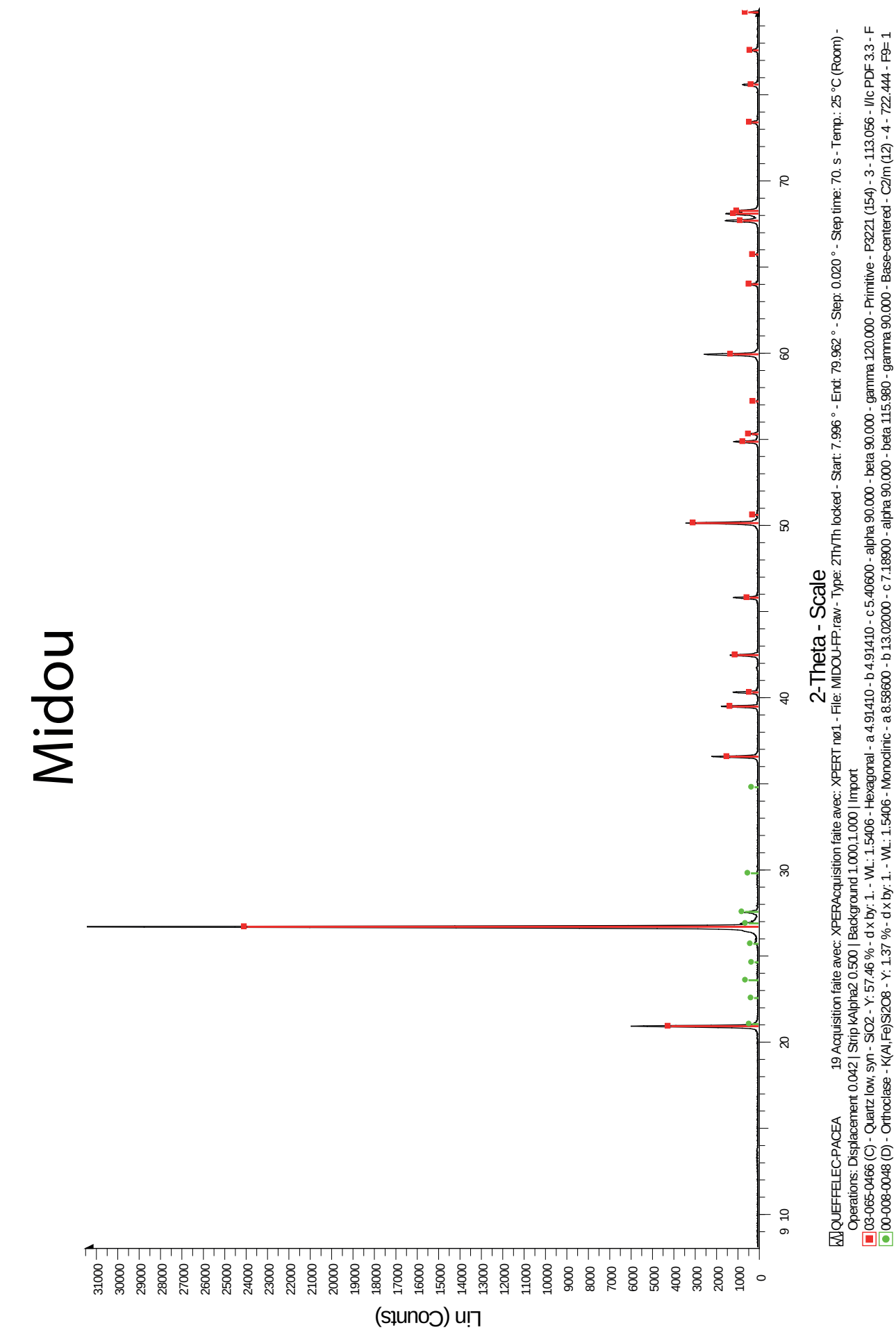
QUEFFELEC-PACEA 19 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: CESTAS POT AU PIN-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 7.996 ° - End: 79.962 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.:
Operations: Displacement 0.042 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 69.05 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/Ic PDF 3.4 - F30=

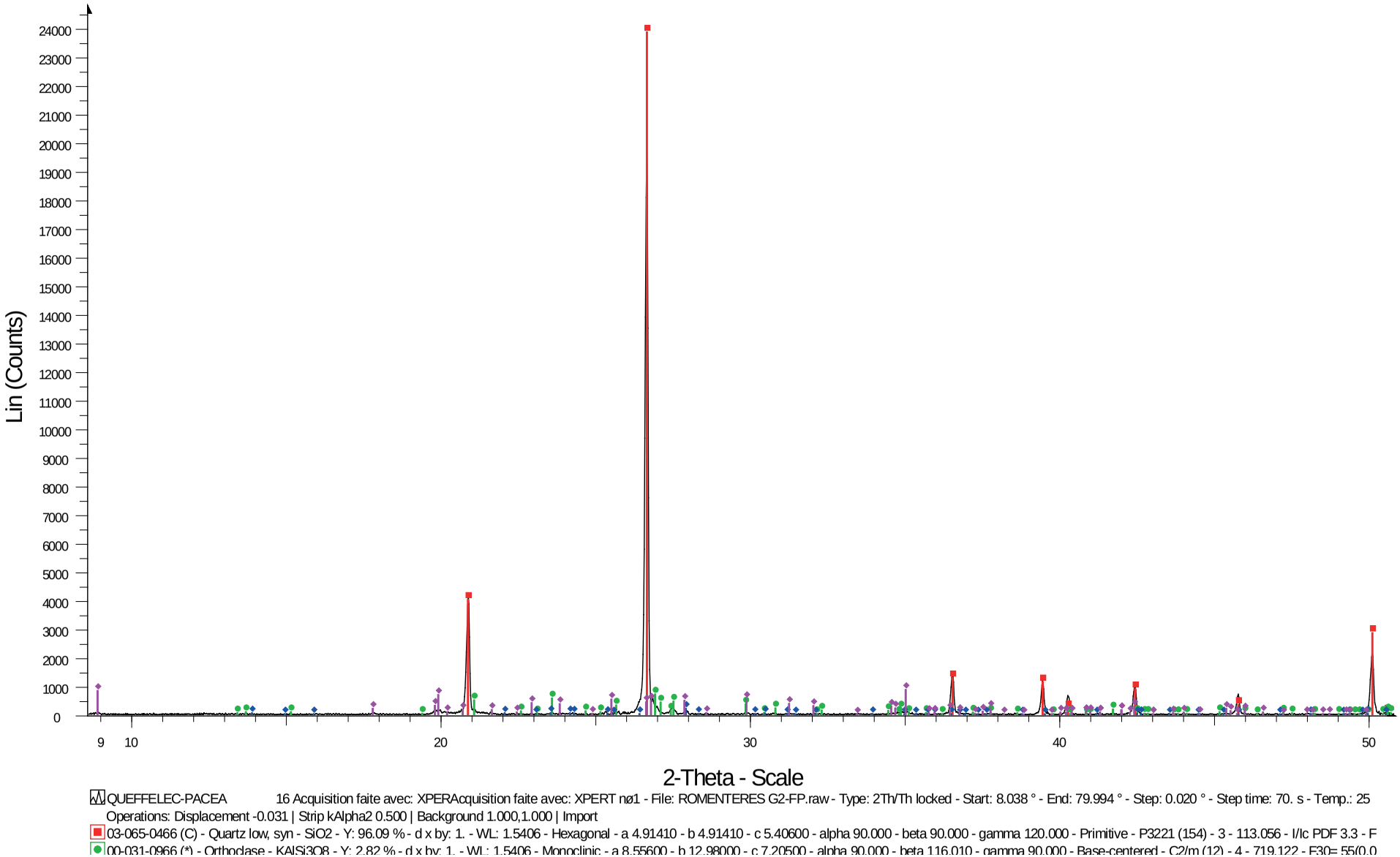
00-031-0966 (*) - Orthoclase - KAlSi3O8 - Y: 2.75 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.55600 - b 12.98000 - c 7.20500 - alpha 90.000 - beta 116.010 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 719.122 - F30= 55(0.0

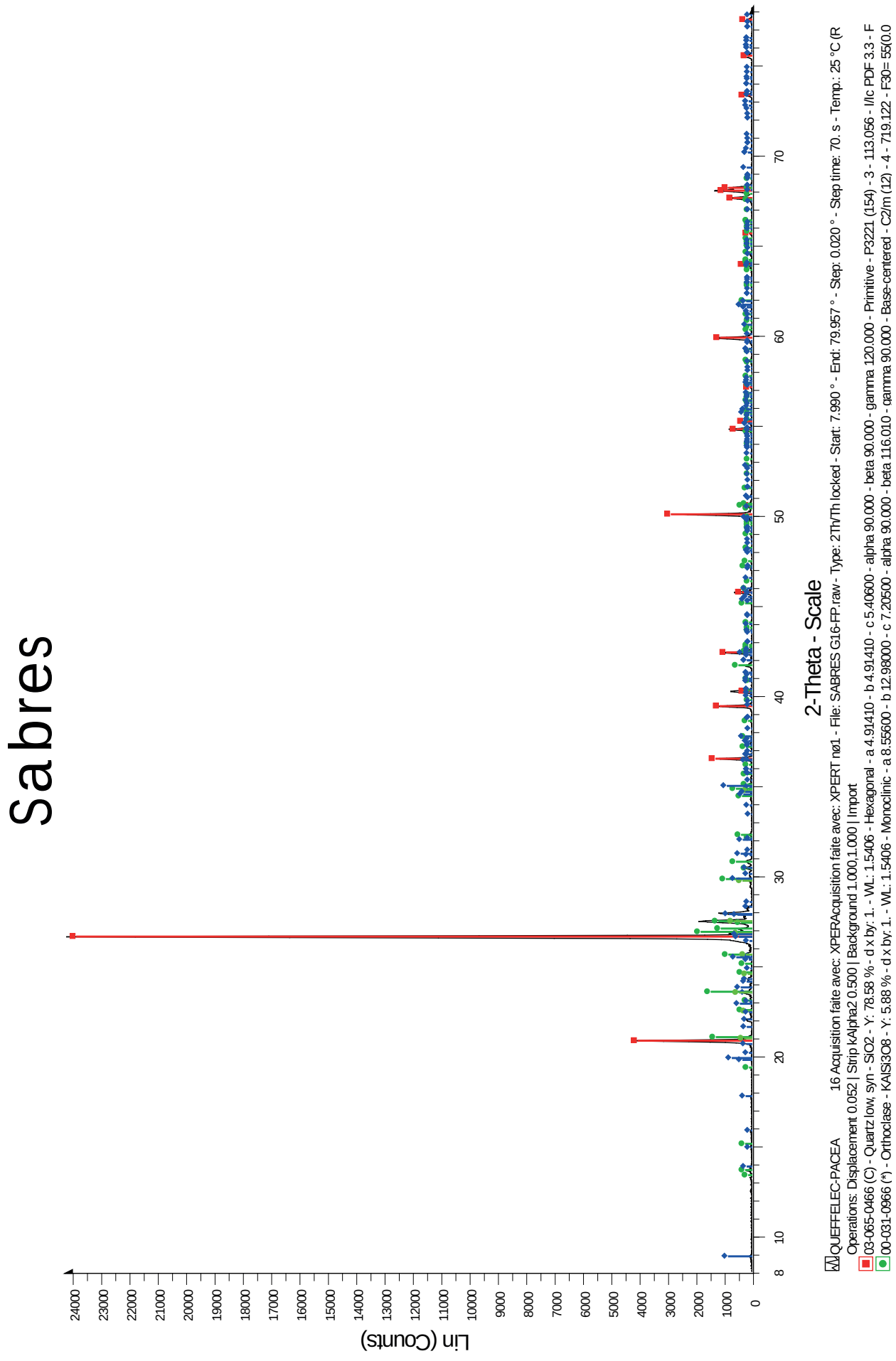
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 2.32 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1


Les Passages
Lin (Counts)
40000
30000
20000
10000
0
8
10
20
30
40
50
60
70
80
2-Theta - Scale
QUEFFELEC-PACEA 19 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: LES PASSAGES-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 7.990 ° - End: 79.957 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C
Operations: Displacement 0.052 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 50.81 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 0.40 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (9) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1

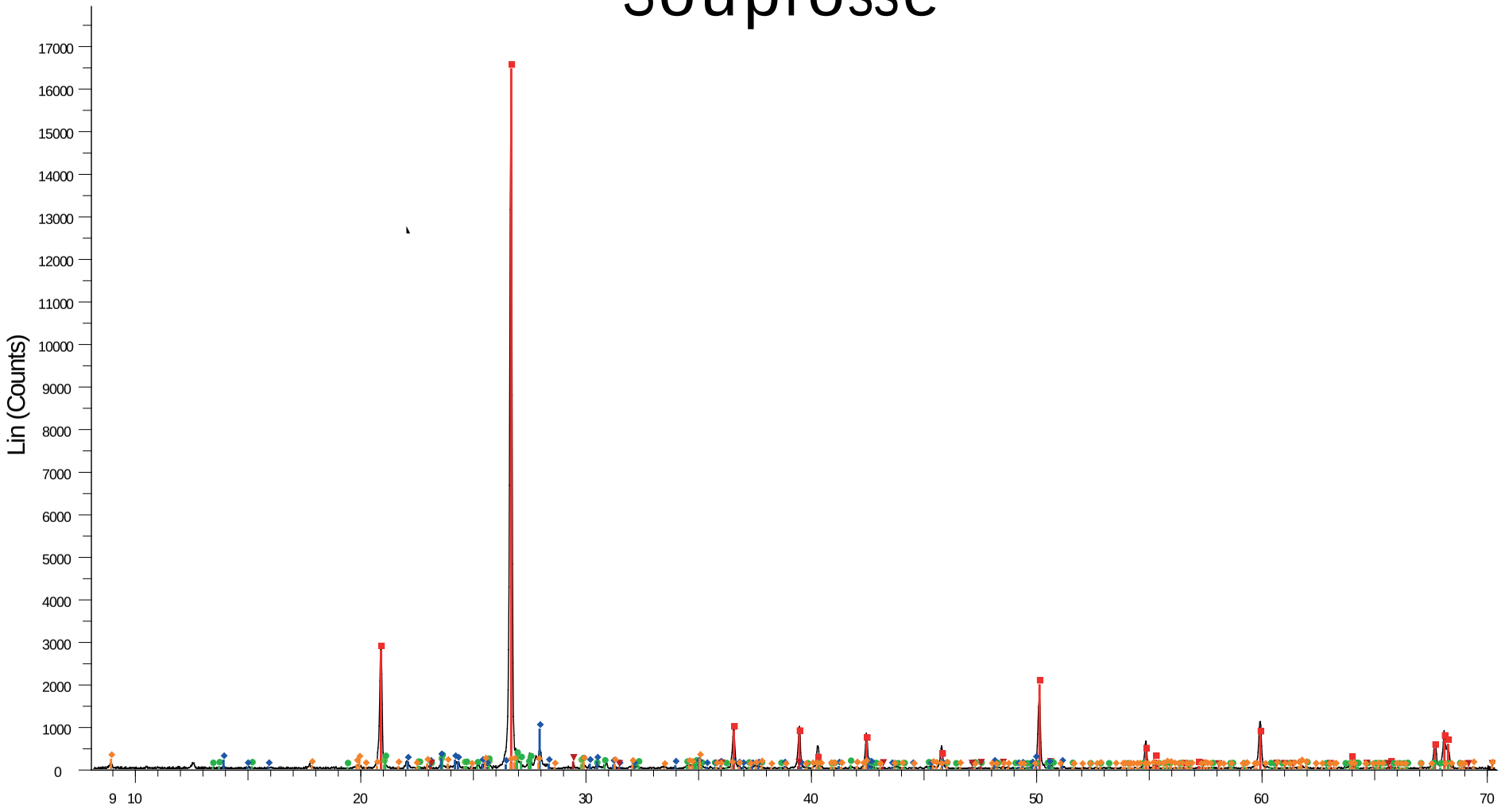

Midou
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
QUEFFELEC-PACEA 19 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: MIDOU-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 7.996 ° - End: 79.962 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C (Room) -
Operations: Displacement 0.042 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 57.46 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 1.37 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1

Romentères


Lin (Counts)
24000
23000
22000
21000
20000
19000
18000
17000
16000
15000
14000
13000
12000
11000
10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
9
10
20
30
40
50
2-Theta - Scale
QUEFFELEC-PACEA 16 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: ROMENTERES G2-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 8.038 ° - End: 79.994 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25
Operations: Displacement -0.031 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 96.09 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-031-0966 (*) - Orthoclase - KAlSi3O8 - Y: 2.82 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.55600 - b 12.98000 - c 7.20500 - alpha 90.000 - beta 116.010 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 719.122 - F30= 55(0.0


Sabres
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
QUEFFELEC-PACEA 16 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: SABRES G16-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 7.990 ° - End: 79.957 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C (R
Operations: Displacement 0.052 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 78.58 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-031-0966 (*) - Orthoclase - KAlSi3O8 - Y: 5.88 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.55600 - b 12.98000 - c 7.20500 - alpha 90.000 - beta 116.010 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 719.122 - F30= 55(0.0

Souprosse



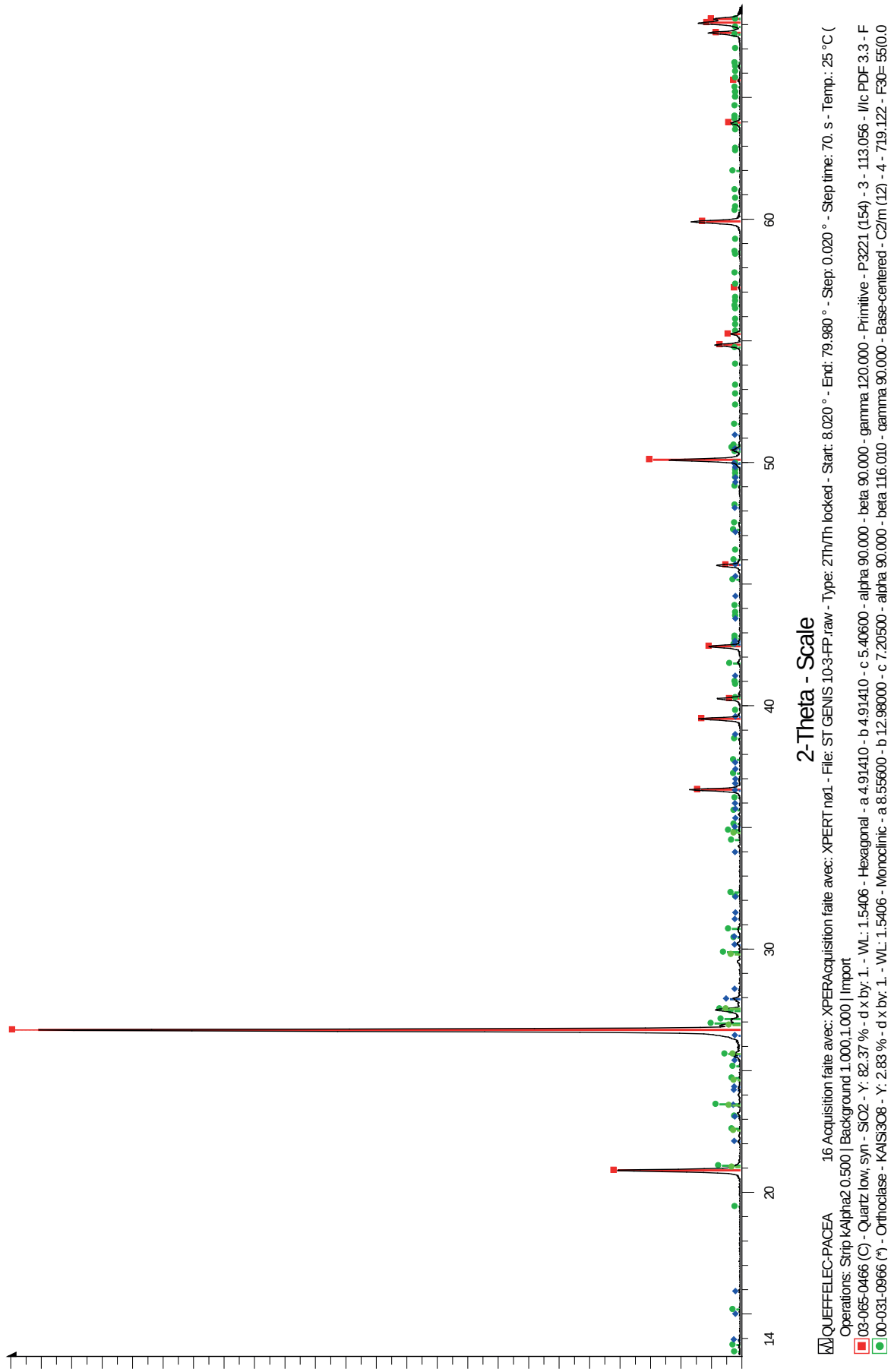
QUEFFELEC-PACEA 16 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: SOUPROSSE-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 8.091 ° - End: 80.035 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C (R
Operations: Displacement -0.125 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 81.03 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F

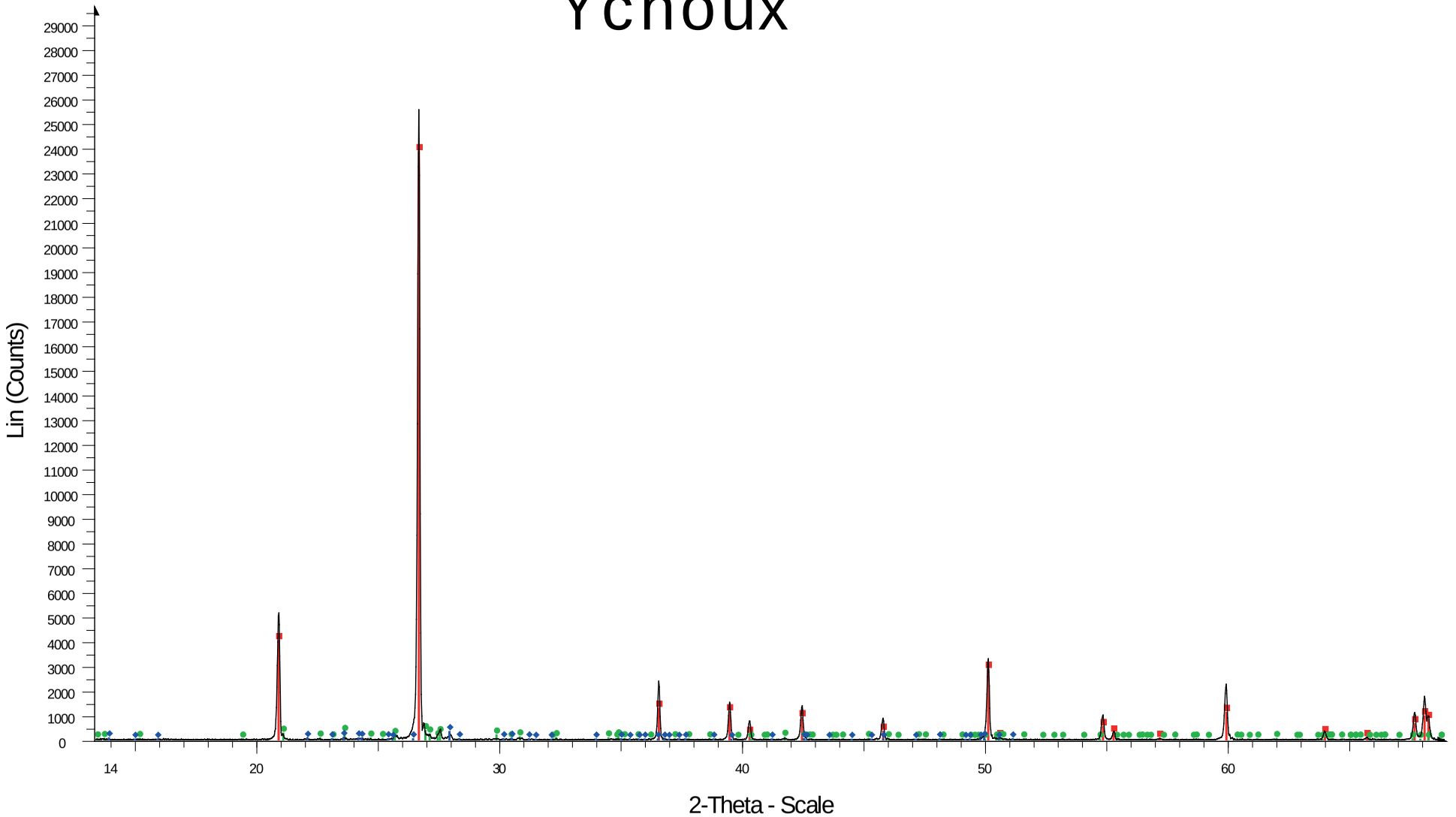
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 0.85 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1

00-031-0966 (*) - Orthoclase - KAlSi3O8 - Y: 1.26 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.55600 - b 12.98000 - c 7.20500 - alpha 90.000 - beta 116.010 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 719.122 - F30= 55(0.0

00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 4.52 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1


StGenis
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
QUEFFELEC-PACEA 16 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: ST GENIS 10-3-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 8.020 ° - End: 79.980 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C (
Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 82.37 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-031-0966 (*) - Orthoclase - KAlSi3O8 - Y: 2.83 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.55600 - b 12.98000 - c 7.20500 - alpha 90.000 - beta 116.010 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 719.122 - F30= 55(0.0

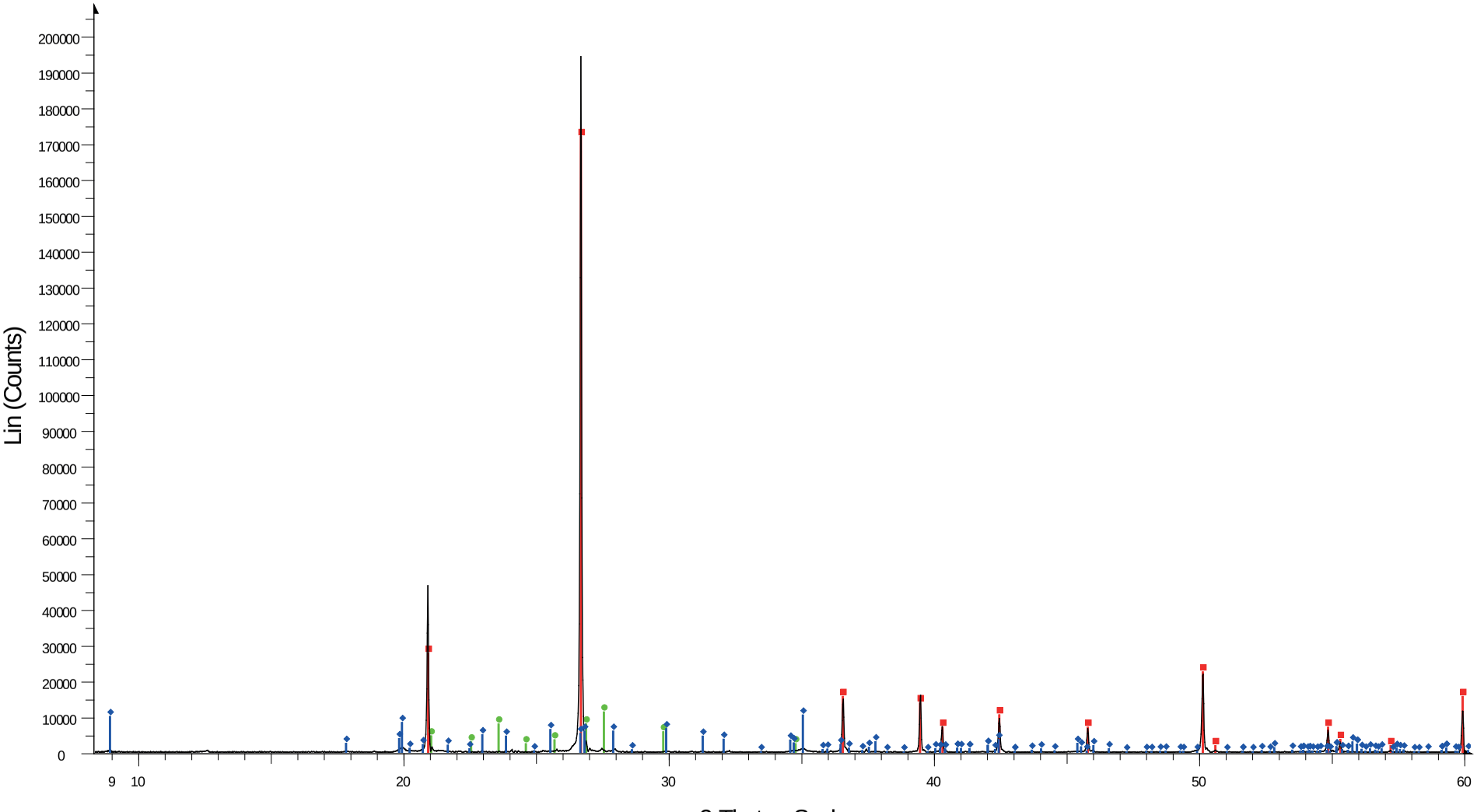
Ychoux


Lin (Counts)
29000
28000
27000
26000
25000
24000
23000
22000
21000
20000
19000
18000
17000
16000
15000
14000
13000
12000
11000
10000
9000
8000
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
14
20
30
40
50
60
2-Theta - Scale
QUEFFELEC-PACEA 16 Acquisition faite avec: XPERAcquisition faite avec: XPERT nø1 - File: YCHOUX-FP.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 8.020 ° - End: 79.980 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 70. s - Temp.: 25 °C (Room
Operations: Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 75.94 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-031-0966 (*) - Orthoclase - KAlSi3O8 - Y: 1.16 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.55600 - b 12.98000 - c 7.20500 - alpha 90.000 - beta 116.010 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 719.122 - F30= 55(0.0
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 1.02 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1

Annexe 2

Spectres RX des échantillons de sables éoliens, limons éoliens et alluvions sub-actuelles (cf. Tab.III.5); fraction <63 µm

Auriac



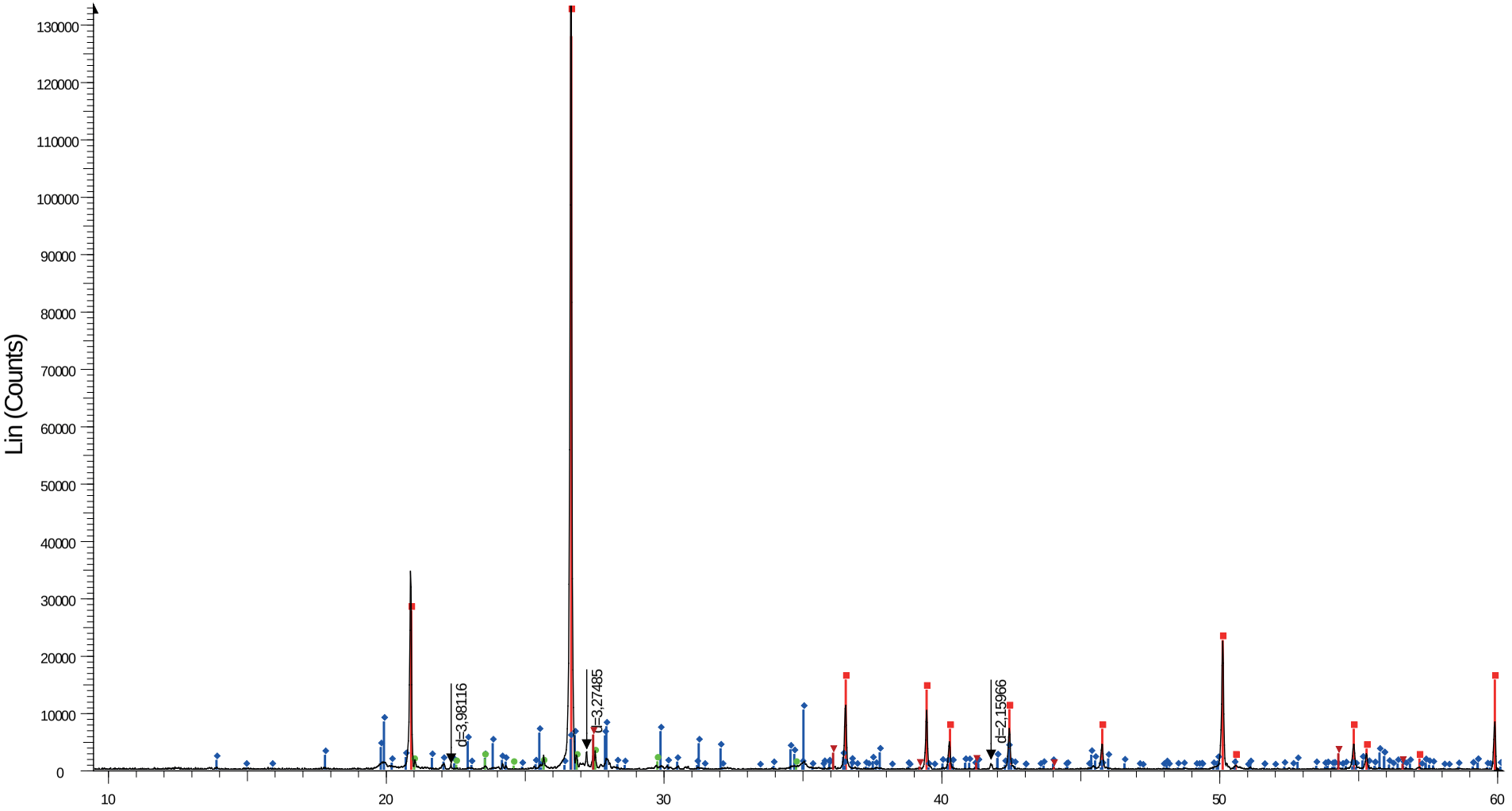
Auriac - File: Auriac.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.044 ° - End: 60.034 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 17 s - 2-Theta: 3.044 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y
Operations: Displacement -0.115 | Displacement -0.094 | Displacement -0.115 | Displacement -0.083 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,

00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 78.90 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/Ic PDF 3.4 - F30=

00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 5.12 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1

01-082-2450 (C) - Muscovite 2M1 - (Na0.07K0.90Ba0.01)(Al1.84Ti0.04Fe0.07Mg0.04)(Si3.02Al0.98)O10(- Y: 4.71 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19500 - b 9.02000 - c 20.06800 - alpha 90.000 - beta 95.800 - gamma

Cousseau



Cousseau - File: Cousseau.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.032 ° - End: 60.023 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 16 s - 2-Theta: 3.032 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0

Operations: Displacement -0.083 | Displacement -0.083 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

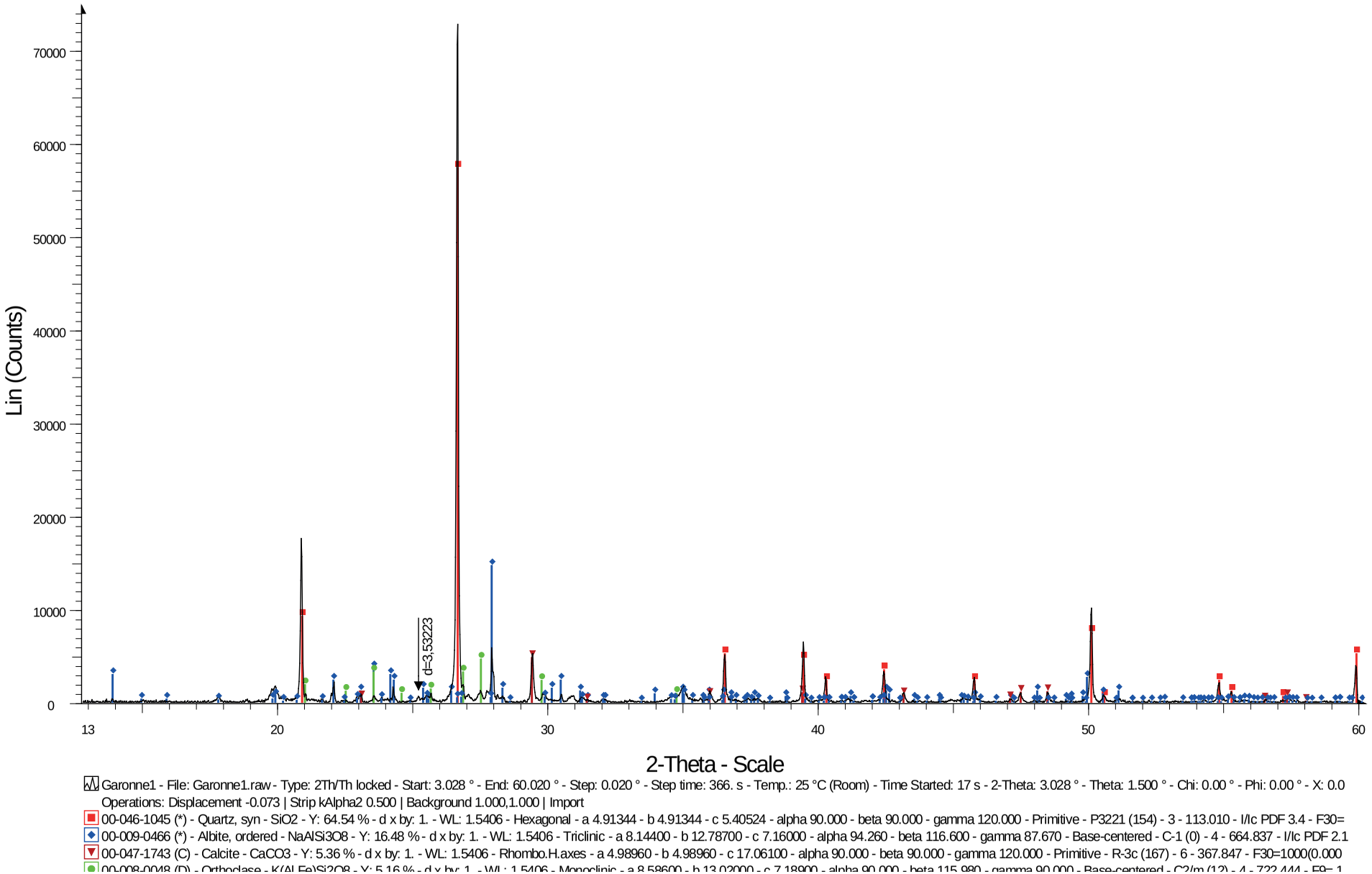
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 100.37 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/Ic PDF 3.4 - F30

01-082-2450 (C) - Muscovite 2M1 - (Na0.07K0.90Ba0.01)(Al1.84Ti0.04Fe0.07Mg0.04)(Si3.02Al0.98)O10(- Y: 5.99 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19500 - b 9.02000 - c 20.06800 - alpha 90.000 - beta 95.800 - gamma

00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 4.28 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1

00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(AlFe)Si2O8 - Y: 1.44 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1

Garonne1



Garonne1 - File: Garonne1.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.028 ° - End: 60.020 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 17 s - 2-Theta: 3.028 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0
Operations: Displacement -0.073 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

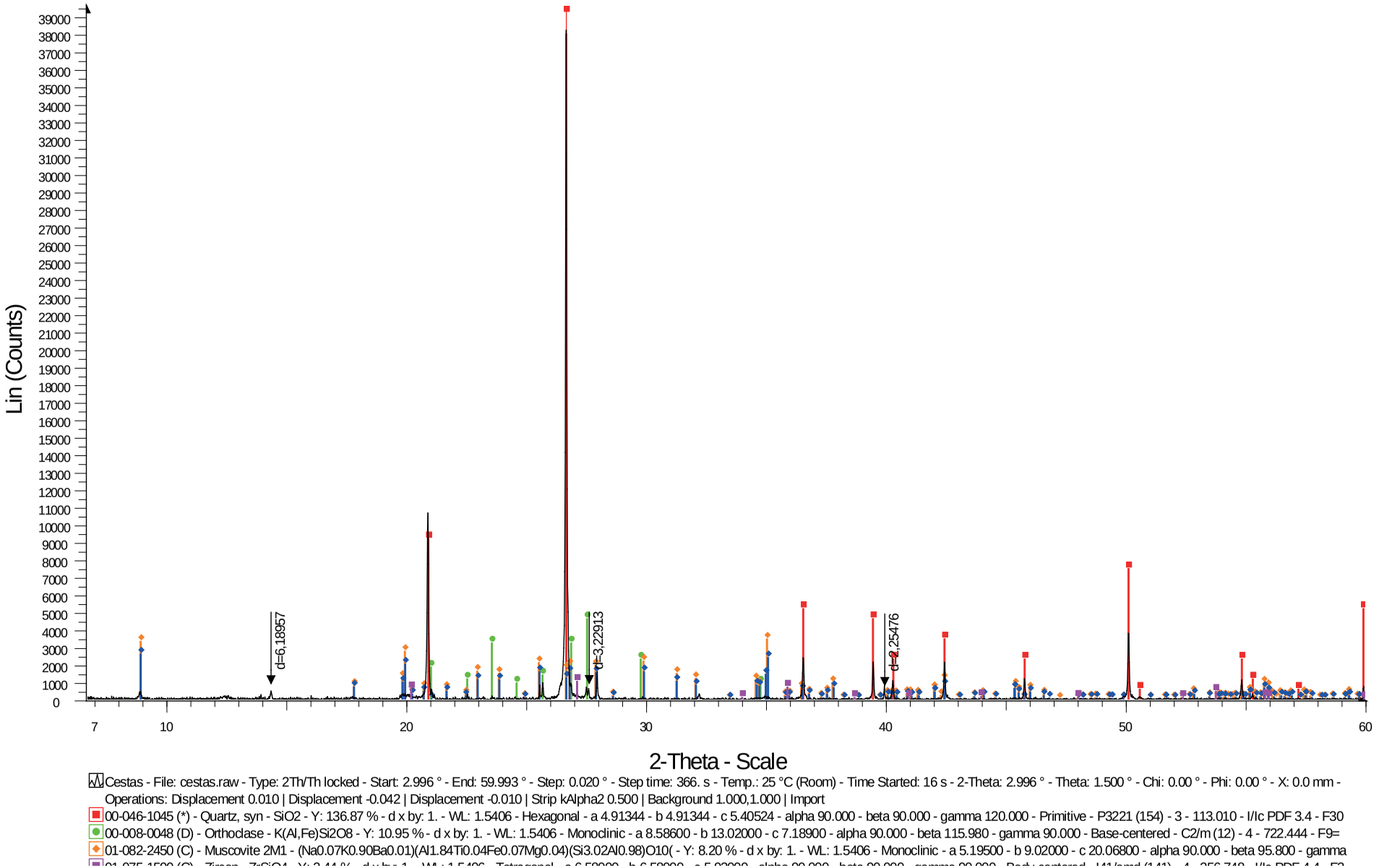
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 64.54 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/Ic PDF 3.4 - F30=

00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 16.48 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1

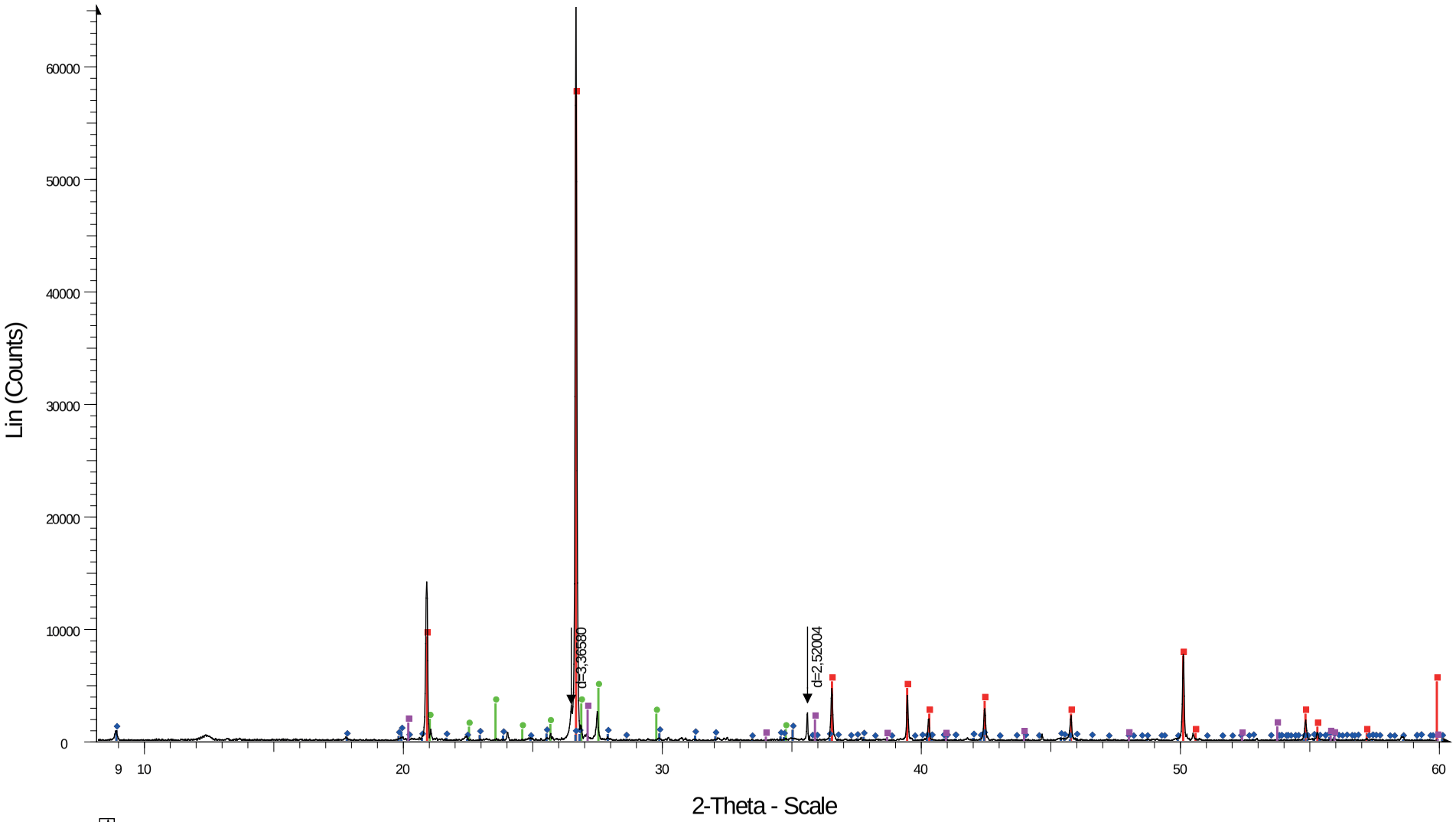
00-047-1743 (C) - Calcite - CaCO3 - Y: 5.36 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Rhombo.H.axes - a 4.98960 - b 4.98960 - c 17.06100 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - R-3c (167) - 6 - 367.847 - F30=1000(0.000

00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 5.16 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1

Le Barp Pot-Au-Pin



Les passages G4

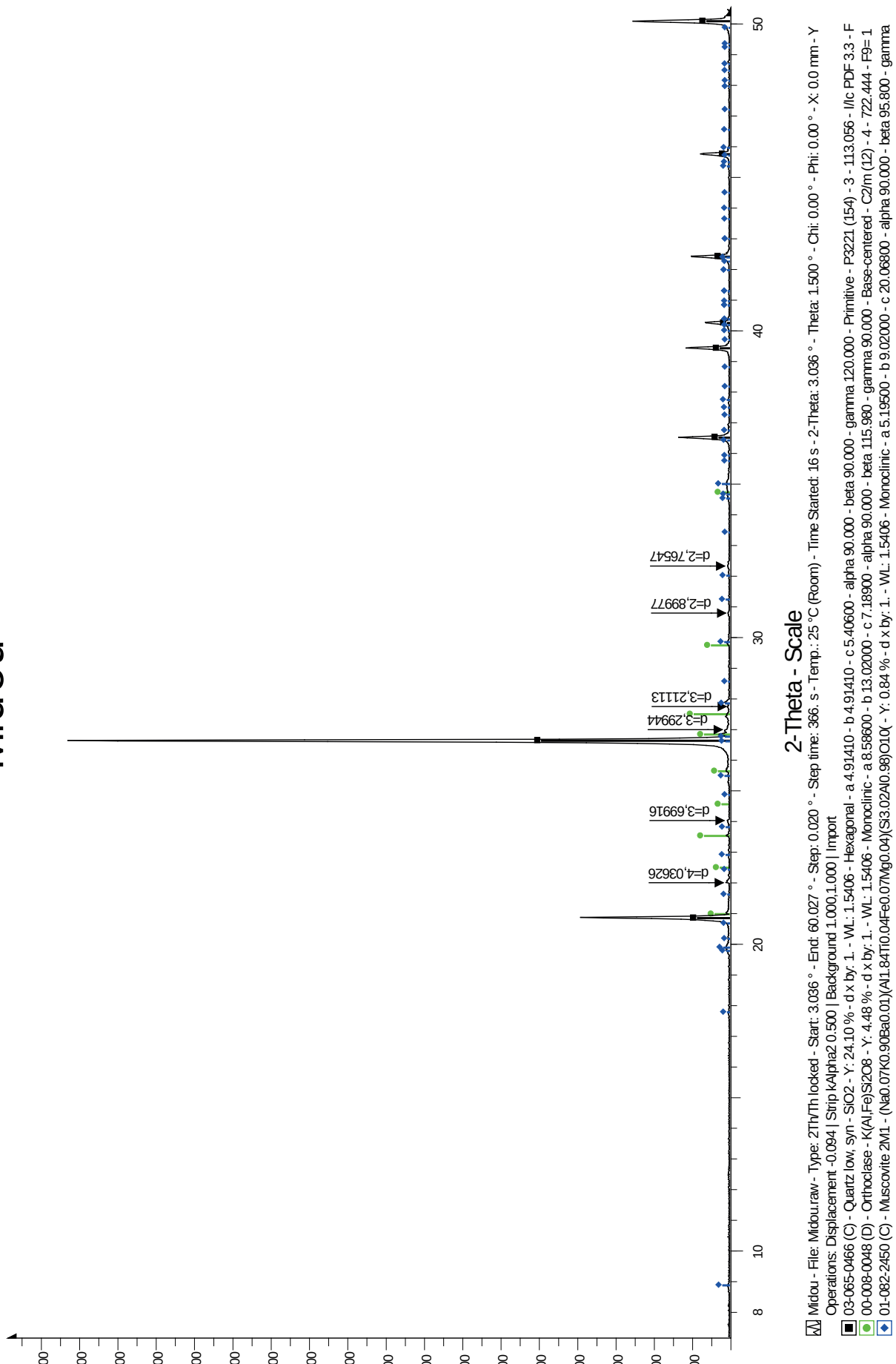


Les passages G4 - File: les passages G4.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.960 ° - End: 59.962 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 18 s - 2-Theta: 2.960 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi:
Operations: Displacement 0.104 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import

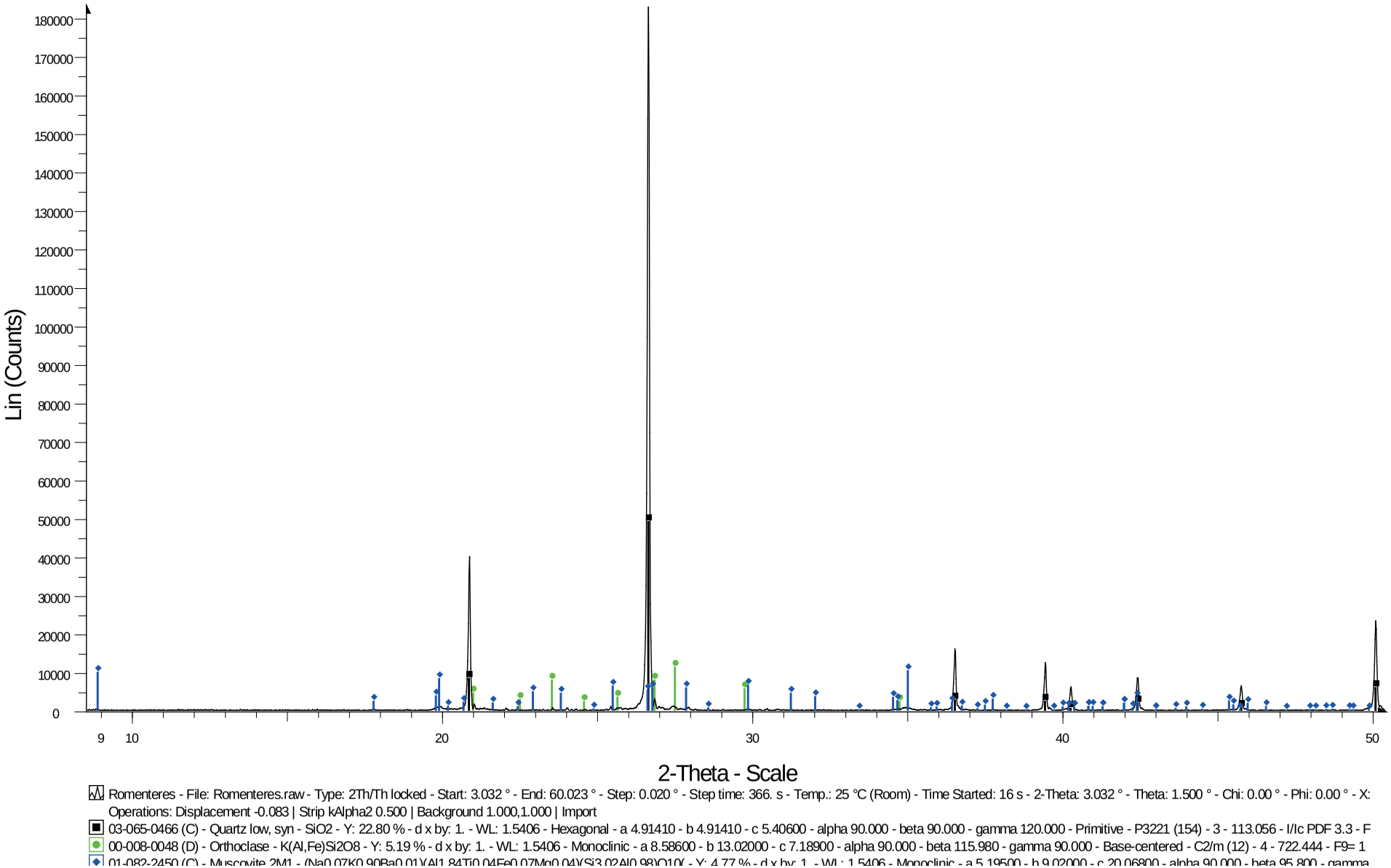
00-046-1045 (*) - Quartz, syn - SiO2 - Y: 76.65 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91344 - b 4.91344 - c 5.40524 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.010 - I/Ic PDF 3.4 - F30=

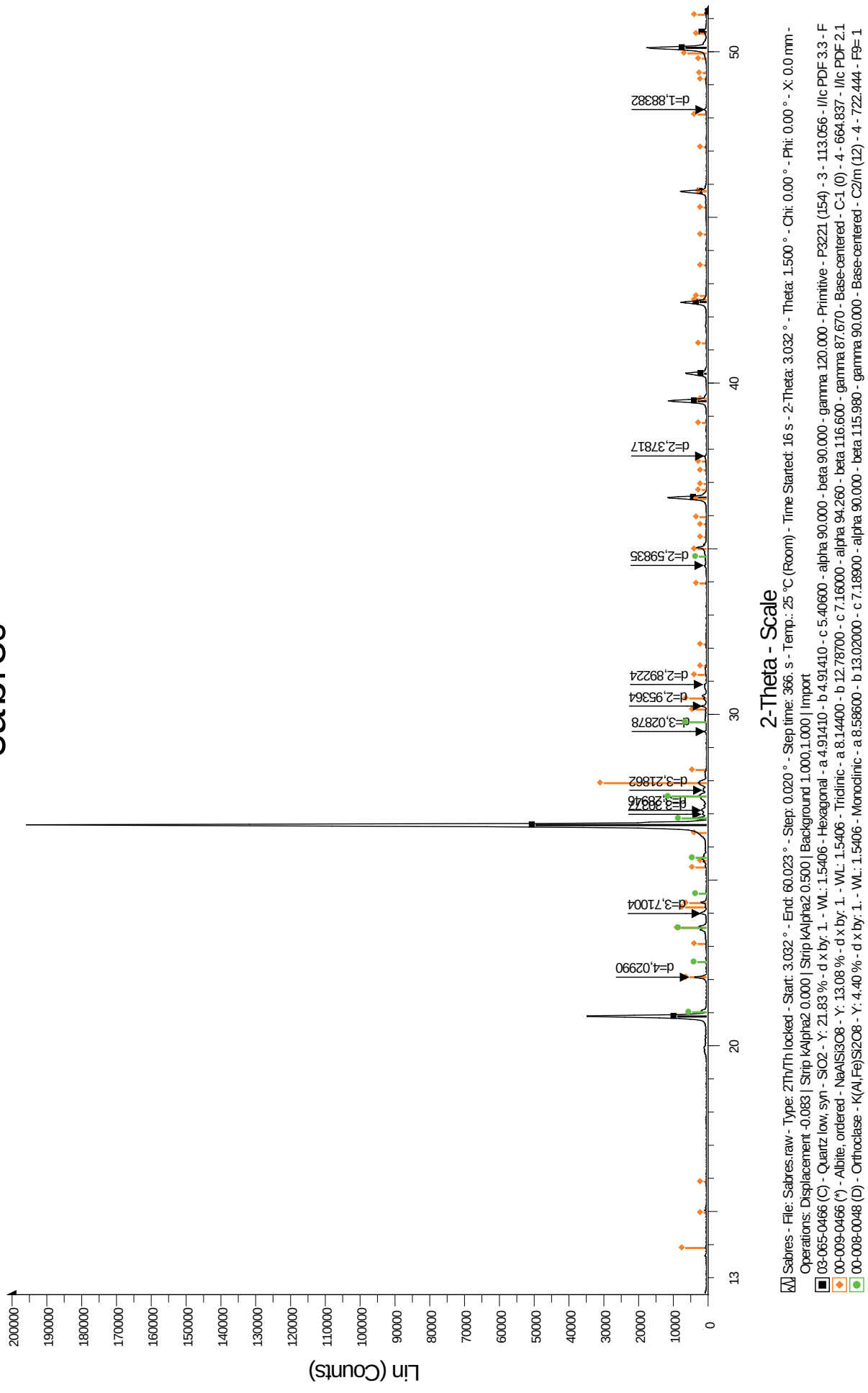
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 6.13 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1

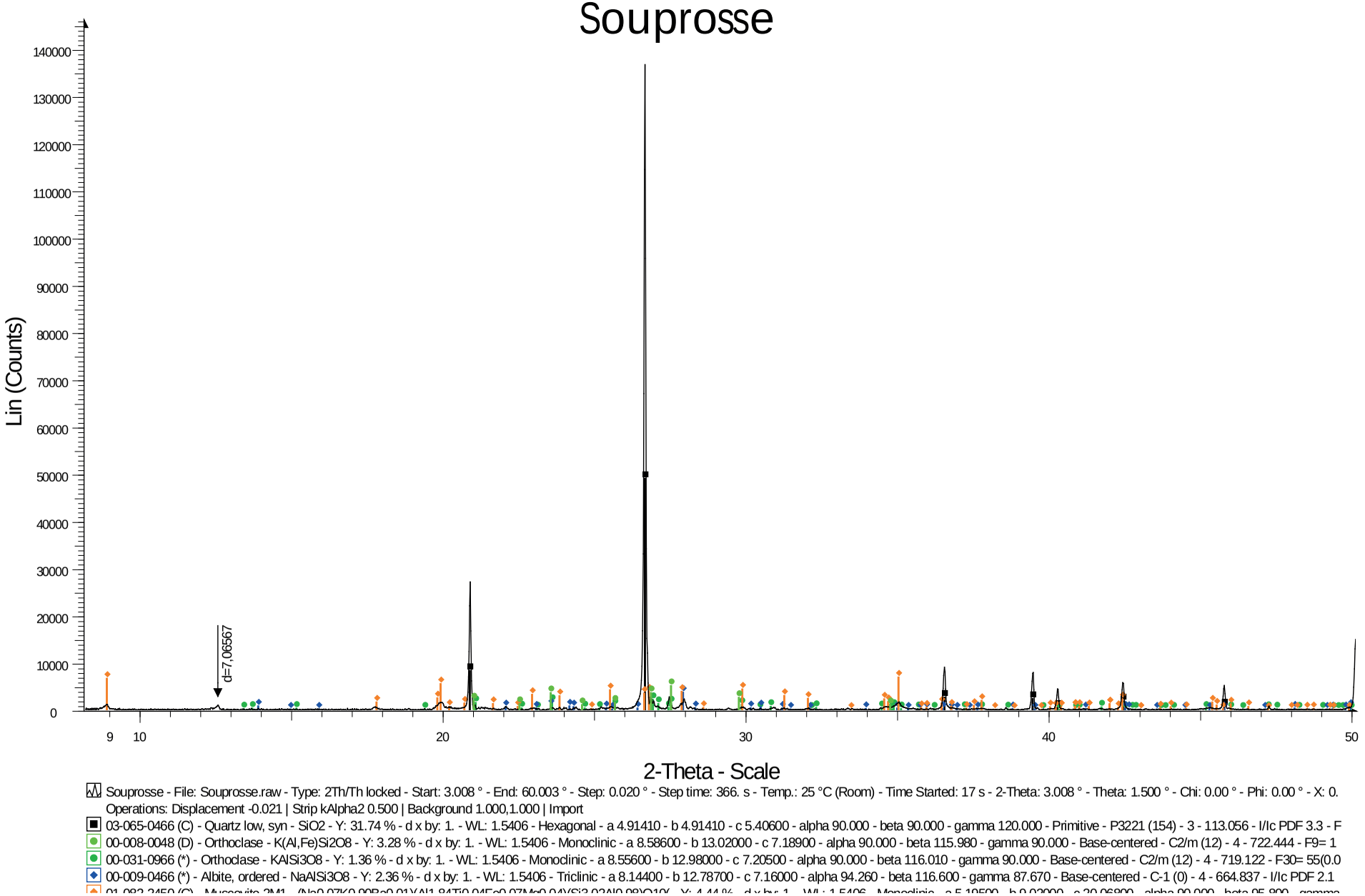
01-082-2450 (C) - Muscovite 2M1 - (Na0.07K0.90Ba0.01)(Al1.84Ti0.04Fe0.07Mg0.04)(Si3.02Al0.98)O10(- Y: 1.15 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19500 - b 9.02000 - c 20.06800 - alpha 90.000 - beta 95.800 - gamma

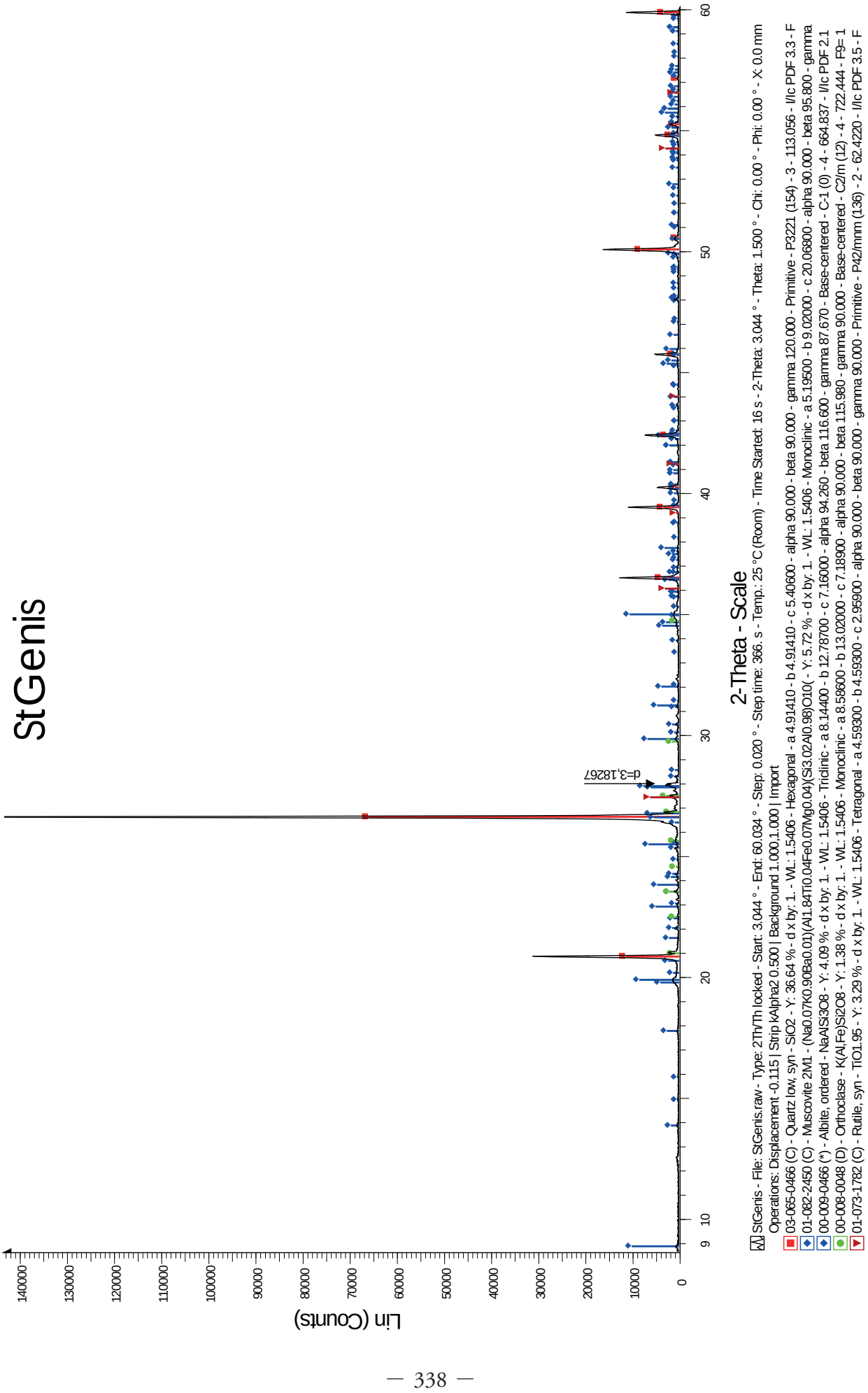

Midou
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=4,03626
d=3,69916
d=3,29944
d=3,21113
d=2,89977
d=2,76547
Midou - File: Midou.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.036 ° - End: 60.027 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 16 s - 2-Theta: 3.036 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm - Y
Operations: Displacement -0.094 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 24.10 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 4.48 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1
01-082-2450 (C) - Muscovite 2M1 - (Na0.07K0.90Ba0.01)(Al1.84Ti0.04Fe0.07Mg0.04)(Si3.02Al0.98)O10(- Y: 0.84 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19500 - b 9.02000 - c 20.06800 - alpha 90.000 - beta 95.800 - gamma

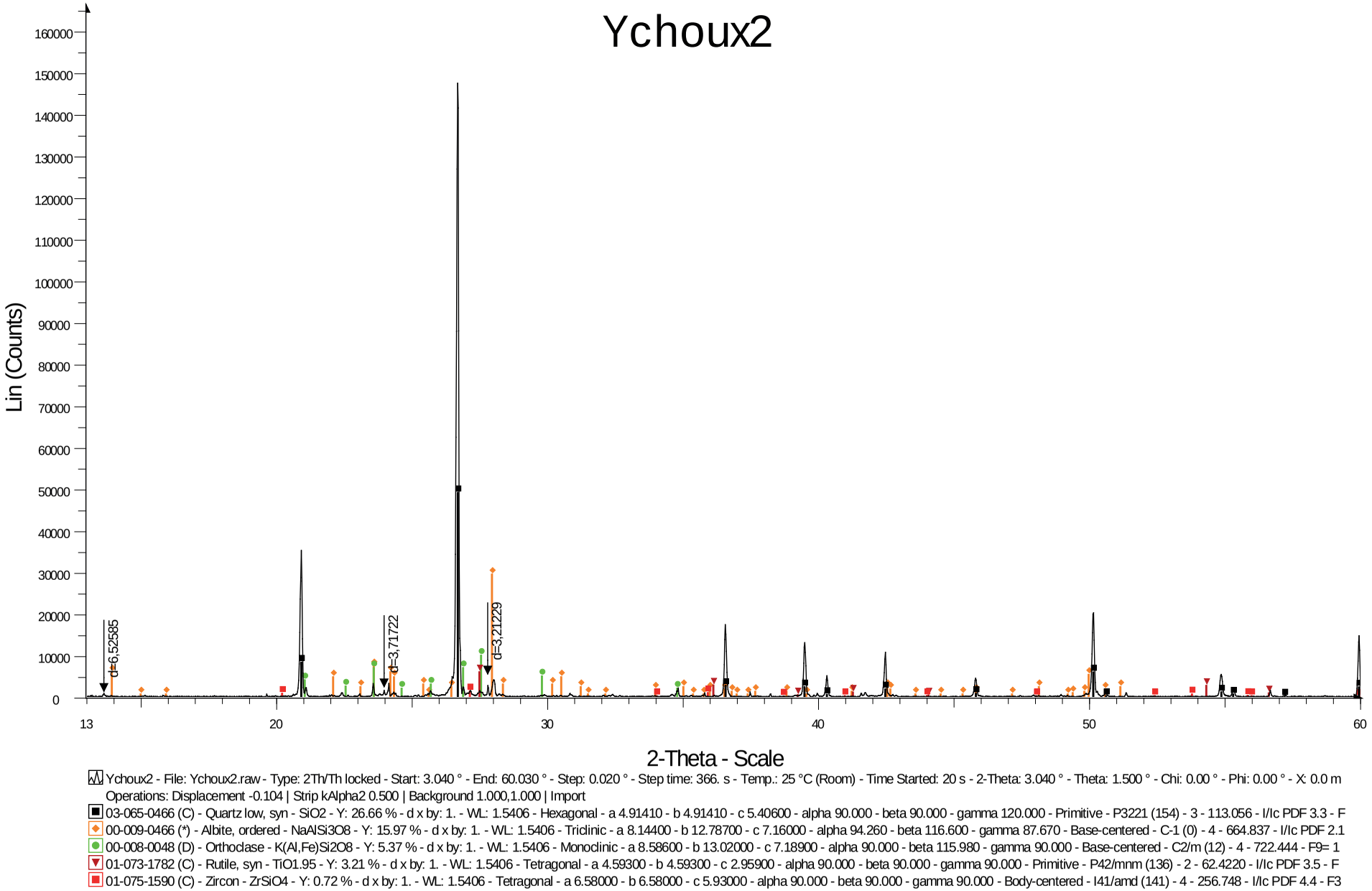
Romenteres


Lin (Counts)
180000
170000
160000
150000
140000
130000
120000
110000
100000
90000
80000
70000
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
9
10
20
30
40
50
2-Theta - Scale
Romenteres - File: Romenteres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.032 ° - End: 60.023 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 16 s - 2-Theta: 3.032 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X:
Operations: Displacement -0.083 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 22.80 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 5.19 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1
01-082-2450 (C) - Muscovite 2M1 - (Na0.07K0.90Ba0.01)(Al1.84Ti0.04Fe0.07Mg0.04)(Si3.02Al0.98)O10(- Y: 4.77 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19500 - b 9.02000 - c 20.06800 - alpha 90.000 - beta 95.800 - gamma


Sabres
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=4,02990
d=3,71004
d=3,28046
d=3,21862
d=3,02878
d=2,95364
d=2,89224
d=2,59835
d=2,37817
d=1,88382
Sabres - File: Sabres.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.032 ° - End: 60.023 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 16 s - 2-Theta: 3.032 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm -
Operations: Displacement -0.083 | Strip kAlpha2 0.000 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 21.83 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 13.08 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 4.40 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1


Souprosse
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=7,06567
Souprosse - File: Souprosse.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.008 ° - End: 60.003 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 17 s - 2-Theta: 3.008 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.
Operations: Displacement -0.021 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 31.74 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 3.28 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1
00-031-0966 (*) - Orthoclase - KAlSi3O8 - Y: 1.36 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.55600 - b 12.98000 - c 7.20500 - alpha 90.000 - beta 116.010 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 719.122 - F30= 55(0.0
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 2.36 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1


StGenis
Lin (Counts)
2-Theta - Scale
d=3,18267
StGenis - File: StGenis.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.044 ° - End: 60.034 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 16 s - 2-Theta: 3.044 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 mm
Operations: Displacement -0.115 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 36.64 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
01-082-2450 (C) - Muscovite 2M1 - (Na0.07K0.90Ba0.01)(Al1.84Ti0.04Fe0.07Mg0.04)(Si3.02Al0.98)O10(- Y: 5.72 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 5.19500 - b 9.02000 - c 20.06800 - alpha 90.000 - beta 95.800 - gamma
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 4.09 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 1.38 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1
01-073-1782 (C) - Rutile, syn - TiO1.95 - Y: 3.29 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 4.59300 - b 4.59300 - c 2.95900 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - P42/mnm (136) - 2 - 62.4220 - I/Ic PDF 3.5 - F


Ychoux2
Lin (Counts)
160000
150000
140000
130000
120000
110000
100000
90000
80000
70000
60000
50000
40000
30000
20000
10000
0
d=6,52585
d=3,71722
d=3,21229
13
20
30
40
50
60
2-Theta - Scale
Ychoux2 - File: Ychoux2.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 3.040 ° - End: 60.030 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 366. s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 20 s - 2-Theta: 3.040 ° - Theta: 1.500 ° - Chi: 0.00 ° - Phi: 0.00 ° - X: 0.0 m
Operations: Displacement -0.104 | Strip kAlpha2 0.500 | Background 1.000,1.000 | Import
03-065-0466 (C) - Quartz low, syn - SiO2 - Y: 26.66 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Hexagonal - a 4.91410 - b 4.91410 - c 5.40600 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 120.000 - Primitive - P3221 (154) - 3 - 113.056 - I/Ic PDF 3.3 - F
00-009-0466 (*) - Albite, ordered - NaAlSi3O8 - Y: 15.97 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Triclinic - a 8.14400 - b 12.78700 - c 7.16000 - alpha 94.260 - beta 116.600 - gamma 87.670 - Base-centered - C-1 (0) - 4 - 664.837 - I/Ic PDF 2.1
00-008-0048 (D) - Orthoclase - K(Al,Fe)Si2O8 - Y: 5.37 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Monoclinic - a 8.58600 - b 13.02000 - c 7.18900 - alpha 90.000 - beta 115.980 - gamma 90.000 - Base-centered - C2/m (12) - 4 - 722.444 - F9= 1
01-073-1782 (C) - Rutile, syn - TiO1.95 - Y: 3.21 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 4.59300 - b 4.59300 - c 2.95900 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Primitive - P42/mnm (136) - 2 - 62.4220 - I/Ic PDF 3.5 - F
01-075-1590 (C) - Zircon - ZrSiO4 - Y: 0.72 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 6.58000 - b 6.58000 - c 5.93000 - alpha 90.000 - beta 90.000 - gamma 90.000 - Body-centered - I41/amd (141) - 4 - 256.748 - I/Ic PDF 4.4 - F3

Annexe 3
Coordonnées géographiques coupes stratigraphiques analysées

COUPES STRATIGRAPHIQUES

Commune	Lieu - Dit	Longitude	Latitude	Référence
Belin-Beliet	Le Passage	-0,79	44,47	Ce travail
Brach	Tuilerie	-0,91	45,04	Ce travail
Cestas	Les-Pins-de-Jarry	-0,74	44,69	Bertran *et al.* (2009)
Cussac-Fort-Médoc	Le Moulin de Beyron	-0,75	45,11	Bertran *et al.* (2013) ; Lenoble *et al.* (2012)
Dax	Le Golf	-1,08	43,69	Bertran, inédit
Fargues-sur-Ourbise	Lumé	0,14	44,23	Ce travail
Grayan-et-l'Hopital	Le Gurp 1	-1,15	45,44	Ce travail
Grayan-et-l'Hopital	Le Gurp 2	-1,15	45,44	Ce travail
Hostens	Larrusey	-0,65	44,48	Ce travail
Hourtin	Les Jolles	-0,98	45,15	Ce travail
Lacanau	Canal de Caupos	-1,07	44,93	Ce travail
Lacanau	Cabaley	-1,06	45,01	Ce travail
Lanton	Blagon	-0,96	44,83	Ce travail
Le Barp	Pot-au-Pin	-0,76	44,68	Ce travail
Le Barp	Les Gargails	-0,78	44,67	Ce travail
Le Petit Martinet (Escaudes)	Bernos-Beaulac	-0,23	44,36	Bertran *et al.* (2011)
Léognan	Lac Bleu	-0,62	44,72	Bertran *et al.* (2013) ; Lenoble *et al.* (2012)
Lerm-et-Musset	Sablière	-0,18	44,35	Bertran *et al.* (2011)
Meilhan	Bois-de-Marsacq	-0,67	43,90	Lenoble, inédit
Mérignac	Chronopost (Aéroport)	-0,69	44,83	Bertran *et al.* (2013)
Parentis-en-Born	Le-Boulouc-de-Fabre	-1,06	44,40	Ce travail
Pessac	Bacalan	-0,67	44,78	Bertran *et al.* (2013); Lenoble *et al.* (2012)
Retjons	Lamoulasse	-0,28	44,10	Bertran *et al.* (2011)
Rion-des-Landes	Pouy-Joseph	-0,92	43,92	Bertran *et al.* (2011)
Roquefort	Le Sendié	-0,92	43,92	Bertran *et al.* (2011)
Sabres	Couailles	-0,75	44,18	Ce travail
Saint-Aubin-de-Médoc	Château Montgaillard	-0,79	44,92	Bertran *et al.* (2013)
Saint-Cricq-Villeneuve	Jouambet	-0,36	43,90	Bertran *et al.* (2011)
Saucats	Les Lots	-0,64	44,68	Ce travail
Saugnacq-et-Muret	Ruisseau de l'Hilaire	-0,82	44,42	Ce travail
Saugnacq-et-Muret	Locbeihl	-0,81	44,40	Ce travail
St-Laurent-Médoc	Saussac	-0,81	45,14	Bertran *et al.* (2009)
St-Laurent-Médoc	Plaine du Jonc	-0,92	45,15	Ce travail
St-Médard-en-Jalles	Camp de Souge	-0,88	44,87	Ce travail
Yert	Laluque	-0,95	43,86	Ce travail

Coordonnées sites exprimées selon le système WGS84.

Annexe 4
Coordonnées géographiques localités à galets éolisés

GALETS EOLISES

Commune	Longitude	Latitude	Référence	Commune	Longitude	Latitude	Référence
Andoins	-0,21	43,29	Millet, inédit	Laruscade	-0,33	45,11	Ce travail
Arcins	-0,71	45,08	Boye (1968)	Laruscade	-0,32	45,13	Ce travail
Auriac	-0,33	43,46	Bertran et al. 2011	Laruscade	-0,32	45,12	Ce travail
Avensan	-0,78	44,96	Ce travail	Laruscade	-0,35	45,13	Mouline (1967)
Bedenac	-0,30	45,17	Ce travail	Laruscade	-0,36	45,12	Mouline (1967)
Bedenac	-0,33	45,18	Mouline (1967)	Lasclaveries	-0,29	43,42	Millet, inédit
Bedenac	-0,29	45,19	Mouline (1967)	Lelin	-0,14	43,70	Millet, inédit
Bedenac	-0,31	45,19	Mouline (1967)	Lelin Lapujolle	-0,15	43,70	Millet, inédit
Bedenac	-0,34	45,17	Mouline (1967)	Léognan	-0,62	44,72	Ce travail
Bedenac	-0,30	45,17	Mouline (1967)	Lévignac	1,21	43,66	Millet, inédit
Belin-Beliet	-0,80	44,51	Ce travail	Listrac-Médoc	-0,75	45,09	Boye (1968)
Belin-Beliet	-0,79	44,47	Ce travail	Listrac-Médoc	-0,79	45,09	Boye (1968)
Belin-Beliet	-0,82	44,50	Ce travail	Listrac-Médoc	-0,79	45,09	Boye (1968)
Bois	-0,61	45,49	Ce travail	Listrac-Médoc	-0,76	45,10	Boye (1968)
Boumeou	-0,04	43,52	Millet, inédit	Listrac-Médoc	-0,80	45,09	Boye (1968)
Boussens	0,96	43,17	Millet, inédit	Mascaraás	-0,22	43,53	Millet, inédit
Brach	-0,90	45,04	Ce travail	Maulichères	-0,09	43,69	Millet, inédit
Bussac-Forêt	-0,41	45,21	Mouline (1967)	Mérenvielle	1,18	43,62	Millet, inédit
Bussac-Forêt	-0,39	45,17	Mouline (1967)	Moncaup	-0,04	43,48	Millet, inédit
Canéjan	-0,66	44,75	Ce travail	Mondavezan	1,05	43,26	Millet, inédit
Canéjan	-0,64	44,76	Ce travail	Mondavezan	1,01	43,24	Millet, inédit
Castelmayran	1,02	44,02	Millet, inédit	Montaigut	1,25	43,68	Millet, inédit
Caumont	0,99	44,01	Millet, inédit	Montaigut	1,23	43,67	Millet, inédit
Caumont	-0,10	43,69	Millet, inédit	Montaigut	1,24	43,67	Millet, inédit
Cercoux	-0,18	45,11	Mouline (1967)	Moulis-en-Médoc	-0,76	45,06	Boye (1968)
Cercoux	-0,17	45,12	Mouline (1967)	Moulis-en-Médoc	-0,75	45,07	Boye (1968)
Cercoux	-0,18	45,12	Mouline (1967)	Pessac	-0,67	44,78	Ce travail
Cerons	-0,33	44,63	Boye (1968)	Pessac	-0,61	44,81	Ce travail
Cerons	-0,34	44,62	Boye (1968)	Plassac	-0,57	45,43	Mouline (1967)
Cerons	-0,34	44,62	Boye (1968)	Podensac	-0,38	44,64	Boye (1968)
Cerons	-0,34	44,63	Boye (1968)	Podensac	-0,37	44,65	Boye (1968)
Cerons	-0,35	44,63	Boye (1968)	Podensac	-0,35	44,65	Boye (1968)
Cerons	-0,36	44,63	Boye (1968)	Podensac	-0,36	44,64	Boye (1968)
Cézac	-0,38	45,08	Ce travail	Podensac	-0,36	44,63	Boye (1968)
Cissac-Médoc	-0,86	45,20	Ce travail	Podensac	-0,36	44,64	Boye (1968)
Clérac	-0,29	45,16	Mouline (1967)	Podensac	-0,37	44,64	Boye (1968)
Consac	-0,60	45,43	Mouline (1967)	Podensac	-0,37	44,64	Boye (1968)
Corignac	-0,40	45,26	Ce travail	Portets	-0,19	43,58	Millet, inédit
Corignac	-0,41	45,27	Mouline (1967)	Preignac	-0,29	44,57	Boye (1968)
Corignac	-0,40	45,25	Mouline (1967)	Preignac	-0,30	44,57	Boye (1968)
Courneillan	-0,20	43,65	Millet, inédit	Pujols-sur-Ciron	-0,35	44,58	Boye (1968)
Cussac-Fort-Médoc	-0,72	45,11	Boye (1968)	Pujols-sur-Ciron	-0,34	44,58	Boye (1968)
Donnezac	-0,43	45,25	Ce travail	Pujols-sur-Ciron	-0,35	44,58	Boye (1968)
Donnezac	-0,43	45,22	Ce travail	Reignac	-0,49	45,24	Ce travail
Donnezac	-0,45	45,26	Mouline (1967)	Reignac	-0,51	45,23	Mouline (1967)
Donnezac	-0,47	45,25	Mouline (1967)	Reignac	-0,49	45,20	Mouline (1967)
Donnezac	-0,45	45,23	Mouline (1967)	Saint-Aubin-de-Méd	-0,79	44,92	Ce travail
Donnezac	-0,43	45,21	Mouline (1967)	Saint-Caprais-de-Bla	-0,58	45,28	Mouline (1967)
Donnezac	-0,45	45,21	Mouline (1967)	Saint-Ciers-sur-Giron	-0,59	45,27	Mouline (1967)
Donnezac	-0,48	45,18	Mouline (1967)	Saint-Savin	-0,44	45,18	Mouline (1967)
Dunes	0,80	44,08	Millet, inédit	Saint-Savin	-0,44	45,15	Mouline (1967)
Escoubes	-0,25	43,40	Millet, inédit	Salies sur Salat	0,95	43,12	Millet, inédit
Fargues	-0,30	44,56	Boye (1968)	Saucats	-0,64	44,68	Ce travail
Fargues	-0,29	44,56	Boye (1968)	Soublecause	-0,04	43,53	Millet, inédit
Grenade-sur-Garonne	1,22	43,76	Millet, inédit	St-Ciers-sur-Gironde	-0,61	45,28	Ce travail
Grenade-sur-Garonne	1,22	43,76	Millet, inédit	St-Clar-de-Rivière	1,20	43,48	Millet, inédit
Hourtin	-0,98	45,15	Ce travail	St-Clar-de-Rivière	1,21	43,48	Millet, inédit
Hourtin	-0,98	45,16	Ce travail	St-Clar-de-Rivière	1,19	43,48	Millet, inédit
Illats	-0,34	44,61	Boye (1968)	St-Jean Poudge	-0,19	43,53	Millet, inédit
Illats	-0,35	44,61	Boye (1968)	St-Jean Poudge	-0,19	43,53	Millet, inédit
Illats	-0,36	44,63	Boye (1968)	St-Laurent-Médoc	-0,92	45,15	Ce travail
Illats	-0,38	44,63	Boye (1968)	St-Laurent-Médoc	-0,80	45,12	Boye (1968)
Illats	-0,38	44,63	Boye (1968)	St-Laurent-Médoc	-0,81	45,11	Boye (1968)
La Brède	-0,55	44,68	Ce travail	Toulenne	-0,29	44,57	Boye (1968)
Lamarque	-0,72	45,09	Boye (1968)	Toulenne	-0,27	44,56	Boye (1968)
Lamarque	-0,71	45,10	Boye (1968)	Virelade	-0,38	44,65	Boye (1968)
Lamarque	-0,71	45,10	Boye (1968)	Virelade	-0,39	44,64	Boye (1968)
Lapouyade	-0,32	45,13	Ce travail	Virelade	-0,40	44,64	Boye (1968)
Lapouyade	-0,25	45,11	Mouline (1967)				

Coordonnées sites exprimées selon le système WGS84.

Résumé:
Les dépôts éoliens quaternaires du Bassin aquitain constituent un rare exemple de système éolien périglaciaire fossile loin des marges des grands inlandsis. L'étude de ce système permet d'appréhender l'expression de la dynamique éolienne dans une région située, au cours des stades gla- ciaires, à la charnière entre le domaine nord- européen sous influence du pergélisol continu et la ceinture semi-aride/aride à gel saisonnier du sud de l'Europe. L'étude de ces dépôts éoliens contribue enfin à améliorer la caractérisation des paysages auxquels les groupes paléolithiques du SO de la France ont été confrontés. Dans cette perspective, ce travail propose un bilan chronostratigraphique des accumulations sableuses plé- istocènes et holocènes dans le désert des Landes, ainsi qu'une analyse cartographique des principaux faciès éoliens du Bassin Aquitain. Le bilan est fondé sur l'étude stratigraphique détaillée (faciès sédimentaires, paléopédologie) de nombreuses coupes inédites et sur 75 dates numériques (OSL, ESR, 14C). La morphologie des édifices dunaires, l'organisation spatiale des faciès et leur origine sont abordées en combinant : 1) une étude cartographique des dunes à l'aide d'un SIG; 2) une étude géostatistique des variations d'épaisseur et des gradients granulométriques; 3) une étude géochimique (statistiques multivariées pour données compositionnelles) des dépôts lœssiques et de leurs sources potentielles. L'histoire de l'erg landais qui en résulte s'avère être complexe. Cet erg s'installe dès le Pléistocène inférieur et des épandages sableux Pléistocène moyen ont été documentés, en accord avec les enregistrements en milieu lœssique. Un cadre chronostratigraphique détaillé est établi pour le Pléistocène supérieur. La phase la plus ancienne (56–50 ka) correspond à des épandages sableux en contexte relativement humide, influencé par les variations du niveau de la nappe phréatique et associé à de vastes champs de rides barkhanoïdes ou transverses de faible ampleur (type zibars). Pendant cette phase, un gley tourbeux se développe et témoigne d'un épisode de diminution de la sédimentation sableuse (probablement GI-14), associé à une végétation steppique à graminées et armoises. Entre 50 et 25 ka les accumulations sableuses sont rares en réponse à l'éloignement du rivage lié à la baisse du niveau marin et/ou à cause d'une diminution de l'activité éolienne suite à l'installation d'un pergélisol. Entre 25 et 14 ka, de vastes épandages sableux se forment dans un contexte de plus en plus sec et cette phase correspond vraisemblablement à l'extension maximum du désert des Landes. Au Tardiglaciaire, la colonisation des sables par la végétation est tardive et la dynamique éolienne reste active tout au long du Bølling et jusqu'à la première partie de l'Allerød. L'installation d'une forêt boréale dans les Landes se produit à la fin de l'Allerød et se marque par le développement d'un podzosol juvénile. Au cours de la détérioration climatique du Dryas récent, des champs de dunes paraboliques s'édifient. Leur mise en place semble avoir débuté localement dès l'oscillation froide intra-Allerød. Pour le Pléistocène supérieur, les principaux facteurs qui ont contrôlé la distribution des faciès éoliens et le bilan sédimentaire ont pu être définis. D'un point de vue paléogéographique, l'erg aquitain apparait composé d'une mosaïque de dépôts éoliens d'âge différent : principalement Pléistocène moyen dans le Médoc, Pléniglaciaire moyen weichsélien au sud du Plateau Girondin et Pléniglaciaire supérieur dans le sud des Landes. La comparaison avec les enregistrements éoliens eu- ropéens (Pays-Bas, Angleterre, NO de la France, Espagne, Portugal) montre que le Bassin Aquitain présente de nombreuses affinités avec le SO de l'Europe. La modélisation spatiale de la granularité des dépôts éoliens et l'étude géochimique convergent vers une relation génétique entre les différents faciès éoliens. Les lœss dérivent principalement de l'abrasion des sables. Seuls les lœss de l'Entre-deux-Mers montrent une contribution d'origine fluviatile significative. La direction des vents nourriciers, obtenue à partir des gradients granulométriques et des morphologies dunaires, semble avoir changé au cours du temps. Celle-ci est orientée O-E au Pléniglaciaire moyen, puis NO-SE au Pléniglaciaire supérieur, tandis qu'au Dryas récent la direction est plutôt SSO-NNE. Dans ce travail, l'hypothèse d'un changement de la saison à laquelle les sables sont remobilisés est privilégiée. Ainsi, par comparaison avec la distribution azimutale actuelle des vents à l'échelle de l'année et en accord avec les reconstitutions pour le LGM, il est suggéré qu'au Pléniglaciaire supérieur la déflation éolienne était décalée vers la saison estivale, c'est-à-dire après la phase de dégel des sols et de fonte de la neige. Au contraire, les orientations établies pour le Pléniglaciaire moyen et le Dyras récent refléteraient une déflation active en période hivernale.

Mots-clés: dépôts éoliens ; périglaciaire ; paléoenvironnement ; paléopédologie ; géochimie ; géostatistique ; SIG ; géomorphologie ; Bassin d'Aquitaine ; Erg Landais ; désert des Landes de Gascogne ; dynamiques de peuplement en milieu désertique

Abstract:
Quaternary aeolian deposits in the Aquitaine Basin (SW France) provide rare evidence of fossil periglacial aeolian systems located some distance from ice-sheet margins. Studying such systems sheds light on aeolian dynamics in a region which, during glacial periods, lay between the northern European zone with continuous permafrost and the permafrost-free semi-arid/arid belt of southern Europe. Understanding the evolution of Quaternary aeolian deposits in southwestern France also adds further detail to reconstructing landscapes exploited by the region's Upper Paleolithic groups. Here, a chronostratigraphic synthesis of Pleistocene and Holocene aeolian sand deposits in the Landes region is presented alongside a cartographic analysis of the Aquitaine Basin's main aeolian facies. The chronostratigraphic framework presented here is based on a detailed stratigraphic analysis (sedimentary facies, palaeopedology) of numerous unpublished profiles and 75 new radiometric dates (OSL, ESR, 14C). Sand dune morphology, as well as the spatial distribution and origin of the different facies, are addressed using a combination of (1) a cartographic study of dunes with the help of GIS; 2) a geostatistical analysis of dune thickness variability and granulometric gradients; 3) a geochemical study of loess deposits and their potential sources. The above updates and adds new elements to our understanding of the Landes Erg, which developed as early as the Early Pleistocene. Middle Pleistocene aeolian sandsheets were also documented, which fits well with the regional loess record. A detailed Upper Pleistocene chronostratigraphy was also established, whose earliest phase (56-50 ka) corresponds to wet aeolian sandsheets that accumulated in relatively wet conditions and were influenced by changes in the level of the water-table. This facies corresponds to the development of large fields of transverse, low-amplitude barkhanoids ridges (zibar). During this phase, the development of a peaty gley demonstrates a reduction in aeolian sand sedimentation (probably GI 14) and the emergence of steppic vegetation composed of grasses and sagebrush. There is relatively little evidence for sandy accumulations between 50 and 25 ka and it remains to be seen whether this is tied to a reduction in aeolian activity or a lack of relevant stratigraphic profiles. From 25 to 14 ka, large sandsheets formed in an increasingly dry context, probably coincident with the maximum expansion of the Landes desert. During the Lateglacial, the spread of vegetation is slowed by sandy aeolian landscapes, which remained unstable throughout the Bølling and into the first part of Allerød. Boreal forests develop in the Landes at the end of the Allerød, a period marked by the development of an albic arenosol. During the Younger-Dryas climatic deterioration, parabolic dunes fields form in the region; however, such dune formations may have developed as early as the cold intra-Allerød cold event. The main factors controlling the distribution of aeolian facies and the sedimentary balance over time have been also defined. In terms of paleogeography, we highlight the spatial complexity of the Aquitaine's Erg surface that appears to be composed of several generations of aeolian deposits: primarily Middle Pleistocene in the Medoc region, Middle Pleniglacial south of the Gironde plain, and Upper Pleniglacial in southern part of the Landes region. Comparison with the European record (Netherlands, England, France, Spain, Portugal) demonstrates that the Aquitaine Basin shares many chrono-stratigraphical similarities with southwestern Europe. Spatial modeling of aeolian granulometric gradients combined with geochemical analysis provide insights concerning genetic relationships between aeolian facies. Loess deposits primarily result from aeolian abrasion, with only those from the Entre-deux-Mers region incorporating a fluvial component. Prevailing wind directions, as demonstrated by granulometric gradients and aeolian dune morphology, appear to have changed over time; blowing from the west during the Middle Pleniglacial, the north-west during the Upper Pleniglacial, and from south-southwest throughout the Younger Dryas. Here, we connect changing wind directions to seasonal variations in aeolian transport. Comparing annual azimuthal distribution of current wind regimes with wind regime models for LGM suggests that during the Upper Pleniglacial the dominant aeolian transport season shifted towards the summer, i.e. after seasonally frozen ground thawed and snow cover melted. Conversely, Middle Pleniglacial and Younger Dryas wind regimes reflect a general deflation during the winter.

Keywords: aeolian deposits ; periglacial ; palaeoenvironment ; palaeopedology ; geochemistry ; geostatistics ; GIS ; geomorphology ; Aquitaine Basin ; Lande's Erg ; Landes de Gascogne Desert ; peopling dynamics in desert environments

PACEA - UMR 5199
Université Bordeaux
1 Avenue des facultés
33405 Talence Cedex