Les alluvions d'âge miocène à pléistocène moyen sur le seuil de Belfort ; nouvelles observations et hypothèses sur l'évolution de la région durant ces périodes ; âge des dépôts à blocs de grès triasiques de la bordure alsacienne des Vosges

Miocene to Middle Pleistocene alluvium from the seuil de Belfort : new data and hypotheses on the regional geological evolution; age of the deposits with blocks of Triassic sandstones located on the Alsatian border of the Vosges

François MÉNILLET

Géologie de la France, n° 2, 2019, p. 18-40, 13 fig., 1 tableau

Mots-clés : NE France, alluvions, formations de versants, Miocène, Pliocène, Pléistocène.

Keywords: *NE France, alluvium, slope deposits, Miocene, Pliocene, Pleistocene*

Résumé

Une révision, avec une campagne de terrain et l'examen de coupes de sondages, des alluvions anciennes du Seuil de Belfort et des formations à blocs de grès triasiques sur la bordure orientale des Haute-Vosges nous conduit à proposer de nouveaux éléments d'interprétation pour l'évolution de ce secteur du Néogène au Quaternaire, complétant des faits déjà connus et parfois datés :

- au Miocène moyen, dépôts possibles de formations à blocs de grès et poudingues du Buntsandstein, non seulement sur le seuil de Belfort, mais aussi sur la bordure orientale des Vosges ;
- au Pliocène moyen, dépôt des Cailloutis du Sundgau par l'Aare-Doubs, grand cours d'eau précédant l'Aare-Rhin ou proto-Rhin (Petit *et al*., 1996) ;
- au Pléistocène inférieur, creusement d'une vingtaine de mètres sur le seuil de Belfort, puis remblaiement, au Sud, par un remaniement des Cailloutis du Sundgau ; au Nord, par des alluvions de la paléo-Doller, tributaire de l'Aare-Doubs ; dépôt possible de formations à blocs sur la bordure orientale des Vosges ;
- au Pléistocène moyen médian, fort creusement de la paléo-Doller, en aval de son glacier dans la période de son développement maximum, puis remblaiement principalement avec des galets apportés par cette rivière.

En outre, sur la bordure orientale des Vosges, nos observations de terrain apportent des données nouvelles sur le substrat géologique des communes de Dambach-la-Ville (absence de Pliocène sur la colline du Blettig et Marnes rupéliennes au lieu de couches du Trias au-dessus du bourg), de Hunawihr et de Riquewihr.

François Ménillet, 7 rue Sainte Odile, 670000 Strasbourg, France, Email : jeanne.men@free.fr

Manuscrit reçu le 15 juillet 2018, accepté pour publication le 7 juillet 2019

Abstract

New research by field work and taking notice of bore holes logs about old rivers deposits of Seuil de Belfort and about Formations with triasic sandstones blocks on eastern border of High Vosges mountains brings us to suggest new interpretation data to the evolution of this area from Neogene to Quaternary, completing features already known, sometimes with dating:

- *In Middle Miocene, possible deposits of Formations with sandstones and puddingstone blocks of Buntsandstein group, not only on the Seuil de Belfort, but also on the eastern border of Vosges mountains;*
- *In Middle Pliocene, deposit of the Cailloutis du Sundgau by Aare-Doubs former river preceding Aare-Rhine river or former Rhine (Petit* et al., *1997);*
- *In Lower Pleistocene, 20m incision of the Seuil de Belfort afterwards backfilling in the southern part by reworking of Cailloutis du Sundgau ; in the northern part by paleo-Doller river deposits tributary of Aare-Doubs ; possible deposits of sandstones and puddingstone blocks of Buntsandstein group, on the eastern border of Vosges mountains;*
- *In medium Middle Pleistocene deep incision by paleo-Doller downstream from his glacier in period of maximal extension, afterwards backfilling mainly with pebbles carried by this river.*

In addition on the eastern border of Vosges mountains our field investigations brings new datas on the geological underground of the village district of Dambach-la-Ville (lack of Pliocene deposit on Blettig hill and of Rupelian marls

instead of triasic layers above the village) and in the district of Hunawihr and Riquwihr villages.

Introduction

Une cartographie détaillée du secteur nord-ouest de l'agglomération de Montbéliard (Kuntz et Ménillet, 2018) nous a conduits à revoir un ancien écoulement fluviatile (Fu) en provenance des Vosges, d'âge Miocène probable. Dans le présent article, nous replaçons ces alluvions anciennes Fu dans le contexte de l'évolution du seuil de Belfort dans la période allant du Miocène au Pléistocène moyen, en particulier en présentant 3 transects sub-méridiens au travers de ce seuil. Dans une seconde partie, nous passons en revue les principaux dépôts à blocs de grès triasiques de la bordure alsacienne des Vosges. Ces études complémentaires s'appuient sur une campagne de terrain centrée sur l'observation des sites les plus appropriés à nous fournir des arguments et l'examen de coupes de sondages de la Banque des données du sous-sol du BRGM, sans oublier l'analyse critique de la bibliographie. La néotectonique étant, comme les attributions d'âge, très hypothétique et fondée essentiellement sur la géomorphologie (voir en particulier Vogt, 1992), nous n'avons guère pris en compte cet aspect, tout en restant conscient que des déformations et parfois des failles, ont pu affecter les dépôts étudiés.

Nous remercions le groupe PSA de nous avoir autorisé à faire des observations géologiques sur un de ses domaines, ainsi que Jean François Poluzot.

I. Les alluvions anciennes du seuil de Belfort

L'ancien écoulement des eaux d'un Proto-Rhin alpin : l'Aare-Doubs (l'Aare, torrent traversant la ville de Berne en Suisse) vers la Méditerranée par le seuil de Belfort (fig. 1) et la vallée du Doubs pour grossir la Saône, puis le Rhône, est connu depuis le milieu du XIX^{e} siècle (voir l'historique des travaux dans Théobald, 1934). Il a été récemment daté du Pliocène moyen (Petit *et al*., 1996 ; Akçar *et al*., 2014).

Découverts aussi de longue date, les écoulements plus anciens depuis les Vosges vers le bassin molassique suisse sont antérieurs au début du plissement du Jura, daté du Miocène moyen (vers -11 Ma ; Kälin, 1997).

Les alluvions pliocènes de l'Aare-Doubs, les « Cailloutis du Sundgau », ayant subi des déformations, notamment sur la bordure septentrionale du Jura (Briquet, 1930 ; Théobald, 1934), toutes les alluvions antérieures au Pléistocène moyen médian du seuil de Belfort ont été rattachées aux Cailloutis du Sundgau, donc au Pliocène moyen ; les différences d'altitude observées parmi ces corps alluviaux anciens étant attribuées à des déformations tectoniques, notamment par M. Giamboni *et al*. (2014). Une analyse plus précise de ces alluvions, notamment le long de 3 transects subméridiens traversant le seuil de Belfort (fig. 2), nous amène à distinguer plusieurs niveaux et d'envisager plusieurs phases de creusement et de remblaiement durant le Pléistocène inférieur et le Pléistocène moyen.

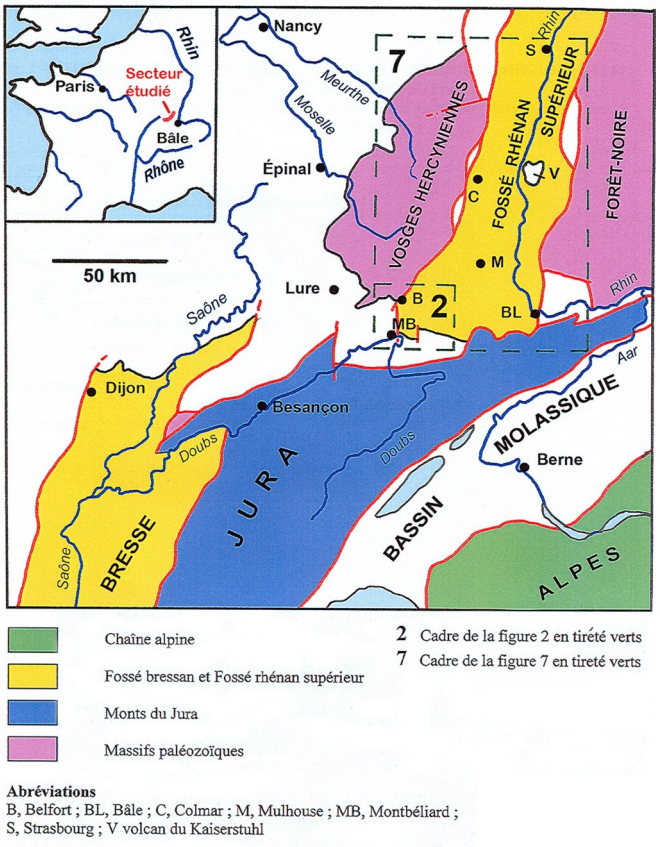
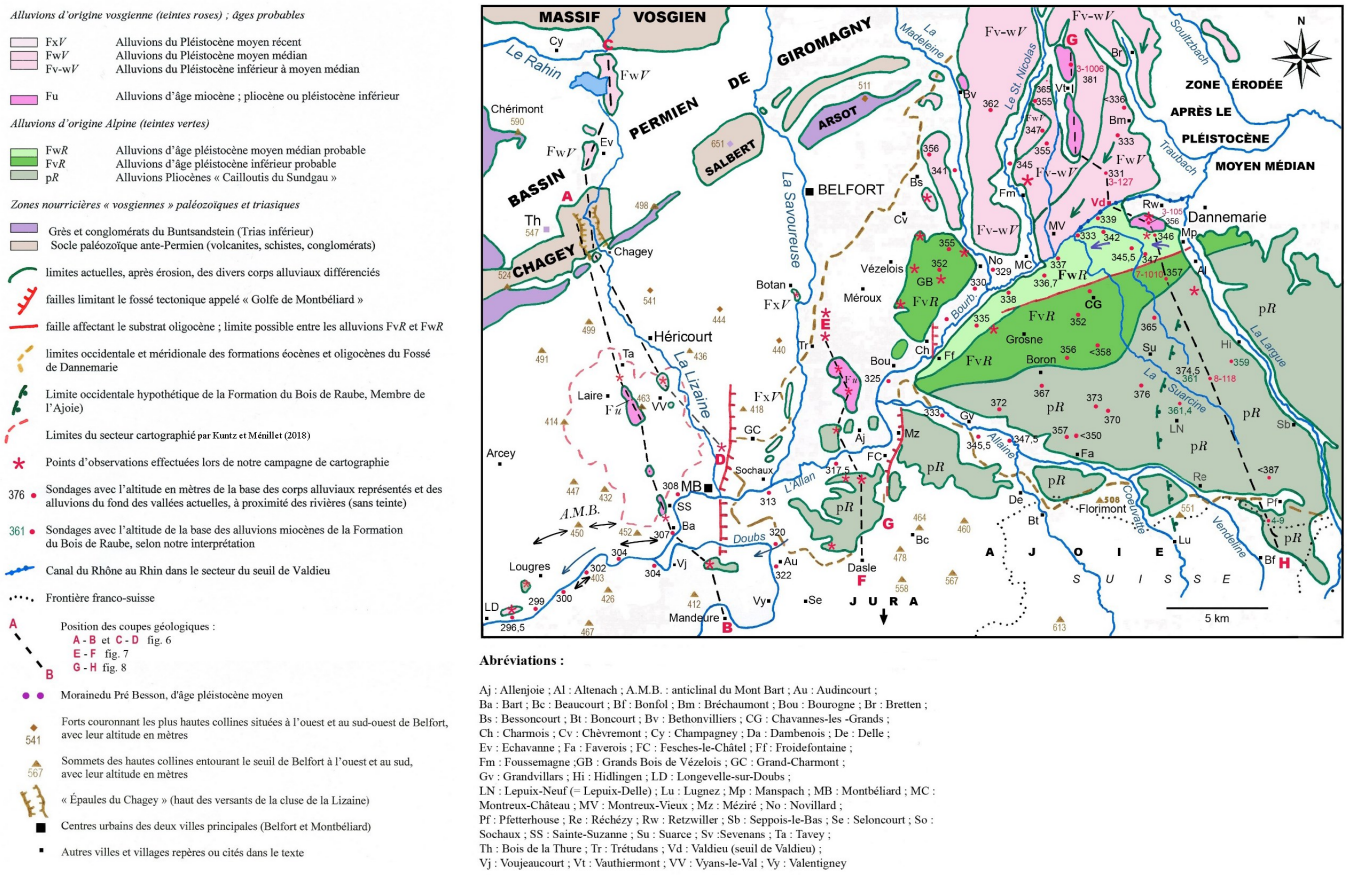


Fig. 1 : Situation du secteur étudié sur les bordures méridionales et orientales des Vosges.

Fig. 1: *Location of the studied area along the southern and eastern borders of the Vosges mountains (France).*

1 - Profils A-B et C-D (les deux Paléo-Rahin)

La fig. 3 représente les profils que nous avons étudiés dont nous attribuons le plus élevé au Paléo-Rahin de Laire (A-B) et le plus bas au Paléo-Rahin de Vyans-le-Val (C-D). Le premier est jalonné par les lambeaux résiduels qui se succèdent entre Tavey et Bart (fig. 2 et Kuntz et Ménillet, 2018). Ils culminent vers 448 m à l'Est de Laire (fig. 2 et 3, site **A**), pour s'abaisser à 400 m environ sur les hauteurs de Bart (fig. 2, site **B**), où les alluvions (notées RFu) sont nettement résiduelles. Le second comprend les lambeaux d'alluvions situés au Nord du massif paléozoïque de Chagey (fig. 2 et 3, Fw*V*) et ceux qui forment des restes de terrasses anciennes de la Lizaine (profil C-D), en aval d'Héricourt. N. Théobald *et al*. (1967) et D. Contini (2000) attribuent ces lambeaux au Riss (Fx). Nous avons retenu cette interprétation, en appelant cet ancien cours Paléo-Rahin de Vyans-le-Val (fig. 2 et 3), avec des réserves sur l'âge qui pourrait être plus ancien (Pléistocène moyen médian Fw*V*). Comme D. Contini (2000), nous estimons que le Paléo-Rahin de Laire est plus ancien ; son profil sur la fig. 3 montre qu'il pouvait couler au niveau du sommet des versants dominant la Lizaine (que nous appellerons « épaules de la Lizaine ») dans sa traversée du massif de Chagey (fig. 2). Ceci s'accorde bien avec le remaniement de galets issus des conglomérats de la série de la Gigoute



Abréviations :

Aj : Allenjoie ; Al : Altenach ; A.M.B. : anticlinal du Mont Bart ; Au : Audincourt ; Ba : Bart ; Bc : Beaucourt ; Bf : Bonfol ; Bm : Bréchaumont ; Bou : Bourogne ; Br : Bretten ; Bs : Bessoncourt ; Bt : Boncourt ; Bv : Bethonvilliers ; CG : Chavannes-les -Grands ; Ch : Charmois ; Cv : Chèvremont ; Cy : Champagney ; Da : Dambenois ; De : Delle ; Ev : Echavanne ; Fa : Faverois ; FC : Fesches-le-Châtel ; Ff : Froidefontaine ; Fm : Foussemagne ;GB : Grands Bois de Vézelois ; GC : Grand-Charmont ; Gv : Grandvillars ; Hi : Hidlingen ; LD : Longevelle-sur-Doubs ; LN : Lepuix-Neuf (= Lepuix-Delle) ; Lu : Lugnez ; Mp : Manspach ; MB : Montbéliard ; MC : Montreux-Château ; MV : Montreux-Vieux ; Mz : Méziré ; No : Novillard ; Pf : Pfetterhouse ; Re : Réchézy ; Rw : Retzwiller ; Sb : Seppois-le-Bas ; Se : Seloncourt ; So : Sochaux ; SS : Sainte-Suzanne ; Su : Suarce ; Sv :Sevenans ; Ta : Tavey ; Th : Bois de la Thure ; Tr : Trétudans ; Vd : Valdieu (seuil de Valdieu) ; Vj : Voujeaucourt ; Vt : Vauthiermont ; VV : Vyans-le-Val ; Vy : Valentigney

Fig. 2 : Les alluvions du Pliocène et du Pléistocène inférieur à moyen médian sur le seuil de Belfort.

***Fig. 2**: Pliocene to Pleistocene alluvial deposits on the seuil de Belfort region (NE France).*

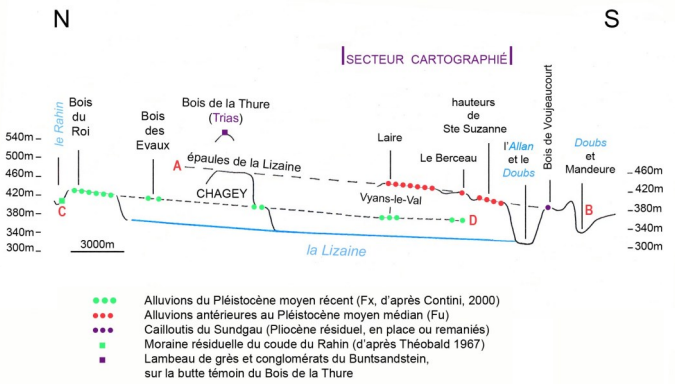


Fig. 3 : Reconstitution des profils longitudinaux des alluvions anciennes des paléo-Rahin de Laire et de Vyans-le-Val (seuil de Belfort).

***Fig. 3:** Restaured longitudinal profiles of former alluvial deposits from the Rahin de Laire and Vyans-le-Val paleo-rivers (Seuil de Belfort, NE France).*

(massif de Chagey) dans les alluvions RFu.

À Bart, près de la confluence entre Allan et Doubs, les alluvions RFu dominent le fond de la vallée de l'Allan de 90 m environ, à une altitude voisine de 400 m. À la suite de A. Nordon (*in* Fallot *et al*., 1933), N. Théobald (*in* Kerrien *et al*, 1973) distingue deux types d'alluvions anciennes au Sud de l'Allan : l'un (Fw) à éléments calcaires et siliceux, résiduel et remanié ; l'autre (Fx) à faciès de « Cailloutis du Sundgau ». Les alluvions Fw sont figurées sur des buttes à une altitude comprise entre 400 et 445 m. Nous avons visité ces buttes sans trouver le moindre indice d'alluvions, ne trouvant le plus souvent, notamment dans la boucle du Doubs, que des affleurements de calcaires jurassiques. En contrebas (altitude 380 à 385m), à l'Est de Voujeaucourt (fig. 2 Vj) ; les alluvions résiduelles FwŒ ont en réalité le faciès des Cailloutis du Sundgau et une extension plus réduite qu'indiqué par les auteurs. Soulignons que ce dépôt ne contient guère d'éléments d'origine vosgienne, mais que les alluvions « Fw » en comprennent en aval de Voujeaucourt, notamment entre Lougres et Longevelle-sur-Doubs (fig. 2, LD). Les alluvions Fx n'ont pas été retrouvées dans la vallée du Doubs en amont de Valentigney (fig. 2, Vy), mais en aval de Voujeaucourt (fig. 2 Vj), où elles forment un niveau beaucoup plus récent et comprennent un mélange d'éléments remaniés des Cailloutis du Sundgau et de galets d'origine vosgienne.

2 - Coupe Dasle - Trétudans

En limite orientale de l'agglomération de Montbéliard, la coupe Dasle – Trétudans (notée E-F sur la fig. 2) débute au Nord de Dasle où les Cailloutis du Sundgau se terminent, apparemment en biseau, à une altitude de 400 m environ (fig. 4). Ils se développent vers le Nord sous une couverture de limons très argileux, épais au moins de 5 m au centre de compostage de Fesches-le-Châtel et probablement issus d'anciens lœss enrichis en argile par altération. L'origine loessique est attestée par la forme en S de la courbe granulométrique de la fraction silteuse. En contrebas, une ancienne carrière de calcaire dont le sommet du front de taille se situe vers 390 m donne une altitude minimale pour les dépôts alluviaux.

De l'autre coté de l'Allan, sur les replats situés entre Allenjoie et la Savoureuse (fig. 2), la base des Cailloutis du

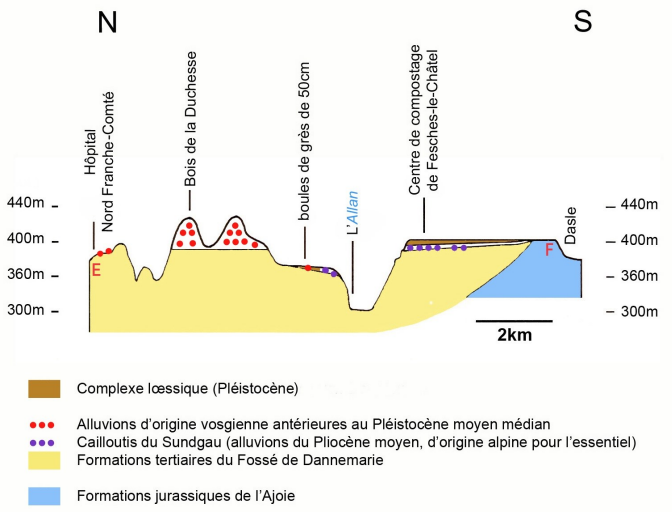


Fig. 4 : Coupe schématique en anamorphose dans les alluvions anciennes à l'Ouest du seuil de Belfort.

Fig. 4: *Anamorphic schematic cross section of former alluvial deposits west of the seuil de Belfort region (NE France).*

Sundgau se situe à une altitude de 365-370 m, beaucoup plus basse qu'au Sud de la rivière (fig. 4). Près des confins occidentaux du ban communal d'Allenjoie, un grand chantier a recoupé ces alluvions confirmant leur faciès Cailloutis du Sundgau. Le substrat de conglomérats et de calcaires gréseux oligocènes remonte vers le Nord de 365-370 m à 375 m, tandis que les alluvions, résiduelles, se terminent en biseau à cette même altitude. Au-delà, les calcaires oligocènes sont recouverts seulement par leurs altérites argilo-limoneuses surmontées par des limons lœssiques très enrichis en argile, sans limite inférieure nette. Dans cet ensemble, nous avons observé deux grosses boules de grès du Buntsandstein de 40 et 50 cm de longueur, « flottant » dans les limons argileux. Celles-ci pourraient être remaniées par gravité des alluvions d'origine vosgienne, dépôts très riches en gros blocs de ces grès et qui forment une butte culminant à 426 m au Nord d'Allenjoie. Un modèle pourrait être celui des coulées de neige en boules sur sol gelé, telles qu'on en observe dans les Alpes à basse altitude sur des herbages en faible pente (5 à 15 %), parfois inclus dans la forêt, avec des dénivelées n'excédant pas 40 m. Plus au Nord, la surface des conglomérats oligocènes, recouverts seulement par quelques placages de limons, remonte encore : 385 m au SE de Dambenois et plus de 390 m à la limite orientale du ban communal de cette commune et des Grands Bois d'Allenjoie.

La coupe E-F se poursuit par des buttes culminant à 426 et 425 m (Bois de la Duchesse ; fig. 4), à la limite occidentale du ban communal de Bourogne. Au SE de la butte méridionale, en contrebas du carrefour des Trois Bornes, les calcaires oligocènes affleurent à l'altitude de 385 m environ. Au-dessus, le chemin est jonché de galets de quartz, de quartzite et de grès d'origine vosgienne et de blocs roulés de grès, tous provenant des formations du Buntsandstein. Les blocs de 20 cm de longueur sont fréquents et l'un, éboulé, atteint 50 cm. Un examen de part et d'autre du sentier et des souches d'arbres montrent que ces blocs et galets proviennent bien de ce versant escarpé. Les grès sont altérés ou sains ; certains, complètement cimentés par de la silice, sont très durs, notamment parmi les plus gros blocs. Au sommet du Bois de la Duchesse, nous avons observé un galet de granite des Ballons assez altéré. Ces alluvions pourraient appartenir au plus ancien cours de la Savoureuse, d'âge miocène moyen possible (cf. *infra*).

3,5 à 4 km au NE de la butte du Bois de la Duchesse, on retrouve des alluvions à faciès Cailloutis du Sundgau, dans des vallons qui entourent Méroux (fig. 2), mais avec une base beaucoup plus basse : 355 m. L'observation des lambeaux d'alluvions figurés sur la carte géologique de Belfort au SE de Sévenans et à Trétudans, au-dessus du nouvel hôpital Nord Franche-Comté, nous a montré des dépôts à éléments d'origine exclusivement vosgienne : galets de quartz, de quartzite, de grès du Buntsandstein, de roches volcaniques altérées (latites probables) et quelques blocs de grès arrondis (taille maximale observée : 25 cm). Les buttes à l'Ouest de Bourogne sont donc des buttes témoins d'anciennes alluvions vosgiennes, mais le bras d'eau qui a déposé les alluvions à faciès de Cailloutis du Sundgau au NE de ces buttes n'a pas franchi l'interfluve entre la vallée de la Bourbeuse et celle de la Savoureuse. De Trétudans à Dambenois, il n'existe pas de couverture alluviale continue sur les versants et replats de la rive gauche de la Savoureuse, comme le figure la carte géologique de Belfort. Seuls deux étroits interfluves boisés entre de modestes vallons du versant ont conservé des dépôts résiduels argileux, à galets d'origine vosgienne, probablement remaniés des alluvions RFu de la butte du Bois de la Duchesse. De forme arrondie, le plus gros bloc de grès du Buntsandstein qu'ils renferment à 60 cm de longueur.

3 - Coupe Pfetterhouse - Vauthiermont

Passant précisément sur le seuil de Valdieu, qui limite les bassins versants du Rhône et du Rhin, la coupe Pfetterhouse - Vauthiermont (G-H sur la fig. 2) débute au Sud (H) sur le plateau pré-jurassien de l'Ajoie à substrat de calcaires jurassiques (fig. 5). Dans le sondage 4-9, la base des Cailloutis du Sundgau est placée à 478,5 m ; ceux-ci reposent sur les Sables à *Dinotherium* (Formation du Bois de Raube) dont la base n'était pas atteinte au fond du sondage, à la cote 450 m. D'abondants petits galets calcaires observés dans la passée grossière inférieure pourraient indiquer que le sondage a atteint le Membre de Raube sous le Membre d'Ajoie (Kälin, 1997). L'abaissement assez rapide de la base des Cailloutis du Sundgau dans le secteur de Pfetterhouse (plus de 100 m sur une distance de 2 km) est attribué par M. Giamboni *et al*. (2004) à la retombée NE de l'anticlinal de Réchésy. Néanmoins, le trop faible nombre de sondages ne permet pas de savoir si l'abaissement est progressif ou se produit par paliers. Les valeurs basses de la base des cailloutis entre Lepuix-Neuf et Hindlingen (359 à 361 m) pourraient s'expliquer par l'attribution erronée des Sables à *Dinotherium* au Cailloutis

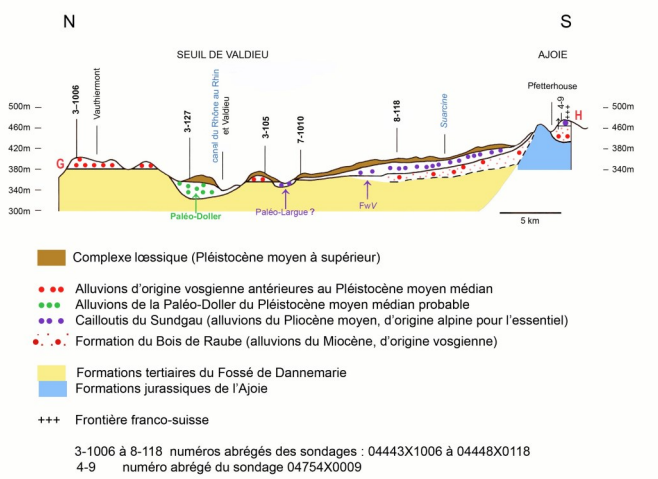


Fig. 5 : Coupe schématique en anamorphose dans les alluvions anciennes du seuil de Belfort.

Fig. 5: Anamorphic schematic cross section of former alluvial deposits on the seuil de Belfort region (NE France).

du Sundgau. Les seules coupes détaillées du secteur, celle du sondage 8-118 et de son voisin le 8-119 (fig. 2), ne précisent pas la nature des galets et il est possible que la partie inférieure, très sableuse, du matériau alluvial de ces sondages, en dessous de 370 ou 374 m, appartienne à la Formation du Bois de Raube dont nous proposons une hypothétique limite occidentale (fig. 2).

À une faible distance et au Sud du sondage 7-1010, la base des supposés Cailloutis du Sundgau s'abaisse assez rapidement à moins de 360 m et on observe une large bande qui se suit vers le SW par Grosne où la base des cailloutis se situe entre les cotes 352 et 357 (fig. 2). A l'Ouest de la Bourbeuse, de Bourogne aux Grands Bois de Vézelois (fig. 2), on retrouve un corps d'alluvions à faciès des Cailloutis du Sundgau, dans la même gamme d'altitudes. Ces alluvions apparaissent emboîtées dans les Cailloutis du Sundgau situés plus au Sud. Pour interpréter cette disposition on peut envisager l'existence d'une phase de creusement sur une surface assez étendue, façonnée dans les formations meubles du Rupélien (Couches à melettes), avec un remaniement des Cailloutis du Sundgau, favorisé par le relèvement de la partie méridionale de leur corps alluvial. On y observe encore des gros galets allongés de quartzite de 20 cm de longueur, mais ils sont moins abondants que dans la zone où la base des cailloutis est plus élevée. En faible quantité, les galets de quartz « cariés » (probablement des quartz de leucosomes de migmatites incluant des îlots de granite complètement altérés) sont toujours présents. Ce corps alluvial, que nous distinguons des Cailloutis du Sundgau du Pliocène moyen, est noté Fv*R* sur la fig. 2.

1 km au Nord du sondage 7-1010, la ligne de coupe G-H recoupe un accident de direction N70°E affectant le substrat, reconnu par les recherches pétrolières des années 1960. Au Nord de cet accident, la base des supposés cailloutis s'abaisse à 147 m et descend jusqu'à 137 m au SE de Montreux-Château. Le remplissage alluvial est constitué par le faciès Cailloutis du Sundgau auquel s'ajoute, près du Buchwald de Manspach (butte du sondage 3-105), 25 % de petits galets de quartz et de quartzite provenant de cette butte constituée en grande partie d'alluvions d'origine vosgienne. Nous proposons l'hypothèse d'un ancien cours, vers le SW, de la Largue avant sa capture par un affluent du Rhin. Nous notons ce supposé corps alluvial Fw*R*, parce qu'il se raccorde aux alluvions Fw*V* de la Paléo-Doller de Bréchaumont que nous décrivons plus bas. Dans le sondage 3-105, la base des alluvions se retrouve à 356 m, mais avec des matériaux d'origine vosgienne, visibles sur les flancs est et nord de la butte (Bois de Retzwiller). Leur fraction sableuse est semblable à celle de la Formation du Bois de Raube, observée dans la passée de graviers à la profondeur de 26 m du sondage 4-9 de Pfetterhouse. Elle est constituée en majorité de grains cryptocristallins ocre et blancs accompagnés de grains de quartz originaires du Buntsandstein, avec, en particulier, de gros grains ronds à oblongs mats. N. Théobald (1975) et M. Giamboni *et al.* (2004), qui attribuent à la butte (Buchwald) une origine tectonique, n'ont vraisemblablement observé que sa partie méridionale sans noter que ses parties centrale, septentrionale et orientale ne renferment que des galets originaires du Buntsandstein et du socle vosgien (volcanites). Ces alluvions vosgiennes pourraient appartenir aux épandages Fu et donc probablement à la Formation du bois de Raube, miocène (Kälin, 1997). Quelques gros galets de grès gisent également le long du petit canal d'alimentation ceinturant la butte à l'Est et au Nord, mais les conditions d'affleurement ne permettent de savoir si ceux-ci sont en place.

Dans le secteur de Valdieu, la coupe croise un chenal plus profond, axé de Bretten (Br) à Montreux-le-Vieux (MV) (fig. 2 et 5), traversé par le sondage 3-127 et d'autres plus en amont. Nos levés sur la carte géologique de Thann (Ménillet *in* Coulon *et al.*, 1986 et Ménillet *et al.*, 1989) ont confirmé et précisé l'existence d'un ancien cours de la Doller vers le seuil de Belfort, déjà évoqué par N. Théobald (1973 ; 1975) qui le place dans le Pléistocène inférieur.

Sur des critères d'altération, nous distinguons deux corps alluviaux emboîtés, le plus ancien noté Fv (Pléistocène inférieur ou moyen ancien) et le plus récent, noté Fw et moins altéré, disposé suivant le chenal surcreusé par la Paléo-Doller au Pléistocène moyen médian (« Mindel »), époque des plus grandes glaciations dans le massif vosgien (cf. « glaciation de Möhlin » de F. Preusser *et al.*, 2011, dans le Nord de la Suisse).

Au Nord du paléochenal de la Doller, la coupe G-H suit un interfluve subméridien conservant un haut niveau d'alluvions anciennes d'origine vosgienne (galets de grès, de quartz et de quartzite du Buntsandstein et de silexites). Le sondage 3-1006 recoupe la base de ces alluvions à la cote 381. Dans une tranchée d'oléoduc traversant le Haut Bois de Vauthiermont (fig. 2 et 7, site 2), N. Théobald (1975) a observé de gros blocs de grès du Buntsandstein dont un de 60 cm de long. Cet auteur les rattache aux Sables à *Dinotherium* (Formation du Bois de Raube), d'âge miocène (Kälin, 1997).

4 - Conclusion à l'étude des coupes au travers du seuil de Belfort

4.1 - Les alluvions résiduelles *RFu*

4.1.1 - Âge miocène possible des alluvions Fu

L'unité supérieure des alluvions RFu, à matériaux des Vosges et du massif du Chagey, a été considérée comme antérieure aux Cailloutis du Sundgau (Théobald et Contini, 1965). Sur la retombée méridionale des Vosges et de leur bordure, sont conservés des alignements de lambeaux d'alluvions anciennes d'origine vosgienne (RFu) dont certains ont été raccordés au « corps initial » des Cailloutis du Sundgau : buttes de Bourogne, Hauts Bois de Vauthiermont (Theobald et Devantoy, 1963). Ces lambeaux RFu ont tous en commun de contenir des blocs roulés de grès et conglomérats du Buntsandstein dont la taille maximale est de 60 cm. Ne voyant pas d'éléments de socle et considérant l'unité RFu comme très ancienne et contemporaine de l'érosion de la couverture gréseuse du Buntsandstein sur les Vosges du sud, N. Théobald et D. Contini (1965) proposent de l'attribuer aux Sables à *Dinotherium* appelés en Suisse Formation du Bois de Raube et désormais datée du Miocène moyen (Kälin, 1997). Dénommée aussi Sables à *Hipparion*, pour avoir livré cet équidé miocène (faune à *Hipparion gracile* de Charmoille, revue et complétée par H. Schäfer, 1961), cette formation est un épandage alimenté, en partie, par l'érosion de la couverture gréseuse triasique (Buntsanstein) des Vosges méridionales, par des fleuves qui rejoignaient le bassin molassique suisse. Les restes de matériaux détritiques, dont des quartzites d'origine vosgienne, sont connus sur le plateau le plus septentrional du Jura franc-comtois, le plateau d'Ornans, au SW de Montbéliard et M. Dreyfuss (1949) et L. Glangeaud (1949) ont montré qu'ils sont antérieurs à la phase de plissement principal du Jura.

4.1.2 - Altération des galets des alluvions RFu

L'état d'altération des galets des alluvions RFu apparaît comparable à celui des Cailloutis du Sundgau, avec un mélange d'éléments sains et altérés, dont des galets de grès du Buntsandstein ayant conservé leur teinte rose, ce qui évoque, côté Vosges alsaciennes, les alluvions proglaciaires du Pléistocène moyen. Différents phénomènes peuvent expliquer ce mélange. Dans une même formation, l'intensité de l'altération superficielle peut varier latéralement, en particulier en fonction de l'hydromorphie ; altération faible sur substrat carbonaté ou sableux par exemple ; altération forte sur substrat argileux. D'autre part, dans un corps sablo-graveleux épais en situation de terrasse ou de plateau, les éléments grossiers sont souvent peu altérés en haut des profils, où ils ne sont guère baignés par l'aquifère superficiel. En revanche, les parties moyenne ou surtout inférieure du profil sont en contact quasi-constant avec l'eau et l'on peut effectivement remarquer que dans les coupes des sondages traversant les Cailloutis du Sundgau, la présence de galets altérés est surtout mentionnée dans les parties moyenne et inférieure. La troisième cause possible d'un mélange d'éléments altérés et sains est le remaniement, facile à envisager avec le relèvement de la partie méridionale des Cailloutis du Sundgau à l'Est de Delle. Notons que les Cailloutis du Sundgau contiennent plusieurs types de galets de quartz et ceux qui sont « cariés » proviennent probablement de leucosomes à îlots granitiques dont l'altération donne au galet son aspect carié (indication orale de l'Université de Bâle).

4.1.3 - Zone d'origine des blocs de grès des alluvions RFu

Les alluvions RFu sont principalement alimentées par l'érosion de la couverture de grès et conglomérats du Buntsandstein sur les Vosges et le bassin permien de Giromagny (fig. 2), aujourd'hui presque entièrement disparue. Cette couverture était déjà complètement entaillée par les rivières les plus importantes au Miocène moyen, transportant des galets du socle vosgien vers le bassin molassique suisse. Elle n'est partiellement conservée qu'au Nord de Ronchamp (fig. 1). Elle montre, notamment au Mont de Vannes, 5 km environ au Nord de Ronchamp, que sa base remonte en direction du N-NE selon une surface proche de l'enveloppe sommitale des crêtes sud-vosgiennes, constituées de roches paléozoïques dans le Sud des Vosges, presque jusqu'au sommet de Ballon de Servance. Sur le rebord méridional de ce dernier gît, vers la cote 1180, un rocher de plus de 2 m de hauteur en Poudingue de Sainte-Odile qui constitue, dans ce secteur méridional des Vosges, la base du Buntsandstein (ce rocher n'est pas figuré sur la carte géologique à 1/50 000 Giromagny). Cependant, la présence de blocs de grès dans les moraines du coude du Rahin (moraines du Pré Besson, fig. 2 et 3), observées par L. Meyer (1923), montre qu'au Pléistocène moyen, subsistait encore, probablement sous forme de lambeaux résiduels, en place ou en éléments remaniés, des placages de l'ancienne couverture triasique de la retombée méridionale des Vosges. On ne peut donc exclure des apports plus tardifs de blocs de grès et de conglomérats du Buntsandstein, notamment au cours des premières grandes glaciations du Pléistocène inférieur, avant la profonde entaille des vallées vosgiennes à la fin du Pléistocène inférieur et au Pléistocène moyen, époques marquées par une intense dynamique d'érosion glaciaire et fluvio-glaciaire. Il apparaît cependant difficile d'attribuer les alluvions Fu au Pléistocène moyen. Celles-ci se situent à Bart, à une altitude voisine de 400 m, plus haute que les alluvions à faciès de Cailloutis du Sundgau du Bois de Voujeaucourt d'âge Pliocène ou Pléistocène inférieur. Cela impliquerait l'existence d'une faille à jeu quaternaire E-W ou SW-NE passant dans le secteur de Bart (fig. 4), avec une surélévation de son compartiment septentrional. Notons que L. Glangeaud et J. Devantoy (1950) placent une faille SW-NE passant à l'extrémité orientale du Mont Bart par le « tunnel de Montbéliard » (probablement le tunnel SNCF sous la « Petite Hollande ») et se dirigeant vers Montreux-Vieux. Cependant cette faille, qui affecterait le conglomérat oligocène, avec un compartiment SE abaissé, n'a pas été reprise sur la carte géologique de Monbéliard (Kerrien *et al*., 1973) qui en situe une au Sud de Bart et se poursuivant vers l'Est, mais avec un compartiment méridional relevé au niveau du Jurassique.

4.1.4 - Altitude des différents alignements d'alluvions RFu

Les différents alignements d'alluvions RFu ne sont pas tous à la même altitude. Celui du Paléo-Rahin de Laire (fig. 3) se situe 25 m environ plus haut que ceux du Bois de la Duchesse (fig. 4) et de Vauthiermont (fig.5). En outre, dans une ancienne carrière à Grosne, L. Meyer (1923) a observé des blocs de grès du Buntsandstein à la base des Cailloutis du Sundgau, à une altitude qui pourrait être inférieure à 350 m. Le plus gros bloc a 80 cm de longueur. Dans notre hypothèse d'attribuer les alluvions à faciès de Cailloutis du Sundgau (Fv*R*) de Grosne à un remaniement d'âge pléistocène inférieur, ces grès pourraient être remaniés de la Formation du Bois de Raube, si elle existe sous les graviers Fv*R* dans le secteur d'Altenberg (fig. 2). Tous ces dépôts à blocs de grès sont-ils contemporains ? La profondeur des anciennes vallées où ils se sont déposées était-elle différente ? Le piémont méridional des Vosges a-t-il été déformé ou encore fracturé par le rejeu de failles sub-méridiennes affectant le substrat ? Nous n'avons guère d'arguments pour répondre à ces questions. M. Campy et D. Contini (1981) mentionnent que la vallée de la Savoureuse compte parmi les alignements de séismes récents répertoriées. Il est possible que cette zone de fractures, contribuant à limiter vers l'Ouest le Fossé tertiaire de Dannemarie, ait rejoué après le Miocène, ce qui pourrait expliquer que les dépôts RFu du Bois de la Duchesse (fig. 4) se situent 25 m plus bas que ceux du paléo-Rahin de Laire, mais les arguments pour le démontrer manquent. N. Théobald (1975) et ces mêmes auteurs voient aussi un rejeu de la faille de Charmois (fig. 2) au Pléistocène inférieur et moyen, mais la disposition des alluvions que nous avons notées Fv*R*, au même niveau de part et d'autre de la Bourbeuse, l'infirme. M. Campy et D. Contini (1981) considèrent que le panneau qui supporte les alluvions résiduelles du Paléo-Rahin de Laire, au N-NW de Montbéliard, s'est incliné du Nord au Sud au Pléistocène moyen et supérieur, mais ce mouvement ne peut être que très faible, car la pente actuelle de ces alluvions n'excède pas 0,6 %.

Rappelons que la butte du Bois de Retzwiller, entre Valdieu et Dannemarie est interprétée comme un petit panneau soulevé en horst par N. Théobald (1934) ou un léger bombement anticlinal par M. Giamboni *et al*. (2004). Les alluvions d'origine vosgienne que nous y avons trouvées (fig. 5) nous permettent d'envisager leur appartenance aux épandages RFu, sans arguments pour déterminer si cette butte témoin est en place dans le contexte local ou légèrement rehaussée par un jeu tectonique.

4.2 - Les Cailloutis du Sundgau

4.2.1 - L'âge des Cailloutis du Sundgau ; une des clés de la chronologie du Plio-Quaternaire du seuil de Belfort

Les Cailloutis du Sundgau ont été datés par leurs équivalents en Bresse : les Cailloutis inférieurs de la Forêt de Chaux ou Cailloutis de Desnes dans lesquels L. Glangeaud (1949) a découvert *Anancus (Mastodon) arvernensis* et *Rhinoceros leptorhinus*. Etablissant une échelle stratigraphique du Plio-Quaternaire de Bresse fondée sur l'évolution des micromammifères, J. Chaline (*in* Petit *et al*., 1996) les place dans le Pliocène moyen (Reuvérien), confirmant une datation antérieure de H. Liniger (1967). En amont de Montbéliard (Feuilles Altkirch, Belfort et Delle), une très large surface leur a été attribuée, principalement au Sud de Mulhouse et du Seuil de Valdieu. À la suite de A. Briquet (1930), N. Théobald (1934) a montré que la partie méridionale de ce corps alluvial a été nettement relevée en Alsace du sud, ce que corrobore notre nouvelle interprétation tenant compte des données chronologiques récentes (fig. 6). La fourchette d'âges des Cailloutis du Sundgau s'étend de -4,3 à -2,9 Ma (Akçar *et al.*, 2014). Les mêmes auteurs datent le plus ancien niveau d'alluvions du Rhin s'écoulant vers la mer du Nord (Deckenschotter ancien), de la zone de mammifères MN 17 (site d'Irchel, Suisse septentrionale), soit entre -2,5 et -1,8 Ma (Praetiglien). Les minéraux lourds d'origine alpine arrivent en Alsace septentrionale au Reuvérien final (~ 2,6 Ma) (Geissert, 1996).

Nous pensons que le corps initial des Cailloutis du Sundgau, d'âge pliocène moyen, n'est probablement présent, que dans la partie méridionale du seuil de Belfort, de Seppois-le-Bas au plateau dominant Audincourt à l'Est. Seul un lambeau résiduel au Nord du Bois de Voujeaucourt témoigne du passage de l'Aare – Doubs au Sud de Montbéliard. Le dépôt des cailloutis du Sundgau en plusieurs phases ne peut être exclu, puisque le cône alluvial qu'ils forment en Bresse, dans la Forêt de Chaux, comprend 2 corps alluviaux superposés et séparés par un niveau de marnes (Bonvalot *et al.,* 1984). Ce point est repris plus loin dans la discussion.

4.2.2. - Basculement et remaniement probable des Cailloutis du Sundgau

Le basculement, vers le Nord, des Cailloutis du Sundgau mis en évidence par A. Briquet (1930) sur le piémont du Jura de Ferrette et précisé par N. Théobald (1934 ; fig. 6), a débuté au Pliocène supérieur pour s'achever au Pléistocène moyen. Sur le rebord NE de l'Ajoie (fig. 5), au Sud de Réchésy, M. Giamboni *et al*. (2014) voient les Cailloutis du Sundgau soulevés par une ondulation anticlinale de direction N45°E, déjà connue (Liniger, 1967). Dans l'angle NW de l'Ajoie (fig. 4), la base des Cailloutis du Sundgau se situe à une altitude voisine de 400 m au Nord de Dasle, avec un très léger abaissement vers le Nord (390 m au Sud de Fesches-le-Châtel).

Selon N. Théobald (1934), le corps alluvial des Cailloutis du Sundgau s'abaisse régulièrement jusqu'au Seuil de Valdieu. Cependant, les cotes de la base des cailloutis, reportés sur la fig. 2, montrent un abaissement assez rapide au Nord d'une ligne ondulée d'Altenach (Al), à l'Est, à Boron et au-delà.

Nous posons l'hypothèse d'une première incision de 10 à 15 m, au Pléistocène inférieur, suivie d'un

remblaiement de Cailloutis du Sundgau remaniés, formant un corps alluvial Fv*R* qui se continue, à l'Ouest de la Bourbeuse, dans les Grands Bois de Vézelois (GB) et les districts forestiers voisins où les galets de roches d'origine vosgienne sont très peu abondants. Nous avons vérifié que les cours d'eau qui ont déposé les alluvions Fv*R* n'ont pas rejoint la vallée de la Savoureuse (absence d'éléments d'origine alpine dans les alluvions anciennes de la Savoureuse en aval de Belfort). Les points bas de la ligne de partage des eaux, actuellement à l'altitude de 375 m, étaient vraisemblablement plus hauts lors du dépôt des alluvions Fv*R* et ont été ensuite abaissés par érosion. Plus au SW, les lambeaux d'alluvions à faciès de Cailloutis du Sundgau qui entourent Allenjoie (Aj) sont plus difficiles à interpréter. La coupe de la fig. 4 montre que leur base se situe 20 m en contrebas de celle des Cailloutis du Sundgau du plateau situé au Sud de l'Allan. Elle remonte légèrement vers le Nord en suivant la surface d'érosion du conglomérat oligocène. Résiduelles, ces alluvions se terminent en biseau au NW d'Allenjoie et ne semblent pas suivre ce mouvement de remontée de la surface d'érosion du conglomérat oligocène qui pourrait être un paléorelief, mais que M. Giamboni *et al*. (2014) interprètent comme le flanc méridional d'une ondulation anticlinale. Si la base des alluvions anciennes d'Allenjoie se situait beaucoup plus bas dans la partie érodée par l'Allan, on pourrait les rattacher au niveau Fv*R*, mais l'altitude de leur point bas actuel (365 m) ne le permet pas dans l'hypothèse atectonique que nous avons choisie.

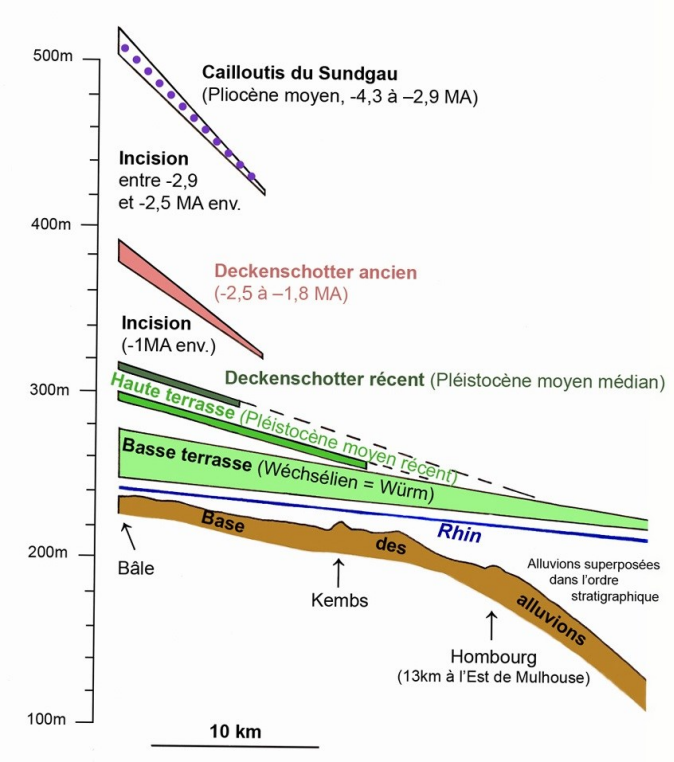


Fig. 6 : Les alluvions anciennes du Rhin entre les latitudes de Bâle et de Mulhouse. D'après N. Théobald (1934), modifié par F. Ménillet.

Fig. 6: The former Rhine alluvial deposits between the latitudes of Basel and Mulhouse. From N. Théobald (1934), modified by F. Ménillet.

4.2.3. - Deux niveaux possibles dans les Cailloutis du Sundgau

Si J. Bonvalot (*in* Bonvalot *et al*., 1984), par des comptages, montre que la composition pétrographique des Cailloutis du Sundgau à Faverois, au NE de Delle, entre 380 et 382 m, est très voisine de celle des Cailloutis inférieurs de la forêt de Chaux, nos observations dans le triangle Dasle - Dannemarie - Vézelois, les apparentent d'avantage aux Cailloutis supérieurs de la forêt de Chaux. Les appelant Cailloutis de la forêt d'Arnes, C. Petit *et al*. (1996) les attribuent, selon le contexte bressan, au Pléistocène inférieur. Dans nos stations d'observation (fig. 2), les galets de quartzite, originaires des Alpes et des collines bernoises, y prédominent, et les galets de granite, gneiss et radiolarites alpins y sont rares. Les chailles et silexites, altérées ou non, plus ou moins émoussées, sont bien présentes. La fraction sableuse apparaît principalement constituée de petits débris anguleux et cryptocristallins (cf. éclats de gélifraction) de chailles, silexites ou de quarzites à grain très fin. Rappelons cependant que dans l'ancienne carrière de Grosne, A. Gutzwiller (*in* Meyer, 1923) a identifié des galets d'origine alpine de lithologie très variée. Remarquons la faible importance de l'apport vosgien dans les alluvions à faciès de Cailloutis du Sundgau, tant parmi les galets que dans la fraction sableuse. Cela implique qu'au Pliocène, et peut être lors d'une bonne partie du Pléistocène inférieur, aucune rivière d'importance n'arrive, depuis les Vosges, sur le seuil de Belfort et que la couverture triasique de la retombée méridionale des Vosges était presque complètement érodée.

Après la capture de l'Aare-Doubs par le Rhin moyen, à la fin du Pliocène, vers -2,9 Ma (Akçar *et al*., 2014), le Sundgau et le seuil de Belfort, plaine assez vaste ne recevant plus que des rivières modestes, ont vraisemblablement peu évolué. Au Pliocène et peut être jusqu'à la première grande glaciation du Pléistocène inférieur (Éburonien), rayonnait probablement autour des Vosges une dynamique fluviatile modérée, à cours d'eau à faible débit, ne transportant que des sables, des graviers et de petits galets.

4.3 - Évolution du seuil de Belfort durant le Pléistocène moyen

Suivant l'incision du seuil de Belfort au Pléistocène inférieur, avec remblaiement (Fv) alimenté par le remaniement des Cailloutis du Sundgau au Sud (Fv*R*) et apports vosgiens au Nord (Fv*V*) envisagée précédemment, un second creusement a nettement affecté le seuil de Valdieu. Les sondages effectués pour le projet (abandonné) de canal Rhin-Rhône à grand gabarit montrent bien l'entaille des corps alluviaux Fv :

- au Sud du seuil, incision de 10 m environ, formant la gouttière Manspach–Montreux-le-Vieux, suivie du remblaiement Fw*R* ;
- au Nord du seuil, incision de 20 m dans Fv*V* due à la

Paléo-Doller du Pléistocène moyen médian, suivie par un remblaiement complet que nous notons Fw*V* ; la surface supérieure du corps alluvial Fw*V* se trouvant à peu près au même niveau que celle des corps alluviaux Fv.

4.3.1 - FxV - Alluvions d'âge probable Pléistocène moyen récent (Saalien ?)

En rive droite de la Savoureuse (fig. 2), une série de lambeaux d'alluvions jalonne le versant, 15 à 20 m au-dessus du fond de la vallée (nappes des Barres, du Moramont et de la Bouloye (Théobald, 1956)). Au Sud de Botan, à la Bouloye, le matériau comprend d'assez nombreux blocs de silexites sub-anguleux ou émoussés, provenant probablement des formations calcaires jurassiques affleurant autour de Belfort, de quartz de failles et surtout de grès et conglomérats originaires du Buntsandstein dont les plus gros atteignent et dépassent 25 cm. Ces derniers sont vraisemblablement remaniés d'alluvions Fu, érodées en amont du Bois de la Duchesse (fig. 4), ce qui expliquerait la présence de galets altérés du socle vosgien et leur attribution par N. Théobald (1956) au « faciès vosgien des Cailloutis du Sundgau ». Leur position morphologique basse sur un panneau, plutôt soulevé qu'abaissé s'il a bougé, ne s'accorde pas avec cette interprétation.

4.3.2 – Évolution du seuil de Belfort à la fin du Pléistocène moyen et au Pléistocène supérieur

Après la capture de la haute Doller par un affluent du Rhin, les secteurs situés au Sud et à l'Ouest du seuil de Valdieu, privés une seconde fois d'un important apport fluviatile (présence d'un glacier assez développé dans la haute Doller au Pléistocène moyen), n'ont guère été incisés au cours du Pléistocéne supérieur, les eaux des modestes rivières du Sud des Vosges, le Saint-Nicolas et la Madeleine, incisant les dépôts alluviaux du Pléistocène moyen, mais guère leur substrat. Dans le secteur de Montreux-Château (fig. 2), le fond du remplissage alluvial d'âge pléistocène supérieur à holocène de la Bourbeuse se raccorde à la base du paléochenal pléistocène moyen de la Paléo-Doller de Bréchaumont (Fw*R*). À l'Est du seuil de Valdieu, l'érosion post-Pléistocène moyen est beaucoup plus profonde, car le Rhin constitue un niveau de base nettement plus bas. Si l'écoulement d'une paléo-Largue vers l'Ouest que nous avons envisagé se confirme, la haute Largue est capturée par un affluent de l'Ill à cette époque.

II - LES DÉPOTS À BLOCS DE GRÈS TRIASIQUES DE LA BORDURE ALSACIENNE DES VOSGES (DBBA)

A. Daubrée (1852) puis J. Delbos et J. Koechlin-Schlumberger (1867) ont les premiers décrit des dépôts à gros blocs de grès dans les collines sous-vosgiennes, peu après que E. Collomb (1844 et 1847) ait mis en évidence des traces et dépôts laissés par les anciens glaciers dans les Vosges alsaciennes (en particulier des « blocs erratiques »). Les travaux plus récents (pour une vue de synthèse, cf. Ménillet, 1985) montrent que sur la partie alsacienne des Vosges, les glaciers sont restés cantonnés dans les vallées, à l'intérieur du massif, ce qui exclut une origine glaciaire pour les DBBA. Sur des critères de position géomorphologique et d'altération, H. Vogt (1992 et cartes géologiques à 1/50 000 Molsheim, Sélestat, Colmar et Thann) attribue les DBBA au Pléistocène ancien et moyen. Les arguments en faveur du rattachement des alluvions Fu à la formation miocène du Bois de Raube (Kälin, 1997 et *supra*) nous ont conduits à entreprendre une révision des dépôts à blocs de grès triasiques sur la bordure orientale des Vosges ; ceux-ci présentent des conditions de gisement et un état d'altération souvent peu différents des alluvions résiduelles RFu. Les principales occurrences de DBBA décrites dans la littérature et observées par nous-même, sont localisées sur différentes figures (fig. 7, 8, 9, 11 et 13) :

- pour les sites isolés, indiqués par un chiffre rouge ;
- pour les sites plus étendus, par un chiffre bleu-violet.

Ces chiffres renvoient aux descriptions ci-dessous et au tableau1.

N°	Commune	Lieux-dit	Notat. C.G.	Morphol.	Z.max Zmin	Pente %	D vosg	+gros bloc	Sables ronds mats	H.sup H inf	Bunt Amont
2	Bourbach-Le-Bas	Heidenfeld Eichwald	P Fv-w	Glacis	472 440	2,5	0 1500	0,2		100 80	0
3	Rammersmatt	Butte 525 Langkehr	RFw	glacis	525 440	4	0 1200	0,7		155 120	0
4	Thann sud Leimbach	Gabels Parc. Vita	Non Figuré	glacis	450 420	5	0 500	0,6	F	120/ Thur	0
5	Vieux-Thann	Kirchberg	Non Figurés	Versants	450 430	Variab.	0 500	0,9	(5%)	125/ Thur	0
6	Steinbach	Kraftwald	P	glacis	450 440	< 1	0 1000	0,3	Peu Abond.	135/ Thur	0
7	Steinbach	Schlentzen	P	Versant	460 420	25	0 300	1,0	Assez Abond.		0
8	Uffholtz	Eichwald	P	Versant	540 480	6	0 700	1,5	Assez Abond.		0
9	Wattwiller	Sous Hirt-Zenstein	P	Versant	480 420	25	0 250	0,9			0
10	Hartmannsw.	Bois Communal	P	Versant, Glacis	430 340	20 10 à 7	0 1500	0,4	Assez abond.		+
11	Riquewihr Mittelwihr	Sporen	Pw	Glacis	315 250	4	800 2000	1,7	+	80 50	+
12	Hunawihr Ribeauvillé	Harth	Pw	Glacis	380 225	2	125 3000	1,0	+	30 15	+
13	Ste-Croix-aux Mines sud	Forêt du Hury	FS (solifl.)	interfluve	650 43à	22	0 1000	1,0	+		+
14	Orschwiller St Hippolyte	Haut Koenigsbourg	Non figurés	Versant glacis	700 420	32, 2,5	0 1200	0,8	+		+
15	Dambach-La-Ville »	Blettig	Fv	Butte Témoin	237 235		1750 2000	0,9 (1,5)			0
16	Epfig	Fronholtz	Fv	Glacis	263 180	4	1500 2500	1,0 ($4m^3$)			+
17	Itterswiller	Kirchberg	Jv3	Glacis	280 180	3	3500	0,5,(1)		60	+
18	Mittelbergh.	Holzweg	Sox-y	Glacis	268 250	7	500 1000	1,5 4 (γ)		58 50	+
19	Obernai Bernardswil.	Urlosenholtz.	Pv2	Glacis & Butte	320 247	1 puis 0,6	0 2000	1,2 (2,4)			+
20	Lutzelhouse Urmatt	Sperl Hub	Fv1-2	Glacis	375 300	8 puis 2,5	2000 3500	5		120 55	+

Tab. 1 : Caractéristiques des principaux dépôts à blocs de grès et conglomérats du Buntsandtein sur la bordure orientale des Vosges.

Les significations des abréviations (distances en mètres) sont comme suit :

Notat. C.G. : notation sur la carte géologique de France à 1/50 000 ;

Morphol : forme du relief lié à la formation à blocs ;

Z ma /Z min. : altitude maximale et altitude minimale du dépôt à blocs ;

D Vosg : distance minimale et maximale du dépôt à la faille vosgienne ou à l'escarpement de Grès vosgien pour les sites situés à l'ouest de la faille vosgienne ;

Sables ronds mats : grains de sables ronds à ovoïdes mats provenant du Grès vosgien ;

H. sup/H.inf : hauteur maximale et minimale au-dessus du fond de la vallée voisine ;

Bunt amont : présence (+) ou absence (0) de grès et de conglomérat du Buntsandstein sur l'amont montagneux du dépôt à blocs.

Table 1: *Main Buntsandstein-derived sandstone and conglomerate block deposits on the eastern border of the Vosges mountains.*

Abbrevations are as follow (distances in metres) :

Notat. C.G.: notation on the France regular geological map at 1/50 000 scale;

Morphol: relief shape associated with block formation;

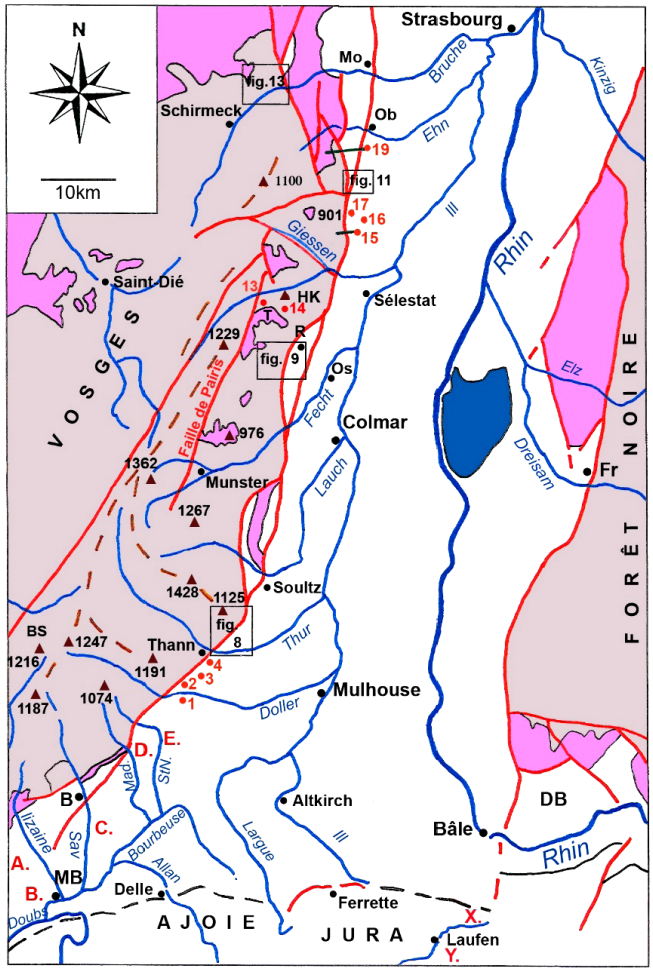
Z ma /Z min.: maximal and minimal altitude of the block deposit;

D Vosg: maximal and minimal distance of the deposit with respect to the Vosgian fault or Vosgian sandstones bank for the sites situated west of the Vosgian fault;

Sables ronds mats: occurrence of rounded and dull grains of sands originating from the Vosgian sandstones;

H. sup/H.inf: maximal and minimale heights above the bottom of the neighbourg valley;

Bunt amont: occurrence (+) or absence (0) of Buntsandstein sandstones or conglomerates on the moutain upside the block deposit.



Formations postérieures au Buntsandstein moyen

Volcan du Kayserstuhl

Grès vosgien et Bausandstein (Trias inférieur, Buntsandstein moyen)

Formations du Paléozoïque ; séries sédimentaires, volcanites, granites et gneiss

Failles principales

A, B, C, D, E Sites d'alluvions à blocs triasiques décrits dans la première partie

X, Y Sites de référence de la formation à blocs pérégrins (Wanderblocks Formation) des environs de Bâle

1 à **4** ;**15** à **17** et **19** Sites à blocs décrits sur la bordure orientale des Vosges (2ème partie), en dehors des cartes détaillées

Emplacement des coupes fig. 10 (site **15**) et 12 (site **19**)

Emplacement des cartes détaillées : fig. 8, 9, 11 et 13

Sommets vosgiens, avec leur cote en mètres

Lignes de crêtes principales du massif vosgien

Abréviations
B Belfort ; **Bs** Ballon de Servance ; **DB** Dinkelberg ; **Fr** Freiburg-i-B ; **HK** Haut Koenigsbourg ; *Mad.* Ruisseau de la Madeleine ; **MB** Montbéliard ; **Mo** Molsheim ; **Ob** Obernai ; **Os** Ostheim ; **R** Ribeauvillé ; *Sav. Savoureuse ; St N* Ruisseau de Saint Nicolas ; **T** Taennchel

Fig. 7 : Principaux sites à blocs de grès triasiques sur la bordure orientale des Vosges (Alsace, France).

Fig. 7: Main sites with blocks of Triassic sandstones on the eastern border of the Vosges mountains (Alsace, France).

En outre, nous avons indiqué, sur la fig. 7, les affleurements des alluvions RFu décrits précédemment (sites **A** à **E**) et 2 sites de la Formation à blocs pérégrins (Wanderblock Formation) des environs de Bâle ; l'un à la périphérie de la ville (site **X**, Kastelhöhe, près de Neuzlingen), l'autre dans le bassin de Laufen (site **Y**). Ces blocs, en grès du Buntsandstein, atteignent le mètre de longueur au Kastelhöhe et proviennent très probablement du Dinkelberg. D. Kälin (1993) et Kemna *et al.* (2003) les rattachent au Miocène (âge minimum –10Ma) ; la distance du transport avoisine 30 km pour ceux du bassin de Laufen.

Rappelons que dans les Vosges, le Buntsandstein comprend 5 formations (de haut en bas) :

- le Grès à Voltzia ; grès gris à roses, souvent à grain fin et à délits micacés ;
- les Couches intermédiaires, grès plus ou moins argileux, rouge à lie de vin ;
- le Poudingue de Sainte-Odile, à galets de forme très arrondie de quartz et de quartzite, souvent appelé « Conglomérat principal » ;
- le Grès vosgien dont l'épaisseur décroît vers le Sud ;
- les Couches (ou grès) de Senones, actuellement rattachées au Permien supérieur, d'épaisseur variable.

Site 1 – Lauw

Au Sud de la Doller (fig. 7, site **1**), une ancienne carrière artisanale exploitait des sables argileux recouverts par des blocs de grès conglomératiques, à ciment de microquartz. Depuis E. Schumacher (1892), ces sables argileux, appelés « Hupper », ont souvent été rapportés au Pliocène, leur lithologie rappelant certains faciès du Pliocène du Nord de l'Alsace, et leur fraction argileuse contenant de la kaolinite, comme les sables du site 15 (fig. 7 et fig. 10) du Blettig, à Dambach-la-Ville, qui sont cependant intercalés dans les Couches de Niederroedern de l'Oligocène supérieur (Chattien, cf. *infra*). L. Meyer (1926) en a dessiné une coupe montrant que les blocs pourraient être une dalle disloquée, provenant de la cimentation par de la silice du Hupper, d'autant plus que celui-ci contient, au moins dans sa partie supérieure, les mêmes galets que les grès conglomératiques du Buntsandstein (quartz et quartzite). Le Hupper repose sur des dépôts oligocènes ; des alluvions anciennes du Pléistocène ancien à moyen recouvrent les grés conglomératiques qui le surmontent. Nous avons soumis la fraction argileuse du Hupper aux rayons X. L'analyse semi-quantitative donne les résultats suivants : 40 % d'illite, 30 % de kaolinite, 20 % de méta-halloysite et 10 % de smectite. Une analyse chimique en est fournie dans Théobald (1934) : SiO_2 = 77 % ; Al_2O_3 = 16,2 % ; Fe_2O_3 = 1,4 % ; CaO = 0,4 %.

Le Hupper renferme des galets de Grès vosgien et de Poudingue de Saint-Odile, altérés, blanchis et friables ainsi que des silexites – « rognons de silice calcédonieuse » (Meyer et Holtz, 1928) pouvant provenir des niveaux carbonatés du Muschelkalk moyen ou de la Zone limite violette du Buntsandstein. Le Hupper de Lauw se situe sensiblement entre les cotes 405 et 410, soit 30 à 35 m au-dessus du fond de la vallée de la Doller, ce qui est très bas pour un dépôt dont l'âge pourrait remonter au Néogène. Cette position pourrait s'expliquer par la situation du Hupper de Lauw sur le panneau abaissé de la faille W-E qui suit approximativement la vallée de la Doller (Théobald,

1950 ; Vogt, 1992). 1 km en amont, une lanière de grès du Buntsandstein supérieur, contre la faille vosgienne, est le seul affleurement connu d'où pourraient provenir des matériaux du Hupper, sans exclure des restes de couverture triasique sur les Vosges, si le Hupper date du Néogène. La cimentation du Hupper en grès n'est pas un critère de datation. En région parisienne, celle des Sables de Fontainebleau en grès serait ainsi quaternaire selon les solides arguments de M. Thiry (Thiry *et al.* 1988a-b). L'âge pliocène du Hupper est possible mais non établi.

Sites 2 à 4 - Glacis sous vosgiens entre les vallées de la Doller et de la Thur

Au Nord de la Doller et dans l'interfluve entre cette rivière et son affluent, le Bourbach, s'étend un court glacis (fig. 7 et tabl. I, site **2**), essentiellement sur le ban communal de Bourbach-le-bas. Sur cette surface, recouverte de limons loessiques, les rares affleurements se trouvent à la faveur des souches d'arbres renversés. On y observe des galets de roches aphanitiques altérées (volcanites acides probables) et quelques fragments de silexites noires, connues dans les roches carbonatées du Muschelkalk moyen. D'aspect limoneux, la matrice comprend 20 % de graviers ; des débris de roches du socle qui constituent aussi l'essentiel de la fraction sableuse (20 %). Parmi eux, des grains de quartz ronds mats marquent l'apport des grès du Buntsandstein (5 à 10 % seulement).

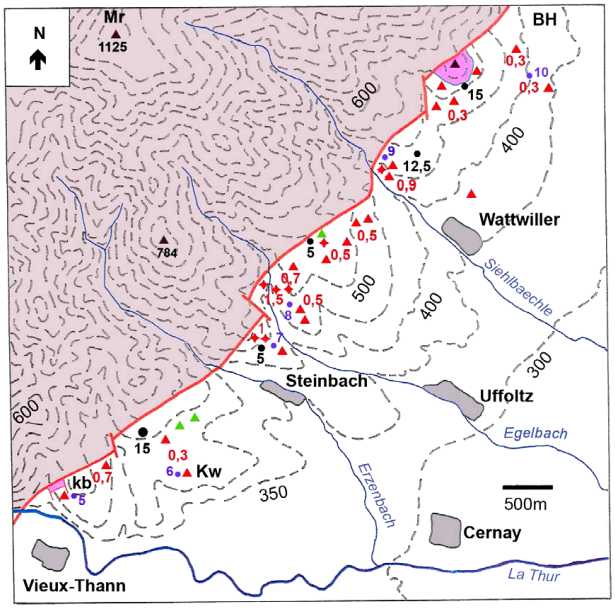
Le glacis suivant (fig. 7 et tabl. I, site **3**) est disséqué en larges buttes ; à l'amont, celle du Rantz (525 m) est couronnée d'un petit bois avec des traces d'exploitation du substrat gréseux oligocène et de blocs de grès et conglomérats du Buntsandstein, dont les plus gros devaient avoisiner le mètre de longueur. L'abondance de ces blocs dans le village de Ramersmatt laisse supposer qu'ils proviennent du Rantz. Au sommet de la butte suivante, le Lankehr de Roderen, gisent quelques blocs de grès et de conglomérats, identiques à ceux du Rantz. Dans les champs, autour du sommet, abondent des plaques un peu émoussées de grès légèrement micacé, provenant du Buntsandstein supérieur. En contrebas apparaissent les galets calcaires du substrat, les conglomérats oligocènes de la bordure du Fossé rhénan.

1 500 m au Sud de Thann, le haut du versant septentrional du court glacis Gabel (Fig. 7 et tabl. I, site **4**) est tapissé par une formation de solifluxion à blocs de grès, déjà décrite par J. Delbos et J. Koechlin-Schlumberger (1867). En grès conglomératique du Buntsandstein moyen, le plus gros bloc observé a 60 cm de longueur. De forme irrégulière mais émoussée, il flotte dans une matrice comprenant 40 % de débris de roches volcaniques acides (« kératophyres ») constituant aussi l'essentiel de la phase sableuse (25 %). Celle-ci comprend également de gros grains de quartz ronds mats, provenant des grès du Buntsandstein moyen. La formation livre aussi quelques fragments de grès micacés de teinte lie de vin, faciès habituel des Couches intermédiaires du Buntsandstein supérieur.

Peu abondants dans ce secteur, les blocs de grès et de conglomérats du Buntsandstein ont vraisemblablement été largement éliminés par épierrage ; notons qu'au-dessus, le socle vosgien est dépourvu de couverture sédimentaire permo-triasique.

Sites 5 à 10 - Piémont Vosgien entre Thann et Hartmannswiller

Au Nord de la Thur, la pente des interfluves entre les vallons qui drainent la partie la plus orientale des Vosges, conserve, à l'Est de la faille vosgienne, exception faite du Kraftwald de Steinbach, une valeur assez forte, souvent de l'ordre de 20 %. En conséquence, les formations superficielles qui les recouvrent ont été cartographiées sur la coupure Thann (Coulon *et al.* 1986) en formation de Piémont. Comme ils sont aux 9/10 en territoire forestier, les blocs de grès sont beaucoup plus nombreux qu'au Sud de la Thur, bien des parcelles ayant échappé à l'épierrage et à l'utilisation des blocs pour construire les murets des terrasses viticoles.



Affleurement de Grès vosgien

Socle des Vosges hercyniennes (Viséen)

Blocs avec éventuellement leur longueur en mètres (chiffre rouge):

- Bloc de Poudingue de Sainte Odile
- Bloc de Grès vosgien
- Bloc de roches de la faille vosgienne : cornéenne ou quartz filonien
- Sondage avec l'épaisseur de la formation du Piémont vosgien en mètres
- 5 Numéro de référence du site sur le tableau I (position du point très approximativement au centre du site)
- Faille vosgienne
- Faille limitant un panneau de Grès vosgien
- Courbes de niveau (équidistance 50m)
- Centre des villes et des villages

Abréviations

BH = bois d'Hartmannswiller ; Kb = Kirchberg ; Kw = Kraftwald ; Mr Molkenrain ; WN = affleurement Wattwiller nord

Fig. 8 : Principaux blocs de grès et de poudingues remaniés du Buntsandstein moyen dans le champ de fracture de Vieux-Thann, Haut-Rhin, France. Seules la faille vosgienne et les failles limitant des panneaux de Grès vosgien ont été figurées.

Fig. 8: *Main blocks of sandstones and conglomerates reworked from Middle Buntsandstein in the Vieux-Thann fault system, Haut-Rhin, France. Only the Vosgian fault and faults bounding the Vosgian sandstones outcrops have been represented.*

Au Nord de Vieux-Thann, la butte boisée de Kirchberg (fig. 7 et 8 ; tabl. 1 ; site **5**), par son altitude et sa position, juste sous la faille Vosgienne, apparaît assez semblable à la butte Gabels (site **4**), mais sur le versant opposé de la vallée de la Thur. Les blocs de grès et de conglomérats, très remaniés sur le versant qui domine Vieux-Thann, sont bien inclus dans la formation superficielle, en haut du versant est de la butte. Les plus volumineux ont 0,9 m de longueur. Leur matrice, moins riche en sable qu'en graviers, ces derniers constitués pour l'essentiel de débris anguleux de roches du socle et de quartz provenant des filons qui jalonnent la faille vosgienne. Les grains de quartz ronds mats, provenant du Grès vosgien, constituent environ 5 % de la fraction sableuse.

Sur l'interfluve suivant, le piémont en forte pente (20 %), en contrebas de la faille vosgienne, est relayé vers le SE par le glacis du Kraftwald (fig. 8 et tabl. 1, site **6**) recouvert d'une formation superficielle, localement riche en galets de quartz et de quartzite remaniés des conglomérats du Buntsandstein, ou en petits blocs de Grès vosgien de forme arrondie d'une taille maximale de 30 cm. Les blocs et débris de quartz et de mylonites de la faille vosgienne, abondants sous celle-ci, sont encore bien présents sur le glacis.

D'assez nombreux blocs de conglomérats du Buntsandstein gisent sur l'éperon morphologique dominant Steinbach au NW (fig. 8 ; tabl.1 ; site **7**), en particulier sur son flanc septentrional. Dans la formation superficielle, les petits blocs et fragments de Grès vosgien sont assez abondants. Dans la fraction sableuse, les gros grains de quartz provenant du Grès vosgien, soit 15 % de la fraction sableuse, sont plus abondants que dans les sites suivants (**8** à **11**).

2 km environ au NW d'Uffoltz (fig. 8 ; tabl. I ; site **8**), d'assez nombreux blocs de conglomérats et grès du Buntsandstein gisent sur les buttes et les versants de l'Eichwald. Les plus gros ont 1,5 m de longueur. Ne constituant que 10 à 20 % de la matrice, la fraction sableuse comprend un assez grand nombre de grains ronds mats, provenant du Grès vosgien.

1 km au NW de Wattwiller et 500 m au Sud du rocher de l'Hirtzenstein, la formation superficielle du versant renferme d'assez nombreux blocs et conglomérats du Buntsandstein. Les plus gros ont 0,9 m de longueur (fig. 8 ; tabl. I ; site 9).

À l'amont de ces 4 sites (**5** à **8**), aucun affleurement de grès ou conglomérat triasique n'est connu. Le socle vosgien apparaît dépourvu de toute couverture sédimentaire postérieure au Carbonifère et la faille vosgienne met directement en contact les roches du socle et le conglomérat oligocène. Celui-ci peut contenir des éléments de grès et conglomérats remaniés du Buntsandstein, mais leur taille est plus petite que celle de ceux que nous avons observés dans la partie supérieure de la formation de piémont dont l'épaisseur peut atteindre 15 m (fig. 8) ; a priori, ces blocs ne peuvent donc pas provenir du Conglomérat oligocène. À l'Ouest d'Hartmannswiller, un petit panneau de Grès vosgien forme une butte en contrebas de la faille vosgienne. Si les blocs de grès sont nombreux sur le piémont vosgien, juste en dessous de cette butte, ils ne sont pas très abondants dans le glacis plus en aval (fig. 8 ; site **10**) et surtout de taille modeste (longueur maximale observée 40 cm), en comparaison de ce que nous avons vu plus au Sud, en particulier dans l'Eichwald d'Uffoltz.

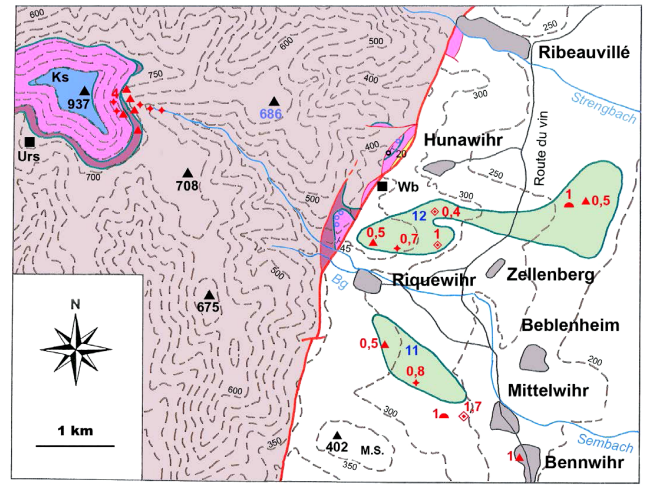
D'Hartmannswiller jusqu'à la vallée de la Fecht, en l'absence d'affleurements à blocs de grès signalés dans la littérature sur les diverses cartes géologiques et en raison d'un contexte différent dû à la présence de formations du Buntsandstein dans les collines sous-vosgiennes, nous n'avons pas effectué de recherches.

Au Nord de la Fecht, la carte géologique de Colmar figure un épandage, avec un figuré « bloc », essentiellement alimenté par les grès du Buntsandstein (t1 et t2). Nous n'y avons pas observé de blocs de grès mais des formations superficielles essentiellement constituées de limons à débris de roches du socle et les murets du vignoble, en particulier ceux du célèbre terroir « Kaefferkopf », ont été essentiellement bâtis avec des roches du socle. La bande de Grès vosgien et de Conglomérat principal figurée sur la carte de Colmar (Michel Ruhland *in* Blanalt *et al*., 1972) ne donne actuellement aucun affleurement.

Sites 11 et 12 - Les formations à blocs du Buntsandstein dans le champ de fractures de Ribeauvillé

Dans la partie méridionale du champ de fractures de Ribeauvillé, les blocs de Grès vosgien et de poudingues du Buntsandstein se localisent sur deux glacis figurés sous la notation Pw sur la carte géologique à 1/50 000 Colmar (Blanalt et Vogt, 1972 ; cf. fig. 9). A. Briquet (1930) les avait déjà représentés en notant que le glacis septentrional (fig. 9 ; site **12**), au Nord de Riquewihr, se situe à une altitude supérieure à celui du glacis méridional (fig. 9, site **11**), ce qui n'apparaît pas évident si on prend en compte la distance de l'amont actuel de ces glacis à la faille vosgienne : 125 m pour le glacis nord, en pente plus forte à l'amont ; 800 m pour le glacis méridional, incliné vers le NE et probablement plus érodé. Mais ce qui surprend, c'est la taille des blocs observés plus en aval, à Mittelwihr, jusqu'à 1,7 m de longueur où ils sont résiduels, probablement remaniés, comme l'indiquent J. Delbos et J. Koechlin-Schlumberger (1867). Ces auteur les ont observés dans un limon, épais de 3 à 4 m à la « sortie » (NW probable) de Bennwihr. Les travaux de terrassement pour reconstruire cette commune, largement détruite lors de la dernière guerre, ont rencontré de nombreux blocs métriques de Grès vosgien (von Felt, 1955).

La recherche de l'origine et du mode de transport des blocs de Mittelwihr et Bennwihr nous a conduit à revoir la géologie de l'amont du Sembach. Juste à l'Ouest de la faille



Épandages à blocs de grès et de conglomérats sur des glacis sous vosgiens (Pw de H. Vogt) ;
Le chiffre violet indique le n° du site sur le tableau I
Grès micacé du Buntsandstein supérieur
Poudingue de Sainte Odile
Grès vosgien ; cercles bleus : niveau de poudingue
Permien supérieur (principalement Couches de Sénones, faciès « grès tigré », Buntsandstein inférieur)
Socle des Vosges hercyniennes (Viséen)

Blocs avec éventuellement leur longueur en mètres (chiffre rouge):
Bloc de Poudingue de Sainte Odile ; *id.* déplacé
Bloc de Grès vosgien ; *id.* déplacé
Faille vosgienne
Faille limitant des formations du Buntsandstein
45 pendage des couches ; valeur en degrés
Courbes de niveau (équidistance 50m)
Centre des villes et des villages ; hameau

Abréviations
Bg = Birgele ; Ks = Kœnigstuhl ; M.S. = Mont de Sigolsheim
Urs = Ursprung ; Wb = Windsbuehl

Fig. 9 : Principaux blocs de grès et de poudingues remaniés du Buntsandstein moyen dans la partie sud du champ de fracture de Ribeauvillé, Haut-Rhin, France. Seules la faille vosgienne et les failles limitant les formations du Buntsandstein ont été figurées.

Fig. 9: *Main blocks of sandstones and conglomerates reworked from Middle Buntsandstein in the southern par of the Ribeauvillé fault system, Haut-Rhin, France. Only the Vosgian fault and the faults bounding Buntsandstein formations have been represented.*

vosgienne la petite rivière ne traverse pas un petit panneau de Grès vosgien, comme l'indique la carte géologique (Blanalt et Vogt, 1972), mais des bancs de « grès tigrés », faciès typique des Couches de Senones (Buntsandstein inférieur, *sensu Gallico* ; Permien supérieur ; fig. 9). Ces grès sont entaillés, selon une petite gorge, par le Birgele (fig. 9, *Bg*), modeste affluent du Sembach. Au Nord du Sembach, le grès tigré est recouvert par du Grès vosgien, à fort pendage SE (45°), bien visible dans une ancienne carrière. Ce pendage met à l'affleurement, au sommet de la butte formée par le Grès vosgien et au contact du grès tigré, un modeste conglomérat que nous interprétons comme le Conglomérat inférieur du Grès vosgien. Les blocs de conglomérat des glacis ont un faciès qui rappelle plus le poudingue de Sainte-Odile que le Conglomérat inférieur.

Le Sembach prend sa source au pied de l'escarpement oriental du Koenigstuhl, extrémité d'une longue butte témoin (le Kalblin) de Grès vosgien couronnée par une dalle de Poudingue de Sainte-Odile culminant à 937 m (fig. 9). Haut de 200 m, en forme de fauteuil, cet escarpement pourrait être une ancienne niche de nivation. Nous avons donc remonté la vallée du Sembach. Assez étroite, cette vallée est creusée dans les roches du socle (granites et gneiss) et ne renferme aucune trace d'appareil morainique. Les cônes d'éboulis sont peu fréquents. Seul le fond et la moitié inférieure des versants de l'escarpement oriental du Koenigstuhl sont tapissés de gros blocs de grès et de conglomérats remaniés du Buntsandstein dont les plus gros ont 4 m de longueur, sans accumulation de type morainique. Chutes de blocs, gélifluxion et petites avalanches ont vraisemblablement contribué à la mise en place de ces blocs. Les Couches de Senones présentent des faciès argileux à Ursprung. Nous les avons recherchées au pied de l'escarpement oriental, mais elles n'affleurent pas et sont entièrement recouvertes par la formation superficielle à blocs de grès et conglomérats. Sur les cotés, seuls apparaissent des faciès gréseux pouvant appartenir aux Couches de Senones ou éventuellement à du Permien supérieur plus ancien.

Sites 13 et 14 - Les glissements de terrain à blocs de Grès vosgien du Haut Koenigsbourg et du Taennchel

Si nous n'avons pas observé de blocs et de conglomérats du Buntsandstein sur le piémont vosgien entre Ribeauvillé et le Giessen, un peu plus haut, dans les Vosges, entre la faille vosgienne et la faille de Pairis (fig. 7), subsistent des buttes témoins de grès du Buntsandstein dont fait partie le Koenigstuhl (fig. 9), examiné dans le paragraphe précédent. Comme dans les Vosges gréseuses, les versants de ces buttes sont plus ou moins recouverts de blocs de grès, généralement mis en place par chute de blocs et gélifluxion durant les périodes froides du Pléistocène. Des croix noires figurent ces blocs de manière schématique sur la carte géologique Gérardmer (Fluck et Ménillet, 1978). Au Nord du Koenigstuhl, la large butte lobée du Taennchel et la butte isolée du Haut Koenigsbourg (fig. 7) possèdent aussi ces formations de versant à blocs. Cependant, au NW du Taennchel et au Nord et au Sud du Haut Koenigsbourg, des coulées à blocs de grès débordent largement le pied de ces buttes.

Dans le premier site (fig. 7 ; site **13**), la langue fluée hors du Taennchel atteint l000 m de longueur et 500 m de large ; sous la base du Grès vosgien, les Couches de Senones, assez argileuses dans ce secteur, ont vraisemblablement servi de lubrifiant lors de sa mise en place. Les plus gros blocs ont 1,5 m de longueur. Elle a été figurée en formation de solifluxion (notation FS) sur la carte géologique de Sélestat (Blanalt et Ham, 1970).

Au Haut Koenigsbourg, nous avons reconnu deux langues à blocs de grès que nous avons fait figurer sur les cartes géologiques départementales du Bas-Rhin et du Haut -Rhin (Skrzypeck *et al.*, 2007 ; 2008 ; figuré 60). Une au Nord de la butte, s'étend sur 300 à 400 m de longueur sur le substrat permien avec un dénivelé de 150 m (550 à 400 m). L'autre, au Sud (fig. 7, site **14)**, de forme triangulaire, débute dès la courbe de niveau 700 m sur le Grès vosgien pour se terminer en pointe, en débordant de 250 m sur le socle cristallophyllien à l'altitude de 550 m. 400 m à 1500m plus au Sud, une série de collines, en position d'interfluve, sont recouvertes d'une masse plus ou moins chaotique de grès roses du Buntsandstein (Permien terminal à Trias inférieur). Des travaux de recherche minière (Carlier, 1965 ; gîte du

Teufelsloch) montrent qu'il s'agit d'une masse de grès dont l'épaisseur peut atteindre une cinquantaine de mètres, glissée et déformée, recouvrant des siltites noires (« schistes » pour Carlier) à intercalations houillères d'âge carbonifère. Sur la butte la plus méridionale, les grès recouvrent et encadrent une masse glissée de siltites carbonifères dont l'épaisseur dépasse 40 m au droit du sommet de la butte. A. Carlier (1965, fig. 8) montre que la base des siltites n'est que légèrement inclinée vers le S-SE, or la mise en mouvement d'une telle masse requiert une énergie plus forte que la simple gravité. L'âge de ce glissement apparaît ancien. En effet, la butte septentrionale renferme des blocs métriques de conglomérat à faciès de Poudingue de Saint-Odile qui n'existe plus en place dans le secteur où il a été érodé, avec une centaine de mètres de Grès vosgien sous-jacents, sur le Haut Koenigsbourg, et se retrouve seulement 4 km plus à l'Ouest, en rochers résiduels sur le mont Taennchel. Antérieure à une longue phase d'érosion, cette formation à blocs est vraisemblablement très ancienne et pourrait être sensiblement contemporaine des formations du même type pour lesquelles nous avons précédemment envisagé un âge Miocène moyen. Elle est figurée en Grès vosgien en place, par J.-P. Von Eller sur la carte géologique de Colmar (Blanalt et Vogt, 1972). En réalité elle est donc glissée et déformée. Les formations à blocs ancrées sur la butte du Haut Koenigsbourg, postérieures à la longue phase d'érosion cénozoïque, sont beaucoup plus récentes et sans nul doute pléistocènes.

Site 15 - Piémont de Dambach-la-Ville et butte du Blettig

Au NE de Dambach-la-Ville, la butte du Blettig (ou Plettig, 217 m ; fig.10 ; tabl. I ; site **15**) est connue pour son ancienne sablière, rapportée sur des critères de faciès au Pliocène, surmontée de gros blocs de grès et conglomérats remaniés de formations du Buntsandstein (Van Werveke, 1892 ; Schumacher, 1892 ; Briquet, 1923 ; Meyer, 1926 ; Van Werveke, 1928 ; Théobald, 1934 ; Siat 1954 ; Vogt, 1992). Si la dégradation des fronts de l'ancienne sablière les rendent peu propices à l'étude de détail, leur partie supérieure montre nettement des marnes silteuses présentant des faciès typiques des Couches de Niederroedern (Chattien à Aquitanien) ; attribution confirmée par P. Duringer (comm. pers.). Autrefois, les fronts de la sablière étaient vraisemblablement localisés plus bas, sur le flanc de la butte, et les couches supérieures de marnes ne devaient pas être encore recoupées ; les sables seuls devaient affleurer, sans carbonates, donc probablement décalcifiés. La coupe proposée par H. Vogt (1992, p. 26), montre que les sables présentent des intercalations sablo-argileuses et argileuses. Étudiés par A. Siat (1954), les sables du Blettig n'ont de commun avec les sables pliocènes que la couleur blanche. Ils comprennent une fraction argileuse, blanche aussi, constituée d'halloysite et d'un peu de kaolinite, prise en compte comme argument pour les rattacher au Pliocène. Le cortège de minéraux lourds (Siat, 1954) laisse présumer que les sables du Blettig proviennent du socle hercynien (Vosges ou Forêt Noire) dont les altérites ont pu aussi fournir de la kaolinite et C. Sittler (1982) mentionne la présence de kaolinite dans la partie supérieure des Couches de Niederroedern. Les sables du Blettig que nous avons échantillonnés sont carbonatés ; ils nous apparaissent donc comme une intercalation sableuse dans les Couches de Niederroedern. La présence d'un dépôt pliocène sous la formation à blocs de grès du Blettig constituait le meilleur argument pour attribuer un âge Pléistocène à cette dernière et nous ne pouvons plus le prendre en compte. L'épaisseur de la couverture sableuse à blocs ne paraît pas très importante, mais pourrait atteindre 5 m (Vogt, 1992). De forme sub-anguleuse à sub-arrondie, les blocs de grès du Buntsandstein (longueur maximale observée : 1,5 m ; Vogt, 1992) et de conglomérat sont peu altérés ; les plus nombreux, long de 10 à 30 cm, sont encore roses ou décolorés. La fraction sableuse comprend, en proportion variable, des grains issus du Buntsandstein et des grains anguleux semblables à ceux des arènes du granite de Dambach.

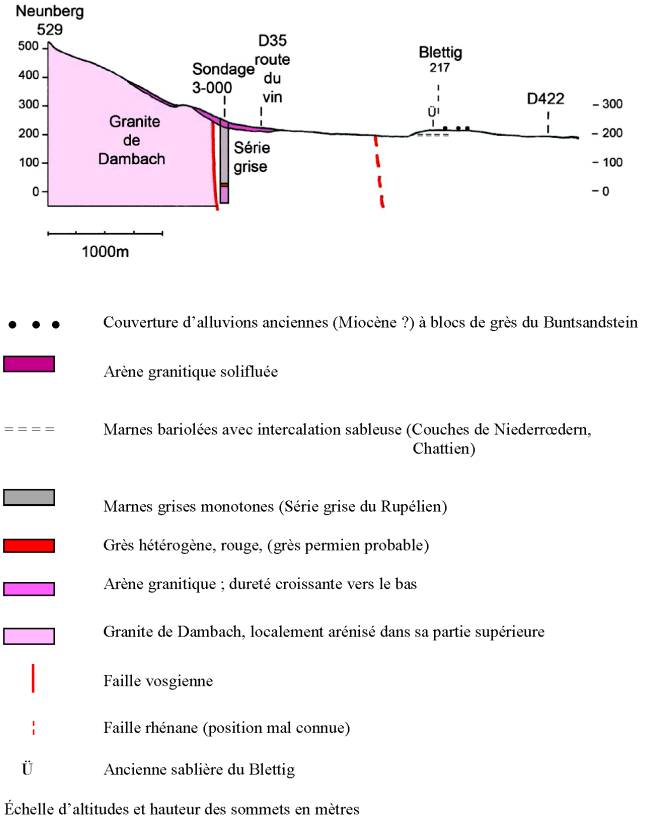


Fig. 10 : Coupe géologique du massif granitique de Dambach à la colline du Blettig passant environ 800 m au Nord du centre de Dambach-la-Ville, Bas-Rhin, France.

Fig. 10: *Geological cross section from the Dambach granitic massif to Blettig Hill 800 m north of the center of Dambach-la-Ville Bas-Rhin, France.*

H. Vogt (1992) considère que la surface de la butte du Blettig forme l'aval, soulevé par le jeu d'une faille quaternaire, du glacis bordant le massif granitique de Dambach. Or deux sondages exécutés dans cette localité, juste en contrebas de la faille vosgienne (fig. 10), ont montré que l'arène granitique remaniée qui constitue ce glacis est très épaisse (17 à 18 m) et recouvre des marnes de la Série grise (probablement les Couches à melettes) de l'Oligocène,

épaisse ici de 140 à 199 m et qui repose sur le Granite de Dambach arénisé, par l'intermédiaire d'une mince couche de grès (1 à 10 m) d'âge permien probable. Si J. Dellenbach (comm. pers. J.P. von Eller) n'a pas trouvé de microfaune dans un lavage de la Série grise, elle est bien caractérisée par son épaisseur, sa monotonie et son faciès. Ces sondages ont été effectués à l'emplacement de la bande de formations triasiques figurée sur la carte géologique de Sélestat (Blanalt et Ham 1970) qui n'existe donc pas. Dépourvu de grès triasique, en place ou remanié, le glacis de Dambach apparaît donc très différent de la couverture sableuse à blocs du Blettig. Aucun argument ne permet de concevoir une faille quaternaire entre Dambach et le Blettig, et la modeste dépression entre les deux sites peut s'expliquer par une érosion plus forte dans la Série grise, de faible dureté quand elle n'est pas armée de bancs de grès calcaires.

H. Vogt (1992) interprète le dépôt à blocs du Blettig comme un cône de débacle périglaciaire d'un cours d'eau drainant le bassin versant du vallon de Blienschwiller. Juste en amont de cette localité, située 2 km au Nord de Dambach, des replats isolés aux cotes comprises entre 250 et 320 correspondent à des buttes de granite dépourvues de couverture et de blocs de grès triasiques résiduels et un apport du vallon de Blienswiller aurait certainement remanié des fragments de grès permiens (cf. coupe du site 17 ; fig. 7), que nous n'avons pas retrouvés sur la butte du Blettig.

Site 16 - La butte du Fronsholtz à Epfig

La butte du Fronsholz à Epfig (263 m, fig. 7 ; tabl. I, site **16**) est considérée, dans la littérature, comme semblable à celle du Blettig (Daubrée, 1852 ; Van Werveke, 1892 ; Briquet, 1923 ; Vogt 1992). A. Daubrée (1852) a observé la formation à blocs de grès en carrière, sur une épaisseur de 8 m, les blocs étant plus nombreux à la partie inférieure du dépôt, avec une longueur maximale de 1,3 m. Il note que les blocs, à angles émoussés, sont « devenus blancs, ainsi que les sables qui les entourent ». Ce blanchiment est vraisemblablement dû à l'hydromorphie, car sur la partie la plus haute de la colline, à substrat marneux altéré, au moins jusqu'à la courbe 250 m et en surface, les blocs de grès ont conservé leur teinte rose. En profondeur, à –10 m, dans les galeries observées par B. Ancel *et al*. (1983), des sables argileux blancs à grain fin à moyen, le Riebsand, ont été exploités pour abrasif. Haute de 1,50 et large de 1,30 m, la galerie la plus longue se développait sur 61 m. Il pourrait s'agir de lentilles ou d'anciens chenaux fluviatiles dans les Couches de Niederroedern. Ces auteurs notent la nature kaolinique de la fraction argileuse, mais C. Sittler (1982) y trouve de la montmorillonite et A. Daubrée (1852) mentionne la présence de « terres à foulon » à Epfig. Une coupe que nous avons observée à mi-distance entre le sommet de la butte et le bourg d'Epfig, à l'altitude 248 environ, recoupait 2 m de limons un peu sableux, avec à leur base des blocs de grès rouge de longueur inférieure ou égale au mètre. Cette coupe se situe sur la retombée orientale, en forme de glacis, de la colline. L. Van Werveke (1892) y note la présence d'un bloc de 4m^3.

Site - 17 - Le glacis d'Itterswiller

Ce glacis domine, au Nord, le village d'Itterswiller. Sa partie haute (le Kirchberg, fig. 7 ; tabl. I ; site **17**) domine vers l'Ouest d'une cinquantaine de mètres le cours en forme de S de la Schernetz à sa sortie des Vosges. Elle culmine à 285 m et le glacis s'abaisse assez régulièrement en direction ENE avec une pente de 0,8 %. À sa surface, une formation sableuse à blocs est surtout apparente dans sa partie occidentale élevée. Les blocs de grès du Buntsandstein, de forme assez arrondie, atteignent fréquemment une longueur de 0,5 m. D. Anton (1973) décrit une coupe à Itterswiller dont il note la richesse en matériaux issus du Buntsandstein : blocs de grès de dimensions métriques, galets de quartz nettement arrondis. S'y ajoutent des éléments du socle : quartz peu arrondis et plus rares galets de roches cristallines altérées.

500 m au NW d'Itterswiller, nous avons observé une autre coupe de 1,5 m de hauteur sur le haut du versant, une dizaine de mètres en contrebas du sommet. Non stratifiée, la formation est riche en fragments sub-anguleux de grès permiens, à grain fin. Ces éléments flottent dans une matrice limono-sableuse rougeâtre ; la formation pourrait être solifluée. La fraction sableuse provient en partie du Buntsandstein. E. Schumacher (1893) considère la formation à blocs d'Itterswiller comme contemporaine de celles d'Epfig et du Blettig. A. Briquet (1923) et H. Vogt (*in* Blanalt et Ham, 1970) en font un niveau plus récent, car en prenant en compte la distance du glacis à la faille vosgienne, celui d'Itterswiller apparaît une vingtaine de mètres en contrebas de celui d'Epfig.

Site 18 - Les masses glissées de Mittelbergheim

Le prolongement vers l'Ouest de la rue principale de Mittelbergheim, la rue du Holzweg (fig 1 ; tabl. I ; site **18**), emprunte un interfluve de faible relief (3 m environ) entre le vallon du Zotzenberg, au Nord, et le glacis oriental de la butte gréseuse du Crax, au Sud. Au Nord de la rue, nous avons observé deux fouilles effectuées pour la construction de maisons. Près de l'extrémité orientale de l'interfluve, l'une d'elle (croix rouge sur la fig. 11) recoupait une masse de granite non altéré, vue seulement selon une bande N-S, sur une longueur d'au moins 4 m. 300 m plus à l'Ouest, une autre fouille (croix bleu sur la fig. 11) a dégagé des blocs métriques de grès du Buntsandstein. Ces occurrences, au milieu d'un champ de fractures où n'affleurent que des formations du Jurassique et du Tertiaire, sont singulières. Les blocs de grès ont déjà été décrits dans une coupe par L. van Werveke (1895). Les épaisseurs, de haut en bas, sont les suivantes :

- limons sableux, à blocs du Buntsandstein, généralement arrondis, parfois anguleux ; pas de structure -4 m ;
- couche d'argile gris verdâtre, probablement issue du Dogger inférieur -0,3 m ;

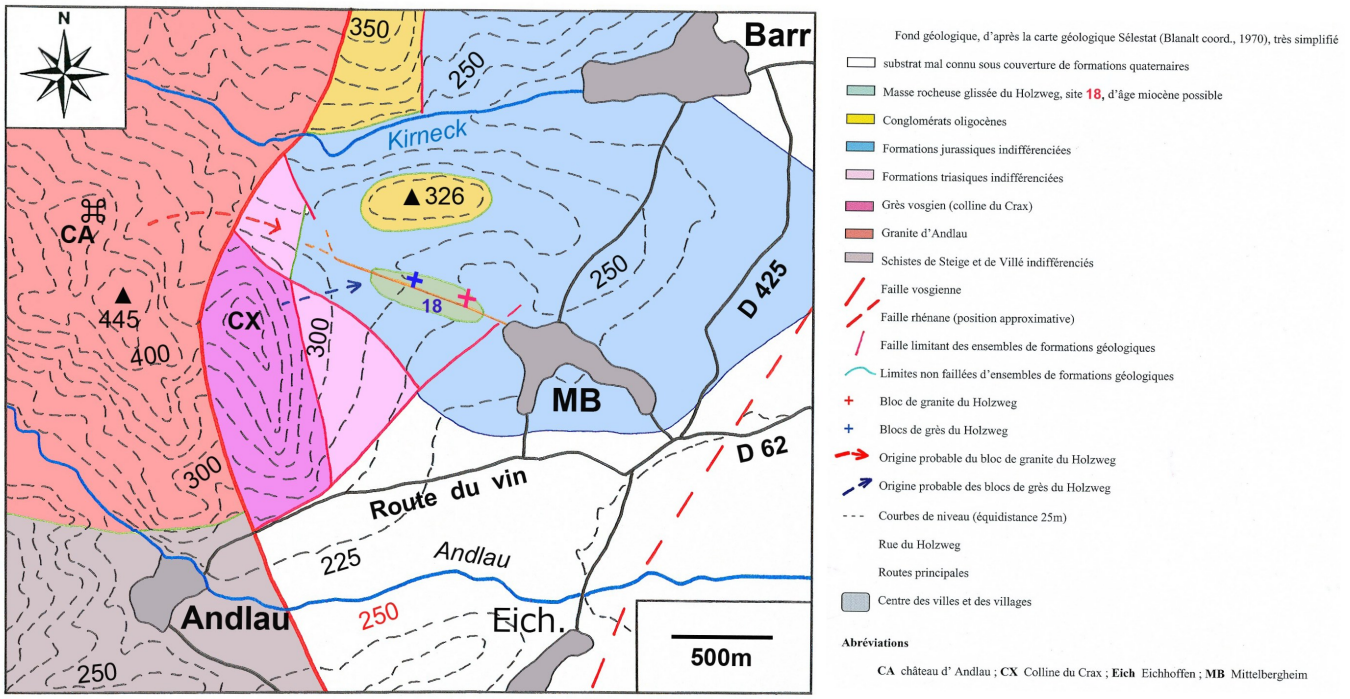


Fig. 11 : Masse rocheuse glissée d'âge miocène possible sur la bordure orientale des Vosges à Mitterlbergheim, Bas-Rhin, France.

Fig. 11: *Creeped rock mass of possible Miocene age at the eastern border of the Vosges mountains in Mitterlbergheim, Bas-Rhin, France.*

- couche limono-sableuse à blocs de grès et de granite entièrement décomposés -2 m ;
- grès calcaires de l'Aalénien supérieur (substrat).

L. Van Werveke interprète la formation à blocs de grès comme une moraine, ce qui nous semble en désaccord avec les connaissances actuelles sur les glaciers quaternaires des Vosges ; aucun n'a été observé dans les Vosges alsaciennes sous un sommet d'altitude inférieure à 800 m (Ménillet, 1985). Dans la morphologie actuelle, au-dessus de Mittelbergheim, les crêtes culminent toutes en dessous de 500 m. Nous pensons que l'interfluve de la rue du Holzweg a été formé par des glissements de terrain, probablement très anciens, antérieurs au creusement, d'une cinquantaine de mètres, du fond de la vallée de la Kirneck. Alternativement, le matériau granitique pouvant provenir du secteur du château d'Andlau (fig. 11) aurait flué vers le NE, pour rejoindre la vallée de la Kirneck au lieu de venir en direction de Mittelbergheim. Un second glissement, plus récent, aurait pu apporter les blocs de grès depuis la butte de Grès vosgien du Crax, plus proche.

Site 19 - Le bois d'Urlosenholtz (Obernai) et la butte Auf der Kügel de Bernardswiller

Le glacis du Bois d'Urlosenholtz se situe en contrebas de la Bloss (826 m), point culminant du panneau tectonique du Mont Sainte-Odile, constitué principalement par un socle dévono-dinantien volcanique et sédimentaire, recouvert par 150 m environ de grès du Buntsandstein couronnés par le poudingue de Saint-Odile (fig. 7 et 12 ; tabl. I ; site **19**). Il présente un axe WSW-ENE un peu plus élevé, que H. Vogt (*in* Blanalt, 1972) a figuré en dépôts de piémont « ante-mindéliens » (Pv2) et noté les parties latérales plus basses du bois en Px (« Riss »). Dans Pv2, le plus gros bloc de

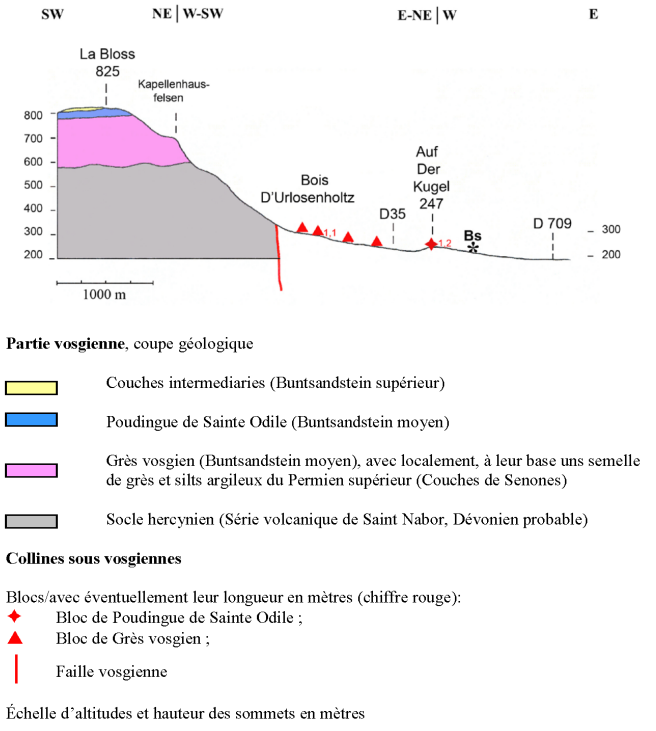


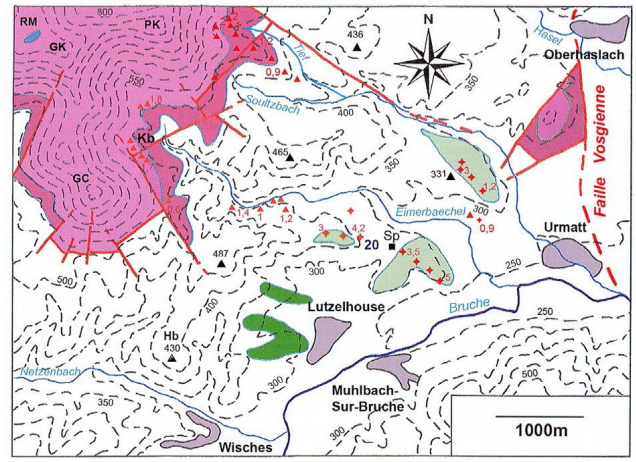
Fig. 12 : Profil topographique de la crête du Mont Sainte-Odile à la colline 247 au Sud de Bernardswiller, Bas-Rhin, France.

Fig. 12: *Topographic profile of the Mont Sainte-Odile crest at hill 247 south of Bernardswiller, Bas-Rhin, France.*

grès que nous avons observé a une longueur de 1,10 m ; H. Vogt (1992) en a observé de plus grands en bas du glacis (longueur maximale 2,45 m). Vers l'Est, le glacis se termine dans un vallon à l'altitude de 230 m environ. De l'autre coté du vallon, s'élève la butte Auf der Kügel (247 m) dont le sommet conserve plusieurs blocs de poudingue de Sainte-Odile, les plus grands atteignant la longueur de 1,2 m ; des galets provenant du Buntsandstein (quartz, quartzite, grès rouges) et de cornéennes les accompagnent. La butte 247

s'abaisse vers l'Est selon un glacis que H. Vogt (1992) considère, sur des arguments essentiellement géomorphologiques, comme le prolongement du glacis d'Urlosenholtz, remonté par faille. 500 m à l'Est du sommet de la butte, nous avons observé une coupe haute de 2 m dans la zone d'activité du stade (fig. 12Bs). Disposé en vrac, le matériau comprend des blocs de grès et de conglomérats du Buntsandstein, d'une taille maximale de 50 cm, roses à décolorés, flottant dans un sable limono-argileux riche en galets arrondis (1 à 5 cm) de quartz et de quartzite, moins nombreux. La formation a l'aspect d'un dépôt grossier soliflué ou d'une coulée de boue. Alentours sont entassés et utilisés en murets frustes, des blocs de ces mêmes grès et conglomérats, les plus gros atteignant le mètre.

Site 20 - Les formations à blocs de Lutzelhouse et Urmatt dans la vallée de la Bruche



Épandages à blocs de grès et de conglomérats sur des glacis sous vosgiens (Fv1-2 de H. Vogt *in* Blanalt *et al.*, 1972) ; **20** : N° de référence du site Sperl sur le tableau I

Épandages à blocs de grès et de conglomérats sur des hauts glacis sous vosgiens (Fv1-et Pv de H. Vogt *in* Blanalt *et al.*, 1972)

Poudingue de Sainte Odile ; Buntsandstein moyen

Grès vosgien ; Buntsandstein moyen

Permien supérieur, Couches de Sénones ; Buntsandstein inférieur

Blocs avec éventuellement leur longueur en mètres (chiffre rouge):

Bloc de Poudingue de Sainte Odile

Bloc de Grès vosgien

Faille limitant des formations du Buntsandstein

Courbes de niveau (équidistance 50m)

Centre des villes et des villages ; ■ hameau

Abréviations

Hb : Hinberg ; GC : la Grande Côte (831m); GC : le Grand Katzenberg (967m) ; PK : le Petit Katzenberg (903m); Sp : maison forestière du Sperl ; RM : Rocher de Mutzig (1010m).

Tief. : Tiefenbaechel

Fig. 13 : Principaux blocs de grès et poudingues remaniés du Buntsandstein moyen au Nord de Lutzelhouse et au NW d'Urmatt, Bas-Rhin, France. Seules les failles limitant les formations du Buntsandstein ont été figurées.

Fig. 13: *Main blocks of sandstones and conglomerates reworked from Middle Buntsandstein north of Lutzelhouse and north-west of Urmatt, Bas-Rhin, France. Only the faults bounding Buntsandstein have been represented.*

Au Nord de la Bruche (fig. 7 et 13), deux interfluves situés entre les ruisseaux issus de la haute crête de Grès vosgien du Katzenberg à la Grande Côte (750 à 900 m), sont recouverts de dépôts à gros blocs de grès et poudingues du Buntsandstein. H. Vogt les a figurés en alluvions « pré-Mindel » sur la carte géologique de Molsheim (Blanalt, 1972), mais ils contiennent aussi de très gros blocs, certains de longueur bien supérieure (3 à 5 m), à ceux que H. Vogt a observés (2 m).

L'interfluve méridional, au Sud de l'Eimerbaechel (fig. 13 ; tabl. I ; site **20**), de part et d'autre de la maison forestière du Sperl (fig. 13), comprend les plus gros blocs : 1/ entre les cotes 375 et 350 (butte du Sperl, pente 5 %), à l'Ouest de la maison forestière ; 2/ entre 318 et 300 (pente 2,5 %) au SE. Ils sont constitués de Poudingue de Saint-Odile qui a été complètement érodé sur la crête du Katzenberg à la Grande Côte. Au SE de la maison forestière, H. Vogt (*in* Blanalt, 1972) a pu constater que la formation avait été exploitée sur une épaisseur de 5 m dans une sablière abandonnée, figurée sur la carte, mais indiquée probablement par erreur « à l'Est d'Urmatt » dans la notice. Comme l'a déjà noté H. Vogt, la rareté des éléments provenant des formations volcaniques, qui forment l'entablement des replats situés entre les courbes de niveau 400 et 500 m, aux versants abondamment recouverts de débris et blocs de ces roches, entre la Grand côte et la butte du Sperl, est surprenante. La formation à blocs de Sperl aurait donc pu se mettre en place avant l'érosion de la dalle de Poudingue de Sainte-Odile, à une époque où la couverture triasique s'étendait beaucoup plus à l'Est, recouvrant encore très largement la zone actuelle d'affleurement des coulées volcaniques du Permien.

Nous avons examiné la vallée de l'Eimerbaechel, en amont de la butte du Sperl, et trouvé seulement en contrebas dans le lit de l'Eimerbaechel et 15 à 20 m au-dessus, des blocs de Grès vosgien de plus petite taille (maximum 1,2 m), rouges, dont la mise en place pourrait donc être postérieure à l'érosion du Poudingue de Sainte-Odile sur la Grande Côte. À l'amont de cette trainée de blocs, un bloc de grès de 1,4 m est le plus gros élément d'une accumulation de blocs de Grès Vosgien, formant un relief de 3 à 4 m au fond de la vallée. Il est possible que ce soit la moraine terminale d'un ancien névé qui occupait l'amont de la vallée du Soultzbach.

Enfin, le fond des deux ébauches de cirques qui dominent le site de Kappelbronn sont encombrés de blocs de grès métriques (taille maximale 1,8 m), accumulations sans reliefs ne laissant pas présumer l'existence d'anciens névés épais, mais pouvant être en partie dus à des phénomènes nivaux comme de petites avalanches.

L'interfluve septentrional, entre l'Eimerbaechel et le Soultzbach, est recouvert, dans sa partie NE, par un dépôt assez semblable à la formation à blocs de Sperl, constitué essentiellement de blocs de Poudingue de Sainte-Odile, avec une matrice de sables et galets provenant aussi des grès et poudingues du Buntsandstein. Le plus gros bloc a 3 m de longueur. En amont, on retrouve un dépôt à blocs de Grès vosgien sur l'interfluve Soultzbach-Tiefenbaechel ; trainée de blocs de taille plus modeste (longueur maximale observée 1,2 m) qui aurait pu se mettre en place, après l'érosion de la dalle de Poudingue de Sainte-Odile du Katzenberg, mais avant le creusement des vallons qui limitent l'interfluve. Enfin, dans la zone des sources du Tiefbaechel, au fond du vallon, se sont formés, sans

constituer de reliefs, des accumulations de blocs liées probablement, comme ceux de Kappelbronn, à des phénomènes de gravité : chutes de blocs, gélifuxion et petites avalanches.

1 - Quel(s) mode(s) de mise en place pour les DBBA ?

1.1 - Caractères généraux

Le tableau I synthétise les observations effectuées sur les sites examinés et montre :

une situation sur des glacis, pour les 2/3 des sites, dont la pente moyenne est assez variable selon les sites (0,6 à 10 % ; médiane 4 %) ;

- **l'absence de relation entre la taille des blocs et la valeur de la pente** ; les blocs ne sont pas plus gros sur les versants en plus forte pente (20 à 30%) dont la plupart correspondent à l'escarpement de la faille vosgienne ;
- **l'absence de relation entre la taille des blocs et la distance à l'escarpement de la faille vosgienne** ; dans certains sites, les plus gros sont les plus éloignés ;
- l'absence de couverture de grès triasique sur l'amont montagneux pour la moitié des sites et quand elle est conservée, toujours très partiellement, elle est le plus souvent assez éloignée.

Ajoutons que dans presque tous les sites, **les formations à blocs de grès DBBA ont habituellement leurs éléments grossiers uniquement constitués par des matériaux provenant de la série gréseuse du Buntsandstein**. Les anciens y ont vu aussi des éléments du socle hercynien complètement altérés et le plus souvent dissociés en arène. Ces éléments du socle sont rares en surface et les sables à faciès d'arènes peuvent provenir d'un remaniement direct des altérites du socle ou de formations permiennes.

1.2 - *Les blocs de grès triasiques proviennent-ils des conglomérats oligocènes ?*

Dans le secteur méridional, où l'absence de couverture sur l'amont montagneux est systématique (fig. 7, sites **2** à **4** ; fig. 8, sites **5** à **10**), les blocs ne peuvent venir que de la couverture triasique érodée. Le substrat du piémont vosgien est constitué par des conglomérats oligocènes dont l'épaisseur peut dépasser 100 m. Leur composition est très variable ; ils comprennent un mélange de galets et blocs sub-arrondis à sub-anguleux de roches volcaniques, prédominants dans certains sondages, d'arkoses permiennes, de grès du Buntsandstein, de calcaires et dolomies du Muschelkalk et de calcaires du Jurassique. Dans ces conglomérats, seuls les calcaires du Jurassique donnent des blocs atteignant et dépassant le mètre et ceux que nous avons observés se trouvent, au plus haut, 15 m en dessous du contact entre le conglomérat oligocène et la formation à blocs de grès et conglomérats du Buntsandstein. Ces blocs ne peuvent donc pas provenir de l'érosion des conglomérats oligocènes sauf si, selon une observation de L. van Werveke (1932) faite au Nord d'Obernai (fig. 7), la partie sommitale du Conglomérat oligocène est exclusivement gréseuse. La formation de piémont du secteur de Cernay serait elle formée, au moins en partie, d'une partie sommitale résiduelle et plus ou moins remaniée du conglomérat oligocéne ? Plus au Nord, dans le champ de fractures de Ribeauvillé (fig. 9), cette question ne se pose pas, car la formation à blocs de grès repose directement sur des formations du Lias.

1.3 - Disposition des blocs

Les blocs de grès et poudingues de la bordure orientale des Vosges présentent deux types de disposition :

blocs résiduels en surface ou à la base d'une couverture loessique, en place ou remaniée ;

blocs flottant « en vrac » dans un matériau sableux à sablo-limoneux, en général pauvre en argile.

1.4 - Une origine glaciaire ?

L'hypothèse d'une origine glaciaire (Daubrée 1852), encore admise, avec réserve, par E. Schumacher (1892) et L. van Werveke (1928), a été abandonnée par A. Briquet (1923) et les auteurs récents, dont H. Vogt (1992). Le plus grand glacier des Vosges alsaciennes, le glacier de la Thur, à l'époque de son développement maximum, au Pléistocène moyen, n'a pas atteint la bordure vosgienne. Nous avons eu la chance, grâce à l'entaille fraîche de chemins forestiers, de voir ses moraines externes altérées (F. Ménillet *in* Coulon *et al*., 1986) qui ne dépassent pas le rétrécissement de Willer-sur-Thur, 5 km en amont de Thann. Aucun bloc erratique n'a été observé en aval des anciens glaciers des Vosges alsaciennes. Des phénomènes nivaux (petites avalanches) ont pu contribuer aux chutes des blocs depuis la butte témoin du Koenigstuhl (fig. 9), à l'amont du Sembach et dans la zone de sources du Soultzbach et de l'Eimerbaechel, dans la vallée de la Bruche (fig. 13). Notons que ces derniers blocs ont pu se mettre en place durant les périodes froides du Pléistocène moyen et supérieur et que la distance maximale du dépôt du pied de l'escarpement ne dépasse pas, habituellement, quelques centaines de mètres.

1.5 - Des blocs glaciels ?

H. Vogt (1992) évoque l'hypothèse de transport sur des radeaux de glace (blocs glaciels) pour les plus volumineux des DBBA. Les formations à blocs de grès triasique se situent, pour la plupart, à l'aval de courtes vallées actuellement drainées par des ruisseaux à pente longitudinale assez forte, sans le tirant d'eau nécessaire, même en période de crue, pour transporter des grands radeaux de glace. Notons en outre que les blocs glaciels sont peu fréquents dans les alluvions rhénanes pléistocènes du Fossé rhénan supérieur ; mention ancienne de A. Gutzwiller (1912) d'un bloc de 0,8x0,5x0,3 m^3 à Attenschwiller, 10 km à l'Ouest de Bâle vraisemblablement

dans le Deckschotter ancien (Pléistocène inférieur). Récemment C. Frey nous a montré un bloc de faciès siliceux gris-beige (cornéenne probable) de 2,5x1,6x1,1 m^3 extrait d'une gravière à Eschau, 10 km au Sud de Strasbourg.

1.6 - Des chutes de blocs et petits écroulements ?

Les versants sur Grés vosgien, souvent raides (pentes de 20 à 65 %), sont presque toujours recouverts par des formations à blocs de grès et de Poudingue de Sainte-Odile, parfois très gros (plusieurs mètres de longueur). Blocs et fragments de grès de toutes tailles sont emballés dans du sable, provenant de la désagrégation du grès. Les amas de blocs de type écroulement sont rares. Il s'agit plutôt de chutes éparses de blocs comme celle d'un bloc qui s'est détaché en février 1870 de la falaise conglomératique du Mont Sainte-Odile pour descendre en se brisant jusqu'en bas du versant (longueur du plus gros bloc : 5,80 m). Dans cet exemple, le gel a favorisé le détachement du bloc. Sur le piémont du secteur de Cernay (fig. 8), il est possible d'envisager de telles chutes, à partir de la couverture de grès et de conglomérats triasiques du socle vosgien, avant son érosion. Pour les dépôts à blocs du secteur de Riquewihr, si la couverture de Grès vosgien et de poudingue du Kœnigstuhl s'étendait plus à l'Est, des pans de cette couverture auraient pu s'effondrer dans la vallée du Sembach et en bloquer momentanément l'écoulement entraînant la formation d'un petit lac dont la vidange aurait provoqué une « vague » torrentielle.

2 - Âge des DBBA

2.1 - Critères de datation

H. Vogt (1992) attribue aux DBBA des âges allant du Pléistocène inférieur au Pléistocène moyen sur des critères de position morphologique et d'altération. Ce dernier critère que nous avons longtemps pris en compte, est d'application difficile. Le plus souvent nous observons un mélange d'éléments altérés et peu altérés. L'altération dépend de facteurs locaux, en particulier de l'hydromorphie, et nous avons noté précédemment que dans les profils épais, l'altération est plus poussée dans les parties moyenne et inférieure que dans la partie supérieure, située souvent au-dessus de l'aquifère superficiel. La présence d'une fraction calcaire dans la partie sommitale de la butte du Blessig, à Dambach-la-Ville, montre que l'altération plio-quaternaire a peu affecté certains hauts glacis des collines sous-vosgiennes.

2.2 - Forte entaille, parfois jusqu'au socle, du horst vosgien dès le Rupélien

Les premiers reliefs importants du horst vosgien se sont formés au Priabonien et au Rupélien, période de dépôt des conglomérats de bordure du Fossé rhénan supérieur, étudiés par P. Duringer (1988). Ils sont souvent très grossiers et contiennent localement des gros blocs de calcaire oolithique du Bajocien dont la longueur peut atteindre et dépasser le mètre. Si, comme l'ont remarqué les auteurs anciens (Klähn, 1915), les matériaux dominants sont de plus en plus anciens en montant la série, tous les éléments de la série secondaire, du Buntsandstein au Bajocien, peuvent être mélangés. Vers le Sud, les éléments de socle peuvent parfois être prédominants, par exemple dans le secteur de Cernay où des sondages de recherche minière (SNEAP) les ont recoupés. Dans l'un d'entre eux, la partie supérieure du conglomérat contient des éléments de calcaires oolithiques du Bajocien à coté de roches volcaniques du socle et de grès et calcaires du Trias, représentant environ 600 m de couverture secondaire. Donc la vallée d'où provenaient les éléments de ce conglomérat entaillait au moins de 600 m le horst vosgien. Après le Rupélien, les Couches de Niederroedern, épaisse masse paléo-alluviale d'argiles et de marnes, avec quelques intercalations sableuses, mais sans éléments de grès et de conglomérats du Buntsandstein, indiquent une forte baisse de la dynamique fluviatile.

2.3 - Miocène moyen possible pour les plus anciens

Pour les alluvions Fu, aujourd'hui résiduelles (RFu), nous avons envisagé un âge miocène moyen, à la suite de N. Théobald et D. Contini (1965), ces alluvions pouvant faire partie de la Formation du Bois de Raube, antérieure au plissement du Jura (Kälin, 1997 ; cf. *supra*). Bien établi et toujours admis (Ziegler et Dèzes 2005), le soulèvement de la partie méridionale du Fossé rhénan supérieur au Miocène est lié à une remontée du Moho entraînant la formation du volcan du Kayserstuhl (-17 à -15Ma, Lippolt *et al*., 1963 ; Kraml *et al*., 1995). La remontée du Moho déborde sur les Vosges et la Forêt Noire qui ont dû aussi se soulever dans leur partie méridionale et probablement aussi centrale. En conséquence, des cours d'eau à forte compétence se sont formés, apportant des matériaux de la couverture triasique des Vosges dans le Sundgau et le bassin de Délémont (Formation du Bois de Raube). En parallèle, se sont mis en place les blocs de la Wanderblock Formation en pays bâlois (avant -10 Ma, selon H.A. et R. Becker-Haumann, 2003). Les formations à blocs du piémont vosgien du secteur de Cernay (fig. 8) ont pu, au moins en partie, se former à cette même période, la couverture triasique de cette partie des Vosges étant complètement érodée. Dans le secteur de Riquewihr (fig. 9), si les gros blocs de poudingue de Sainte-Odile de Mittelwihr proviennent de la couverture du socle vosgien, partiellement conservée dans ce secteur (Koenigstuhl), leur mise en place serait assez ancienne. Mais si le panneau de Grès vosgien, à l'Ouest de Hunawihr, avait une couverture de poudingue de Sainte-Odile, celle-ci aurait pu fournir facilement, par glissement, des blocs étant donné le fort pendage des couches dans ce panneau. Dans cette éventualité, l'âge de la formation à blocs de Mittelwihr pourrait être plus récent. Au Blettig de Dambach-la-Ville, nous avons noté que les DBBA reposent directement sur les Couches de Niederroedern du Chattien-Aquitanien et comme le massif vosgien en vis-à-vis (granite de Dambach) n'a plus sa couverture gréseuse, un âge miocène peut être envisagé. Même contexte pour la butte du Fronsholz, à Epfig, mais situé à 2,5 km d'un panneau de Grès vosgien.

Enfin, à l'Ouest d'Urmatt, dans la vallée de la Bruche, l'origine de la trainée de blocs du Sperl (fig. 13) ne peut s'expliquer que par une extension beaucoup plus orientale de la couverture de grès et conglomérats du Buntsandstein avant un recul par érosion de 2 km environ, difficile à envisager au Quaternaire.

2.4 - Un facteur possible : la sismicité du Miocène

Le Miocène moyen a pu apporter une certaine sismicité avec les éruptions du Kayserstuhl et la chute de l'importante météorite du Nordligen Ries en Bavière (diamètre 1,5 km environ ; âge entre -14,8 et -14,3 Ma, Storzer et Gentner, 1970 ; Buchner *et al*., 2003). E. Rutte et E. Buchner (d'après Manfred Stephan, 1998) introduisent l'hypothèse de la formation de pluies torrentielles après la chute de la météorite et leur attribuent notamment la mise en place de la Wanderblock Formation. Les mouvements préliminaires au plissement du Jura ont pu apporter aussi leurs lots de secousses sismiques ; D. Schneeganz (*in* Gillet et Schneeganz, 1935) lie une faille horizontale observée dans la colline des carrières, au Nord de la Doller (face au site **1** de la fig. 7), à l'orogenèse du Jura. Les séismes apparaissent comme un facteur majeur de déclenchement, à une échelle régionale, de chutes de blocs, d'écroulement et de glissements de terrain de divers types.

2.5 - Le Pliocène : une période humide et forestière dans le Fossé rhénan supérieur

Cloisonné par une zone haute, au niveau du Kayserstuhl, le Fossé rhénan supérieur comprend deux axes de drainage et de dépôts. Au Sud, la gouttière du Sundgau, où l'Aare-Doubs apporte de gros galets des Alpes et du bassin molassique suisse, sans guère recevoir des éléments en provenance des Vosges (cf. 1ère partie de cet article). Au Nord, la gouttière Alsace moyenne-Mayence (en réalité un fossé à l'intérieur du Fossé rhénan), où s'accumulent des sables, des silts et des argiles dans un milieu fluviatile à palustre. Grâce aux travaux de F. Geissert (présentés et résumés par Ménillet, 2015), nous connaissons bien le contexte climatique de cette période en Alsace. Une forte humidité favorise le développement de la forêt ; les sables pliocènes sont souvent riches en bois flottés, mais sans galets grossiers. Au plus observe-t-on quelques passées de graviers remaniant des galets des conglomérats du Buntsandstein et des silexites du Muschelkalk moyen atteignant rarement la dizaine de centimètres. Il est possible que les formes arrondies de très nombreux sommets des Vosges (les « Ballons »), typiques des régions humides, datent de cette période. Suivant H. Illies (1968) et non H. Vogt (1992) sur ce point, nous ne voyons guère d'argument permettant d'attribuer des DBBA à cette période.

2.6 - Le Pléistocène inférieur ; une période assez mal connue en Alsace

Le seul dépôt attribué en Alsace au Praetiglien, premier para-étage du Pléistocène inférieur nordique, se situe à l'Ouest et au NW de Bâle ; le Deckenschotter ancien (fig. 6). Nommé en Suisse Höheren Deckenschotter, il comprend principalement des graviers fluvio-glaciaires (Preusser *et al*., 2011). Le Praetiglien n'est pas connu autour des Vosges, tout comme le Tiglien, identifié seulement au Nord de l'Alsace, sous faciès sableux dans l'axe de la basse plaine rhénane (Geissert *et al*. 1976, p. 137-138). Selon H. Vogt (1992), l'essentiel de l'entaille des vallées vosgiennes est réalisé dans les Vosges au début du Pléistocène inférieur. Il est possible qu'il y ait eu des glaciations durant cette période dans les Vosges, mais celles du Pléistocène moyen, plus intenses, comme celles des Alpes et de la Forêt Noire (Preusser *et al*., 2011), ont éliminé tous les dépôts antérieurs. Sur le piémont vosgien, nous manquons de repères chronologiques pour dater les hauts glacis antérieurs au Pléistocène moyen. Dans l'hypothèse où la couverture triasique aurait eu encore une extension suffisante pour former des escarpements notables à proximité de la faille vosgienne, le gel facilitant la macrogélivation des grès (Vogt, 1992), d'assez nombreux DBBA auraient pu se mettre en place à cette période, mais pour une grande partie d'entre eux, le volume à déblayer par érosion est beaucoup trop important pour l'attribuer au seul Quaternaire.

2.7 - Pléistocène moyen, âge des plus fortes glaciations du Pléistocène

Les alluvions du Pléistocène médian, au débouché de la vallée de la Doller, forment une terrasse dominant le fond de la vallée d'une cinquantaine de mètres ; l'incision que l'on peut attribuer à la dernière glaciation est de 25 à 30 m. En Alsace, aucun bloc erratique n'est connu en dehors de l'ancien domaine glaciaire, marqué par la présence de dépôts morainiques seulement à l'intérieur du massif vosgien. Parmi les dépôts à blocs de grès triasiques pouvant appartenir à cette période, signalons, en marge de la vallée de la Bruche (fig. 13), une trainée de blocs sur l'interfluve entre le Tiefenbaechel et le Soultzbach, constituée uniquement de blocs de Grès vosgien, donc postérieure à l'érosion du Poudingue de Sainte-Odile. Dans le vallon voisin de l'Eimerbaechel, une trainée de blocs de Grès vosgien, sur le lit du ruisseau et un peu au-dessus, pourrait aussi s'être mise en place à cette période.

CONCLUSIONS

Nos observations sur le seuil de Belfort et la bordure orientale des Vosges nous permettent de proposer de nouvelles hypothèses sur l'évolution de ces régions du Néogène au Pléistocène moyen.

1 – Une bonne partie des formations à gros blocs de grès et poudingues des collines sous-vosgiennes (piémont et hauts glacis) pourraient être sensiblement contemporaines de la Formation du Bois de Raube (Suisse, bassin de Délémont), antérieure au plissement du Jura, donc Miocène moyen (Kälin, 1997). La couverture triasique d'où proviennent ces blocs est, dans certains sites, complètement érodée ; dans d'autres trop éloignée pour

permettre, dans une morphologie proche de l'actuel, une mise en place des blocs par gravité qui semble le mécanisme de transport le plus probable. Par ailleurs, le contexte géodynamique du Miocène moyen apparaît très favorable au développement de puissants phénomènes de gravité : soulèvement du Sud de l'Alsace et de sa bordure vosgienne, volcanisme du Kayserstuhl, chute de la météorite du Nordlingen Ries. La couverture triasique était probablement moins étendue sur la bordure orientale des Vosges au Pléistocène inférieur, limitant les chutes de blocs.

2 – Sur le seuil de Belfort, les données de la littérature attribuent presque toutes les alluvions anciennes aux Cailloutis du Sundgau, d'âge pliocène moyen, déposés par le seul cours d'eau alpin arrivant à l'époque dans le Sud de l'Alsace : l'Aare, torrent de Berne qui empruntait ensuite la vallée du Doubs. A l'aide de 3 transects N-S, nous montrons que deux phases de creusements suivi de remblaiements se sont probablement produites au Pléistocène :

- la première au Pléistocène inférieur, remaniant essentiellement les cailloutis du Sundgau, au Sud du seuil de Belfort, à la faveur du relèvement tectonique de leur bordure méridionale ; au Nord par la paléo-Doller et ses affluents vosgiens. À cette époque, la Doller rejoignait l'Aare-Doubs sur le seuil de Belfort ;
- la seconde au Pléistocène moyen effectuée principalement par la paléo-Doller durant les fortes glaciations du Pléistocène moyen médian (cf. glaciation de Möhlin, Preusser *et al*., 2011) et a remblayé, avec les deux autre cours d'eau provenant des hautes Vosges les actuels ruisseaux de Saint-Nicolas et de la Madeleine, cette paléo-vallée jusqu'au niveau des alluvions d'âge pléistocène inférieur probable. Ensuite, le cours vosgien de la Doller a été capturé, au Pléistocène moyen récent, par le Rhin dont le cours vers la Mer du Nord s'est établi à l'aube du Quaternaire (Alçar *et al*., 2014) ;
- après la capture de la Doller, les ruisseaux de Saint-Nicolas et de la Madeleine et les petits cours d'eau drainant la partie méridionale du seuil de Belfort, n'ont que partiellement entaillé les alluvions du Pléistocène moyen médian de la Doller, pour remplir leur modeste chenal d'alluvions limoneuses à l'Holocène.

BIBLIOGRAPHIE

Akçar N., Ivy-Ochs S., Alfonso V. (2014) - The first incision of the Swiss Deckenschotter landscape. Swiss J. Geosci., 107, 337-347.

Ancel B., Schmitt J.P., Colas R. (1983) - Le Riebsand. Encyclopédie de l'Alsace, vol. 5, 2809-2810. Publitotal éd., Strasbourg.

Anton D. (1973) - Cartographie de l'environnement et de la géomorphologie d'un secteur de la bordure vosgienne des environs de Barr. Thèse 3ème cycle Géographie, Université de Strasbourg.

Blanalt J.G. coord. (1972) - Molsheim, carte géologique de la France à 1/50 000, coupure 271, notice explicative 82 p. BRGM, Orléans.

Blanalt J.G. et Ham P. coord. (1970) - Sélestat, Carte géologique de la France à 1/50 000, coupures 307. BRGM, Orléans

Blanalt J. G. et Vogt H. coord. (1972) - Colmar-Artolsheim, Carte géologique de la France à 1/50 000, coupures 342-343. BRGM, Orléans

Bonvalot J., Courel L., Sénac P. (1984) - Étude sédimentologique du remplissage plio-pléistocène de la Bresse. Géol. France, n° 3, 197-220.

Briquet A. (1923) - Les alluvion quaternaires de la plaine d'Alsace entre la Fecht et la Bruche. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 5, 2, 65-70, Strasbourg.

Briquet A. (1930) – Le Quaternaire d'Alsace. Bull. Soc. Géol. Fr., XXX, 977-1027.

Buchner E., Seyfried H., van der Boogard P. (2003) - $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe age determination confirms the Ries impact crater as the source of glass particles in Graupensand sediments (Grimelfingen Formation, North Alpine Foreland Basin). Geol. Rdsch., 92, 1-6.

Campy M., Contini D. (1981) - La Néotectonique en Franche-Comté (France), Vosges méridionales – Jura septentrional. Bull. Assoc. Fr. Et. Quat., 1981, 3-4, 193-205.

Carlier A. (1965) - Le gisement du Teufelsloch *in* Les minerais uranifères français. Presses universitaires de France, I. Les Vosges, 23-43.

Collomb E. (1844) - Notes sur les moraines, les blocs erratiques et les stries de la vallée de Saint-Amarin (Haut-Rhin). C.R. Acad. Sc. Paris, t. XIX, 1263-1267.

Collomb E. (1847) - Preuve de l'existence d'anciens glaciers dans les Vosges. Du terrain erratique dans cette contrée, 246 p. Masson éd., Paris.

Contini D., Boullier A., Morin D. (2000) - Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Lure (443), 2ème éd. ; carte géologique par D. Contini (2000). BRGM, Orléans.

Coulon M., Fourquin C., Ménillet F., Gagny C., Guérin H., Hirlemann G., Point R., Théobald N., Blanchard P., COGEMA, Gillet S., Rubielo M.F., Schneeganz D., Vogt H., Wickert F., Kieffer C., Lettermann M. (1986) – Carte géologique à 1/50 000 Thann, n° 412. BRGM, Orléans.

Daubrée A. (1852) - Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. Simon éd., Strasbourg, 501 p.

Delbos J., Koechlin-Schlumberger J. (1867) - Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin, 2 t., 484 et 545 p.

Dreyfuss M. (1949) - C.R. somm. Soc. Géol. Fr. n°11, 236-237.

Duringer P. (1988) - Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. Thèse Université Louis Pasteur Strasbourg, 278 p.

Fallot P., Corroy G., Cousin G., Gardet G., Meyer L., Nordon A. (1933) - Montbéliard, carte géologique à 1/80 000 (2ème éd.). Service des Mines, Paris.

Fluck P. et Ménillet F. coord. (1978) - Carte géologique à 1/50 000 Gérardmer, n° 341. BRGM, Orléans.

Geissert F. (1996) - Paläontologie des Pliozäns und Quartär im Unterelsass (Département du Bas-Rhin). Jbr. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., NF 78, 209-219.

Geissert F., Ménillet F., Farjanel G. (1976) - Les alluvions rhénanes plioquaternaires dans le département du Bas-Rhin. Sci. Géol. Bull., 29, 2, 121-170.

Giamboni M., Ustaszewski K., Schmid S.M., Schumacher M.E., Wetzel A. (2004) - Plio-Pleistocene transpressional reactivation of Paleozoic and Paleogene structures in the Rhin-Bresse transform zone (northern Switzerland and eastern France). Int. J. Earth Sci. (Geol Rundschau), 93, 207-223.

Gillet S., Schneeganz D. (1935) - Étude de la région fracturée entre Lauw et Sentheim. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 2, 3, 163-193.

Glangeaud L. (1949) - Étude morphotectonique du Jura septentrional pendant le Miocène supérieur et le Pliocène. C.R. Acad. Sci. Paris, 229, 720-722.

Glangeaud L., Devantoy J. (1950) - La structure de la trouée de Belfort. C.R. Acad. Sci. Paris, 230, 108-110.

Gutzwiller A. (1912) - Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel. Verh. Der Naturf. Ges. in Basel., XXIII, 57-75.

Illies H. (1968) - Ein Grabenbruch im Herzen Europas. Erdgeschichte und relief der Landschaft am Oberrhein. Geol. Rundsch., 8, 281-293.

Kälin D. (1993) – Stratigraphie und Säugetierfauna der oberen Süsswassermolasse der Nordschweiz. Thèse Zurich.

Kälin D. (1997) - Litho- und Biostratigraphie der mittel- bis obermiozänen Bois de Raube Formation (Nordwestschweiz). Eclogae Geol. Helv., 90, 97-114.

Kemna H.A., Becker-Haumann R. (2003) - Die Wanderblock Formation bildungen in Schweizer Juragebirge südlich von Basel: Neuen Daten zu einem alten Problem. Eclogae Geol. Helv., 96, 71-83.

Kerrien Y., Dreyfuss M., Contini D., Kuntz G., Angély B., Laffly J.L., Landry J. (1973) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Montbéliard (474) ; notice explicative, 19 p. BRGM, Orléans.

Klahn H. (1915) – Die Geologie der Umgebung von Kolmar. Ein betrag zur Geologie zwischen Lauch und Fecht. Bull Soc. Hist. Nat. Colmar, 57-75.

Kraml M., Keller J., Henjest-Kunst F. (1995) - New K/Ar, ^{40}Ar:^{39}Ar step heating and ^{40}Ar:^{39}Ar laser fusion dates for the Kayserstuhl volcanic complex. Eur J. Mineral (Ber. Dt. Mineral. Ges.), 7, pagination.

Kuntz G., Ménillet F. (2018) - Carte géologique détaillée des secteurs ouest et nord-ouest de Montbéliard (Doubs). Géol. France, 1, 2018, 19-33.

Liniger H. (1967) - Pliocän und Tektonik des Juragebirges. Eclogae Geol. Helv., 60, (2), 407-490.

Lippolt H.J., Gentner W., Wimmenauer W. (1963) - Altersbestimmungen nach Kalium-Argon-Methode an tertiären gesteinen Südwestdeutschland. Jh. Geol Landesamt Baden-Württ., 6, 507-538.

Manfred S. (1998) - Meteoriteneinschlag und sediment bildung zur Diskussion tertiären Molasse transporte und Ablagerungen nach dem Ries Impakt. Manfred Stephan Studium Integrale Journal, 5, Jahrgang/Heft 2, 69-85.

Ménillet F. (1985) – Glaciers. Encyclopédie de l'Alsace, vol. 6, 3382-3387, Publitotal éd. Strasbourg.

Ménillet F. (2015) - Mio-Pliocène du secteur de Haguenau (Bas-Rhin, France), découvertes et avancées des connaissances par les travaux de Fritz Geissert, ses co-auteurs et la cartographie géologique. Bull. Soc. Hist. Nat. Ethn. Colmar, 72, 3-27.

Ménillet F., Coulon M., Fouquin C., Paicheler J.C., Lougnon J.M., Letterman M. (1989) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 Thann, n° 412, 137 p. BRGM, Orléans.

Meyer L. (1923) - Recherches sur les alluvions anciennes du Territoire de Belfort et du nord-ouest de la Suisse. Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar, NIle Sér., XXVII, 69-103.

Meyer L. (1926) - Réflexions sur les alluvions anciennes du Sundgau avec prise en considération spéciale des gisements de Bouxwiller et de Lauw. Bull. Soc. Hist. Nat. Colmar, NIle Sér., XIX, 115-135.

Meyer L. et Holz W. (1928) Le Tertiaire de la Haute-Alsace et la bordure des Vosges, près de Belfort-Ronchamp. Eclog. Geol. Helv. 21, 102-118. Basel.

Petit C., Campy M., Chaline J., Bonvalot J. (1996) - Major Palaeohydrographic changes in Alpine foreland during the Plio-Pleistocene. Boreas, 25, 131-143.

Preusser F., Graf H.R., Keller O., Krayss E., Schlüchter C. (2011) - Quaternary glaciation history of northern Switzerland. E&G Quat. Sci. J., 282-305,

Schäfer H. (1961) - Die pontische Saugetierfauna von Charmoille (Jura bernois). Eclogae Geol. Helv., 54-2, 559-566.

Schumacher E. (1892) - Über die Gliederung des pliocänen un pleistocänen Ablagerungen im Elsass. Zeit. Deutsch. Geol. Gesells., 44, 828-838.

Schumacher E. (1893) - Über die Gliederung des elsässichen Diluviums Mitt. Geol. L. A. Els. Lothr. 3, 2, p. XXXIII, Strasbourg.

Skrzypek E., Cruz Mermy D. avec la collaboration de **Chèvremont P. et Ménillet F.** (2007) - Carte géologique harmonisée du département du Bas Rhin et notice géologique, 319 p. Pl. h.t. 1 - tableau d'harmonisation des formations géologiques, 2 - tableau d'harmonisation des formations superficielles, 3 - carte géologique à 1/125 000, 4 - légende, BRGM/RP 56028-FR

Skrzypek E., Cruz Mermy D. avec la collaboration de **Chèvremont P. et Ménillet F.** (2008) - Carte géologique harmonisée du département du Haut Rhin et notice géologique, 322 p. Pl. h.t. 1 - tableau d'harmonisation des formations géologiques ; 2 - tableau d'harmonisation des formations superficielles, 3 - carte géologique à 1/125 000, 4 - légende, BRGM/RP 56029-FR

Siat A. (1954) - Observations pétrographiques sur les sables argileux blancs de Dambach-Epfig. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 7, 81-84, Strasbourg.

Sittler C. (1982) - Argile. L'Encyclopédie de l'Alsace, vol. I, 323-330, Publitotal éd., Strasbourg

Storzer D., Gentner W. (1970) - Spaltspuren Alter von Ries Gläsern, Moldaviten und Bentoniten. Jber. Mitt. Obererrhein geol. ver. N.F., 52, 97-111.

Théobald N. (1934) - Les alluvions du Pliocène supérieur de la région du Sundgau. Bull. Soc. Indust. Mulhouse, 101, 1-36.

Théobald N. (1956) - Les alluvions anciennes des environs de Belfort. Ann. Sci. Univ. Besançon, (2), géol., 4, 7-17.

Théobald N. (1973) - Dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et fluviatiles de la retombée méridionale des Vosges. Ann. Sci. Univ. Besançon, (3), 19bis, 257-270.

Théobald N. (1975) - La ligne de partage des eaux du seuil de Valdieu. Ann. Sci. Univ. Besançon, (3), 23, 39-44.

Théobald N., Contini D. (1965) - Les alluvions anciennes d'origine vosgienne au N. et au S. du massif de Chagey. Bull. Soc. Hist. Nat. Doubs, 57, 3, 43-50.

Théobald N., Contini D., Kuntz G. (1967) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Lure (443), notice, 11 p. SCGF, Paris.

Théobald N., Devantoy J. (1963) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Belfort (444). SCGF, Paris.

Thiry M., Bertrand-Ayrault M., Grisoni J.C. (1988a) - Ground-water silicification and leaching in sands: example of Fontainebleau sand (Oligocene) in Paris Basin. Geol. Soc. America, Bull., 100, 1283-1290.

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

Van Werveke L. (1892) - Über das Pliocän im Unterelsass Mitt. Geol. L. A. Els. Lothr. 3, 2, 155-156.

Van Werveke L. (1895) - Über Aufschlüsse im Diluvium bei Barr. Ber. 28, Ver. Oberrhein Geol. Ver., Badenweiler am 18-4-1895, 22-23.

Van Werveke L. (1928) - Zur Gliederung des pliozänen und diluvialen Schotterablagerungen in der Vorhügeln der Vogesen zwischen Breusch und Fecht. Jahresber. Mitt. Oberrrhein Geol. Vereins, 41-44.

Van Werveke L. (1932) – Der Verlauf und das Alter der Hauptverwerfungen und der übringen Störungen im Gebiet des Mittelrheingrabens. Abh. Heidelb. Ak. Wiss., Math. -naturwiss. KL. 21, 114p.

Vogt H. (1992) - Le relief en Alsace. Étude géomorphologique sur le rebord sud-occidental du Fossé rhénan, 240 p., Oberlin éd., Strasbourg. Version publiée de la thèse de Henri Vogt (1980).

Von Felt J. (1955) - La bordure des Vosges entre Sélestat et Rouffach. Rev. Géomorph. Dyn., 6, 1, 7-33.

Ziegler P.A., Dèzes P. (2005) - Evolution of the lithosphere in the area of the Rhine Rift System. Int J Earth Sci (Geol Runschau), 94, 594-614.