



document public

Les formations superficielles des Vosges et de l'Alsace

Identification, potentialités, contraintes

F. Ménillet

**décembre 1995
R 38640**

**BRGM
SGR/ALSACE**

B.P. 177 - 67843 TANNERIES CEDEX - France - Tél. : (33) 88.77.48.90

Mots-clés : Formations superficielles, Guide méthodologique, Vosges, Alsace.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

MENILLET F. (1995) - Les formations superficielles des Vosges et de l'Alsace. Identification, potentialités, contraintes. Rapport BRGM R 38640, 106 p., 34 fig., 4 tabl., 20 ph.

© BRGM, 1995, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

RESUME

Ce rapport est un guide méthodologique permettant de reconnaître les formations superficielles à partir d'observations de terrains. Les critères de reconnaissances sont complétés par des données plus approfondies sur les propriétés physiques et chimiques.

Les grands principes adoptés sont les suivants :

- le guide doit être facilement utilisable par les géologues non spécialistes des formations superficielles ;
- une fiche pour chaque type de formation est établie. Les formations sont classées en huit grands types : les altérites, les dépôts de versants, le fluviatile, le glaciaire-périglaciaire, les dépôts marins littoraux, l'éolien, le volcano-sédimentaire et le lacustre-palustre ;
- des critères d'identification rapide mais également les potentialités et les contraintes particulières à chaque formation sont décrits ;
- à priori un guide par grande entité géologique sera publié.

Lorsque cela est possible, une coupe type est donnée afin de montrer les variations latérales et verticales possibles.

A chaque type de formation est associée une photographie d'un affleurement type.

Les formations superficielles rencontrées dans les Vosges et en Alsace sont les suivantes : les loess, les alluvions rhénanes et vosgiennes, les tourbières, les altérites, les dépôts glaciaires et fluvioglaciaires des Vosges ainsi que les formations de versant.

Ce rapport entre dans le cadre du projet de recherche P06 "COMETE - Compréhension de la morphogenèse à diverses échelles spatio-temporelles. Morphogenèse et formations superficielles".

TABLE DES MATIERES

1. LOESS.....	9
1.1. Définition générale.....	9
1.1.1. Affleurements Types	10
1.1.2. Répartition.....	10
1.2. Genèse et période de mise en place.....	15
1.2.1. Origine des vents.....	15
1.2.2. Remaniement des dépôts loessiques.....	19
1.3. Paramètre physico-chimiques	19
1.3.1. Granulométrie	19
1.3.2. Minéralogie	20
1.3.3. Chimie	21
1.3.4. Cohésion.....	21
1.3.5. Perméabilité et régime hydrologique.....	21
1.4. Structures particulières et restes organiques.....	22
1.4.1. Industries paléolithiques et fossiles	22
1.4.2. Restes végétaux	22
1.4.3. Structures et microstructures	22
1.5. Comportement et potentialités	22
1.5.1. Pédologie.....	22
1.5.2. Risques potentiels.....	23
1.5.3. Potentialités économiques.....	24
1.6. Méthodes de datation	24
1.7. Validité des connaissances.....	25
BIBLIOGRAPHIE	25
2. LES DEPOTS ALLUVIAUX QUATERNAIRES EN ALSACE.....	27
2.1. Définition générale.....	27

2.2. Alluvions rhénanes.....	31
2.2.1. <i>Genèse et mode de mise en place</i>	35
2.2.2. <i>Paramètres physico-chimiques</i>	40
2.2.3. <i>Comportement et potentialités</i>	40
2.2.4. <i>Validité des connaissances</i>	42
2.3. Alluvions vosgiennes	42
2.3.1. <i>Définition générale</i>	42
2.3.2. <i>Genèse et mode de mise en place</i>	47
2.3.3. <i>Paramètres physico-chimiques</i>	49
2.3.4. <i>Comportement et potentialités</i>	50
2.3.5. <i>Validité des connaissances</i>	51
BIBLIOGRAPHIE	51
3. TOURBIERES	55
3.1. Définition générale.....	55
3.2. Tourbieres basiques du Grand Ried d'Alsace.....	59
3.3. Tourbieres acides des Vosges et de la plaine d'Alsace	59
3.4. Genèse et période de mise en place.....	60
3.5. Comportement et potentialités	61
BIBLIOGRAPHIE	63
4. ALTERITES.....	65
4.1. Définition générale.....	65
4.2. Genèse et période de mise en place.....	67
4.3. Paramètres physico-chimiques.....	70
4.4. Comportement et potentialités	72
4.5. Validité des connaissances	72
BIBLIOGRAPHIE	73

5. DEPOTS GLACIAIRES ET FLUVIO-GLACIAIRES DES VOSGES.....	75
5.1. Moraines et blocs erratiques.....	75
5.1.1. Définition générale.....	75
5.1.2. Genèse et période de mise en place	82
5.1.3. Paramètres physico-chimiques	83
5.1.4. Comportement et potentialités	83
5.1.5. Validité des connaissances.....	83
5.2. Dépôts fluvioglaciaires.....	85
5.2.1. Définition générale.....	85
5.2.2. Genèse et période de mise en place	86
5.2.3. Paramètres physico-chimiques	86
5.2.4. Comportement et potentialités	86
5.2.5. Validité des connaissances.....	87
5.3. Dépôts glaciolacustres.....	87
5.3.1. Définition générale.....	87
5.3.2. Genèse et mode de mise en place	87
5.3.3. Paramètres physico-chimiques	89
5.3.4. Comportement et potentialités	89
5.3.5. Validité des connaissances.....	89
BIBLIOGRAPHIE	89
6. FORMATIONS DE VERSANT DU MASSIF VOSGIEN.....	91
6.1. Définition générale.....	91
6.1.1. Epaisseur	91
6.1.2. Affleurements.....	96
6.1.3. Répartition.....	96
6.1.4. Diversité des formations de versant vosgiennes	96
6.2. Genèse et mode de mise en place.....	98
6.3. Paramètres physico-chimiques.....	100
6.3.1. Granulométrie	100
6.3.2. Perméabilité	100
6.4. Comportement et potentialités	101
6.4.1. Stabilité.....	101
6.4.2. Aptitudes géotechniques	101

6.4.3. Ressources en matériaux.....	101
6.5. Validité des connaissances.....	101
BIBLIOGRAPHIE	101
LISTE DES FIGURES.....	103
LISTE DES TABLEAUX.....	105
LISTE DES PHOTOS	105

1. LOESS

Régions administratives concernées : Alsace (Haut-Rhin et Bas-Rhin)
Franche-Comté (partie orientale du Territoire de Belfort).

Régions géologiques concernées : Plaine d'Alsace, collines sous-vosgiennes et seuil de Valdieu.

Très répandues en Alsace, les formations éoliennes comprennent essentiellement des matériaux limoneux : les loess. Les sables éoliens sont beaucoup moins fréquents (forêt de Haguenau et ses abords, forêt de Brumath) et souvent mêlés aux loess (versants en rive droite de la Zorn, de la Moder et de la Zorn). Ces sables ne forment le plus souvent que des placages, à surface parfois ondulée, d'épaisseur généralement inférieure au mètre. Les accumulations dignes du nom de dune sont rares, érodées et de faible hauteur (dune arquée de 4 m de hauteur, 2 km ENE de Haguenau). Les sables éoliens de la forêt de Haguenau ont été récemment l'objet d'une étude géomorphologique (Antoni, 1994).

1.1. DEFINITION GENERALE

Le loess, en Alsace, région où il a été défini, est un dépôt éolien constitué principalement de particules de la taille des silts ("limons" ; 0,002 à 0,05 mm). Lorsqu'il n'est pas altéré, il comprend une fraction calcaire dont la présence est souvent mentionnée dans la définition de nombreux manuels généraux de géologie. La présence de calcaire n'est cependant plus considérée comme un critère de définition des loess. Il a l'aspect d'une terre fine faiblement argileuse, beige à jaunâtre, très homogène, à consistance meuble "poussièreuse" à l'état sec (ph. 1). Souvent dépourvu de litage, le loess a une structure massive en couches souvent épaisses de plusieurs mètres. Sa teinte claire, à sec, contraste avec la couleur ocre à brun rouge de ses faciès d'altération (ph. 2). Les concrétions calcaires : "poupées" et en remplissage de fins canalicules ("pseudomycélium") sont assez symptomatiques des loess d'Alsace.

Le loess a été déposé par le vent dans des zones de moindre turbulence pendant les périodes froides et sèches du Quaternaire. La superposition des couches de loess déposées durant les périodes froides successives constitue des complexes loessiques dont l'épaisseur cumulée peut atteindre 35 m, l'épaisseur d'une seule couche de loess dépassant rarement 4 m.

En coupe verticale, comme le front de taille d'une carrière, les loess apparaissent constitués par une succession de couches claires beige jaunâtre (loess typiques), d'épaisseur généralement comprise entre 0,5 et 5 m, et de couches sombres brun beige à brun ocre, épaisses de 0,3 à 2 m (loess altérées par des sols interglaciaires). En couches subhorizontales ou inclinées parallèlement à la pente d'un versant, souvent lenticulaires, les loess, quand ils n'ont pas été tronqués par érosion, présentent une disposition séquentielle, avec une succession verticale que l'on peut schématiser en trois termes :

- au sommet, des limons argileux bruns ou brun rouge, non calcaires, se fendillant et se découpant en petits parallélépipèdes en se desséchant ;

- en dessous, des loess typiques, souvent épais de plusieurs mètres, avec des concrétions calcaires, plus fréquentes dans leur partie supérieure ;
- à la base, des limons plus variés, parfois sableux, avec des couches litées, des niveaux cryoturbés et des niveaux grisâtres à brunâtres humiques.

La plupart des loess d'Alsace se sont déposés sur un substrat hors d'eau. Cependant les loess gris à mollusques indicateurs d'un milieu palustre à lacustre ne sont pas exceptionnels dans les loess anciens.

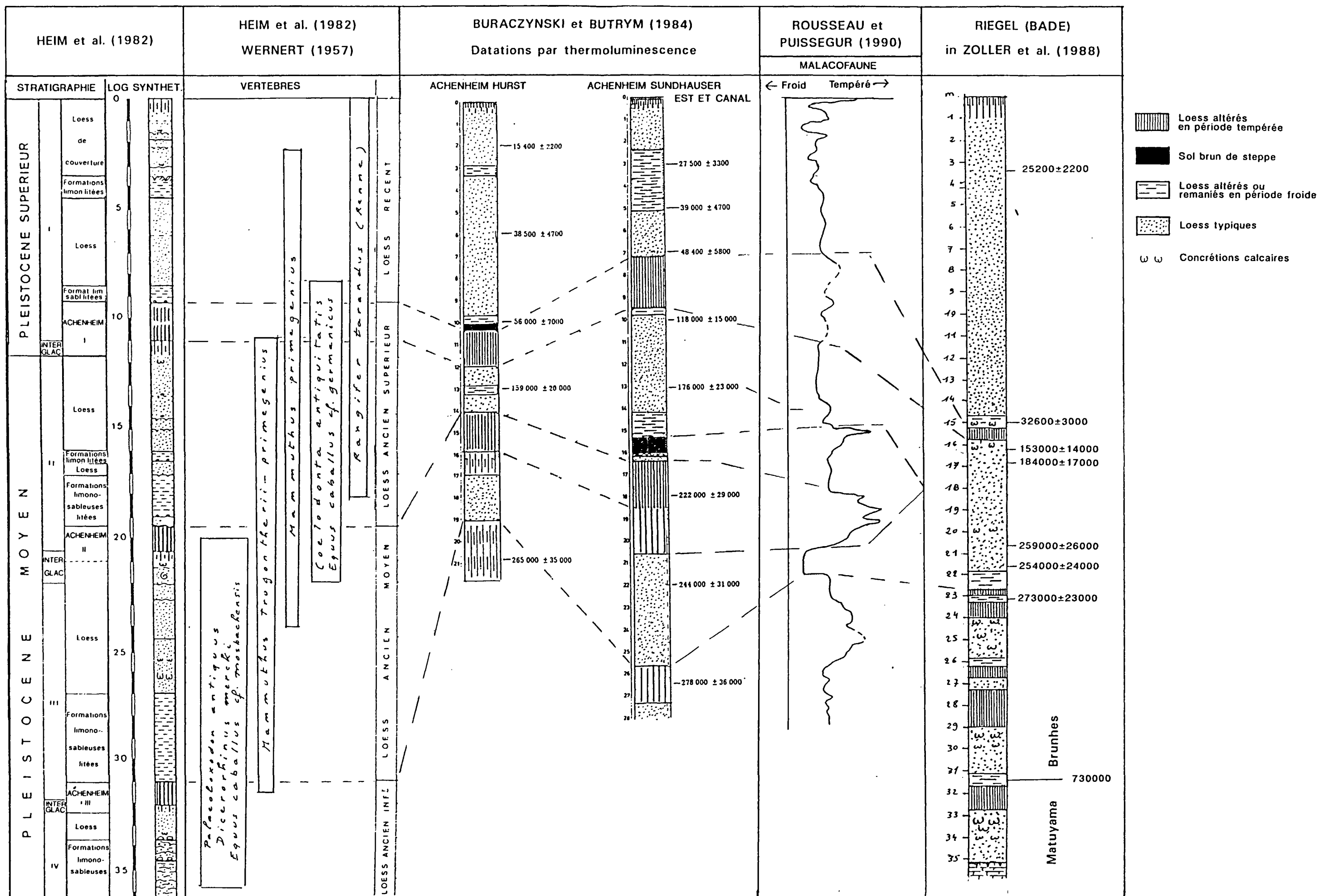
1.1.1. Affleurements Types

Les coupes types des loess d'Alsace sont les anciennes carrières de terre à brique d'Achenheim, Bas-Rhin, 10 km à l'ouest de Strasbourg (tabl. 1 ; Wernert, 1957 ; Heim *et al.*, 1982, Buraczynski, 1982 ; Fouquaire, 1978 ; Chaline, 1972 ; Fouquaire *et al.*, 1979 ; Schumacher, 1914 ; Marnot-Houdayer *et al.*, 1979 ; Thévenin et Marnot-Houdayer, 1978). Les fronts de taille sont aujourd'hui assez dégradés et l'ancienne loessière d'Hangenbieten (Schaaf-Raeth, 1979), commune voisine d'Achenheim, présente actuellement la coupe la plus complète.

1.1.2. Répartition

Les loess recouvrent environ le tiers de la surface de la plaine d'Alsace (fig. 1 et 2) ; ils sont localisés dans des zones de terrasses alluviales ou de basses collines s'étendant entre les épandages fluviaux récents (Pléistocène terminal et Holocène). Du nord au sud, on distingue :

- le Pays des loess ou pays d'Outre forêt entre la Lauter et la forêt de Haguenau, à couverture de loess épaisse (15 à 35 m), continue et à morphologie de collines ;
- le pays de Hanau et le pays de Saverne, à couverture de loess discontinue et souvent assez argileuse (épaisseur maximale 20 m) ;
- le Kochersberg, entre la vallée de la Zorn et la vallée de la Bruche et son prolongement au nord de la Zorn, à couverture de loess assez épaisse (10 à 25 m) et continue, présentant une morphologie de plateau ;
- la terrasse de Schiltigheim (épaisseur maximale 12 m) et l'Ackerland d'Erstein (épaisseur moyenne 2 m), à couverture de loess peu épaisse, sur les alluvions rhénanes du dernier glaciaire ;
- les placages de loess sur le vignoble, d'épaisseur généralement inférieure à 5 m ;
- quelques dépôts peu étendus et peu épais entre Colmar et Mulhouse (Rixheim) ;
- les plateaux du Sundgau, au sud de Mulhouse, à couverture de loess assez épaisse (10 à 20 m) et assez altérée.





Ph. 1 - Affleurement habituel de loess : petite falaise résiduelle de 1 à 2 m de hauteur, en bordure d'un chemin creux. Mittelhausbergen (Bas-Rhin).



Ph. 2 - Loess altéré ocre à brun rouge entre deux couches de loess typique. Les taches claires en relief sont des concrétions calcaires, particulièrement abondantes dans la partie sommitale du loess inférieur.

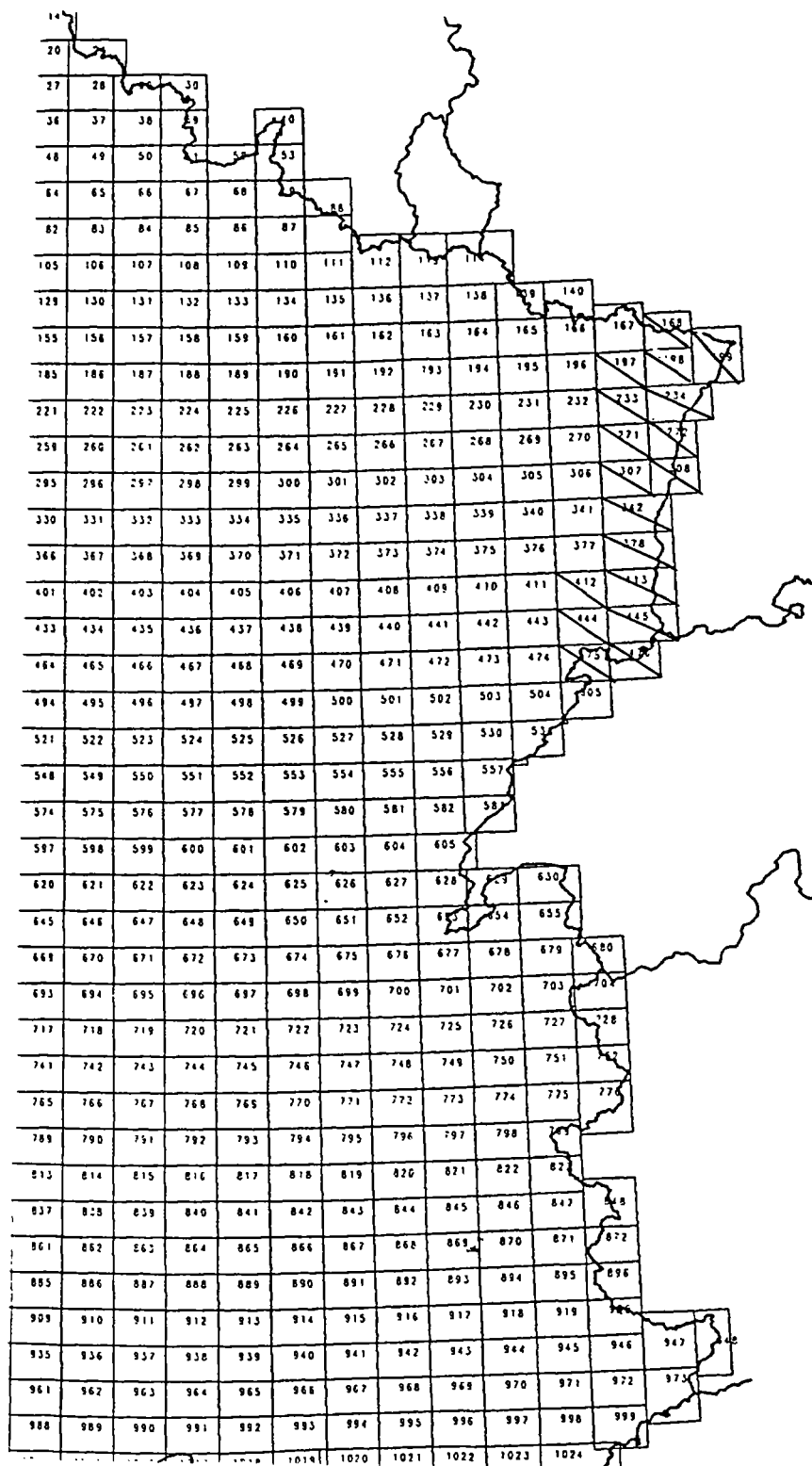


Fig. 1 - Répartition schématique des loess selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

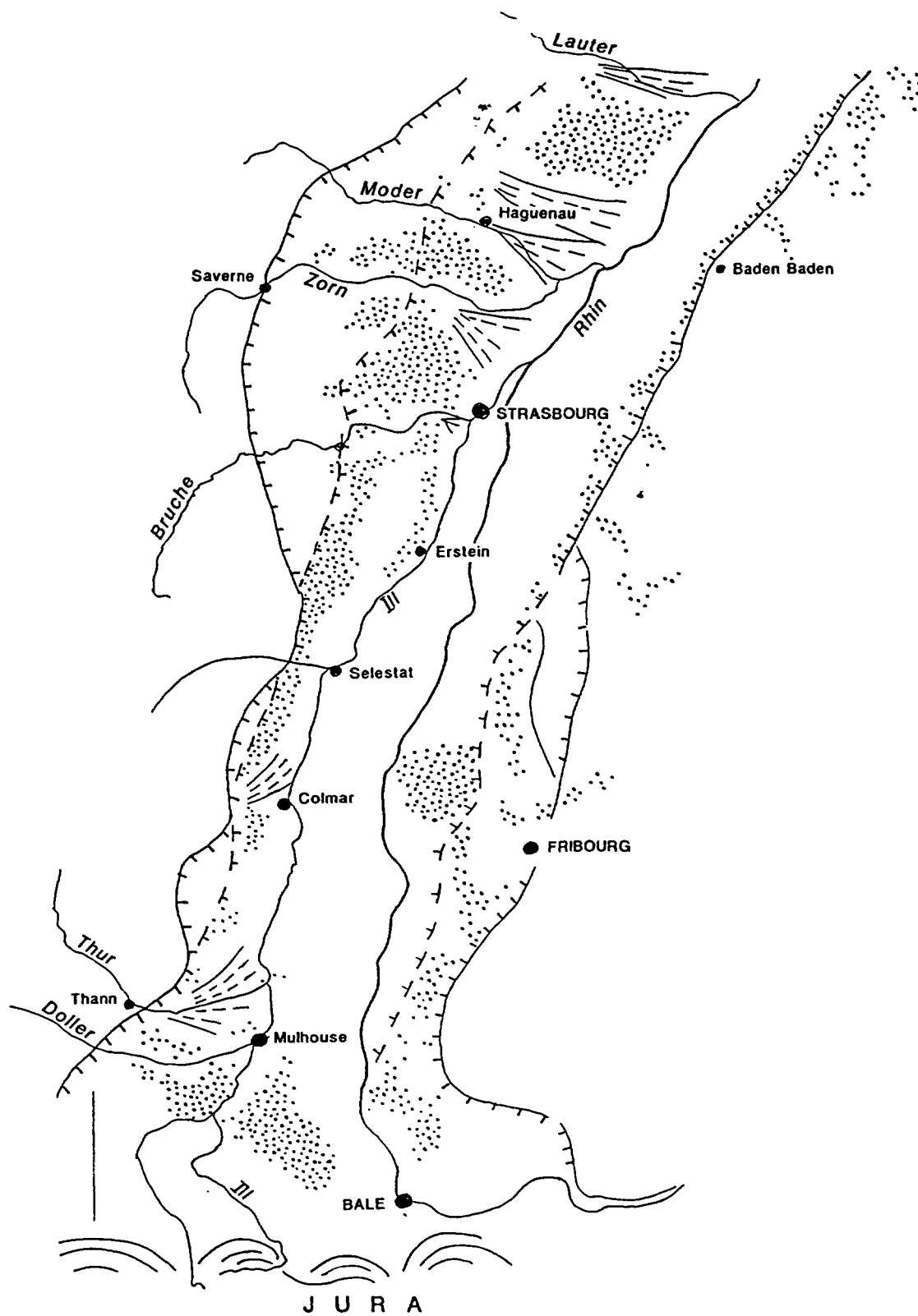
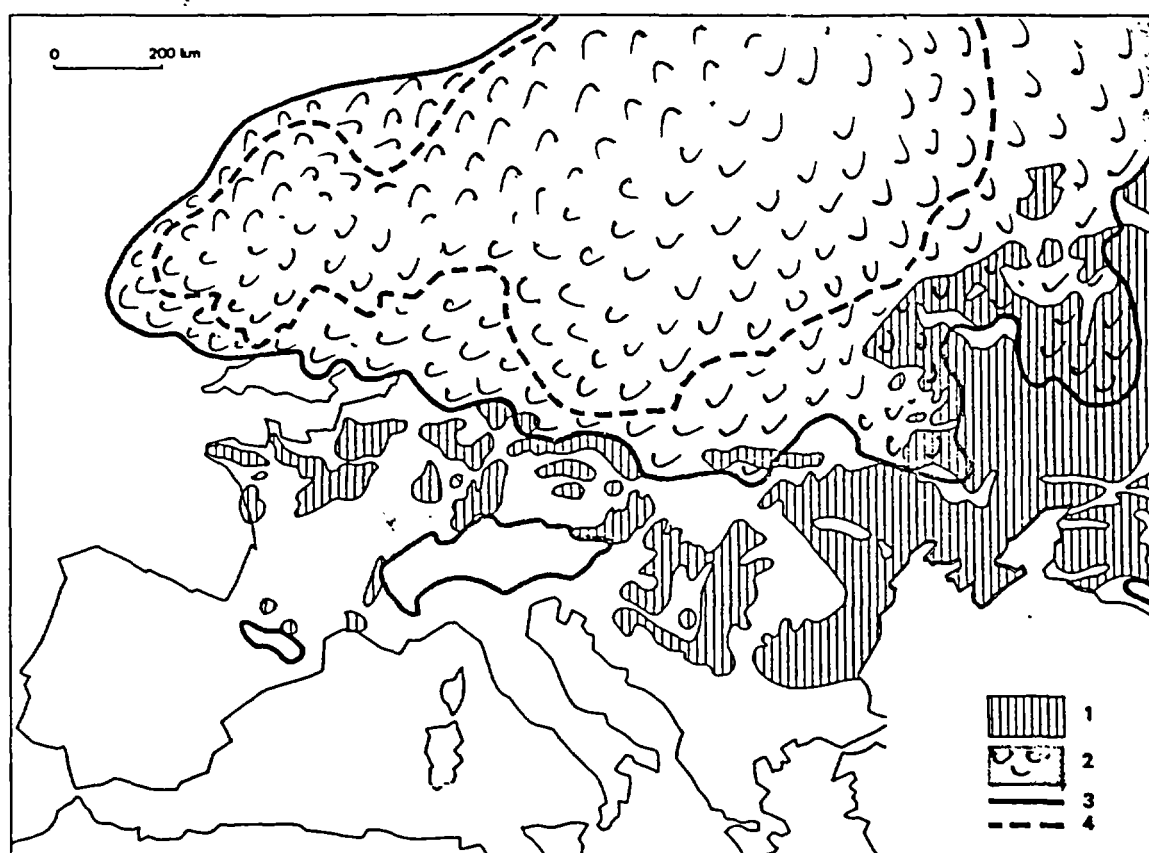


Fig. 2 - Répartition des loess (figuré en pointillé) dans le fossé rhénan méridional.

1.2. GENESE ET PERIODE DE MISE EN PLACE

1.2.1. Origine des vents

En marge des grandes plaines situées au sud de l'islandsi scandinave (bassin de Paris, plaine germano-polonaise, plaine de Hongrie) où les loess se sont déposés sur de vastes surfaces (fig. 3), le fossé rhénan a fonctionné, du fait de sa protection des vents de secteur ouest et est, comme un piège pour les sédiments éoliens. La disposition des loess montre que les vents de secteur nord et ouest ont joué un rôle prédominant dans leur dépôt : sables fluviatiles soufflés et mélangés au loess au sud des vallées de la Lauter et de la Zorn ; sables rhénans soufflés et passant en transition au loess, à l'est du Rhin, dans les pré-collines de la Forêt-Noire. Les vents responsables du dépôt des loess n'ont pas nécessairement la même origine dans les différents secteurs. Ainsi, dans le Kayserstuhl, en Pays de Bade, La disposition des loess suggère l'hypothèse de vents originaires du sud-ouest, tandis que dans les collines sous-vosgiennes d'Alsace moyenne des vents du secteur ENE semblent responsables de nombreuses accumulations de loess. Selon H. Vogt (1992), les secteurs de plaine ayant résisté à l'affaissement tectonique quaternaire (Sundgau, plateaux entre Bruche et Lauter), bien disséqués par le réseau fluviatile, ont formé de bons pièges à loess.



Répartition des loess au voisinage des grands glaciers européens (d'après Grahmann et Flint, simplifié). 1 - loess ; 2 - glaciers ; 3 - moraines externes ; 4 - moraines internes

Fig. 3 - Position des loess d'Alsace (étoile) dans la grande ceinture de loess médio-européenne.

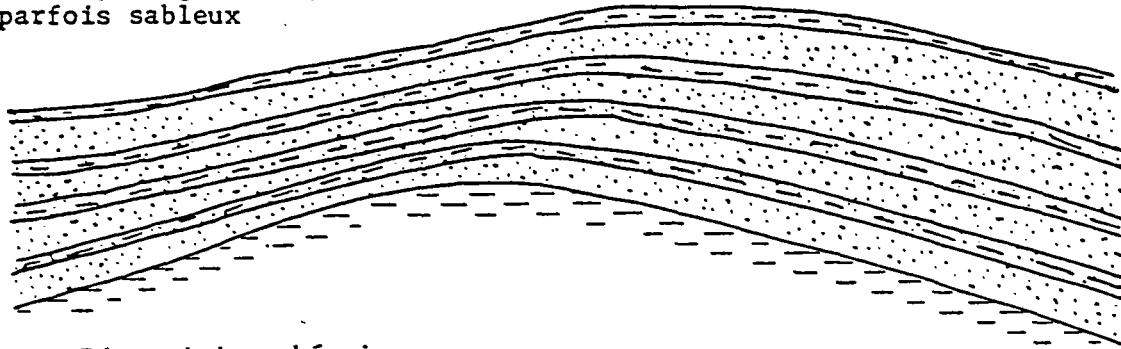
COTE DU VENT

COTE SOUS LE VENT

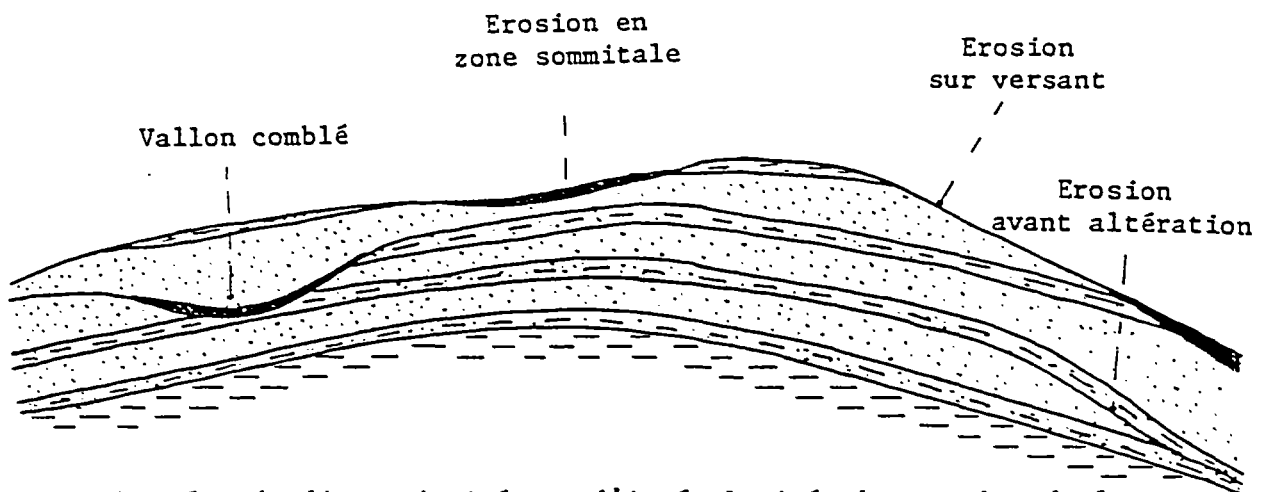
Réduction d'épaisseur
en haut de versant

Epaississement

Loess plus grossier,
parfois sableux



A - Disposition théorique.



B - Exemples de discontinuités et d'irrégularités des couches de loess liées à des phénomènes d'érosion

 Lösslehm (loess enrichi en argile et en fer par altération)
 Loess

 Colluvions
 Substrat

Fig. 4 - Modèles de répartition des loess de part et d'autre d'une butte (mi-hauteur et sommet).

En outre, les dépôts éoliens de ces secteurs ont été largement préservés de l'érosion fluviale de la fin du Pléistocène.

En morphologie plane, plateau ou terrasse, les loess, se déposent en couches successives superposées. Les vallons entaillant ces structures subhorizontales ont tendance à se combler de loess à partir du versant situé sous le vent porteur de poussières (fig. 4). Sur ces versants ou les talus qui limitent les plateaux ou les terrasses, les couches de loess sont souvent inclinées selon la ligne de plus grande pente, avec une disposition fréquemment lenticulaire. Dans les périodes tardiglaciaires et anaglaciaires (périodes froides et humides au début des périodes glaciaires) les loess sont souvent érodés, tandis que dans les périodes de rémission climatiques dites "interglaciaires", ils sont altérés (fig. 5). Cette altération conduit à des décarbonatations et des enrichissements en argile à une profondeur modérée (quelques décimètres), la partie supérieure lessivée devenant très meubles et s'érodant facilement. Ces loess argilifiés sont désignés par les auteurs allemands sous le nom de loess-lehm (lehm signifiant argile) abrégé en "lehm" par les auteurs français. Depuis 25 ans, les spécialistes déconseillent l'usage du mot "lehm". Il est possible de parler de loess altéré ou de loess enrichi en argile par altération. De façon plus précise, les spécialistes distinguent les loess décalcifiés et enrichis en argile, de teinte brun rouge, affectés par l'altération sous un climat tempéré "interglaciaire" (horizons Bt de sols bruns lessivés) et les loess ou limons affectés par une pédogenèse de climat froid et plus humide, marquée par de minces niveaux gris (allemand *nässboden*). Les seconds surmontent généralement les premiers. Les carbonates lessivés s'accumulent souvent en dessous du niveau argilifié sous forme de petites concrétions : les poupées du loess, de plaques pouvant atteindre et dépasser 20 cm dans les loess anciens ou de fins dépôts dans les vides laissés par la nécrose des radicelles ("pseudomycelium") dont certains ont une morphologie de microcodium (petits cristaux prismatiques de calcite disposés en épis de maïs).

Les complexes loessiques sont donc caractérisés par une succession de loess typiques et de loess altérés. Dans cette succession, les spécialistes tentent d'identifier les marques des différentes périodes froides et tempérées du Pléistocène. la séquence loessique élémentaire, épaisse d'une douzaine de mètres quand elle est bien développée, comprend de haut en bas :

- des limons blanchâtres très meubles et très peu argileux (horizons de lessivage d'un sol brun lessivé, presque toujours éliminés par l'érosion) ;
- des limons argileux brun rougeâtre non calcaires (horizon d'accumulation d'un sol brun lessivé) ;
- des loess typiques calcaires avec concrétions calcaires dans leur partie supérieure ;
- un ou plusieurs niveaux de loess cryoturbés ;
- des limons, plus ou moins sableux lités, à structures périglaciaires ;
- des limons bruns humifères (complexe de sols bruns steppiques et forestiers) ;
- le limon brun rougeâtre porte la marque des altérations de l'optimum climatique d'une période tempérée ;
- les limons bruns se sont formés à la fin de la période tempérée sous un climat plus frais, forestier humide puis steppique froid et plus sec. Les restes de vertébrés y sont nombreux.

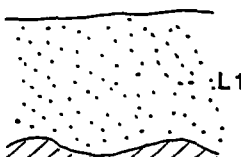
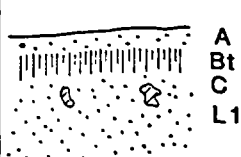
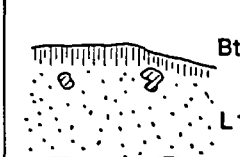
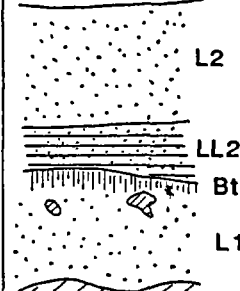
1	2	3	4	5
Période froide et sèche (conditions "périglaciaires") (steppe herbacée)  DEPÔT de poussières : loess L1	Période tempérée "interglaciaire" (forêt de feuillus)  ALTERATION : A - lessivage du calcaire et des argiles Bt - accumulation d'argile et lessivage du calcaire C - concrétions calcaires (poupées)	Fin de période tempérée (destruction de la forêt de feuillus)  EROSION : presque toujours de A, très meuble, parfois de Bt et de L1	Période fraîche et humide (forêt de conifères puis steppe froide)  DEPÔT : de limon souvent lité LL2 par le vent ou les eaux de ruissellement; (sol riche en humus)	Période froide et sèche (conditions "périglaciaires") (steppe herbacée)  DEPÔT : de poussières : loess L2

Fig. 5 - Schéma montrant le dépôt successif de deux couches de loess en Alsace, au Pléistocène moyen et supérieur.

1.2.2. Remaniement des dépôts loessiques

Meubles et de granulométrie fine, les loess sont facilement remaniés par les eaux de ruissellement. En conséquence, les bas de versants et fonds de vallons situés en contrebas des plateaux ou terrasses couverts de loess sont souvent recouverts par des colluvions limoneuses provenant du remaniement des loess. L'épaisseur de ces colluvions peut atteindre et dépasser 3 m.

Exemple de complexe loessique

La coupe d'Achenheim (tabl. 1), la plus étudiée dans les loess Alsace est la seule qui permette actuellement d'établir un log complet de la série loessique d'Alsace (Heim *et al.*, 1982 ; tabl. 1).

1.3. PARAMETRE PHYSICO-CHIMIQUES

1.3.1. Granulométrie

Dans les loess typiques, la fraction silteuse (0,002 à 0,05 mm) est généralement prédominante (50 à 80 % du matériau). Une fraction argileuse est toujours présente (7 à 20 %) ; la teneur en sable est assez variable (5 à 15 %) et peu devenir quantitativement importante à proximité des affleurements d'alluvions sableuses.

Les loess présentent une courbe granulométrique en S en coordonnées semi-logarithmiques ou logarithmiques, indicatif d'un tri par le vent (fig. 6).

Les paramètres granulométriques doivent être utilisés avec précaution, car ils dépendent des méthodes utilisées (actuellement la pipette d'Andreasen et le sédigraph).

Granulométrie des loess d'Hangenbieten, par la méthode de la pipette d'Andreasen (d'après Schhaf-Raeth, 1979) :

2 mm	0,08	0,020	0,002
2 à 13 %	50 à 60 %	27 à 35 %	3,5 à 7 %

Granulométrie des loess d'Achenheim au sédigraph (fraction inférieure à 0,08 mm, d'après J.P. Lautridou, inédit) :

0,08	0,020	0,002
25 à 50 %	35 à 50 %	15 à 25 %

Les deux gisements sont très voisins (1 km) et sont constitués sensiblement par les mêmes couches.

La granulométrie varie aussi selon les séquences de loess et leur répartition géographique. (Buraczynski, 1982) : les loess récents sont assez grossiers dans la partie axiale du fossé rhénan (grain moyen compris entre 45 et 50 μ m) ; ils deviennent plus fins en se rapprochant des Vosges et au contraire franchement sableux en plaine de Bade. Dans les loess anciens, la fraction silteuse est généralement plus fine et souvent accompagnée de fractions sableuse et argileuse plus importante ; cette dernière est souvent liée à une altération plus poussée.

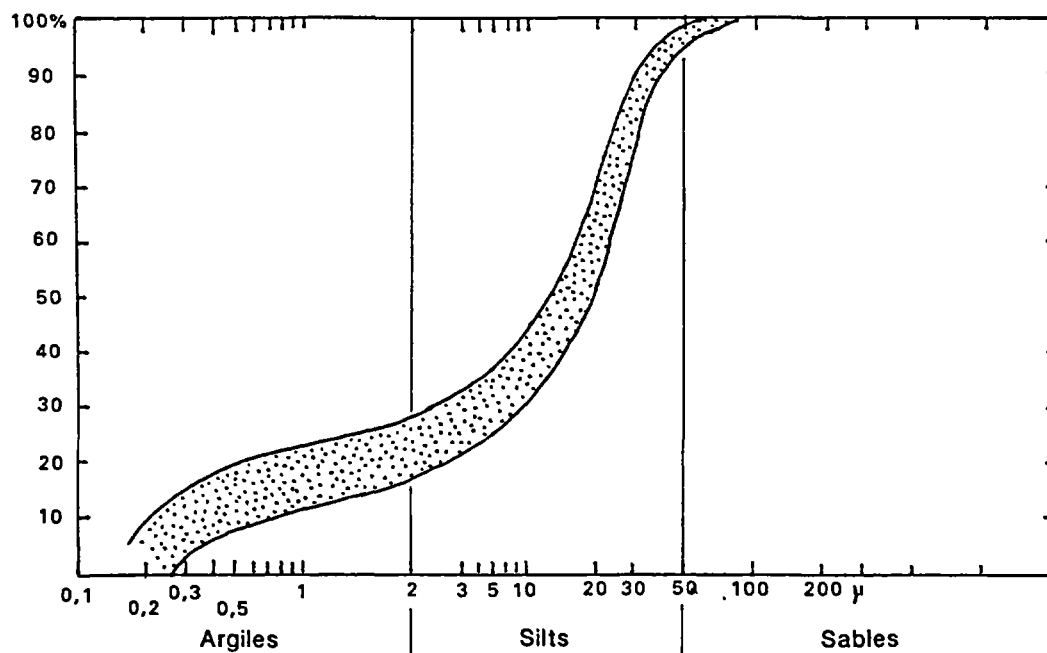


Fig. 6 - Faisceau granulométrique des loess d'Achenheim, d'après J.P. Lautridou (Inédit ; Sédigraph).

1.3.2. Minéralogie

La composition chimique des loess est assez diversifiée : quartz détritiques prédominants ; calcite ; minéraux argileux : illite + smectites, plus ou moins bien cristallisées, souvent en assemblages interstratifiés irréguliers, chlorite et kaolinite en faible abondance ; oxydes de fer, goethite principalement ; feldspath ; micas : muscovite principalement, biotite altérée ; traces de dolomite.

J. Buraczynski (1982) observe des variations régionales dans les teneurs en carbonates : le loess récent supérieur comprend 18 % de calcite à Niederbetschdorf ; 30 % à Achenheim. Pour les loess récents inférieurs, les chiffres tombent à 9 % dans la première localité et à 25 % dans la seconde. C'est dans la région de Colmar, actuellement la plus sèche d'Alsace, que les teneurs en carbonates sont les plus importantes (35 % à Eguisheim et dans le Kayserstul pour les loess récents). La teneur en magnésium des carbonates des loess, faible dans les loess récents (7 % calculé en CO_3Mg) peut atteindre 50% (CO_3Mg) dans les loess anciens.

Les oxydes, généralement de la goethite (hydroxyde de fer), plus ou moins mêlée d'hydroxydes de manganèse sont abondants dans les loess anciens, sous forme de concrétions ou de colloïdes mêlés aux argiles (revêtements ferro-argileux des fissures ou ferro-argilanes).

Les minéraux lourds en grains sont essentiellement liés à la fraction sableuse. Les grains opaques (oxydes de fer) sont souvent prédominant. Comme la fraction sableuse, les minéraux lourds sont généralement d'origine locale avec des minéraux d'origine alpine (épidote, amphibole), vosgienne ou diverse (zircon, grenat, tourmaline, rutile) ; la chlorite et la biotite sont bien représentées dans les loess récents (Buraczynski, 1982). Ces derniers minéraux sont très vite altérés lors de la brunification des loess (Milot *et al.*, 1957).

1.3.3. Chimie

Pour le sédiment brut, on ne dispose que d'analyses anciennes ; les variations sont essentiellement liées aux pourcentages de silt (silice essentiellement), carbonates et argiles, les teneurs en feldspaths, en dolomie et en micas sont généralement très faibles. Dans les loess francs, la teneur moyenne en carbonates est généralement comprise entre 20 et 25 % ; elle peut dépasser 30 % et atteindre 45 % dans les niveaux riches en concrétions calcaires et s'abaisser à moins de 1 % dans les horizons les plus altérés. La teneur en fer (2 à 4 % ; Buraczynski, 1982) est augmentée dans les loess altérés riches en concrétions ferrugineuses où elle peut dépasser 4 %. Le fer est souvent accompagné de manganèse. La teneur en carbone organique est faible ; elle peut atteindre et dépasser 1 % dans les horizons de sols humiques de la base de la séquence loessique.

La composition chimique de la fraction argileuse a été déterminée sur la coupe d'Hangenbieten (Schaaf-Raeth, 1979 ; spectrométrie d'arc, à lecture directe, type quantomètre, Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la surface de Strasbourg) :

Eléments majeurs et accessoires (moyenne de 16 échantillons)

SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Mn ₃ O ₄	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Perte au feu
50,2	21,7	2,85	1,2	10,7	0,065	0,81	0,26	3,09	8,29

Eléments en traces (moyenne de 16 échantillons)

Sr	Ba	V	Ni	Cr	B	Zn	Cu	Pb
105	279	226	102	193	155	144	60	47

1.3.4. Cohésion

Les loess d'Alsace sont meubles et leur compacité est variable, généralement plus forte quand ils sont argileux et plus faible quand la proportion en silts grossiers et sablons s'accroît. Un talus ou une petite falaise peu subsister plusieurs années, mais il y aura toujours un risque d'éboulement. Ils n'ont plus aucune tenue lorsqu'ils sont baignés d'eau.

Une seule occurrence de loess durcis est mentionnée dans la littérature (Geissert) ; il s'agit d'une mince intercalation de loess dans des dépôts alluviaux ; disposition peu fréquente.

1.3.5. Perméabilité et régime hydrologique

Les loess ont une perméabilité de matrice fine poreuse (perméabilité de 10^{-5} à 10^{-6} m/s, pour les loess les plus typiques ; plus faible pour les loess anciens altérés (10^{-8} m/s dans les loess du Sundgau). La percolation de l'eau est d'autant plus lente que le loess est plus fin et plus argileux. Les loess fins peuvent conserver l'humidité plusieurs jours, voire plusieurs semaines après une pluie de plusieurs millimètres.

L'infiltration se ralentit à la rencontre des niveaux les plus argileux, qui peuvent servir de plancher à un aquifère temporaire. Lorsque les loess sont épais et recouvrent une formation de faible perméabilité telle que les marnes oligocènes ou entièrement gorgée d'eau, leur partie inférieure peut être aquifère de façon pérenne. Dans les vallons, le drainage de cet aquifère est assuré par des sources assez diffuses et de faible débit donnant souvent naissance à des ruisseaux temporaires. Cet aquifère présente peu d'intérêt pour l'alimentation en eau, mais doit être pris en compte en géotechnique, les loess gorgés d'eau n'ayant aucune tenue.

1.4. STRUCTURES PARTICULIERES ET RESTES ORGANIQUES

1.4.1. Industries paléolithiques et fossiles

Les loess contiennent fréquemment des mollusques (Puissegur, 1978) dont les associations sont utilisées comme indicateur paléoclimatique (Rousseau et Puisségur, 1990) et plus rarement (Achenheim) des pierres taillées et des restes de vertébrés (Wernert, 1957 ; Byrne et Prat, 1978 ; Guérin, 1978) dont certains donnent quelques repères chronologiques.

1.4.2. Restes végétaux

Les débris de bois et de charbons de bois sont fréquents dans les loess et limons bruns de base des séquences loessiques. Les pollens sont rares dans les loess francs (flore froide) ; plus abondants à la base ou au sommet des séquences loessiques (flore tempérée).

1.4.3. Structures et microstructures

Les loess renferment fréquemment des concrétions calcaires (poupées, pseudomycélium, nodules, plaques), des concrétions ferrugineuses, fréquentes dans les loess anciens altérés et argileux ; des déjections de vers en fins granules (coprolithes). Certains niveaux présentent des fentes de gel (fissures subverticales ou obliques), des figures de cryoturbation (fig. 7) ou encore un feuilletage périglaciaire (litage très frustre, irrégulier, accompagné d'une texture granuleuse).

1.5.COMPORTEMENT ET POTENTIALITES

1.5.1. Pédologie

Les loess ont un potentiel agricole remarquable et constituent les meilleures terres de culture d'Alsace, en particulier le loess supérieur, peu argileux et rarement hydromorphe. La rétention d'eau est bonne, plus faible dans les zones de loess sableux ou plus riches en silts grossiers. Dans les zones de versant, les loess sont sensibles à l'érosion par les eaux de ruissellement des fortes pluies. Ils sont les roches mères de sols bruns de culture, généralement peu ou pas lessivés, exploités selon une polyculture très diversifiée (céréales, houblon, tournesol, colza, betteraves, tabac, arboriculture, etc.).

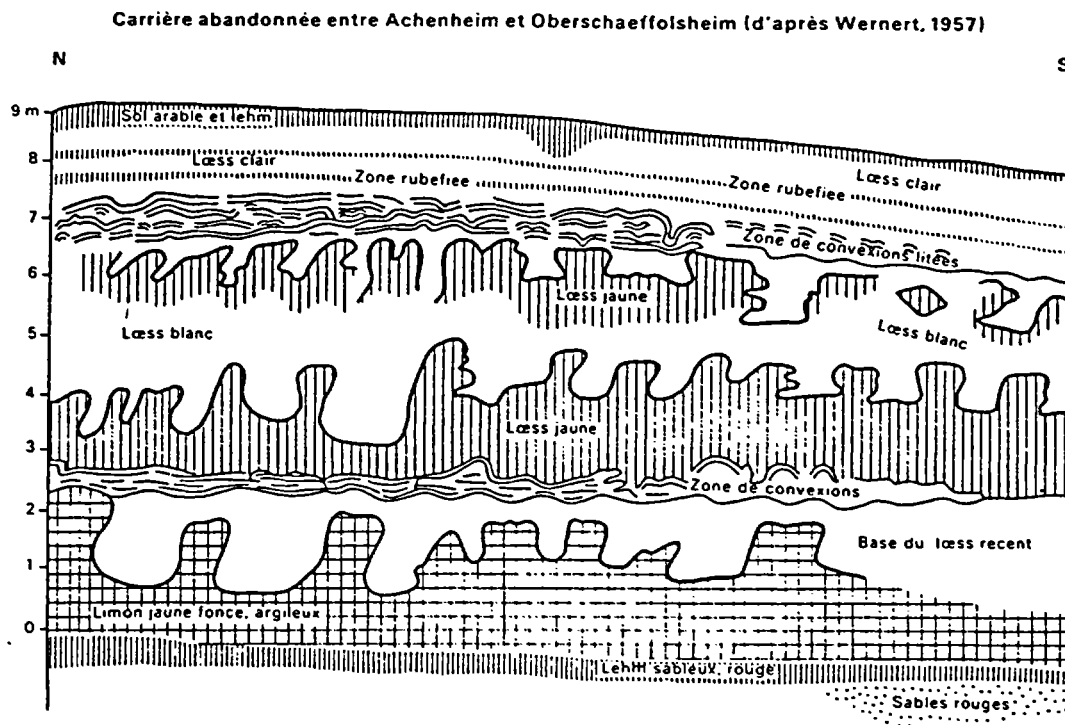


Fig. 7 - Festons de cryoturbation particulièrement développés dans des loess d'Alsace.

1.5.2. Risques potentiels

Liés à la perméabilité

Les loess ne constituent pas un véritable écran protecteur vis à vis des infiltrations polluantes vers l'aquifère sous jacent. La progression des infiltrations sera rapide dans les loess riches en silts grossiers ; plus lente dans les loess fins et argileux où les propriétés absorbantes des smectites peuvent jouer un rôle, mais probablement limité puisque ces dernières ne constituent le plus souvent guère plus de 5 % du matériau.

Géotechnique

Les loess se comportent comme des limons argileux (tabl. 2). Quand ils sont hors d'eau, les loess, par leur homogénéité et leur extraction aisée ne posent aucun problème pour fonder des constructions de faible portance. On veillera à ne pas laisser les talus exposés aux intempéries et à protéger le sol des animaux fouisseurs. Au contraire, quand ils sont baignés d'eau, ils n'ont aucune tenue, ils sont sensibles au phénomène de thixotropie et se disloquent fréquemment en glissements de terrain sur la moindre pente. Les couvertures de loess peu épaisses sur les marnes du Lias sont particulièrement exposées à ces désordres .

Cavités souterraines

Anciennement des caves ont été creusées dans les loess, en sous-sol ou à flanc de coteau. Ces caves sont particulièrement nombreuses dans les quartiers des brasseries des faubourgs ouest de Strasbourg (Koenigshoffen, Cronenbourg, Schiltigheim) où de petits effondrements sont fréquents.

		Minimum	Moyenne	Maximum	Ecart-type
Limite de liquidité	loess typiques	20	30	45	5
	loess altérés	24	38	65	8
Indice de plasticité	loess typiques	5	12	28	4
	loess altérés	7	18	42	7.5
Teneur en eau (%)	loess typiques	7	20	47	5.5
	loess altérés	12	21	42	5

Tabl. 2 - Caractéristiques des loess d'Alsace, d'après E. Straumann (1985), adapté.

1.5.3. Potentialités économiques

Les loess sont l'objet d'exploitations prospères en céramique industrielle. Les loess altérés et argileux sont directement utilisés comme terre à tuile (Bouxwiller) ; les loess riches en silt grossiers servent de dégraissants dans la fabrication de tuiles à partir de matériaux plus argileux (Seltz). La fraction calcaire fine, quand elle est bien répartie crée une porosité très fine qui peut corriger la tendance au retrait de certaines argiles. Au contraire, les concrétions calcaires doivent être éliminées. Dans la fabrication des briques, ils ne sont plus utilisés qu'en mélange avec des argiles du Lias.

1.6. METHODES DE DATATION

Depuis le siècle dernier, les chercheurs ont tenté de dater les loess par la faune et l'industrie préhistorique qu'ils renferment. De nos jours, les méthodes de datation par paléomagnétisme et thermoluminescence des quartz donnent des résultats encourageants (Buraczynski et Butrym, 1984 et 1987) mais se heurtent comme les autres méthodes, au caractère discontinu de la sédimentation loessique, aggravé par la disparition possible de séquences loessiques entières par érosion. Le tableau 1 présente un résumé des principaux repères chronologiques actuellement utilisables pour les loess d'Alsace.

1.7. VALIDITE DES CONNAISSANCES

La plupart des études sur les loess d'Alsace ont été focalisées sur les anciennes loessières d'Achenheim qui ont fourni de l'industrie paléolithique et des restes de vertébrés. La géométrie des loess d'Achenheim est complexe (présence de failles et de ravinements) et cette coupe type est construite avec plusieurs coupes partielles. Elle ne permet donc pas d'interpréter toutes les coupes de loess de la région ; d'autant plus que ces matériaux varient selon les différents secteurs de la région et ne présentent pas tous les mêmes successions du fait du caractère discontinu des couches de loess et de la disparition de nombre d'entre elles par érosion. Des études, complémentaires sur les rares autres coupes étudiées, nouvelles sur des coupes récemment ouvertes ou des sondages permettraient d'avoir une vue plus synthétique de ces matériaux et de faciliter les corrélations entre les différents secteurs. Les loess ont une grande importance dans la vie et l'économie de l'Alsace : principal sol de culture, sol de construction étendu, matière première (tuiles et briques), protection d'aquifères ... et méritent d'être connus de façon plus exhaustive et précise, de points de vue scientifiques et techniques.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTONI V. (1994) - Matériaux pour une étude des remaniements dunaires et des paléosols associés de la forêt Haguenau. Mém. Maîtrise Géographie, ULP Strasbourg, 155 p.
- BURACZYNSKI J. (1982) - Etude lithostratigraphique des loess d'Alsace (France). Ann. Univ. Mariae Curie-Slodowska, Sect. B, 37, pp. 1-41.
- BURACZYNSKI J., BUTRYM J. (1984) - La datation des loess du profil d'Achenheim (Alsace) à l'aide de la méthode de thermoluminescence. *Bull. AFEQ*, 4, pp. 201-209.
- BURACZYNSKI J., BUTRYM J. (1987) - Thermoluminescence stratigraphy of the loess in the southern Rhingraben. *Catena*, suppl. 9, pp. 81-94.
- BYRNE N., PRAT F. (1978) - Grand mammifères des loess d'Achenheim. Loess gris-verdâtre (couche F); Sol 74 (couche B). Cervidae, Bovidae, Elephantidae, Equidae. *Recherches géographiques*, 7, pp. 97-113.
- CHALINE J. (1972) - Le Quaternaire. L'histoire humaine dans son environnement. DOIN, Editeurs.
- FOUQUOIRE J. (1978) - Contribution à l'étude lithostratigraphique des loess d'Achenheim (loessière Hurst). *Recherches géographiques*, 7, pp. 49-70.
- FOUQUOIRE J., GEISSERT F., MARNOT-HOUDAYER J., SCHAAF O., THEVENIN A., VOGT H. (1979) - Les gisements d'Achenheim et de Hangenbieten (Bas-Rhin). *Quaternaire d'Alsace*. Excursion AFFQ, 12 p., 13 fig.
- GUERIN C. (1978) - Les nouveaux restes de Rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) recueillis dans la formation pléistocène d'Achenheim. *Recherches géographiques*, 7, pp. 115-121.
- HEIM J., LAUTRIDU J.P., MAUCORPS J., PUISSEGUR J.J., SOMME J., THEVENIN A. (1982) - Achenheim : une séquence-type des loess du Pléistocène moyen et supérieur. *Bull. Assoc. fr. Quaternaire*, 2-3, pp. 147-159.

- MARNOT-HOUDAYER J., THEVENIN A., VOGT H. (1978) - L'importance géologique et géomorphologique du site d'Achenheim. *Recherches géographiques*, 7, pp. 139-142.
- MILLOT G., CAMEZ Th., WERNERT P. (1957) - Evolution des minéraux argileux dans les loess et les lehms d'Achenheim (Alsace). *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, t. 10, fasc. 2, pp. 17-19.
- PUISSEGUR J.J. (1978) - Les mollusques des séries loessiques d'Achenheim. *Recherches géographiques*, 7, pp. 71-96.
- ROUSSEAU D.D., PUISSEGUR J.J. (1990) - A 350 000-year climatic record from the loess sequence of Achenheim, Alsace, France. *Boreas*, vol. 19, pp. 203-216.
- SCHAAF-RAETH O. (1979) - Sédimentologie des loess et alluvions quaternaires de Hangenbieten et Achenheim (Alsace, France). Thèse Université Louis Pasteur Strasbourg, 124 p., 65 fig., 7 pl.
- SCHUMACHER E. (1914) - Achenheim als geologisch-praehistorische Station. *Die Vogesen*, 12, pp. 144-146, 1 fig.
- STRAUMANN F. (1985) - Valorisation des ressources naturelles de la plaine d'Alsace. Matériaux de substitution aux gravier rhénan en génie civil. Alluvions vosgiennes et limons loessiques. Comportement géotechnique, relation avec les caractères sédimentologique. Thèse 3ème cycle, 194 p.
- THEVENIN A., MARNOT-HOUDAYER J. (1978) - L'état actuel des coupes replacées dans le cadre des croquis de E. Schumacher et de P. Wernert. *Recherches géographiques*, 7, p. 17.
- VELASQUEZ C. (1978) - Problèmes géomorphologiques en terrain loessique du Kochersbergerland (entre Truchtersheim et Mundolsheim). *Recherches géographiques*, 7, pp. 161-174.
- VOGT H. (1992) - Le relief en Alsace. Etude géomorphologique du rebord sud-occidental du Fossé Rhénan, 240 p. Oberlin éd. Strasbourg.
- WERNERT P. (1957) - Stratigraphie paléontologique et préhistorique des sédiments quaternaires d'Alsace. Achenheim. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 14, 254 p.
- ZOLLINGER G. (1991) - Zur Landschaftsgenese und Quartarstratigraphie am sudlichen Oberrheingraben - am Beispiel der Lössdeckschichten der Ziegelei in Allschwil (Kanton Basel Landschaft). *Eclogae geol. Helv.*, 8413, pp. 739-752.
- ZÖLLER L., STREMMER H., WAGNER G.A. (1988) - Thermolumineszenz - Datierung an Löss-Paläoboden - Sequenzen von Nieder-, Mittel-, und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland, *Chemical Geology (isotope Geoscience Section)*, 73, p. 39-62.

2. LES DEPOTS ALLUVIAUX QUATERNAIRES EN ALSACE

2.1. DEFINITION GENERALE

Les alluvions sont des matériaux détritiques : les blocs émoussés (20 à 40 cm), galets (2 à 20 cm) graviers (0,2 à 2 cm), sables (0,005 à 0,2 cm) et limons (0,002 à 0,05 mm) déposés par les fleuves, rivières et ruisseaux. On les trouve presque toujours au fond de vallée et fréquemment sur les versants où elles forment habituellement des replats ou "terrasses". Leur largeur est souvent étroite, ne dépassant guère quelques dizaines de kilomètres le long du cours de la rivière. Cependant, dans les vastes plaines comme l'Alsace, où les cours d'eau et les bras des fleuves ont amplement divagués, elles occupent des surfaces importantes dont la largeur peut dépasser 10 km (fig. 8 et 9).

En coupe les plus grossières (dépôts de forts courants) et les plus fines (dépôts de crue par décantation) ne montrent généralement pas de stratification. Celles qui sont constituées de sables et de galets présentent souvent une stratification "entrecroisée" liée au remplissage de chenaux successifs ; les chenaux les plus jeunes recoupent obliquement les chenaux les plus anciens.

En Alsace comme dans la majeure partie de la France, la plupart des alluvions affleurant sur les versants et dans les fonds de vallées ont un âge quaternaire, des alluvions d'âge pliocène recouvrent parfois des plateaux.

En conséquence de la subsidence tectonique du Fossé rhénan, encore active au Quaternaire, les alluvions de la plaine d'Alsace sont exceptionnellement épaisses, leur puissance dépassant fréquemment plusieurs dizaines de mètres et atteignant localement 200 m.

Dans les alluvions, les blocs de dimension supérieure à 40 cm ont été apportés par des modes de transport différents du régime fluvial : blocs enchassés dans les racines des arbres flottés, crues torrentielles en zone montagneuse, effets de chasse d'eau (exemple : rupture de barrages naturels ou de névés barrant une vallée) ou radeaux de glace ayant arrachés des blocs sur les berges ("blocs glaciaux"). Ces derniers, fréquents dans les alluvions de la Seine en amont de Paris, sont rares en Alsace.

Affleurants ou recouverts de loess, les alluvions quaternaires s'étendent sur les 3/4 de la superficie de la plaine d'Alsace. L'accumulation alluviale est particulièrement importante dans la basse plaine rhénane où, à la faveur d'une subsidence tectonique, elle peut atteindre une puissance de 200 m. L'essentiel de cette masse alluviale a été apportée pendant les périodes froides du Quaternaire durant lesquelles le Rhin était puissamment alimenté par les eaux de fonte des glaciers qui recouvraient les Alpes et le Jura. Plus modestes, les rivières vosgiennes ont largement étalé leurs alluvions, en cônes, à leur débouché sur la plaine d'Alsace.

Bien que les alluvions rhénanes et vosgiennes puissent être interstratifiées, en particulier dans les zones de contact entre les cônes d'alluvions vosgiennes et la basse plaine rhénane, la transition est généralement assez rapide. C'est pourquoi les deux types d'alluvions, bien différents, seront traités en paragraphes séparés.

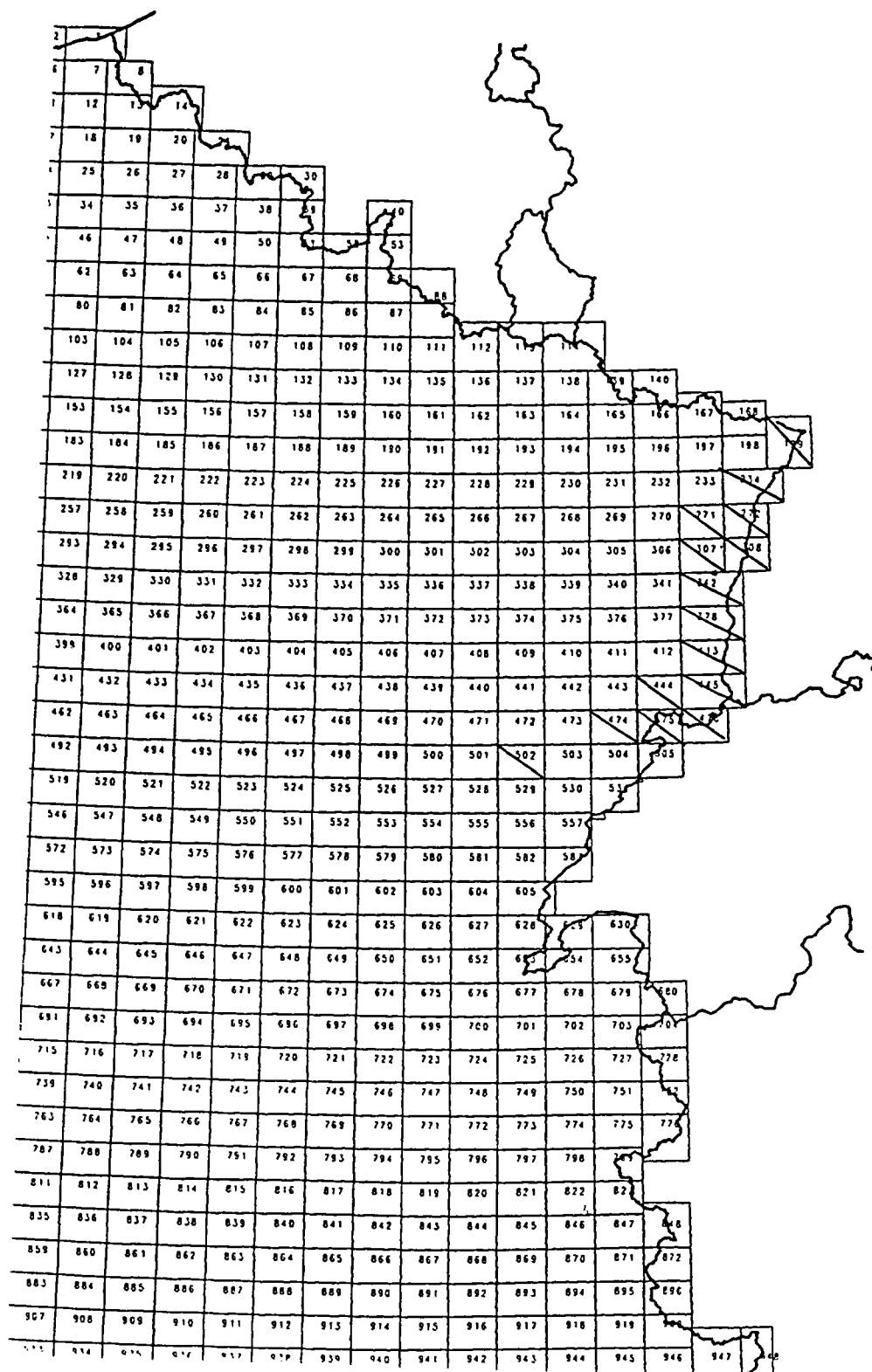


Fig. 8 - Répartition schématique des alluvions rhénanes selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

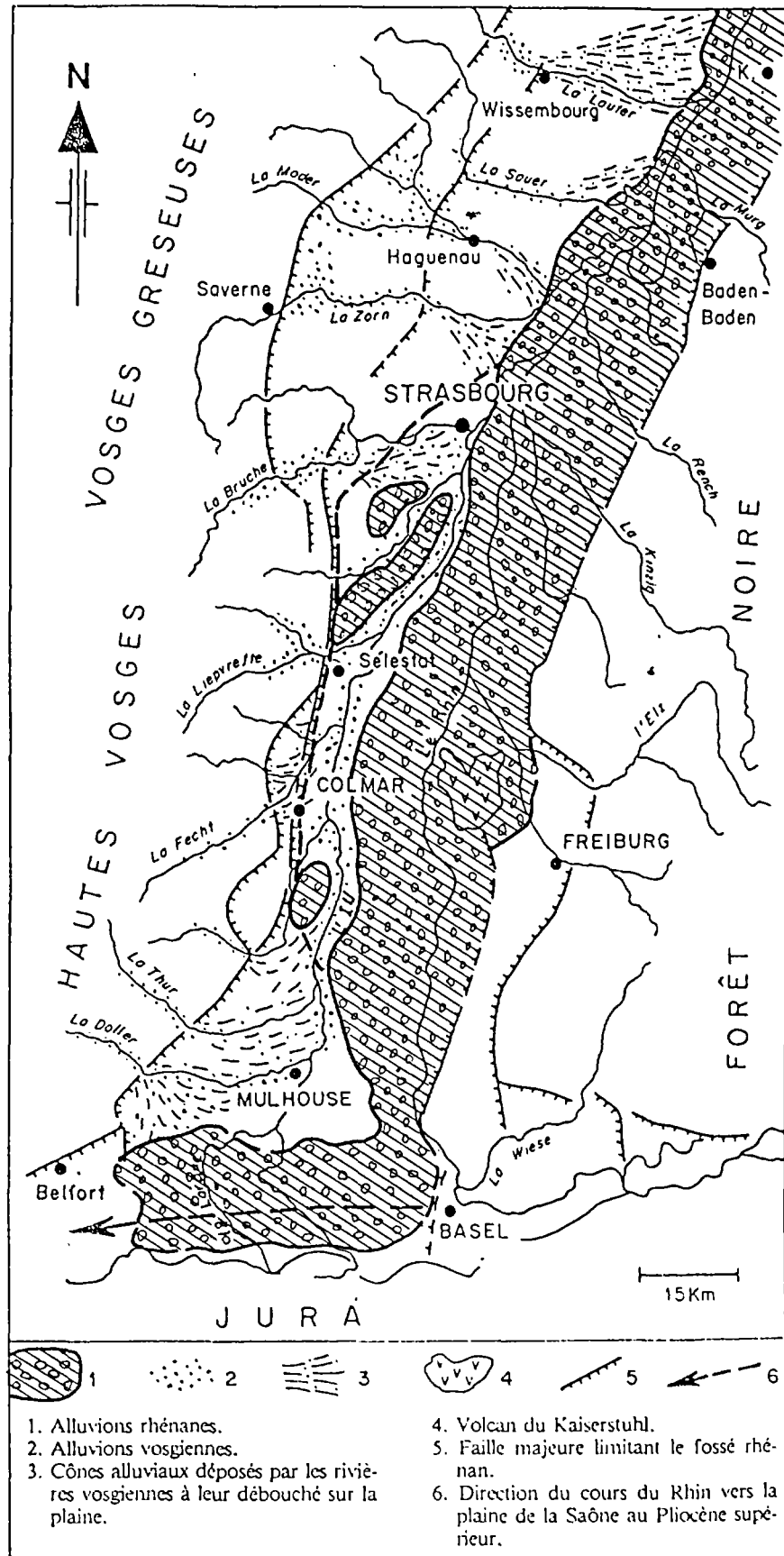
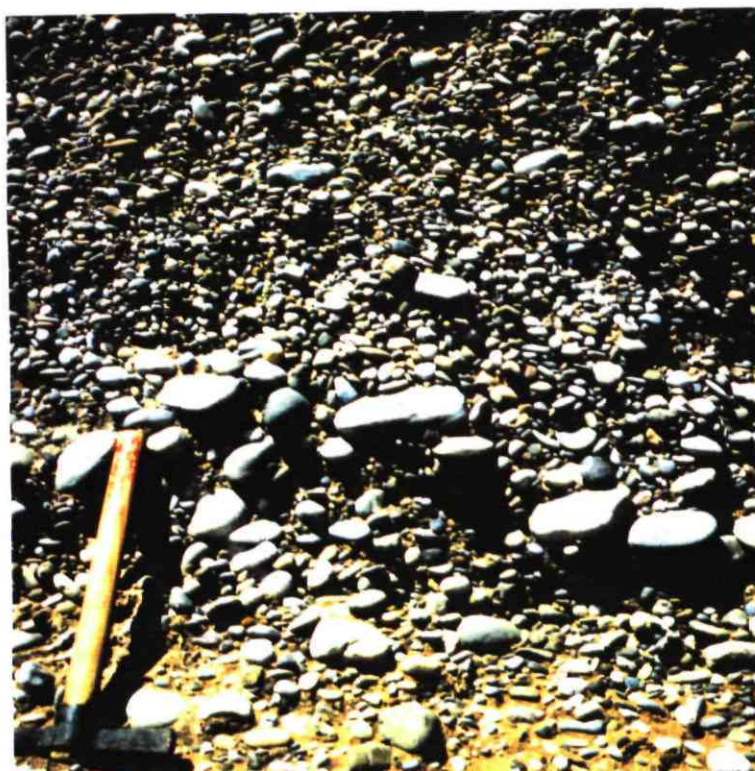


Fig. 9 - Carte d'extension des alluvions dans le fossé rhénan méridional.



Ph. 3 - Alluvions rhénanes du Quaternaire supérieur, altérées et mélangées de limon dans leur partie supérieure, Rustenhardt (Haut-Rhin).



Ph. 4 - Aspect typique des alluvions rhénanes, faciès non altéré du Quaternaire supérieur, Hirtzfelden (Haut-Rhin).

2.2. ALLUVIONS RHENANES

Régions administratives concernées : Alsace (Haut-Rhin et Bas-Rhin)
Franche-Comté (Territoire-de-Belfort et Haute-Saône)

Régions naturelles concernées : Plaine d'Alsace
Seuil de Valdieu, vallée du Doubs, forêt de Chaux

En Alsace, sont appelés "alluvions rhénanes" les dépôts détritiques apportés par le Rhin au cours du Quaternaire, principalement originaires des Alpes, de la plaine molassique suisse et du Jura. Ces matériaux sont principalement constitués de galets (2 à 20 cm), accompagnés de sable siliceux gris (ph. 3 et 4) verdâtre micacé (10 à 50 %), plus rarement rosâtre et à l'amont de blocs roulés dont la longueur peut atteindre et dépasser 40 cm. Matériel subtorrentiel, à faciès périglaciaire, les alluvions rhénanes ne présentent guère de stratification apparente. Elles peuvent présenter quelques intercalations de matériaux fins, sables fins, limons, limons tourbeux dont l'épaisseur n'excède rarement 2 m. En surface, elles sont souvent recouvertes par une mince pellicule de limon sableux gris ou de limon tourbeux brun à noir (voir la fiche tourbières) appelé localement "Ried". L'épaisseur de cette pellicule dépasse rarement 3 m.

Pétrographie

Selon leur origine, quatre types de matériaux peuvent être distingués parmi les galets (parmi les plus courants et les plus symptomatiques) :

- origine alpine :

- . galets en quartzite du Trias alpin, généralement prédominants, en particulier dans les grandes tailles, teinte grise à brun ocre,
- . granites chloritisés ("protogine" des Alpes),
- . gneiss à amphibole,
- . amphibolites,
- . radiolarites rouges, en petits galets caractérisant bien une origine alpine,
- . quartz à enclaves chloriteuses ;

- origine jurassienne : galets calcaires gris, parfois silicifiés ;

- origine volcanique tertiaire : blocs et galets de volcanites du Kayserstuhl gris sombre, souvent à cristaux d'augite noirs, (roches basiques prédominantes, faciès de volcanisme récent, miocène) ;

- origine Vosges ou Forêt-Noire :

- . granites roses et porphyroïdes gris, gneiss, anatexites, beige jaunâtre à roses,
- . microgranites,
- . rhyolites roses ou violacées,
- . conglomérats bariolés permien,
- . galets de quartz, de quartzites rose sombre et parfois de lydiennes noires des conglomérats du Buntsandstein,
- . kératophyres, brèches volcaniques, roches diverses à faciès paléovolcanique.

Dans les sables, l'origine se distingue par la couleur :

- *origine Alpes et plaine molassique suisse* : sable quartzeux gris verdâtre à muscovite, séricite, chlorite, hornblende verte et calcite ;
- *origine Vosges et Forêt-Noire* : sables quartzeux roses, parfois limoneux, à quartz à patine rouge, feldspaths, biotite, débris de schistes.

Géométrie, disposition

Selon des critères géométriques ou d'âge, quatre secteurs peuvent être distingués (cf. fig. 9) :

- A - au sud et au sud-ouest de Mulhouse, le Sundgau, plateau entaillé par l'Ill et ses affluents ;
- B - au sud-est de Mulhouse, l'étroite basse plaine rhénane, cadrée sur le fossé de Sierentz, diverticule sud-est du Fossé rhénan ;
- C - entre Mulhouse et Strasbourg, un secteur où les alluvions rhénanes occupent presque toute la largeur du Fossé rhénan ;
- D - au nord de Strasbourg, les alluvions rhénanes n'occupent, en Alsace, qu'une bande assez étroite, d'une largeur inférieure à 10 km.

Sur le plateau du Sundgau, des alluvions rhénanes anciennes, très altérées (présence de galets de quartz cariés et de quartzites ameublés), reposent directement sur les marnes oligocènes et sont recouvertes par un manteau de Loess. Leur épaisseur est assez importante et peut dépasser 20 m. D'âge pliocène supérieur probable (Praetigien ?), elles jalonnent un ancien cours Rhin supérieur vers la plaine de la Saône et la Méditerranée (Bonvallot, 1974 et 1984).

Dans le second secteur, les différents niveaux d'alluvions anciennes sont disposés en terrasse dont la hauteur au-dessus de la basse plaine rhénane décroît vers le nord (fig. 10). Au abords des faubourgs sud-est de Mulhouse, ils recoupent la basse plaine rhénane pour se recouvrir selon l'ordre de superposition stratigraphique. Cette disposition est la conséquence, au Quaternaire, d'un soulèvement de l'extrémité méridionale du Fossé rhénan, tandis que la subsidence restait active dans le fossé, au nord de Mulhouse. A l'ouest et au sud-ouest de Neuf-Brisach, cette zone subsidente a été perturbée par des diapirs, réduisant localement l'épaisseur des alluvions à quelques mètres (fig. 10).

Au nord de Mulhouse, à l'exception de l'apex des diapirs, les alluvions rhénanes s'épaississent jusqu'à atteindre et dépasser une puissance de 200 m, dans le secteur de Neuf-Brisach. Les différents niveaux sont superposés. Du fait de l'abaissement de la surface de l'aquifère des rivières rhénanes consécutif à l'aménagement hydraulique du fleuve, la partie supérieure des alluvions affleure dans les gravières sur une épaisseur de 10 à 15 m. On y observe une cimentation de graviers par de la calcite sur une épaisseur pouvant atteindre et dépasser 3 m. Selon Michel Georges (inédit), cette cimentation est localisée dans la zone de rencontre des eaux de l'aquifère de l'Ill avec celui du Rhin. Vers le nord, la surface des alluvions s'abaissant plus que la surface de l'aquifère, approximativement à la latitude de Colmar ce dernier baigne presque toute la hauteur des alluvions, la partie hors d'eau étant le plus souvent limitée aux dépôts fins holocènes.

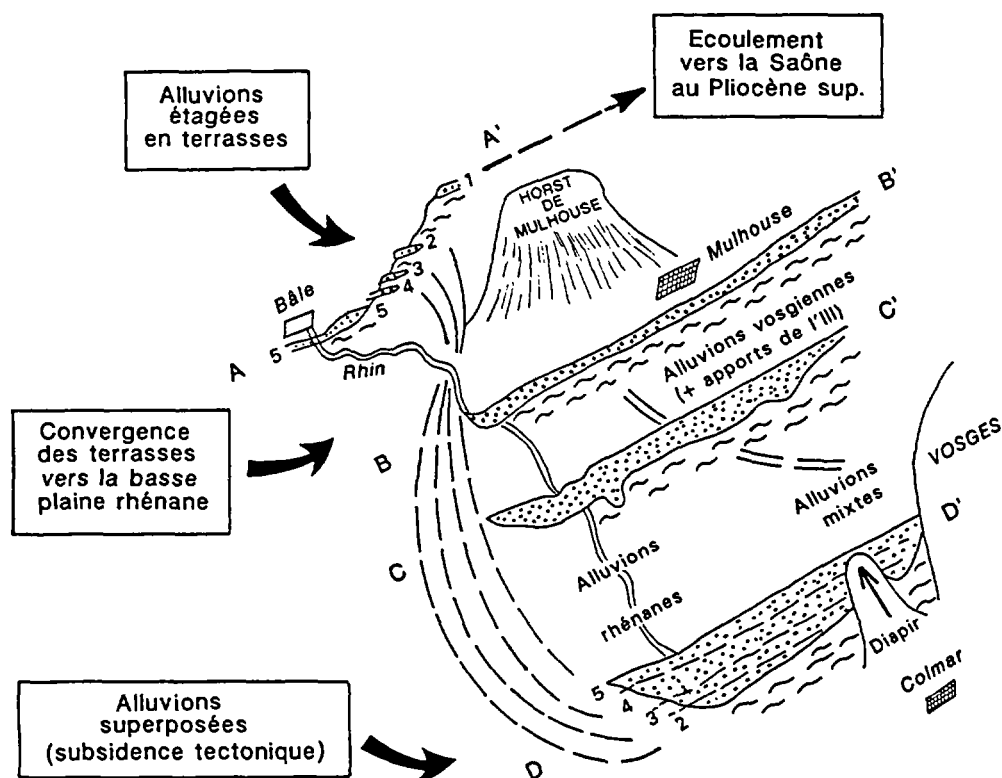
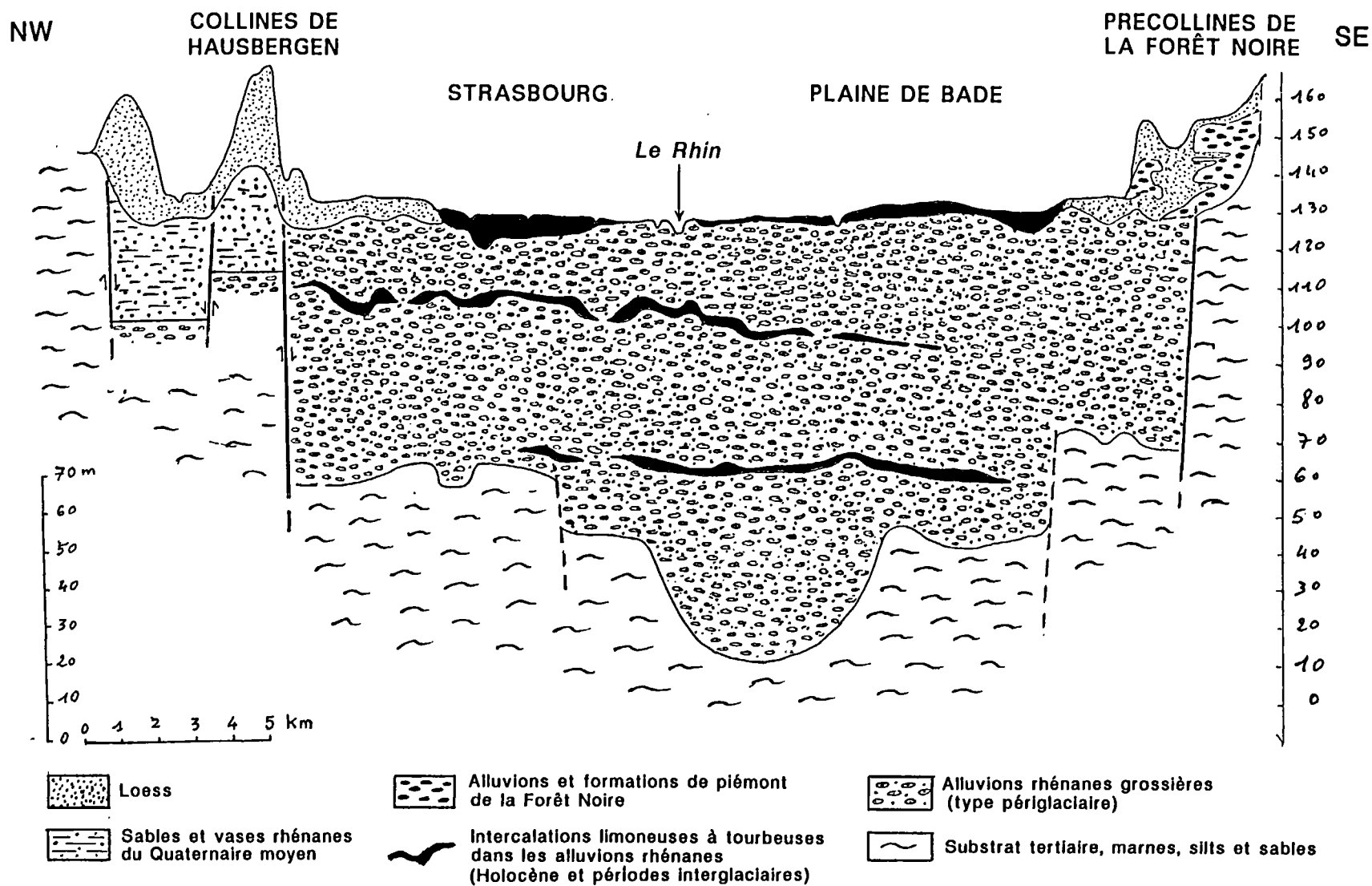


Fig. 10 - Coupes sériees schématiques des alluvions rhénanes entre Bâle et Colmar : disposition étagée des niveaux dans la région bâloise : disposition superposée dans la plaine d'Alsace, avec augmentation d'épaisseur vers le nord.



Les formations superficielles des Vosges et de l'Alsace

Fig. 11 - Coupe transversale dans les alluvions rhénanes dans le secteur de Strasbourg (Initiative communautaire INTERREG, 1994).

Vers le nord, à partir d'Obernai, la largeur de la basse plaine rhénane se réduit. A l'exception d'une avancée vers l'ouest d'alluvions sableuses d'âge quaternaire moyen ancien aujourd'hui disposées en terrasse, les différents niveaux d'alluvions anciennes restent superposés sous la basse plaine. Ils sont parfois séparés, comme dans la région de Strasbourg (fig. 11) par des niveaux de silts, parfois tourbeux, à faune et flore interglaciaires. Cependant ces niveaux sont discontinus. En prenant en compte les trois plus fréquents, les auteurs allemands ont subdivisé les alluvions rhénanes en trois ensembles (inférieur, moyen et supérieur). Les horizons fins (horizons intermédiaires) ; W. Bludau (1994), dans un sondage de référence en plaine de Bade, rapporte sur des arguments palynologiques, le plus ancien (chronologie du Quaternaire sur le tabl. 3) au Bavélien ; un second, plus discontinu, au sein de l'ensemble moyen : au Cromérien et le troisième à l'Eémien. Des failles décalent localement ces niveaux ; des phénomènes de ravinement les ont érodés dans certains secteurs et la subsidence de la plaine rhénane a varié selon le lieu et l'époque.

Épaisseurs

Comme l'expose la rubrique "géométrie, disposition", les épaisseurs varient selon les différents secteurs de la plaine et localement, sous l'influence de failles et de phénomènes de ravinement (fig. 12, 13 et 14). En haute Alsace, elles dépassent 200 m au sud-ouest de Neuf-Brisach ; 263 m à Elsenheim, Haut-Rhin, où leur base se situe 38 m en dessous du niveau de la mer. A Strasbourg, elle atteint 125 m à proximité du port du Rhin, au fond d'un paléochenal, mais se réduisent à 60-70 m au centre ville. En marge de ce dernier, 35 km au nord de Strasbourg, à Auenheim, des formations aquitaniennes sont subaffleurantes au milieu de la basse plaine rhénane, les alluvions étant épaisses (40 à 60 m) autour de cette zone haute (môle ou horst) du substrat. Dans le Haut-Rhin, elles s'amincissent aussi au droit de certains diapirs (1 à 10 m, au-dessus du diapir d'Hettenschlag) (fig. 10).

Affleurements

Souvent noyées jusqu'à la surface par un aquifère, les alluvions rhénanes affleurent peu. Les plus vastes fronts de taille s'observent au nord-est de Mulhouse, dans la Hardt, et dans les secteurs où les alluvions sont disposées en terrasses (retombée du Sundgau sur la plaine bâloise, alentours de Mothern, en basse Alsace).

2.2.1. Genèse et mode de mise en place

Localisée dans la partie méridionale du Fossé rhénan, juste à l'aval du point de sortie du Rhin de la zone montagneuse, la plaine d'Alsace a fonctionné pendant tout le Quaternaire comme un piège à sédiments, d'autant plus que la subsidence tectonique est restée active. Très grossières et généralement dépourvues de stratification, les alluvions rhénanes de la plaine d'Alsace ont un faciès périglaciaire, torrentiel et glaciofluvial à l'amont, confirmé par des restes de faunes froides (mammoth). Les rares intercalations fines, fournissant des faunes et flores interglaciaires. Durant le Quaternaire, le Rhin a divagué sur toute la largeur de la plaine d'Alsace entre Mulhouse et Strasbourg. Dans la basse plaine rhénane, les rivières d'origine jurassienne (Ill) ou vosgienne occupent souvent d'anciens bras du Rhin (fig. 15). A l'Holocène, la largeur de la plaine d'inondation du Rhin s'est réduite et les graviers rhénans ont été recouverts de limons d'inondation, calcaires (apport du Rhin) ou non (apports de l'Ill et des rivières vosgiennes). Le drainage étant médiocre, surtout dans les secteurs présentant encore une tendance à la subsidence, des ébauches d'évolution tourbeuses sont fréquents (voir la fiche tourbières).

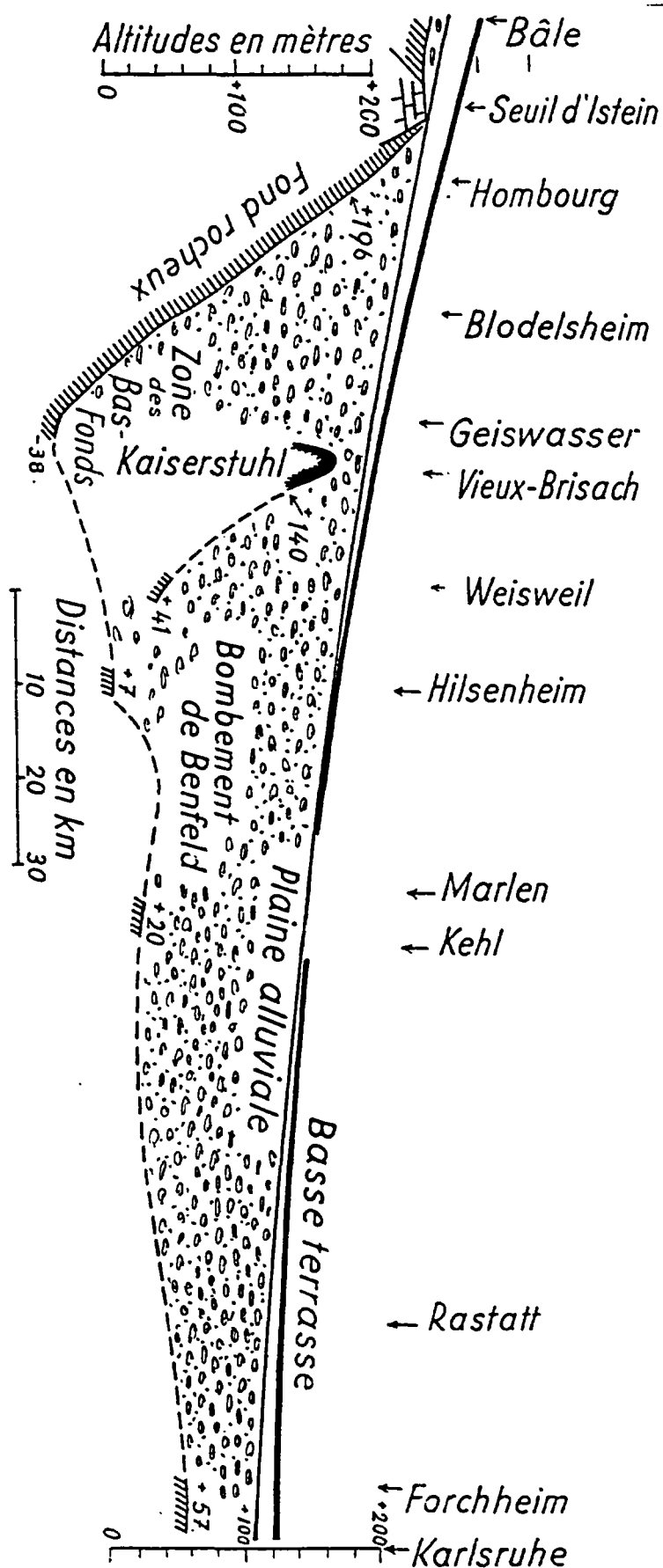


Fig. 12 - Coupe longitudinale des alluvions rhénanes dans l'axe de la basse plaine rhénane (d'après Théobald, 1948).

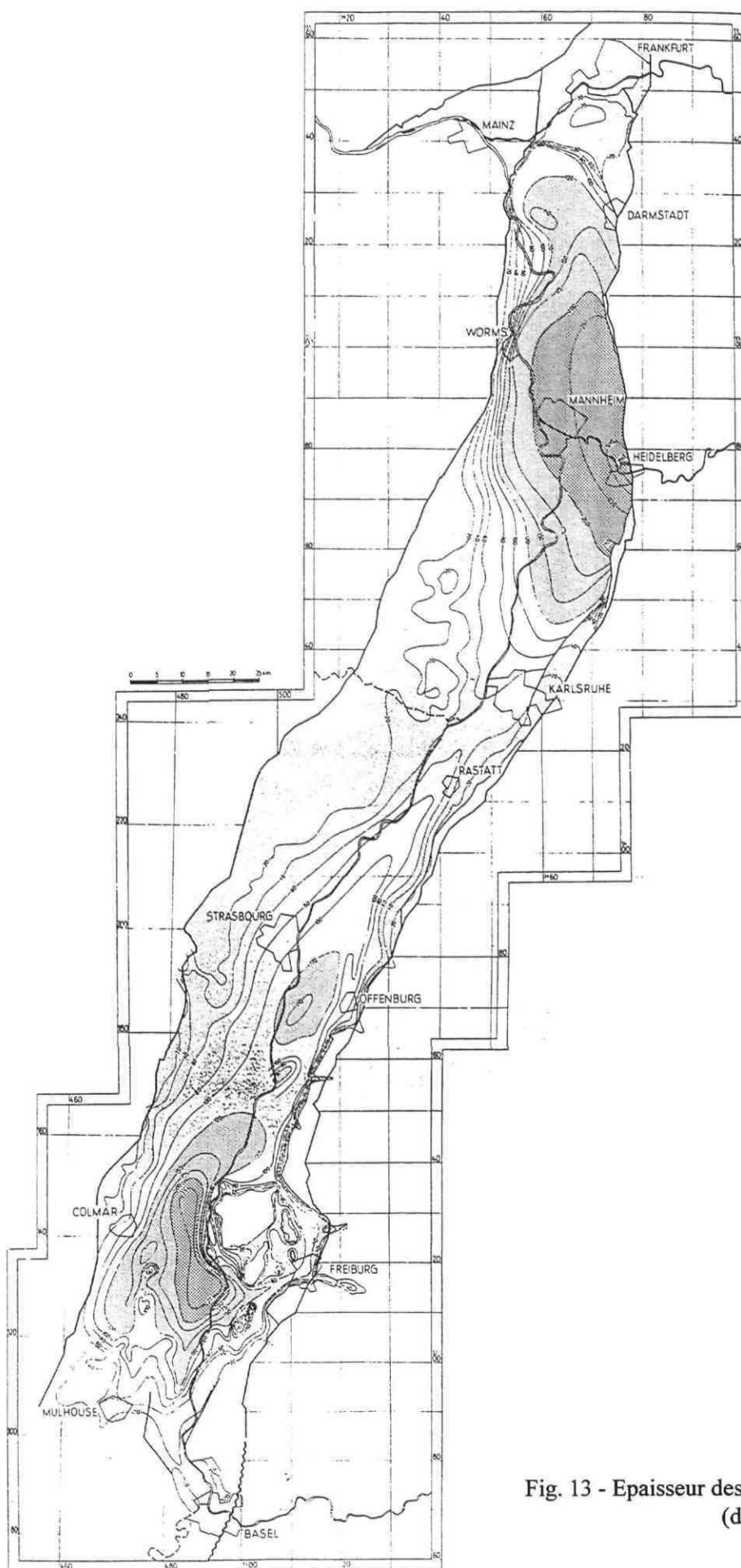


Fig. 13 - Epaisseur des alluvions rhénanes
(d'après Bartz, 1974).

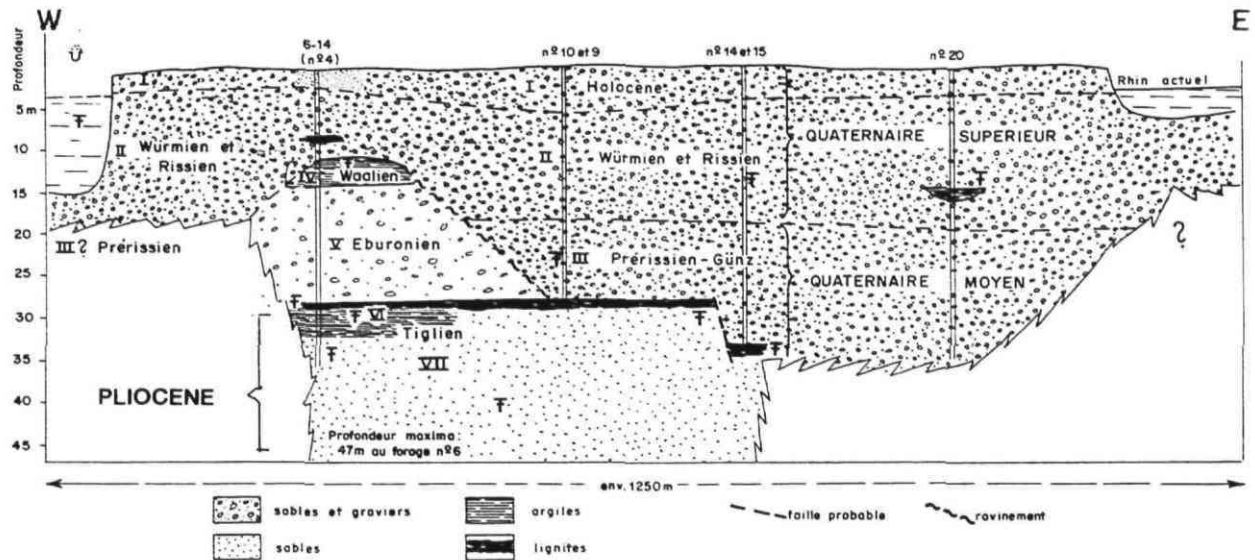


Fig. 14 - Coupe schématique des alluvions reconnues en sondages entre la gravière Dreher, Fort-Louis et le Rhin, montrant l'existence de failles et l'importance des phénomènes de ravinement dans les graviers rhénans (d'après Geissert *et al.*, 1976).

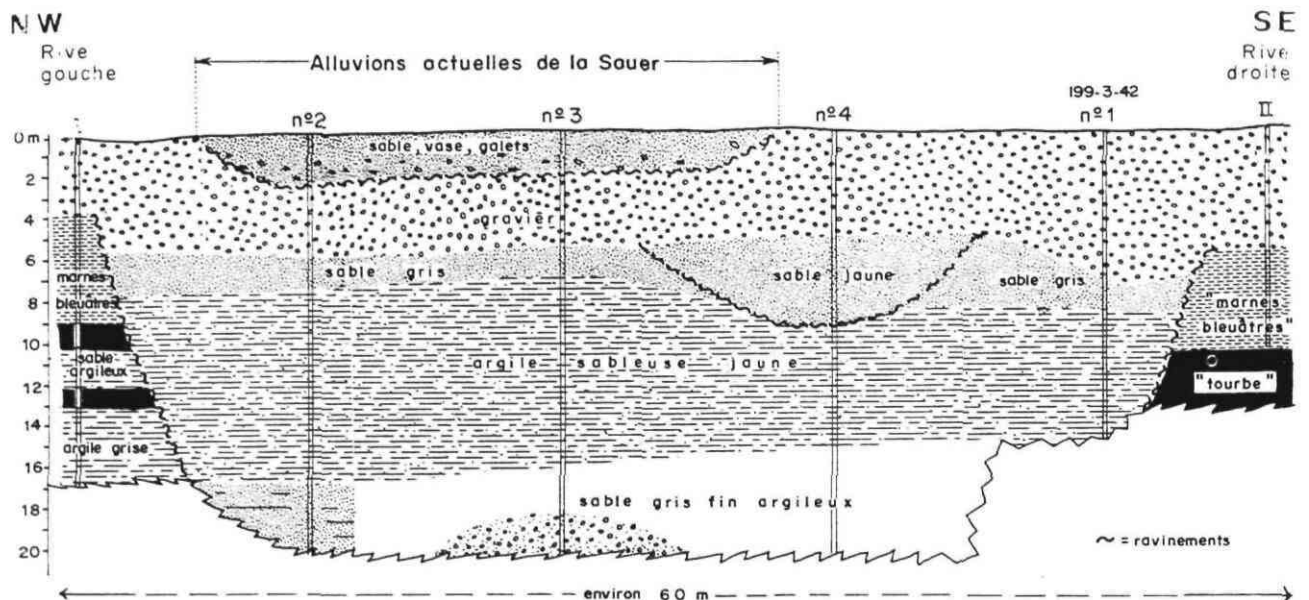


Fig. 15 - Coupe schématique dans les alluvions au niveau du pont du CD 28 sur la Sauer à Seltz, montrant d'importants phénomènes de ravinement. Le thalweg correspond très probablement à un ancien bras du Rhin (d'après Geissert *et al.*, 1976).

Grandes subdivisions			Période tempérée		Période froide		
			Hollande et Allemagne du Nord			Alpes	
Q U A T E R N A I R E	HOLOCENE						
	P L E I S T O C È N E	SUP.	- 112 000 ans		Weichsélien		Würm
			Eémien				
		MOY.	- 128 000 ans		Saalien*		Riss
			Holsteinien				?
			Cromérien*				?
		INFER.	- 700 000 ans				Mindel
			Barélien				
			- 1 000 000 ans				
			- 1 200 000 ans		Ménapien*		- ? - Gunz
			Waalien				
			- 1 500 000 ans				
		- 1 700 000 ans		Eburonien*		- ? - Donau	
Tiglien							
- 2 100 000 ans							
		Practiglien*		- ? - Biber			
PLIOCENE SUPERIEUR							

Tabl. 3 - Principales subdivisions chronologiques du Quaternaire Européen utilisées en 1995.

* Subdivision de temps pouvant comprendre plusieurs périodes froides, séparées par des périodes tempérées. L'utilisation de l'échelle hollandaise est recommandée. Age absolu tiré de la synthèse faite par Lebreton et al. (1993) pour la cartographie des formations superficielles.

Age des graviers rhénans et histoire résumée de la sédimentation rhénane

Si les alluvions très altérées du Sundgau, correspondant à un écoulement d'un paléo-Rhin (essentiellement l'Aar) vers la plaine de la Saône et la Méditerranée, datent vraisemblablement du Praetiglien (tabl. 3 - Pliocène supérieur ; Bonvallot, 1984), l'essentiel de la masse des graviers rhénans ont un âge pléistocène. Les rares points où le Tiglien (para-étage de transition entre le Pliocène et le Pléistocène) a été mis en évidence (Geissert *et al.*, 1976), les alluvions ont un faciès sableux. Cette pétrographie s'accorde bien avec le caractère tempéré chaud des flores identifiées et une bonne partie des forages profonds ont traversé des alluvions sableuses, parfois sur plusieurs dizaines de mètres, entre le Pliocène, reconnaissable par ses alternances de sables et de silt et les alluvions rhénanes grossières. Le début de la mise en place de ces dernières vers la mer du Nord peut être attribué à l'Eburonien (tabl. 3), l'accumulation

des matériaux grossiers continuant pendant toutes les périodes froides du Quaternaire jusqu'à la fin du Weichsélien. Durant les périodes interglaciaires, en particulier le Bavélien, le Cromérien et l'Eémien, les chenaux à fort courant sont peu nombreux et de nombreuses zones déprimées se remplissent de sables fins, de silts, voire de tourbes. Ces matériaux prédominent aussi dans les dépôts holocènes de la basse plaine rhénane, les dépôts graveleux n'étant représentés que dans les chenaux principaux et leurs levées naturelles où les éléments les plus grossiers dépassent rarement une longueur de 5 cm. Une reprise d'érosion, probablement au Suboréal, est soulignée par la présence de troncs de chênes gigantesques, souvent avec leurs racines, arrachés par les ondes de crue à la forêt de feuillus, très étendue à la période précédente (Atlantique). Même les zones déprimées, probablement subsidentes ("Ried", Vogt, 1992), sont tapissées de dépôts fins holocènes. Avant sa régularisation (années 1840), le Rhin présentait en plaine d'Alsace un réseau en tresse d'où se différenciait un chenal principal, au nord de la région. Complètement endigué, le fleuve surcreuse actuellement son lit et entraîne rapidement les ondes de crues vers la mer du Nord. Depuis, la construction du grand canal d'Alsace (décennies 1950-1970), le fleuve n'a plus inondé directement la plaine d'Alsace, les inondations étant dues aux remontées de l'aquifère rhénan et aux crues de l'Ill.

2.2.2. Paramètres physico-chimiques

Granulométrie

En excluant les passées fines sableuses ou silteuses, généralement peu épaisses (quelques décimètres, rarement plus de 2 m), les alluvions rhénanes sont constituées par un matériel assez grossier où les blocs roulés et galets peuvent constituer jusqu'à 80 % et plus du matériau (fig. 16). Dans l'ensemble la taille des galets décroît d'amont en aval, les rares pointements rocheux dans la plaine (Kayserstuhl) rechangeant les alluvions en éléments grossiers. La fraction sableuse est essentiellement constituée de sables quartzeux fins à moyens ("sables gris rhénans" ; médiane 0,15 à 0,5 mm) ou plus hétérométriques, grossiers à fins, parfois empâtés de limons (sables rosâtres à rouges, d'origine vosgienne).

Perméabilité

La perméabilité moyenne des graviers rhénans est de l'ordre de 10^{-3} m/s. ($2 \cdot 10^{-3}$ à $3 \cdot 10^{-3}$ m/s) Pour les alluvions anciennes altérées et plus ou moins empâtés de limons (Cailloutis du Sundgau, au sud de l'Alsace), elle s'abaisse à 10^{-4} m/s.

2.2.3. Comportement et potentialités

Ressources en eau

Les alluvions rhénanes constituent un aquifère remarquable (Babot, 1979 ; Vançon, 1979), l'un des plus volumineux aquifères alluviaux de France. Il présente une eau de bonne qualité, pour un aquifère alluvial de région peuplée et industrialisée, à l'exclusion de la "langue salée" liée au rejet de chlorure de sodium et de sulfates par les mines de potasse d'Alsace. Le plus souvent dépourvu de couverture imperméable, il reste cependant très vulnérable à la pollution. Cet aquifère est très sollicité, mais reste suffisamment alimenté pour supporter une augmentation de la demande.

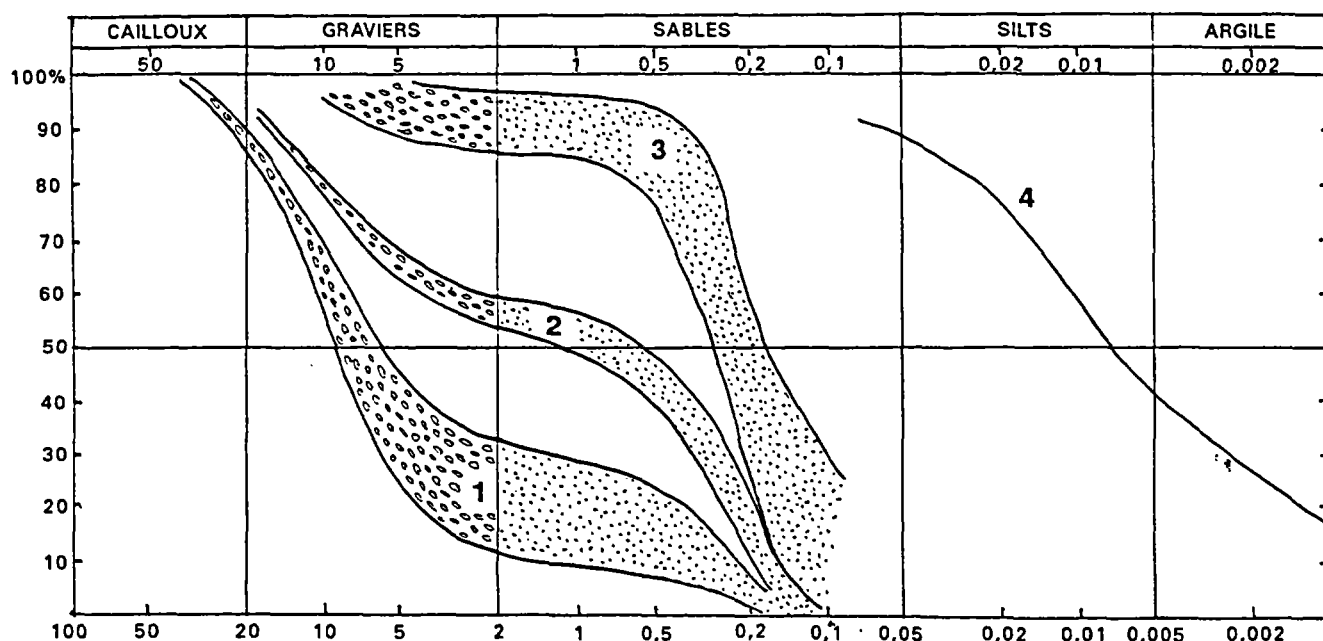


Fig. 16 - Granulométrie de quelques types de matériaux constituant les alluvions rhénanes (Bischwiller, Bas-Rhin).

Le type 1 est généralement prédominant et est de plus en plus grossier en direction de l'amont. La courbe 4 donne un exemple de la granulométrie d'une intercalation silto-argileuse (d'après Simler, 1972), adapté.

Ressources en sables et graviers

Gîte alluvionnaire considérable (Guernéz, 1979 ; Nonn et Troer, 1984), du fait de son extension et de sa puissance, les alluvions rhénanes sont intensément exploitées (13 % de la production française des granulats alluvionnaires en 1979 ; réserves 100 milliards de mètres cubes dans le Bas-Rhin ; un peu moins dans le Haut-Rhin). L'essor de cette industrie extractive date de 1962 où l'achèvement du grand canal d'Alsace a permis une large exportation vers l'Allemagne et les Pays-Bas. En 1979, la production était de 25 Mt dont 25 à 30 % de tout-venant, 65 à 70 % de roulé pour béton et mortier et 5 à 10 % de concassé pour enrobé bitumineux. L'extension des gravières et leur réaménagement (pêche, voile, baignade) constitue un problème majeur en Alsace pour la protection de l'aquifère alluvial (Valentin et Graillet, 1979 ; Ferrand, 1979 ; Taleb, 1979) et la sauvegarde de la forêt et des prairies marécageuses rhénanes, biotope remarquable à l'échelle européenne (flore et faune).

2.2.4. Validité des connaissances

Ne pouvant être reconnues, pour l'essentiel, qu'en sondage et leur exploitation facile ne nécessitant pas, pour une utilisation locale, d'étude de réservoir, les alluvions rhénanes sont imparfaitement connues. Les sondages les plus nombreux qui les ont traversées, des sondages pétroliers, n'apporteront guère de données sur leur composition et leurs propriétés. La figure 11 (inédite) représente l'une des premières coupes bien renseignées établies dans les alluvions rhénanes. Un effort de collecte de données de sondages et de suivi des forages profonds s'avère indispensable pour améliorer nos connaissances et gérer de manière efficace le puissant aquifère rhénan.

2.3. ALLUVIONS VOSGIENNES

Région administrative : Alsace (Haut-Rhin et Bas-Rhin)

Régions naturelles : Massif vosgien et Piémont vosgien

2.3.1. Définition générale

En Alsace, le terme d'alluvions vosgiennes désigne les matériaux déposés par les affluents du Rhin d'origine vosgienne. Il existe aussi des alluvions d'origine vosgienne en Lorraine et en Franche-Comté, en particulier dans les vallées de la Moselle, de la Meurthe et de la Sarre. Elles jalonnent également l'ancien cours de la Moselle vers la Meuse. Ici, elles ne seront traitées que dans la région Alsace où elles gisent dans les vallées du massif montagneux et dans la plaine d'Alsace, en cônes, vallées ou en interstratifications dans les alluvions rhénanes. Il est possible de différencier deux secteurs (fig. 17 et 18) :

- au nord de la Bruche, les alluvions sont constituées essentiellement de sable rouge, avec des interstratifications de petits galets de quartz et de quartzite, matériaux remaniés des grès du Buntsandstein (Trias inférieur, principalement le Grès vosgien). La stratification est généralement bien marquée (ph. 5) ;
- au sud de la Bruche, les matériaux alluvionnaires proviennent principalement du socle vosgien (souvent appelé "Vosges cristallines") ; galets de granite, de gneiss, de schistes, de grauwackes ; sables d'origine variée (arènes granitiques, grauwackes, Grès vosgien) et limons provenant des altérites du socle vosgien. Elles sont particulièrement grossières (prédominance de galets et de blocs roulés dans les principales vallées des hautes Vosges centrales et méridionales dont l'amont a été occupé par des glaciers pendant les périodes froides du Quaternaire (Weiss, Fecht, Lauch, Thur et Doller). La stratification est peu marquée (ph. 6).

La vallée de la Bruche séparant approximativement les Vosges gréseuses et les Vosges "cristallines" présente un type mixte (ph. 5).

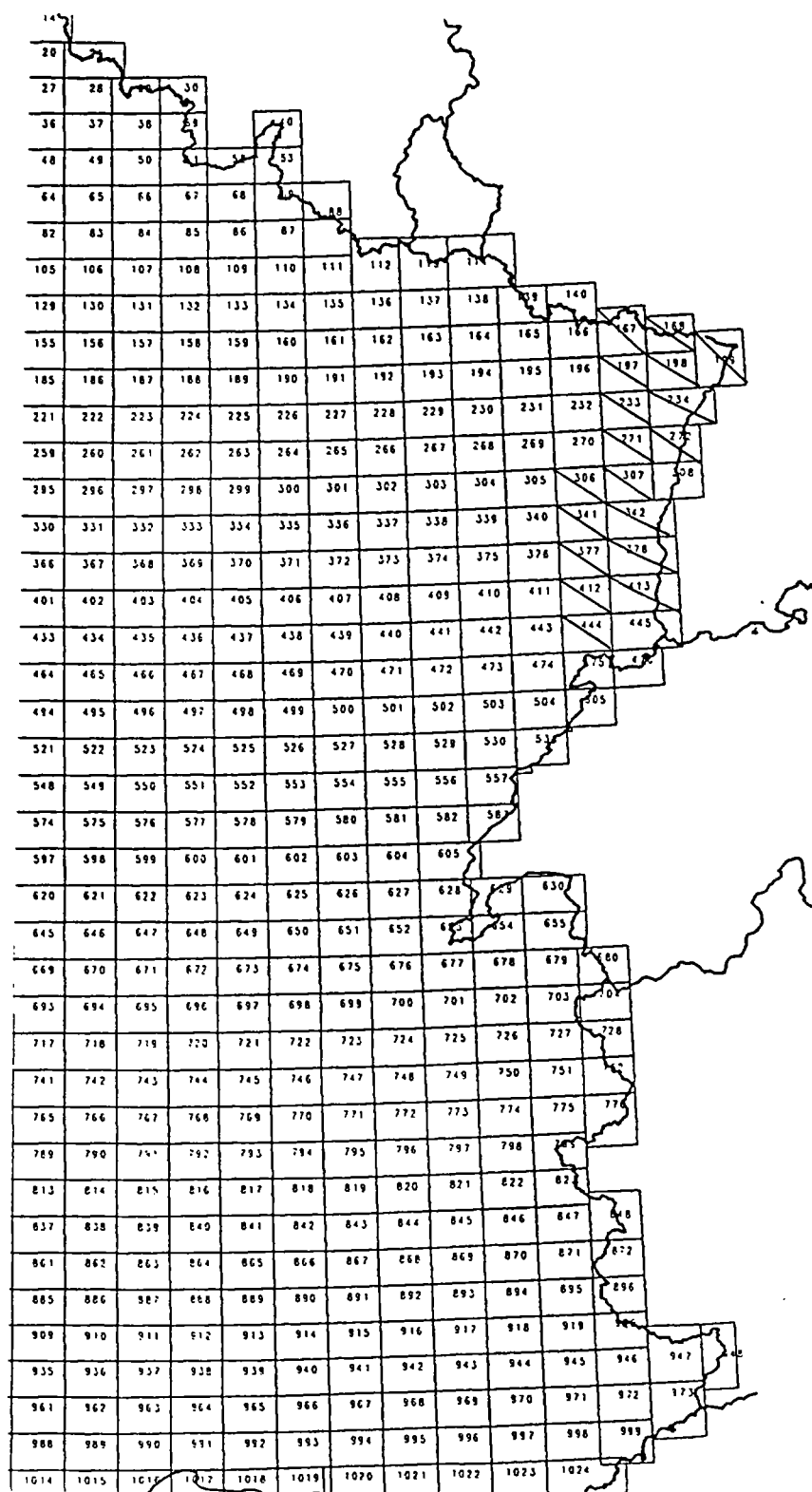


Fig. 17 - Répartition schématique des alluvions vosgiennes selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

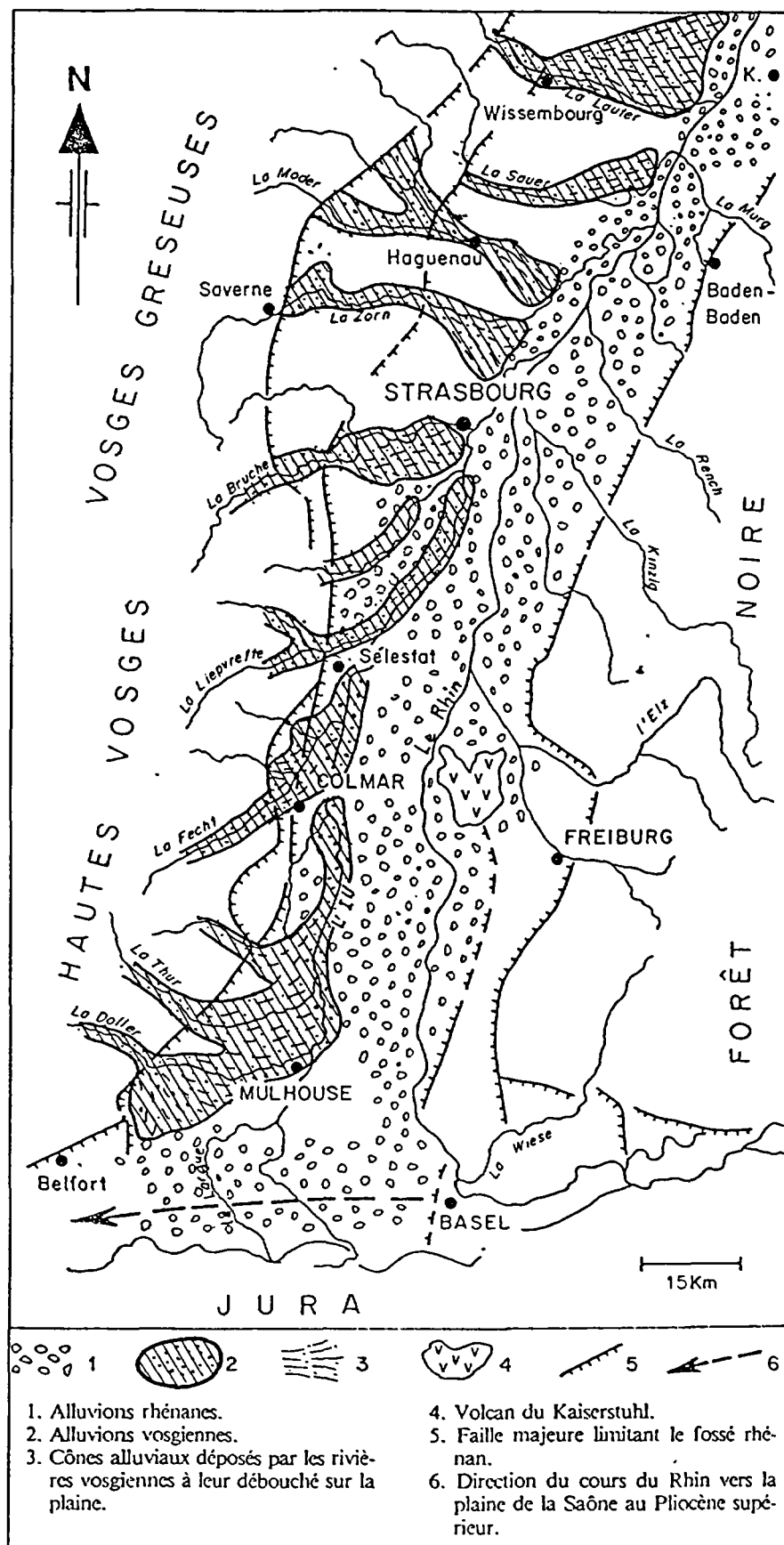


Fig. 18 - Carte d'extension des alluvions dans les Vosges.



Ph. 5 - Alluvions anciennes de la Bruche, sableuses, à interstratifications riches en graviers (Holtzheim, Bas-Rhin).



Ph. 6 - Alluvions anciennes de la Thur, faciès grossier, torrentiel de type fluvio-glaciaire à périglaciaire (Cernay, Haut-Rhin).

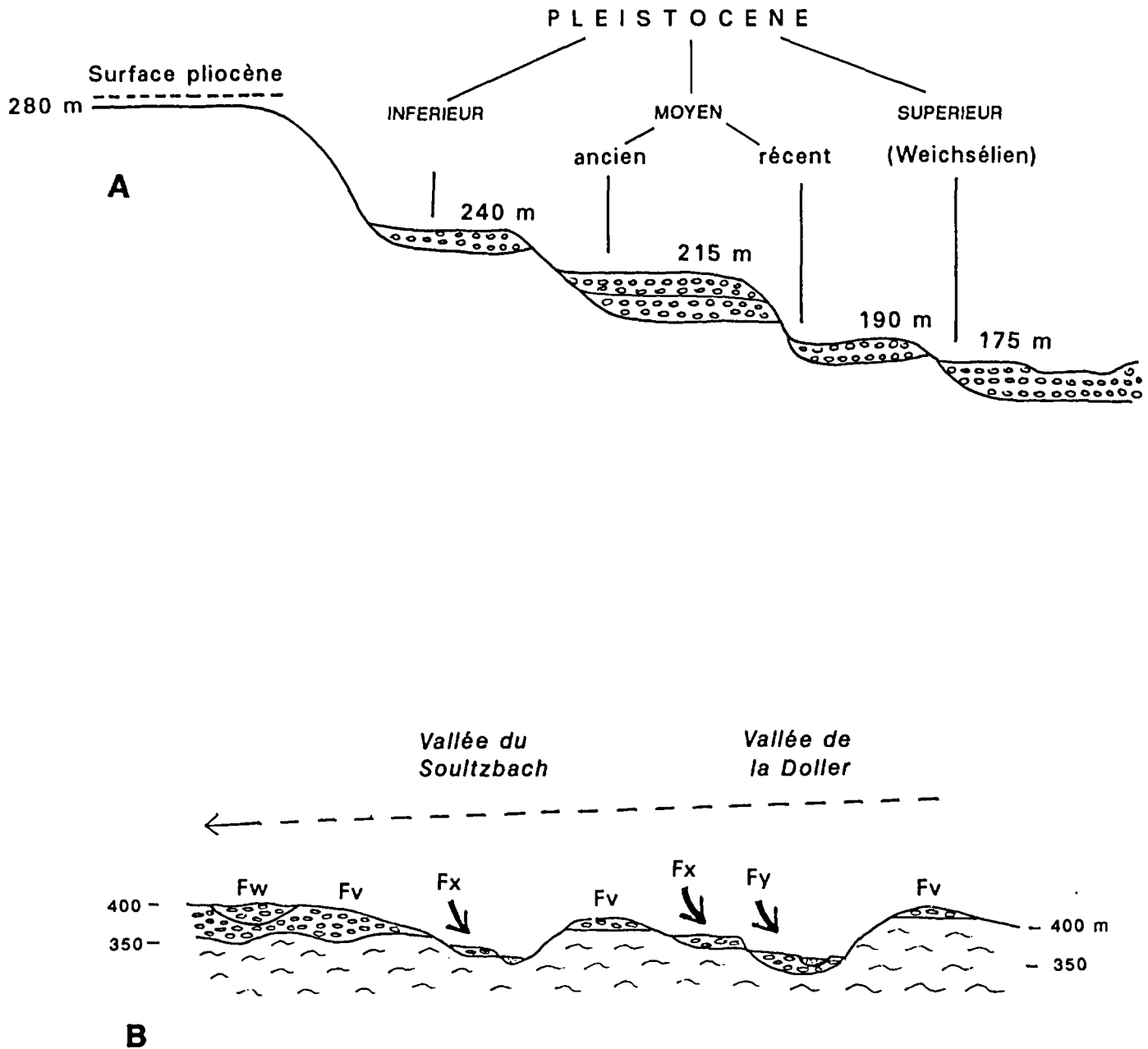


Fig. 19 - Disposition des alluvions vosgiennes anciennes au pied des Vosges.

A - en terrasses étagées (Vallée de la Zorn, Vogt, 1992).

B - mixte, emboîtées (Fw) ou en terrasses étagées (Fx).

Ecoulement vers la plaine de la Saône (Pliocène supérieur à Quaternaire moyen ancien :

Fv : alluvions très altérées (Pliocène supérieur à Quaternaire ancien) -

Fw : alluvions assez altérées (Quaternaire moyen ancien).

Ecoulement vers le Rhin : Fx-alluvions partiellement altérées (Quaternaire moyen récent) -

Fy : alluvions non altérées (Quaternaire supérieur).

Dans les vallées vosgiennes et en plaine d'Alsace, à l'ouest de la basse plaine rhénane, les différents niveaux d'alluvions sont généralement étagés en terrasses (plus rarement emboîtées, fig. 19a et b). A proximité de cette dernière, ces niveaux ont tendance à s'incliner et à converger vers sa limite occidentale pour s'interstratifier dans les alluvions rhénanes selon l'ordre stratigraphique. Les différents niveaux d'alluvions vosgiennes se croisent donc à proximité de cette limite.

A leur débouché sur la plaine, les rivières vosgiennes ont creusé, à l'époque pliocène, de profondes vallées en direction du sud-est (fig. 20), pour rejoindre probablement les eaux de la partie occidentale du bassin alpin du Rhin qui s'écoulaient selon un paléo-Doubs vers la plaine de la Saône et la Méditerranée. Ces paléovallées, profondes souvent de plusieurs dizaines de mètres (80 m pour la vallée de la Bruche), ont été remblayées d'alluvions vosgiennes au cours du Pléistocène, la rivière migrant vers le nord, en édifiant un vaste cône, à la partie supérieure du Quaternaire moyen et au Quaternaire supérieur (fig. 21).

Epaisseur

En terrasses, les épaisseurs des alluvions dépassent rarement la dizaine de mètres, mais peuvent être localement plus puissantes (jusqu'à 20 m pour les alluvions du Quaternaire moyen de la Zorn, en aval de Saverne).

En fonds de vallées, les épaisseurs des alluvions sont particulièrement importantes dans les paléovallées pliocènes et dans les zones de raccordement avec la basse plaine rhénane ; elles y atteignent plusieurs dizaines de mètres et peuvent avoisiner la centaine de mètres (vallée de la Bruche au sud-est d'Obernai).

Affleurements

Les meilleurs affleurements sont des gravières ouvertes dans les alluvions en terrasses :

- sablières dans les alluvions du Pléistocène moyen à supérieur de la vallée de la Moder ;
- sablières dans les alluvions du Pléistocène supérieur de la Bruche à Lingolsheim et Holtzheim ; gravières dans le cône de la Liepvrette à Sélestat ; gravières dans le cône weichsélien de la Thur à Cernay.

2.3.2. Genèse et mode de mise en place

L'essentiel du matériau s'est mis en place en période froide (faciès périglaciaire) : apport des torrents de fonte des glaciers au sud ; appel de la subsidence rhénane ; étalement des alluvions au débouché des vallées vosgiennes sur la plaine d'Alsace (cône anciens conservés en glacis de piémont ; cônes récents se raccordant à la basse plaine). Les intercalations limoneuses fines les plus épaisses (1 à 2 m, localement plus) pourraient correspondre à des dépôts de périodes interglaciaires, mais ils sont généralement rougeâtres oxydés et les récoltes de faune et de flore sont exceptionnelles, à la différence des intercalations fines dans les alluvions rhénanes.

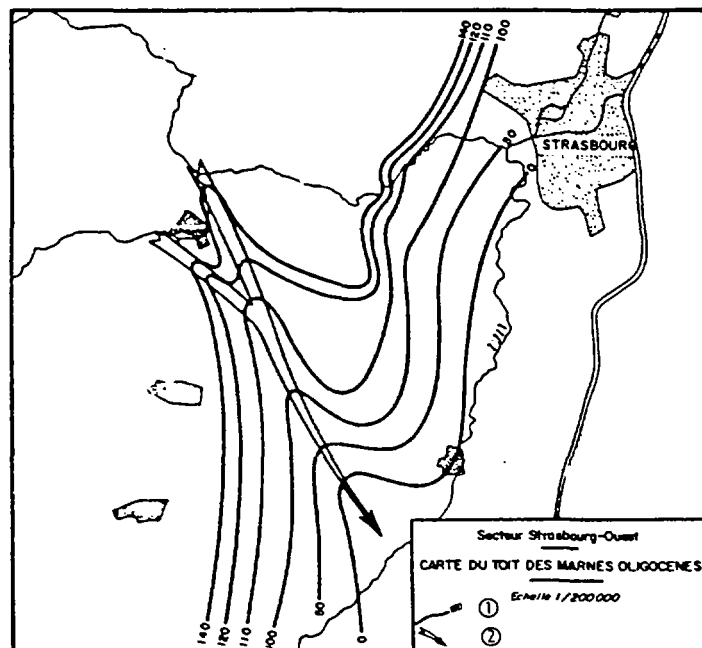
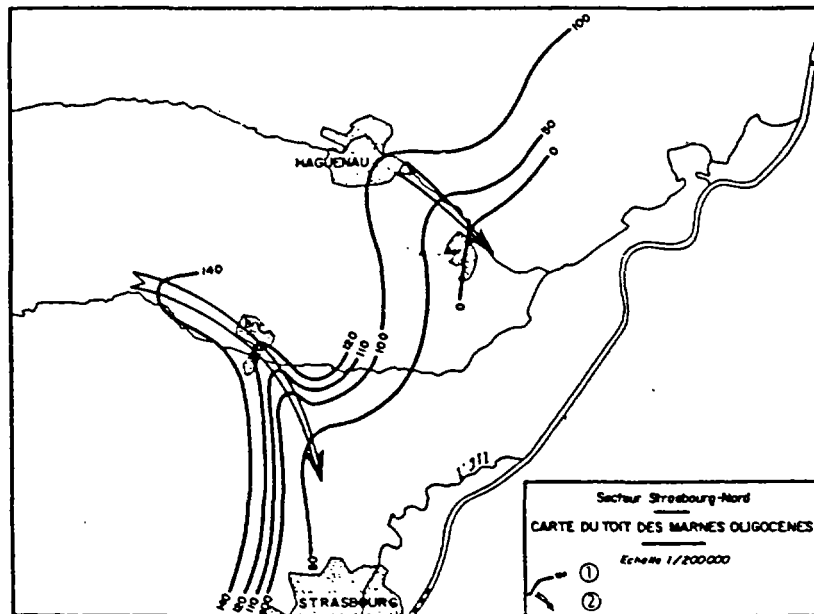


Fig. 20 - Paléovallées pliocènes dans la région de Strasbourg. Les courbes de niveau sont établies au toit de l'Oligocène (Simler et Millot, 1967).

- 1 - courbe de niveau du toit des marnes et sa cote
- 2 - dépression

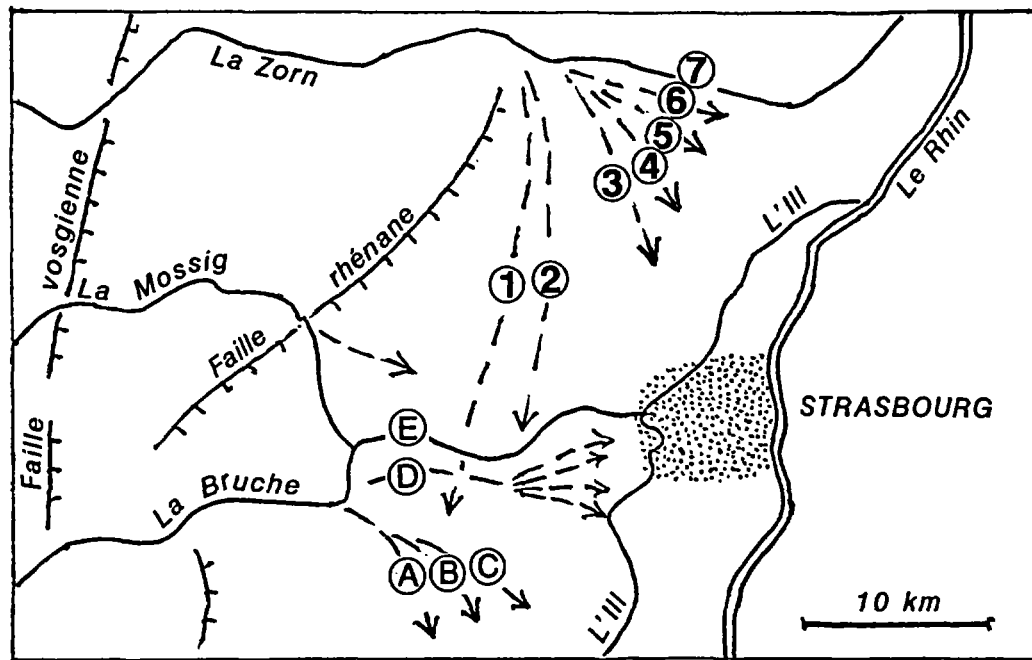


Fig. 21 - Migration des cours de la Bruche (A à E) et de la Zorn (1 à 7) vers le nord, au cours du Quaternaire (d'après Vogt, 1992).

Age des alluvions vosgiennes

Les indications d'âge sur les alluvions vosgiennes ont essentiellement été données pour les alluvions disposées en terrasses étagées, selon des critères altimétriques et des critères d'altération (Vogt et Ménillet, 1980 ; Vogt, 1992). Les successions les plus complètes s'observent sur le piémont vosgien où l'on arrive à distinguer jusqu'à 8 niveaux, du Pliocène supérieur au Pléistocène supérieur, sans pouvoir cependant bien caler les différents niveaux dans la stratigraphie du Quaternaire. Au sein du massif vosgien, les niveaux anciens sont rarement conservés. Au plus observe-t-on quelques lambeaux pouvant remonter à la fin du Quaternaire moyen.

2.3.3. Paramètres physico-chimiques

Granulométrie

Au nord de la Bruche, les alluvions vosgiennes sont essentiellement sableuses (sables moyens, mode compris généralement entre 0,3 et 0,6 mm) avec des intercalations contenant des galets de quartz et de quartzite de petite taille (1 à 3 cm de longueur, en général).

Dans les alluvions anciennes de la Bruche, les sables peuvent être encore prédominants, mais la fraction graveleuse est plus importante. Souvent modeste (< 10 cm), la taille des galets peut être plus grande dans certaines passées, en particulier dans les alluvions du Quaternaire moyen où l'on peut observer des blocs (jusqu'à 50 cm au débouché des affluents de la rivière à arrière pays très montagneux (Hasel, Soultzbach, Emerbaechel).

Au sud de la Bruche, en particulier dans les vallées des hautes Vosges, à l'amont largement englacé dans les périodes froides du Quaternaire moyen et supérieur, les alluvions sont très grossières et présentent souvent un faciès fluvio-glaciaire (certains spécialistes disent "glaciofluvial", lorsque l'on se situe à l'aval du domaine occupé par les glaciers). Dans ces faciès, la fraction grossière (> 2 mm) compte pour 50 à 80 % du matériau, la fraction fine ($< 0,050$ mm) pouvant être nettement inférieure à 10 % si les alluvions sont peu altérées. Les plus gros blocs peuvent dépasser 50 cm (jusqu'à 70 cm dans le cône de la Doller à Burnhaupt-le-Haut).

Pétrographie

Au nord de la Bruche, les alluvions vosgiennes sont essentiellement constituées de sable quartzeux à enduit ferrugineux ou argilo-ferrugineux lui donnant une teinte rose. Les galets des passées grossières en quartz et quartzite sont remaniés dans des conglomérats intercalés dans les grès du Buntsandstein (Trias inférieur).

Dans les alluvions de la Bruche, en plus des matériaux remaniés du Buntsandstein, on remarque des galets de volcanites du Permien, de siltites, grauwackes et volcanites dévono-dinantiennes et de granites et diorites du massif du Champ-du-Feu.

Au sud de la Bruche, la pétrographie des galets est très variée et dépend de la composition du bassin versant : principalement granites et gneiss, siltites et grauwackes, auxquels s'ajoutent des volcanites acides et basiques dans les Vosges du Sud.

Perméabilité

Pour les alluvions sableuses (Bruche et Alsace du Nord), la perméabilité est de l'ordre de 10^{-4} m/s. Elle est plus importante dans les faciès grossiers, fluvio-glaciaires, des Vosges du Sud où elle atteint des valeurs de 10^{-3} m/s.

Données géophysiques

En sismique réfraction, les alluvions sont traversées à une vitesse généralement comprise entre 1000 et 2000 km/s, cette dernière valeur n'étant atteinte, voire dépassée que dans des alluvions très colmatées et compactées.

En fond de vallée, les alluvions sont presque toujours gorgées d'eau et sont donc assez conductrices (ordre de grandeur de la résistivité : 400 à 600 Ω).

2.3.4. Comportement et potentialités

Aquifère

Les alluvions de fond de vallées sont généralement aquifères. Pour l'alimentation en eau, elles sont d'autant plus intéressantes qu'elles sont épaisses et propres. Les réservoirs les plus utilisés sont les cuvettes de surcreusement glaciaire où elles sont associées à des dépôts morainiques et glaciolacustres et les remblaiements de paléovallées pliocènes au pied des Vosges.

Matériaux

Dans la vallée de la Bruche et le Nord de l'Alsace, les alluvions vosgiennes sont largement exploitées comme gisement de sable (remblai et maçonnerie). A l'ouest de l'agglomération de Strasbourg, les sablières de Lingolsheim et Holtzheim sont particulièrement actives.

Plus au sud, les alluvions vosgiennes sont principalement exploitées (tout-venant, et roulé) dans les cônes du Quaternaire supérieur, en particulier dans la vallée de la Thur à Cernay. Cette activité est en régression en raison des nombreuses contraintes d'environnement au pied des Vosges. La qualité du matériau est moins bonne que dans les gisements de graviers rhénans (plus de fines, variabilité pétrographique du matériau plus importante, moins de galets de grande dureté)

2.3.5. Validité des connaissances

Les alluvions vosgiennes sont connues par d'assez nombreuses coupes de sondages et quelques fronts de taille de carrières pour les niveaux disposés en terrasses. Ces données sont cependant irrégulièrement réparties et les coupes de sondages ne sont pas toujours très précises. La géométrie et les caractéristiques des alluvions vosgiennes sont donc imparfaitement connues. La datation des différents niveaux d'alluvions reste liée à la découverte très aléatoire de marqueurs chronologiques (faune, flore).

BIBLIOGRAPHIE

BABOT Y. (1979) - Caractéristiques générales des alluvions de la plaine rhénane. *Bull. BRGM* (2ème sér.), sect. III, n° 1, pp.5-9.

BARTZ J. (1974) - Die mächtigkeit des Quartars in oberrheingraben. Approach to taphrogenesis. Proc. Int. Rift Symp. Karlsruhe 1972, Stuttgart, pp. 78-87.

BARTZ J., BRELIE V.D., G & MAUS H. (1976) - Quartär und Jungtertiär im Raum Rastatt. Jh. geol. Landesamt Ba-Wü., 18, pp. 121-178, 13 Abb., Freiburg i. Brsg.

BARTZ J., BRELIE V.D., G & MAUS H. (1982) - Quartär und Jungtertiär II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. *Geol. Jb.*, A63, pp. 3-327, 28 Abb., 8 Tab., 2 Taf., Hannover.

BLUDAU W. (1994a) - Erste Ergebnisse palynologischer Untersuchungen an Kernen der Bohrungen I - VII im Hoßkircher Becken (Blatt 8022 Ostrach) in Oberschwaben. *Abh. Geol. Landesamt Ba-Wü.*, 14 im Druck.

BLUDAU W. (1994b) - Kehl/Marlen-Goldscheuer - Palynologische Untersuchungen in frühen Pleistozän mit Anmerkungen zur Tertiär/Quartär-Grenze. Ebenda.

BONVALLOT J. (1974) - Les cailloutis de la forêt de Chaux (Jura) ; leurs rapports avec les matériaux détritiques du Sundgau et du Nord de la Bresse. Thèse 3ème cycle, Dijon, 134 p., 6 pl., 89 p. ann.

BONVALLOT J. (1984) - Les cailloutis du Sundgau. Symposium dynamical and chronological relation between glacial and periglacial deposits. Excursion INQUA Strabsourg, Besançon, Lyon, pp. 21-22.

BONVALLOT J., CAMPY M., CAVELIER C., CHALINE J., CLAIR A., COUREL L., FARJANEL J., FLEURY R., MONJUVENT G., PUISSEGUR J.J., RAT P. (1984) - Conclusions générales 1984 de l'étude du Pliocène et du Quaternaire bressan. *Géologie de la France*, n° 3, pp. 315-316.

FERRAND L. (1979) - Gravière et sablières de la plaine rhénane. Environnement, réaménagement après exploitation. *Bull. BRGM*, 2ème sér., sect. II, n° 1, pp. 25-30.

GEISSERT F., MENILLET F., FARJANEL G. (1976) - Les alluvions rhénanes plio-quaternaires dans le département du Bas-Rhin. *Sci. Géol. Bull.*, 29, 2, Strasbourg, p. 164.

GERNEZ J.M. (1979) - Gravières et sablières de la plaine d'Alsace. Etude et exploitation. *Bull. BRGM*, 2ème sér., sect. III, n° 1, pp. 11-15.

INITIATIVE COMMUNAUTAIRE INTERREG (1994) - Coupes hydrogéologiques (feuille Kahl-Strasbourg).

LEBRET P., CAMPY M., COUTARD J.P., FOURNIGUET J., ISAMBERT M., LAUTRIDOU J.P., LAVILLE P., MACAIRE J.J., MENILLET F., MEYER R. (1993) - Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation à 1/50 000. *Géologie de la France*, n° 4, pp. 39-54, 4 fig.

MENILLET F. (1982) - Alluvions Encyclopédie de l'Alsace, T. 1, pp. 121-124.

NONN H., TROER C. (1984) - Gravières. Encyclopédie de l'Alsace, vol. 6, pp. 3474-3477.

SIMLER L. (1972) - Etude des problèmes posés par l'ouverture des gravières en Alsace. Rapport de synthèse. Rapport SGAL (sans n°), 45 p., 18 p. annexes.

SIMLER L., MILLOT G. (1967) - Le réseau hydrographique alsacien à l'époque pliocène. *Bull. Serv. Géol. Als. Lorr.*, 20, 3, pp. 159-165.

TALEB R. (1979) - Etudes en vue de la lutte contre la pollution saline de la nappe phréatique d'Alsace. *Bull. BRGM*, 2ème sér., sect. III, n° 1, pp. 31-37.

THEOBALD N. (1948) - Carte de la base des formations alluviales dans le Sud du fossé rhénan. Mém. Serv. géol. Als. Lorr., n° 9, 77 p., 9 cartes, 4 coupes et 1 pl. h.t., Strasbourg.

THEOBALD N., VOGT H., WITTMANN O. (1977) - Néotectonique de la partie méridionale du bloc rhénan. *Bull. BRGM*, n° 2, pp. 121-140.

VALENTIN, GRAILLET (1979) - Etude des problèmes posés par l'ouverture de gravières en Alsace (résumé). *Bull. BRGM*, 2ème sér., Sect. III, n° 1, pp. 17-24.

VANÇON J.P. (1979) - Gestion de la nappe phréatique de la plaine d'Alsace au moyen de modèles de simulation. *Bull. BRGM*, 2ème sér., Sect. III, n° 1, pp. 39-48.

VOGT H. (1992) - Le relief en Alsace. Etude géomorphologique du rebord sud-occidental du fossé rhénan, 240 p. Oberlin éd. Strasbourg.

VOGT H., MENILLET F. (1980) - Esquisse lithostratigraphique des alluvions d'origine vosgienne sur le piémont oriental des Vosges. Suppl. *Bull. AFEQ*, NS, n° 1, pp. 114-118.

3. TOURBIERES

Régions administratives concernées : Alsace, Lorraine, Franche-Comté.

Régions géologiques concernées : Plaine d'Alsace, Massif vosgien.

3.1. DEFINITION GENERALE

Dépôt formé par l'accumulation de débris ou parties végétales mortes dans un milieu constamment noyé ou imbibé d'eau, en conditions anaérobie, la tourbe est la formation superficielle organique la plus fréquente. Elle apparaît sous forme d'un feutrage de fibres et fragments végétaux noirs, imparfaitement carbonisés par l'action de bactéries. La tourbière est le marais où se forme la tourbe (ph. 7).

En Alsace, on rencontre les deux principaux types de tourbières :

- des tourbières acides dans les Vosges et en plaine d'Alsace sur les alluvions holocènes d'origine vosgienne (fig. 22 et 24) ;
- des tourbières basiques, en plaine d'Alsace, sur les limons d'inondation holocènes du Rhin, principalement dans le "Grand Ried d'Alsace", entre Strasbourg et Sélestat, ainsi que dans la vallée de l'Ill, en amont d'Altkirch (fig. 23 et 24).



Ph. 7 - Tourbière plate à Carex, partiellement colonisée par de chétifs bouleaux. Tourbière de la Grande Pile (Saint-Germain-Lès-Lure, Haute-Saône), la plus ancienne (Éémien à Actuel) et la plus profonde (12,50 m) connue dans les Vosges.

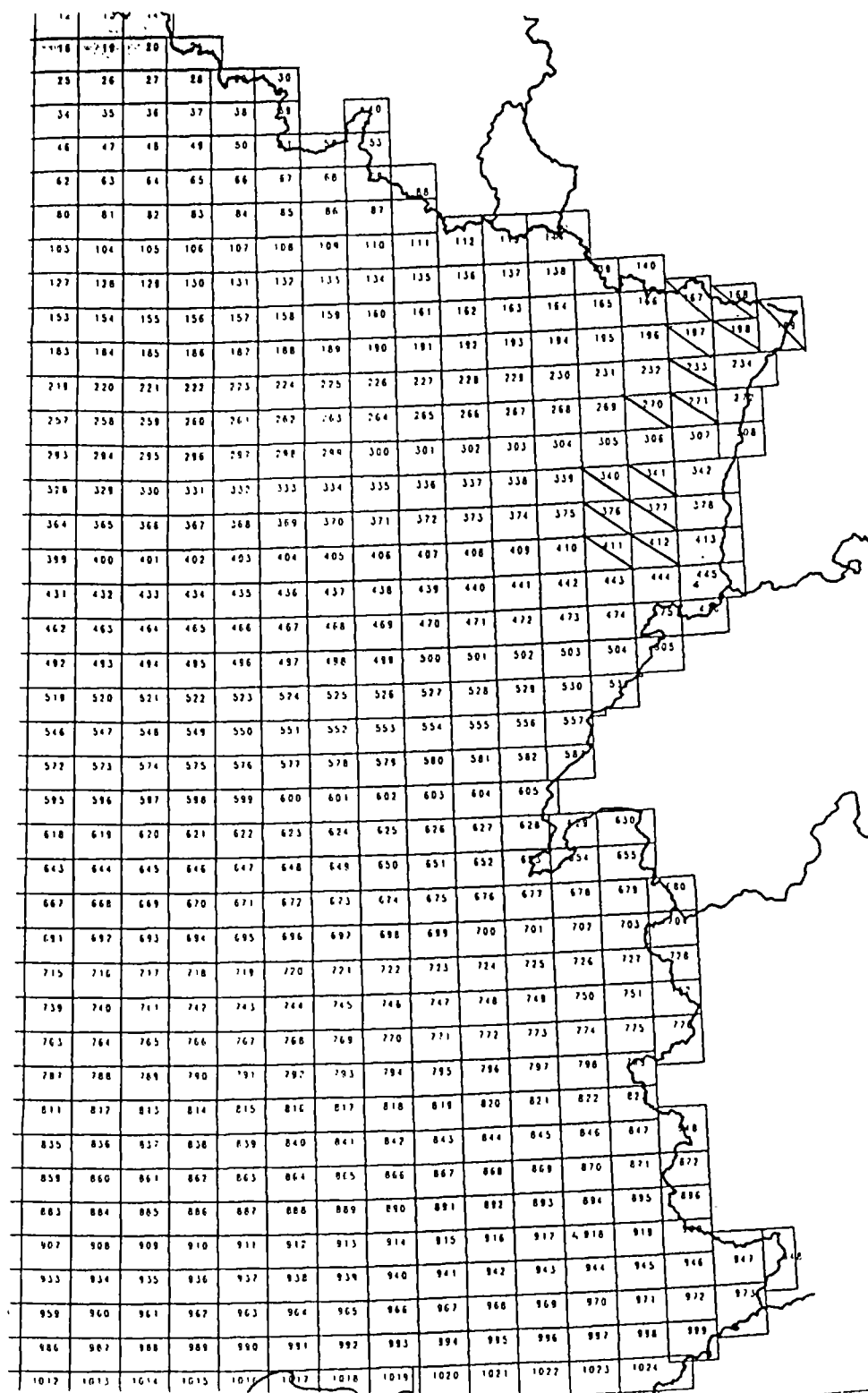


Fig. 22 - Répartition schématique des tourbières acides selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

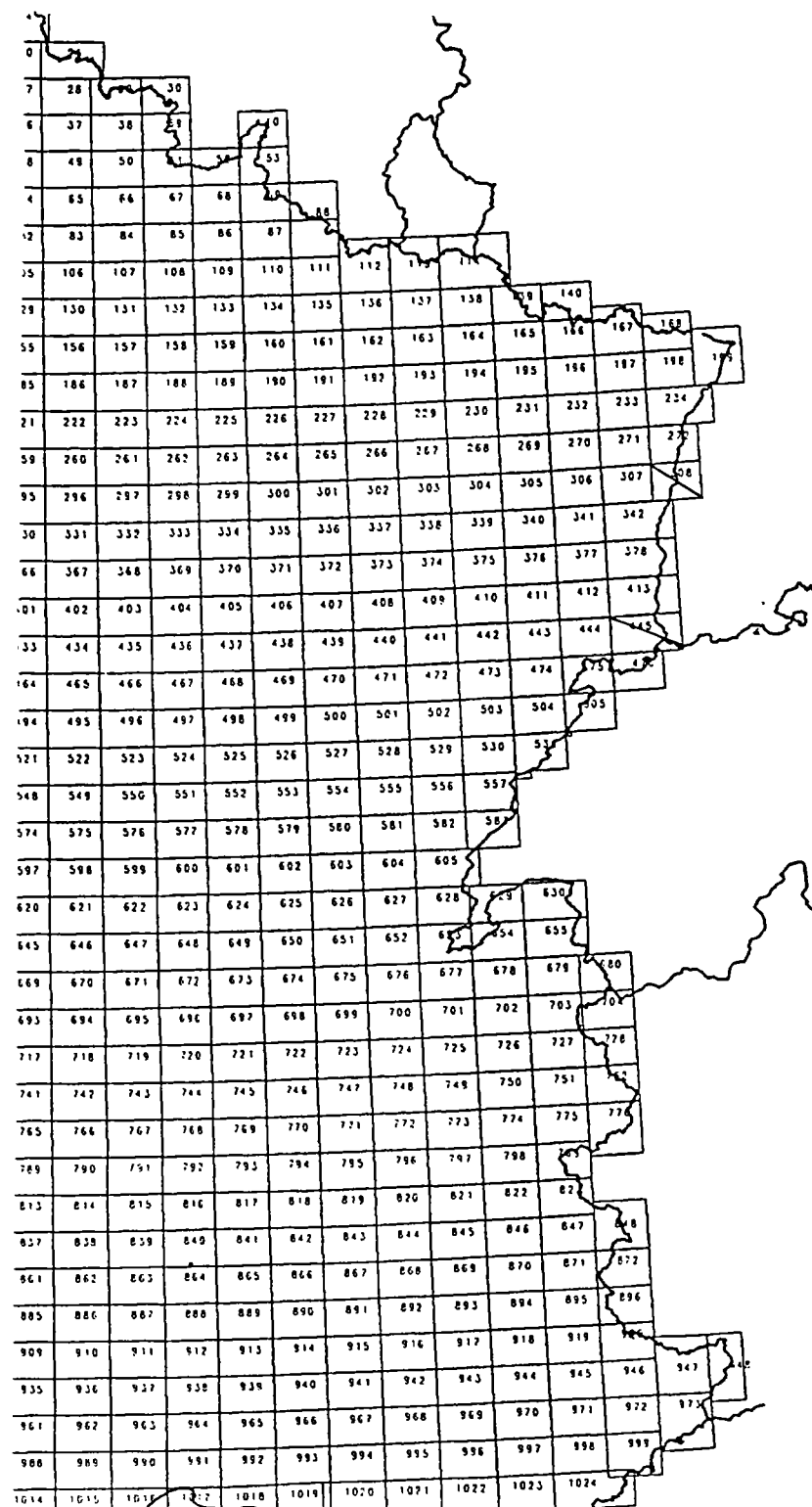


Fig. 23 - Répartition schématique des tourbières basiques selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

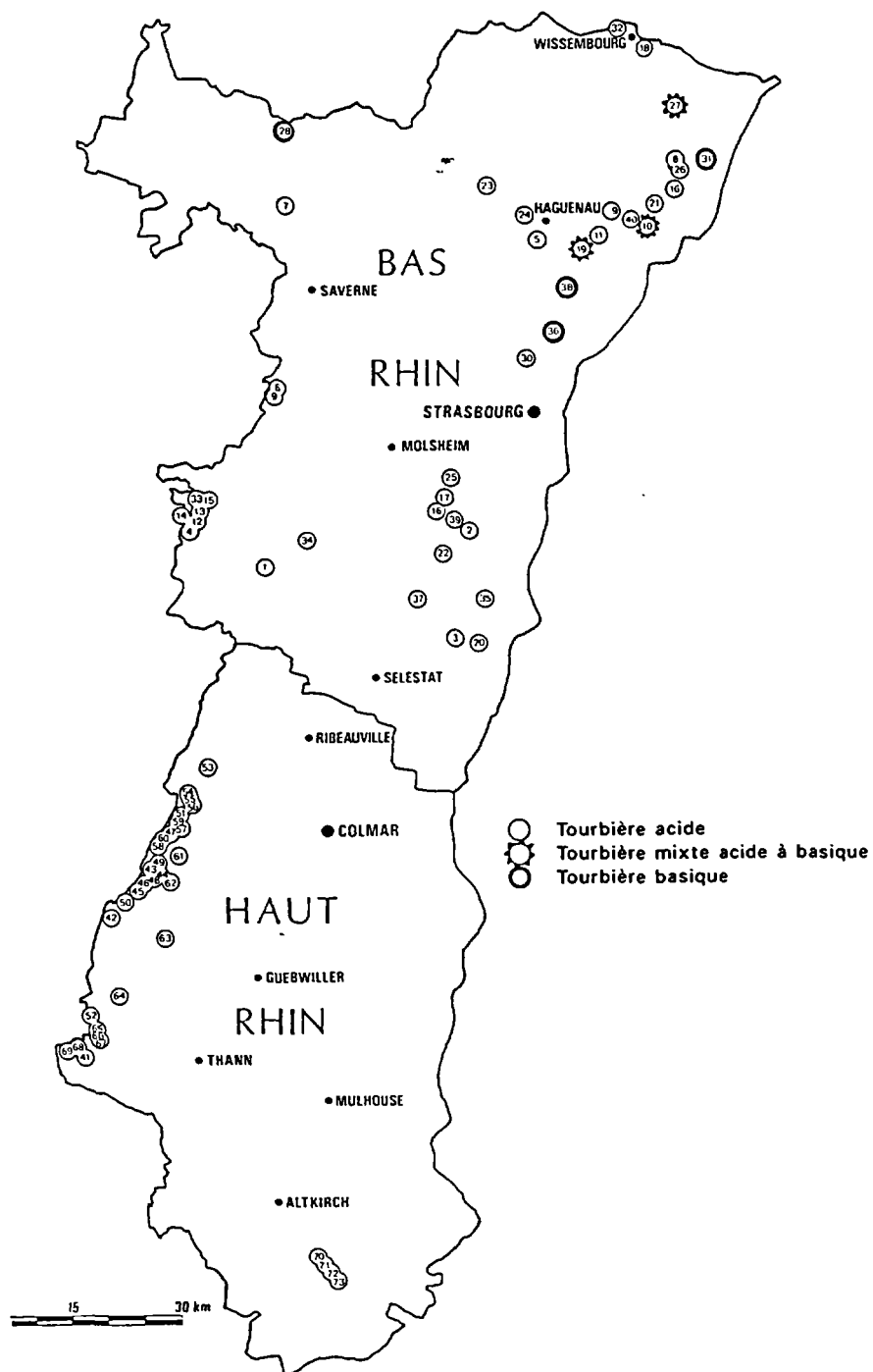


Fig. 24 - Répartition des différents types de tourbières en Alsace.

3.2. TOURBIERES BASIQUES DU GRAND RIED D'ALSACE

Ancien mot allemand signifiant "roseau", le terme "ried" désigne les prairies d'inondation du Rhin et de l'Ill, entrecoupées de bois et de façon raccourcie, les sols bruns à noirs tourbeux, développés sur les limons d'inondation du Rhin, déposés avant son endiguement. Les véritables tourbières sont peu fréquentes et il s'agit le plus souvent de bas marais calcaires à roseaux (roselières) où à Aulnes dans les parties boisées. Dans les bas fonds, protégés des inondations par des levées naturelles, ces marais ont été le plus souvent asséchés par des canaux, transformés en prairies naturelles, et souvent converties de nos jours en terre pour la culture du maïs.

Importance écologique et hydrogéologique du Ried

Le Grand Ried d'Alsace (Carbiener, 1983) est peuplé par une des plus riches flores de plaine d'Europe. De nombreuses espèces de la flore atlantique, apportés des Vosges par les rivières y voisinent avec une grande quantité d'espèces appartenant aux flores alpine et d'Europe orientale, apportés par le Rhin. Le Ried est l'objet de mesures de protection et source de conflits entre les associations écologiques, les exploitants de gravières, les agriculteurs et les promoteurs des activités économiques le long du grand canal d'Alsace.

Sur le plan hydrogéologique, le ried forme une couverture peu perméable au-dessus de l'aquifère rhénan, le mettant localement en charge. Il en résulte parfois, en période de crue, des percées ponctuelles de la couche tourbeuse, formant la source de nouveaux cours d'eau à largeur et débit importants. Ce sont les "Brunnwasser" ou "Giessen", ce dernier mot signifiant en allemand "déversoir".

3.3. TOURBIERES ACIDES DES VOSGES ET DE LA PLAINE D'ALSACE

Dans les Vosges, et en plaine, sur les alluvions d'origine vosgiennes, les tourbes sont essentiellement constituées par les parties mortes de mousses adaptées aux milieux acides gorgés d'eau : les sphaignes et les hypnacées qui ont la particularité de mourir à leur base tout en continuant à se développer en surface. Leur infrastructure de tissus morts leur permet de flotter sur l'eau (tourbières flottantes) et de combler des étendues d'eau en accumulant leur parties mortes vers le fond des lacs et étangs. Le terme de tourbière est usuellement utilisé lorsque la masse tourbeuse, sous la couche vivante, atteint et dépasse 50 cm d'épaisseur. Au tissu muscinal mort formant l'essentiel des tourbes vosgiennes, s'ajoutent, en quantité variable, des débris de plantes herbacées (laiches ou Carex, ériophores ou linaigrettes, roseaux), d'arbustes nains (bruyères, myrtilliers) ou d'arbres (aulnes, saules, bouleaux, pins) qui ont réussi à s'implanter sur la tourbière. Les composants végétaux sont la lignine, la cellulose et la cutine (enveloppe de feuilles, de spores ou de grains de pollens). Les ruisseaux se jetant dans les tourbières et les animaux remuant la vase déposée sous la tourbe favorisent le piégeage de particules minérales dans la trame végétale de la tourbe, part importante de la "teneur en cendres" du matériau, recueilli lors de sa combustion. Des poussières apportées par le vent sont aussi piégées dans la tourbe. Dans son gisement, la tourbe retient une grande quantité d'eau. La plupart des tourbières des Vosges sont acides (pH 3,5 à 4). Les caractéristiques de la tourbe varient généralement avec la profondeur : tourbe fibreuse brun clair, sous la partie vivante, tourbe mousseuse dans les masses flottantes plus ou moins riche en jus brunâtre de pourriture (tourbe molle) ; tourbes anciennes noires et compactes, dans la partie inférieure de la tourbière.

La plupart des tourbières vosgiennes sont vivantes et apparaissent sous forme d'une étendue de mousses, souvent bombée, dépourvue d'autre végétation. La tourbière du Champ-du-Feu (Belmont), sommet des Vosges bas-rhinoises, est la référence pour les hautes chaumes. Pour les tourbières de cirque glaciaire, citons celle du Rothried (Stosswihr et Soultzeren, Haut-Rhin), dans le massif du Hohneck. Parmi les tourbières occupant partiellement un lac en fond de vallée celles de Lispach (Vosges, dans la vallée du Chajoux) et de Sewen (Haut-Rhin) sont parmi les plus intéressantes.

Dans les Vosges, les tourbières sont principalement localisées dans les zones déprimées évidées par les névés et glaciers au cours des périodes froides du Quaternaire : ombilics de cirques glaciaires, fonds de niches de nivation et cuvettes de surcreusement glaciaire. D'anciens lacs formés par un barrage morainique ont aussi été fréquemment colonisés par les tourbières. En altitude, des tourbières se sont également développées sur des versants à faible pente (tourbières de pente) et sur les "hautes chaumes" (prairies sommitales). Elles sont plus nombreuses sur le versant lorrain, plus humide (environ 120 répertoriées) que sur le versant alsacien (une trentaine de tourbières répertoriées). Sur les hautes chaumes, le manteau de sphaigne est très étendu mais souvent peu épais (quelques centimètres à quelques décimètres), les formations tourbeuses n'étant profondes qu'en remplissage de dépression. Ce sont généralement des tourbières bombées. La plus vaste et la plus connue est celle du Champ-du-Feu, dans le Bas-Rhin (60 ha). Les tourbières de pente sont moins étendues, peu profondes et atteignent rarement le stade de tourbière bombée. Les tourbières des fonds de cirques glaciaires sont généralement profondes (puissance souvent supérieure à 5 m) et peu étendues. Les sphaignes y prédominent ; elles sont plates ou bombées. Dans les cuvettes de surcreusement glaciaire encore occupées par un lac, les formations de tourbe flottante sont fréquentes (lac de Lispach, Vosges ; lac de Sewen, Haut-Rhin).

3.4. GENESE ET PERIODE DE MISE EN PLACE

Les tourbières se forment par colonisation d'un milieu constamment imbibé d'eau ou d'une étendue d'eau par des plantes adaptées ; dans les Vosges essentiellement des mousses (sphaignes et hypnacées). Le climat frais et humide favorise le développement des sphaignes qui tendent à coloniser toutes les zones humides où les autres végétaux s'asphyxient et meurent. L'eau stagnante permet le développement d'organismes anaérobies (bactéries et champignons) qui accaparent l'oxygène du milieu qui devient réducteur et préserve la matière organique qui s'accumule et forme la tourbe d'autant plus facilement que la fraîcheur du climat ralentit les processus d'oxydation. La conservation des acides humiques et l'extraction des cations par les sphaignes, en échange d'ions H^+ acidifie fortement le milieu (pH 3,5 à 4).

Le manteau neigeux hivernal contribue à imbibier le milieu d'eau, les pluies, fréquentes en altitude, maintenant l'humidité. Cela explique l'abondance des formations tourbeuses sur les hautes chaumes. En site très frais et peu aéré, les étangs et lacs abandonnés par la fonte des glaces et névés du dernier glaciaire, ont été aussi colonisés par les sphaignes et hypnacées. Colonisation en tourbière flottante, allant jusqu'au remplissage complet pour les petites étendues d'eau. Ensuite, la tourbière évolue en tourbière bombée. La partie hors d'eau peut alors piéger les particules déposées par le vent et constituer peu à peu un sol colonisé par des laïches, la bruyère, les myrtilles puis les aulnes, pins et bouleaux.

Sous nos climats, 30 cm de tourbe peuvent se constituer en un siècle. Les périodes de formation des tourbières nous sont révélées par les pollens et spores conservés dans la tourbe. A l'exception de la tourbière de la Grande Pile (Haute-Saône), toutes les tourbières étudiées dans les Vosges présentent une séquence pollinique postérieure au dernier glaciaire. Cette séquence est un bon témoin de l'histoire de la végétation des Vosges depuis la fonte des derniers glaciers. F. Firbas *et al.* (1948) l'a subdivisée en 9 phases (tabl. 4). La plus grande partie des masses de tourbes des Vosges se sont formées pendant les périodes atlantiques et subatlantiques. Jusqu'à présent, seule la tourbière de la Grande Pile, située au sud-ouest des Vosges dans une région non englacée au Weichsélien, mais recouvrant des moraines plus anciennes, a livré des matériaux plus anciens (Woillard, 1973, 1975, 1980). La tourbe vosgienne est essentiellement constituée de matière végétale (lignine, cellulose et cutine); la teneur en particules minérales (teneur en cendres) est généralement inférieure à 15 % (moyenne 3%). Cette fraction non organique comprend principalement du quartz, généralement accompagné d'autres minéraux dont la nature dépend de l'environnement géologique de la tourbière; feldspaths alcalins et muscovite (granites acides); plagioclases, biotite et amphibole (granites à amphibole); chlorite (grauwackes) etc.

3.5. COMPORTEMENT ET POTENTIALITES

On évite généralement de bâtir sur des tourbières, sujettes à des tassements considérables, tout en libérant les grandes quantités d'eau qu'elle retiennent. Ceci pose d'autant moins de problèmes que la plupart des tourbières des Vosges se situent en forêt ou en zones protégées d'intérêt touristique (hautes chaumes) et nombre d'entre elles font l'objet de mesures de protection.

Les tourbières profondes présentent souvent des poches d'eau entre la tourbe superficielle flottante et la tourbe profonde. Il en résulte un risque de noyade pour ceux qui s'aventurent imprudemment sur une tourbière. Dès que le manteau de sphaigne devient mou et spongieux, il est recommandé de sonder le sol avec un long bâton avant de continuer sa marche. Rappelons que les fruits de la myrtille des marais (*Vaccinium uliginosum*), fréquente dans les tourbières des Vosges, sont toxiques.

Anciennement, principalement dans le département des Vosges, des tourbières ont été exploitées: combustible, litière pour animaux principalement. Depuis plusieurs décennies, les extractions de tourbe ont cessé et ont peu de chance de reprendre: la plupart des gisements ont une extension limitée et sont en voie d'être protégés. Elles n'ont guère eu d'utilisations industrielles ou horticoles.

Biotope particulier, présentant de nombreuses espèces relictuelles (faune et flore), les tourbières sont de plus en plus l'objet de mesures de protection. Par leur richesse en pollens et spores fossiles, les tourbières sont des témoins de la végétation passée et contribuent largement à la connaissance de la paléogéographie et du climat de la fin du Quaternaire moyen à l'Holocène. Dans le dernier inventaire (ministère de l'Environnement, 1981), 12 tourbières vosgiennes sur 81 retenues pour l'ensemble du territoire français, ont été sélectionnées pour une protection renforcée (Champ-du-Feu, lac de Sewen, Pourri-Faing, la Grande Pile, la Grande Basse, l'étang de Machey, Le gazon du Faing, La Lande, Le Tannet, le lac de Retournemer et le Bas-Beillard). La tourbière de Lispach est protégée depuis plusieurs années.

Histoire paléosilvatique

Profondeur	Nature de la tourbe	Âge (ans)	Période	Périodes climatiques	Phases paléosilvatiques	Remarques
0,00-1,00	Tourbe superficielle et débris de racines		POSTGLACIAIRE			
1,00-2,61	Tourbe brune	500		Subatlantique	IX Hêtre, sapin	Forêt de hêtre et de sapin Traces d'épicéa
2,61-2,75		2.500		Subboréal	VIII Chênaie mixte, hêtre	Forêt mixte Apparition du sapin
2,75 à 3,08 3,08 à 3,25	Tourbe noire vaseuse	5.500		Atlantique	VII Chênaie mixte, coudrier VI Coudrier, chênaie mixte	Forêt mixte, Régression du pin Pin encore abondant
3,25 à 3,45		6.500		Boréal	V Pin, coudrier	Forêt de pin et coudrier Apparition du chêne
3,45 à 4,15		8.500		Préboréal	IV Bouleau, Pin	Progression de la forêt par la poussée du bouleau puis du pin
4,15 à 4,55	Vase argileuse gris-brun	9.000	TARDIGLACIAIRE	Subarctique	III Prairies à Graminées et <i>Artemisia</i> (toundra récente à <i>Dryas octopetala</i>)	Recul de la forêt et installation de nouvelles prairies (limite de la forêt alpine vers 400-600 m d'altitude)
4,55 à 4,76		10.000			IIb Pin, bouleau	Forêt de pin, le bouleau reste fréquent
4,76 à 5,85					IIa Bouleau, pin	Développement de la forêt par le bouleau puis le pin

Les formations superficielles des Vosges et de l'Alsace

Tabl. 4 - Coupe de la tourbière du lac de Sewen (alt. 500 m) (d'après Firbas *et al.*, 1948).

Près de la moitié des tourbières vosgiennes ont été sondées et ont fait l'objet d'études palynologiques. La séquence palynologique de F. Firbas a été retrouvée dans la plupart des tourbières d'altitude, plus ou moins tronquée à sa base, ce qui est interprété comme un signe de déglaciation tardive pour les plus élevées d'entre elles (début de la séquence au Préboréal ou au Boréal). Par contre, pour les tourbières de basse altitude de la bordure sud-ouest des Vosges, seule la tourbière de la Grande Pile a été étudiée. Son diagramme pollinique est pris en référence pour de nombreuses études sur le quaternaire récent du Nord-Ouest de l'Europe. C'est dans le même contexte, en aval des moraines weichséliennes, mais encore dans une aire englacée à la fin du Quaternaire moyen, ou encore plus en aval que l'on peut encore espérer de nouvelles données sur l'histoire du Quaternaire.

BIBLIOGRAPHIE

CARBIENER R. (1983) - Le Grand Ried central d'Alsace. Ecologie et évolution d'une zone humide d'origine fluviale rhénane. *Bull. Ecol.*, 14, 4, pp. 249-277.

DIRECTION DES MINES (1949) - Les tourbières françaises, Atlas ; texte pp. 425-441.

FIRBAS F., GRUNIG G., WEISCHELD I., WORZEL G. (1948) - Beiträge zur spä- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. *Biblioth. Botan.*, 121 p.

HATT J.P. (1937) - Contribution à l'étude pollinique des tourbières du Nord-Est de la France *Bull. Serv. carte Géol. Als. Lorr.*, IV, pp. 1-79.

MINISTÈRE DE L'ENVIRONNEMENT, DIRECTION DE LA PROTECTION DE LA NATURE (1981) - Inventaire des tourbières de France, région Alsace, 50 p.

SITTLER C., OCHSENBEIN G. (1985) - Tourbières, Encyclopédie de l'Alsace, vol. 12, Publital ed. Strasbourg, pp. 7367-7370

WOILLARD G. (1973) - Mise en évidence de l'Eemien sur le plateau de Haute-Saône. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 276, pp. 939-942.

WOILLARD G. (1975) - Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. *Acta geographica lovaniensia*.

WOILLARD G. (1980) - The pollen record of Grand Pile (NE France) and the climatic chronology through the last interglacial-glacial cycle. *In*: Chaline J. Coord. (1980) - Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, suppl. *Bull. A.F.E.Q. N.S.*, n° 1, pp. 95-103.

4. ALTERITES

Régions administratives concernées : Alsace (Haut-Rhin et Bas-Rhin)
Lorraine (Vosges principalement)
Franche Comté (Haute-Saône et Territoire- de-Belfort)

Région naturelle concernée : Vosges avec renvois pour la plaine d'Alsace

Ici seront uniquement prises en compte les altérites du massif vosgien (fig. 25). En plaine d'Alsace, elles sont généralement peu évoluées et souvent peu épaisses :

- altération des loess et des alluvions anciennes par décarbonatation et enrichissement en argile (voir les rubriques loess et alluvions) ;
- altération des marnes par oxydation et décarbonatation (teinte ocre sur 1 à 4 m, localement plus si la marne est très silteuse ;
- karstification des calcaires, avec remplissage partiel ou complet des cavités par des limons argileux brun à rougeâtres.

4.1. DEFINITION GENERALE

L'altération des roches au sens strict correspond à une attaque chimique, le plus souvent par hydrolyse, des roches et des minéraux qui les constituent. Du point de vue des formations superficielles, la définition doit être prise dans un sens un peu plus large, tenant compte de phénomènes physiques tels que la dislocation mécanique due aux racines des végétaux, les mécanismes dans la nature étant rarement simples. Les altérites sont donc le produit des actions météoriques transformant la roche d'une manière pénétrante, jusqu'à l'échelle du plus menu cristal. Ainsi un granite est transformé en sable, l'arène granitique. L'altération progresse généralement de haut en bas et il se différencie souvent plusieurs niveaux ou horizons dans la zone affectée constituant un "profil d'altération". Les différents types d'altérites, surtout quand l'altération est modérée, comme dans les Vosges, conservent de nombreux caractères de leur roche-mère (minéralogie, chimie, grain). Peu nombreuses sont celles, comme les arènes, qui possèdent un nom particulier. La plupart seront donc désignées comme "altérites de " suivi d'un nom de roche, de formation ou d'un ensemble de terrains.

Etant donné la grande variété des roches qui composent le socle vosgien, il n'est pas possible de décrire les altérites correspondant à tous les faciès lithologiques ; les données disponibles ne concernent que les principales d'entre elles : arènes granitiques, altérites de schistes et grauwaques, altérites de volcanites.

La plupart des roches affleurantes dans les Vosges ont été mises à l'air libre depuis longtemps ; certaines depuis la fin de l'ère primaire. Elles ont subi des altérations, durant des périodes plus ou moins longues et parfois à plusieurs époques. Mais les produits d'altération, généralement meubles, sont très sensibles à l'érosion. Les profils d'altération sont souvent tronqués et une

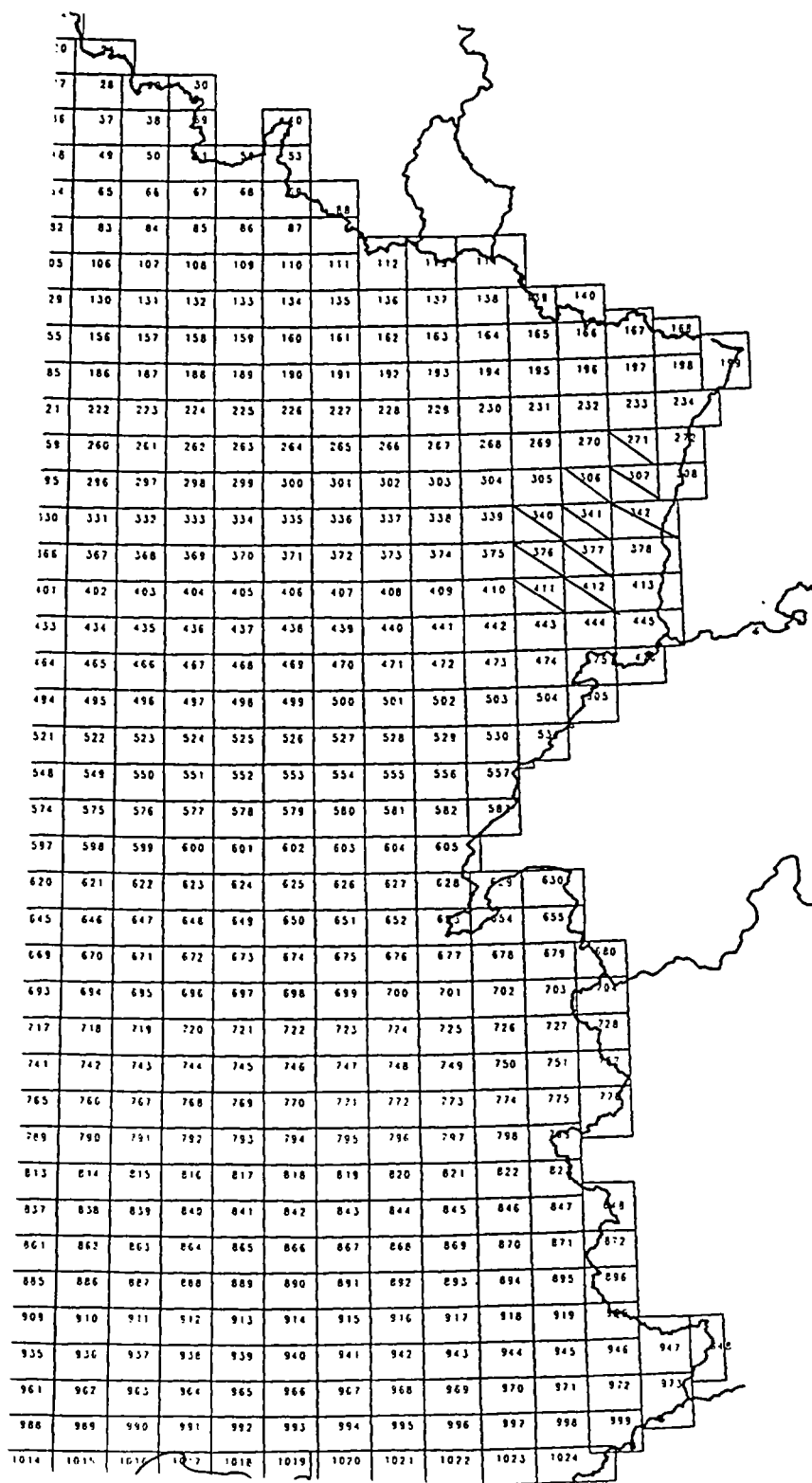


Fig. 25 - Répartition schématique des altérites selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

grande partie du manteau d'altérite est remaniée, en particulier dans les formations de versant où elles constituent l'essentiel de la fraction sablo-limoneuse. Le levé de profil étant un travail de spécialiste, les distinctions usuelles : roche altérée encore cohérente (roche pourrie), roche altérée meuble à structures conservées (isaltérite), roche altérée meuble sans structures conservées et faiblement remaniée (allotérites), seront le plus souvent suffisantes.

Épaisseur

L'épaisseur des altérites est très variable. Leur base est très irrégulière et s'enfonce souvent en poches dans la roche saine ou en veines profondes dans les zones fracturées. Le bord des poches pouvant être subvertical, induisant une variation d'épaisseur brutale. Sur les granites (ph. 8 et 9), les poches les plus grandes peuvent avoir plus de 50 m de profondeur et plusieurs centaines de mètres de longueur. Les plus nombreuses ont une profondeur inférieure à 10 m (1 à 7 m, fig. 26 et 27) et 3 à 20 m de longueur. Des chicots rocheux peuvent être masqués par une faible épaisseur d'altérite ou affleurer comme les remarquables rochers composés de boules de granite en place, les "tors" ("Roche des fées", 10 km au nord du col de la Schlucht, fig. 26).

Affleurements

Du fait de la large prédominance des versants sur les morphologies subhorizontales, les affleurements d'altérites sont peu fréquents dans les Vosges. Ils doivent être recherchés sur des replats et les plateaux sommitaux. Par exemple, pour les arènes granitiques, les talus bordant la route des crêtes ou les chemins avoisinants au nord du col de la Schlucht (secteur du Tanet) recoupent fréquemment les arènes. Des altérites peuvent cependant s'observer sur des versants, généralement en poches résiduelles, et à toute altitude, des sommets au bas de versants. Dans les domaines occupés par les glaciers quaternaires, les altérites ont été très largement déblayées ; certains cirques glaciaires sont probablement d'anciennes poches d'altérites évidées (exemple, le cirque du lac Blanc, à Orbey, Haut-Rhin, en domaine granitique).

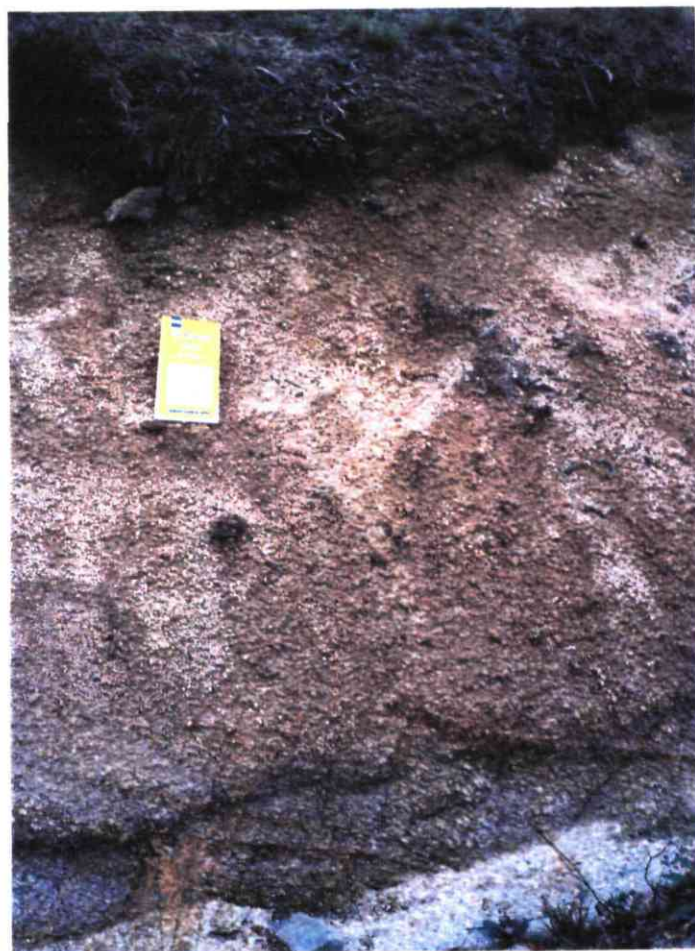
4.2. GENESE ET PERIODE DE MISE EN PLACE

La première phase d'altération superficielle subie par le socle vosgien date de la fin du Paléozoïque. Les restes d'altération sous couverture de formations permienes ou triasiques sont rares et peu épais (quelques décimètres). Le degré d'altération est faible, des minéraux colorés tels que les biotites n'étant que partiellement affectés. Tous les auteurs s'accordent pour attribuer l'essentiel des altérations aux périodes qui ont suivi le dégagement du socle vosgien de sa couverture de formations secondaires qui a débuté dès l'Oligocène dans les Vosges du Sud (présence d'éléments de roches paléozoïques dans les conglomérats de cet âge, en bordure du Fossé rhénan) pour s'étendre largement au cours du Néogène.

L'absence de dépôts miocènes dans la partie alsacienne du Fossé rhénan nous laisse sans témoins pour cette période, mais l'abondance de kaolinite dans les formations pliocènes d'Alsace, minéral rare dans les séries sédimentaires locales antérieures, indique qu'un manteau d'altérites évoluées existait probablement dans les Vosges à cette époque. La riche flore du Pliocène d'Alsace (Geissert, 1979 ; Ménillet et Geissert, 1985) est le témoin d'un climat forestier humide, encore assez chaud au Pliocène inférieur, ne s'asséchant qu'à la fin de



Ph. 8 - Base d'une poche d'arène granitique : au centre masse arénisée Aj entre un filon d'aplite (a) et un môle de granite peu altéré - longueur de la carte : 25 cm.



Ph. 9 - Arène granitique en place (isaltérite). Route des Crêtes, au nord du col de la Schlult (Le Tanet).
Longueur de la carte : 25 cm.

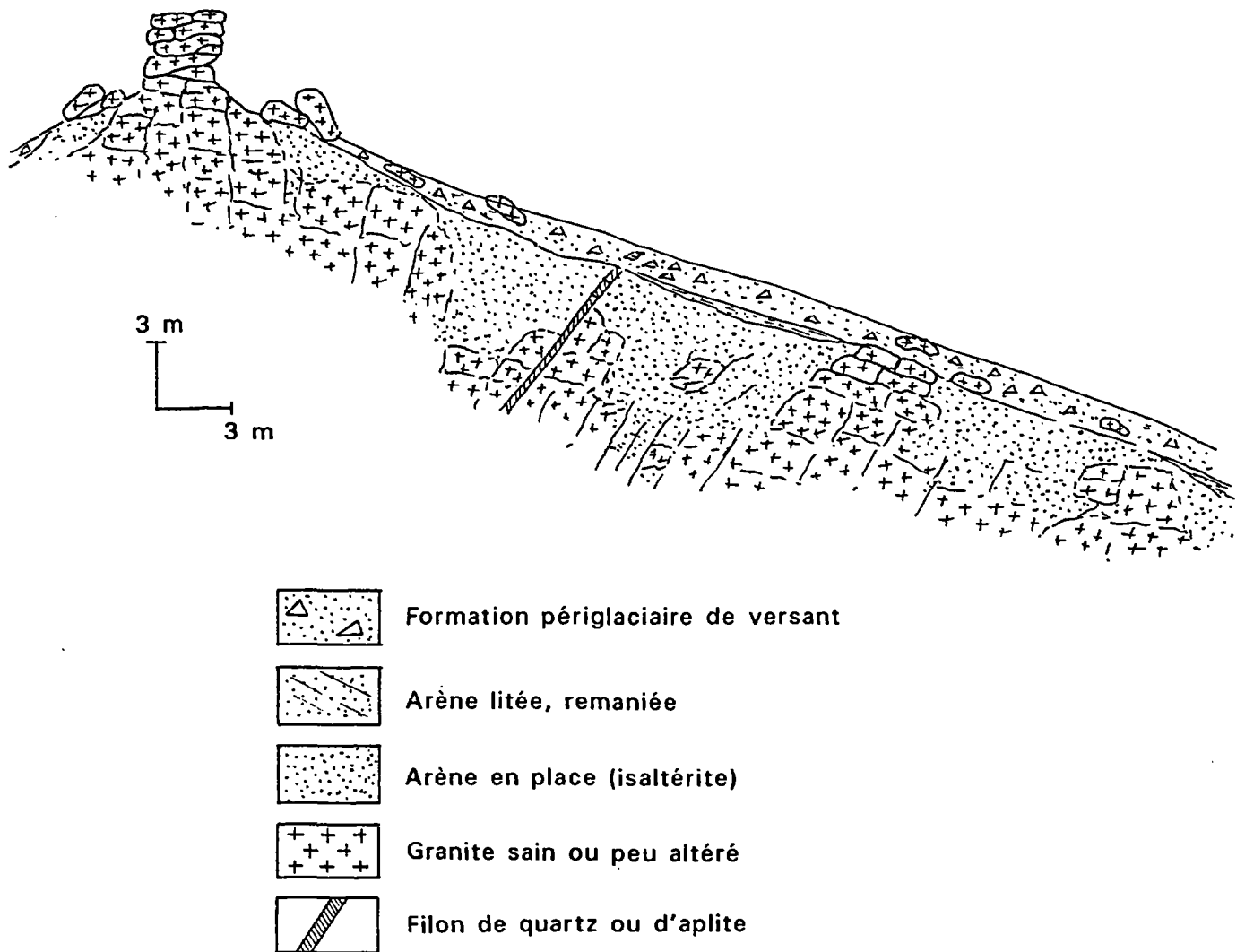


Fig. 26 - Coupe typique dans les arènes sur la partie haute d'un versant dans les Vosges. Au sommet, amas de boules résiduelles en place (Tor).

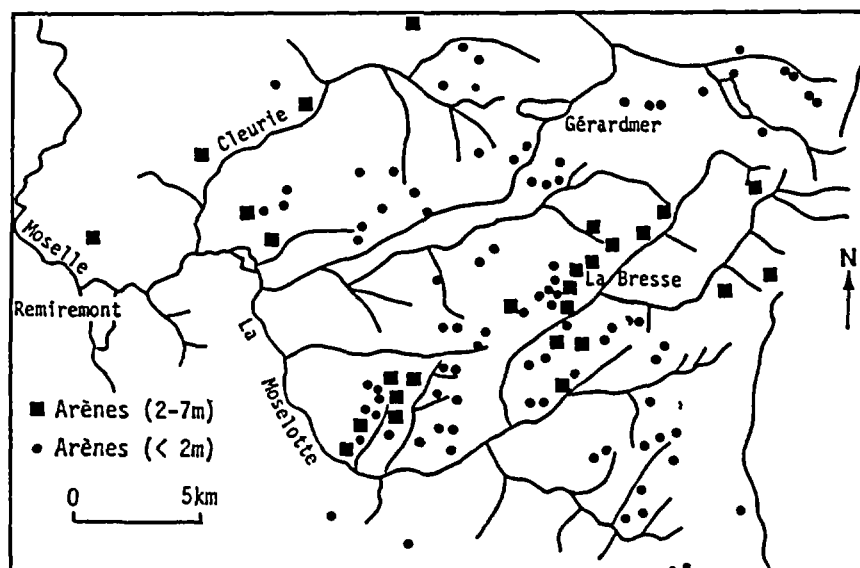


Fig. 27 - Localisation des coupes où affleure le granite arénisé *in situ* entre la Moselotte et la Cleurie (d'après Salomé, 1968).

la période (végétation steppique). Les types d'altérites représentés, en particulier les arènes granitiques, témoignent de mécanismes d'altération hydrolysants sous climat humide, tempéré à modérément chaud, accompagnés d'illuviation et de lessivages. Pour la période post-glaciaire, les sols sur formations superficielles sont dus aux processus de brunification, de lessivage et de podzolisation.

4.3. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

Arènes granitiques

Granulométrie

Dans les arènes, la fraction sableuse est presque toujours prédominante (50 à 85 %) ; la fraction rudite peut atteindre 20 % sur les granites porphyroïdes, tandis que la fraction fine compte pour 10 à 25 %. Le mode, souvent voisin de 1,5 mm, s'abaisse à 0,5 mm sur les granites à grain fin ; sa valeur est habituellement supérieure à la médiane (0,4 à 0,9 mm). Les arènes renferment fréquemment des blocs arrondis, les "boules", dont le diamètre est généralement compris entre 0,5 et 2 m ; les très grosses boules (> 3 m) sont rares, les granites vosgiens étant fracturés par une maille de diaclases assez serrée.

Minéralogie

Outre les minéraux du granite originel, intacts (quartz) ou plus ou moins altérés (feldspaths, micas, amphiboles), les arènes comprennent une fraction argileuse constituée d'illite, de

vermiculite (Tardy et Gac, 1968), d'interstratifiés illite-vermiculite ou illite-smectite, parfois de la chlorite ou des smectites et souvent de la kaolinite (jusqu'à 30% de la fraction argileuse). Cette dernière ne serait guère représentée dans les zones fortement englacées au Quaternaire (André, 1991). La vermiculite est bien représentée sur les granites sombres, les granodiotites et les diorites.

Arènes de gneiss

Les arènes de gneiss ont une granulométrie plus fine que les arènes granitiques. La médiane des variétés grossières est comprise entre 0,3 et 0,7 mm ; celle des variétés fines est dans le domaine des sables (0,1 à 0,2 mm). Ces dernières ont un aspect de limon sableux.

Altérites de roches volcaniques

La composition des altérites de roches volcaniques dépend de leur chimisme et de leur richesse en phénocristaux :

roches volcaniques riches en phénocristaux, (tufs à cristaux, ignimbrites)	arènes argileuses, brun rougeâtre,
kératophyres (très résistants)	altérites limoneuses brunes.
latites	altérites limoneuses rosâtres à rougeâtres
spillites et diabases	altérites limono-argileuses ocre

Altérites sur schistes et grauwackes du Carbonifère (Dévono-Dinantien)

Ces matériaux détritiques, comprenant des minéraux volcaniques remaniés et souvent de la chlorite riche en fer, s'altèrent en limons terreux. Limons argileux si les schistes prédominent ; sableux si les intercalations de grauwacke sont abondantes. Les couches étant souvent subverticales, la variabilité granulométrique est souvent importante à l'échelle de l'affleurement. Dans la fraction argileuse, par rapport à la roche-mère, on constate surtout une dégradation et une destruction des chlorites, la proportion de kaolinite, faible dans la roche pouvant atteindre et dépasser 30 % dans l'altérite.

J.P. Boudot (1976) indique la composition chimique d'un échantillon type d'altérite de grauwacke de la série du Markstein :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	PF
40,5	22,9	9,8	9,4	0,15	0,12	2,3	0,34	1,2	13,3

L'altérite est très riche en fer et magnésium venant des chlorites et des minéraux sombres d'origine volcanique.

Altérites sur les couvertures permienes et triasiques des Vosges

Affleurant fréquemment sur de grands glacis d'érosion, les formations permienes sont rarement recouvertes par un manteau d'altérites. Quand il existe, celui-ci est formé de sables limono-argileux ou de limons argileux brun beige selon la composition granulométrique de la roche-mère. Sur les grès du Trias, les altérites sont des sables, meubles donc rarement conservés en place. Sur le faciès fin et argileux du Grès d'Annweiler (Buntsandstein inférieur), l'altérite est un limon homogène brun-beige qui a été souvent confondu avec des loess.

4.4. COMPORTEMENT ET POTENTIALITES

En raison de leur faible extension, les altérites du socle vosgien ne jouent qu'un faible rôle en géologie de l'ingénieur dans les sites où elles sont en place. Cependant, remaniées, elles constituent l'essentiel des fractions sableuse, limoneuse et argileuse des formations de versant dont l'extension est considérable dans le massif vosgien. Elles constituent donc le matériau principal des sols de ce massif et leur importance est majeure pour la sylviculture et les problèmes d'environnement.

Les arènes sont utilisées pour des besoins locaux en sable (remblai, mortiers).

En géotechnique, les altérites se comportent comme des sables un peu argileux (arènes) ou des limons plus ou moins argileux. Ces matériaux n'ont aucune tenue en conditions hydromorphes.

En sismique réflexion, les arènes sont traversées à des vitesses de 1 à 2 km/s, les plus rapides s'observant dans leur partie inférieure ; dans le granite sain, les vitesses sont généralement comprises entre 4 et 5 km/s.

En prospection électrique, les arènes sèches apparaissent très résistantes (résistivité 5 à 10 000 Ω) les arènes mouillées sont beaucoup plus conductrices (150 à 300 Ω). Dans le granite sain, les résistivités sont généralement comprises entre 2000 et 5000 Ω .

4.5. VALIDITE DES CONNAISSANCES

Les études sur les altérites des Vosges concernent essentiellement les sols récents qui se sont développés à leur dépens. L'extension limitée des altérites en place, la rareté des coupes et la grande variété des roches constituant le socle vosgien ont été les principaux obstacles à leur étude. D'un point de vue technique, elles n'ont été guère étudiées du fait de leur faible intérêt comme matériau et comme réservoir aquifère.

BIBLIOGRAPHIE

ANDRE M.F. (1991) - L'empreinte glaciaire dans les Vosges, 119 p., Presses universitaires de Nancy.

BOUDOT J.P. (1976) - Ecologie du paysage et particularités de la pédogenèse sur les grauweekes de la série du Markstein (Hautes Vosges). Thèse 3ème cycle, Strasbourg, Ecologie végétale.

GEISSERT F. (1979) - Caractérisation paléobotanique du Pliocène et du Quaternaire en Basse-Alsace. *Bull. A.F.E.Q.*, 4, pp. 159-169.

HETIER (1968) - Etude de quelques sols andosoliques sur roches volcaniques primaires dans les Vosges. Thèse 3ème cycle Nancy.

MENILLET F., GEISSERT F. (1985) - Pliocène, l'Encyclopédie de l'Alsace, vol. 10, pp. 6047-6049, Publitotal éd., Strasbourg.

SALOME A.I. (1968) - A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and upper Vologne in the Vosges. Rijkuniversiteit, Utrecht, 84 p., 3 cartes h.t., 2 tabl. h.t.

TARDY Y, GAC J.Y. (1968) - Minéraux argileux et vermiculite-Al dans quelques sols et arènes des Vosges. Hypothèse sur la néoformation des minéraux à 14 A. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 21, 4, p. 285-304, Strasbourg.

5. DEPOTS GLACIAIRES ET FLUVIO-GLACIAIRES DES VOSGES

<i>Régions administratives concernées</i>	Alsace (Haut-Rhin principalement) Lorraine (Vosges principalement ; traces infimes en Meurthe-et-Moselle et en Moselle aux alentours du Donon) Franche-Comté (Haute-Saône et Territoire de Belfort)
<i>Région géologique concernée</i>	Hautes-Vosges (entre Belfort et le col de Saverne)

Durant les périodes froides du Quaternaire, des glaciers ont occupé et même comblé certaines vallées des Vosges, déblayant les formations meubles et les déposant en fond et flanc de vallée sous forme de **moraine** (anglais : till). A l'aval et sur les bords des glaciers, les eaux de fonte, sous régime essentiellement torrentiel ont déposé des **alluvions fluvioglaciaires**. En outre, les lacs engendrés par le barrage des vallées par les glaces ou des moraines, ou occupant les cuvettes de surcreusement glaciaires libérées par le retrait des glaces ont été le siège de **sédimentation glaciolacustre**.

Les trois types de dépôts, tous liés au phénomène glaciaire, sont souvent voisins ou superposés ; ils seront traités en trois sous fiches.

5.1. MORAINES ET BLOCS ERRATIQUES

5.1.1. Définition générale

Durant les périodes froides du Quaternaire, des glaciers ont occupé et même comblé certaines vallées des Vosges, déblayant des formations meubles et les déposant en fond et flanc de vallée sous forme de "moraine" (anglais : till).

Les moraines (ph. 10 et 11) sont des dépôts sablo-limoneux à limono-argileux à blocs, très hétérométriques et très hétérogènes. Elles se caractérisent par l'abondance de blocs de toutes dimensions, sains ou altérés, anguleux ou arrondis, flottant, plus rarement jointifs, disposés en vrac sans aucune organisation dans une masse limoneuse d'aspect souvent sale, gris beige à grise ou brune. Leur composition pétrographique est généralement très variée et comprend la plupart des roches représentées dans le bassin versant, à l'amont du point d'affleurement, y compris des roches meubles, à la différence des alluvions. En plus des éléments anguleux et des blocs et galets arrondis en milieu torrentiel, les moraines contiennent de nombreux éléments de forme polyédrique à faces plus ou moins planes. Les faces planes des roches dures à grain fin (siltites) apparaissent souvent incisées de stries dans tous les sens, de largeur et profondeur variable ("galets striés"). Erodées, les moraines laissent apparaître en surface de gros blocs,



Ph. 10 - Moraine : blocs, galets et fragments de granite flottant dans une masse sablo-limoneuse compacte (bourrelet morainique de Kruth, Haut-Rhin).



Ph. 11 - Formation glaciolacustre deltaïque (stratification inclinée de type forset beds), puis fluviolacustre (stratification horizontale, type topsetbeds), recouverte par une moraine (Bussang, Vosges).

différents des roches sur lesquels ils reposent (blocs erratiques), souvent de forme polyédrique ou arrondie. Les moraines ont une compacité bien supérieure à celle des formations périglaciaires de versant, et sont parfois désignées sous le nom de "crassin", sur le versant lorrain, terme aussi utilisé pour désigner les formations permienes grossières.

L'épaisseur des moraines est très variable ; en remplissage de zones très déprimées (fonds de cirques (ph. 12) et surtout cuvettes de surcreusement glaciaire), elle peut être importante et dépasser 10 m. Dans les surcreusements importants où les moraines alternent généralement avec dépôts glaciolacustres et fluvio-glaciaires, l'épaisseur du remplissage peut atteindre plusieurs dizaines de mètres (maximum 70 m à Fellingring, dans la vallée de la Thur).

Les moraines formées à partir des schistes, siltites, grauweekes et volcanites des formations dévonien-dinantiennes sont très compactes et constituées de blocs flottant dans un matériau où prédomine la fraction silteuse. Celles qui se sont constituées à partir de granites ou de grès triasiques sont très riches en blocs. Les espaces entre les blocs, souvent jointifs, sont généralement occupés par du sable, mais il subsiste souvent des vides.

Localisés dans des fonds de vallées (moraines de fond), où ils sont généralement recouverts par des dépôts alluviaux récents, ou sur des versants, les dépôts glaciaires peuvent être associés à des éléments de morphologie glaciaire : cirques glaciaires, gouttières d'érosion glaciaire, épaulements glaciaires, inselbergs glaciaires, verrous glaciaires. Ils forment parfois des reliefs, en buttes allongées, barrant la vallée ou l'échancrure d'un cirque glaciaire (bourrelet ou "vallum" morainique, parfois de forme arquée), ou en bas de versant (moraine latérale). En surface, les moraines ont souvent été "lavées" et débarrassées de leur matrice fine par les eaux de fonte lors du retrait des glaciers.

Affleurements types

Bien qu'elles soient assez compactes, les moraines sont des roches meubles et leurs affleurements se dégradent rapidement. Les zones les plus favorables à l'observation sont des secteurs de vallées riches en dépôts morainiques et sujets à de nombreux travaux de terrassement (coude de la Thur et vallons affluents aux environs de Fellingring (Haut-Rhin) environs de Gérardmer et de La Bresse (Vosges)).

Répartition

Les dépôts morainiques sont surtout abondants dans les parties centrale et sud-occidentale des Vosges (fig. 28, 29 et 30) : vallée de Munster et vallée de la Thur dans le Haut-Rhin ; hautes vallées de la Moselle, de la Moselotte, de la Vologne et de la Meurthe dans le département des Vosges ; vallées de l'Ognon et du Breuchin en Haute-Saône ; vallée de la Savoureuse, dans le Territoire de Belfort. Dans le Bas-Rhin, les dépôts glaciaires sont cantonnés à d'anciens cirques glaciaires ou des têtes de vallons (SW de Grandfontaine, nord du Champ-du-Feu, bassin versant de la hasel, massif du Schneeberg). Les plus nombreux se situent dans une fourchette d'altitude comprise entre 600 et 1000 m, pouvant descendre jusqu'à 400 m pour les glaciers les plus développés (glaciers de la Thur et de la Moselle).



Ph. 12 - Cirque glaciaire : profonde cuvette en forme de fauteuil, aux bords escarpés, en partie recouverts d'éboulis postglaciaires (Storckensohn, Haut-Rhin, Cirque du Gazon Vert).



Ph. 13 - Formation fluvioglaciaire. Remarquer, en comparaison avec les moraines, la plus grande abondance des galets, jointifs à subjointifs, leur meilleur calibrage et l'absence de matrice terreuse dans les faciès non altérés (Fellering, Haut-Rhin).

- Fig. 28 - Extension maximale des glaciers quaternaires dans les Vosges.

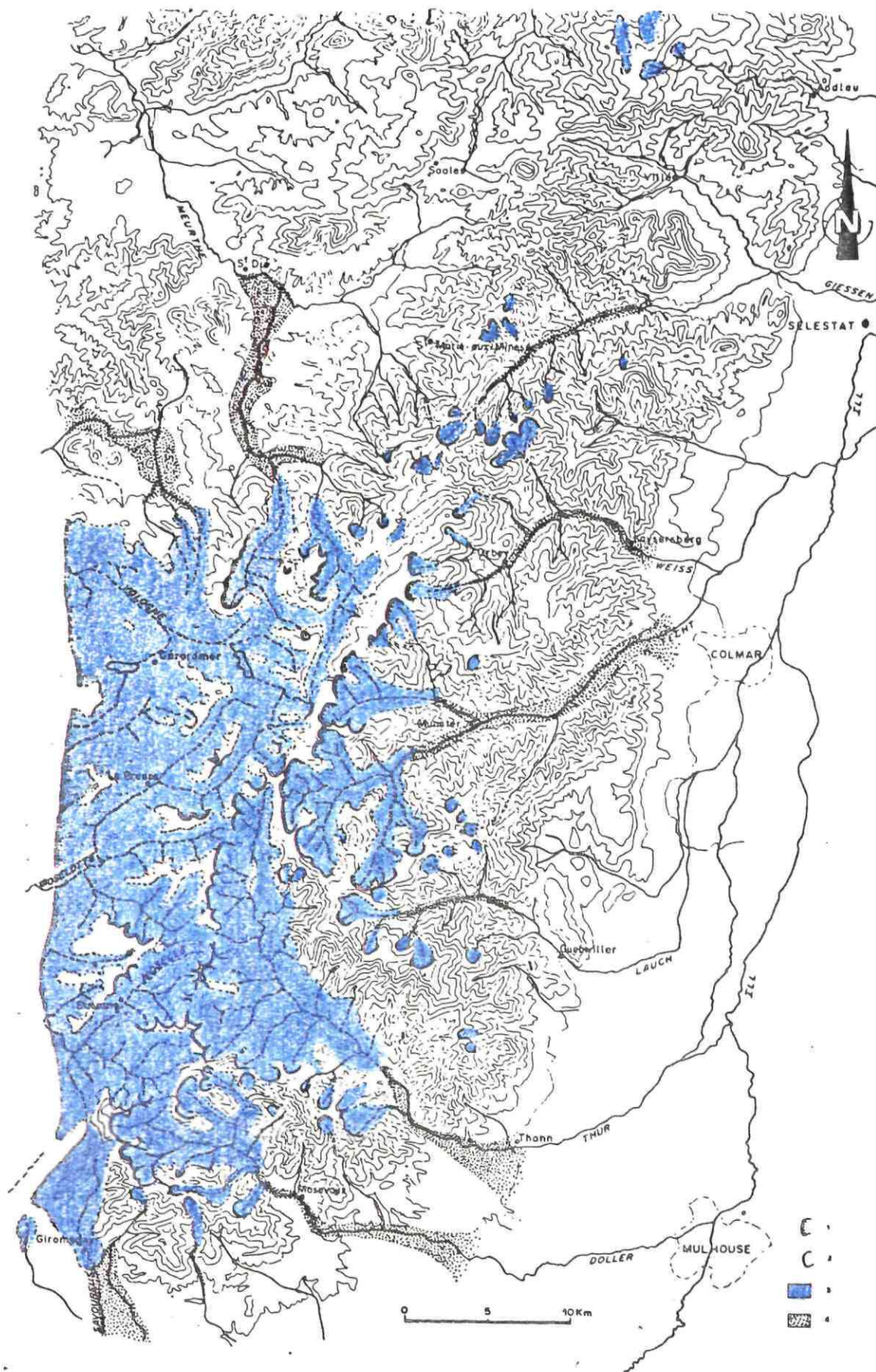


Fig. 29 - Extension maximale des glaciers dans les Vosges alsaciennes (Ménillet, 1980).

1 - Cirque glaciaire ; 2 - Niche de nivation ;
3 - Glacier ; 4 - Principaux épandages et cônes fluvioglaciaires.

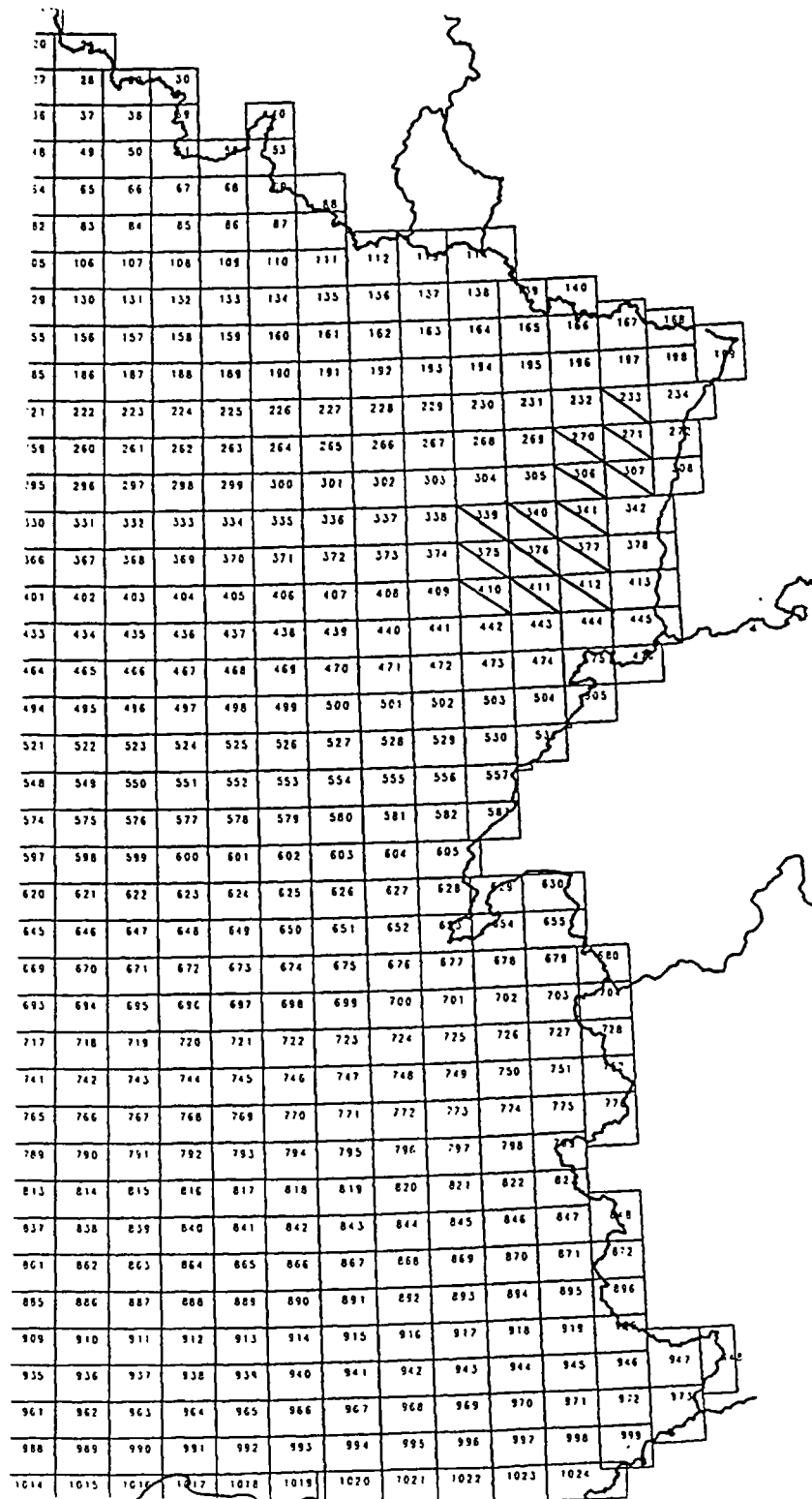


Fig. 30 - Répartition schématique des formations glaciaires selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

5.1.2. Genèse et période de mise en place

Les glaciers quaternaires des Vosges se sont formés à partir des neiges accumulées, sous le vent, dans les zones déprimées situées principalement à l'est, au nord-est et au nord-ouest des crêtes : corniches de suralimentation neigeuse, coulées et avalanches. Facilités par l'orientation fréquente des crêtes selon une direction subméridienne, ces phénomènes s'observent encore, de façon embryonnaire, lors des tempêtes de neiges les plus violentes, constituant de petits névés ne terminant parfois leur fusion qu'à la fin du printemps. Les glaciers des Vosges se sont principalement développés dans les Vosges du Sud, plus élevées et, comme aujourd'hui, soumises à un climat plus rude (proximité de la masse glaciaire alpine dans les périodes froides ; vents du sud-ouest rafraîchis par la traversée du Massif central, influence atlantique moins directe que dans les Vosges du Nord). D'autre part, la dissymétrie est-ouest du massif (versant alsacien à vallées profondes et atteignant rapidement des altitudes basses : versant lorrain à vallées moins profondes mais plus hautes) a généré des appareils glaciaires de type un peu différent, de part et d'autre de la ligne des crêtes.

En Alsace, ne se sont développés que des glaciers de cirque au nord et des glaciers de vallées au sud. Les pentes longitudinales assez fortes ont donné aux glaciers une certaine dynamique ; la morphologie glaciaire est souvent bien accusée (vallée de la Thur, Ruhland, 1963), allant exceptionnellement jusqu'à des ébauches de crêtes de recoupement (Spitzkoepfe dans la vallée de Munster, d'aspect alpestre). Le glacier le plus long (glacier de la Thur) n'a pas dépassé 20 km au Quaternaire moyen et 13 km au Weichsélien, mais a atteint une puissance de 500 m, aux alentours de Felling.

Sur le versant lorrain, les glaciers les plus importants (glacier de la Moselle ; glacier de la Moselotte) ont à l'amont rempli entièrement leur vallée et nourri localement des difffluences importantes. Ainsi, du Thillot à Ferdrupt, le glacier de la Moselle a largement diffflué sur sa rive gauche et alimenté un glacier de plateau entre les vallées de l'Ognon et du Breuchin. Rare exemple en France de glaciaire de plateau sur socle, cet appareil a largement dégagé le front d'altération jusqu'à la roche dure, évitant de nombreuses dépressions, actuellement occupées par des étangs. Malgré ses vastes difffluences, le glacier de la Moselle a atteint une longueur de 50 km (glacier alpin actuel le plus long : glacier d'Aletsch, 17 km). La faible pente longitudinale des glaciers du versant lorrain et leur modeste épaisseur (200 à 300 m au maximum), ont probablement permis dans quelques vallées leur scission en culots de glace morte entre lesquels se sont déposés des rides de kame (vallée du Chajous ?).

La plupart des dépôts glaciaires et fluvioglaciaires observés dans les Vosges datent de la dernière période froide (Würm = Weichsélien). A l'aval des vallées les plus importantes (vallées de la Thur et de la Moselle ; extension maximale du glacier de plateau en Haute-Saône), les moraines sont altérées et datent probablement du Quaternaire moyen, ainsi que le démontre, pour la Haute-Saône, les datations palynologiques du remblaiement tourbeux de la tourbière de la Grande Pile (Woillard, 1975, 1980).

5.1.3. Paramètres physico-chimiques

Formations glaciaires

D'un point de vue granulométrique, les moraines se caractérisent par leur hétérogénéité et leur hétérométrie (Qd ϕ 1,5), la dynamique glaciaire ayant mélangé les cailloux et blocs libérés par gélifraction, les altérites et des produits lavés et roulés par les eaux de fonte temporaires des glaciers. Les matériaux lavés et roulés sont généralement plus nombreux à l'aval des principaux appareils glaciaires. La matrice sablo-limoneuse est plus abondante dans les moraines issues de matériaux schisto-grauwackeux et volcano-sédimentaires (jusqu'à 50 % et plus) qu'en domaine granitique (15 à 20 %).

D'un point de vue chimique, leur hétérogénéité et la présence de la plupart des roches de l'amont du bassin versant dans leur constitution leur donne schématiquement une composition identique à la composition chimique moyenne des roches affleurantes à l'amont du bassin versant. Soit un chimisme plutôt acide, à l'exception des vallées roches en volcanites basiques.

5.1.4. Comportement et potentialités

Les moraines sont un matériau ne présentant guère d'intérêt, en raison de leur hétérogénéité et de leur richesse en très gros blocs.

D'un point de vue géotechnique, les moraines, malgré leur compacité souvent importante présentent beaucoup d'inconvénients: hétérogénéité, présence de gros blocs pouvant provoquer des phénomènes de poinçonnement, existence possible de circulations d'eau dans leurs parties les plus perméables ou au contact roche/moraine. Ces circulations sont difficiles à prévoir et sont d'autant plus gênantes que des lentilles d'eau peuvent être plus ou moins captives et sous pression. Les moraines comptent parmi les matériaux à risque dans le cadre des glissements de terrains. En domaine granitique ou gréseux, les moraines à blocs jointifs peuvent présenter des cavités.

5.1.5. Validité des connaissances

Les dépôts glaciaires ont été soigneusement cartographiés sur certaines cartes à 1/50 000, moins bien sur d'autres; la finesse et la fiabilité de leur représentation dépendant de l'abondance des coupes observées par le cartographe.

D'un point de vue chronologique, outre la séquence de la Grande Pile permettant de distinguer en Haute-Saône, des moraines wechséliennes, des moraines du Quaternaire moyen, les deux seuls critères couramment utilisables sont l'altération des matériaux et la position du dépôt dans la vallée (hauteur; position très en aval). L'altération des moraines situées le plus en aval dans les grands appareils glaciaires confirme l'existence de plusieurs périodes glaciaires dans les Vosges:

- moraines externes altérées;
- moraines internes weichséliennes peu ou pas altérées.

Parmi celles-ci, il est encore difficile de généraliser les différents stades distingués par certains auteurs.

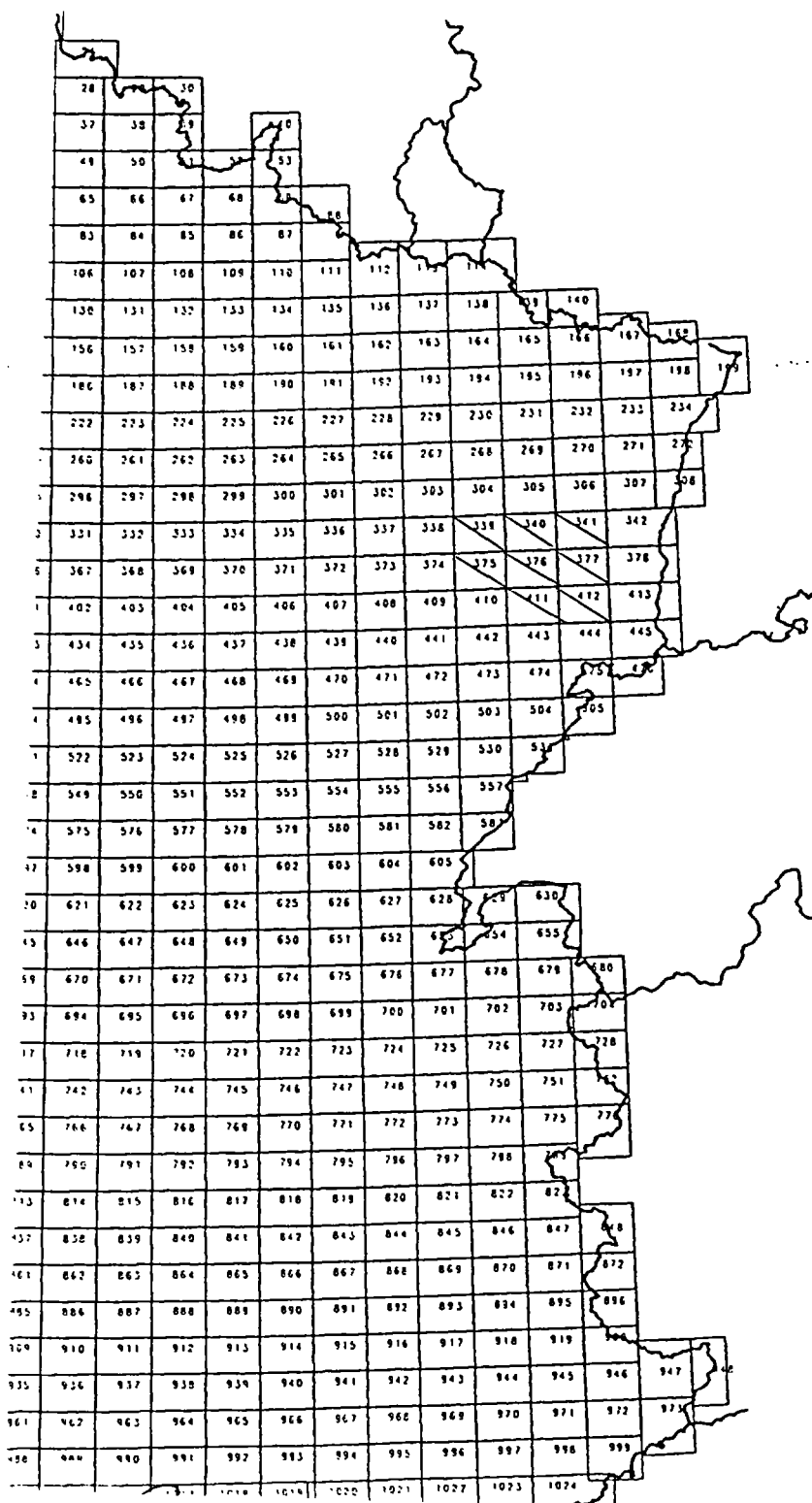


Fig. 31 - Répartition schématique des dépôts fluvioglaciaires selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

5.2. DEPÔTS FLUVIOGLACIAIRES

5.2.1. Définition générale

Au sens le plus strict, le terme fluvioglaciaire désigne les formations fluviales et torrentielles déposées au sein même du domaine glaciaire. Il est souvent étendu, à l'aval du glacier, aux alluvions riches en blocs roulés, déposées sous régime torrentiel et pauvres en sables. Les spécialistes leur réservent le terme de glaciofluvial peu employé dans la littérature. Elles se présentent le plus souvent comme une accumulation de galets et blocs roulés de 20 à plus de 40 cm de longueur, dépourvues de stratification.

Les dépôts fluvioglaciaires (cf. ph. 13) se distinguent des moraines par un meilleur calibrage des blocs et galets, la disposition jointive de ces derniers, leur faible teneur en sable et fraction fine (limons et argiles) et l'absence d'éléments anguleux. Ces derniers sont cependant souvent présents dans les dépôts de kame, formés par l'accumulation d'alluvions torrentielles, d'éboulis et de moraine plus ou moins lavés dans une gouttière entre le glacier et le versant.

Les dépôts fluvioglaciaires diffèrent des alluvions par leur granulométrie plus grossière, en particulier par la présence d'assez nombreux blocs roulés de longueur supérieure à 40 cm et leur pauvreté en fraction sableuse.

Répartition (fig. 31)

Les dépôts fluvioglaciaires sont principalement localisés à l'aval des anciens appareils glaciaires, un fond de vallée ou en terrasses. Leur extension n'est importante que dans les vallées principales. En fond de vallée leur épaisseur est importante et peut atteindre plusieurs dizaines de mètres dans les anciennes cuvettes de surcreusement glaciaire où ils se présentent souvent en intercalations avec des moraines ou des dépôts glacio-lacustres.

De largeur généralement réduite dans l'ancien domaine glaciaire, les terrasses fluvioglaciaires prennent de l'importance à l'aval des moraines terminales (terrasses de la Moselle en aval de la moraine de Noir-Gueux). Au débouché des vallées de la Thur et de la Doller sur la plaine d'Alsace, les alluvions du dernier glaciaire (Weichsélien = Würm) s'étalent en vastes cônes surbaissés.

Terrasses et rides de kame

Les terrasses de kame constituent des replats, de morphologie plus ou moins altérée, sur la partie inférieure ou moyenne du versant. Leur altitude décroît vers l'aval. Leur matériel est souvent hétérogène, car elles sont constituées de matériaux plus ou moins lavés d'origine morainique ou provenant de formations de versant éboulées ou solifluées. Elles peuvent être largement érodées ; ainsi, au nord de la vallée d'Urbès (Haut-Rhin), une traînée de placage de galets au milieu du versant, est le témoin d'une ancienne terrasse de Kame.

Des bourrelets transversaux ont été interprétés comme des rides de kame (Salomé, 1968), en particulier dans la vallée du Chajoux, au nord-est de la Bresse (Vosges) où une vingtaine de bourrelets se succèdent sur une distance de 3 km. Les coupes que nous avons observées dans 3 ou 4 bourrelets exposaient du matériel morainique. Tous les bourrelets transversaux ne correspondent pas à des rides de kame.

5.2.2. Genèse et période de mise en place

Déposés par les eaux de fonte des anciens glaciers quaternaires, les alluvions fluvioglaciaires des Vosges sont liées à l'évolution de ces derniers. A l'intérieur du massif, les dépôts fluvioglaciaires antérieurs au Peistocène supérieur ont une extension réduite ; ils ont été largement érodés par les glaciers weichséliens et leurs eaux de fonte. Les seuls conservés forment des lambeaux de haute terrasse à l'aval des appareils glaciaires les plus développés (vallées de la Moselle et de la Thur).

Les dépôts fluvioglaciaires weichséliens forment des moyennes et basses terrasses à l'aval des moraines terminales weichséliennes et l'essentiel du remplissage du fond des grandes vallées glaciaires vosgiennes. Celles qui se relient au cône proglaciaire du bourrelet morainique weichsélien le plus externe datent probablement du dernier pléniglaciaire, les autres appartenant dans cette hypothèse à différentes phases de la dernière déglaciation.

5.2.3. Paramètres physico-chimiques

Les alluvions fluvioglaciaires se caractérisent par la prédominance de gros galets et petits blocs roulés dont un grand nombre atteignent et dépassent la longueur de 25 cm ; l'absence de lentilles sableuses et la présence fréquente de gros blocs (blocs glaciels, transportés par des radeaux de glace).

Granulométrie des alluvions fluvioglaciaires à Saulcy-sur-Meurthe (Vosges) (Ménillet et Flageollet, 1978) :

> 5 mm	2 à 5 mm	0,2 à 2 mm	0,05 à 0,2 mm	< 0,05 mm	mode	médiane
86 à 88 %	2 à 5 %	6 à 10 %	0,5 %	0,3 à 0,8 %	25 mm	23 mm

5.2.4. Comportement et potentialités

Les alluvions fluvioglaciaires fournissent un matériau de ballast et de remblai très apprécié dont la seule contrainte est le concassage des blocs. Elles ont donc été largement exploitées, en particulier dans les vallées de la Moselle, de la Meurthe (sud de Saint-Dié), de la Thur (aval de Thann). Actuellement, les contraintes d'environnement restreignent considérablement leur extraction.

En fond de vallée, les dépôts fluvioglaciaires constituent un bon réservoir aquifère, malheureusement très sensible à la pollution sauf dans certaines cuvettes de surcreusement glaciaire où elles sont protégées par une couverture de moraine à très faible perméabilité.

5.2.5. Validité des connaissances

Les alluvions fluvioglaciaires weichséliennes sont assez bien connues par les sondages d'eau ou de reconnaissance qui les ont traversés et les fronts de taille des ballastières qui les exploitent, en particulier dans les zones les plus économiquement actives. Altérés, moins étendus et donc guère exploités, les dépôts fluvioglaciaires anciens sont moins bien connus ; en particulier dans la zone de bifluence en glacier de la Moselle à l'ouest de Remiremont où des dépôts assez étendus sont indifférenciés entre des moraines et des alluvions fluvioglaciaires.

5.3. DEPÔTS GLACIOLACUSTRES

5.3.1. Définition générale

Les dépôts glaciolacustres (fig. 32) ont les caractéristiques des dépôts deltaïques (foresets beds à stratification oblique, souvent recouverts de couches à stratification subhorizontale : topsets beds ; cf. ph. 11). Constitués de sables grossiers à passées graveleuses, ces matériaux sont généralement exploités en carrière. Ils sont presque tous localisés sur le versant lorrain (Nord du Thillot ; alentours de Remiremont ; vallée de la Cleurie en aval de Gérardmer). Les plus étendus correspondent au comblement de l'ancien lac de Remiremont, lié au barrage de la vallée de la Moselle par la moraine weichsélienne de Noir-Gueux. Ce lac remontait en amont du confluent de la Moselle et de la Moselotte, avec une longueur supérieure à 10 km. L'épaisseur maximale du remplissage glaciolacustre de Remiremont est estimée à une cinquantaine de mètres. Les autres dépôts glaciolacustres ont une puissance plus modeste, mais avec des épaisseurs maximales dépassant souvent 10 m.

5.3.2. Genèse et mode de mise en place

Le barrage de vallées par des bourrelets morainiques ou de vallons par le glacier de la vallée principale a formé des lacs. Ces derniers ont été souvent comblés par les eaux de fonte supraglaciaires canalisées dans des gouttières sur la marge du glacier ou entre le versant et le glacier ? Le déversement du torrent dans le lac dont la profondeur pouvait atteindre et dépasser 10 m a entraîné la formation d'un delta. Ces lacs étant essentiellement localisés sur le versant lorrain où les granites sont prédominants et largement arénisés, les dépôts glaciolacustres des Vosges sont riches en fraction sableuse grossière.

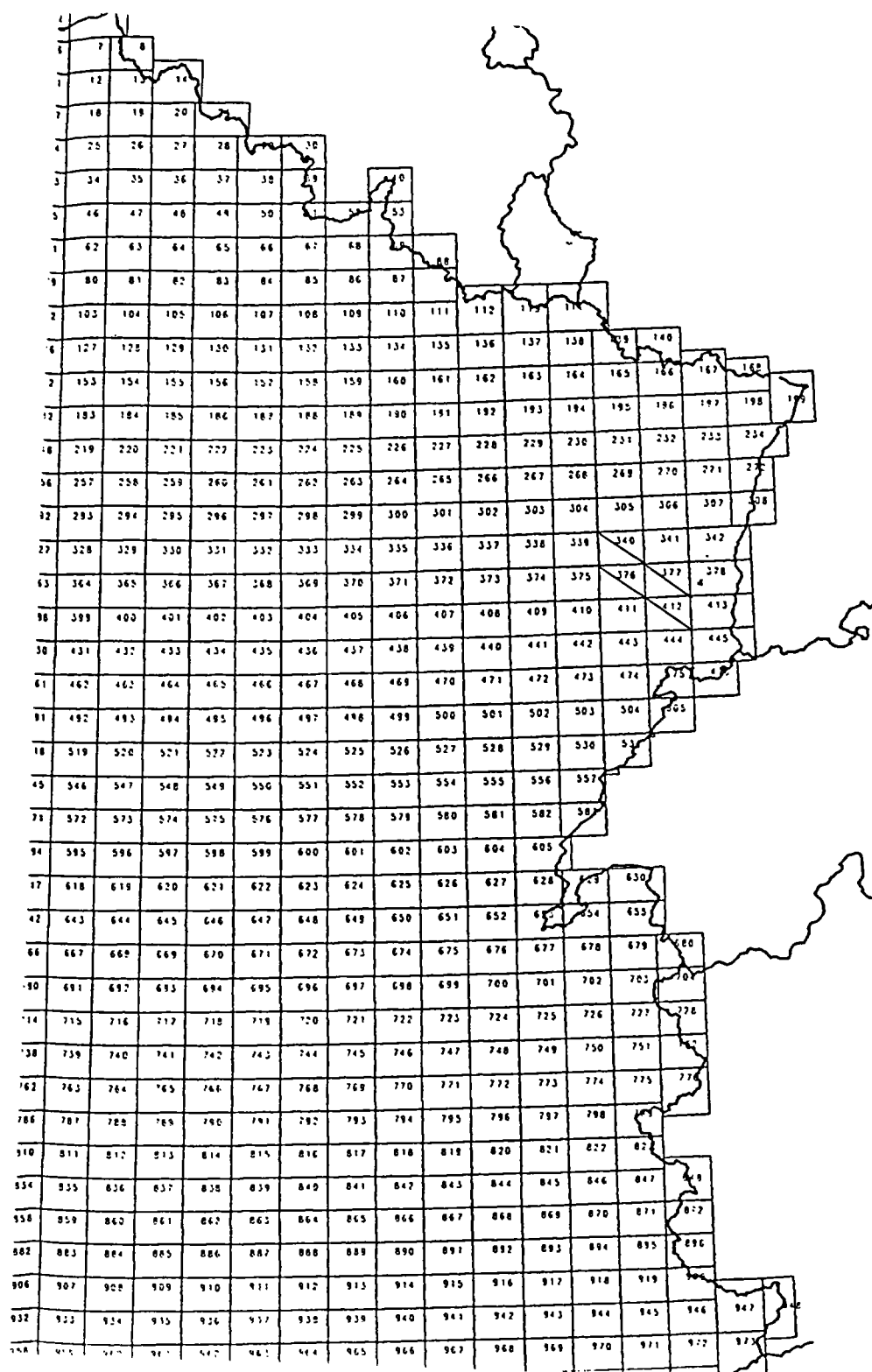


Fig. 32 - Répartition schématique des dépôts glaciolacustres selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

5.3.3. Paramètres physico-chimiques

Par rapport aux moraines et aux dépôts fluvioglaciaires, les dépôts glaciolacustres des Vosges se caractérisent par l'abondance de la fraction sableuse, en particulier les sables grossiers (0,5 à 2 mm), souvent accompagnés de petits graviers (2 à 5 mm). Cependant, la base du remplissage du bassin glaciolacustre de Remiremont apparaît principalement constituée de sables fins, probablement remaniés des grès triasiques. Certains lits sont riches en galets.

5.3.4. Comportement et potentialités

Les dépôts glaciolacustres ont été intensément exploités comme gisements de sable, en particulier dans le département des Vosges : aux alentours de Remiremont, en aval du lac de Gérardmer, au nord du Thullot. Les réserves ont donc beaucoup diminuées et l'exploitation est en outre très limitée par les contraintes d'environnement, notamment aux environs de Remiremont.

5.3.5. Validité des connaissances

La connaissance des dépôts glaciolacustres est essentiellement limitée aux fronts de taille des sablières. La structure du remplissage lacustre du bassin de Remiremont est très imparfaitement connue.

BIBLIOGRAPHIE

André M.F. (1991) - L'empreinte glaciaire dans les Vosges, 119 p. Presses universitaires de Nancy.

Flageollet J.C. (1984) - Cent cinquante ans de recherches sur le glacier vosgien. Historique des idées et historique de la question. Mélanges offerts à A. Journeaux, pp. 173-192.

Flageollet J.C., VINCENT P.L. (1979) - Formations superficielles. In: Vincent P.L., Durand M., Flageollet J.C., Hameurt J., Hollinger J., Bonvallet J., Ricour J. (1979) - Notice de la carte géologique à 1/50 000 Remiremont, pp. 29-37, BRGM Orléans.

MENILLET F., FLAGEOLLET J.L., VOGT H. (1976) - Formations glaciaires et fluvioglaciaires. In: Ménillet F., Fluck P., Gagny Cl., Fourquin Cl., Stussi J.M., Schumacher F., Ruhland M., Lillie F., Hollinger J., Hirlemann G., Flageollet J.L., Vogt H., Boudot J.P., Babot Y., Doubinger J., Jacob C. (1976) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 Munster, BRGM Orléans.

MENILLET F., FLAGEOLLET J.L. (1978) - Formations glaciaires et fluvioglaciaires. In: Ménillet F., Fluck P., Flageollet J.L., Loughon J., Maiaux C. (1978) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 Gérardmer, BRGM Orléans.

MENILLET F. (1980) - Principaux traits morphologiques et grandes unités naturelles du Massif vosgien. *In*: Chauve P., Enay R., Fluck P., Sittler C. (1980). Vosges, Fossé rhénan, Bresse, Jura. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 4^{ème} sér., fasc. 1, pp. 68-71.

MENILLET F. (1984) - Glaciers. L'Encyclopédie de l'Alsace, vol. 6, Publitotal éd. Strasbourg.

MENILLET F., COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., LOUGNON J.M., LETTERMANN M. (1989) - Notice explicative de la feuille Thann à 1/50 000, BRGM Orléans.

RUHLAND M. (1963) - Quelques particularités de la géologie de la vallée de la Thur. Les Vosges, Club vosgien, Strasbourg, 42^{ème} ann., n° 2, pp. 12-13.

SALOME A.I. (1968) - A geomorphological study of the drainage area of the Moselotte and Upper Vologne in the Vosges. Rijkuniversiteit, Utrecht, 84 p., 3 cartes h.t., 2 tabl. h.t.

SERET G. (1966) - Les systèmes glaciaires de la vallée de la Moselle et leurs enseignements. *Rev. belge de Géogr.*, 90^{ème} ann., fasc. 2-3, 577 p., Bruxelles.

VINCENT P.L., FLAGEOLLET J.C. (1985) - Formations superficielles. *In*: VINCENT P.L. *et al.*. Notice explicative de la feuille Bruyères à 1/50 000. Ed. BRGM, Orléans.

WOILLARD G. (1973) - Mise en évidence de l'Eemien sur le plateau de Haute-Saône. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276, pp. 939-942.

WOILLARD G. (1975) - Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta geographica lovaniensa*.

WOILLARD G. (1980) - The pollen record of Grand Pile (NE France) and the climatic chronology through the last interglacial-glacial cycle. *In*: Chaline J. coord. (1980) - Problèmes de Stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes, suppl. au *Bull. AFEQ N.S.*, n° 1, pp. 95-103.

6. FORMATIONS DE VERSANT DU MASSIF VOSGIEN

Régions administratives concernées : Alsace (Haut-Rhin et Bas-Rhin)
Lorraine (parties orientales des départements
des Vosges de la Meurthe-et-Moselle et de la Moselle)
Franche-Comté (Territoire de Belfort et Haute-Saône)

Région naturelle concernée : Massif vosgien (fig. 33)

6.1. DEFINITION GENERALE

Les formations de versant sont des formations superficielles constituées de matériaux (fragments de roches, roches meubles ou altérées) extirpés ou détachés du sous-sol du versant et remaniés par action de la gravité : chutes de pierres ou de blocs, écroulements, déplacement à l'état boueux, souvent lié au dégel (très lent, reptation ; ou plus rapide, solifluxion) ou par transport liquide (colluvionnement par ruissellement diffus). Elles ont un aspect de terre caillouteuse brun-beige, brun-ocre à brun rougeâtre ou sur les grès du Buntsandstein de sable un peu argileux, ocre à rosâtre, parfois gris-noir en surface, à blocs de grès.

Dans les Vosges, les formations de versant les plus fréquentes sont des formations de solifluxion de type périglaciaire (fig. 34), à cailloux et blocs (0,2 m à plusieurs mètres de longueur), irrégulièrement répartis, flottant dans une masse terreuse, limoneuse, sablo-limoneuse ou sableuse (ph. 14 et 15). Elles sont le plus souvent dépourvues de structure et ne présentent qu'exceptionnellement un litage fruste parallèle à la pente. Souvent disposés parallèlement à la pente, les cailloux et blocs sont généralement anguleux, sauf s'ils ont été soumis à une action d'usure antérieure à leur remaniement sur le versant (exemple, galets de conglomérats paléozoïques ou de moraines quaternaires). Sur les sommets, elles peuvent être constituées presque uniquement de cailloux et blocs fragmentés par le gel, (cailloutis cryoclastiques) avec très peu de matrice (ph. 16). Au contraire, en bas de versant, elles sont souvent très riches en matrice (jusqu'à 50 % et plus).

6.1.1. Epaisseur

Très variable, l'épaisseur des formations de versant vosgiennes est le plus souvent comprise entre 2 et 3 m ; elles sont souvent plus épaisses sur les fortes pentes, en particulier en bas de versant où leur puissance peut atteindre 5 m et parfois dépasser 10 m. Elles sont moins épaisses sur la partie haute des ruptures de pente, les éperons et les fortes convexités des versants.

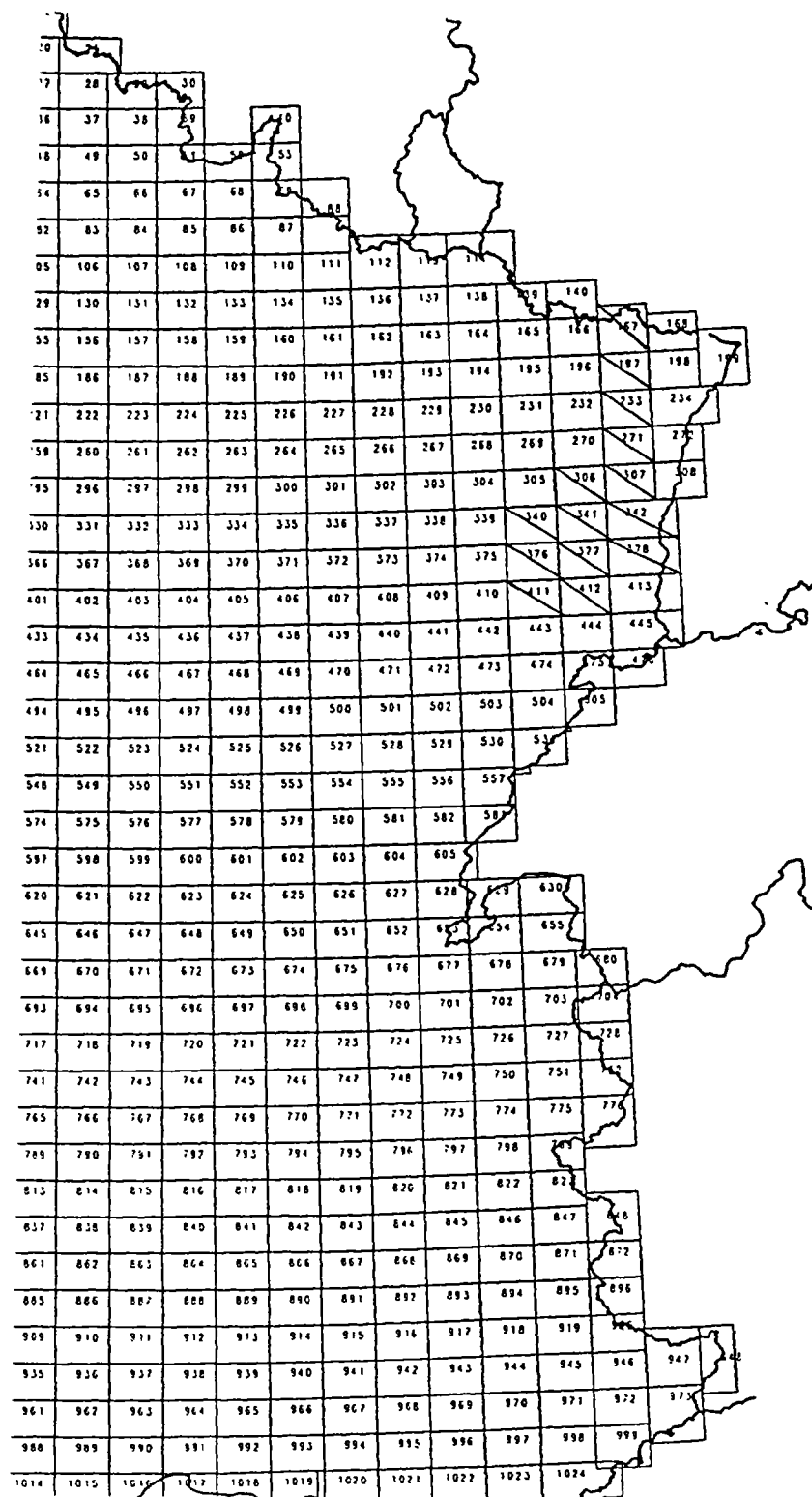


Fig. 33 - Répartition schématique des formations du versant selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.

A - Sur grès vosgien (Trias inférieur)

-  Colluvions
-  Formation de Versant à blocs et matrice sableuse
-  Formation de versant compacte, riche en matrice sablo-argileuse et pauvre en cailloux et blocs
-  Bloc de conglomérat
-  Bloc de grès
-  Conglomérat
-  Grès

A

B - Sur schistes et grauweekes du Dévono-Dinantien

-  Colluvions
-  Formation de Versant à blocs, cailloux et matrice limono-sableuse
-  Blocs de grauweeke
-  Formation de versant compacte, riche en matrice limoneuse et pauvre en cailloux et blocs
-  Schistes et grauweekes

B

C - Sur granite en domaine glaciaire

-  Colluvions
-  Eboulis post glaciaire
-  Formation de Versant à blocs et matière sableuse
-  Moraine
-  Granite

C

Fig. 34 - Exemples de formations périglaciaires de versant dans les Vosges.



Ph. 14 - Formation de solifluxion de type périglaciaire sur grès vosgien (Trias inférieur). Cailloux et gros blocs de grès, flottant dans une matrice sableuse (Niederbronn, Bas-Rhin).



Ph. 15 - Formation de solifluxion de type périglaciaire sur granite. Cailloux et blocs de granite flottant dans une matrice sablo-limoneuse (Hachimette, Haut-Rhin). Remarquer la similitude d'aspect avec la photo 14.



Ph. 16 - Cône d'éboulis à blocs. Eboulis encore instable, faiblement actif, alimenté par les rochers très gelifractés des Spitzkoepfe (au fond) où se sont tués de nombreux adeptes de l'escalade. En bas de l'éboulis, les plus gros blocs ont une longueur supérieure à 2 m.

6.1.2. Affleurements

Meubles, les formations de versant ne donnent généralement pas d'affleurements naturels. Presque toujours recouvertes de végétation, elles n'affleurent en coupe qu'à l'occasion d'éboulements et de travaux de terrassement. Les coupes se dégradent très rapidement. Dans les Vosges, les meilleurs affleurements apparaissent dans les talus des voies de communication nouvelles ou élargies (routes et chemins forestiers).

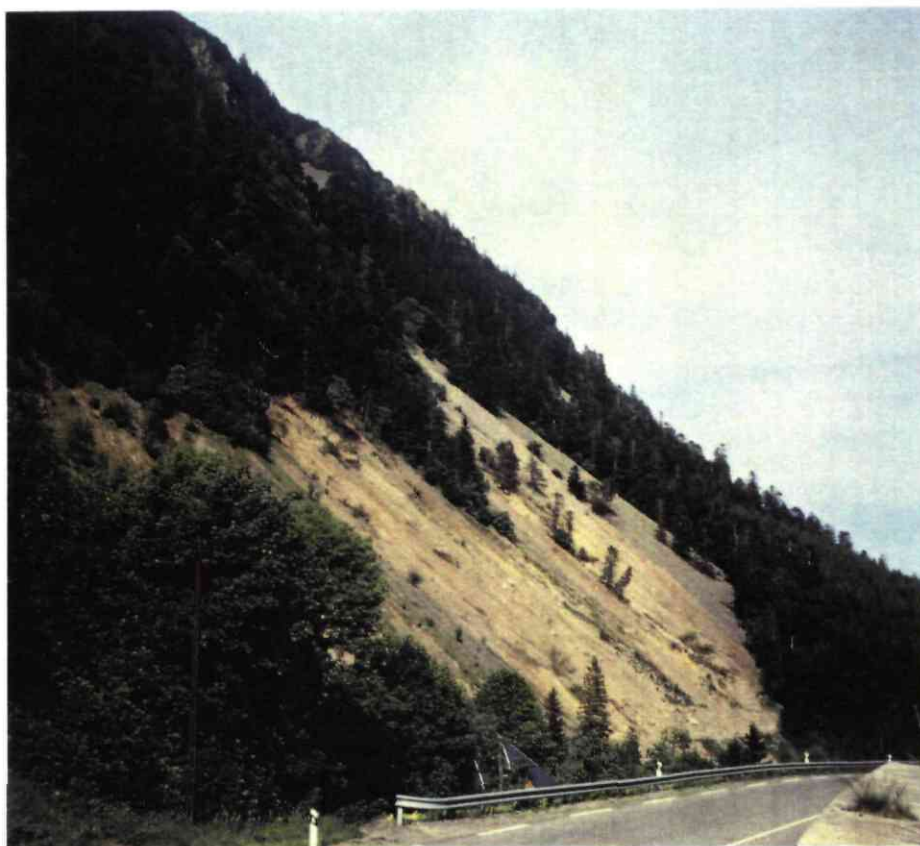
6.1.3. Répartition

Dans les Vosges, les formations de versant tapissent tous les versants, la roche n'apparaît qu'en chicots rocheux et falaises, localisés dans les zones d'affleurement des roches les plus dures ou dans les vallées englacées au Quaternaire. Elles tendent à donner aux versants une pente régulière : versants réglés (versants rectilignes, à pente régulière, en forme de plan incliné ; ph. 17) où les rigoles de ravinement sont rares. Les pentes sont assez fortes, le plus souvent comprises entre 5 et 25°.

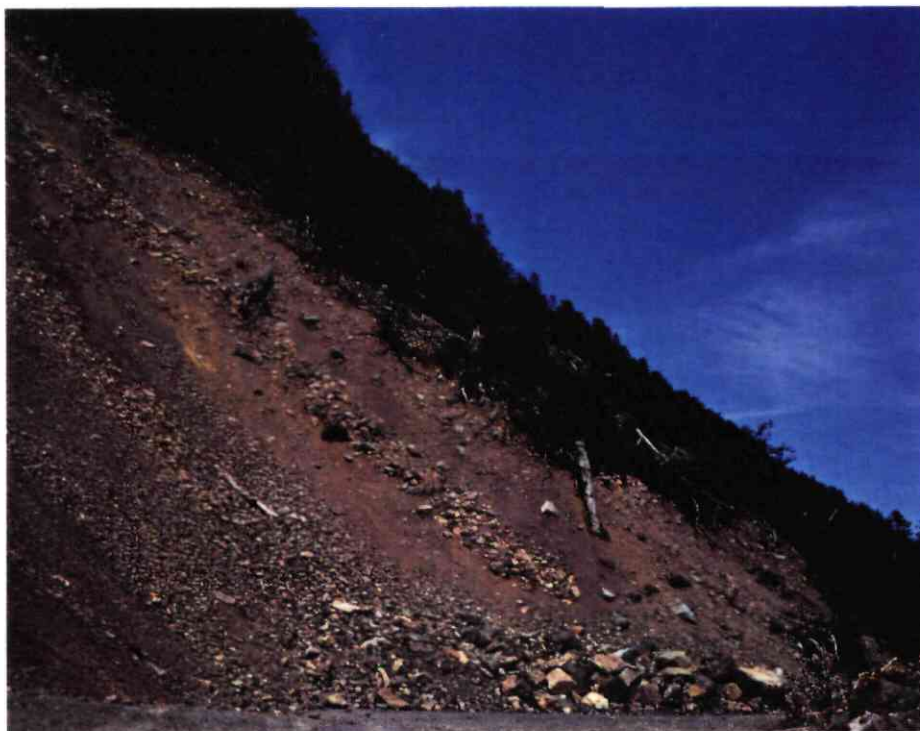
6.1.4. Diversité des formations de versant vosgiennes

Outre les variations d'aspect et de composition des formations de solifluxion, liées à la diversité lithologique du versant, à sa raideur et à son exposition, on observe localement ou dans des positions géomorphologiques particulières d'autres formations de versant :

- des éboulis à blocs (0,2 m à plusieurs mètres de longueur), localisés principalement sur les parois des anciens cirques et auges glaciaires. Reconnaisables par leurs amas de blocs, dépourvus de végétation ou imparfaitement colonisés par elles, ils se présentent en cônes (cône dominant le lac de Fischboedle au sud du Hohneck ; ph. 16) ou en talus (ou "tablier"). Les grands blocs (longueur supérieure à 1 m) sont plus abondants à la base de l'éboulis. Les éboulis "actifs" où les blocs sont en équilibre instable et sont susceptibles de continuer leur déplacement vers le bas, sont exceptionnels (cône du Fischboedle) ;
- des éboulis lités ("éboulis ordonnés" ou "éboulis assistés" sur les cartes géologiques à 1/50 000) sont aussi localisés dans les zones englacées au Quaternaire, principalement dans les grands couloirs à versants raides, exposés E-W ou NW-SE (ph. 17 et 18). Ils sont constitués par une alternance fruste de lits à blocaille cryoclastique grossière (longueur 5 à 30 cm), épais de 0,30 à 0,75 m, et de lits moins épais (0,15 à 0,40 m) à petits gélifracts (longueur inférieure à 10 cm) plus ou moins empâtés de limon (ph. 19). Ces éboulis sont localisés sur des versants à forte pente, supérieure à 20°. Ils tapissent en particulier l'adret du col de Bussang, à substrat de schistes entrecoupés de barres de tufs volcaniques, où ils sont exploités. Ils existent aussi sur substrat granitique, notamment à l'amont de la vallée de la Petite Meurthe (NW du Valtin). En bas de versant, leur épaisseur peut être importante et dépasser 20 m ;



Ph. 17 - Eboulis lités "réglant" le versant exposé au sud du col de Bussang. Côté Haut-Rhin.



Ph. 18 - Coupe dans les éboulis lités du col de Bussang. Noter l'alternance de lits grossiers G, à blocs et de lits plus fins f (en bas à gauche, éboulis engendré par l'exploitation).

- des cônes d'avalanches, peu fréquents, ont été identifiés par leur forme en bourrelet étroit et rectiligne, parallèle à la ligne de plus grande pente, en bas de versant. Les blocs y sont nombreux et plus grossiers dans la partie inférieure du bourrelet où leur longueur peut atteindre et dépasser le mètre. Leur disposition est chaotique. Aucune coupe n'a été observée dans ces formations ; il est probable que les blocs soient empâtés de limon ou de limon sableux dans leur partie inférieure. Ces bourrelets prennent naissance à la base d'une rigole rectiligne, localisée dans la partie moyenne du versant. A l'aval, ils peuvent barrer plus ou moins le fond du vallon. Ils sont localisés sur des versants raides en contrebas de hautes crêtes exposés à l'est ou au nord. En amont de Mollau, au sud de la vallée de la Thur, un des trois cônes observés en bas du bois de Belacker (Ménillet *et al.*, 1976) pourrait correspondre à une avalanche observée dans ce secteur par Emile Collomb, lors de l'hiver 1843-1844, sans exclure un polyphasage. Ces dépôts sont généralement dus à des "avalanches chargées" où la masse neigeuse mobilisée entraîne une quantité importante de cailloux, blocs et boue ;
- des colluvions tapissent fréquemment les bas de versant en faible pente. Ce sont des dépôts limoneux ou limono-sableux, généralement dépourvus de stratification, pouvant renfermer quelques fragments de roche, de longueur généralement inférieure à 5 cm, souvent disposés en lentille (ph. 20). Généralement comprise entre 1 et 3 m, leur épaisseur peut atteindre et dépasser localement 4 m. Des dépôts colluviaux de moindre extension s'observent également dans les parties déprimées de la partie moyenne des versants.

6.2. GENESE ET MODE DE MISE EN PLACE

La plupart des auteurs interprètent la genèse des formations de solifluxion vosgiennes comme le résultat de la solifluxion généralisée pendant les périodes de dégel au cours et surtout à la fin des grandes périodes froides du Quaternaire. Sur le sous-sol gelé, la tranche superficielle dégelée et gorgée d'eau a tendance à glisser sur la pente. Les coulées de solifluxion bien individualisées sont rares, ce qui indique une dynamique intermédiaire entre la coulée boueuse et la très lente reptation (solifluxion laminaire). Ce sont les derniers grands dégels, au Tardiglaciaire, qui ont donné aux formations de versant l'essentiel de leur aspect actuel. La plupart des éboulis se sont probablement mis en place à cette période, au cours du retrait des derniers glaciers.

La période postglaciaire, jusqu'à l'actuel est le siège de mouvements beaucoup plus lents des formations de versant, de type reptation, la disparition de chemins forestiers suivant les courbes de niveau, en quelques décennies, indiquant une valeur approximative actuelle pour ce mouvement (quelques décimètres par décennie), plus lent en profondeur. Durant cette période, les eaux de ruissellement, concentrées seulement en fond de vallon, n'ont guère incisé les formations de versant, armées de blocs. leur principale action a été de laver ces formations en haut de versant et de déposer les particules fines entraînées en bas de versant et fond de vallon pour constituer les colluvions. L'âge subactuel de ces dernières est attesté par les restes d'activité humaine qu'elles incluent souvent, au moins dans leur partie superficielle. Les défrichements, depuis le Néolithique, ont favorisé le ruissellement et le colluvionnement.



Ph. 19 - Cailloutis cryoclastique. Granite fragmenté en cailloux de longueur inférieure à 20 cm (roulé des crêtes au nord de la Schlucht).



Ph. 20 - Colluvions, sable issu des arènes granitiques remanié par les eaux de ruissellement. Quelques lentilles à cailloux de granite marquant une stratification fruste (Dambach-la-Ville, Bas-Rhin).

6.3. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

6.3.1. Granulométrie

Les formations de versant sont généralement hétérométriques. Dans les Vosges, leurs éléments vont de la taille de blocs de plusieurs mètres de longueur à celle des limons fins. Les particules argileuses sont peu abondantes et dépassent rarement 3% de la fraction inférieure à 2 mm. La composition granulométrique des formations de versant est très variable et dépend de la nature lithologique du sous-sol du versant qui a fourni la quasi-totalité du matériau. Elle dépend aussi du degré d'altération des roches, de la pente du versant et de son orientation. La maille de fracturation des roches, souvent dense dans les Vosges est aussi un facteur important. Le pendage s'il est dans le sens du versant favorise le départ des matériaux ; quand il est normal au versant, il expose à la solifluxion un plus grand nombre de couches et contribue à diversifier les matériaux remaniés.

Sur les granites, la fraction sableuse est d'autant plus importante que le granite est plus altéré. Sur des granites fortement arénisés, comme le granite d'Andlau ou celui de Dambach, les formations de versant sont très sableuses et pauvres en cailloux et blocs (Vogt, 1992). Sur les pentes fortes, elles renferment de grosses boules de granite, oblongues (0,30 à 2 m de longueur) ; sur faible pente, elles sont dépourvues de boules et peuvent être litées, ce qui implique l'intervention des eaux de ruissellement. Sur les granites peu altérés, la charge en blocaille est importante ; blocs arrondis sur les granites porphyroïdes ; blocs plus petits et anguleux sur les granites clairs, à grain fin, les migmatites et les leptynites. Les arènes de ces dernières et les granites sombres (granite des crêtes) fournissent aux formations de versant une fraction limoneuse importante (maximum, 40 %).

Sur les schistes et grauweekes du Dévon-Dinantien, les débris lithiques présentent toutes les dimensions entre le bloc et l'esquille de roche et la matrice est très limoneuse. La proportion de matrice est très variable (0,20 à 80 %) ; elle est généralement plus importante en bas de versant et à distance des affleurements rocheux. Peu importante (le plus souvent moins de 3 % de la matrice), la fraction argileuse est un mélange en proportions variables, de chlorite et d'illite et d'interstratifiés irréguliers illite/vermiculite.

Sur les roches volcaniques du Sud des Vosges, pierraille et blocaille sont souvent prédominantes, en particulier sous les barres de kératophyres. Rougeâtre sur les latites, brunâtre sur les roches basiques, la matrice limoneuse est un peu plus argileuse que sur les schistes et grauweekes.

Dans les Vosges gréseuses, les formations de versant sont sableuses (sables moyens) avec des blocs parfois très volumineux (jusqu'à 5 m de longueur et plus). En profondeur, elles peuvent être un peu argileuses et limoneuses.

6.3.2. Perméabilité

Très meubles et peu argileuses, les formations de versant vosgiennes sont généralement très perméables ; en fonction de leur composition, leur perméabilité varie depuis celle des sables moyens à celle des limons.

6.4. COMPORTEMENT ET POTENTIALITES

6.4.1. Stabilité

Bien que meubles, du fait de leur bonne perméabilité, les formations de versant ont une tenue généralement acceptable pour des travaux de courte durée, à condition de parer aux éventuelles chutes de blocs. Dès qu'elles sont baignées d'eau, elles n'ont plus aucune tenue et des phénomènes de fluage sont alors possibles. Les venues d'eau sont fréquentes à la base de la formation, en bas de versant.

6.4.2. Aptitudes géotechniques

Pour les terrassements, la présence de gros blocs qui nécessitera souvent la présence de gros engins de déroctage. Plus gênant encore est le risque de rencontrer des chicots rocheux en place, masqués par un faible recouvrement de formation de versant. Hétérogénéité et épaisseur irrégulière sont des critères à prendre presque toujours en compte. Très meubles, les formations de solifluxion sont très sensibles à l'érosion par les eaux pluviales et n'ont guère de tenue lorsqu'elles sont baignées d'eau.

6.4.3. Ressources en matériaux

Si les formations de versant peuvent être souvent réutilisées, sur place, pour des remblais de faible portance (exemple : remblais de chemins forestiers), il est recommandé de faire un minimum de tri à la pelle mécanique et de prévoir des drains pour canaliser les eaux de pluie. Seuls les éboulis lités fournissent un matériau de ballast intéressant et sont exploités dans plusieurs carrières (Col de Bussang, secteur de Wesserling, Haut-Rhin, Le Valtin, Vosges).

6.5. VALIDITE DES CONNAISSANCES

Du fait de leur grande variabilité en épaisseur et en composition, à l'échelle de l'affleurement, il est difficile de fournir des données très précises sur les formations de versant. Des études seraient nécessaires pour tenter de préciser le rôle de facteurs tels que la valeur de la pente et l'exposition (cf. travaux en cours de E. Mathey en Basse-Normandie).

BIBLIOGRAPHIE

FRANCOU B., HETU B. (1989) - Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. Note et compte rendu du groupe de travail "régionalisation du périglaciaire", fasc. XIV, p. 11, 69.

MENILLET F., FLAGEOLLET J.L., VOGT H. (1976) - Formations glaciaires et fluvioglaciaires. In: Ménillet F., Fluck P., Gagny Cl., Fourquin Cl., Stussi J.M., Schumacher F., Ruhland M., Lillie F., Hollinger J., Hirlemann G., Flageollet J.L., Vogt H., Boudot J.P., Babot Y., Doubinger J., Jacob C. (1976) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 Munster, BRGM Orléans.

TRICART J.L.F. (1979) - Formations de pente et modèle de dissection dans les faciès détritiques du Permo-Trias des Vosges. *Bull. Centre Geomorph. Caen*, CNRS, n° 24, pp. 63-75.

VOGT H. (1992) - Le relief en Alsace. Etude géomorphologique du rebord sud-occidental du Fossé rhénan, 240 p., Oberlin ed., Strasbourg.

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Répartition schématique des loess selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 2 - Répartition des loess (figuré en pointillé) dans le fossé rhénan méridional.
- Fig. 3 - Position des loess d'Alsace (étoile) dans la grande ceinture de loess médio-européenne.
- Fig. 4 - Modèles de répartition des loess de part d'autre d'une butte (mi-hauteur et sommet).
- Fig. 5 - Schéma montrant le dépôt successif de deux couches de loess en Alsace, au Pléistocène moyen et supérieur.
- Fig. 6 - Faisceau granulométrique des loess d'Achenheim, d'après J.P. Lautridou (Inédit ; Sédigraph).
- Fig. 7 - Festons de cryoturbation particulièrement développés dans des loess d'Alsace.
- Fig. 8 - Répartition schématique des alluvions rhénanes selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 9 - Carte d'extension des alluvions dans le fossé rhénan méridional.
- Fig. 10 - Coupes sériées schématiques des alluvions rhénanes entre Bâle et Colmar : disposition étagée des niveaux dans la région bâloise : disposition superposée dans la plaine d'Alsace, avec augmentation d'épaisseur vers le nord.
- Fig. 11 - Coupe transversale dans les alluvions rhénanes dans le secteur de Strasbourg (Initiative communautaire INTERREG, 1994).
- Fig. 12 - Coupe longitudinale des alluvions rhénanes dans l'axe de la basse plaine rhénane (d'après Théobald, 1948).
- Fig. 13 - Epaisseur des alluvions rhénanes (d'après Bartz, 1974).
- Fig. 14 - Coupe schématique des alluvions reconnues en sondages entre la gravière Dreher, Fort-Louis et le Rhin, montrant l'existence de failles et l'importance des phénomènes de ravinement dans les graviers rhénans (d'après Geissert *et al.*, 1976).
- Fig. 15 - Coupe schématique dans les alluvions au niveau du pont du CD 28 sur la Sauer à Seltz, montrant d'importants phénomènes de ravinement. Le thalweg correspond très probablement à un ancien bras du Rhin (d'après Geissert *et al.*, 1976).
- Fig. 16 - Granulométrie de quelques types de matériaux constituant les alluvions rhénanes (Bischwiller, Bas-Rhin).

- Fig. 17 - Répartition schématique des alluvions vosgiennes selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 18 - Carte d'extension des alluvions dans les Vosges.
- Fig. 19 - Disposition des alluvions vosgiennes anciennes au pied des Vosges.
- Fig. 20 - Paléovallées pliocènes dans la région de Strasbourg. Les courbes de niveau sont établies au toit de l'Oligocène (Simler et Millot, 1967).
- Fig. 21 - Migration des cours de la Bruche (A à E) et de la Zorn (1 à 7) vers le nord, au cours du Quaternaire (d'après Vogt, 1992).
- Fig. 22 - Répartition schématique des tourbières acides selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 23 - Répartition schématique des tourbières basiques selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 24 - Répartition des différents types de tourbières en Alsace.
- Fig. 25 - Répartition schématique des altérites selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 26 - Coupe typique dans les arènes sur la partie haute d'un versant dans les Vosges. Au sommet, amas de boules résiduelles en place (Tor).
- Fig. 27 - Localisation des coupes où affleure le granite arénisé *in situ* entre la Moselotte et la Cleurie (d'après Salomé, 1968).
- Fig. 28 - Extension maximale des glaciers quaternaires dans les Vosges.
- Fig. 29 - Extension maximale des glaciers dans les Vosges alsaciennes (Ménillet, 1980).
- Fig. 30 - Répartition schématique des formations glaciaires selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 31 - Répartition schématique des dépôts fluvioglaciaires selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 32 - Répartition schématique des dépôts glaciolacustres selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 33 - Répartition schématique des formations du versant selon le découpage des cartes géologiques à 1/50 000.
- Fig. 34 - Exemples de formations périglaciaires de versant dans les Vosges.

LISTE DES TABLEAUX

- Tabl. 1 - Les loess d'Achenheim (Bas-Rhin). Coupes et principaux éléments de datation, courbe d'après la malacofaune, comparaison avec la coupe de Riegel (Kayserstuhl, Pays de Bade). Organisation des dépôts loessiques.
- Tabl. 2 - Caractéristiques des loess d'Alsace, d'après E. Straumann (1985), adapté.
- Tabl. 3 - Principales subdivisions chronologiques du Quaternaire Européen utilisées en 1995.
- Tabl. 4 - Coupe de la tourbière du lac de Sewen (alt. 500 m) (d'après Firbas *et al.*, 1948).

LISTE DES PHOTOS

- Ph. 1 - Affleurement habituel de loess : petite falaise résiduelle de 1 à 2 m de hauteur, en bordure d'un chemin creux. Mittelhausbergen (Bas-Rhin).
- Ph. 2 - Loess altéré ocre à brun rouge entre deux couches de loess typique. Les taches claires en relief sont des concrétions calcaires, particulièrement abondantes dans la partie sommitale du loess inférieur.
- Ph. 3 - Alluvions rhénanes du Quaternaire supérieur, altérées et mélangées de limon dans leur partie supérieure, Rustenhardt (Haut-Rhin).
- Ph. 4 - Aspect typique des alluvions rhénanes, faciès non altéré du Quaternaire supérieur, Hirtzfelden (Haut-Rhin).
- Ph. 5 - Alluvions anciennes de la Bruche, sableuses, à interstratifications riches en graviers (Holtzheim, Bas-Rhin).
- Ph. 6 - Alluvions anciennes de la Thur, faciès grossier, torrentiel de type fluvio-glaciaire à périglaciaire (Cernay, Haut-Rhin).
- Ph. 7 - Tourbière plate à Carex, partiellement colonisée par de chétifs bouleaux. Tourbière de la Grande Pile (Saint-Germains-Lès-Lure, Haute Saône), la plus ancienne (Eémien à actuel) et la plus profonde (12,50 m) connue dans les Vosges.
- Ph. 8 - Base d'une poche d'arène granitique : au centre masse arénisée Aj entre un filon d'aplite (a) et un môle de granite peu altéré - longueur de la carte : 25 cm.
- Ph. 9 - Arène granitique en place

- Ph. 10 - Moraine : blocs, galets et fragments de granite flottant dans une masse sablo-limoneuse compacte (bourelet morainique de Kruth, Haut-Rhin).
- Ph 11 - Formation glaciolacustre deltaïque (stratification inclinée de type forset beds), puis fluviolacustre (stratification horizontale, type topsetbeds), recouverte par une moraine (Bussang, Vosges).
- Ph. 12 - Cirque glaciaire : profonde cuvette en forme de fauteuil, aux vbords escarpés, en partie recouverts d'éboulis postglaciaires (Storckensohn, Haut-Rhin, Cirque du Gazon Vert).
- Ph. 13 - Formation fluvioglaciaire. Remarquer, en comparaison avec les moraines, la plus grande abondance des galets, jointifs à subjointifs, leur meilleur calibrage et l'absence de matrice terreuse dans les faciès non altérés (Fellering, Haut-Rhin).
- Ph. 14 - Formation de solifluxion de type périglaciaire sur grès vosgien (Trias inférieur). Cailloux et gros blocs de grès, flottant dans une matrice sableuse (Niederbronn, Bas-Rhin).
- Ph. 15 - Formation de solifluxion de type périglaciaire sur granite. Cailloux et blocs de granite flottant dans une matrice sablo-limoneuse (Hachimette, Haut-Rhin). Remarquer la similitude d'aspect avec la photo 14.
- Ph. 16 - Cône d'éboulis à blocs. Eboulis encore instable, faiblement actif, alimenté par les rochers très gelifractés des Spitzkoepfe (au fond) où se sont tués de nombreux adeptes de l'escalade. En bas de l'éboulis, les plus gros blocs ont une longueur supérieure à 2 m.
- Ph. 17 - Eboulis lités "réglant" le versant exposé au sud du col de Bussang. Côté Haut-Rhin.
- Ph. 18 - Coupe dans les éboulis lités du col de Bussang. Noter l'alternance de lits grossiers G, à blocs et de lits plus fins f (en bas à gauche, éboulis engendré par l'exploitation).
- Ph. 19 - Cailloutis cryoclastique. Granite fragmenté en cailloux de longueur inférieure à 20 cm (roulé des crêtes au nord de la Schlucht).
- Ph. 20 - Colluvions, sable issu des arènes granitiques remanié par les eaux de ruissellement. Quelques lentilles à cailloux de granite marquant une stratification fruste (Dambach-la-Ville, Bas-Rhin).

