



Un exemple d'enregistrement sédimentaire de phénomènes périglaciaires pléistocènes en Petite Beauce : le site du Buisson-Sabotier à Landes-le-Gaulois (Loir-et-Cher)

JACKIE DESPRIÉE^{1,2}, GILLES COURCIMAULT³,
LAURENT CRÉPIN¹, SIMON PUAUD¹ et PIERRE VOINCHET¹

Résumé : En 1971, à Landes-le-Gaulois (Loir-et-Cher, Région Centre-Val de Loire, France), deux éclats préhistoriques en meulière lacustre et un fragment de crâne de bovidé étaient mis au jour à l'occasion de travaux préalables à l'extraction de Calcaire de Beauce. Le reste crânien, qui ne porte pas de traces d'action anthropique, appartient à un bovidé mâle. Ses mensurations permettent de l'attribuer à un Aurochs (*Bos primigenius*) de grande taille, datant probablement du Pléistocène moyen, en accord avec la présence d'artefacts préhistoriques du Paléolithique moyen.

L'étude du site a montré que les témoins d'une présence humaine et animale provenaient du sommet de bancs de calcaire altérés. Ils étaient descendus par gravité dans des cellules contenant un sédiment

argilo-graveleux emballant des plaques de meulières géli fractées. Ces sédiments provenant de l'altération du substratum avaient été perturbés par des phénomènes de solifluxion, cryoreptation et cryoturbation généralisés en Petite Beauce pendant les phases de climat périglacière.

La conservation de l'enregistrement de ces phénomènes sur le versant de la vallée Saint-Martin reste exceptionnelle. La carrière du Buisson-Sabotier a été classée parmi les Espaces Naturels Sensibles du Loir-et-Cher.

Mots-clés : Petite Beauce, débitage Levallois, Aurochs, phénomènes périglaciaires, Pléistocène moyen, Paléolithique moyen.

1. UMR 7194-HPNP, Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique, MNHN-CNRS, 1, rue René-Panhard 75013 Paris.

jackie.desprie@free.fr

2. Société Archéologique, Scientifique et Littéraire du Vendômois, Hôtel du Saillant, 41100 Vendôme.

3. Centre Régional de Recherches Archéologiques, 18, rue Lindbergh, 41000 Blois.

Le bourg de Landes-le-Gaulois (Loir-et-Cher) se trouve à 15 km au nord-ouest de Blois sur la bordure occidentale de la Beauce et, plus précisément, de la

Petite Beauce. Le territoire communal est traversé par le ruisseau de la Cisse landaise, un affluent de la Cisse, l'une des rares rivières de cette région naturelle. L'étroite vallée de la Cisse landaise incise des calcaires lacustres qui affleurent aujourd'hui sur les versants et ont été exploités en carrières sur une dizaine de mètres de profondeur pour l'empiècement des chemins ou la construction (**fig. 1**).

Au début des années 1970, dans l'une de ces carrières – dite du Buisson-Sabotier – les travaux d'extraction ont mis au jour deux éclats de meulière débités selon une technique préhistorique connue au début du Paléolithique moyen et un crâne de bovidé. Une première étude devait montrer que ces témoins d'une lointaine présence humaine et animale avaient été conservés dans des formations sédimentaires recouvrant la surface supérieure des calcaires (DESPRIÉE, 1987a). Ces sédiments visibles au sommet du front de taille semblaient toutefois avoir subi des modifications importantes dans leur organisation spatiale, modifications qui pouvaient avoir des causes diverses telles que l'altération du substrat carbonaté, la situation topographique en limite de plateau et de versant et, enfin, les amplitudes climatiques des cycles «glaciaire-interglaciaire» pléistocènes. Une deuxième campagne de relevé, en 2008, a permis de confirmer que toutes ces causes sont à l'origine de cet enregistrement exceptionnellement conservé.

Contexte géographique, géologique et structural

La Beauce est l'une des grandes régions naturelles du sud du Bassin parisien. Lors des transgressions marines du Jurassique puis du Crétacé, le Bassin parisien a été submergé pendant plus de 200 millions d'années. Des calcaires, des craies, des marnes, des sables ou des argiles s'y sont ainsi déposés sur des épaisseurs qui peuvent, par endroit, atteindre trois mille mètres. Après le retrait de la mer à la fin du Crétacé les sédiments marins exondés ont été altérés puis érodés.

Depuis près de 50 millions d'années, selon les endroits et les époques, les formations marines ont été recouvertes par des sédiments lacustres, fluviaux et éoliens qui forment la surface actuelle du bassin (GAUDRON *et al.*, 1972; MANIVIT *et al.*, 1982, 1983; GIOT *et al.*, 1999). C'est à partir de l'Éocène moyen, pendant l'Oligocène et jusqu'au début du Miocène ($\approx 47,8-20,4$ Ma) alors que les transgressions marines continuaient sur le nord du Bassin parisien, que des bassins lacustres et palustres se sont mis en place dans le sud et le sud-ouest du Bassin parisien, en Beauce, Touraine, et Berry (POMEROL, 1973; BLONDEAU *et al.*, 1980; CAVELIER *et al.*, 1980a et b).

Ces divers types de sédiments indiquent des variations importantes dans les climats d'abord équatoriaux, puis tropicaux qui ont régné sur la région jusqu'à la récurrence des cycles «glaciaire-interglaciaire» qui caractérise la dernière partie de notre Ère Cénozoïque.

LE DOMAINE LACUSTRE BEAUCERON

Le sous-sol de la Beauce est constitué par des calcaires, des marnes et des argiles regroupés dans les formations dites des *Calcaires de Beauce*. Ces sédiments ont été déposés sur une zone de subsidence qui s'étend sur environ 180 km du nord au sud (de Dourdan, Essonne, à Selles-sur-Cher, Loir-et-Cher) et sur environ 150 km d'est en ouest (de Saint-Amand-Longpré, Loir-et-Cher, à Montargis, Loiret) soit sur une surface de 25 à 30 000 km² (**fig. 2A**). Ils constituent le sous-sol proche des régions naturelles dénommées Beauce et Petite Beauce, et, plus profondément, de la Sologne et d'une partie du Gâtinais. Toutefois, des témoins de ces dépôts, observés à la périphérie de cette surface indiqueraient que l'étendue du domaine lacustre était sans doute plus vaste et que l'épaisseur des sédiments a probablement été fortement diminuée par l'érosion depuis la fin de l'Aquitainien (LORAIN, 1973; CAVELIER *et al.*, 1980a et b; MANIVIT *et al.*, 1982, 1983).

PALÉOGÉOGRAPHIE DU DOMAINE BEAUCERON

On considère généralement que le domaine lacustre et palustre beauceron correspondait à une zone plate ou légèrement déprimée soumise à une faible subsidence (POMEROL & FEUGUEUR, 1968; LORAIN, 1973; MÉNILLET, 1974 a; CAVELIER *et al.*, 1980a et b). La paléogéographie du fond de cette immense zone a été précisée à partir des nombreux relevés et sondages exécutés pour la réalisation de la Carte géologique de la France, et à partir des carottages préalables au pompage des nappes d'eau (AEP). Ces sondages montrent que les épaisseurs des formations lacustres croissent de la périphérie (5 puis 10 m) vers le centre du domaine (60 à 80 m). Cette augmentation progressive indique l'existence d'une sorte de vaste «cuvette» au fond très irrégulier (LORAIN, 1973; DESPREZ, 1973).

Les variations de profondeur du fond de cette cuvette résultent d'une influence importante de la tectonique sur la paléogéographie du toit des formations argileuses sous-jacentes. On observe en effet au fond du domaine lacustre la présence de reliefs parallèles orientés ou alignés selon la même direction N.130°E (**fig. 2**). Ces anticlinaux ou dômes résultent des plissements ou bombements des roches crayeuses et argilo-siliceuses souples qui se sont produits au début de l'Ère Tertiaire (Paléocène et Éocène), en réponse à la compression pyrénéenne (LORAIN, 1973; LABLANCHE *et al.*, 1994).

À la fin de l'Éocène et au début de l'Oligocène, c'est cette fois un régime distensif, connu pour être à l'origine des rifts européens, qui a induit le rejeu des accidents du socle. Les fosses les plus profondes (100 m en Sologne et en Gâtinais) sont liées à la présence de ces failles. Les gouttières synclinales, les bassins



Fig. 1 : Landes-le-Gaulois, carrière du Buisson-Sabotier. Vue de la partie occidentale du front de taille est-ouest en cours d'exploitation en 1971 par l'entreprise Hernandez. La couverture limoneuse (LP) est découpée jusqu'au calcaire altéré (CA); le calcaire dur (CD) est exploité pour la construction (cl. J. Despriée).

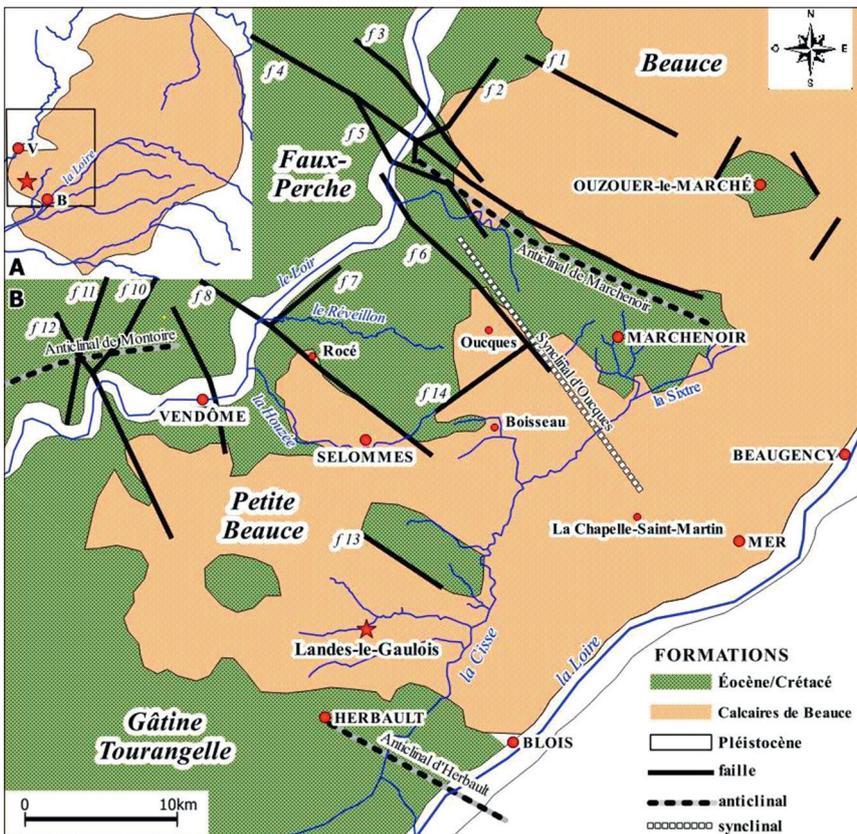


Fig. 2 : Situation géographique du bourg de Landes-le-Gaulois. **A.** Extension reconnue du domaine Beauceron. **B.** Carte géologique et structurale simplifiée de la Petite Beauce et principaux accidents affectant le toit des formations argilo-siliceuses sous-jacentes (carte G. Courci-mault).

- f 1 : faille d'Ouzouer-le-Marché;
- f 2 : faille de l'Aigre;
- f 3 : faille de Cloyes;
- f 4 : faille de Fontaine-Raoul;
- f 5 : faille de Saint-Hilaire la-Gravelle;
- f 6 : faille de Morée;
- f 7 : faille de la Grapperie;
- f 8 : faille du Réveillon;
- f 9 : faille de Vendôme;
- f10 : faille du Boulon;
- f11 : faille de Thoré; f12 : faille de Huisseau;
- f13 : faille de Champigny;
- f14 : faille de Villegomblain.

d'effondrement et les fosses étaient autant de réceptacles pour les eaux météoritiques, les ruissellements ou les drainages.

Les dômes pouvaient rester émergés. Les variations horizontales et verticales des lithofaciès des calcaires et des argiles suggèrent effectivement que ce domaine n'était que partiellement recouvert par des lacs temporaires avec une tranche d'eau peu épaisse et la présence de marécages. Les analyses ont montré la présence d'une flore d'algues vertes vivant en eau douce (characées) et celle, sporadique, de microfaunes de mollusques, tantôt limniques, tantôt continentales, confirmant l'existence de rivages variables. Ces flores et faunes ainsi que les types de sédimentation très variés correspondent à des cycles climatiques tropicaux avec, parfois, une tendance à l'aridité et une absence de végétation basse (Stampien); ou, avec des saisons contrastées et des précipitations irrégulières (Aquitainien) à l'origine de la variation de leurs niveaux (périodes d'inondation / exondation de courte durée). Dans ce milieu confiné se produisait une sédimentation de type chimique basique qui subissait ensuite des altérations variées dues à l'émersion temporaire. Les spores et les pollens montrent la présence d'un arrière-pays constitué de forêts de pins et picéas, associés à des bétulacées et des juglandacées (MÉNILLET, 1974a et b, 1975; CAVELIER *et al.*, 1980a et b).

LA PETITE BEAUCE

La région naturelle de la *Petite Beauce*, encore appelée *Beauce blésoise*, est située sur la bordure occidentale du domaine beauceron (**fig. 2, A et B**). Ses limites ont été définies par Georges DENIZOT (1927a) qui l'a aussi dénommée *Beauce vendômoise*. Il la situe entre Vendôme et Blois, limitée au nord par l'anticlinal de Montoire, à l'ouest par l'anticlinal d'Herbault, à l'est par l'anticlinal de Marchenoir et au sud, par la Loire. Il la présente comme une structure en demi-cuvette comblée par les diverses formations de *Calcaires de Beauce* qu'il a décrites (DENIZOT, 1927b).

Sur la bordure nord, les coteaux de la rive gauche du Loir constitués par des formations crayeuses et argilo-siliceuses du Crétacé supérieur et de l'Éocène culminent entre 130 et 140 m NGF. Les altitudes moyennes actuelles de l'anticlinal de Marchenoir, au sommet duquel affleurent les Argiles à silex du Crétacé terminal, les argiles à silex roulés et perrons de l'Éocène détritique, sont comprises entre 145 et 150 m NGF (Forêt de Marchenoir). À Herbault, les *Argiles à silex* culminent vers 140 m (GAUDRON *et al.*, 1972; MANIVIT *et al.*, 1982 et 1983; BRÉTIZEL *et al.*, 2012).

Aujourd'hui, ces reliefs situés sur le périmètre dominant encore d'une vingtaine de mètres la surface actuelle des calcaires qui se sont déposés dans la cuvette. L'absence totale de sédimentation lacustre sur leur sommet indiquerait que ces bombements ont été induits par les phases compressives antérieurement aux phéno-

mènes lacustres et qu'ils étaient suffisamment élevés pour ne pas être recouverts par le système lacustre et qu'ils auraient pu constituer les versants des différents domaines endoréiques en les séparant de ceux de la Beauce (ou *Grande Beauce*) par l'allongement du dôme de Marchenoir en direction de Beaugency (**fig. 2B**).

Au niveau des accidents de Vendôme, de la Houzée, du Réveillon et de Morée, les phases de distension éocènes ont généré le relèvement de la partie nord-est des compartiments que ces failles limitent, en soulevant les formations argilo-siliceuses et en abaissant leur partie sud-ouest. Le décrochement entre deux compartiments voisins forme ainsi une marche surmontant un point bas où se sont installés les lacs. La limite rectiligne des dépôts lacustres au long de la faille subméri-dienne de Huisseau est caractéristique de ce décrochement (**fig. 2B**). L'épaisseur des calcaires lacustres est donc aussi fonction de l'importance de ces décrochements (MANIVIT *et al.*, 1982, 1983; GIOT, 1999; BRÉTIZEL *et al.*, 2012).

En réponse aux phénomènes de compression et de distension, les paléo-surfaces anté-lacustres comprises entre l'anticlinal de Blois-Herbault et le dôme de Marchenoir ont également été déformées. Des hauts fonds se signalent par l'affleurement, à la surface actuelle du plateau, des formations argilo-siliceuses de l'Éocène ou d'argiles résiduelles à silex comme sur l'axe Boisseau-Rocé. Il en résulte que le fond de la cuvette est irrégulier avec des bombements ou des relèvements toujours émergés et des points bas, talwegs de rides synclinales, grabens et fosses ouverts au long des accidents, où se sont installés les lacs et les marais. Quant à l'axe synclinal de la cuvette, orienté d'Oucques à La Chapelle-Saint-Martin-en-Plaine, il correspond à une dépression centrale profonde de 50 à 60 m environ.

Sur la bordure sud de la Petite Beauce, on n'observe pas de relief limitant les dépôts lacustres. Cette structure en demi-cuvette résulte de la mise en place du Val de Loire blésois par la cassure des calcaires lacustres et l'abaissement de leur surface, d'environ 40 m avant de plonger sous la Sologne. L'ouverture de ce fossé rectiligne orientant le cours de la Loire est donc nettement plus récente et pourrait avoir pour conséquence la mise en place du bassin de la Cisse (**fig. 2B**).

LE BASSIN DE LA CISSE

Le bassin-versant de la Cisse s'allonge entre les deux anticlinaux limitant la Petite Beauce selon un axe nord-est/sud-ouest, parallèlement au cours de la Loire au sud-est et à la ligne de partage des eaux avec le Loir au nord-ouest. Les caractéristiques hydrologiques des rivières du bassin de la Cisse, affluent de la Loire en rive droite, sont les mêmes que celles des autres rivières de la Petite Beauce affluents du Loir, l'Aigre, la Houzée et le Réveillon (**fig. 2B**) :

- elles prennent leur source dans les terrains argilo-siliceux du Crétacé terminal et de l'Éocène remontés

à la faveur des anticlinaux et des bombements qui structurent la région. Le drainage des sols superficiels y est intermittent;

- leur cours moyen se situe dans les calcaires de Beauce perméables dans lesquels les tracés sont orientés par des distensions ou des accidents qui suivent les directions tectoniques locales et qui affectent assez profondément l'aquifère. La *Nappe de Beauce* y trouve de nombreux exutoires;
- leur cours inférieur traverse ensuite les terrains d'argiles à silex et crayeux qui forment les coteaux et les versants des vallées du Loir et de la Loire où elles confluent après avoir reçu les sources abondantes et pérennes de la *Nappe de la Craie*.

La Haute Cisse

La Haute Cisse prend sa source dans les formations argileuses affleurant à Boisseau près du lieu-dit le Buisson, où les argiles éocènes affleurent le long d'un bombement faillé (fig. 2B). Deux sondages distants de

400 m montrent que l'épaisseur de ces argiles, qui est de 32 m au sommet, diminue à 5 m sur le versant sud-ouest de la ride, avec à cet endroit une remontée de plus de 25 m du toit des argiles à silex sous-jacentes.

La Cisse moyenne

Dans son cours moyen, entre Rhodon à Saint-Bohaire, la Cisse suit une série de canyons étroits ouverts dans les *calcaires de Beauce* et profonds d'une vingtaine de mètres dont les fonds étroits varient de 250 à 300 m de large pour la Cisse, à environ 120 m pour la Cisse landaise qu'elle reçoit au pied du coteau de Sudon (fig. 3). Sur les fond plats de ces fossés qui incisent légèrement le toit des couches argilo-siliceuses imperméables, de nombreuses sources ont favorisé le développement de « marais » avec des formations boueuses et tourbeuses atteignant un à deux mètres d'épaisseur. Sur les versants relativement abrupts de ces « canyons », les différents faciès des calcaires de Beauce mis au jour ont été exploités en carrières.

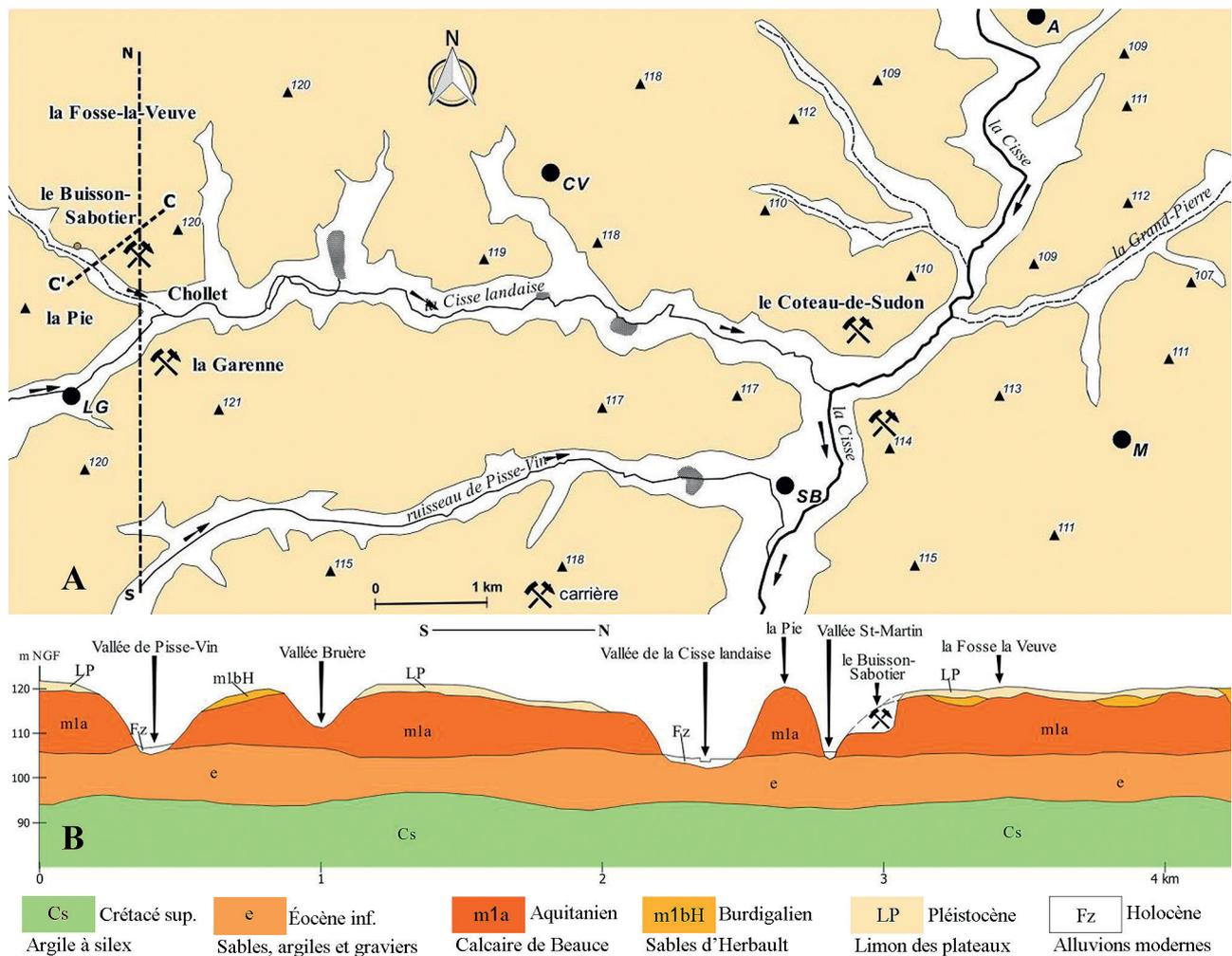


Fig. 3 : A. Carte du bassin de la Cisse moyenne montrant l'orientation des accidents permettant les résurgences de la Nappe de Beauce. B. Coupe N-S : au niveau de la carrière du Buisson-Sabotier, l'incision des calcaires de Beauce (m1a) atteint le toit de la formation argileuse éocène (e).

Le Calcaire de Beauce à Landes

À Landes, d'après la carte géologique, le *Calcaire de Beauce* a été déposé à l'Aquitanien (m1a ≈ 23,03-20,43 Ma) (GAUDRON *et al.*, 1972). Son épaisseur totale est connue par le forage d'eau potable (AEP) réalisé au lieu-dit Villeruche (compartiment de la Pie). Sous 4 m (?) de «*Limons des Plateaux*» (LP), cette épaisseur est de 12 m (sommet à 117,50 m NGF, base à 105,5 m NGF). Elle est en cohérence avec la carte des épaisseurs des calcaires lacustres connues à cette distance de l'anticlinal d'Herbault (LORAIN, 1973).

La stratigraphie du forage, profond de 95 m, confirme que les calcaires reposent sur 9 m d'argiles de l'Éocène (e : 105,50 à 96,50 m NGF). Ces argiles éocènes affleurent au fond du ravin de Saint-Martin. Ces argiles ont également été atteintes dans la carrière voisine de la Garenne où les matériaux ont été extraits jusqu'à la cote 103 m NGF (fig. 3A). Au-dessous de ces formations argilo-siliceuses paléogènes, la stratigraphie des terrains crétaqués comprend 11 m d'*Argiles à silex* (RS) et 70 m de formations crayeuses (fig. 3B).

LA CARRIÈRE DU BUISSON-SABOTIER

La carrière du Buisson-Sabotier est située près du hameau de Maisons-Rouges au nord du moulin de Chollet, à 2 km au nord-est du village de Landes (fig. 3). Cette exploitation a été ouverte dans le versant de la vallée de Saint-Martin, petit ravin adjacent à la vallée de la Cisse landaise. Le front de taille nord s'est arrêté à la cote 117,5 m NGF sur le rebord du compartiment de la Fosse-la-Veuve dont la surface culmine à 120 m NGF. Le front de taille ouest entaille la croupe de Maisons-Rouges descendant vers la confluence avec la Cisse landaise (fig. 4A).

En 1971, après décapage des sédiments argilo-limoneux de surface, le calcaire était exploité dans la partie occidentale du front de taille sur une hauteur de 10 m environ (fig. 4B). Dans la partie supérieure (6-7 m), une formation de calcaire friable (appelée localement «*tuf*» ou «*mâni*») était employée à la viabilisation des chemins ou des sols. Au-dessous, un banc de calcaire dur silicifié, était débité en moellons pour la construction (fig. 1). C'est sous un «*banc royal*» semblable qu'a été mis au jour un «*nid contenant cinq tortues fossilisées*» (*Cistude*) dans la carrière voisine de la Garenne. L'une d'elles est aujourd'hui déposée au muséum d'Histoire naturelle de Blois.

LES DÉCOUVERTES DE 1971

En 1971, la découverte de «*silex taillés dans une poche rouge*» et d'un «*crâne de bœuf entier*», mis au jour pendant les travaux d'extraction de la carrière, nous était signalée par Daniel Pussot du Musée archéologique de Blois. À notre arrivée, un fragment du crâne

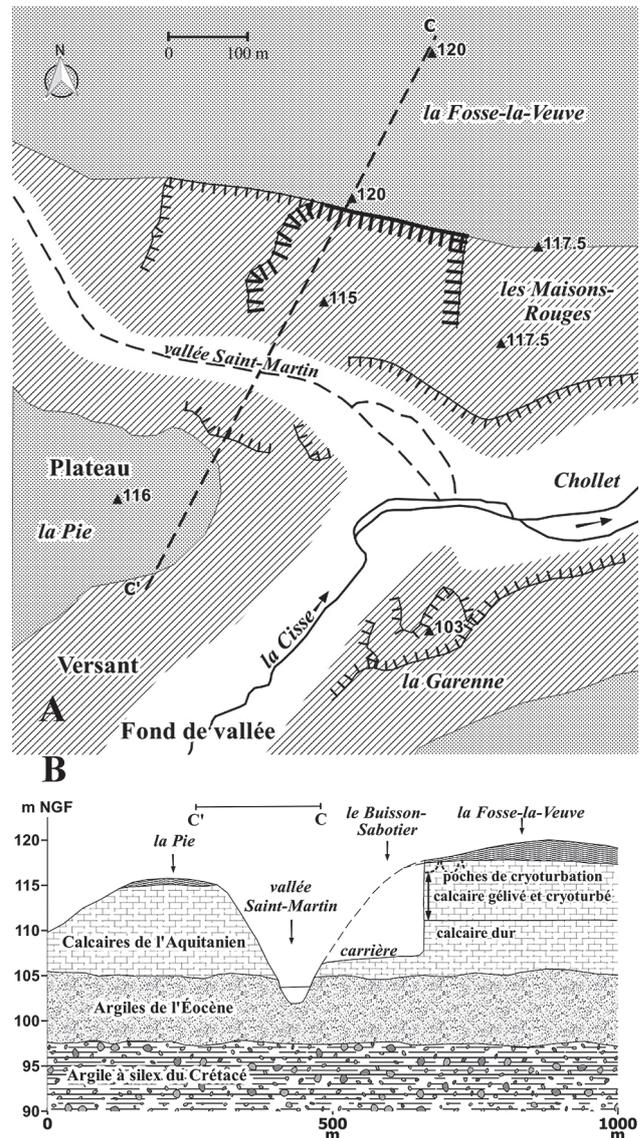


Fig. 4 : A. Plan de situation de la carrière du Buisson-Sabotier ouverte dans le versant nord de la vallée de Saint-Martin. B. Stratigraphie des formations tertiaires et secondaires à Landes-le-Gaulois d'après le forage communal de Villeruche, et profil de la carrière du Buisson-Sabotier.

était retrouvé au pied du front de taille est-ouest. Des sédiments argileux de couleur brun-rouge contenant de petits débris calcaires étaient conservés directement au contact de l'os et dans ses alvéoles.

Lors de notre étude préliminaire avec le Docteur Michel Gruet, conservateur du Muséum d'histoire naturelle d'Angers, nous avons pu observer, dans la partie orientale du front de taille qui n'était plus exploité, qu'une formation de sédiments rougeâtres recouvrait de façon continue le sommet du calcaire. La base de la formation, très irrégulière, paraissait former des poches successives au fond arrondi qui s'enfonçait dans le calcaire (fig. 5.1). Ce sédiment brun rouge

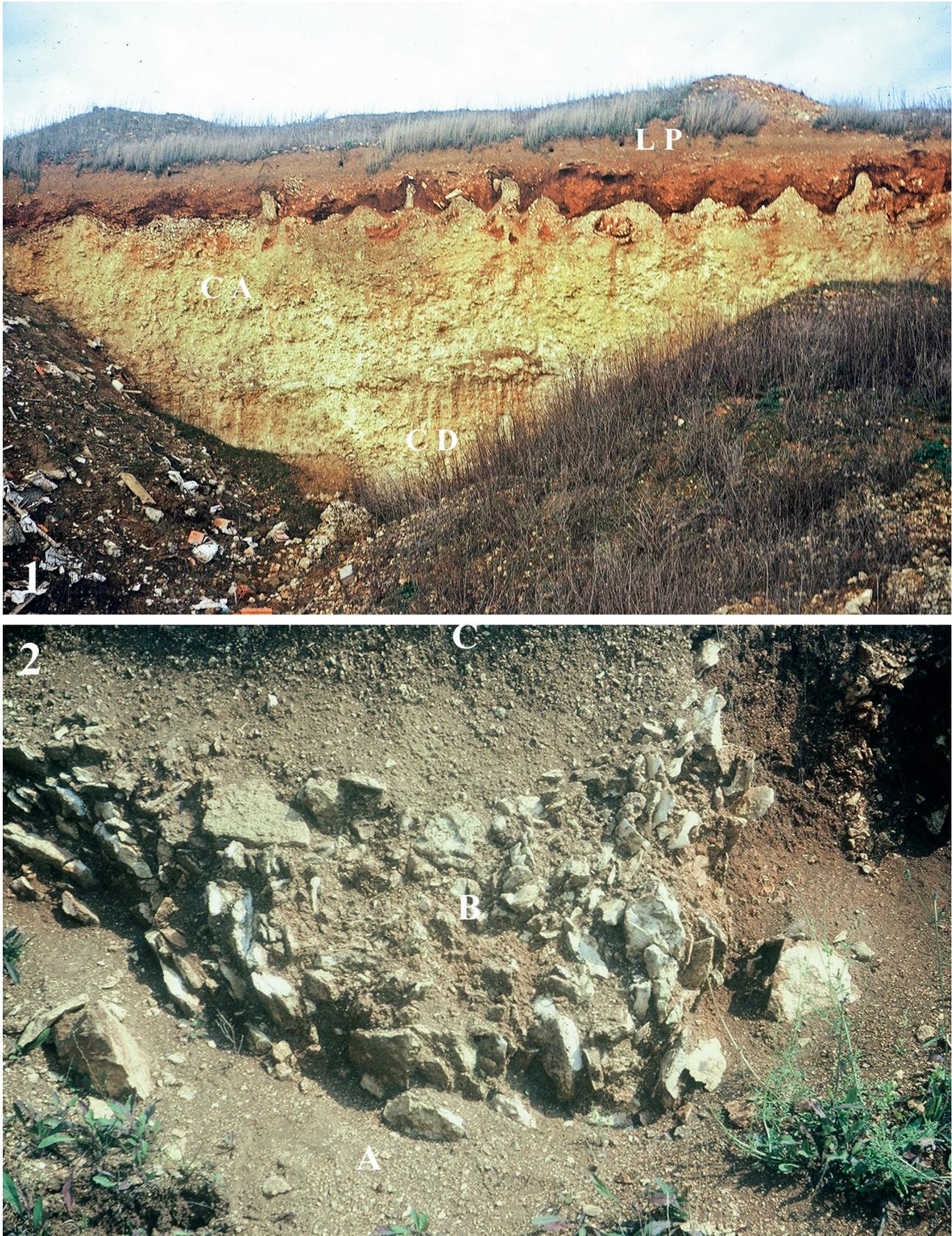


Fig. 5 : 1. Vue de la partie orientale du front de taille et des poches d'argiles brun rouge au sommet sous le limon des plateaux (LP). La limite horizontale entre le calcaire altéré (CA) et le banc de calcaire dur (CD) est nette. 2. Poche remplie par de l'argile (A), par des plaques siliceuses et des débris de plaques (B) recouverts par un mélange de limon et de graviers (C) (clichés J.Despriée).

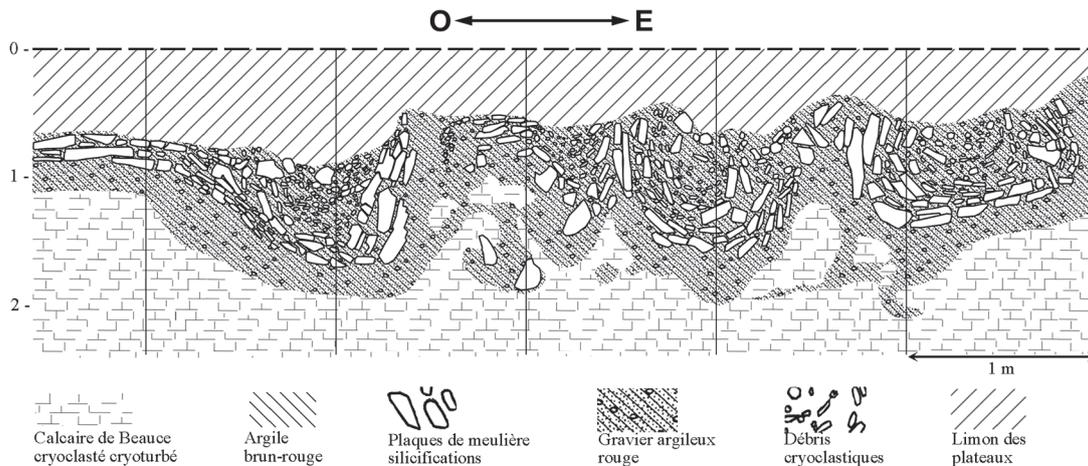


Fig. 6 : Relevé partiel en 1971 de la partie orientale du front de taille montrant l'organisation interne des poches (d'ap. J. Despriée, 1987a).

pouvait correspondre à celui observé sur le fragment osseux.

L'hypothèse que les éléments fossiles puissent provenir de ce niveau nous a amenés à observer le contenu des poches. Étant donnée la hauteur du front de taille, elles n'étaient accessibles qu'en escaladant des remblais déversés depuis le haut. Nous avons alors pu constater que certaines d'entre-elles contenaient également des masses confuses de plaques et de débris dont le matériau siliceux paraissait identique à celui des artefacts préhistoriques récupérés par D. PUSSOT (fig. 5.2). Ces poches étaient recouvertes en continu par des « limons des plateaux », avec des lits discontinus de cailloux de quartz et de meulière.

Vues en coupe verticale, probablement sur un axe à peu près médian pour certaines, ces poches mesuraient au maximum 1,50 m de large sur 1 m à 1,20 m de haut. L'argile brun rouge à rouge brique qu'elles contenaient formait une couche apparente de 15 à 30 cm qui semblait épouser de haut en bas le profil de la poche (fig. 6).

L'observation macroscopique sur le terrain, confirmée par l'examen microscopique des

prélèvements, a permis de constater que cette « argile rouge brique [était] pour les 4/5 mélangée d'un gravier calcaire, de quelques fragments de silex (meulières) et de grains de quartz de 1 mm de diamètre » (M. GRUET, comm. pers.).

Ces poches d'argiles contenaient également des plaques siliceuses de taille décimétrique à métrique dénommées localement « meulières ». Aucune de ces plaques n'était en position horizontale. Elles étaient organisées en couches sensiblement parallèles aux profils des poches. Certaines, pourtant de grande taille, étaient même redressées à la verticale (fig. 6). On pouvait observer sur leur tranche une fissuration multidirectionnelle qui fournissait des débris irréguliers aux bords coupants et aux angles aigus (fig. 7.1). Beaucoup de ces débris étaient mélangés à l'argile graveleuse brun rouge.

Ces poches s'enfoncent dans un calcaire gris clair, friable, constitué de cailloux de taille centimétrique à décimétrique, aux formes irrégulières, arrondies, à la surface altérée, noyés dans une matrice granuleuse, marseuse, argileuse, assez farineuse. Un certain nombre d'anomalies ont été observées dans l'organisation

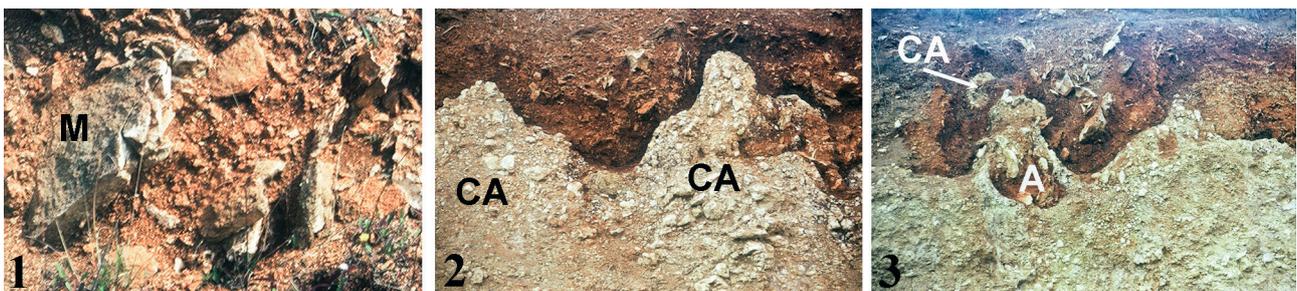


Fig. 7 : 1. Plaque de meulière (M = 70 x 30 cm) en position sub-verticale. On observe sur la tranche la fissuration importante et les débris anguleux qui en résultent. 2. Vue du contact cailloux calcaires/argiles rouges montrant les cailloux de calcaires (CA) redressés selon les contours de la poche. 3. Paquets de cailloux calcaires (CA) et poches remplies d'argile rouge (A) (clichés J. Despriée).

spatiale de ces cailloux. Au contact entre le calcaire et l'argile rouge, dans les bourrelets calcaires qui soulignent la limite des poches, le grand axe des cailloux est également parallèle à la limite des poches. L'orientation des cailloux calcaires suggère leur déplacement vers le haut entre les poches (fig. 7.2).

On observe également des paquets de taille décimétrique de ces cailloux de calcaire (CA) dans l'argile rouge, alors que des paquets de cette même argile rouge (A) apparaissent isolés plus profondément dans le substratum calcaire (fig. 7.3).

Préhistoire et Paléontologie

Les deux éclats ont été retrouvés par D. PUSSOT dans les argiles brun-rouge. Le fragment de crâne qui en proviendrait également a été retrouvé en pied de coupe après manipulation et détérioration importante.

LES ARTEFACTS PRÉHISTORIQUES

Ils sont en meulière. Un léger cacholong blanchâtre en surface, suggère un enfouissement à l'abri de la lumière assez rapide. Ils présentent toutes les caractéristiques d'un débitage anthropique : talon préparé, plan de frappe et bulbe d'éclatement, enlèvements antérieurs sur la surface supérieure avec absence totale de cortex. Il s'agit d'éclats de débitage avec talon facetté ou dièdre. Leurs formes, une pointe et un éclat quadrangulaire, sont prédéterminées par la chaîne opératoire dite de *débitage Levallois* (fig. 8A, 1 et 2) (BORDES, 1967). La retouche et les microtraces sur

les bords indiquent une probable utilisation avant leur abandon.

LE RESTE PALÉONTOLOGIQUE

Lors de la première découverte, le crâne aurait été retrouvé complet ou presque complet. Il ne nous est parvenu que la partie arrière, comprenant l'os occipital, l'os temporal et une partie de l'os pariétal, majoritairement le côté gauche (fig. 9). Les autres fragments n'ont pas été retrouvés, seulement des débris de taille inférieure au centimètre ont été ramassés au même endroit. Le fragment rescapé mesure au maximum 173 mm de longueur, 290 mm de largeur et 174 mm de hauteur gauche. Toutes les sutures crâniennes étant complètement soudées, l'individu était un adulte dans la force de l'âge ou un adulte âgé.

Ce spécimen présente un os occipital très aplati, notamment dans la partie interpariétale en arrière de la ligne nuchale, ce qui indique l'absence d'un chignon frontal, absence qui caractérise le genre *Bos* (fig. 9A, 1, 2 et 3). La forme du *foramen magnum* et des condyles occipitaux nous apporte également d'importantes informations anatomiques et taxonomiques. Le *foramen magnum* est très arrondi et circulaire. Les condyles occipitaux assez courbes et larges, sont peu recouvrants vers les processus jugulaires et relativement développés latéralement. Ces caractéristiques indiquent également une morphologie de type *Bos*, de même que la partie basilaire de l'os occipital qui présente des tubercules musculaires bien développés latéralement. Enfin, l'os temporal permet d'observer que les bulles tympaniques et les os pétreux sont plus proches

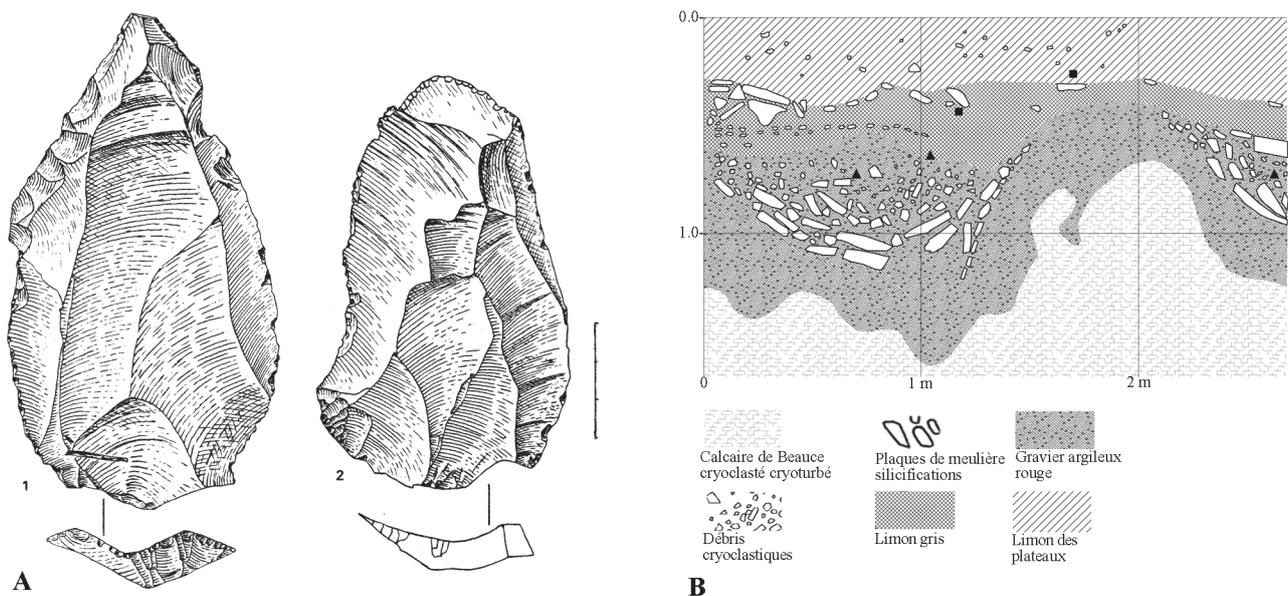


Fig. 8 : A. Industrie lithique préhistorique. 1. Pointe Levallois à talon facetté ; 2. Éclat Levallois à talon dièdre (échelle en cm; musée archéologique de Blois). B. Position de l'industrie trouvée *in situ* dans la poche d'argile à meulière. Triangles noirs : éclats Levallois; carrés noirs : petits éclats de silex dans les limons (d'ap. J. Despriée, 1987a).

morphologiquement du genre *Bos* que du genre *Bison* (fig. 9B, 1, 2 et 3).

Détermination spécifique

Bien que le crâne soit incomplet, une partie de l'analyse métrique a toutefois pu être effectuée selon les critères proposés par VON DEN DRIESCH (1976). Ces mesures ont été comparées avec les mesures effectuées

sur les spécimens conservés dans les collections de références de l'Institut de Paléontologie Humaine (IPH) à Paris. Ces résultats et les mensurations moyennes connues par les données bibliographiques pour les diverses espèces européennes de ce genre : le Bœuf actuel (*Bos taurus*), l'Aurochs (*Bos primigenius*), les Bisons fossiles et actuels européens (*Bison schoetensacki*, *Bison priscus*) ou américain (DELPECH, 1983; SALA, 1986; VAN ZYLL DE JONG, 1986; PRAT

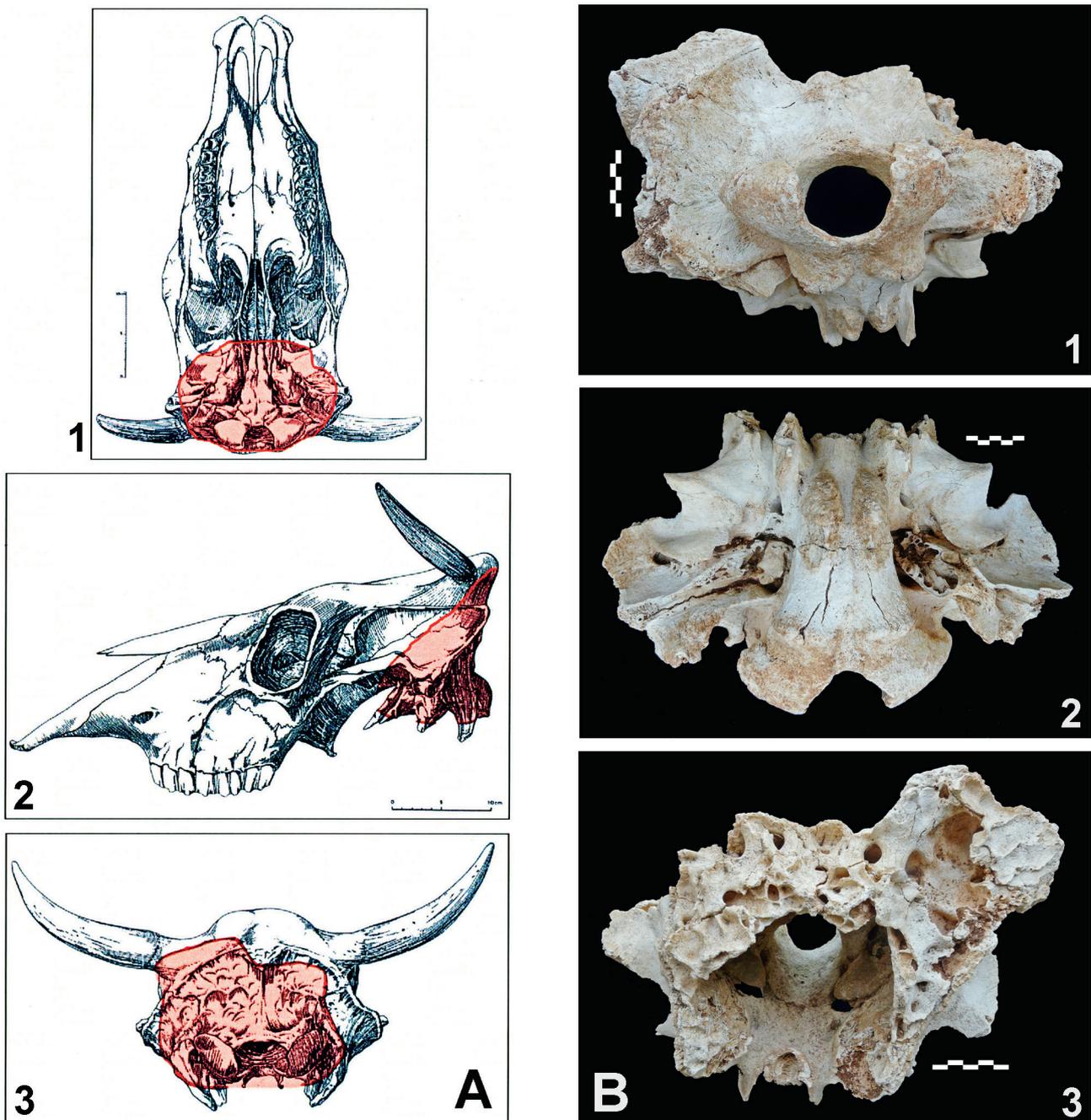


Fig. 9 : A. Représentation du fragment crânien du bovidé (en rouge). 1 : vue palatine; 2 : vue latérale gauche; 3 : vue occipitale. Le crâne de bœuf n'est utilisé ici qu'à titre illustratif (d'ap. Palès et Garcia, 1981, mod.). **B.** photos du fragment de crâne. 1 : Vue occipitale externe; 2 : vue basi-occipitale; 3 : vue occipitale interne (clichés G. Courcimault). Ce fragment crânien d'aurochs a été déposé au muséum d'Histoire naturelle de Blois (L.-et-C.).

et al., 2003 ; BORVON et al., 2008, 2014), sont réco-
lées dans le **tableau 1**.

Les mesures 28 et 29 qui prennent en compte le *foramen magnum* indiquent que l'individu du *Buisson-Sabotier* présente des valeurs parmi les plus importantes de notre échantillonnage de comparaison dans lequel se situent majoritairement des aurochs (**fig. 10, graph. 1**). Les mesures obtenues pour les condyles occipitaux montrent également une proximité forte entre notre fossile et le groupe des aurochs, même si quelques bisons ont également des valeurs élevées (**fig. 10, graph. 2**). Le dernier graphique illustre une proximité encore plus grande entre l'individu du *Buisson-Sabotier* et le groupe des aurochs (**fig. 10, graph. 3**).

Les mensurations du fragment du *Buisson-Sabotier* correspondent à un crâne de mammifère de grande taille de la famille des *bovidae*, du genre *Bos*. Elles ne

montrent pas de liens évidents entre l'individu du *Buisson-Sabotier* et les populations de bisons (actuels et fossiles) mais une proximité beaucoup plus grande avec le genre *Bos primigenius*. L'analyse comparative paléontologique et métrique du matériel avec les collections de références nous permet de rapprocher cet individu de l'espèce *Bos primigenius*, et suggère que ce fossile serait un adulte mâle pléistocène d'après les valeurs très élevées qu'il possède comparativement aux autres mâles holocènes de notre échantillon.

Observations taphonomiques

D'un point de vue taphonomique, le degré de conservation du matériel est plutôt bon malgré la fragmentation très importante de cette pièce. La surface corticale de l'os est bien conservée et le *weathering* (intempérisation)

N°	Échantillons de comparaison	Mesures*				
		26	27	28	29	30
1	<i>Bovidae</i> , Buisson-Sabotier	134,0	220,0	51,0	48,2	114,0 (x 2)
2	<i>Bos taurus</i> , IPH-1 130 N17, actuel	92,7	122,5	30,4	31,2	114,5
3	<i>Bos taurus</i> , IPH-FD 59 29, actuel	84,0	113,0	36,8	34,9	114,0
4	<i>Bos taurus</i> , IPH -1 140 N18, actuel	81,2	117,3	32,4	33,1	92,3
5	<i>Bos taurus</i> , IPH-N4, actuel	104,0	148,0	40,6	41,3	131,5
6	<i>Bos taurus</i> , IPH-1141 N 19, actuel	80,0	122,0	32,6	33,9	106,0
7	<i>Bos primigenius</i> , IPH, holocène	127,7	200,0	41,5	42,0	189,6
8	<i>Bos primigenius</i> , holocène, 1250 av. J.-C. Mus. Le Mans, Pontvallain, Sarthe, M, 9 ans (BORVON et al., 2008)	129,0	200,0	43,0	43,0	94,0 (x 2)
9	<i>Bos primigenius</i> , holocène, néolithique ? Mus. Dobrée, Nantes-884.2. 157 Saint-Nazaire, Penhouët, M (BORVON et al., 2008)	69,0 (x 2)	114 x 2	55,0	51,0	109 x 2
10	<i>Bos primigenius</i> , holocène, néolithique, 3 ka Torsac, Charente, M, 7 ans (BORVON et al., 2008)	145,0	204,0	53,5	49,5	213,0
11	<i>Bos primigenius</i> , holocène, néolithique, 5ka Etival, Jura, M, 5 ans (BORVON et al., 2008)	120,5	186,2	40,5	42,0	190,0
12	<i>Bos primigenius</i> , holocène, Néolithique ? MHN Nantes-045945, Penhouët, Saint-Nazaire, O (BORVON, 2014)	131,0	215,0	48,0	45,0	222,0
13	<i>Bos primigenius</i> , Holocène, néolithique ? MHN de Nantes-045936, Pont d'Ancenis, Loire (BORVON, 2014)	113,0	172,0	40,0	46,0	153,0
14	<i>Bos primigenius</i> , MHN Nantes- 045940, Pont d'Ancenis, Loire (BORVON, 2014)	132,0	217,0	50,0	45,0	187,0
15	<i>Bos primigenius</i> , holocène, néolithique ? Musée de Cherbourg-Octeville-I (BORVON, 2014)	137,0	210,0	45,0	46,0	91,0 (x 2)
16	<i>Bison Bonasus</i> , IPH-1914-15, actuel	110,7	173,2	46,0	41,0	180,0
17	<i>Bison Schoetensacki</i> , pléistocène (SALA, 1986)	136,73	-	44,05	41,05	-
18	<i>Bison priscus</i> , IPH-1914-14, actuel	120,8	178,0	50,7	39,8	172,0
19	<i>Bison priscus</i> , pléistocène supérieur grotte d'Habarra-2AB, Arudy, P.-A., M (PRAT et al., 2003)	139,5	237,0	36,0	49,0	-
20	<i>Bison priscus</i> , pléistocène supérieur, Würm récent grotte d'Habarra-4E, Arudy, P.-A., F (PRAT et al., 2003)	127,0	187,0	49,0	45,0	166,0
21	<i>Bison priscus</i> , pléistocène supérieur, Würm récent Grotte d'Habarra, 12Jd, Arudy, P.-A., M ? (PRAT et al., 2003)	129,0	187,5	44,5	42,0	-
22	<i>Bison priscus</i> , pléistocène supérieur, Würm récent Grotte de Roc de Combe, Payrignac, Lot (DELPECH, 1983)	150,0	-	52,0	-	185,0
23	<i>Bison priscus</i> , pléistocène supérieur, Würm récent Espiet, Gironde (PRAT et al., 2003)	144,0	-	-	-	201,0
24	<i>Bison priscus</i> , pléistocène (SALA, 1986)	128,0	-	40,13	46,38	-
25	<i>Bison bison athabascaae</i> , pléistocène (VAN ZYLL DE JONG, 1986)	127,4	-	-	-	183,4

Tabl. 1 : Liste des mensurations relevées sur les 24 échantillons de comparaison regroupant les trois espèces de bovinés connus depuis le Pléistocène moyen jusqu'à la période actuelle.* Les mesures sont celles préconisées par A. VON DEN DRIESCH (1976) pour *Bos* sp (M = mâle ; F = femelle).

est peu important (stades 0 à 1 de BEHRENSMEYER, 1978) indiquant une exposition relativement brève à l'air libre et un enfouissement rapide de l'individu le protégeant ainsi d'une dégradation plus avancée. Ce fossile présente également plusieurs zones de dépôts d'oxydes de fer, plus ou moins étendues également sur la face ventrale, traduisant un enfouissement en milieu assez humide et chargé en fer. Ce milieu correspondrait au matériel argileux, de couleur rouge-brun, associé à de petits débris calcaires présent dans les alvéoles du fragment osseux et dans les argiles graveleuses rouges

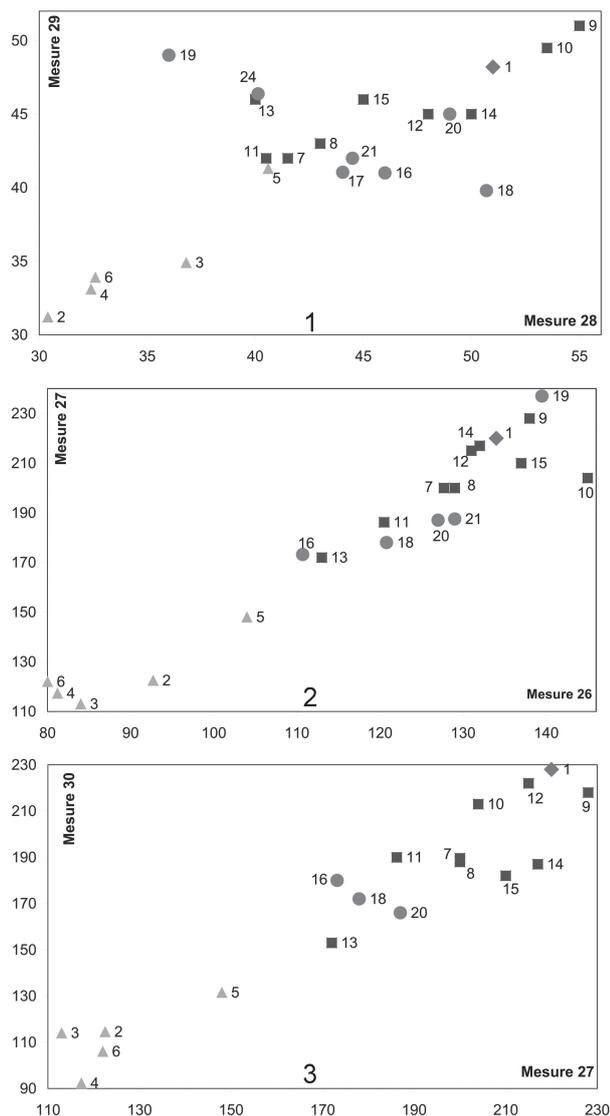


Fig. 10 : Répartition des mesures effectuées sur les différents spécimens de bovinés données dans le tableau 1, et comparaison avec les valeurs mesurables de l'individu du Buisson-Sabotier. Mesures réalisées selon VON DEN DRIESCH (1976) : 26 = largeur maximale des condyles occipitaux ; 27 = largeur maximale à la base des processus para-occipitaux ; 28 = largeur maximum du *foramen magnum* ; 29 = hauteur du *foramen magnum* ; 30 = largeur minimale de l'os occipital. Le losange rouge indique la position de l'échantillon du Buisson-Sabotier par rapport aux populations de bœuf actuel (triangles), de bisons (cercles) et d'aurochs (carrés).

contenues dans les cellules d'argile visibles au sommet du front de taille.

Certaines des fissures longitudinales très prononcées, principalement en vue ventrale (**fig. 10B, 2**), pourraient témoigner d'une exposition récente à l'air libre et d'une décompression importante de l'os ayant conduit à sa fragilisation, ce qui expliquerait sa fragmentation lors de – ou après – sa découverte.

Le sédiment directement au contact de l'os confirmerait que ce fossile proviendrait des niveaux dans lesquels des artefacts de type Levallois ont également été découverts. L'ensemble des critères paléontologiques et taphonomiques conduisent donc à interpréter ce fragment crânien comme celui d'un grand aurochs adulte mâle (*Bos primigenius*) d'âge Pléistocène.

Discussion

Dans le remplissage des poches, il a été observé un sédiment argileux dont la couleur varie du brun rouge au brun foncé. Ce sédiment contient des grains de quartz, des graviers et des cailloux de roches calcaires et siliceuses. Les granules calcaires (2 à 20 mm) ont généralement une forme polyédriques aux arêtes usées ; les fragments de meulière sont également polyédriques, mais plus aplatis et très anguleux, voire coupants. Des plaques de meulière extrêmement fragmentées sont regroupées en énormes amas. Quelle est l'origine de ces divers éléments ? Quels phénomènes sont les causes de la mise en place, du mélange et de la géométrie très particulière du remplissage de ces poches ? Quand se sont-ils produits ? Quelles sont les relations entre ces sédiments et les bancs de calcaire sous-jacents ? Comment les artefacts préhistoriques et le crâne fossile se sont-ils trouvés intégrés dans le remplissage des poches ?

On connaît en région Centre des perturbations de niveaux sédimentaires organisées en poches semblables à celles observées au Buisson-Sabotier. Ces perturbations ont affecté le sommet de sédiments argilo-calcaires marins ou lacustres. Elles ont été observées en coupe sous les alluvions du Loir sur le site des Grouais-de-Chicheray à Pezou (Loir-et-Cher) et sous celles du Cher sur le site de la Noira à Brinay (Cher) datées du Pléistocène moyen. Ces perturbations, liées aux cycles climatiques « interglaciaire-glaciaire », se sont produites en début de phase glaciaire et pendant le pléniglaciaire suivant (DESPRIÉE *et al.*, 2017a et b).

Au début de chaque phase froide, une calotte de glace se met en place puis recouvre progressivement une partie du nord de l'Europe (**fig. 11**). Le territoire européen subit alors les rigueurs du refroidissement à l'origine de cet inlandsis (climat périglaciaire). Durant plusieurs milliers d'années, le froid va pénétrer de plus en plus profondément dans le sol. En réponse aux successions de phases de gel et de dégel, le sol et le sous-sol sont affectés par des phénomènes de cryoclastie, de solifluxion, de gélifluxion, de cryoturbation.

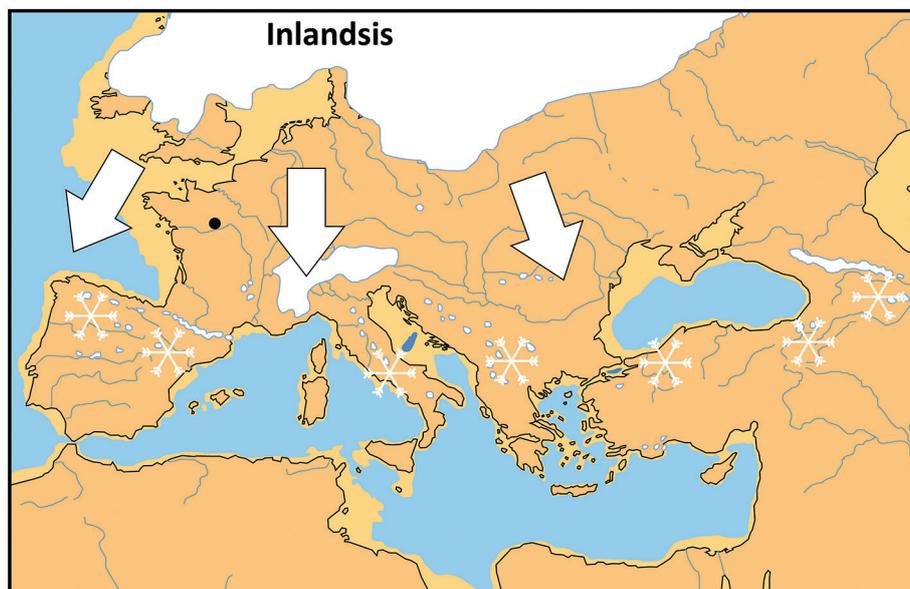


Fig. 11 : Carte de l'Europe au pléniglaciaire : extension de l'inlandsis sur le nord du continent et de la calotte glaciaire alpine. Les flèches indiquent l'étendue des territoires subissant les effets du froid permanent. Cercle noir : localisation du site du Buisson-Sabotier en zone de climat périglaciaire (carte P. Voinchet).

LES STIGMATES DE CRYOCLASTIE

Au Buisson-Sabotier, la fissuration et la fragmentation des plaques de meulière ainsi que la morphologie anguleuse des débris sont caractéristiques de l'éclatement des roches par le gel (**fig. 7, 1**). Ces roches perméables contiennent de l'eau dans leur porosité. Lors des phases de gel, l'augmentation du volume lors du passage à l'état solide provoque l'éclatement des roches (cryoclastie). On observe une fissuration multidirectionnelle et des débris polyédriques irréguliers de section triangulaire aux arêtes vives et aux bords tranchants.

LES EFFETS DE LA SOLIFLUXION ET DE LA GÉLIFLUXION

Lors de la période de transition entre la fin de l'interglaciaire et le stade glaciaire, l'arrivée du froid a pour conséquence une raréfaction de la végétation. Une humidité importante persiste avec un décalage dans le temps et les sédiments se gorgent d'eau, les objets lithiques présents en surface, s'y enfouissent par gravité. Sur les pentes, les sédiments sont déstabilisés et descendent en coulées boueuses entraînant cailloux et blocs vers le bas. Au pléniglaciaire, à la fin du printemps et en été, les sols superficiels dégèlent mais le substratum reste gelé en profondeur. L'eau libérée ne peut donc pas s'infiltrer et se mélange aux sédiments (mollisol). Sur les pentes même faibles, il se met en place une dynamique de descente des masses boueuses

vers l'aval par reptation sur le sol gelé (cryoreptation). Ce phénomène de gélifluxion favorise un mélange des divers sédiments (VAN VLIET-LANOË, 1995). C'est ce mélange qui a été observé dans les sédiments des poches lors de l'aménagement en 2008 (**fig. 12**).

Ces coulées de solifluxion et de gélifluxion peuvent se superposer, et modifier sensiblement le profil du versant. Dans le front de taille est de la carrière du Buisson-Sabotier qui a entaillé la croupe des Maisons-Rouges, on peut observer le profil transformé en glacis à pente régulière depuis le centre du compartiment de la Fosse-la-Veuve (pente de 1,3 % au lieu de 6,7 % en moyenne pour les versants calcaires). Les graviers argileux à meulière s'y sont accumulés dans la moitié inférieure du versant de la croupe alors que les calcaires affleurent dans la partie supérieure. Et, à la surface du compartiment de la Fosse-la-Veuve, les niveaux d'argiles à meulière affleurent aujourd'hui sous seulement 25 cm de terre végétale mélangée à de nombreux débris de meulière, indiquant une érosion importante de la couverture limoneuse.

LES FIGURES DE CRYOTURBATION

Pendant le pléniglaciaire, l'eau encore contenue dans les sédiments en surface se transforme en glace. Ce passage à l'état solide s'accompagne d'une augmentation de volume. Les pressions s'exercent sur les surfaces des cailloux et blocs contenus dans les sédiments, les déplacent dans les trois directions. Lors des phases de dégel, l'eau forme un sédiment boueux

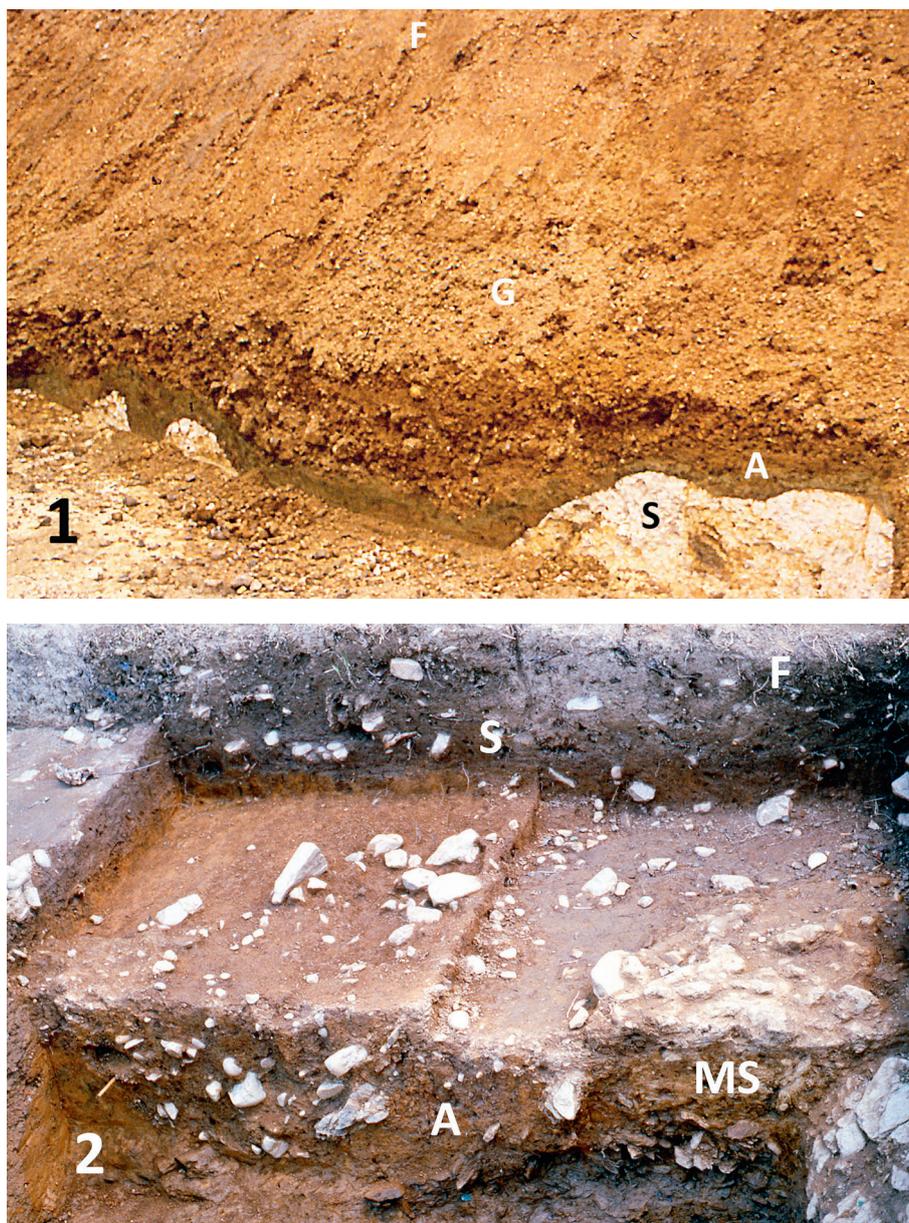


Fig. 12 : Exemples de poches polygonales de cryoturbation contenant des cailloux gélivés et encadrées par des remontées du substratum. 1. Pezou (Loir-et-Cher), les Grouais-de-Chichery; substratum de craie sénonienne (S) altérée en argiles (A), sous la coulée de gélifluxion (G) et la formation fluviale (F) âgée de 400 ka. **2.** Éguzon-Chantôme (Indre), Pont-de-Lavaud; substratum de micaschistes (MS) et altérites (A) sous le dépôt de solifluxion (S) et les alluvions fluviales âgées de 1,05 Ma (F) (clichés J. Despriée).

(mollisol). Les successions de phases gel/dégel vont ainsi créer des cellules de formes polygonales ou circulaires irrégulières qui s'agrandissent au cours du temps et dans lesquelles la disposition originelle des cailloux va être perturbée (cryoturbation) : les éléments grossiers ont tendance à s'accumuler au centre («nid de pierres») ou à se redresser à la périphérie. Ces phénomènes se produisent actuellement dans les zones arctiques des continents eurasiatique et américain (Canada, Sibérie...) (VAN VLIET-LANOË, 1987 ; COUSSOT &

MEUNIER, 1996 ; PIDWIRNY, 2006 : ALLARD). C'est cette organisation en cellules polygonales qui a été observée en coupe en 1971 au Buisson-Sabotier, avec les meulière cryoclastées et leur débris regroupés et redressés dans les graviers argileux rubéfiés (**fig. 6 et 8B**).

Ces figures de cryoturbation qui ont affecté les sédiments lors des glaciations du Pléistocène ont été observées en coupe sous les alluvions du Loir sur le site des Grouais-de Chichery à Pezou. Un autre enregistrement

a été fouillé sur le Plateau d'Aigurande à Éguzon-Chantôme (Indre). Dans chaque cas, le substrat ainsi que les altérites le recouvrant sont remontés vers la surface, formant des poches contenant les cailloux (fig. 12.1 et 2). Ces figures typiquement périglaciaires étaient accompagnées d'autres phénomènes concomitants tels que des fentes de glace fossiles, des « nids de pierres » ainsi que des injections d'argiles vers la surface (diapirs) (DESPRIÉE et GAGEONNET, 2003).

Ce phénomène caractéristique de remontées et d'injections de sédiments gorgés d'eau ou de masses gelées en limite du mollisol et du pergélisol a également été observé au Buisson-Sabotier où les nodules sont remontés entre les cellules ou dans les cellules elles-mêmes (fig. 7, 2 et 3).

Les phénomènes à l'origine de l'organisation type des cellules de cryoturbation du Buisson-Sabotier se sont produits sous climat de type périglaciaire. Ils peuvent être comparés à des phénomènes analogues fossilisés sous les formations fluviales fossiles pléistocènes du bassin de la Loire moyenne. Il reste toutefois à estimer l'ampleur du pergélisol, à comprendre la mise en place des sédiments en haut de versant (mollisol) et à expliquer la présence d'artefacts préhistoriques et d'un reste de crâne d'aurochs ne présentant pas de trace de transport dans des masses boueuses cryoturbées.

Un site naturel sensible

Après l'arrêt de l'extraction, la carrière du Buisson-Sabotier a été remblayée jusqu'à la cote 110 m NGF. Elle a été acquise par la commune de Landes-le-Gaulois en 1995 et son aménagement en lagunage a été suivi par le Conservatoire d'Espaces Naturels du Loiret-Cher (CEN 41). En 2008, préalablement à un aménagement pédagogique, un log stratigraphique a été relevé sur les 7 m de la partie occidentale du front de taille. Un sondage a été réalisé pour retrouver le toit du banc de calcaire dur (fig. 13). L'extrémité orientale du front de taille a été de nouveau étudiée (fig. 4 et 15). Huit prélèvements correspondant aux divers faciès observés ont été décrits (fig. 16).

LA STRATIGRAPHIE DU FRONT DE TAILLE, PARTIE OCCIDENTALE

On observe de bas en haut (fig. 13) :

Un banc de calcaire dur compact

Le toit du banc de calcaire dur aquitain montre un léger pendage vers le sud. Il est fissuré selon un réseau polygonal décimétrique correspondant aux fissurations lors des périodes d'assèchement des eaux du lac. Ce calcaire contient des nodules centimétriques arrondis en calcaire micritique grisâtre noyés dans une matrice

micritique consolidée par de la silice (fig. 13, banc n° 1).

Ce faciès noduleux observé dans le banc induré (fig. 13, n° 1; fig. 16, a) est fréquemment observé (LORAIN, 1973, MÉNILLET, 1974, 2005). Il résulte du fonctionnement dynamique saisonnier très contrasté d'une dépression endoréique sous un climat chaud caractérisé par les alternances de sécheresse et de pluies violentes. Lors de la remise en eau, la boue calcaire qui y était déjà déposée a été érodée, les éléments roulés et redéposés plus loin. Ensuite, les sédiments ennoyés ont été soumis aux phases de décantation chimique et le dépôt de la matrice calcaire s'est poursuivi jusqu'au nouvel assèchement. La présence de vermicules de couleur rouille dans la pâte calcaire de cette brèche intraformationnelle signale le développement de racines et par conséquent de la végétation sur les sédiments, après qu'ils aient été émergés, ou sur des rives temporaires (CAVELIER *et al.*, 1980a et b). La cohérence et la dureté de ce banc résultent d'une phase de silicification secondaire.

Des bancs de calcaire tendre friable

Ces bancs reposent directement sur le banc de calcaire dur. D'une puissance d'environ 7 m, ils constituent la plus grande part du front de taille visible :

- le banc de calcaire n° 2 (ép. = 1,40 m) est fragmenté en blocs et cailloux plus ou moins parallélépipédiques selon la fissuration horizontale et verticale. La structure litée des carbonates est conservée, et la fissuration naturelle a favorisé sa fracturation en blocs à surfaces sub-parallèles, parfois mobiles. Des nodules de calcaire silicifié, arrondis, de la taille du poing et des graviers sont libérés assez facilement. Ces nodules sont similaires à ceux contenus dans le banc de calcaire dur sous-jacent et ce faciès noduleux était vraisemblablement aussi une brèche. La matrice est altérée et se désagrège facilement au contact d'un outil ;
- dans le banc n° 3 (ép. = 1,30 m) la brèche calcaire est nettement plus friable, les nodules sont facilement libérés. Au sommet du banc, le calcaire induré est fissuré en blocs parallélépipédiques, sans déplacement visible et la limite supérieure sub-horizontale est nette ;
- dans la couche n° 4 (ép. = 2 m) la roche est constituée de blocs décimétriques et de nodules de calcaire silicifié centimétriques (de la taille du poing) et de petits cailloux, aux contours grossièrement arrondis, flottant dans une matrice calcaire pulvérulente blanche en cours d'effritement. La morphologie sub-arrondie de ces nodules de calcaire micritique est semblable à celle des nodules du banc de calcaire dur sous-jacent. À cause de la friabilité de la matrice, les cailloux les plus gros sont souvent partiellement dégagés et bien visibles dans la coupe. Ils s'alignent selon des festons et semblent limiter des poches irrégulières aux remplissages variés en granulométries, textures et colorations (fig. 13) ;

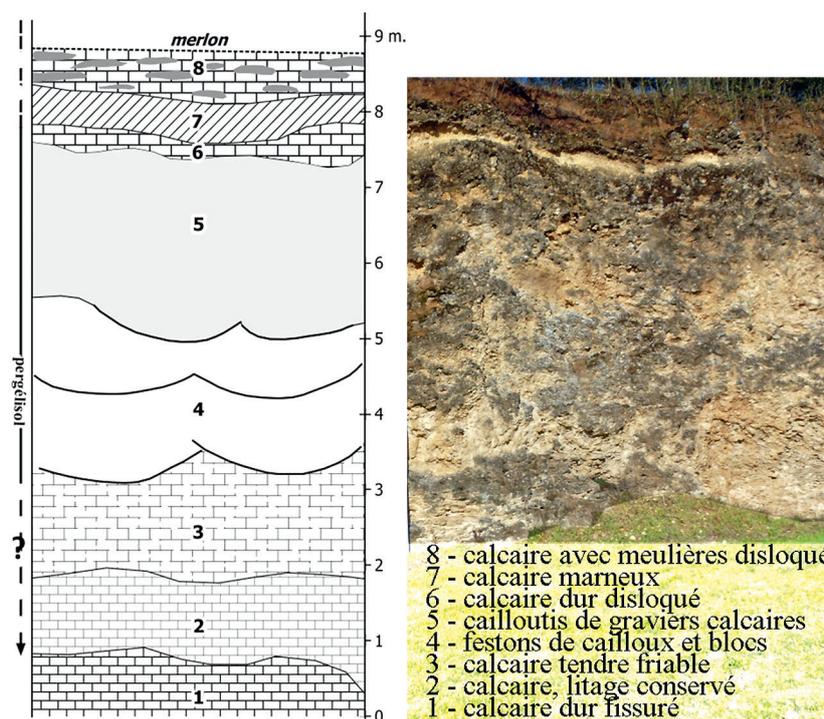


Fig. 13 : Log stratigraphique et photographique montrant la superposition des bancs calcaires dans la partie occidentale du front de taille (cliché J. Despriée).

- dans la couche n° 5 (ép. = 2,20 m), la matrice calcaire extrêmement friable ne contient plus que des cailloux arrondis et des graviers plus anguleux de calcaire silicifié, sans aucune figure de dépôt;
- cette couche est protégée au sommet par un banc d'une trentaine de centimètres de calcaire induré, fissuré et déformé, qui peut être suivi latéralement sur plusieurs dizaines de mètres (n° 6);
- le niveau n° 7 (ép. = 30 – 50 cm), également visible sur la plus grande partie du front de taille oriental, est un niveau argilo-marneux, blanchâtre, à granulométrie fine, formé d'un mélange de carbonates et de silice contenant des cailloux calcaires silicifiés altérés;
- le niveau n° 8 (ép. = 30 cm) est un banc de calcaire disloqué en blocs décimétriques, de calcaire dur contenant des plaques de meulière, également de taille décimétrique, dont certaines encore en position horizontale.

LA STRATIGRAPHIE DU FRONT DE TAILLE, PARTIE ORIENTALE

Par suite des décapages préalables à l'extraction, les poches d'argiles rouges ne sont plus présentes dans le secteur occidental du front. Les observations ont donc été renouvelées sur la partie orientale en continu sur une longueur de 24 m et sur 3,5 m de hauteur (fig. 14 et 15).

La partie supérieure du substratum calcaire

Les couches 6, 7 et 8 observées dans la partie occidentale du front n'ont pas été retrouvées dans le secteur oriental. Les festons ont bien été observés dans les niveaux 4/5 qui n'ont pu être distingués (fig. 14, 1). Le contact entre le substratum calcaire et les poches d'argile a été détaillé : les nodules de calcaire arrondis et certains clasts plus anguleux, toujours noyés dans une matrice de calcaire pulvérulent, forment des bourrelets en festons remontant entre chaque poche en les limitant (fig. 14, 2 et 3). Des argiles rouges sont descendues au-dessous de ces bourrelets et forment des amas isolés, alors que des paquets de nodules encore dans leur matrice ont été injectés dans les poches sus-jacentes (fig. 14, 3 et 16, c, d).

Le relevé photographique de la figure 14 et le relevé stratigraphique des poches d'argile graveleuse rouge donné figure 15 montrent que les masses centrales de plaques de meulière gélifractées autrefois visibles dans les poches ont largement disparu pendant l'abandon du site ou lors de son réaménagement. Seules quelques grandes plaques subsistent. Dans les rares accumulations encore visibles, les fragments de plaques, de taille centimétrique à décimétrique sont bien imbriqués dans une matrice également composée d'argiles graveleuses rouges.

Les cellules de cryoturbation

Le nettoyage soigné de la coupe a permis de mieux observer dans les cellules de cryoturbation la géométrie



Fig. 14 : Relevé photographique de la partie orientale du front en 2008. 1 : Dans le calcaire tendre (faciès 2), festons soulignés par l'alignement des nodules et les différences des couleurs des poches. 2 : Remontées par injection entre les poches des nodules calcaires dans leur matrice. 3 : Différences de coloration dans les argiles graveleuses brunes et rouges au fond des cellules et injections d'argiles dans le calcaire tendre (1 et 3, clichés G. Courcimault; 2 : cliché S. Puaud).

des argiles rouges qui contiennent des graviers de calcaire silicifié, des débris anguleux de meulière, des grains de quartz grossiers, des feldspaths, et sont très riches en granules et fragments de calcaire centimétriques (1-5cm). Par endroits, le sédiment peut prendre une couleur plus brune (**fig. 15**). Ces argiles contiennent, à divers niveaux, des lentilles (≈ 1 m de long sur 30 cm d'épaisseur maximale) de débris cryoclastiques de meulière plus ou moins redressés (**fig. 15, coupes BC et CD; fig. 16, e**).

Une couche de 30 à 40 cm d'épaisseur de gravier rouge argileux se superpose généralement aux remplissages argileux des poches, et finit de combler les cellules. Il se débite en polyèdres et contient des grains grossiers de sable de quartz (**fig. 16, f**). Ces graviers sont parfois traversés par des injections d'argiles vers la surface (**fig. 15, coupe BC**). La surface des graviers, horizontale (**fig. 15, coupe CD**) est

parfois ravinée par des chenaux (**fig. 15, coupes AB et BC**).

Sur toute la longueur de la coupe relevée on observe, au-dessus de ces graviers rouges, une couche quasi continue de débris cryoclastiques de meulière épaisse de 15 à 20 cm qui a comblé les chenaux. Ces débris anguleux de taille centimétrique (jusqu'au décimètre) sont souvent en position verticale. Ils sont noyés dans une argile dont la couleur varie du rouge orangé au brun rouge. Cette argile qui contient des granules et graviers de calcaire se débite en petits polyèdres. Des chenaux plus petits, également présents à la surface de cette couche, sont comblés par des limons gris-beige contenant des lits de petits cailloux de quartz roulés (**fig. 15, coupe CD**). Ces dépôts sont caractéristiques des coulées de débris encore appelées grèzes de versant mises en place par cryoreptation après une phase de cryoclastie intense (MANIVIT *et al.*, 1984).

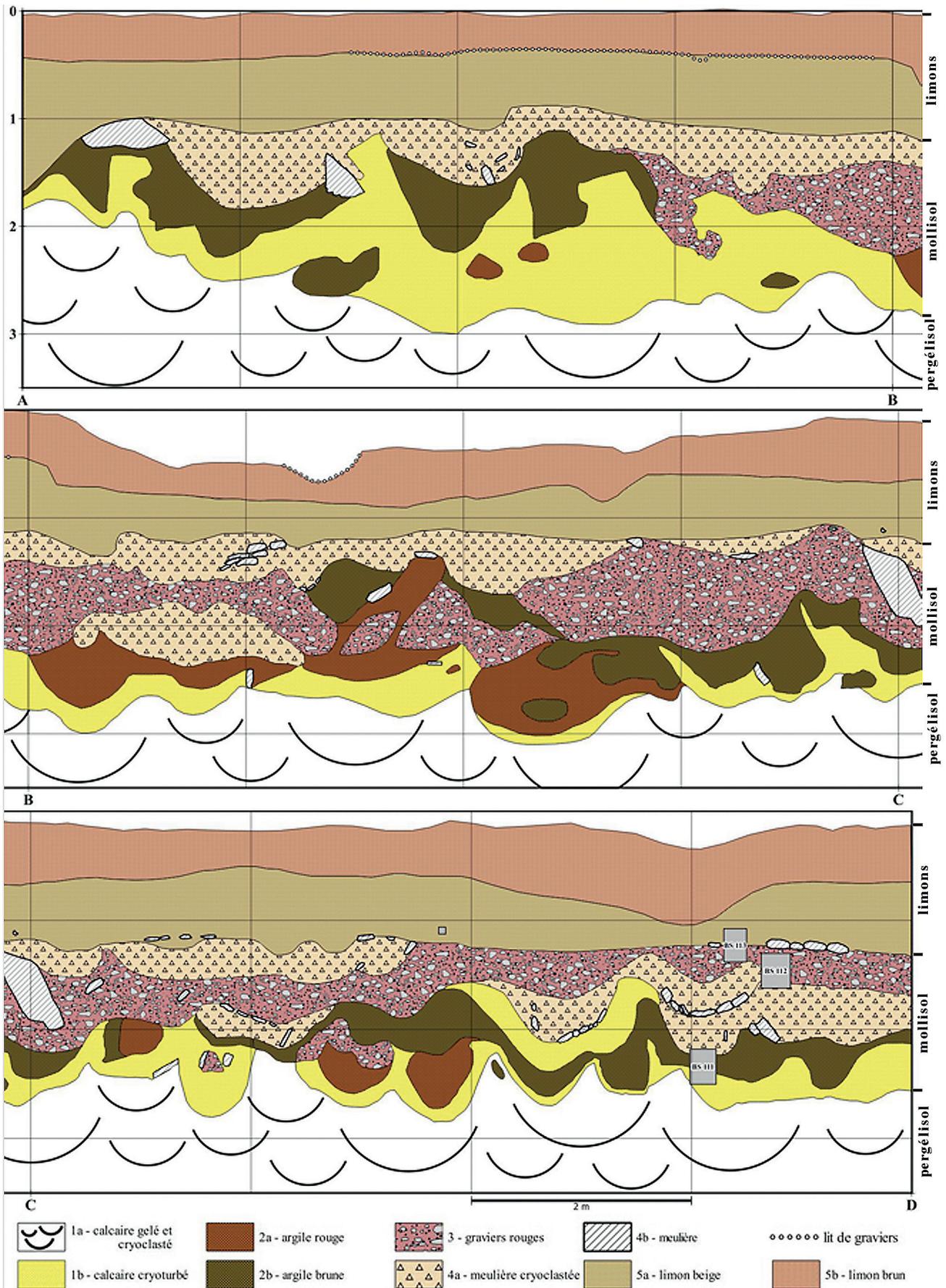


Fig. 15 : Répartition des différents sédiments calcaires, argileux et siliceux dans les poches (d'après les relevés 2008).

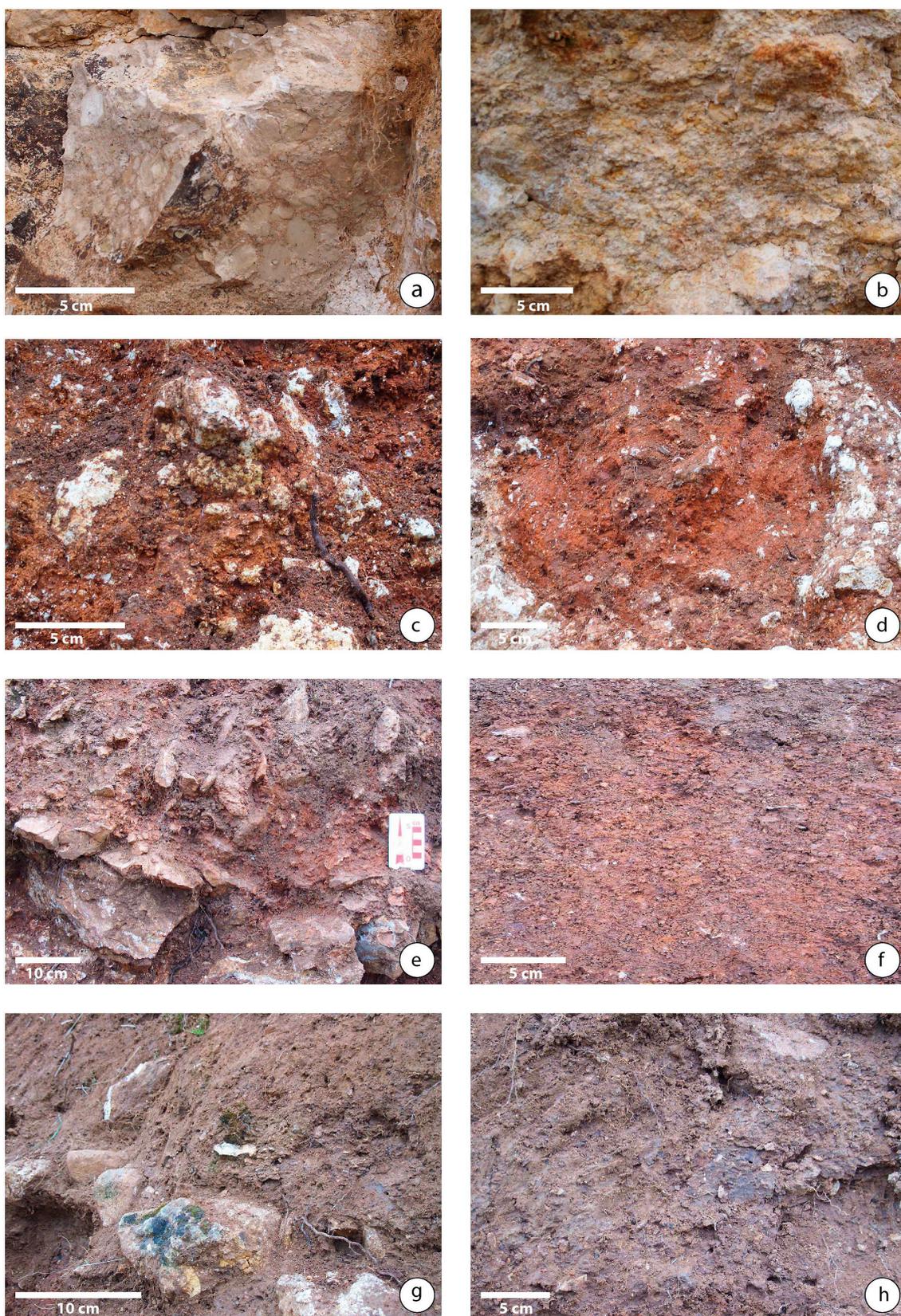


Fig. 16 : Aspects macromorphologiques des faciès d'altération observés de bas en haut sur le front de taille du Buisson-Sabotier. a) : Calcaire dur, faciès noduleux non altéré. b) : Calcaire altéré avec nodules arrondis plus résistants dans une matrice crayeuse pulvérulente. c) : Mélange hétérométrique d'éléments de meulière et de calcaire mêlés à l'argile rouge-orangée dans les poches. d) : Sédiment argilo-graveleux rouge injecté dans le calcaire. e) : Accumulation de débris de meulière en position verticale dans la partie haute des amas. f) : Argiles à granules et graviers de calcaire, de couleur rouge à brun, à débitage polyédrique. g) : Limons gris avec ligne de fragments de meulière à plat et pendage dans le sens de la pente. h) : limons bruns à structuration lamellaire.

Les limons

En 1971, les difficultés d'observation (décapages préalables, ou coupe inaccessible) n'avaient pas permis de détailler la stratigraphie des «Limon des plateaux». En 2008, la réfection de la coupe a mis en évidence la succession d'une couche de limon gris recouvrant la couche de débris de meulière et d'une couche de limon brun qui ont été observées sur toute la longueur relevée (fig. 14 et 15).

- **Le limon gris.** Épais d'une quarantaine de centimètres, ce limon est très fin, silteux, à structure lamellaire de type loess. Dans le remplissage des chenaux, il sert de matrice à un cailloutis très abondant constitué tantôt de graviers de quartz et de petits cailloux de calcaire (2-6 cm), tantôt de débris de meulière (5-15 cm). Vers la moitié de l'épaisseur, une ligne de plaquettes de meulière fragmentées, disposées à plat et orientées vers le sud (en direction du versant) est visible sur plusieurs mètres de longueur (fig. 16, g). On retrouve une deuxième ligne de plaquettes fragmentées à la surface de contact avec le limon brun sus-jacent. Ces chenaux et leurs accumulations de cailloutis, ainsi que l'orientation des lits de dalles, sont caractéristiques de l'apport par ruissellement des sédiments loessiques (CAMPY & MACAIRE, 2003).

- **Le limon brun.** Épais de 35 à 50 cm, ce limon brun foncé à reflets rougeâtres, a une structure lamellaire. Il contient des petits éléments de quartz anguleux de taille millimétrique et des nodules ferro-manganiques noirâtres. Dans les chenaux visibles à la base, on observe des lits de petits cailloux de quartz et de meulière, incurvés parallèlement au fond du chenal, qui soulignent plusieurs remplissages successifs par ruissellement et colluvionnement.

Synthèse et interprétation

Les bancs de calcaire visibles dans le front de taille correspondent à une succession de dépôts lacustres. Depuis l'assèchement qui s'est produit à la fin de l'Aquitainien, il y a vingt millions d'années, ces bancs ont subi diverses altérations et érosions sous des cycles climatiques de type tropical. Ils ont pu ensuite subir diverses perturbations lors de la pénétration progressive du froid pendant les stades glaciaires pléistocènes.

LES ALTÉRATIONS POST-DÉPOSITIONNELLES TERTIAIRES

Au Miocène, sous un climat toujours chaud, aux saisons contrastées, avec des alternances de fortes précipitations et une aridité relative, les bancs calcaires ont été progressivement altérés à partir de la surface. La pénétration des agents de dissolution chimique et de

désagrégation physique a été favorisée par la fissuration des bancs consécutive aux retraits des sédiments lors des phases saisonnières d'assèchement.

Au Buisson-Sabotier, le banc de calcaire basal est induré. À part la fissuration, on n'observe aucun stigmate d'altération chimique ou mécanique. Ce banc correspond à un dépôt originel de calcaire aquitainien non altéré ni perturbé.

Dans les quatre bancs sus-jacents (nos 2, 3, 4 et 5), le degré d'altération augmente régulièrement vers le haut, en réponse à la pénétration de plus en plus profonde des agents d'altération et donc d'une dissolution de plus longue durée dans les bancs supérieurs.

Les calcaires situés en surface ont, eux, subi des phases de dissolution. La forte hydratation à l'origine de cette phase de décalcification a entraîné une oxydation du fer et de l'aluminium qui ont donné les colorations rouges et brunes aux argiles d'altérations. Les sédiments brun-rouge du Buisson-Sabotier qui contiennent encore des granules de calcaire siliceux non dissous correspondent bien à ces sols dits ferrallitiques (fig. 16, f) (CAVELIER *et al.*, 1980a et b; GIGOUT, 1973). Ces argiles d'altération ne sont plus visibles dans la partie orientale du front. Elles sont présentes dans la partie occidentale.

Ces argiles graveleuses contiennent des plaques de meulière. La meulière est une roche siliceuse présente dans les calcaires lacustres sous forme de plaques lenticulaires de taille décimétrique à métrique, en position horizontale, parfois regroupées en bancs. Ces «silicifications» résultent de la concentration de la silice par diagenèse, pendant ou postérieurement au dépôt des calcaires. Lors du remplacement du carbonate par la silice, le phénomène a fossilisé les faciès originaux des différents types de sédiments : on observe les mêmes structures bréchiques, rubanées ou vermiculées avec des cavités (terriers), des tubulures (moulages des racines et de débris de végétaux) que dans les calcaires. Ces cavités et irrégularités affectent souvent l'homogénéité de la plaque siliceuse (LORAIN, 1973; MÉNILLET, 1974; MÉNILLET, 2005; MANIVIT *et al.*, 1982, 1983).

Au Buisson-Sabotier, certaines de ces plaques de meulière sont encore visibles en position originelle dans le banc sommital de calcaire disloqué (fig. 13, n° 8). Lors des phases de dissolution du calcaire, les plaques de meulière ont été libérées des calcaires encaissants et emballées dans les argiles sensibles à l'érosion. Mises au jour, elles ont été plus ou moins érodées et brisées. Cette roche dont la porosité peut être importante a pu se charger au cours du temps de silice qui a comblé les interstices entre les grains (recristallisation), ou de fer et d'aluminium (latéritisation). Nous avons observé ces silicifications libérées de la roche calcaire en surface du plateau de la Fosse-la-Veuve et tout au long des plateaux bordant la vallée de la Cisse, à Averdon, Fossé, Saint-Sulpice-de-Pommeraye, Blois, où elles ont été exploitées par les hommes préhistoriques (DESPRIÉE, 2000).

Après avoir subi plusieurs phases de pédogenèse, les argiles sans doute partiellement érodées furent recouvertes par des sédiments argilo-sableux quartzitiques et feldspathiques ayant pour origine les granites du Massif central dont l'érosion s'est accélérée par suite de son soulèvement provoqué par l'orogénèse alpine. Ces sables grossiers ont été transportés pendant le Burdigalien ($\approx 20,4-16$ Ma) par des courants d'eau à forte compétence (de type oued) et déposés dans le grand delta solonchoc qui s'est mis en place lors de l'apparition de la gouttière ligérienne (CAVELIER *et al.*, 1980a et b).

Ces sédiments détritiques sableux dénommés *Sables de Sologne* ont pu être observés en Petite Beauce jusque sur sa bordure nord-ouest. On les retrouve aujourd'hui à la surface des calcaires lacustres sous la forme de témoins très érodés à Landes (la Monnerie) et d'épandages importants (1,5 à 3 m d'épaisseur) à l'est (forêt de Blois) et au nord de Landes (Pray, Gombergean, Lancôme, Villefrancœur, jusqu'à Crucheray). Ils sont aussi conservés dans des chenaux d'érosion fluviale sur 5 à 8 m. Ils sont aussi dénommés *Sables d'Herbault* (GAUDRON *et al.*, 1972; MANIVIT *et al.*, 1982; GIOT, 1999).

Selon le principe de la stratigraphie (STENON, 1669) on devrait donc, à moins d'érosion complète ou d'absence de dépôt (lacune), retrouver sur le site du Buisson-Sabotier, superposées de bas en haut, la succession des couches suivantes :

1. Le substratum de calcaire aquitainien ;
2. les argiles à meulière de décalcification ferrallitiques résultant de l'altération du substratum calcaire sous climat chaud ;
3. les sables grossiers argileux dits *Sables d'Herbault* ou tout autre faciès argilo-sableux mio-pliocène ;
4. les limons éoliens quaternaires.

Or, au-dessus du substratum, les couches 2 et 3 ont disparu, remplacées par des poches d'argiles. Cette nouvelle stratigraphie indique un ou des remaniements postérieurs des couches durant le Pléistocène.

LES ALTÉRATIONS PÉRIGLACIAIRES PLÉISTOCÈNES

Dans la partie orientale du front, les roches calcaires se sont désagrégées. La morphologie des nodules en calcaire silicifié, plus résistants, ne correspond pas à l'éclatement d'un calcaire massif par le gel qui aurait donné des débris polyédriques anguleux. Ils sont organisés selon une succession de trois niveaux de festons qui forment des poches dans lesquelles sont regroupés cailloux ou débris noyés dans une matrice argilo-marneuse. Ces festons peuvent être interprétés comme résultant d'une série de perturbations dues à la pénétration progressive du gel qui a accentué l'effritement de la matrice interstitielle déjà altérée, et les

a progressivement déplacés. Dans le banc n° 5 où cette désagrégation apparaît maximale, les limites des poches et les festons sont moins nets (**fig. 13B**).

Les faciès calcaires observés dans la coupe relevée au Buisson-Sabotier, pourraient donc être des faciès d'altération sous climat chaud, postérieurement gélivés au Pléistocène. La présence des festons dans le banc n° 4 indiquerait une descente du froid jusqu'à la base de ce banc soit un pergélisol atteignant 5 m de profondeur au moins. Les limites entre les séquences 3 et 2 puis 2 et 1 sont restées sub-horizontales.

Dans la partie occidentale du front de taille ouverte dans le glaciaire de la croupe de Maisons-Rouges, les couches de calcaires numérotées de 5 à 8 ont disparu, remplacées par des cellules de cryoturbation contenant des argiles graveleuses à meulière cryoclastées. La morphologie des débris de meulière confirme l'effet répété du gel sur les plaques originelles. La présence de matériaux divers en amas ou en lentilles laisse supposer l'apport de ces sédiments en blocs encore gelés, par cryoptation avant la formation des cellules de cryoturbation. Ces dépôts sont caractéristiques d'une mise en place sous climat périglaciaire.

À la surface des graviers rouges on observe une première surface d'érosion parfois horizontalisée (**fig. 15, coupe CD**), parfois ravinée par des chenaux (**fig. 13, coupes AB et BC**). Cette surface résulte de la mise en place de phases de ruissellement postérieurement aux cryoturbations, phases à l'origine de l'apport des débris de meulière gélifractées dans ces chenaux et sur la pente.

Par la présence de lits de graviers et de plaquettes à pendage vers l'aval, et de chenaux, le ruissellement est aussi à l'origine du dépôt des deux niveaux de limons dans la partie supérieure du glaciaire des Maisons-Rouges.

Ces deux faciès limoneux gris et brun sont généralement présents en surface de la Petite Beauce où l'épaisseur conservée varie de quelques décimètres à quatre mètres environ. Faiblement transportés, ils sont souvent mélangés avec les *Sables d'Herbault*, repris ensuite par le ruissellement ou par le vent et contiennent toujours de fins débris de calcaire lacustre d'origine locale. Les limons gris et brun présents au Buisson-Sabotier, contenant des fins débris calcaires semblent correspondre aux limons périglaciaires observés sur les substratums de calcaire lacustre de cette région (**fig. 16, g et h**) (MANIVIT *et al.*, 1982, 1983; GIOT, 1999).

Datation des phénomènes périglaciaires du Buisson-Sabotier

Certaines des méthodes de datation absolue utilisées pour calculer l'âge du dépôt des formations sédimentaires plio-pléistocènes sont des méthodes paléodosimétriques utilisant les particularités de la luminescence. Elles s'appliquent sur les quartz suffisamment blanchis

optiquement, c'est-à-dire suffisamment exposés à la lumière solaire lors de leur dépôt. L'une de ces méthodes, dénommée Résonance de Spin Électronique (ESR) est maintenant généralisée pour dater les formations de sables quartzitiques fluviaux (VOINCHET *et al.*, 2003, 2004; TISSOUX *et al.*, 2007; DESPRIÉE *et al.*, 2012); celles utilisant la Luminescence Optiquement Stimulée (OSL) sont utilisées pour les formations limoneuses (SUN *et al.*, 2010; DESPRIÉE *et al.*, 2018).

Dans les argiles cryoturbées et dans les limons ruisselés comme ceux qui sont présents au Buisson-Sabotier, le blanchiment des grains de quartz est souvent insuffisant, et les résultats sont obtenus avec une marge d'erreur trop grande ou sont aberrants. On risque surtout de dater le sédiment source et non la mise en place du dépôt. On ne peut utiliser ces méthodes et l'on ne dispose donc pas d'âges absolus pour ces niveaux.

Quels sont, les éléments d'ordre paléontologique ou préhistorique qui permettraient, par leur croisement, de placer, même relativement, le site dans le cadre chronologique du Quaternaire régional ?

LES ÉLÉMENTS D'ORDRE PALÉONTOLOGIQUE

Le fragment de crâne d'aurochs du Buisson-Sabotier appartient à une espèce de bovidé de grande taille qui pouvait atteindre deux mètres au garrot. Selon VAN VUURE (2005), ce bovidé est apparu en Europe il y a 275 000 ans (SIM 8 \approx 400-243 ka). Herbivore, il s'est adapté aussi bien aux paysages steppiques des stades glaciaires, qu'aux forêts interglaciaires, et aux zones marécageuses, paysages qui ont existé en Petite Beauce au Pléistocène moyen. Après sa domestication au Néolithique (*Bos taurus*, nettement plus petit), l'espèce sauvage à aujourd'hui disparu.

LES ÉLÉMENTS D'ORDRE PRÉHISTORIQUE

Leur typologie indique que les artefacts qui nous sont parvenus ont été obtenus selon la méthode de débitage Levallois utilisée depuis la transition SIM 8/SIM 7 (\approx 250 ka) au début du Paléolithique moyen. Leur longueur (14 et 11 cm) et leur tendance à l'allongement ($L/l = 2$) permet de les comparer aux industries Levallois

retrouvées dans la vallée du Loir à Lisle, Belle-Assise, et à Artins, le Plat-d'Étain (DESPRIÉE, 1983, 1987b).

Les artefacts préhistoriques qui montrent des traces d'argile brun rouge à leur surface proviennent des cellules de cryoturbation dans la boue desquelles ils sont vraisemblablement descendus par gravité. Les hominidés, absents pendant le stade glaciaire aux sols impraticables, les auraient abandonnés à la surface du sol pendant la phase climatique interglaciaire précédente. En fonction de la succession des cycles climatiques, il y aurait donc deux possibilités de présence des hominidés en phase interglaciaire. Ces possibilités sont présentées dans le tableau ci-dessous (**tab. 2**).

Les hommes maîtrisant la méthode de débitage Levallois auraient été présents sur le plateau de la Fosse-la-Veuve après 250 000 ans, soit pendant le SIM 7, période durant laquelle est utilisé un débitage de grande taille qui donne des éclats allongés et pointus du Paléolithique moyen ancien comme ceux du Buisson-Sabotier : les cellules de cryoturbation dans lesquelles auraient été piégés les artefacts se seraient alors mises en place au SIM 6 (\approx 191-130 ka); soit pendant l'interglaciaire du SIM 5e (130-109 ka).

Sur le reste crânien, malheureusement trop peu conservé, aucun stigmate d'intervention humaine n'a été observé. On ne sait pas s'il a été chassé ou si sa carcasse a été enfouie rapidement après une mort naturelle. De même, aucune trace taphonomique n'indique de déplacement de l'os dans une coulée boueuse. A-t-il été piégé dans la boue lors d'un dégel printanier ?

Conclusion

La nature et la géométrie des formations sédimentaires présentes sur le site du Buisson-Sabotier résulteraient de trois facteurs : la nature du substratum en calcaire lacustre et de ses différentes couvertures tertiaires; l'impact des cycles climatiques quaternaires de type périglaciaire; et la position topographique en limite de plateau et de versant.

Les sédiments argileux brun rouge qui contiennent des granules de calcaire siliceux et des meulière proviennent de l'altération, sous climat chaud, du calcaire lacustre. On ne connaît pas la profondeur originale de cette altération débutée dès la fin de l'Aquitainien, ni l'épaisseur des argiles de décalcification qui en découlaient et qui ont dû être altérées et érodées

Pléistocène moyen	stades	climat	Événement	Présence
300-243 ka	SIM 8	périglaciaire	Arrivée de l'Aurochs en Europe	
243-191 ka	SIM 7	interglaciaire	Apparition de la méthode Levallois	+
191-130 ka	SIM 6	périglaciaire	Gélifluxion /cryoturbation	
130-109 ka	SIM 5e	Interglaciaire Eémien	Mise en place de sols forestiers	+
109-70 ka7	SIM 5d	Periglaciaire Weichselien	Gélifluxion/cryoturbation	

Tabl. 2 : Situation relative de la présence humaine par rapport au cadre chronologique du Quaternaire, établi d'après la succession des stades isotopiques marins (SIM) (LIESECKI & RAIMO, 2005).

partiellement. Dans la coupe du Buisson-Sabotier, les formes caractéristiques de poches de dissolution suivant les fissures, ou en puits, sont totalement absentes, indiquant à cet endroit une surface d'altération probablement assez plane (GIGOUT, 1973). Les argiles résiduelles ont été recouvertes par les sables burdigaliens. La présence de grains de sables grossiers de quartz dans ce sédiment argileux brun-rouge résulterait du mélange des deux formations selon des processus d'érosion qui se sont succédé depuis le milieu du Miocène. On ne retrouve pas de poches de sable dans les cryoturbations.

Les sédiments conservés à la surface du compartiment calcaire de la Fosse-la-Veuve ont été remaniés par les phénomènes périglaciaires. Ces sédiments sont descendus par solifluxion et gélifluxion sur le versant pour former le glacis de la croupe de Maisons-Rouges. Les cellules, visibles en haut du glacis, de taille métrique, indiquent que ces coulées ont ensuite été cryoturbées. Elles contiennent des sédiments argileux, calcaires, déplacés en masses gelées et des meulière cryoclastées. Ces cellules ont des formes arrondies qui pénètrent dans le calcaire altéré sous-jacent dans lequel on observe des orientations des cailloux calcaires qui indiquent des injections sous pression vers la surface. Ces injections sont confirmées par la présence de masses de cailloux calcaires dans les poches d'argile et d'argile dans les calcaires sous-jacents. L'accumulation de phénomènes aussi typiques que la cryoturbation des matériaux, l'organisation et la gélifraction des meulière, les injections, indiquent que les poches ainsi que les calcaires déplacés se trouvaient dans le mollisol (fig. 13 et 15).

Au-dessous, le calcaire aurait aussi été progressivement perturbé au fur et à mesure de la pénétration en profondeur du froid. Il représenterait donc la partie gelée en permanence ou pergélisol, qui aurait atteint environ 5 m de profondeur.

Cette altération périglaciaire pourrait s'être produite à la fin du Pléistocène moyen dans une période probablement comprise entre 250 et 100 000 ans. Quelques rares témoins de la présence humaine (artefacts lithiques) et animale (fragment crânien) ont été piégés dans les cellules de cryoturbation.

L'origine probable des deux couches de limons est également la surface du compartiment de plateau de la Fosse-la-Veuve. Les apports des limons, postérieures aux phases de cryoturbation, après évolution sous un couvert végétal important, peuvent s'être produits lors de la disparition de ce couvert.

À Landes-le-Gaulois, une partie des dépôts sédimentaires périglaciaires pléistocènes ont été exceptionnellement conservés sur le versant en glacis des Maisons-Rouges. Après de nombreuses prospections dans les carrières anciennes ou récentes, ce sont les seuls actuellement observés dans le bassin de la Cisse et en Petite Beauce.

Cette coupe unique montre aujourd'hui une certaine fragilité à l'érosion. Sa conservation nécessitera des moyens de protection qui sont à l'étude.

Remerciements

Nous remercions vivement le Conservatoire des Espaces Naturels du Loir-et-Cher à Blois (CEN 41), la municipalité de Landes-le-Gaulois pour les facilités d'accès au site ainsi que Jacques Voinchet pour son soutien matériel. Ce site est classé Espace Naturel Sensible (ENS), classé Natura 2000 (ZPS Petite Beauce, directive Oiseaux). Le lagunage est désormais géré par la Communauté de communes d'Agglopolys. La campagne de valorisation menée par le Conseil Départemental du Loir-et-Cher en 2018 sur l'ensemble des espaces naturels sensibles du département permettra son ouverture au grand public, lequel pourra utiliser librement l'important appareil pédagogique installé par le CEN 41 au pied du front de taille où les cellules de cryoturbation restent visibles.

Références

- ALLARD M., 2013 – « Les impacts du dégel du pergélisol sur les écosystèmes et les communautés arctiques ». In : *Arctique, les grands enjeux scientifiques*, Paris, 3 juin 2013. Centres d'Études Nordiques, Université de Laval, Québec, 40 p.
- BEHRENSMEYER A. K., 1978 – « Taphonomic and Ecologic Information from Bone Weathering ». *Paleobiology*, 4 (2), 150-162.
- BLONDEAU A., CAVELIER C., LABOURGUIGNE J., MÉGNIEN C., MÉGNIEN F., RENARD M. & TOURENQ J., 1980 – « Éocène moyen ». In : *Synthèse géologique du Bassin de Paris, I, Stratigraphie et Paléogéographie*. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans-La Source, 101, 367-377.
- BORDES F., 1967 – *Typologie du Paléolithique ancien et moyen*. Imprimerie Delmas, Bordeaux, 2 t., 83 p. et 220 p.
- BORVON A., GUINTARD C. & MOREL C., 2008 – « L'aurochs de Pontvallain (Sarthe, France) : complément d'analyse ostéomorphométrique ». *Revue de Paléobiologie de Genève*, 27 (1) 99-111. Suisse.
- BORVON A., REGNAULT S. & GUINTARD C., 2014 – « (*Bos primigenius* Bojanus, 1827) de l'ouest de la France ». *Revue de Paléobiologie de Genève*, 33 (2) 549-559.
- BRETIZEL P. de, LEPILLER M., LORAIN J.-M., DEFARGE C. & NEVILA J., 2012 – *Sources et eaux souterraines du Perche vendômois. Géologie, Hydrologie, Inventaire*. Travaux du Groupe Scientifique « Les Amis des Sources » (ADS) – Musée Virtuel de la Nature, 90 p., 41270 Villebout.
- CAMPY M. & MACAIRE J.-J., 2003 – *Géologie de la surface. Érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. 2^e édition, Éd. Dunod, 440 p.

- CAVELIER C., LABOURGUIGNE J., MÉGNIEN C., MÉGNIEN F., POMEROL C. & WYNS R., 1980a – «Éocène supérieur». In : *Synthèse géologique du Bassin de Paris, I, Stratigraphie et Paléogéographie*. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans-La Source, 101, 379-399.
- CAVELIER C., MÉNILLET F., RIVELINE J. & RASPLUS L., 1980b – «Oligocène et Miocène basal». In : *Synthèse géologique du Bassin de Paris, I, Stratigraphie et Paléogéographie*. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans-La Source, 101, 401-413.
- COUSSOT P. & MEUNIER M., 1996 – «Recognition, classification and mechanical description of debris flows». *Earth Sciences Reviews*, 40, 209-227.
- DELPECH, F., 1983. «Les faunes du Paléolithique supérieur dans le Sud-Ouest de la France». *Cahiers du Quaternaire*, 6, 453 p. Éd. Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Paris.
- DENIZOT G., 1927a – «La Beauce vendômoise». *Bulletin de la Société Archéologique, Scientifique et Littéraire du Vendômois (SASLV)*, 57-69.
- DENIZOT G. 1927b – *Les formations continentales de la région orléanaise*. Annales de la Faculté des Sciences de Marseille, II^e série, t. III, 582p.
- DESPREZ N., 1973 – «L'hydrogéologie des formations lacustres en Beauce et en Sologne». In : *Le calcaire de Beauce, géologie, hydrogéologie, applications en construction routière et génie civil*. Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n^o spécial U, 60-67.
- DESPRIÉE J., 1979 – *Les industries du Paléolithique inférieur et moyen de la vallée du Loir vendômois (L.-et-C.) dans leur contexte géologique*. Thèse de doctorat, Géologie du Quaternaire, Université de Provence (Aix-Marseille I), 388 p.
- DESPRIÉE J., 1987a – «Note sur les phénomènes périglaciaires observés dans la vallée de la Cisse (Loir-et-Cher)». *Bulletin du groupe d'Études d'Histoire et de Géographie Locales d'Onzain et des Communes voisines*, 22, 20-33, Onzain.
- DESPRIÉE J., 1987 b – «Le site acheuléen de la Jarretière à Artins (Loir-et-Cher) d'après la collection Clément». *Bulletin de la Société Archéologique, Scientifique et Littéraire du Vendômois (SASLV)*, 73-117.
- DESPRIÉE J., 2000 – «Sur la présence de l'Homme de Néandertal à Saint-Sulpice (Loir-et-Cher)». In : *Vous avez dit : Saint-Sulpice-de-Pommeray?* 103-114. Éd. Municipalité de Saint-Sulpice, Loir-et-Cher.
- DESPRIÉE J., LORAIN J.-M. & DOUSTIN L., 1983 – «Quelques observations sur la moyenne terrasse du Loir en amont de Vendôme (Loir-et-Cher)». *Bulletin de la Société Archéologique, Scientifique et Littéraire du Vendômois (SASLV)*, 34-44.
- DESPRIÉE J., PICHARD B. & VALLADAS H., 1989 – «Datation par la thermoluminescence du gisement néolithique de la Vallée-aux-Fleurs à Fossé (Loir-et-Cher)». In : *Actes du 112^e Congrès National des Sociétés Savantes*, Lyon, 1987, 121-128. Éd. Comité des Travaux Historiques et Scientifiques (CTHS), Paris.
- DESPRIÉE J. & DUVIALARD J., 1997 – «Éleveurs, Agriculteurs et Potiers». In : *La Préhistoire en région Centre*, tome 3, 200 p. Éd. Centre Départemental de Documentation Pédagogique du Loir-et-Cher (CDDP-41), Blois.
- DESPRIÉE J. & GAGEONNET R., 2003 – «La très haute nappe alluviale d'âge pléistocène inférieur de la vallée de la Creuse à Éguzon (Indre) : figures de cryoturbation, habitats préhistoriques et datations absolues». *Bulletin de la Société Géologique de France (BSGF)*, 174 (4) 383-400.
- DESPRIÉE J., VOINCHET P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C., LORAIN J.-M. & DUVIALARD J., 2003 – «Les nappes alluviales pléistocènes du Loir dans la région de Vendôme (Loir-et-Cher, France)». *Quaternaire*, 14 (4), 207-218.
- DESPRIÉE J. & VOINCHET P., 2005 – «Nouvelles données sur la géologie, la préhistoire et la datation des alluvions de la vallée du Loir dans la région de Vendôme». *Bulletin de la Société Archéologique, Scientifique et Littéraire du Vendômois (SASLV)*, 85-98.
- DESPRIÉE J. 1985 – «Les industries du Paléolithique inférieur et moyen de la Formation des Grouais-de-Chicheray, commune de Pezou, Loir-et-Cher», *Revue Archéologique du Centre de la France (RACF)*, Éd. FERAC, Tours, 24 (2) 145-189.
- DESPRIÉE J., VOINCHET P., TISSOUX H., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C. & COURCIMAULT G., 2012 – *Géochronologie et Préhistoire des formations fluviales fossiles dans les vallées de la région Centre*. Éd. Association en Région Centre pour l'Histoire et l'Archéologie (ARCHEA – région Centre), Tours, 196 p.
- DESPRIÉE J., COURCIMAULT G., MONCEL M.H., VOINCHET P., TISSOUX H., PUAUD S., GALLET X., BAHAIN J.-J., MORENO D., FALGUÈRES C. 2016 – «The Acheulean site of la Noira (Centre region, France): Characterization of materials and alterations, choice of lacustrine millstone and evidence of anthropogenic behavior». *Quaternary International*, 411, 144-159.
- DESPRIÉE J., COURCIMAULT G., VOINCHET P., JOUANNEAU J.-C., PUAUD S., ABDESSADOK S., DEPONT J., DUVAL M., LEBON M., INGICCO C., MONCEL M.H., GALLET, FALGUÈRES C. & BAHAIN J.-J., 2017a – «Le site du Pléistocène inférieur de Lunery-Rosières, la Terre-des-Sablons (France, région Centre, Cher) : Unités sédimentaires, Datations ESR, Études géoarchéologiques, Préhistoire». *Quaternaire*, 28, (1) 5-30.
- DESPRIÉE J., COURCIMAULT G., VOINCHET P., PUAUD, S., BAHAIN, J.J., MORENO D., MONCEL M.H., GALLET X., CHANTREAU Y., TISSOUX H. & FALGUÈRES C., 2017b – «Étude géoarchéologique du site acheuléen ancien de la Noira (Brinay, Cher, région Centre, France)». *Quaternaire*, 28 (1) 49-71.

- DESPRIÉE J., BAYLE G., COUTARD S., SUN X., MERCIER N., COURCIMAULT G., MARQUER L., VOINCHET P., BAHAIN J.-J. & LOCHT J.-L. (2018) – « La formation loessique du Pléistocène moyen et supérieur de la Jouannière à Bonneval, Eure-et-Loir (France) : Sédimentologie, Géochronologie, Paléoenvironnement et Préhistoire ». *Quaternaire*, 29 (2) 131-148.
- GAUDRON M., DESPREZ N., MARTIN C., LORAIN J.-M. & HUBERT F., 1972 – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Blois, 428*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – Service Géologique National (BRGM), Orléans-La Source.
- GIGOUT M., 1973 – « L'altération périglaciaire du calcaire de Beauce ». In : *Le calcaire de Beauce, géologie, hydrogéologie, applications en construction routière et génie civil*. Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n° spécial U, 54-59.
- GIOT D., MAGET P. & IRRIBARIA R., 1999 – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Vendôme, 395*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – Service Géologique National, Orléans-La Source.
- LABLANCHE G., MARCHAND G. & DESPREZ N., 1984 – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Châteauneuf-sur-Cher, 546*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – Service Géologique National, Orléans-La Source.
- LABLANCHE G., MARCHAND D., LEFAVRAIS-RAYMOND A., DEBRAND-PASSARD S., GROS Y., DEBÉGLIA N., MAGET P. & LALLIER D., 1994 – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Saint-Amand-Montrond, 572*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – Service Géologique National, Orléans-La Source.
- LISIECKI L.E. & RAYMO M.E., 2005 – « A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records », *Paleogeography*, 20, PA1003. © 2004 the American Geophysical Union.
- LORAIN J.-M., 1973 – « La géologie du calcaire de Beauce ». In : *Le calcaire de Beauce, géologie, hydrogéologie, applications en construction routière et génie civil*. Bulletin de Liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées, n° spécial U, 14-53.
- MANIVIT J., DESPREZ N., DESPRIÉE J., LEYMARIS C. & MARTINS C., 1982 – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Cloyes-sur-le-Loir, 361*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – Service Géologique National, Orléans-La Source.
- MANIVIT J., DESPREZ N. & DESPRIÉE J., 1983 – *Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Selommes, 396*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) – Service Géologique National, Orléans-La Source.
- MÉNILLET F., 1974 – *Étude pétrographique et sédimentologique des Calcaires d'Etampes et de Beauce. Formations dulçaquicoles du Stampien supérieur à l'Aquitainien dans le Bassin de Paris*. Thèse de 3^e cycle, Université Paris-Sud, Orsay, 138 p.
- MÉNILLET F., 2005 – « Les calcaires d'eau douce de l'Éocène supérieur au Miocène inférieur du Bassin de Paris. Les principales familles de lithofaciès ». In : *Actes du colloque sur le Patrimoine en Loir-et-Cher (Géologie, Paléontologie, Préhistoire, Archéologie, Patrimoine naturel et bâti) dédié à Jean-Marie Lorain, Blois, 16-17 novembre 2002* (Dir. J. Despriée). Coll. Préhistoire, Histoire et Patrimoine en Loir-et-Cher, 3, 20-27. Éd. du Comité Départemental du Patrimoine et de l'Archéologie en Loir-et-Cher (CDPA-41), Blois.
- PALES L. & GARCIA M.A., 1981 – *Atlas ostéologique pour servir à l'identification des mammifères du Quaternaire. Tête. Rachis. Ceintures scapulaire et pelvienne. Membres. Carnivores, herbivores, hommes*. t. 2, 263 p. Éd. du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Paris.
- PIDWIRNY M., 2006 – « Periglacial Processes and Landforms ». In : *Introduction to the Lithosphere, Periglacial Processes and Landforms*. Fundamentals of Physical Geography, 2nd Edition. <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10ag.html>
- POMEROL C., 1973 – *Ère cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire)*. Éd. Doin, Paris, 285 p.
- POMEROL C. & FEUGUEUR L., 1986 – *Guides géologiques régionaux, Bassin de Paris- Île-de-France*. Éd. Elsevier-Masson, Paris, 222 p.
- PRAT F., DELPECH F., CANCEL N., GUADELLI J.-L. & SLOTT-MOLLER R., 2003. – « Le Bison des steppes, *Bison priscus* (Bojanus, 1827), de la grotte d'Habarra à Arudy (Pyrénées-Atlantiques) ». *PALÉO*, 15, 1-102.
- SALA B., 1986 – « *Bison schoetensacki* (Freud.) from Isernia-la-Pineta (early Mid-Pleistocene-Italy) and revision of the european species of bison » ». *Palaeontographia Italica*, 74, 113-170.
- STEENSEN dit STENONIS ou STÉNON N., 1669 – *De Solido intra solidum naturaliter contento dissertationis prodromus. [Prodrome d'une dissertation sur un solide naturellement contenu dans l'intérieur d'un solide]*. Florence.
- SUN X., MERCIER N., FALGUÈRES C., BAHAIN J.-J., DESPRIÉE J., BAYLE G. & LU H., 2010 – « Recuperated optically stimulated luminescence dating of middle-size quartz grains from the Palaeolithic site of Bonneval (Eure-et-Loir, France) ». *Quaternary Geochronology*, 5, 342-347.
- TISSOUX H., FALGUÈRES C., VOINCHET P., TOYODA S., BAHAIN J.-J. & DESPRIÉE J., 2007 – « Potential use of Ti-center in ESR dating of fluvial sediment ». *Quaternary Geochronology*, 2, 367-372.
- TISSOUX H., DESPRIÉE J., VOINCHET P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C. & DUVIALARD J., 2011 – « Intérêt de la datation par ESR d'un transect complet pour la compréhension d'un système fluvial : Exemple de la vallée du Loir ». *Quaternaire*, 22 (4) 345-354.

- VAN VLIET LANOË B., 1987-1988 – *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages*. Thèse de Doctorat d'État, Université de Paris 1-Sorbonne, 1987. Éd. Editec, Caen, 1988, 854 p.
- VAN VLIET-LANOË B., 1995 – « Solifluxion et transferts illuviaux dans les formations périglaciaires litées. État de la question ». In : *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1 (2), 85-113.
- VAN VUURE C. 2005 – *Retracing the Aurochs – History, Morphology and Ecology of an extinct wild Ox*. Pensoft Publishers, Sofia-Moscow, 424 p.
- VAN ZYLL DE JONG, C.G., 1986 – *A Systematic Study of Recent Bison, with Particular Consideration of the Wood Bison (*Bison Bison Athabascae*, Rhoads, 1898)*. Ed. National Museums of Canada, Ottawa, 69 p.
- VOINCHET P., FALGUÈRES C., LAURENT M., TOYODA S., BAHAIN J.-J. & DOLO J.-M., 2003 – « Artificial optical bleaching of the Aluminium center in quartz implications to ESR dating of sediments ». *Quaternary Science Reviews*, 22, 1335-1338 (Colloque de Reno, USA).
- VOINCHET P., BAHAIN J.-J., FALGUÈRES C., LAURENT M., DOLO J.-M., DESPRIÉE J., GAGEONNET R. & CHAUSSÉ C. (2004) – « ESR Dating of Quartz extracted from quaternary sediments. Application to fluvial terraces system of Northern France ». *Quaternaire*, 15, 1-2, 135-141.
- VOINCHET P. & DESPRIÉE J., 2005 – « Datation des formations alluviales et des sites préhistoriques de la vallée du Loir vendômois ». In : *Le Patrimoine en Loir-et-Cher, Géologie, Paléontologie, Préhistoire, Archéologie, Patrimoine naturel et bâti (Colloque de Blois, 16-17 novembre 2002)* (J. DESPRIÉE, dir.). Revue Préhistoire, Histoire et Archéologie en Loir-et-Cher, 3, 32-46. Éd. Comité Départemental du Patrimoine et de l'Archéologie (CDPA-41), Blois.
- VON DEN DRIESCH A., 1976 – *A guide to the measurement of animal bone from archaeological sites*. Peabody Museum, 1, 138 p. Ed. Peabody Museum of Archaeology and Ethnology, Harvard, USA.