HAL
open science

Evolution géomorphologique périglaciaire du Massif de Fontainebleau

Médard Thiry, Marie Nieves Liron

To cite this version:

Médard Thiry, Marie Nieves Liron. Evolution géomorphologique périglaciaire du Massif de Fontainebleau. Bulletin Association Naturalistes Vallée du Loing, 2014, 88 (3), pp.102-118. hal-01236689

HAL Id: hal-01236689

https://minesparis-psl.hal.science/hal-01236689v1

Submitted on 7 Dec 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.

GEOMORPHOLOGIE

EVOLUTION GEOMORPHOLOGIQUE PERIGLACIAIRE DU MASSIF DE FONTAINEBLEAU

Par Médard Thiry et Marie Nieves Liron

Citation proposée : Thiry M. & Liron M.-N., 2012 (2014). Evolution géomorphologique périglaciaire du Massif de Fontainebleau. *Bull. Ass. Natur. Vallée Loing*, **88** (3) : 102-118.

Mots-clés : Géomorphologie, Fontainebleau, Erosion, Vents, Reliefs, Platières, Chaos rocheux, Sables.

Résumé : Les marques de l'action éolienne sont nombreuses dans le Massif de Fontainebleau. Ce sont divers dépôts reconnus antérieurement : dunes, limons et grèzes. Mais aussi des marques d'érosion qui n'avaient guère retenu l'attention : alvéoles vidées par le vent, couloirs d'érosion kilométriques, dénudation de platières avec évidement de dépressions à l'origine des mares. Ces actions éoliennes ont contribué à différencier la façade occidentale au vent avec des reliefs plus vifs et plus ciselés, des chaos rocheux plus dégagés, des versants de sables nus. En revanche dans les parties orientales sous le vent, les reliefs sont moins vifs, les escarpements des platières et les chaos rocheux sont plus « empâtés » dans le sable et les platières y ont une couverture sableuse plus importante. Les dispositions héritées des actions éoliennes influent profondément sur la nature des sols et la biodiversité du Massif.

Introduction

Les Sables de Fontainebleau qui forment les escarpements entre les plateaux calcaires de Brie et de Beauce, sont couverts de forêts et forment une vaste ceinture verte au sud de Paris. Ces paysages sont de longue date pays de châteaux, de chasse et de villégiature. Dans cette ceinture, le Massif de Fontainebleau constitue un paysage tout à fait particulier et probablement unique, par la régularité des alignements gréseux qui forment des bandes étroites de largeur hectométrique, qui se suivent sur 5 à 10 kilomètres de longueur (Fig. 1).

Ces modelés spécifiques ont intrigué les premiers géologues et ont continué à alimenter discussions et controverses pendant plus d'un siècle. Il y a dans ces modelés une empreinte très forte de la structuration géologique primaire qui a été reconnue depuis longtemps. Les grands alignements correspondent aux morphologies dunaires du sommet des Sables de Fontainebleau (Dollfus, 1911 ; Alimen, 1936), qui ont été silicifiées préférentiellement en raison des caractéristiques hydrologiques des sables éoliens qui les constituent (Thiry & Ayrault, 1988). La relative fragilité des Calcaires d'Etampes de la couverture et l'érodabilité des sables eux-mêmes a conduit à la mise en relief des dalles gréseuses (Fig. 2).

Néanmoins, la mise en exergue de ces structurations géologiques par les processus d'érosion a été peu discutée. Les processus éoliens apparaissent comme ayant joué un rôle majeur dans le développement de ces reliefs (Thiry *& al.*, 2010). Dans le présent article, nous proposons d'examiner les évidences de l'action périglaciaire sur les paysages du Massif de Fontainebleau et de les replacer par rapport à la physiographie d'ensemble du Massif. De plus, nous montrerons comment cette empreinte éolienne a contribué au développement et à l'agencement de certains biotopes inestimables qui ont été inventoriés dans ce massif forestier et rocheux.

Premières réflexions sur les reliefs du Massif

Les reliefs caractéristiques du Massif de Fontainebleau, avec chaos, platières et vallées, ont très tôt interpellé les «naturalistes» qui fréquentaient la forêt. C'est le creusement des vallées parallèles et dépourvues d'eau qui a évidemment frappé les premiers observateurs.

L'érosion par ruissellement

Le premier qui a abordé cette question est l'ingénieur Belgrand, ingénieur du Baron Haussmann pour les grands travaux d'adduction

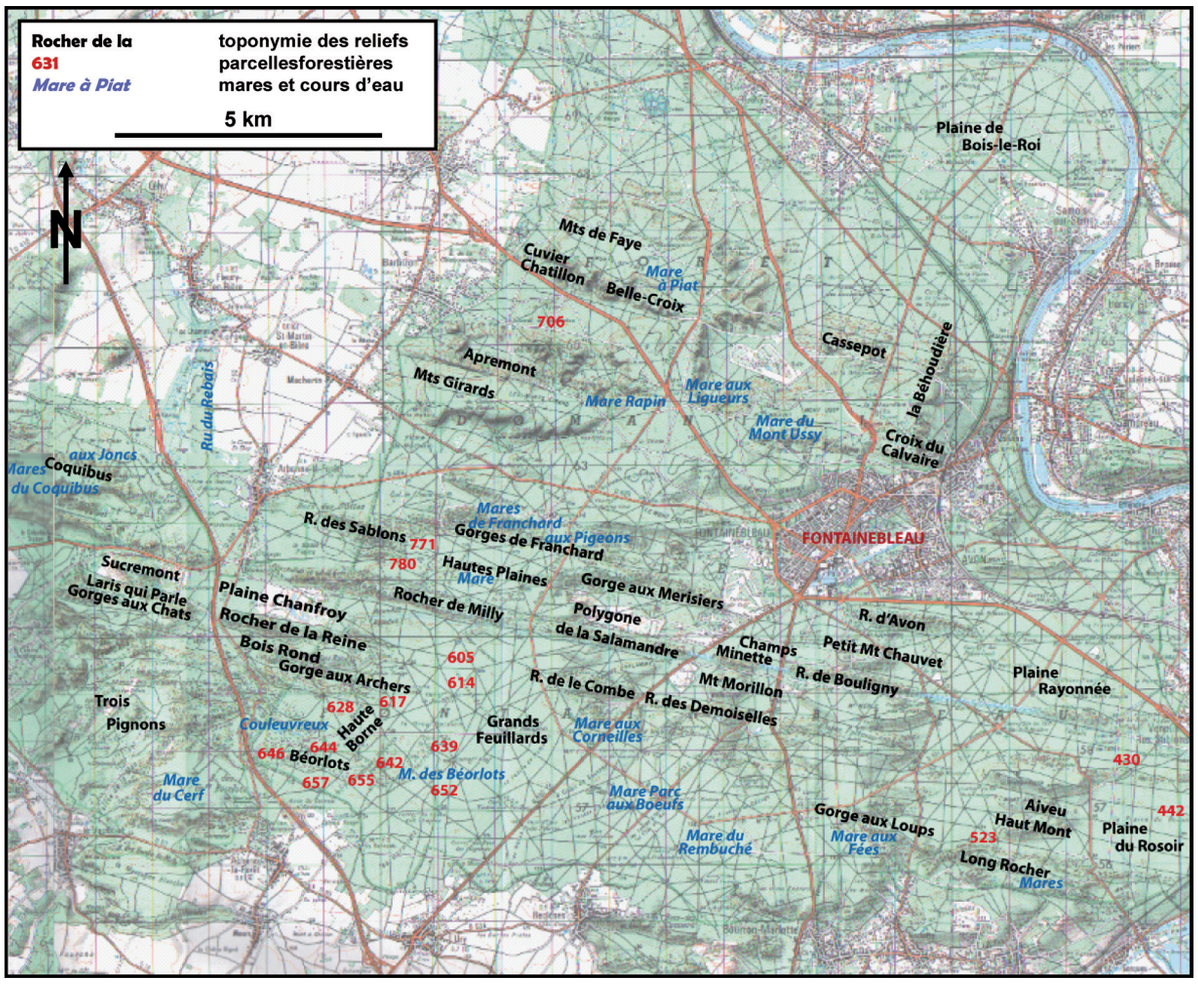

Fig. 1 : Carte topographique du Massif de Fontainebleau montrant la structuration du massif selon de grands alignements orientés WNW. Ces grands alignements kilométriques sont armés par des dalles de grès qui forment des platières qui dominent d'environ 60 mètres les plaines et vallées creusées dans les sables. Des plateaux ou monts, formés de calcaire, sont surtout développés dans la partie méridionale du Massif et se raccordent au Plateau de Beauce. La toponymie est principalement celle citée dans le texte. Assemblage carte IGN 1/50.000.

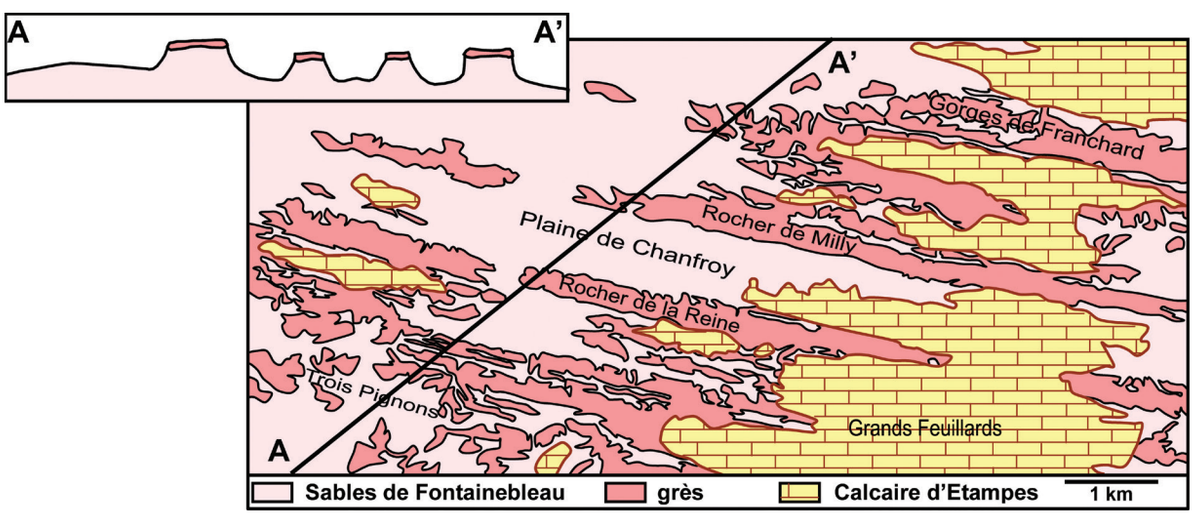

Fig. 2 : Carte géologique détaillée de l'ouest du Massif de Fontainebleau montrant les alignements dunaires armés par des dalles de grès et mises en relief par l'érosion. Les alignements majeurs ont un espacement d'environ 1 kilomètre. Carte d'après Ellenberger, 1984.

d'eau et d'assainissement de Paris et qui supervisa la planification de l'aqueduc de la Vanne. Belgrand (1869) attribue les morphologies allongées du Massif de Fontainebleau à un grand courant diluvien, «anté-Quaternaire», qui serait à l'origine de l'érosion des couches tertiaires sur tout le Bassin de Paris. Pour lui, la puissance du courant est telle qu'aucun élément érodé n'est laissé sur place. Etonnante vue catastrophiste pour un ingénieur, qui par ailleurs fait intervenir les lois de la physique et l'expérimentation pour expliquer la mise en place et le tri granulométrique des alluvions des vallées « actuelles ».

Douvillé (1885-86) démontre que les grès ne forment pas une couche continue, mais des bandes grossièrement parallèles et que par conséquent les reliefs actuels sont d'origine structurale, résultant d'une érosion différentielle, s'opposant en cela aux vues de Belgrand (1869). Dollfus (1893 et 1911) émet des conclusions analogues, mais en déniant l'intervention de la tectonique et des courants diluviens.

Le Commandant Barré (1902), reprend l'hypothèse d'une érosion fluviatile, mais modulée par la discontinuité des bandes gréseuses démontrée par Douvillé (1885-86). Il distingue une première période humide, avec des cours d'eau pérennes qui empruntent les grandes vallées, et une seconde période plus sèche pendant laquelle des dunes ont pu se former. C'est à notre connaissance la première fois que des phénomènes éoliens sont mentionnés.

Martel, « père de la spéléologie » qui explora des grottes et des sites à travers le monde, consacre une note à l'érosion des grès de Fontainebleau (Martel, 1910). L'auteur voyait dans les reliefs allongés du Massif de Fontainebleau, ainsi que dans les diverses formes des grès, l'action de courants violents et tourbillonnants. Si ces analyses paraissent « obsolètes » ou « d'arrière-garde » dès cette époque, la note nous laisse d'excellentes photographies de rochers et sites du massif qui constituent pour sûr des archives historiques.

L'action du vent

On a vu qu'il revient à Barré (1902) d'avoir le premier mentionné l'existence de dunes éoliennes dans le Massif de Fontainebleau. C'est Ellenberger (1938) qui reprend cette question et confirme la présence de dunes sur les monts et dans les vallées. Il généralise cette action éolienne en décrivant des polis éoliens et envisage que le vent a pu jouer un rôle important dans le déchaussement et le démantèlement des tables de grès. Il relie ces phénomènes à la période de mise en place des limons des plateaux.

Les travaux pédologiques et géomorphologiques de Morand (1966) établissent clairement le caractère éolien de la couverture limoneuse des plateaux calcaires. L'auteur montre que les limons sont essentiellement constitués de sables soufflés, directement remaniés des Sables de Fontainebleau qui affleuraient sur les versants et les dépressions. La question est reprise au courant des années 70-80 par l'équipe de géographie de l'Université Paris VII à l'occasion de l'élaboration de la carte géomorphologique de la bordure occidentale du massif (Dewolf *& al.*, 1984 ; Dewolf & Joly, 1984). C'est le premier document cartographique sur lequel figure la dynamique éolienne, avec des champs de dunes et des sables soufflés.

Il faut souligner qu'outre les régions désertiques chaudes, ce sont sous les climats périglaciaires des régions subarctiques que le vent joue un rôle important dans la géomorphologie (Péwé, 1969 ; Pye, 1987 ; Mason *& al.*, 1999 ; Seppälä, 2004). Plusieurs facteurs interviennent dans cette morphogénèse éolienne :

- la fréquence de vents violents ;
- les faibles précipitations ;
- la réduction du couvert végétal ;
- la sublimation de l'eau qui dessèche la surface des sols et laisse en place des matériaux silto-sableux meubles, propices à l'érosion ;
- la gélifraction des calcaires qui «ameublit» et prépare à l'érosion les couvertures calcaires.

Les principales régions périglaciaires actuelles s'étendent sur tout le nord du continent Eurasien, l'Amérique du nord et l'Alaska. Mais pendant les périodes froides du Quaternaire, la zone périglaciaire de l'hémisphère nord s'est déplacée vers le sud et a couvert un territoire beaucoup plus vaste, soit près d'un tiers des terres émergées (Ehlers & Gibbard, 2004). Des traces de son extension subsistent dans les régions tempérées, et nous nous proposons d'examiner les traces laissées par ces périodes froides sur le Massif de Fontainebleau.

Les dépôts quaternaires

Les dunes

Les dunes éoliennes quaternaires du Massif de Fontainebleau sont connues depuis longtemps (Barré, 1902 ; Ellenberger, 1938), mais peu d'études leur ont été dédiées. Une première étude géomorphologique de ces dunes s'est attachée à les dater par la méthode du radiocarbone

appliquée à des charbons de bois contenus (Allier, 1966). Par la suite, la couverture de dépôts éoliens (dunes et limons sableux) a fait l'objet d'une cartographie géomorphologique sur le secteur des « Grands Feuillards » dans la partie occidentale du massif (Dewolf *& al.*, 1984 ; Dewolf & Joly, 1984). Des datations au radiocarbone d'anciens sols interstratifiés dans des dunes du secteur des « Béorlots » ont donné des âges étagés entre 2300 et 680 ans BP[1] (Robin & Barthélémy, 2000 ; Robin, 2005).

Les dunes quaternaires ont entre 1 et 5 mètres de hauteur. Quelques-unes de ces dunes ont récemment été dégagées en bordure de la route de la Haute Borne dans le secteur des « Béorlots » (Fig. 3). Le déboisement de ces dunes permet de mieux apprécier leur forme et leur hauteur qui est d'environ 5 mètres. Il faut noter des pentes encore raides, donc relativement peu atténuées par l'érosion et le ruissellement. Une étude de ces morphologies dunaires (formes, orientation, distribution, etc.) apporterait sûrement des renseignements sur les régimes des vents à l'époque de leur formation.

[1] BP : de l'anglais Before Present (avant le présent) ; exprime le résultat de datations au carbone 14 en nombre d'années écoulées jusqu'au présent. Ce dernier est fixé conventionnellement à l'année 1950.

Fig. 3 : Dunes de sable éoliennes. Cliché : M. Thiry.

A – Dunes transversales en barkhane sur le plateau calcaire en arrière de l'escarpement occidental des « Béorlots ». Ces dunes ont été déboisées il y a quelques années pour favoriser la biodiversité. Route de la Haute Borne (parcelle 644) ;

B - Dunes longitudinales en position de vallée dans le secteur nord de la forêt, Est de Barbizon (parcelle 706).

On peut estimer que les champs de dunes quaternaires couvrent entre 15 à 25 % du Massif de Fontainebleau. Les dunes héritées des périodes glaciaires sont connues aussi bien sur les plateaux calcaires des « monts », comme dans le secteur des « Grands Feuillards », que sur les surfaces basses du paysage, dans les « plaines », comme au « Polygone » et « Champs Minette », ainsi que dans la Plaine du Rosoir dans le secteur sud-est du Massif et dans la Plaine de Bois-le-Roi dans le secteur nord-est du Massif. Les dunes sont particulièrement bien développées dans le district oriental du Massif, alors que le district occidental en est presque dépourvu. Néanmoins, la cartographie de détail montre que des dunes existent localement dans le district occidental ; elles sont limitées aux revers exposés est des buttes gréseuses isolées (Dewolf & Joly, 1984). De surcroit, les propriétés texturales des dunes quaternaires diffèrent dans les districts Ouest et Est. Dans le district occidental, les sables éoliens sont très bien classés et le diamètre des grains est compris entre 125 et 250 micromètres. Dans le district oriental, les sables sont moins bien triés et sont plus fins, avec des tailles de grain compris entre 80 et 200 micromètres.

Les limons des plateaux

Les plateaux calcaires sont couverts par une couche régulière de sables limoneux, appelés limons ou limons des plateaux sur les cartes géomorphologiques et géologiques. La couverture de limons est d'épaisseur variable. Schématiquement, les dépôts de limons sont plus épais dans la partie centrale des plateaux, où ils peuvent atteindre 3 mètres d'épaisseur. Ailleurs, en particulier en bordure des plateaux, ils peuvent se réduire à 20 ou 30 centimètres d'épaisseur. Les études pédologiques et géomorphologiques ont clairement montré l'origine éolienne de cette couverture limoneuse (Morand, 1966). Ces limons sont constitués pour plus de 50 % de grains de quartz fins (souvent les grains de 100 à 200 micromètres forment plus de 60 % du matériel. Cette granulométrie montre que les limons sont essentiellement formés de Sables de Fontainebleau. Les limons contiennent aussi des grains calcaires qui ont la même taille que les grains de quartz et qui peuvent occasionnellement atteindre 2 millimètres. Les limons sont de granulométrie plus grossière dans le nord du massif et plus fins dans le sud. En revanche, les dépôts limoneux quaternaires sont plus minces dans la partie nord du massif et plus épais dans la partie méridionale en bordure du Plateau de Beauce auquel se raccordent les plateaux calcaires.

Les grèzes

Des fragments calcaires centimétriques et anguleux nappent le fond de quelques vallées et dépressions du Massif de Fontainebleau et ont souvent été exploités comme cailloutis pour renforcer les chemins (la Plaine de Chanfroy en est l'exemple le plus souvent cité). Ce sont des grèzes provenant de la gélifraction de la couverture de calcaire d'Etampes (Joly, 1964). Elles peuvent atteindre 3 mètres d'épaisseur.

La partie inférieure des dépôts est généralement enrichie par du matériel fin. Vers le sommet des dépôts, ont été décrits des fragments calcaires à façonnement éolien (Cayeux, 1964). A l'amont, ces dépôts sont exclusivement formés de fragments calcaires, alors que des lentilles sableuses apparaissent progressivement vers l'aval. Le tri granulométrique progressif des dépôts vers l'aval et la disposition à plat des fragments indiquent leur dépôt par des phénomènes de solifluction (écoulement de boues) et de « sheetflood » (écoulement de l'eau en lame sur un substrat durci par assèchement ou gel) le long des vallées. De plus, des traces de coins de glace et des cryoturbations (déformations par le gel) ont été décrites et associées à ces dépôts de gélifracts. Ces derniers sont généralement recouverts par des sédiments sableux bruns. Deux fragments d'os de Bison d'Europe découverts dans les dépôts de gélifracts de la Plaine de Chanfroy ont été datés à 14 430 ± 200 ans BP. (Dewolf & Joly, 1984).

Les érosions éoliennes

Les formes « négatives », en creux, de déflation[1], c'est à dire de prélèvement du sable, sont encore moins connues que les dunes elles-mêmes. Souvent, les structures bien circonscrites, de taille décamétrique, sont considérées comme des points de prélèvement de sable (carrière d'usage local). Les structures plus grandes, de taille hectométriques, passent au contraire souvent inaperçues en forêt. C'est sur la façade ouest du massif que ces formes sont les plus communes. Il faut noter que des dépressions fermées sont figurées sur la carte topographique au 1/25 000e dans différents secteurs de la partie orientale de la forêt, en particulier dans la « Plaine du Rosoir » (parcelle 442) et dans la Plaine Rayonnée (parcelle 430), ainsi que dans la plaine au nord du restant du « Long Rocher » (parcelle 523). Ce ne sont pas des alvéoles de déflation, mais des dépressions interdunaires délimitées par l'intrication[2] des dunes quaternaires.

[1] Déflation : processus éolien d'érosion.
[2] Intrication : état de ce qui est emmêlé.

Quelques exemples de morphologies de déflation sont présentés dans cet article. L'existence de différentes morphologies dans la Massif rend la description non exhaustive. Elles mériteraient un inventaire et une analyse systématique, menée de façon complémentaire avec l'étude des formations dunaires.

Les structures délimitées

Plusieurs morphologies en creux peuvent être décrites dans le secteur des « Hautes Plaines », dans la partie occidentale de la forêt, dominant Arbonne et la naissance de la vallée du Ru de Rebais à l'est. C'est aujourd'hui encore un plateau bien dégagé qui fait face aux vents d'ouest comme l'indique la toponymie locale du Point de Vue de Hurlevent. C'est sur le rebord occidental de ce plateau, sur les platières qui forment l'escarpement au-dessus des « Basses Plaines » que se localisent ces morphologies en creux. Les alvéoles repérées sont toutes situées à proximité de la couverture des Calcaires d'Etampes, c'est-à-dire en limite d'extension de la platière gréseuse.

- **Alvéole de la Route des Hautes Plaines**. Une alvéole de déflation de belle taille et présentant des morphologies caractéristiques est située sur la bordure ouest du plateau calcaire des « Hautes Plaines » (parcelle 771 - Rte des Hautes Plaines/ Rte d'Alesma). Le fond de l'alvéole est à 2,5 à 3 mètres sous la surface de la platière (Fig. 4), bordée sur ses flancs nord et sud par une dalle de grès aux contours mamelonnés. Elle se prolonge vers le nord par une surface sur laquelle affleure la platière, entourée d'une dune en forme de croissant qui atteint 5 à 6 mètres de hauteur.

La forme de l'alvéole est commandée par l'allongement des bancs de grès, direction N110, qui est celle de l'allongement général des platières du Massif. L'ensemble alvéole-dune présente en revanche une direction N45. L'évidement de l'alvéole et l'édification corrélative de la dune de sable correspondent à une direction de vents dominants du sud-ouest.

Une disposition caractéristique de cette alvéole est l'affouillement (creusement) de la base des rochers sur le flanc nord et qui forment un surplomb (Fig. 5). Un surplomb moins marqué existe sur le rocher affleurant sur le flanc sud. Les affouillements ne peuvent pas être expliqués par des éboulements du sable car on est en fond de creux. Ils sont à attribuer à la déflation éolienne et font partie intégrante de ces morphologies évidées par le vent.

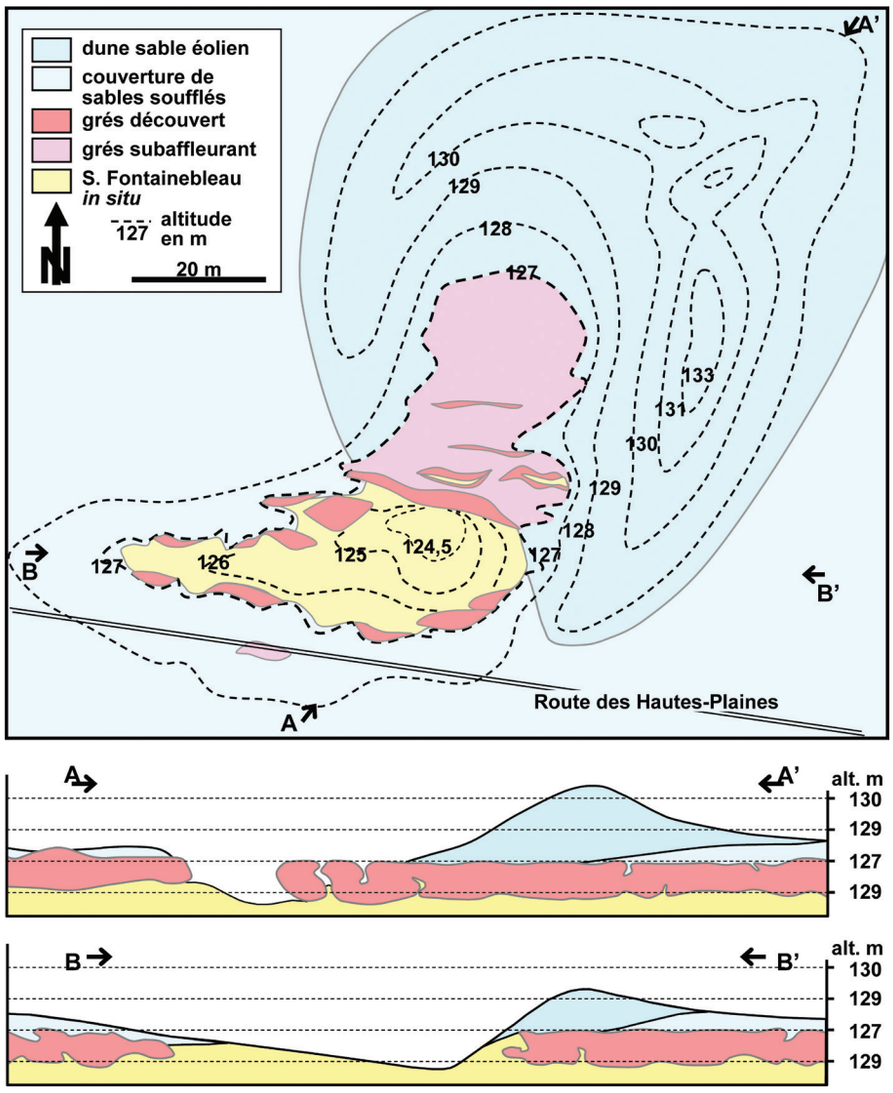

Fig. 4 : Relevé schématique de l'alvéole en bordure de la Route des Hautes Plaines (parcelle 771). Notez qu'en première approximation le volume de la dune est supérieur au volume de l'alvéole de déflation : soit celle-ci a été en partie comblée par les éboulements, soit la dune a été « engraissée » par des sables en transit sur la platière.

Fig. 5 : Dalle de grès affouillée et en surplomb sur le flanc nord de l'alvéole de déflation en bordure de la Route des Hautes Plaines (parcelle 771). Cliché : M. Thiry.

➢ **Alvéole de la Route d'Occident**. Une alvéole de taille comparable à la précédente est localisée en bordure de la Route d'Occident et de la sente[1] nommée Route du Loup (parcelle 780). Là aussi, l'un des flancs de l'alvéole est bordé par des grès mamelonnés qui forment un léger surplomb (Fig. 6). De petits butons encadrent l'alvéole. Leur hauteur ne dépasse guère 1 mètre. En revanche, ils sont singuliers par leur disposition des deux côtés de l'alvéole, en quelque sorte en opposition (Fig. 7). Cette disposition indique vraisemblablement des directions opposées des vents : vents du sud-ouest comme précédemment, mais aussi vents du nord-est (correspondant à un régime alterné océanique et continental ?). En bordure et au fond de l'alvéole, gisent des blocs décimétriques de Calcaire d'Etampes. Il n'est pas possible de préciser si ces blocs se sont enfoncés sur place au fur et à mesure du creusement de l'alvéole ou s'ils sont d'origine anthropique, et de quelle époque ?

[1] Sente : petit sentier.

Fig. 6 : Vue d'ensemble de l'alvéole de déflation de la Route d'Occident (parcelle 780). Ces alvéoles n'ont rien de spectaculaire. Dégradées par l'érosion et envahies par la végétation, elles ne se distinguent qu'à l'observation appliquée. Vue vers l'ouest. Cliché : M. Thiry.

➢ **Alvéole de la Route St Megrin**. A environ 150 mètres à l'est de l'alvéole précédente, en bordure de la Route St Megrin (parcelle 780), se situe une troisième alvéole, plus petite que les précédentes. L'allongement de cette alvéole est tout différent, quasiment en travers des précédentes. En revanche, comme les précédentes, elle est bordée par un mur de grès, constitué de 2 dalles mamelonnées superposées (Fig. 7). Comme pour l'alvéole de la Route d'Occident, la dalle inférieure est fortement affouillée à sa base, et cette excavation ne peut être attribuée qu'à l'action du vent. L'allongement de l'alvéole s'explique probablement par la disposition des grès : ceux mis à l'affleurement et qui forment le flanc nord, on peut toutefois aussi supposer que d'autres dalles de grès affleuraient au moment du creusement mais qu'elles sont actuellement cachées par des sables éboulés ou que des sables poussés par le vent ont partiellement comblé l'alvéole. L'alvéole est dominée à l'est par une butte de grès.

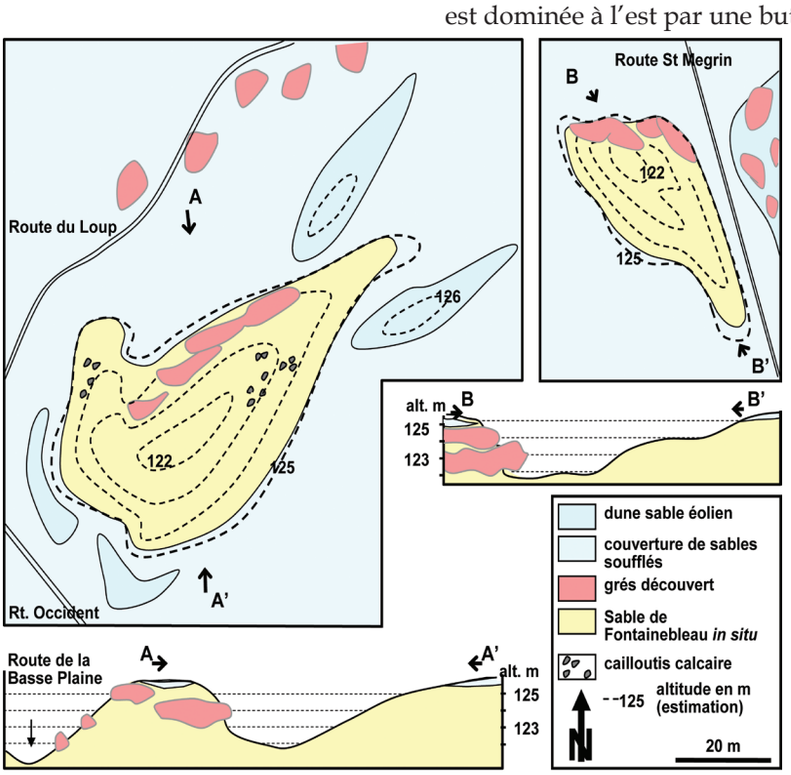

Fig. 7 : Plans et coupes schématiques des alvéoles de la parcelle 780, respectivement en bordure de la Route d'Occident et de la Route St Megrin. Les dépôts sableux corrélatifs au creusement des alvéoles sont quasi inexistants sur ces 2 sites.

Le complexe des « Béorlots »

De nombreuses morphologies de la Platière des « Béorlots » correspondent à des déflations éoliennes. L'ensemble constitue en fait une grande dépression de 3 à 4 kilomètres d'allongement sans exutoire vraiment marqué, au revers est des «vallées» désorganisées des Trois Pignons (Fig. 8).

A l'ouest, l'entaille est peu profonde, marquée par plusieurs alvéoles allongées. En bordure méridionale de la Route des Platières (parcelle 646), se marque une première alvéole allongée ouest-est, d'environ 150 mètres de long. L'alvéole est bordée au sud-ouest par un petit bourrelet très affaissé, puis par des dunes obliques au sud, et se ferme à l'est par de belles dunes transversales.

Elle est dominée au nord-est par la platière rocheuse. Cette première alvéole est relayée par toute une série d'alvéoles ouvertes sur l'ouest se refermant à l'est par des dunes (parcelle 657). Les alvéoles successives sont orientées ouest-sud-ouest/est-nord-est et dessinent un grand couloir de déflation de près de 1 kilomètre d'allongement. Ces alvéoles sont relativement empâtées par les sables soufflés et ne montrent pas de bordure gréseuse, exceptée la plus orientale qui présente un beau rocher affouillé sur son bord nord (Fig. 9).

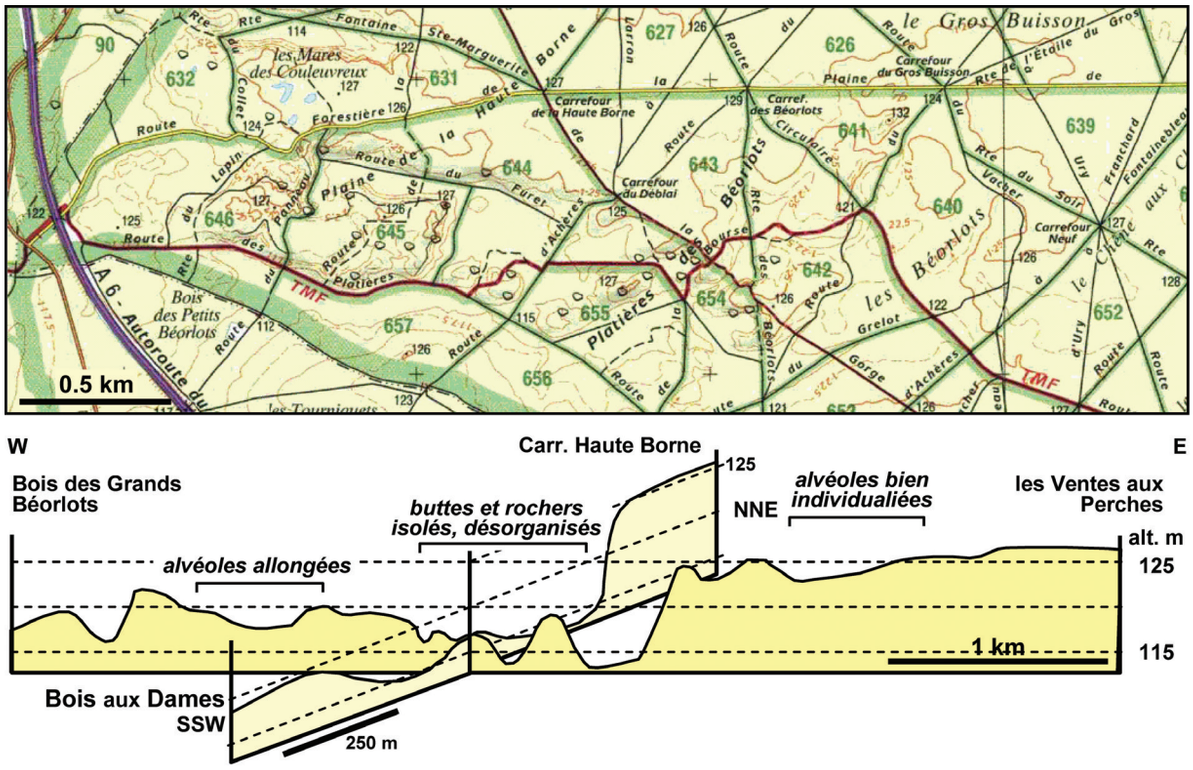

Fig. 8 : Carte topographique et coupe schématique de la grande « dépression » des « Béorlots », aux morphologies complexes, sans réseau hiérarchisé des zones basses ou des écoulements. Les morphologies sont surtout commandées par le dégagement des zones grésifiées discontinues, voire de rochers « isolés ». Les alvéoles circonscrites s'individualisent mieux vers l'est, en bordure du plateau calcaire des « Grands Feuillards ». Extrait carte IGN 1/25 000e, ©IGN-LOXANE Paris 2002.

Fig. 9 : Grès affouillé à la base avec des structures d'altérations (réseau polygonal) limité à la partie sommitale. Ce banc de grès présente des gravures rupestres similaires à celles rapportées au Mésolithique. L'affouillement est dû à la déflation éolienne. Route des Platières (parcelle 657). Cliché : M. Thiry.

Dans la partie centrale du complexe des Béorlots (parcelle 655), l'entaille est plus profonde, à fond irrégulier. Y restent en relief les buttes de grès, certaines allongées ouest/est, mais souvent circulaires ou elliptiques, sans allongement très marqué. Ce secteur est caractérisé par des lentilles de grès très discontinues qui ont été dégagées et mises en relief par la déflation éolienne. Les grès présentent des morphologies contournées, avec conduits évidés, ailes d'avion (etc) semblables à celles que l'on observe en carrière. En revanche, les grès ne présentent pas les altérations caractéristiques des grès à l'affleurement. De belles figures contournées et des rochers affouillés sont visibles dans un couloir de déflation vers le centre du complexe des « Béorlots » (Fig. 10).

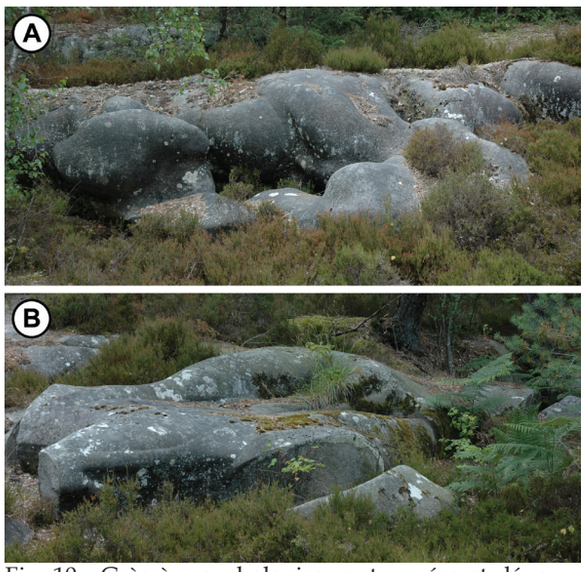

Fig. 10 : Grès à morphologies contournées et dépourvus de figures d'altération. Cette absence d'altération indique une mise à l'affleurement relativement récente. Notez que l'une des dalles (B) est cassée probablement à la suite de son affouillement éolien. Partie centrale du complexe des « Béorlots » (parcelle 654).
Cliché : M. Thiry.

A l'est, en remontant sur la platière (parcelle 642), l'ensemble est moins creusé et des alvéoles plus ou moins fermées, de taille déca à hectométrique, s'individualisent. Certaines de ces dépressions sont figurées sur la carte topographique 1/25 000e. Quelques-unes montrent des rochers aux morphologies contournées et affouillées avec notamment :

- une alvéole 30-40 mètres de diamètre, sans exutoire, avec rochers contournés dégagés et affouillés, au sud de la Route circulaire ;
- une grande alvéole nord-sud, traversée par la Route circulaire, avec sur son bord est, de beaux rochers avec surplombs ;
- une autre grande alvéole figurée sur la carte, de 100-200 mètres de diamètre, à fond plat, entourée de rochers assez plats et peu dégagés ;
- Chemin d'Ury à Franchard (parcelle 652) à l'extrémité de la platière, une petite alvéole de 10 mètres de diamètre, partiellement remblayée par la route, rocher contourné, et petit bourrelet dunaire au nord-est ;
- une dernière structure typique, visible sur la Route du Soir près du Carrefour Neuf (parcelle 640/639), de 100 à 150 mètres de diamètre, bordée au nord-est par une dalle affaissée/effondrée par affouillements à la base. Il convient de rattacher à ces structures évidées les mares des « Béorlots », établies sur la platière.

Autres alvéoles

Outre les alvéoles décrites en détail ci-dessus, toute une série d'alvéoles marquent la bordure occidentale du grand plateau calcaire des Grands Feuillards indenté par les vallées et plaines de Chanfroy, du Bois Rond et de la Gorge aux Archers raccordées à la tête d'incision du Ru de Rebais. La platière de la Touche aux Mulets est bordée au sud-est par une dépression topographique peu profonde, d'environ 300 mètres de long, à fond plat, parsemée de rochers, qui s'apparente bien à une gouttière de déflation. En tout état de cause, au bout de la dépression, s'individualise une alvéole circonscrite d'environ 30-50 mètres de diamètre, avec rochers contournés au fond de l'alvéole (parcelle 605 – Route de Trappe-Charrette/Carrefour du Sapin Rouge) (Fig. 11). Une autre est située non loin de là (parcelle 614, en bordure de la Route de Trappe-Charrette), une dalle de grès mamelonné en constitue l'ossature sur un de ses flancs.

Un peu plus au sud, dans le prolongement de la vallée de la « Gorge aux Archers », aux « Aiguisoirs » s'individualise une autre gouttière faiblement entaillée et dont le fond est jonché de grès aux morphologies contournées (parcelle 616/617 - Carrefour Route des Pieds-Pourris/Route de la Fiche), à l'extrémité orientale du couloir se remarque une alvéole empierrée de grès contournés entre lesquels s'individualise une mare diverticulée.

Encore un peu plus au sud (parcelle 628 - Route Descamps/Route du Larron), on trouve une très belle alvéole en bordure du plateau calcaire, 50/60 mètres de long, 20 mètres de large et 3-3,5 mètres de profondeur. Alvéole à fond plat avec en bordure nord une dalle effondrée et cassée par affouillement qui là aussi ne présente pas de morphologies d'altération (Fig. 12).

Fig. 11 : Dépression topographique avec blocs de grès contournés affleurant au fond. La dépression est circonscrite et, selon toute vraisemblance, elle est due à une érosion éolienne. Route de Trappe-Charrette (parcelle 614). Cliché : M. Thiry.

Fig. 12 : Dalle de grès effondrée et fracturée par affouillement éolien en bordure d'une alvéole de déflation bien délimitée. Route Descamps (parcelle 628). Cliché : M. Thiry.

Rebords des platières

Les rebords des platières montrent souvent des rochers en surplomb et affouillés à leur base. Ces affouillements sont généralement interprétés comme résultant de l'éboulement des sables sur les versants. Ils sont comparables aux surplombs visibles dans un certain nombre d'alvéoles de déflation (voir plus haut) et qui eux, de toute évidence, ne peuvent pas être imputés à des éboulements puisqu'ils sont situés en position basse. Selon toute vraisemblance, nombre de ces affouillements sont probablement aussi d'origine éolienne, ancienne ou éventuellement même plus récente.

Les grandes « vallées »

Avec la mise en exergue des alignements dunaires stampiens, la question de l'origine des grandes vallées creusées entre les platières gréseuses doit être posée. L'enfoncement du réseau hydrographique au cours du Plio-Quaternaire s'est accompagné du creusement de grandes dépressions sur le pourtour du Massif. C'est à partir de ces dépressions périphériques que les formations meubles ont été affouillées et ont révélé les alignements gréseux. La cryoclastie (fragmentation par le gel) a favorisé l'érosion des plateaux calcaires qui, en atteignant la base des calcaires au niveau des bombements dunaires, a permis le dégagement des grandes vallées (Fig. 2).

D'un point de vue morphologique, les têtes de ces grandes vallées s'insinuent souvent entre platière gréseuse et plateau calcaire, entre « platières » et « monts » et portent souvent la toponymie de « gorges » qui décrit bien l'étroitesse et la profondeur de ces têtes d'érosion (reculées) : « Gorge aux Chats » (Fig. 13), « Gorge aux Archers » , « Gorges de Franchard », « Gorge aux Merissiers », « Gorge aux Loups », etc. Deux facteurs se conjuguent pour favoriser l'érosion :

- l'épaisseur réduite de la couverture calcaire en bordure des dépressions interdunaires ;
- la nature plus marneuse des calcaires de la base des Calcaires d'Etampes.

Même si très peu de dépôts sont connus dans ces vallées, les gélifracts calcaires (grèzes) qui tapissent le fond de certaines d'entre-elles attestent au moins de ruissellements diffus et de solifluxions (mouvement lent du sol superficiel gorgé d'eau). Néanmoins, en régime climatique périglaciaire, la formation d'un permafrost a pu conduire à des régimes fluviaux très érosifs sans qu'il en subsiste de dépôts. Les surplombs et affouillements des dalles gréseuses en bordure des platières et les morphologies de déflation décrites ci-dessus attestent de l'intervention de la déflation dans le creusement des vallées. Toutefois, il est difficile d'apprécier la part des volumes érodés qui reviennent à l'érosion fluviale ou éolienne. Les érosions éoliennes ne correspondent éventuellement qu'à des retouches locales relativement tardives par rapport à l'essentiel du creusement des « vallées ».

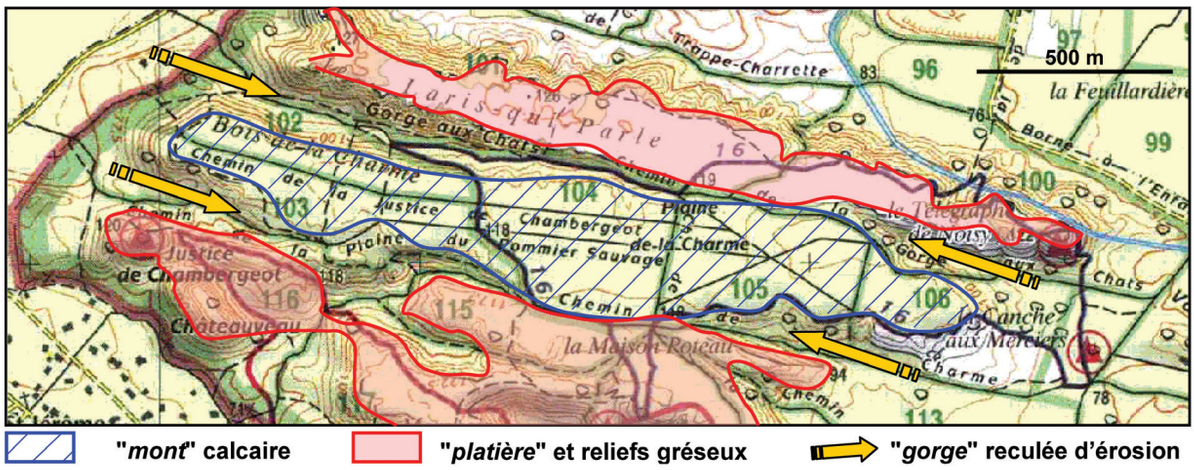

Fig. 13 : « Bois de la Charme » et « Laris qui Parle ». Morphologie des reculées d'érosion en tête des grandes vallées et dépressions. L'érosion s'insinue entre le calcaire des monts et les grès des platières et donne naissance aux gorges de la toponymie du Massif. Extrait carte IGN 1/25 000, ©IGN-LOXANE Paris 2002.

Les mares des platières

Les grandes mares des platières ont servi à des usages agro-pastoraux comme on le retrouve dans les toiles des peintres recensées par Herbet (1903) dans le dictionnaire de la Forêt. On sait aussi que ces mares ont été entretenues pour abreuver les animaux d'équipage lors des chasses royales. A ce titre, elles sont citées à de nombreuses reprises dans «les Livrets des Chasses du Roi» et la plupart des grandes mares permanentes de la forêt apparaissent dès le XVIIe dans le rapport forestier de Paul Barillon d'Amoncourt (1664-1665). Avec l'avènement du tourisme au XIXe, les sylvains Denecourt et Colinet en font creuser de nouvelles (« mare aux Sangliers », « mare aux Biches », « mare aux Canards ») pour l'agrément des promenades qu'ils tracèrent.

Néanmoins, les grandes mares permanentes des platières, dont l'effectif ne dépasse pas la cinquantaine, sont dans leur grande majorité naturelles, mais leur «naturalité» est faible puisqu'elles ont été curées et aménagées par l'Homme depuis des années. A côté de ces mares permanentes, il importe de distinguer les zones humides des platières : réseau de dépressions plus ou moins temporaires en connexion ou en unités indépendantes, installées sur un fond rocheux. Leur nombre dépasse le millier de stations. Ces réseaux de mares (sans nom) ont une forte « naturalité » mais ne sont pas cartographiés du fait de leur variation de surface et de volume au fil des saisons.

Les datations au 14C[1] , effectuées sur les sédiments de mares de plusieurs platières de la forêt, ont indiqué des âges s'étalant entre 2 000 et 9 000 ans BP (Thiry & Liron, 2007). Ces mares datées sont donc indubitablement naturelles et leur genèse doit être repensée en termes de façonnement du paysage. En effet, que sont les mares des platières ? Des formes négatives, avec un remplissage sédimentaire plus ou moins important et un « ajustement » du niveau par une couche d'eau (Fig. 14). Posé en ces termes, l'origine des mares apparaît directement liée à l'évidement de zones sableuses, non grésifiées, au sein des platières. L'érosion par ruissellement n'est pas envisageable, il n'y a donc pas d'autre solution que de les évider par le vent.

[1] 14C : Carbone 14

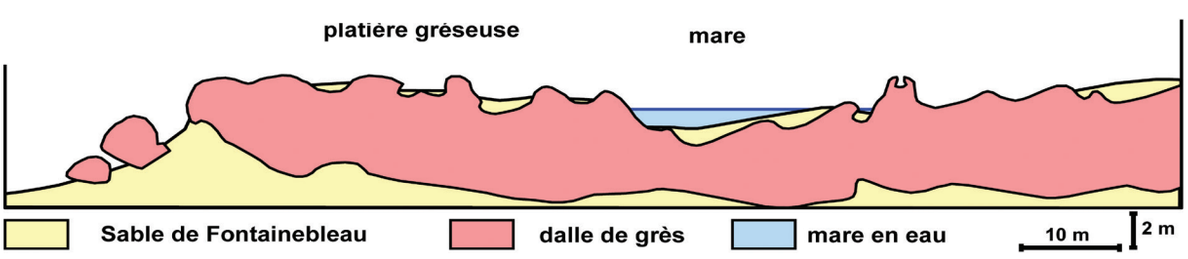

Fig. 14 : Coupe schématique d'une « platière ». Les platières gréseuses supportent des mares qui ne présentent aucun exutoire. Elles correspondent à des dépressions fermées, dont le creusement ne peut être qu'éolien.

Remplissage des mares

L'étude des sédiments des mares des platières du Massif de Fontainebleau a conduit à la « découverte » d'une mare avec 3 mètres de remplissage sédimentaire sur la platière de « Belle-Croix » (Fig. 15). Ce remplissage sédimentaire permet de décrire les phases successives d'évolution de cette mare et de les dater.

1) Le remplissage basal de la mare n'est pas formé de Sable de Fontainebleau en place, mais d'un sable éolien qui se distingue très clairement des sables originaux. La dépression a donc été vidée dans un premier temps. Le creusement de cette profonde dépression sans exutoire ne peut être que le résultat d'une déflation éolienne ;

2) Ce premier remplissage éolien est surmonté par des dépôts fins, riches en matière organique. Ces sédiments organiques ont été datés à environ 8 000 ans BP, c'est à dire l'optimum climatique holocène qui a suivi la dernière glaciation ;

3) De la tourbe, beaucoup plus jeune (< 600 ans BP), surmonte ces dépôts organiques fins.

La déflation qui a évidé l'alvéole dans laquelle s'est installée cette mare de « Belle-Croix » est antérieure aux dépôts. Elle est à rapporter à la dernière période glaciaire, probablement avant 10 000-12 000 ans BP, quand le paysage était nu, dépourvu de végétation sous le climat « périglaciaire » de l'époque. Ce sont des conditions désertiques, favorables à l'érosion éolienne.

Ce schéma d'évolution est vraisemblablement aussi celui des autres mares de platière dont les sédiments ont été datés de la période proto-historique, comme aux « Couleuvreux » et à « Franchard ». Pour ces mares, il faut également envisager un creusement avant l'anthropisation du paysage, là aussi il n'est guère possible d'envisager un autre agent d'érosion que le vent pour creuser ces dépressions entre les dalles de grès. Pour les grandes mares anthropisées, l'homme est intervenu pour les approfondir, ou plutôt les recreuser à l'endroit où des zones humides existaient et qui initialement étaient de toute manière des dépressions fermées au sein des platières.

Localisation des mares

La distribution des mares est commandée par les morphologies initiales des dalles de grès et leur fracturation plus ou moins importante. Dès 1915, Evrard notait « Un examen attentif des points où se rencontrent ces mares et ces plateaux tourbeux nous fait voir que non seulement elles sont réparties sur les chaînes gréseuses parallèles, mais qu'elles atteignent leur maximum de développement aux points où ces chaînes commencent à se dégager du plateau couvert de futaies que nous avons parcourus précédemment. Aussi peut-on, en en suivant la bordure, retrouver facilement toutes ces localités classiques réparties sur les différents plateaux gréseux par où débutent à la limite du plateau calcaire les différentes chaînes de rocher qui s'en détachent successivement ».

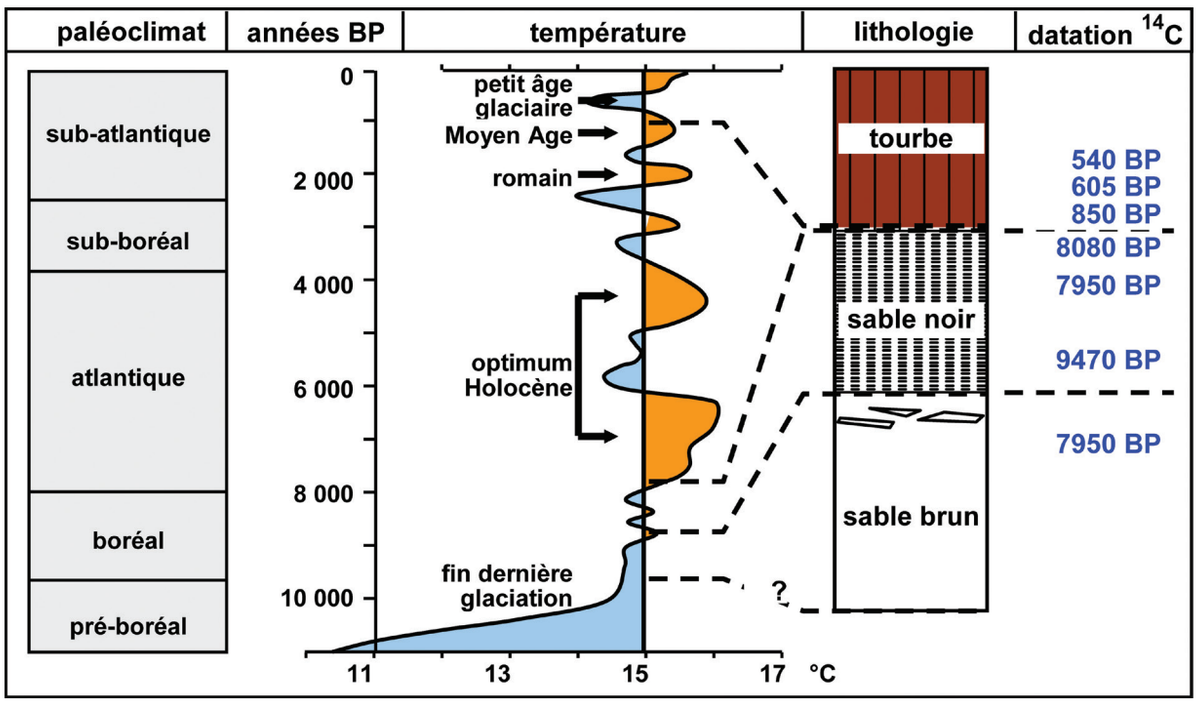

Fig. 15 : Coupe et datation du remplissage sédimentaire de la mare tourbeuse de « Belle-Croix ». L'évidemment de la dépression est antérieur à 10 000 ans BP, il daterait de la fin de la dernière glaciation.

L'observation est pertinente. Nombre de mares et d'alvéoles de déflation se localisent à proximité du passage platière gréseuse / plateau calcaire. Parmi celles-ci, on peut citer les mares Rapin, Corneilles, Parc aux Bœufs, Piat, Franchard, Fées, Béorlots, Mont Ussy, du Rembuché, et d'autres qui sont toutes proches du contact calcaire.

Deux facteurs peuvent influer cette localisation. Les platières sont plus fortement fracturées à leurs extrémités mises en relief au-dessus des « vallées » et moins fracturées au voisinage des « monts » calcaires qui les maintiennent « enchâssées », de ce fait les zones imperméables ont plus de chance de se développer à proximité des plateaux calcaires. Il faut aussi prendre en compte que c'est au centre des platières que les dalles de grès sont les plus massives, en revanche, c'est en bordure des platières, au voisinage des plateaux calcaires, que les platières présentent souvent des morphologies plus irrégulières et que des zones non grésifiées subsistent ; celles-ci sont susceptibles d'être dégagées par déflation éolienne et donner naissance à des mares ou des alvéoles sèches.

Empreinte éolienne sur la configuration du Massif

Cette revue des morphologies quaternaires du Massif de Fontainebleau montre l'importance des processus périglaciaires. Se pose la question de l'impact de ces morphologies sur les paysages actuels, leur âge et les relations spatio-temporelles entre ces diverses marques éoliennes.

Distribution des modelés éoliens

Les reliefs du Massif de Fontainebleau présentent des diversifications notoires selon les secteurs de la forêt. Certaines de ces différences résultent de dispositions géologiques, mais la plupart d'entre elles correspondent à des processus d'érosion, incluant les processus de déflation qui ont laissé leur empreinte dans les districts occidentaux et orientaux du Massif. La façade occidentale au vent, présente des reliefs plus vifs et plus ciselés. Les escarpements gréseux en bordure des platières sont élevés et dégagés, avec souvent une base affouillée. Les chaos rocheux sont imposants et biens dégagés, avec de fréquents amas de rochers, amoncelés les uns sur les autres, complètement dégagés du sable. Les platières y sont dénudées comme on l'a signalé ci-dessus. C'est sur la façade occidentale du Massif qu'ont été identifiées les alvéoles de déflation décrites plus haut (Fig. 16).

En revanche dans les parties orientales sous le vent, les reliefs sont moins vifs, les escarpements des platières et les chaos rocheux sont plus « empâtés » dans le sable, les platières y ont une couverture sableuse plus importante ce qui conduit à un couvert forestier souvent continu. Aucune alvéole de déflation y a été reconnue dans l'état actuel d'exploration.

La différenciation des reliefs occidentaux et orientaux est à mettre sur le compte de la déflation éolienne, plus importante sur la façade occidentale au vent, conduisant à des affouillements importants des grès et leur éboulement, donnant naissance à des chaos plus spectaculaires (Trois Pignons, Rocher de la Reine, … mais aussi Apremont et Cuvier Chatillon au nord-ouest du Massif). Sur les bordures orientales sous le vent, les reliefs sont au contraire plus ou moins pris dans les sables, la déflation y a été moins importante et des sables soufflés sont éventuellement venus s'accumuler sur les revers à l'abri du vent, c'est le cas du Rocher Cassepot, du versant des rochers de la Béhoudière et la Croix du Calvaire dans le secteur nord-est et du Haut Mont et du Long Rocher dans le secteur sud-est.

Distribution des mares

C'est sur la façade ouest du Massif, que les mares et les zones tourbeuses de platière présentent la plus forte densité (Fig. 16). On peut citer pour mémoire les mares des Couleuvreux, du Coquibus, de Franchard, de la platière d'Apremont, du Rocher de Milly, Rocher Salamandre, mares du Parc aux Bœufs, mares aux Corneilles, mares des Béorlots, etc. Les mares sont beaucoup moins fréquentes dans la partie orientale du Massif, il en existe néanmoins et parmi lesquelles il faut citer les mares du Long Rocher, la mare aux Fées dans le prolongement occidental de Long Rocher, les mares du Rocher de Bouligny et la mare du Mont Aiveu. C'est le dégagement des platières qui apparaît comme un facteur principal dans l'installation des mares. A l'ouest du Massif, les platières sont dénudées, les grès y affleurent largement, le couvert sableux est limité aux creux entre les dômes de grès et des dépressions occupées par des mares s'y individualisent. Dans la partie orientale, les platières sont beaucoup moins dénudées, un couvert sableux plus continu y subsiste, d'où émergent les dômes de grès ; peu de dépressions sont individualisées. Cette différenciation entre les régions occidentales et orientales est très vraisemblablement la marque de l'érosion éolienne plus importante sur la façade occidentale, et moins marquée dans les parties orientales.

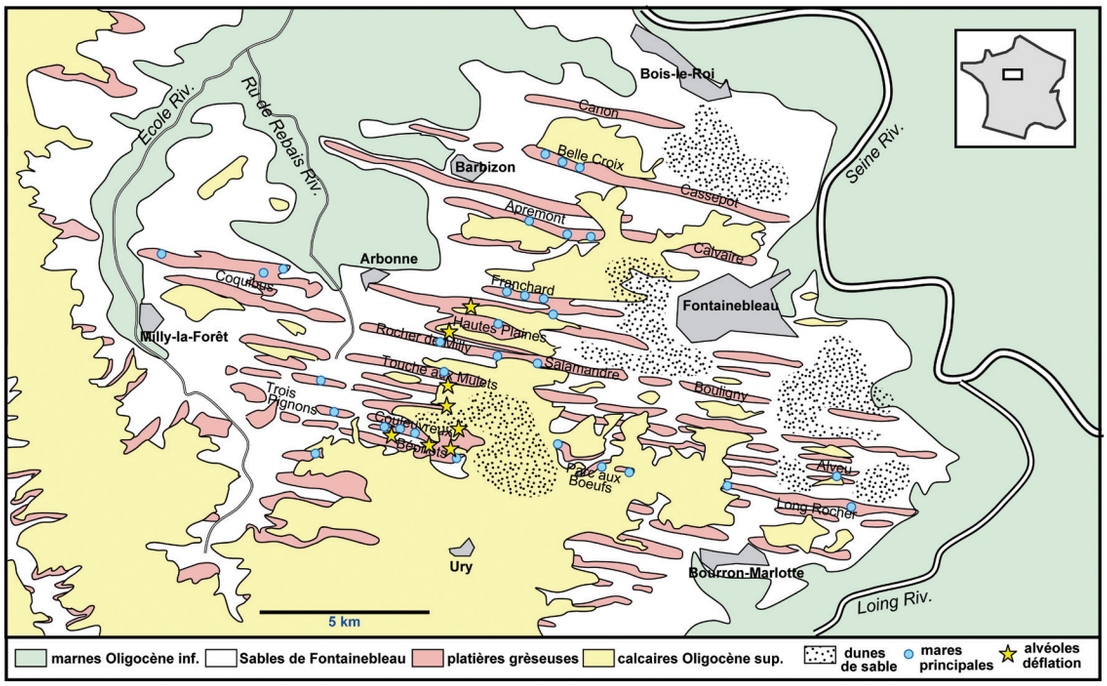

Fig. 16 : Carte géomorphologique simplifiée du Massif de Fontainebleau. Des alignements gréseux forment des reliefs très réguliers qui dominent d'environ 60 mètres d'altitude des « vallées » et dépressions sableuses. Des plateaux calcaires plus isométriques séparent le Massif en deux districts, l'un à l'ouest et l'autre à l'est.

Age des processus éoliens

Il n'y a pas de datation directe des dunes quaternaires et des dépôts éoliens du Massif de Fontainebleau. Néanmoins, dans le secteur des Béorlots ont été reconnus des dépôts éoliens successifs entrecoupés par une pédogénèse podzolique. Ainsi, trois épisodes éoliens ont été différenciés :

- un épisode anté-2300 ans BP, qui pourrait être rapporté au tardiglaciaire ;
- un épisode antérieur à 1050 BP, qui pourrait correspondre au défrichement gaulois et à la période froide du haut moyen-âge ;
- un épisode post 680 BP qui pourrait correspondre au petit âge glaciaire (Robin & Barthélemy, 2000).

Des datations réalisées par la suite montrent une image moins contrastée (Robin, 2005). Elles posent la question de l'interprétation de ces datations en fonction du turn-over de la matière organique dans ces paléo-sols podzoliques qui ne sont pas totalement fossilisés, puisque toujours percolés par les infiltrations.

Par ailleurs, les grès formant des surplombs dans les alvéoles de déflation de la Haute Plaine et dans la partie occidentale du complexe des Béorlots supportent des gravures rupestres similaires à celles décrites dans les classiques sites gravés de la région (Loiseau, 1970 ; Bénard, 2005).

Ces gravures sont généralement rapportées au Mésolithique (Tassé, 1982 ; Hinout, 1993). Si l'on admet cette datation, le creusement de ces alvéoles serait antérieur au Mésolithique, d'âge supérieur à 8 000 - 7 000 ans BP.

L'argument le plus fort provient du remplissage de la mare de Belle-Croix. L'évidement de la dépression s'est fait avant le dépôt des sédiments, qui ont été datés à 9 500 ans BP. Par conséquent, les processus de déflation qui ont évidés la mare de Belle-Croix sont vraisemblablement liés à la dernière période glaciaire, ante 10 000 - 12 000 ans BP. Cette datation est en accord avec la dation à 14 500 ans BP des os associés aux dépôts de gélifracts qui sont recouverts de dunes dans la Plaine de Chanfroy.

Les morphologies d'altération des grès fournissent éventuellement aussi un élément de datation relative. Les grès associés aux alvéoles de déflation présentent des morphologies contournées, comparables à celles des grès visibles en carrière au sein des sables. En revanche, ils ne présentent pas les altérations typiques des grès à l'affleurement, avec croûte siliceuse sommitale, structures polygonales, etc., (Thiry & *al.*, 1984 ; Thiry, 2005). Cette différence de « maturité » des morphologies gréseuses est probablement à relier à la durée d'exposition des grès à l'altération.

Si ceci est vrai, les grès exposés dans les alvéoles de déflation correspondraient au dernier âge glaciaire ou la fin de cette période, alors que les grès aux morphologies évoluées seraient exposés depuis les périodes glaciaires précédentes.

Par conséquent, la plupart des structures éoliennes caractérisées, et, bien sûr, les processus de gélifraction et de solifluction, peuvent être liés à la glaciation du Würm. Actuellement, on ne dispose d'aucun élément de datation pour établir une chronologie, même relative, d'évènements successifs et en particulier d'apprécier ce qui revient aux périodes glaciaires antérieures.

Liens entre modelés et dépôts éoliens

La topographie a joué un rôle important en contrôlant les processus éoliens. La déflation a été importante dans le district occidental, où elle était activée par des turbulences autour des obstacles topographiques (Fig. 17). Les reliefs au vent entraînent à leurs extrémités ou au fond des vallées, une « chenalisation » et des turbulences du flux éolien qui sont à l'origine des alvéoles de déflation. Les plateaux calcaires ont eu un comportement singulier. En arrière des escarpements, les vents ont été rejetés en hauteur et une zone abritée pouvait se former directement en arrière des escarpements. Dans cette zone sous les vents rejetés en hauteur, se construisaient des dunes. Plus loin sur les plateaux, du loess a été déposé selon une couverture relativement régulière.

Enfin, sous le vent des plateaux et des alignements de platières, les vents retombaient. Des champs de dunes à sables fins et à loess ont été déposés. Érosions et dépôts éoliens sont fréquemment liés aux topographies dans les paysages de toundra à couverture végétale dispersée (Mason *& al.*, 1999). Dans le cas du Massif de Fontainebleau, le couvert végétal était exacerbé par les contrastes géologiques : les escarpements au vent étaient taillés dans des sables blancs très purs peu propices à la colonisation végétale, alors que les plateaux calcaires avaient probablement déjà une couverture végétale de toundra qui arrêtait les sables et lœss en transit.

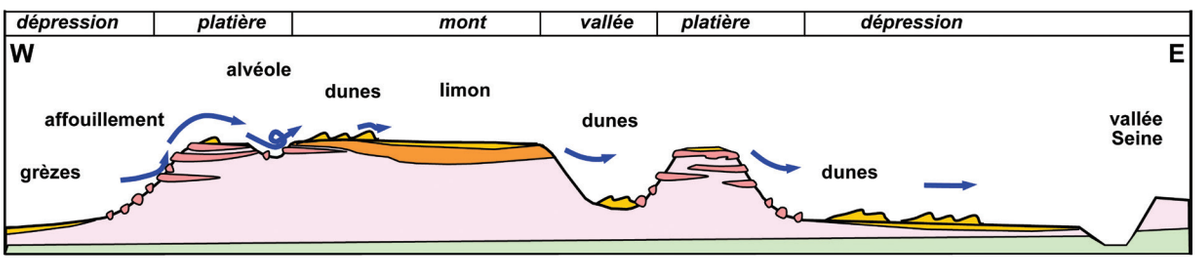

Fig. 17 : Schéma de la distribution des différentes marques éoliennes par rapport à la structuration géologique du Massif de Fontainebleau. Le Massif montre une différenciation entre la façade occidentale au vent, aux reliefs vifs et dépourvue de couverture dunaire et limoneuse, et la façade orientale sous le vent, avec couverture dunaire plus importante et aux reliefs plus empâtés.

Conclusion : paysages éoliens et biodiversité

Malgré le climat atlantique, la couverture forestière et les interventions humaines, les empreintes éoliennes héritées des climats périglaciaires quaternaires marquent profondément les paysages bellifontains. Les dispositions héritées des actions éoliennes sont à l'origine de nombreuses morphologies et influent directement sur la biodiversité du massif :

- les grandes chênaies et hêtraies sur les plateaux et les dépressions couvertes par des dunes de sables calcareux fins et des limons sur lesquels se développent des sols bruns (et qui sont prépondérants dans le district oriental de la forêt) ;
- les bouleaux, pins et la strate herbacée sur les sols secs et podzoliques acides établis sur les Sables de Fontainebleau qui forment les versants au vent, les chaos rocheux et les dunes associées (prépondérants dans le district occidental) ;
- la lande sèche à callune, bruyère et les bouleaux sur les platières gréseuses qui ont été dénudées par déflation éolienne, en association avec des landes humides et tourbeuses à sphaignes et molinie dans les creux évidés par déflation.

Les différences entre les districts occidentaux et orientaux étaient même plus accentuées il y a quelques siècles, avant que l'homme intervienne pour boiser massivement le secteur occidental par des pins. Ce fait est clairement visible sur la carte de Cassini (1755), qui montre tout le district occidental, où les alignements gréseux sont les mieux marqués, dépourvu de couverture végétale. Ce secteur était probablement à cette époque presque entièrement couvert de landes. La maigreur du

couvert végétal sur ces sols pauvres avait probablement été accentuée par le surpâturage de la forêt hors de la chasse royale qui était centrée sur le district oriental forestier.

La diversité phytogéographique du paysage est directement héritée des actions éoliennes périglaciaires et contribue à la remarquable biodiversité du Massif de Fontainebleau dont une des composantes majeures est la flore des mares de platière.

Une étude récente (Liron, 2013) portant sur 49 mares d'un échantillon représentatif des mares de Fontainebleau a identifié la présence de 219 taxons dont 64 sont patrimoniaux (espèces rares à extrêmement rares ou bénéficiant d'une protection régionale, nationale ou européenne). Dans les seules 18 mares tourbeuses du référentiel, ont été recensées 13 espèces de sphaignes, soit ¾ de celles présentes en Ile-de-France.

Fontainebleau demeure donc bien un « hot-spot » de la biodiversité régionale mais nombre de ses populations sont vulnérables. Une telle biodiversité s'est traduit institutionnellement par une multiplicité de classements réglementaires successifs dont bénéficie le Massif qui est intégré entièrement au réseau « Natura 2000 » en tant que Site d'Importance Communautaire (SIC) et Zone de Protection Spéciale (ZPS), « Forêt de protection », ZNIEFF de type II et Réserve de Biosphère. Au regard des enjeux, la question de son classement en Parc National fait toujours débat.

Avec 17 millions de visiteurs par an, un des problèmes actuels du gestionnaire concerne « l'accueil du public » et l'aménagement de l'espace forestier pour le rendre accessible tout en le protégeant. Dans le futur, avec les changements climatiques prévus, la préoccupation principale sera de savoir préserver cette biodiversité en anticipant les décisions, puisque les forestiers gèrent généralement la forêt avec un plan sur 150 années.

Dans cette perspective, le suivi des espèces et de l'état de conservation des Habitats est essentielle. Mettre en lumière les paysages singuliers du massif de Fontainebleau, les protéger et porter à connaissance la fragilité de ces environnements hérités du passé nécessite de renforcer l'éducation de tous (public et scolaires) au développement durable.

Bibliographie

Alimen H., 1936. Etude sur le Stampien du Bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. France*, **31** : 1-304.

Allier C., 1966. Formation et évolution d'une dune continentale en forêt de Fontainebleau. *Revue de géomorphologie dynamique*, **16** (3) : 101-113

Barillon d'Amoncourt P., 1664-1665. Réformation générale de la forest de Bière et des autres bois dépendants de la maîtrise des Eaux et Forets du Baillage de Melun établie à Fontainebleau. Archives Départementales de Seine et Marne, Melun, France.

Barre O., 1902. Le relief de la forêt de Fontainebleau. *Ann. de Géographie*, **11** : 295-314, 2 pl.

Belgrand E., 1869. *Le Bassin Parisien aux âges anténistoriques*. Imprimerie impériale, Paris, t. 1, 288 p.

Bénard A., 2005. Aperçu de l'art rupestre des chaos gréseux stampiens du Massif de Fontainebleau (France). *Ferrantia*, **44** : 65-68.

Cassini, 1755 : Feuille n°7 Fontainebleau, Carte topographique à 1.10 000 toises (=1/86 400), Paris.

Cayeux A., 1964. Observations à la note de F. Joly : Notes d'excursion dans la région de Fontainebleau. *Bull. Association française Etude Quaternaire*, **1** : 75.

Dewolf Y. & Joly F., 1984. Genèse et évolution du relief en Forêt de Fontainebleau. Analyse de la carte géomorphologique au 1/25 000 Fontainebleau 1-2. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **21** (2) : 93-97.

Dewolf Y., Joly F. & Munin T., 1984. Carte géomorphologique à 1/25 000 (Fontainebleau 1-2). Centre Etude et Réalisations Cartographiques Géographiques du CNRS, Paris, *In Bull. Inf. Géol. Bass.,* Paris, **21**/2, carte hors-texte.

Dollfus G.-F., 1893. Sur les Sables de Fontainebleau. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, **sér. 3**, t. 21 : 43-45, Observations sur une note de M. Munier-Chalams, ibid. : 60-61.

Dollfus G.-F., 1911. Feuilles de Fontainebleau et de Chateaudun au 1/80 000. Feuille de Bourges au 1/320 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 21, n° **128** : 8-30.

Douvillé H., 1885-86. Etude sur les grès de la Forêt de Fontainebleau. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **sér. 3**, t. 14 : 471-481.

Ehlers J. & Gibbard P. L., 2004. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology : Part I: Europe.* Elsevier. 488 p.

Ellenberger F., 1938. Polis éoliens sur les grès de Fontainebleau. *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.,* : 135-137.

Ellenberger F., 1984. Contribution à l'étude géologique de la Forêt de Fontainebleau : structure fine des bandes gréseuses et moules de racines. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **21** (2) : 11-21, + carte hors-texte.

Evrard F., 1915. Les faciès végétaux du Gâtinais français et leurs rapports avec ceux du Bassin Parisien dans la région de Fontainebleau. Thèse de la Faculté des Sciences de Paris, n° 1565. Série A, n° 780, et Impr. P. Brodard, Coulommiers, 114 p.

Herbet F., 1903. *Dictionnaire Historique et Artistique de la Forêt*. Imprimerie Maurice Bourges, Fontainebleau.

Hinout J., 1993. La grotte à la peinture à Larchant (Seine-et-Marne), lieu-dit Les Dégoutants à Ratard. Le niveau mésolithique. La peinture. Les gravures pariétales. *Préhistoire et Protohistoire en Champagne Ardenne*, **17** : 25-57.

Joly F., 1964. Notes d'excursion dans la région de Fontainebleau. *Bull. Association française Etude Quaternaire*, **1** : 72-75.

Liron M.N., 2013. Suivi phyto-écologique du référentiel des mares de la forêt domaniale de Fontainebleau. Tome I – Expertise Flore/Habitat. Mares des secteurs I et II. Rapport ONF, 84 p.

Loiseau J., 1970. *Le massif de Fontainebleau. Géographie, histoire, généralités : légendes, préhistoire, géologie, faune, flore.* Vigot Frères Ed., Paris, 4e édition, 205 p.

Martel E.A., 1910. L'érosion des grès de Fontainebleau. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **XXI**, **127** : 1-37.

Mason J.A., Nater E.A., Zanner C.W. & Belle J.C., 1999. A new model of topographic effects on the distribution of loess. *Geomorphology*, **28** : 223-236.

Morand F., 1966. Observations géomorphologiques et pédologiques dans la région de Fontainebleau. *Bull. Ass. Fr. Etude Quaternaire*, **2** : 120-138.

Péwé T.L., 1969. *Periglacial environment*. McGill-Queen's Univ. Press, Montréal, 544 p.

Pye K., 1987. *Aeolian dust and dust deposits*. Academic Press, London, 334 p.

Robin A.-M., 2005. Episodes majeurs de la podzolisation en forêt de Fontainebleau (France). Essai de synthèse à l'aide du radiocarbone naturel. *C. R. Geoscience*, **337** (6) : 599-608.

Robin A.-M. & Barthélemy L., 2000. Essai de chronologie – depuis 2 300 ans – de dépôts sableux, pédogénisés, en forêt de Fontainebleau (France). *C. R. Acad. Sciences.*, **sér. IIA, 331** (5) : 359-366.

Seppälä M., 2004. Wind as a Geomorphic Agent in Cold Climates. Cambridge University Press, 358 p.

Tassé G., 1982. Pétroglyphes du Bassin Parisien. Supplément à Gallia Préhistoire, CNRS, Paris, 185 p.

Thiry M., 2005. Weathering morphologies of the Fontainebleau Sandstone and related silica mobility. *Ferrantia*, Luxembourg, **44** : 47-52.

Thiry M. & Bertrand Ayrault M., 1988. Les grès de Fontainebleau : genèse par écoulement de nappes phréatiques lors de l'entaille des vallées durant le Plio-Quaternaire et phénomènes connexes. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, **25** (4) : 25-40.

Thiry M. & Liron M.N., 2007. Datation des sédiments des mares tourbeuses du Massif de Fontainebleau : II – Résultats et interprétations. Rapport ENSMP/ARMINES, R0700115MHI, 26 p.

Thiry M., Panziera J.P. & Schmitt J.M., 1984. Silicification et désilicification des grès et des sables de Fontainebleau. Evolutions morphologiques des grès dans les sables et à l'affleurement. *Bull. Inf. Géol. Bassin Paris*, **21** (2) : 23-32.

Thiry M., Parcerisa D. & Liron M.N., 2010. Periglacial geomorphological evolution of the Fontainebleau Massif (France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **54** (1) : 93-110.

M. Thiry
Ecole des Mines, Géosciences, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau
<medard.thiry@mines-paristech.fr>

M.N. Liron
Formatrice SVT/EDD, Académie de Créteil
<marie-nieves.liron@orange.fr>