

Article

« Données nouvelles sur l'origine du lintage des grèzes : implications paléoclimatiques »

Pascal Bertran, Jean-Pierre Coutard, Bernard Francou, Jean-Claude Ozouf et Jean-Pierre Texier

Géographie physique et Quaternaire, vol. 46, n° 1, 1992, p. 97-112.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/032891ar>

DOI: 10.7202/032891ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : info@erudit.org

DONNÉES NOUVELLES SUR L'ORIGINE DU LITAGE DES GRÈZES: IMPLICATIONS PALÉOCLIMATIQUES

Pascal BERTRAN, Jean-Pierre COUTARD, Bernard FRANCOU, Jean-Claude OZOUF et Jean-Pierre TEXIER: premier et dernier auteurs: Institut du Quaternaire, Bâtiment de géologie, Avenue des Facultés, F33405 Talence, France; deuxième, troisième et quatrième auteurs: Centre de géomorphologie du C.N.R.S., Rue des Tilleuls, F14000 Caen, France.

RÉSUMÉ À partir de l'étude détaillée d'une grèze litée répondant à la définition granulométrique proposée par Guillien, les différentes hypothèses avancées concernant les processus de mise en place de ces dépôts ont été ré-examinées. Les données recueillies lors des observations de terrain, les résultats des analyses sédimentologiques et ceux de l'analyse micromorphologique ont permis de cerner le processus dominant conduisant à la stratification des grèzes. Le rôle majeur attribué au ruissellement par Guillien est remis en question par l'absence de figures d'incision, de granoclasses longitudinales, de structures obliques ou entrecroisées. L'hypothèse congé-lifluxion-ruissellement de Journaux ne permet pas d'expliquer les granoclasses verticales; par ailleurs, le ruissellement diffus ne peut seul aboutir à la formation d'une «table» bien marquée au sommet des lits gras. En revanche, Journaux et Francou font appel à la solifluxion pour la mise en place des lits gras. Le modèle andin de Francou qui privilégie la cryoptation nous semble le mieux adapté pour expliquer le litage des grèzes charentaises. Les granoclasses verticales, les contacts entre les lits, les figures sédimentaires observés dans le milieu andin ont été retrouvés dans les grèzes litées charentaises. Le mécanisme de la nappe-coulée a donc été retenu comme moteur essentiel de la stratogénèse. De ce fait, le contexte climatique d'élaboration des grèzes est caractérisé par la grande fréquence de cycles gel-dégel brefs, superficiels et des apports de neige faibles mais renouvelés fournissant l'eau nécessaire à une cryoclastie et à une cryoptation actives. La formation des grèzes litées se situerait donc pendant les phases froides et humides qui ont été les plus durables au cours du dernier cycle glaciaire, la phase plus froide et plus sèche terminale ayant provoqué le remaniement du sommet de la grèze (fauchages, cryoturbations).

ABSTRACT *New data on the origin of the bedding of the "grèze": Paleoclimatic implications.* Following a detailed study of a "grèze litée" which presents the granulometric characteristics defined by Guillien, we have reviewed the various assumptions concerning the processes of deposition of these materials. The field data and the results of the sedimentological and the micromorphological analyses make it possible to better determine the main processes involved in the deposition of the "grèzes". The dominant role assigned to slopewash by Guillien is not supported by sedimentary structures such as longitudinal graded beddings and oblique or cross beddings. The congelifluxion-slopewash hypothesis of Journaux does not explain vertical graded beddings and the washing alone cannot lead to the formation of a well defined table at the top of the diamicton or "lit gras". However, Journaux and Francou consider that solifluction may explain the "lit gras". The Andean model by Francou which favours frost-creep seems to be the best explanation for the bedding of the "grèzes charentaises". Vertical graded beddings, contacts between layers, sedimentary features observed in the Andean environment have been recognized in the "grèzes litées charentaises". The mechanism of solifluction sheet (nappe-coulée) seems to be the essential process of the stratogenesis. Thereby the climatic context of development of the "grèzes" is characterized by a great frequency of short and superficial freezing and thawing cycles and the contribution of short-lived and renewed snow cover or patches providing the water required for active frost shattering and frost creep. The development of the "grèzes litées" probably occurred during the dominant cold and humid periods of the last glacial cycle. The cold and dry terminal period is responsible for the reworking of the top of the "grèze" (beddings and cryoturbations).

ZUSAMMENFASSUNG *Neue Daten zum Ursprung der Schichtung der grèze. Paläoklimatische Implikationen.* Ausgehend von einer detaillierten Studie einer grèze litée, welche der von Guillien vorgeschlagenen granulometrischen Definition entspricht, werden die verschiedenen Hypothesen zum Ablagerungsprozeß dieser Materialien nochmals überprüft. Die bei Terrainbeobachtungen gesammelten Daten und die Ergebnisse der sedimentologischen und mikromorphologischen Analysen ermöglichen es, den dominierenden Vorgang, der zur Stratifizierung der grèzes führte, näher zu bestimmen. Die dominierende Rolle, die Guillien der Regenspülung zuspricht, wird wegen des Fehlens von Einschnittformen und Sedimentstrukturen wie Längs-, Schräg- und Kreuzschichtung in Frage gestellt. Die Gelifluktion-Regenspülung-Hypothese von Journaux erlaubt nicht, die vertikalen Kornschichtungen zu erklären; außerdem kann die diffuse Regenspülung allein nicht zu der Bildung einer klar erkennbaren "Tafel" auf dem Gipfel der lits gras führen. Dagegen meinen Journaux und Francou, daß Bodenfließen die lits gras herbeigeführt hat. Das Anden-Modell von Francou, welches dem Frostkriechen den Vorzug gibt, scheint uns am ehesten geeignet, die Schichtung der grèzes charentaises zu erklären. Die vertikalen Kornschichtungen, die Kontakte zwischen den Betten und die Ablagerungsformen, die im Anden-Milieu beobachtet wurden, hat man in den grèzes litées charentaises wiedergefunden. Der Mechanismus der geflossenen Fläche wurde also als hauptsächlicher Motor der Stratogenese festgehalten. Auf Grund dieser Tatsache zeichnet sich der klimatische Kontext der Ausbildung der grèzes durch die große Häufigkeit kurzer, oberflächlicher Vereisungs-Enteisungs-Zyklen aus, sowie durch schwache aber wiederholte Schneebeiträge, welche das für aktive Frostsprennung und aktives Frostkriechen notwendige Wasser lieferten. Die Bildung der "grèzes litées" fand wohl während der kalten und feuchten Phasen statt welche im letzten glazialen Zyklus am dauerhaftesten waren.

INTRODUCTION

Les termes de «grèze» et de «grèze litée» ont été utilisés dans la littérature selon des acceptions diverses, la confusion la plus fréquente étant notamment la synonymie avec «éboulis ordonnés». À ce propos, l'ensemble des recherches menées à ce jour montre que les processus d'ébouilisation sont tout à fait étrangers à la mise en place des grèzes d'où l'inadéquation du terme. Nous proposons donc de revenir aux définitions données par Guillien à partir de l'étude des dépôts des Charentes, région éponyme.

Selon cet auteur, le terme grèze possède essentiellement un sens granulométrique et s'applique à des matériaux calcaires. La définition la plus complète, proposée en 1962, est la suivante: il s'agit d'un «sable calcaire à éléments anguleux, dont la limite supérieure se place autour de 25 mm, dont le mode se situe vers 2,5 mm, et dont la fraction inférieure à 0,5 mm représente 10 à 20 % du total en poids».

Dès 1953, Guillien avait donné la définition physiologique suivante des grèzes litées: «ce sont des dépôts de pente qui, dans leur ensemble, peuvent être définis comme grèze, et dont une coupe verticale montre des lits superposés, plus ou moins continus, plus ou moins épais, plus ou moins homogènes».

Pour différencier les lits des grèzes litées, Dewolf et Guillien introduisent en 1962 les termes de «lit maigre» et de «lit gras», l'ensemble formé par un lit maigre et le lit gras situé immédiatement au-dessus constituant un cyclothème (Guillien, 1964).

Très tôt, ce type de dépôts attire l'attention des chercheurs. Les plus anciennes références citées en 1951 par Guillien pour les Charentes remontent au début du siècle, mais ce n'est véritablement qu'à partir de 1950 qu'il entreprendra une étude méthodique des dépôts de cette région. On se reportera aux principales références de cet auteur: 1951, 1954, 1964a, 1964b et 1981 ainsi qu'à l'article de synthèse de Dewolf (1988) sur les dépôts de pente stratifiés.

D'autres régions françaises ont fait l'objet d'études détaillées, en particulier la Lorraine mosane (Souchez, 1966), le Châtillonnais (Journaux, 1976; Joly, 1976; Puisségur, 1976) et le Périgord (Texier, 1986). Des dépôts du même type ont été décrits en Grande-Bretagne (Watson, 1965), en Belgique (Alexandre et Macar, 1960; Voisin, 1981) et en Italie (Coltorti *et al.*, 1983). Tous les exemples qui viennent d'être cités concernent des dépôts hérités des périodes froides quaternaires. Des équivalents ont été recherchés dans les milieux périglaciaires actuels, plus précisément dans ceux des hautes latitudes. Quelques dépôts de grèze, mais très rarement de grèze litée, ont été décrits au Groenland (Malaurie, 1968) au Spitzberg (Dewolf, 1970) et à l'île de Banks (French, 1976).

À ce propos, on ne peut totalement souscrire à la définition de Guillien qui limite l'emploi du terme grèze litée à des dépôts dérivant de roches calcaires puisque d'assez nombreuses formations présentant des caractéristiques granulométriques et sédimentologiques semblables proviennent de schistes divers (Pays de Galles, Famenne, Gaspésie), voire de flyschs alpins (Vars, Alpes du Sud).

Beaucoup d'autres dépôts qualifiés par les auteurs de grèzes litées sont effectivement des dépôts de pente stratifiés,

mais ne répondent pas aux normes granulométriques caractérisant les grèzes, normes qui impliquent des notions d'ameublissement du matériau et d'homométrie de la fraction grossière du dépôt dont l'essentiel se place dans les classes des graviers.

LES HYPOTHÈSES SUR LA MISE EN PLACE DES GRÈZES LITÉES

La genèse des grèzes litées a constitué un enjeu scientifique important. D'une part, elles semblent impliquer par la régularité du litage une notion de rythmicité. Cependant, comme l'a bien noté Journaux (1976), cette rythmicité n'est qu'apparente et «... il est évident qu'on ne saurait déduire du nombre de cyclothèmes une durée du phénomène». D'autre part, l'analyse des processus de mise en place est de nature à conduire vers des interprétations paléoclimatiques. Diverses hypothèses ont été émises; la plupart s'apparentent à celles exprimées par Guillien et Journaux.

L'hypothèse cryonivale de Guillien (1951) conjugue l'action du gel et de la neige. Les grèzes litées sont en relation avec des champs de neige semi-permanents. La fonte de la neige fournit à la fois l'eau qui assure l'efficacité des cycles gel-dégel sur les affleurements rocheux des hauts de versants et qui, par ruissellement, provoque le transit des débris sur la pente. Les inégalités du débit liquide entraînent la formation des lits gras et des lits maigres en favorisant soit l'étalement de «laves» plus ou moins visqueuses et hétérogènes, soit le lavage des particules fines par un ruissellement en nappe qui laisse sur place le matériau des lits maigres (vacuolaires). Les pipkrakes peuvent jouer un rôle dans le tri des graviers constituant les lits maigres.

Appliquant son expérience du milieu arctique à l'étude des grèzes litées du Châtillonnais, Journaux avance en 1976 une hypothèse dans laquelle il fait intervenir la congélifluxion et le ruissellement. Le terme congélifluxion a été proposé en 1967 par Dylk pour exprimer le mouvement du matériel gorgé d'eau sur les pentes faibles, cette eau étant fournie par la fonte de la glace du sol. Journaux (1976) envisage donc, pour expliquer l'orientation des grèzes, «l'existence d'un gélisol saisonnier, voire en certaines stations ou expositions d'un pergélisol». La fonte de la glace du sol fournit l'essentiel de la masse d'eau, la fusion de la neige et les pluies estivales n'en constituant qu'un appoint. Les lits gras sont mis en place par congélifluxion. Les lits maigres proviennent du lavage de la partie supérieure des lits gras et du remaniement du matériau «en coulées graveleuses par un véritable ruissellement dû à la liquéfaction».

Beaucoup d'autres auteurs ont reconnu, à côté d'un transport par la gélifluxion, le rôle important du ruissellement; ainsi, en 1979, Washburn classe encore les grèzes litées dans la catégorie des «*slopewash deposits*».

Plus récemment, en travaillant sur des formations fonctionnelles de type coulées à front pierreux (*stone-banked sheets*) dans les Andes, Francou (1988, 1989a, 1990) a mis au point un modèle de stratogénèse qui repose sur l'étude des processus et l'analyse morpho-sédimentologique à différentes échelles. Le contexte morphoclimatique de ce milieu subéquatorial d'altitude est dominé par une grande fréquence de cycles

de gel efficaces (plus de 200 par an) affectant le sol sur une dizaine de centimètres et par des apports hydriques répétés consécutifs à de petites chutes de neige fondant rapidement (Francou, 1989b). Le gel de la roche se produit par des températures peu rigoureuses ($> -6^{\circ}\text{C}$) et n'entretient une cryoclastie active que dans les groupes lithologiques dont la porosité dépasse 10 % (Francou, 1989b). Ces roches livrent directement une fraction granulométrique de la taille des sables et des silts qui fournissent la matrice abondante des formations de pente. La phase détritique, une fois mobilisée, s'organise sous la forme de nappes-coulées à front pierreux au sein desquelles le transport sélectif des fractions granulométriques s'opère sous l'action de la glace d'exsudation (les pipkrakes), de la cryoreptation et, à certaines époques de l'année, avec l'augmentation de la charge hydrique, de la gélifluxion. Les particules fines font l'objet d'une circulation importante grâce au ruissellement diffus. La phase grossière est cryo-éjectée vers la surface puis vient se concentrer sur le front de la coulée où la phase fine tend à être éluvée. La couche fine supérieure de la coulée en se déplaçant vient ensevelir ce matériel à structure ouverte en position frontale et il se dépose ainsi en même temps un lit riche en matrice (lit supérieur) et un lit grossier à structure ouverte (lit inférieur), cette superposition formant une unité dite binaire. Dans d'autres cas, la coulée comporte sur toute sa surface une couche de matériel grossier ouvert se déplaçant avec la couche fine (semelle) affectée par le gel. Il se met alors en place une unité dite ternaire: deux lits grossiers encadrant un lit fin (Francou, 1990).

La vitesse de sédimentation du dépôt stratifié qui en résulte est fonction de la vitesse de déplacement de ces coulées à front pierreux et du rythme avec lequel elles se succèdent sur la pente. Les vitesses de déplacement mesurées en front de coulée dans les Andes varient de 2 à 10 cm par an (Francou, 1989b). Une analyse fine de l'organisation du matériel de ces coulées a permis de mettre en évidence un nombre important de traits sédimentologiques types concernant la granulométrie, les tris, les fabriques du matériel des lits ainsi que la nature de leurs contacts. Ces traits sont suffisamment clairs pour pouvoir être utilisés comme critères diagnostiques dans la recherche de l'origine de la stratification de certaines formations fossiles présentes dans d'autres milieux que celui de la haute montagne des basses latitudes (Francou, 1990).

MÉTHODES D'ÉTUDE

La recherche des mécanismes commandant le litage des grèzes exige, outre une approche globale (situation des dépôts dans leur contexte géologique et morphologique régional et local), la mise en œuvre d'études stratigraphiques et de méthodes analytiques appropriées. Une séquence considérée comme représentative a donc été choisie sur la base de critères exposés ci-dessous et a fait l'objet de levés stratigraphiques détaillés. Ceux-ci ont été complétés par l'étude, de l'amont vers l'aval du versant, de l'évolution des lits. En outre, les traits sédimentaires caractéristiques (nature et forme des contacts, organisation et classement du sédiment, extension latérale et longitudinale des lits, ...) ont été examinés en coupe sagittale comme en coupe frontale.

Afin d'apprécier les variations texturales, des analyses granulométriques globales, portant sur l'ensemble du sédiment, ont été réalisées dans les différentes strates identifiées ainsi que d'amont en aval dans un même lit.

La morphologie des éléments caillouteux a été étudiée selon la méthode mise au point par Ozouf (1983).

Complétant les études de terrain, les analyses micromorphologiques ont permis d'aborder le problème de l'organisation microscopique des dépôts et celui de l'origine de la fraction fine du matériel sédimentaire. En raison de la faible cohésion des lits maigres, des échantillons volumineux ont été sculptés dans les dépôts, puis soigneusement emballés et stockés. Des lames minces ont été taillées selon la méthode Guilloire (1980), après imprégnation sous vide par une résine polyester. La terminologie employée pour la description microscopique est celle préconisée par Bullock *et al.* (1985).

CHOIX DU SITE ÉTUDIÉ

Les grèzes litées ayant d'abord été décrites et définies en Charentes (Guillien, 1951, 1954), c'est tout naturellement dans cette région que nous avons recherché un site susceptible de servir de support à une étude détaillée. Le choix du site a été déterminé par plusieurs facteurs. Il fallait d'abord que le dépôt réponde parfaitement à la définition princeps rappelée en introduction tant sur le plan granulométrique que sur celui de la différenciation des lits gras et des lits maigres. Les coupes présentant trop de perturbations secondaires des lits ou un litage mal exprimé (lits gras mal différenciés en raison d'un manque local d'éléments fins) ont été éliminées. De même n'ont pas été retenues les coupes dont la complexité stratigraphique (corps gréseux multiples superposés ou emboîtés) nuisait à la compréhension des mécanismes sédimentaires élémentaires. Il convenait également de disposer de coupes importantes de directions rigoureusement frontale et sagittale tranchant la plus grande partie du dépôt. Une des grézières charentaises, localisée dans la commune de Verteuil (fig. 1), nous a paru satisfaire à l'ensemble de ces exigences; elle a donc été retenue pour cette étude.

LE SITE DE VERTEUIL

La grèze litée de Verteuil (feuille 1/50 000 RUFFEC, XVII-30, coordonnées Lambert II étendu, $x = 436,6$; $y = 2109,8$; longitude: $0^{\circ}15'$ Est; latitude: $45^{\circ}59'$ Nord) occupe une position classique dans cette région des bas plateaux charentais, sur un versant en pente douce exposé à l'est, orientation quasi exclusive pour ce type de formation comme l'a bien montré Guillien. Ici, le dépôt est épais car il est accumulé contre le versant abrupt fossilisé d'un ancien méandre concave de la Charente. Ce mode de piégeage des sédiments gréseux est courant, dans le secteur concerné, le long de la Charente et de ses affluents, les autres sites favorables à la conservation de la grèze étant les têtes de nombreux petits vallons en berceau.

La majeure partie des grèzes charentaises est issue des calcaires portlandiens et kimméridgiens. Cependant, des dépôts moins nombreux dérivent de l'Oxfordien et du Callovien;

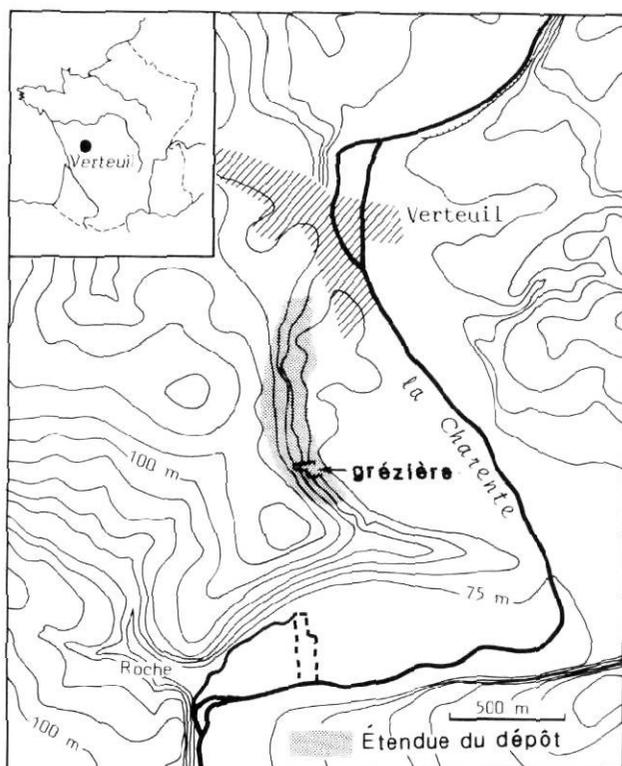


FIGURE 1. Carte de localisation du site étudié.
Location map of the studied site.



FIGURE 2. Vue d'ensemble du versant.
General view of the slope

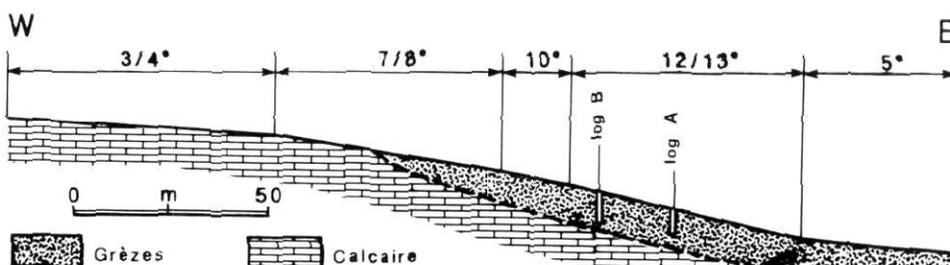


FIGURE 3. Profil du versant avec position du dépôt de grèze.
Slope profile showing the grèze litée location.

c'est notamment le cas à Verteuil où la Charente a creusé sa vallée dans les calcaires calloviens. Ceux-ci sont fins, gris clair ou jaunâtres, parfois crinoïdiques, en bancs épais et réguliers avec quelques intercalations de minces lits marneux (Cariou et Gabilly, 1973). À deux reprises, entre les transgressions jurassique et crétacée puis à la fin du Tertiaire, des mouvements tectoniques se sont produits. Les différentes assises calcaires sont parcourues par un réseau très serré de joints et de diaclases toujours visible dans les carrières sur toute l'épaisseur des fronts d'exploitation.

Outre son orientation vers l'est, le versant de Verteuil est caractérisé principalement par (fig. 2 et 3): 1) une pente variant de 3 à 12-13°; 2) une pente maximale de 12-13° atteinte dans la partie aval, entre 150 et 200 m du sommet; 3) des pentes très faibles en sommet de versant (3 à 4°) et en bas de versant (5°); 4) l'importante longueur d'affleurement du calcaire, visible sur environ 100 m depuis le sommet du versant; 5) l'absence de rupture de pente à l'endroit où s'enracinent les grèzes (la pente conserve une valeur de 7 à 8° que l'on soit sur la roche calcaire ou sur la grèze).

LA COUPE DE VERTEUIL

Données stratigraphiques et sédimentologiques

D'une façon générale, on peut distinguer trois ensembles sédimentaires dans la séquence de Verteuil: des ensembles supérieur et inférieur à litage mal ou non exprimé et un ensemble médian à litage très clair (fig. 4 et 5). Il faut cependant remarquer qu'il existe, vers l'aval, des passages latéraux de niveaux bien lités à des niveaux mal organisés, plus massifs (exemple des lits n° 22 à 36 du profil B passant à la couche n° 38 du profil A). Ces derniers peuvent éventuellement prendre à nouveau un aspect lité, plus bas sur le versant; un tel phénomène a été constaté dans la partie médiane des dépôts.

LES GRÈZES DES ENSEMBLES SUPÉRIEUR ET INFÉRIEUR

La partie supérieure des dépôts est formée par une rendzine plus ou moins colluviale dont l'épaisseur varie de 0,25 m à 1 m. Sous celle-ci, sur 1 m à 1,50 m, le litage est en partie oblitéré par des carbonatations liées à la pédogénèse ou par des phénomènes de cryoturbation associés en profondeur, vers 1,3 m à 1,6 m, à une structuration lamellaire très développée.

Dans la partie inférieure, apparaissent sur une épaisseur minimale de 1,5 m à 2,5 m soit des couches à structure globalement colmatée contenant quelques lits caillouteux à struc-



FIGURE 4. Verteuil: coupe sagittale, profil A.
 Photograph of profile A.

ture ouverte (fig. 5, profil A), soit des couches caractérisées par une tendance au granoclassement, positif ou négatif, sans différenciation nette de « lits maigres » et de « lits gras » (fig. 5, profil B). La teinte du matériau varie du brun-jaune (10 YR 5/6) au jaune-brun (10 YR 6/6). Les analyses granulométriques montrent un matériau dans l'ensemble bien classé (fig. 6) dont la médiane va de 0,9 mm pour les parties les plus riches en silts à 5,6 mm pour les couches les plus ouvertes. La taille des graviers est constante avec un neuvième décile correspondant aux classes 8-10 et 10-12,5 mm. La teneur en fraction fine (< 50 µm) est très variable: 6 à 10 % dans les parties les plus maigres, jusqu'à 20 à 30 % dans les parties grasses qui sont les plus épaisses. Ces grèzes mal différenciées, riches en particules fines, sont dénommées « grèzes terreuses » par Guillion.

LES GRÈZES DE L'ENSEMBLE MÉDIAN

Elles se développent sur une puissance d'environ 4 m et sont formées par une alternance régulière de lits gras et de lits maigres d'extension longitudinale et latérale au moins décimétrique et très souvent pluridécimétrique. L'épaisseur des strates varie de 2 à 25 cm, mais se situe le plus fréquemment entre 10 et 15 cm. La couleur générale des lits gras va du brun-jaune clair (10 YR 6/4) au jaune-brun (10 YR 6/6) ou au brun-jaune (10 YR 5/4).

La pente des lits est généralement comprise entre 12 et 16°. Nous n'avons pas trouvé, dans cette coupe, de différences

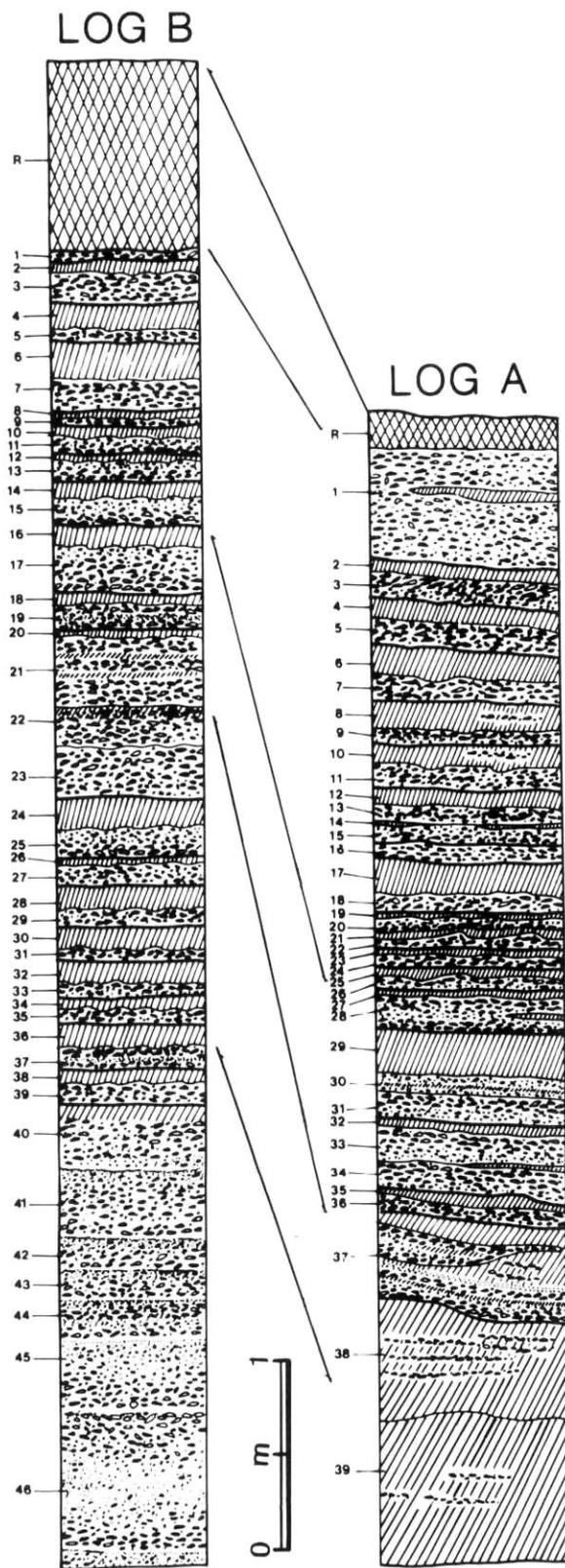


FIGURE 5. Profils simplifiés A et B de la coupe sagittale. Hachures obliques; lits gras; tachetures; lits maigres; croisillons: rendzine colluviale.

Section trending downslope: profiles A and B. Hatches: lits gras; speckled pattern: lits maigres; diamonded pattern: colluvial rendzina.

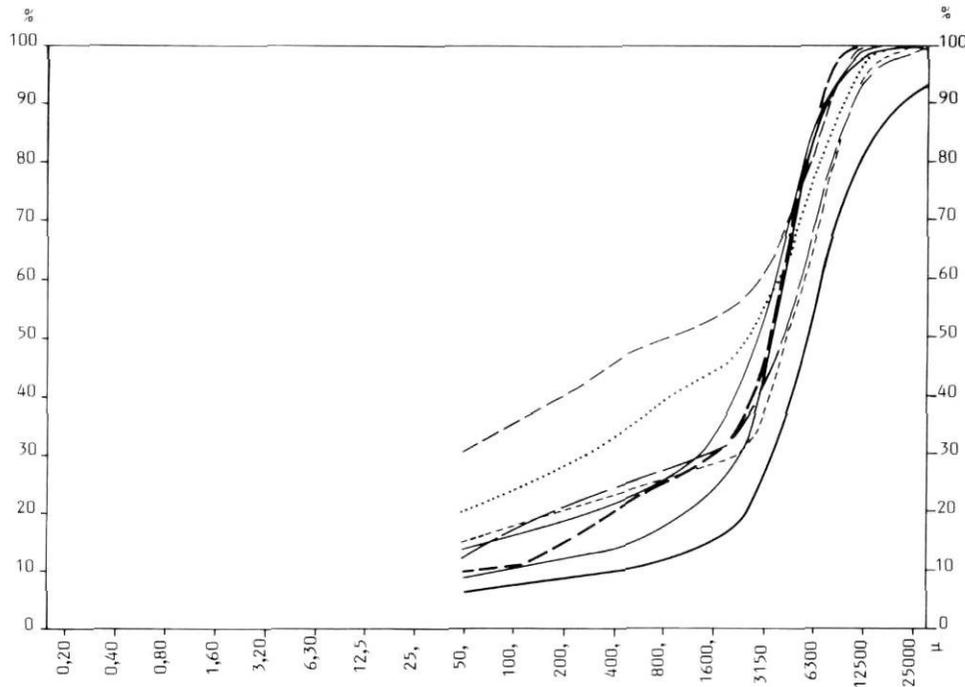


FIGURE 6. Granulométrie des couches de l'ensemble inférieur.
Grain size distribution for the layers of the lower unit.

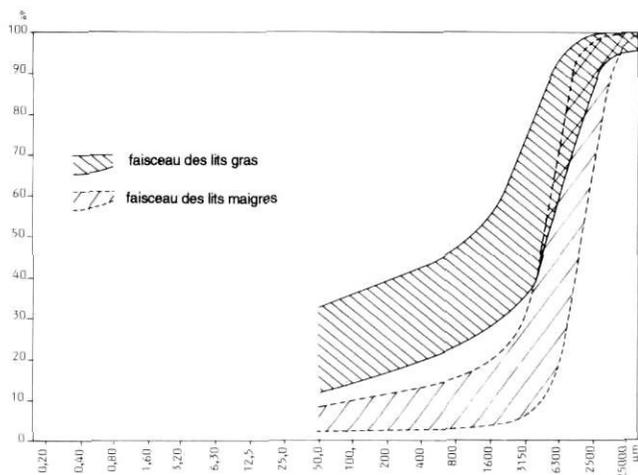


FIGURE 7. Granulométrie des couches de la grève litée principale.
Grain size distribution for the layers of the main grève litée deposit.

significatives entre l'amont et l'aval et entre la base et le sommet des dépôts.

La structure des lits maigres est de type ouvert ou semi-ouvert; celle des lits gras est de type colmaté, soit avec une phase caillouteuse éparse dans la matrice (*matrix supported*), soit avec une phase caillouteuse dominante (*clast supported*).

La composition granulométrique des lits maigres montre une grande homogénéité et un bon classement (courbes enveloppes: fig. 7). Ces lits sont presque exclusivement constitués de graviers et de granules auxquels s'ajoutent environ 10 % de sables. Pour 32 échantillons analysés, les médianes vont de 4,5 à 7,3 mm avec de légères dominantes à 5 mm et entre 7 et 7,3 mm. Le premier décile est compris surtout entre 0,5 et 1,25 mm (11 échantillons sur 32) et 1,6 à 3,15 mm (15 échantillons sur 32). Les neuvièmes déciles sont mieux regroupés

avec une domination des classes 10-12,5 mm et 12,5-16 mm (23 échantillons sur 32).

Les lits gras sont plus diversifiés, car l'importance des fractions fines inférieures à 50 μm varie entre 15 et 30 % (courbes enveloppes: fig. 7). Les médianes vont de 2 à 4,2 mm avec une petite concentration entre 2,8 et 3 mm. Les premiers déciles sont toujours inférieurs à 0,050 mm. La fraction grossière est un peu plus petite que dans les lits maigres. Les classes 8-10 mm et 10-12,5 mm dominent nettement pour le neuvième décile (27 échantillons sur 34). On ne note pas d'évolution longitudinale nette dans un même lit gras si l'on considère sa texture globale. Cependant le report des données concernant la matrice sur un diagramme triangulaire des textures (sable — limon — argile) (fig. 8) fait apparaître d'amont en aval une tendance au lavage selon les modélisations de Legros (1982). Très souvent les lits gras sont plus riches en fraction fine à leur partie supérieure. C'est le cas du lit 32 du profil A analysé en deux points; les fractions inférieures à 50 μm représentent 18,7 et 21,4 % du matériau au sommet du lit et 12,5 et 11,3 % à sa base.

Une part importante des lits maigres présente des granoclassements verticaux très nets. Il peut s'agir de granoclassements normaux (lits 25, 17, 15, 13 et 11 du profil B et du lit 20 du profil A) ou de granoclassements inverses (lit 33 du profil B et des lits 34, 33, 31, 26, 11, 9 et 3 du profil A). Plus rarement, on rencontre des granoclassements plus complexes, à double polarité, avec deux possibilités: soit un amenuisement du matériau de part et d'autre du milieu du lit qui est plus grossier (ce cas est plus rare), soit un accroissement de la taille du matériau de part et d'autre de la partie centrale du lit qui est plus fine (lit 19 du profil B, lit 28 du profil A). Il existe aussi quelques exemples de lits maigres présentant deux termes à polarité inverse superposés. Le granoclassement n'est pas toujours stable le long d'un lit et il peut changer de sens. Les lits à granoclassement inverse sont plus fréquents vers la partie aval du dépôt.

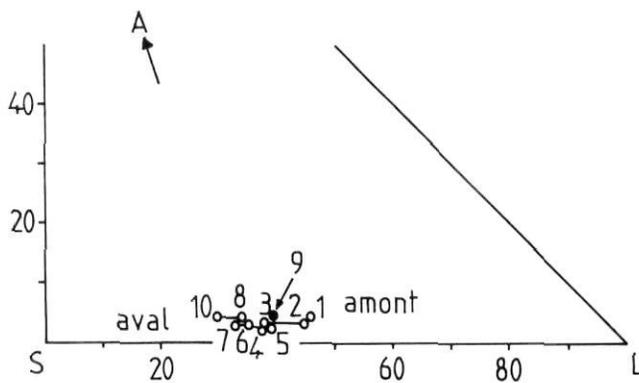


FIGURE 8. Évolution texturale d'un lit gras d'amont en aval sur un diagramme sable-limon-argile. À l'exception de l'échantillon n° 9, tous les points s'alignent sur une droite en direction du pôle sable. Selon Legros et Pedro (1983), cette évolution serait caractéristique d'un lavage.

Textural evolution of a lit gras from up to downslope transferred on a sand-silt-clay diagram. Except for sample No. 9, all the points are in line in the direction of the sand pole. According to Legros and Pedro (1983) this evolution is typical of a washing.

Les contacts entre les lits sont presque toujours les mêmes: francs et tabulaires entre le sommet des lits gras et la base des lits maigres, progressifs et ondulés entre la base des lits gras et le sommet des lits maigres (fig. 9). Les ondulations sont visibles à la fois dans le sens longitudinal et dans le sens transversal. Quelques rares lits gras comportent cependant des limites inférieures nettes et régulières. Assez souvent, les lits gras sont subdivisés par de minces couches plus riches en granules et graviers.

Il faut aussi souligner la présence, dans le dépôt de grèze litée, de figures sédimentaires remarquables. Il s'agit pour l'essentiel:

- de terminaisons de lits gras en forme de fronts de coulées, certaines biseauées. L'inclinaison des lits maigres encaissants est conforme au contour de ces fronts (fig. 10);
- dans le sens longitudinal (coupes sagittales), de festons bien dessinés à la base des lits gras: ceux-ci ont une période allant de 30 cm à plus d'un mètre et sont fréquemment dissymétriques. Il arrive que ces festons se chevauchent et soient séparés par une coupure ayant l'aspect d'une ligne de cisaillement (fig. 11). Cisaillements et étirements ont pu conduire à isoler totalement des festons sous forme de lambeaux de lits gras de forme lenticulaire;
- dans le sens transversal (coupe frontale), de festons également bien dessinés à la base de plusieurs lits gras (fig. 12). Ceux-ci obéissent à deux périodes distinctes: 35-50 cm et 89-95 cm. Les éléments des lits maigres sous-jacents épousent la forme des festons (fig. 13).

Dans une autre grèzière, quelques centaines de mètres plus au nord, des festons de plus petite période (20 cm) ont été repérés à la base des lits gras. Plus rarement, des festons étroits accidentant le sommet tabulaire de quelques lits gras ont pu être observés.

Une structure lamellaire très nette et, plus rarement, une structure vésiculaire se développent dans les lits gras (fig. 14).

Des coiffes limoneuses épaisses existent à la partie supérieure des cailloux des lits maigres. Le sommet des lits gras est enrichi en particules limono-argileuses, comme le confirme l'analyse granulométrique.

La disposition des cailloux et des granules n'est pas aléatoire. Dans les lits maigres outre l'adaptation aux festons déjà signalée, on observe fréquemment en coupe sagittale des fragments relevants qui s'imbriquent localement en donnant une sorte de «tuilage». Dans les lits gras, les éléments grossiers sont plus faiblement inclinés que le lit qui les renferme. À titre d'exemple, les relevés faits sur l'orientation et l'inclinaison des fragments calcaires d'un lit maigre et d'un lit gras ont été reportés sur des diagrammes de Schmidt (fig. 15). Les orientations des grands axes des fragments se regroupent autour de la ligne de grande pente en ne différant au maximum que de 30°. Les éléments dont le grand axe est orthogonal à la ligne de pente sont très rares. L'inclinaison des grands axes donne une nette prédominance aux fragments «relevants» vers l'aval. Dans le lit maigre 88 % des fragments sont relevants, 8 % conformes et 4 % plongeants et, dans le lit gras 74 % sont relevants, 4 % conformes et 22 % plongeants.

Le matériel grossier de la grèze (graviers et petits cailloux) est exclusivement constitué de calcaire micritique de type mudstone à microfossiles. Les fractions grossières étudiées (éléments supérieurs à 10 mm) appartiennent aux grèzes de l'ensemble médian. Il s'agit du lit maigre n° 17 et du lit gras n° 28 du profil B. Ces fragments sont presque exclusivement des éclats et des plaquettes, leurs arêtes sont fraîches, leurs surfaces dans l'ensemble rugueuses, des traces de dissolution se remarquent sur 20 % d'entre eux et un dépôt de calcaire s'est accumulé sur 25 % des fragments du lit 28 et 67,5 % de ceux du lit 17. L'influence de la fissuration préexistante dans le calcaire est directement sensible sur la morphologie d'un quart des éléments. Le matériel sablo-limoneux comporte, quant à lui, une part importante d'éléments calcaires (environ 80 %), des quartz (10 %), des grains ferrugineux arrondis (3 à 5 %), des fragments de silex (1 à 3 %) et des paillettes de muscovite et de biotite (1 %).

ORGANISATION MICROSCOPIQUE DES GRÈZES

Organisation de la grèze litée

La granulométrie et la répartition des différentes fractions ne sont pas homogènes. Dans les lits maigres, la fraction grossière (sables grossiers et graviers) est globalement mieux classée que dans les lits gras et elle présente des granoclasses normaux ou inverses. Les éléments sont disposés à peu près parallèlement à la pente, avec localement une organisation en tuiles. Quelques-uns sont redressés à contre-pente. En coupe frontale (fig. 16), les éléments s'adaptent aux festons de la base des lits gras. Ces résultats confirment les observations macroscopiques.

La porosité des lits maigres est comprise entre 30 et 40 % et correspond à une porosité d'entassement des granules. Celle des lits gras se situe autour de 15-20 % et correspond à des cavités planaires ou à des vésicules. La structure des lits gras est soit de type lamellaire, en général mal développée en raison de l'hétérogénéité granulométrique, soit de type vésiculaire. Les structures vésiculaires se rencontrent surtout dans

la partie supérieure des lits gras et également sous forme de plages isolées à l'intérieur de ceux-ci. Cavités et vésicules sont fréquentes sous les granules et les graviers.

Dans les lits maigres, la fraction limono-argileuse est présente uniquement sous forme de traits texturaux (cf. Bullock *et al.*, 1985). Dans les lits gras, elle est plus ou moins nettement distribuée en bandes horizontales d'épaisseur voisine de 5 mm à 1 cm, générant des sous-lits soit à tendance «maigre», soit à tendance «gras». Le fond matriciel, par comparaison avec celui de la grèze mal stratifiée basale, présente un caractère

éluvial net avec une concentration relative des sables et des limons. La limite supérieure des lits gras est nette, alors que la limite inférieure est plus diffuse et correspond à une raréfaction progressive et à l'amincissement des bandes de fraction fine.

Les traits texturaux comprennent: a) des enrobements de matrice argilo-limoneuse brunâtre, quelquefois rouge, autour des sables, des granules et des petits graviers; b) des revêtements bruns à brun-rouge, argilo-limoneux dans les cavités (fig. 17). Leur abondance est variable; ils ont tendance à former

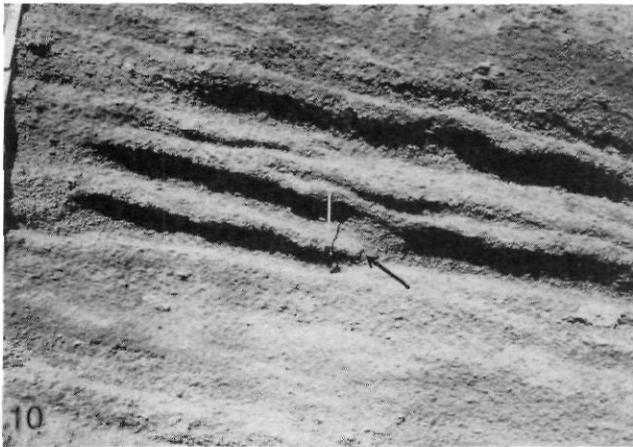
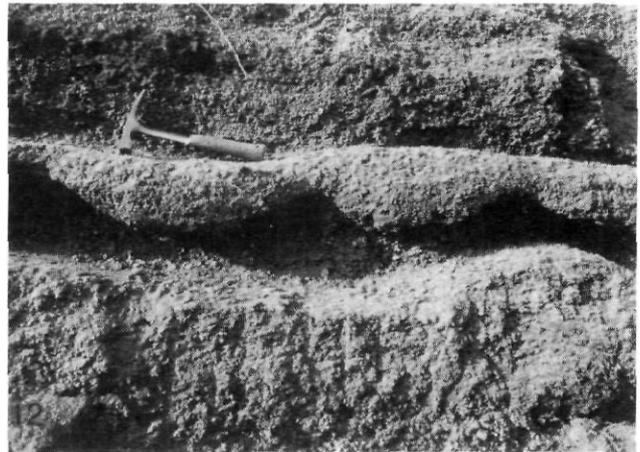
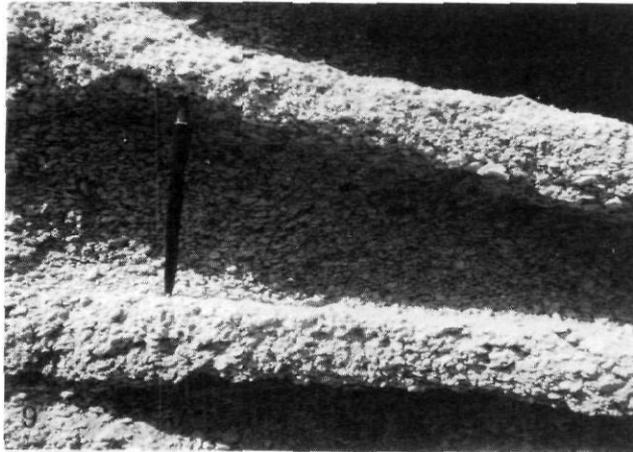


FIGURE 9. Verteuil, coupe sagittale: contacts entre lits gras et lits maigres.

Verteuil, section trending downslope: contacts between lits gras and lits maigres.

FIGURE 10. Verteuil, coupe sagittale: front de coulée (flèche).

Verteuil, section trending downslope: Front of a lobe (arrow).

FIGURE 11. Verteuil, coupe sagittale: festons chevauchants et cisaillements.

Verteuil, section trending downslope: overthrusting, festoons and shearings.

FIGURE 12. Verteuil, coupe frontale: festons transversaux.

Verteuil, section across the slope: transversal festoons.

FIGURE 13. Verteuil, coupe frontale: détail des dispositions des éléments grossiers dans un lit maigre sous un lit gras festonné.

Verteuil, section across the slope: detailed view of the fabrics in a lit maigre situated under a festooned lit gras.

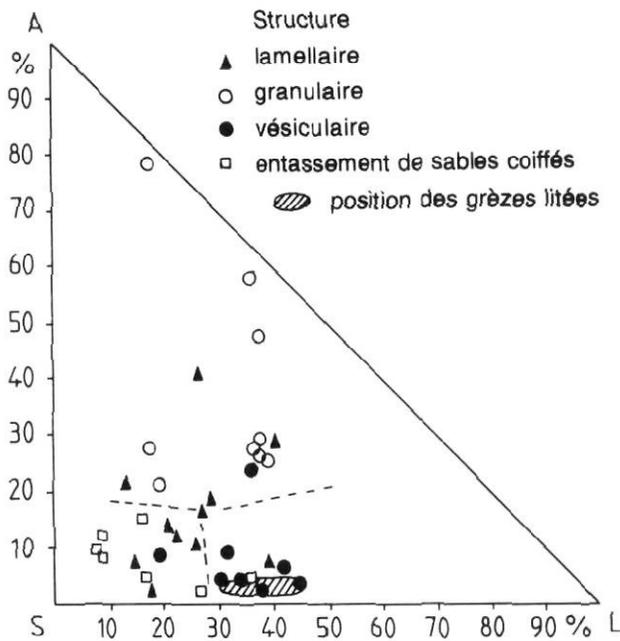


FIGURE 14. Distribution des différents types de microstructures sur un diagramme triangulaire des textures. Compilation d'après diverses sources concernant des dépôts actuels et fossiles. La texture des grèzes litées les fait se placer dans le champ des structures vésiculaires ou lamellaires, ces dernières étant ubiquistes.

Arrangement of the different types of microstructures reported on a triangular diagram of textures. Compiled from varying sources related to present and fossil deposits. The texture of the grèzes litées connects them with the field of the vesicular or platy structures which are ubiquitous.

des bandes d'accumulation et se rencontrent surtout au sommet des lits gras; c) dans le fond matriciel, des concentrations à contours diffus de sables lavés; d) des coiffes limoneuses sur la face supérieure des graviers (fig. 18) et entre ceux-ci des accumulations limoneuses litées en forme de ménisque (fig. 19). Les coiffes les plus épaisses, atteignant 800 µm, sont observées dans la partie supérieure de certains lits gras. Ailleurs, leur épaisseur moyenne est de 200 à 300 µm. Ces coiffes sont parfois recoupées par des vides lamellaires. On a observé au sommet d'un lit gras des granules arrondis totalement entourés par une épaisse coiffe.

Les traits carbonatés sont de deux types: a) des calcins gris, lités, dont l'épaisseur peut atteindre 2 mm, disposés sur n'importe quelle face des graviers. Ces calcins sont le plus fréquemment fragmentés et se présentent parfois sous forme d'éléments détachés du gravier support et recouverts d'une coiffe limoneuse; b) des franges de sparite incolore à la base des granules situés sous l'horizon Cca du sol superficiel.

Organisation de la grèze basale mal stratifiée

Ce dépôt diffère de la grèze litée par les caractères suivants: a) une fraction grossière mal classée; b) une orientation des graviers moins régulière; c) une structure mal développée de type granulaire; d) une fraction fine, brun à brun-rouge plus abondante; e) des coiffes peu développées.

On observe également (fig. 20) des pseudomorphoses de racines par des cristaux de calcite dont l'agencement régulier

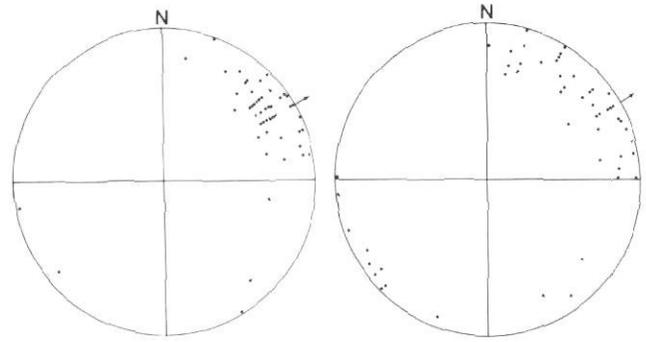


FIGURE 15. Stéréodiagrammes de Schmidt. A. Verteuil, profil A, lit 31: exemple de lit maigre. Inclinaison du lit: 11°; Orientation du versant: N 60°; longueur moyenne des fragments: 15 à 20 mm; nombre de fragments mesurés: 50. B. Verteuil, profil A, lit 32: exemple de lit gras. Inclinaison du lit: 11°; orientation du versant: N 60°; longueur moyenne des fragments: supérieure à 10 mm; nombre de fragments mesurés: 50.

Schmidt nets. A. Verteuil, profile A, layer 31: example of lit maigre. Dip of the layer: 11°. Orientation of the slope: N 60°. Mean length of the fragments: 15-20 mm. Number of fragments measured: 50. B. Verteuil, profile A, layer 32: example of lit gras. Dip of the layer: 11°. Orientation of the slope: N 60°. Mean length of the fragments: superior to 10 mm. Number of fragments measured: 50.

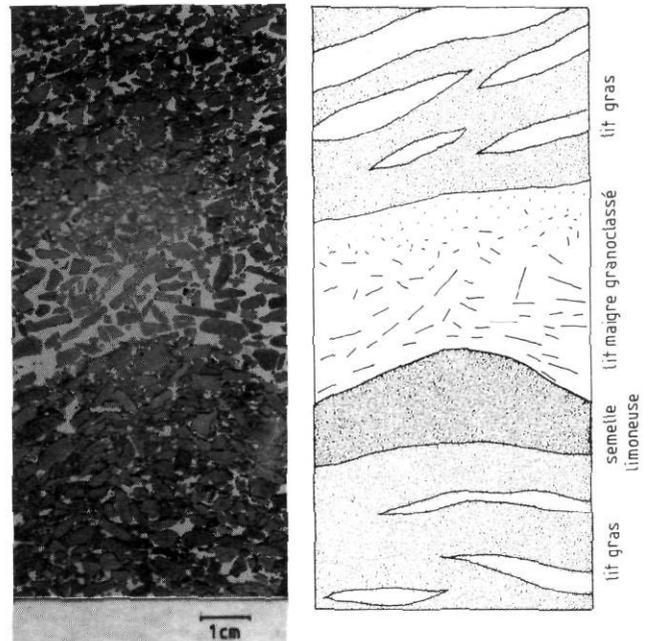


FIGURE 16. Grèze litée en coupe frontale: lame mince et schéma d'interprétation.

Section across the grèze litée deposit: thin section and interpretation outline.

est partiellement ou, le plus fréquemment, totalement détruit, ce qui donne des concentrations de grains sparitiques homogométriques. L'origine des nombreux grains de sparite dispersés dans le fond matriciel, dont le diamètre est voisin de 70 µm, est probablement identique.

DISCUSSION

Les données recueillies lors des observations détaillées de terrain, les résultats des analyses sédimentologiques et ceux

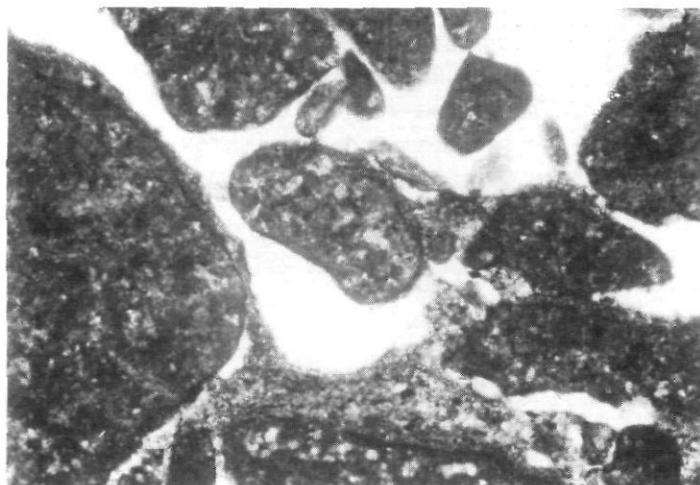
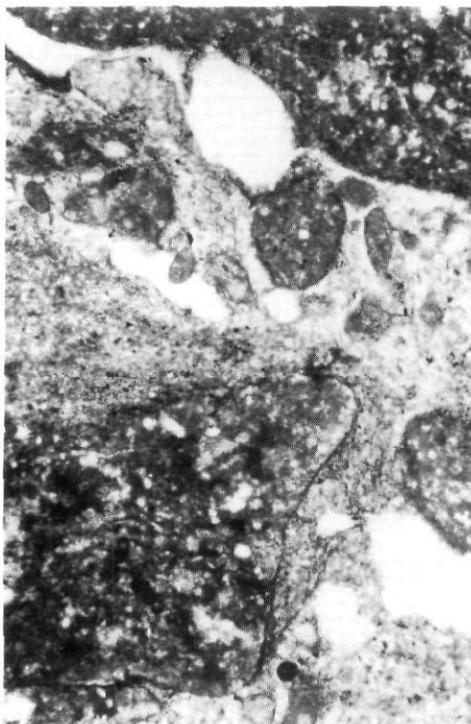


FIGURE 17. Grèze litée, semelle limoneuse. Noter la présence de coiffes limoneuses sur plusieurs faces des graviers et la matrice sablo-limoneuse à porosité vésiculaire. Longueur concernée par la photographie: 3 mm.

Grèze litée, loamy layer. Note the presence of loamy cappings on several faces of pebbles and the sandy and loamy matrix with vesicular porosity. Length concerned by the photograph: 3 mm.

FIGURE 18. Grèze litée, lit maigre: coiffes et accumulations limoneuses en forme de ménisques entre des graviers. Longueur concernée par la photographie: 3 mm.

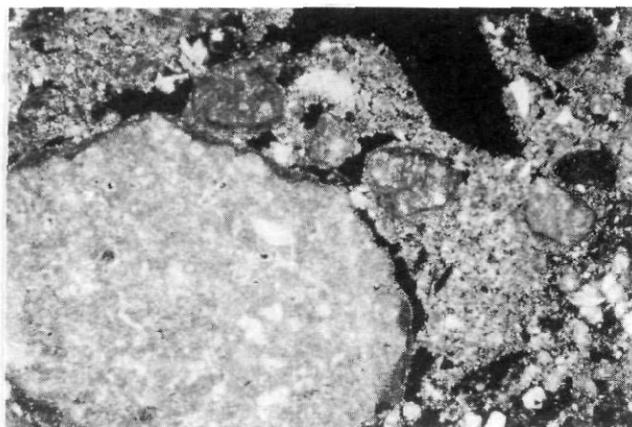
Grèze litée, lit maigre: cappings and loamy bridges between pebbles. Length concerned by the photograph: 3 mm.



FIGURE 19. Grèze litée, lit gras: revêtement argileux brun à brun-rouge. Longueur concernée par la photographie: 1.5 mm.

Grèze litée, lit gras: brown to reddish brown loamy coating. Length concerned by the photograph: 1.5 mm.

FIGURE 20. Grèze terreuse: enrobements de matrice autour des graviers et amas de cristaux équi-granulaires de calcite (en bas à droite),



correspondant à une pseudomorphose de racine partiellement disjointe. Lumière polarisée. Longueur concernée par la photographie: 3 mm.

Muddy grèze: coatings of matrix around pebbles and accumulation of equigranular crystals of calcite (lower right), corresponding to a root cast partially disconnected. Plane polarized light. Length concerned by the photograph: 3 mm.

de l'analyse micromorphologique permettent de cerner les processus dominants conduisant à la stratification des grèzes.

LA « NAPPE-COULÉE » COMME MÉCANISME ESSENTIEL DE LA STRATOGÉNÈSE

Beaucoup de traits sédimentaires relevés par Francou, (1989, 1990) dans les nappes-coulées des Andes ont été retrouvés dans le dépôt de grèzes litées de Verteuil, notam-

ment en ce qui concerne les contacts supérieurs et inférieurs des lits gras. La table sommitale du lit gras marque le passage brutal d'un sédiment de structure ouverte (le lit maigre) à un sédiment de structure colmatée à support matriciel.

Rupture granulométrique et rupture dans la porosité, le toit du lit gras est à la fois un plan oblique de circulation des eaux et une surface de dépôt des particules fines éluvées. La régularité de la table sommitale s'acquiert progressivement par la

reprise du matériel fin en surface de la nappe-coulée par de petites laves de ruissellement pendant les premiers jours de fonte puis, après fossilisation, par les circulations internes de l'eau et l'enrichissement en particules fines qui en résulte.

L'aspect festonné de la base du lit gras, en coupe sagittale, serait dû aux modalités d'avancée de la semelle fine au niveau du front, d'après les mécanismes invoqués par Francou (1989) pour les coulées andines. En période de faibles apports hydriques, l'avancée de la semelle se fait lentement par cryoreptation: elle tend à être laminée par les lavages successifs (terminaison en biseau) et à construire un front pierreux proéminent (fig. 21.1). En période de forte charge en eau, un régime plus proche de la gélifluxion s'établit: la semelle fine tend à se

répandre en avant du front. Pendant ce temps, la fraction grossière n'est plus triée en quantité suffisante et le bourrelet cailleouteux s'amaigrit (fig. 21.2). Le rétablissement d'un régime de cryoreptation reconstitue le front pierreux (fig. 21.3). La semelle à base festonnée peut subir des retouches par cryoreptation ou éluviation, ce qui conduit parfois à des chevauchements ou à l'isolement de paquets de matériau fin (fig. 21.4). La formation des festons dans le sens transversal à la pente est liée, comme cela a été observé dans les Andes, à une digitation de la semelle fine et à l'organisation de figures striées sur le dos de la nappe-coulée. Au niveau du front (fig. 22.1 et 2), l'éluviation du matériau fin est plus forte dans l'axe des bandes grossières du sol strié, ce qui tend à subdiviser la semelle. Celle-ci progresse davantage dans l'axe des bandes fines du sol, d'où un aspect frontal digité. En arrière du front, la continuité du lit fin est rétablie par apports de produits matriciels en surface (fig. 22.3).

De la géométrie des festons, on peut déduire que se sont développés, à la surface des nappes-coulées, des sols striés de moyenne période (85-95 cm) et petite période (35-50 cm). La valeur descend jusqu'à 15-20 cm dans une grèzière voisine de celle étudiée en détail. Les sols à petite période sont à mettre en rapport avec une dessiccation prononcée après dégel du matériau fin des semelles (Corte et Higashi, 1964). Les granoclasses dans les lits maigres peuvent être reliés à la dynamique de la nappe-coulée au niveau du front (Francou, 1989, 1990). Les granoclasses de type inverse indiquent qu'un « effet de crible » a pu se produire dans le front pierreux avant que la semelle fine ne le recouvre progressivement. Le granoclassement normal est associé à des fronts dont la taille des éléments croît vers l'aval et dans lequel les plus petits éléments restant au contact de la semelle fine viennent recouvrir les plus grossiers et sont les derniers ensevelis par elle.

Ce mécanisme d'évolution des nappes-coulées implique une mise en place simultanée des lits gras et des lits maigres, la différenciation s'élaborant tout au long de la descente de la nappe sur le versant. Cela explique non seulement les granoclasses observés mais aussi la conformité entre la disposition des éléments de la partie supérieure des lits maigres et le contour des festons des lits gras situés immédiatement au-dessus.

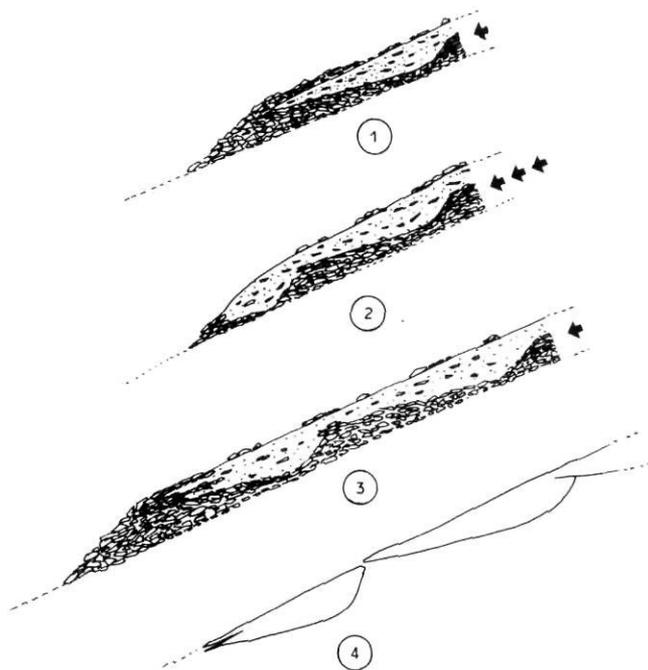
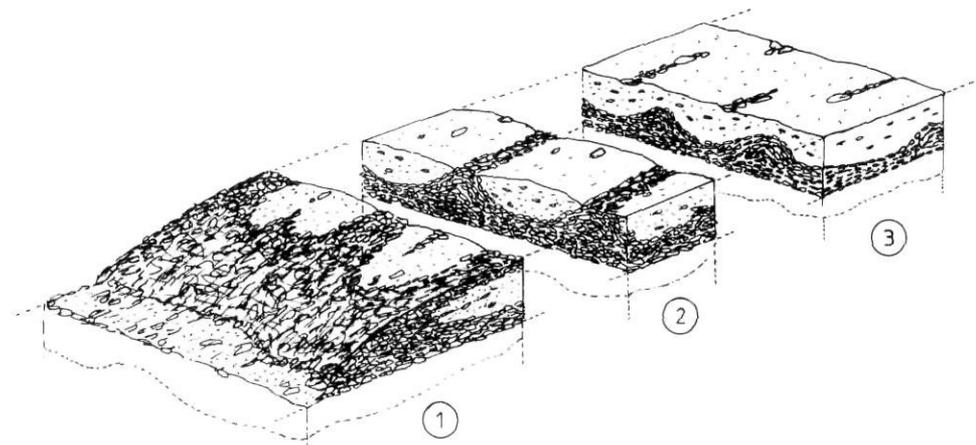


FIGURE 21. Formation des festons longitudinaux à la base des lits gras. 1 et 3: coulée en régime de cryoreptation. 2: coulée en régime de gélifluxion. 4: évolution avec interruption ou cisaillement du lit gras.

Formation of longitudinal festoons at the bottom of the lit gras. 1 and 3: flow under frostcreep regime. 2: flow under gelifluxion regime. 4: evolution with interruption or shearing of the lit gras.

FIGURE 22. Formation des festons transversaux à la base des lits gras à partir de sols striés. 1 et 2: sol strié sur le front de la nappe-coulée. 3: partie arrière de la nappe-coulée, avec figures striées superficielles.

Formation of transversal festoons at the bottom of the lit gras from sorted stripes. 1 and 2: sorted stripe at the front of the nappe-coulée. 3: back part of the nappe-coulée with superficial striped patterns.



TRANSFERTS DE MATRICE PAR LES PERCOLATIONS (FIG. 23)

L'étude en lames minces met également en évidence l'importance des transferts de particules à l'intérieur du dépôt. Dans la grèze litée, l'essentiel de la fraction sablo-limoneuse a été trié et redéposé. Les redistributions ont tendance à s'organiser en bandes, à l'échelle du lit (sous-lits à l'intérieur des macrolits gras) et à celle du dépôt, ces dernières étant calquées sur les discontinuités texturales. Les sables lavés ne forment pas d'entassements dans les vides, mais se présentent en intercalations dans le fond matriciel, manifestement en raison de la faible stabilité structurale du matériel.

Les limons forment des accumulations très développées au sommet des lits gras « anciennes semelles fines », dont la faible porosité a ralenti les flux hydriques. Les coiffes limoneuses sont presque toujours disposées sur la face supérieure des graviers, ce qui implique leur formation pendant des périodes de cryoptation lente (progression des graviers parallèlement à la pente) et de stabilisation de nappes-coulées successives. Cependant, localement ou temporairement, il a pu y avoir un mouvement des éléments grossiers dont le pourtour est alors cerné par la coiffe. Ce cas a été décrit dans les niveaux superficiels de coulées de solifluxion (Harris et Ellis, 1980) ainsi que dans des podzols boréaux (Fedoroff *et al.*, 1981). Il y avait rotation des grains, soit au cours d'un fluage rapide (Van Vliet-Lanoë, 1985, 1987), soit par cryoturbation ou action des pipkrakes.

Les particules les plus fines, argilo-limoneuses, se sont déposées en profondeur sous forme de revêtements non fragmentés. Leur couleur brun-rouge indique qu'une grande partie de la fraction argileuse des grèzes est un héritage des vieux sols des plateaux. Ces argiles héritées, comme les limons, sont présentes dans tout le dépôt, mais ont tendance à former des bandes délimitées par les discontinuités texturales. L'existence de traits illuviaux non intégrés au fond matriciel implique que, très souvent, le gel ne devait pas être profond. En effet, dans les sols périglaciaires actuels, le gel perturbe généralement l'illuviation et ne permet pas l'individualisation de traits, les argiles étant progressivement intégrées à la matrice, mis à part dans des conditions particulières (compaction de l'horizon illuvial par exemple: Van Vliet-Lanoë, 1985). En revanche, dans des dépôts de pente stratifiés andins soumis à des gels répétés mais superficiels, on rencontre à faible profondeur des traits illuviaux non perturbés (Van Vliet-Lanoë et Francou, 1988).

Les fins enrobements de matrice autour des sables et des graviers n'ont probablement pas une origine illuviale, mais correspondent à de la matrice réorientée à la périphérie des grains sous les contraintes dues au gel et au fluage. La présence d'enrobements de couleur rouge s'interprète comme les restes d'un fond matriciel argileux rubéfié accroché et réorienté autour de son support. Des traits comparables ont été décrits dans différents milieux périglaciaires actuels (Bunting et Federoff, 1974; Bjorknem et Jongerius, 1974: «*transportation crust*») et fossiles (Bertran, 1989; Tarnocai et Smith, 1989: «*embedded grain argillans*»).

À l'échelle microscopique, les processus génétiques majeurs dans les grèzes litées sont donc un fluage lent pro-

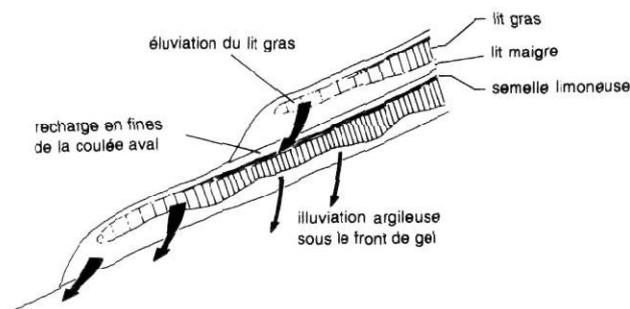


FIGURE 23. Transfert de la fraction fine dans un système de coulées superposées.

Migration of the fine fraction in the case of superimposed frostcreep sheets.

voqué par la ségrégation de glace en lentilles et des transferts de particules solides. Ces derniers contribuent à l'apparition des figures macroscopiques caractéristiques du dépôt. Ainsi, le blocage des limons sur le sommet des lits gras génère un contact brutal entre le lit gras et le lit maigre sus-jacent; la redistribution de la fraction fine à l'intérieur du lit gras conduit à une limite inférieure diffuse. Les passées de petits éléments au centre de certains lits maigres correspondent aux résidus de lits gras peu épais dont la fraction argilo-limoneuse a été totalement éluvée; il ne subsiste alors que les éléments grossiers (granules, petits graviers). Par ailleurs, ces transferts interagissent avec la dynamique de mise en place de la grèze. L'éluviation des lits gras favorise une baisse de la stabilité structurale et permet l'apparition de comportements boueux. Il apparaît également vraisemblable que la circulation latérale des suspensions permet une réalimentation en particules fines des coulées situées plus en aval sur le versant, compensant ainsi leurs pertes par éluviation et permettant la poursuite de leur progression sur la pente.

Néanmoins, la présence de revêtements argileux non fragmentés dans les cavités des grèzes montre qu'une partie des particules fines est exportée hors de la couche touchée par les cycles de gel-dégel conduisant à un appauvrissement progressif de la coulée de solifluxion au fur et à mesure de son avancée, comme le mettent en évidence les analyses granulométriques.

AUTRES PROCESSUS OBSERVÉS EN CHARENTES

Si l'essentiel de la stratogénèse apparaît bien lié au fonctionnement de nappes-coulées cheminant lentement par cryoptation, parfois gélifluxion avec, simultanément, redistribution des éléments par éluviation-illuviation, on trouve cependant, en Charentes, des faciès dont l'origine doit être attribuée à l'intervention d'autres processus.

L'influence du ruissellement linéaire est sensible dans quelques niveaux des dépôts d'une autre grèzière de Verteuil et des grèzières de Puygard (Neuvicq-le-Château) et de Villegast où l'on a relevé la présence de petits chenaux, de structures entrecroisées et de petits cônes de sables et granules émoussés. Tout ceci suppose un ruissellement pouvant atteindre un débit suffisant pour inciser la grèze, redistribuer son matériel de taille inférieure aux cailloux et donner nais-

sance à de petits cônes lités. Il s'agit toutefois de retouches mineures.

Les transferts de produits solubles sont peu abondants. Les calcins sont une forme d'accumulation de la calcite très courante dans les sols caillouteux et dont la genèse est sous l'influence de l'activité biologique (Adolphe, 1975; Vergès, 1982). Dans les grèzes litées, ces traits sont disposés sur n'importe quelle face des graviers et sont fréquemment fragmentés, indiquant un remaniement. Ils proviennent probablement du sol calcaire situé dans la zone d'affleurement de la roche mère, en amont du versant (Vergès, 1982). Les franges de sparite incolore à la base des graviers ne se rencontrent qu'à la base de l'horizon Cca du sol superficiel. Ce type de cristallisation est considéré comme des précipitations physico-chimiques en milieu vadose (Vogt, 1984).

Comme l'avait souligné Guillien (1954) on trouve toujours, à la base des grèzières, une grèze plus terreuse, plus massive, présentant de rares lits maigres à granoclassement normal. Les structures granulaires observées dans cette grèze basale, plus massive et plus riche en éléments fins sont aussi connues en milieu périglaciaire. Elles seraient dues à l'action répétée du gel-dégel sur des matériaux riches en argile ou en matière organique (Bunting et Fedoroff, 1974; Fedoroff *et al.*, 1981). Selon Van Vliet-Lanoë (1982, 1987), elles s'observeraient presque exclusivement dans des dépôts soliflués à dynamique rapide (« gélifluxion »). La grèze basale se serait donc mise en place de manière discontinue, par des coulées de gélifluxion relativement épaisses, associées à un couvert végétal (« *turf-banked gelifluxion lobes* », Washburn, 1979), dont l'évidence nous est fournie par la présence de pseudomorphoses de racines.

Le sommet des coupes est assez souvent perturbé par des cryoturbations: involutions, fauchages, rares fentes (Verteuil, Echoisy, Salles-de-Villefagnan). Ces figures s'arrêtent souvent sur une sorte de plancher vers 80 à 100 cm de profondeur: elles suggèrent l'existence d'une couche active constamment remaniée, sur pergélisol, après la fin du dépôt de la grèze litée.

La présence de biotite non altérée dans la grèze de Verteuil serait le seul indice que nous ayons d'actions éoliennes. Rappelons, toutefois, que la fraction sableuse des grèzes des Oiselières, commune de Saint-Angeau, Charentes, a été interprétée comme un apport de sables soufflés issus des alluvions de la Tardoire (Guillien *et al.*, 1969b). Aucun lambeau de couverture éolienne n'a cependant pu être mis en évidence dans les grèzes charentaises; le vent n'a vraisemblablement joué qu'un rôle très secondaire dans l'élaboration du litage.

EXAMEN CRITIQUE DES PRÉCÉDENTES HYPOTHÈSES

Selon Guillien (1951, 1969a), le moteur principal de la stratogénèse est le ruissellement dû à l'eau de fonte de la neige au printemps, qui aboutit à la différenciation du lit gras et du lit maigre: « le tri est rapide dans un milieu en mouvement qui a franchi la limite de liquidité ». Le lit maigre est le résultat d'une « lévigation », le résidu d'un apport de ruissellement. Le lit gras se forme lorsqu'il y a excès de charge soit par apport de matériau frais, soit par réenrichissement local en matériau fin. Plusieurs arguments vont à l'encontre d'un rôle majeur du ruis-

sellement. À Verteuil, l'absence presque totale de figures d'incision (*rills*) permet de déduire que la compétence du ruissellement n'était pas de nature à mobiliser le matériel grossier (graviers, petits cailloux). Ces observations de terrain sont en accord avec les résultats des expériences menées par De Ploey et Moeyersons (1975). L'absence également de granoclassements longitudinaux, de structures obliques ou entrecroisées dans les zones sablo-granuleuses et de lentilles de décantation exclusivement fines ne plaide pas en faveur du ruissellement. De la même façon, on explique mal les granoclassements verticaux inverses. Enfin, l'orientation presque systématique des éléments grossiers conformément à la pente se retrouve dans les matériaux soumis à une solifluxion lente alors que le ruissellement tend, au contraire, à placer les éléments orthogonalement au flux (Cailleux et Tricart, 1965).

L'hypothèse congélifluxion-ruissellement proposée par Journaux (1976) semble, elle aussi, difficile à appliquer dans le domaine charentais. Les granoclassements verticaux variés observés ne peuvent provenir d'un simple lavage des particules fines. De plus, ce lavage ne peut seul aboutir à la formation d'une « table » bien marquée au sommet des lits gras. Le fait qu'en coupe frontale, la disposition des graviers du sommet d'un lit maigre épouse la base festonnée du lit gras sus-jacent s'oppose à l'interprétation des festons comme la trace d'incisions dues au ruissellement. Néanmoins, comme dans le modèle andin, il est fait appel à la solifluxion pour la mise en place des lits gras, mécanisme déjà retenu par Tricart et Cailleux (1967). Pour que soit respectée la bonne organisation des éléments grossiers des lits, pour pouvoir expliquer les festons vus en coupe sagittale ainsi que la formation et la conservation des sols striés, il faut que le mouvement soit lent. En cela, le modèle andin qui privilégie la cryoreptation paraît le mieux adapté à une explication du litage des grèzes charentaises.

LA CRYOREPTATION COMME PROCESSUS DOMINANT

Plusieurs arguments convergent pour faire de la cryoreptation le processus dominant. Ce sont:

- la continuité longitudinale et transversale des lits gras et le maintien de leurs caractères sédimentologiques sur de larges surfaces, ce qui implique un mouvement d'ensemble organisé de la masse de débris;
- la présence de lits gras pouvant se terminer en fronts lobés bien dessinés témoignant d'une bonne cohésion du matériau lors de son immobilisation;
- la présence aussi, en coupe frontale, de figures reconnues comme ayant un lien avec la digitation des lobes et l'organisation de sols striés sur le dos de ces derniers, ce qui suppose un mouvement lent de l'ensemble susceptible de les conserver;
- la nette dominance des structures lamellaires ainsi que la position préférentielle des coiffes limoneuses sur la face supérieure des éléments grossiers. Ces structures sont dues à la ségrégation de glace en lentilles dans le sol. Dans les dépôts soliflués actuels de zone périglaciaire, elles se rencontrent de façon systématique, dans les horizons de subsurface ou en profondeur (Harris et Ellis, 1980; Van Vliet-Lanoë, 1988), plus rarement en surface (Van Vliet-Lanoë et Francou, 1988).

D'après Van Vliet-Lanoë (1982, 1987) et Van Vliet-Lanoë *et al.* (1984), la présence de ces structures non déformées indiquerait un fluage du sol lent et de type laminaire ou «cryoptation»;

- un rythme de mise en place suffisamment lent pour que la cryoexpulsion des éléments les plus grossiers les lits gras puisse avoir lieu contribuant ainsi à la formation des lits maigres;
- une orientation presque systématique des grands axes des éléments calcaires selon la ligne de plus grande pente.

Cependant le processus de cryoptation n'a pas été exclu, une dynamique plus rapide a pu prendre place temporairement. La fréquence des fragments «relevants» semble signaler une intervention de la gélifluxion. Notons aussi que les structures vésiculaires caractérisent les sols à faible stabilité structurale. En milieu périglaciaire, elles ont été observées en surface ou en subsurface dans différents types de sols. Romans *et al.* (1980), Van Vliet-Lanoë (1987) et Van Vliet-Lanoë *et al.* (1984) s'accordent pour considérer que les vésicules se forment lorsqu'il y a sursaturation en eau au dégel et effondrement des agrégats du sol. Ces conditions peuvent donner lieu à des petites coulées boueuses (Van Vliet-Lanoë, 1988).

Dans les grèzes litées, les structures observées permettent donc d'envisager une dynamique de fluage lent dominante avec une reprise du sommet des lits gras, plus rarement de la totalité de ceux-ci, par des petites coulées boueuses lorsque la fonte du gélisol libère un maximum d'eau au début du dégel.

LES IMPLICATIONS PALÉOCLIMATIQUES

Le problème des conditions paléoclimatiques de formation des grèzes a déjà été abordé par le biais de la cryoclastie expérimentale. Guillien et Lautridou (1970, 1974) ont montré en échantillonnant la roche-mère saine, prise à la base des fronts de carrières, que pour obtenir un spectre granulométrique équivalent à celui de la grèze, il fallait que la roche saturée d'eau subisse un grand nombre de cycles gel-dégel (200 à 300) avec des températures descendant entre -5° et -15°C selon les faciès. Plus récemment, Ozouf (1983) prenant la roche fissurée, plus ou moins altérée, affleurant dans les versants a prouvé que s'il fallait toujours un grand nombre de cycles gel-dégel pour obtenir les éléments grossiers de la grèze, les conditions de teneur en eau et de température pouvaient être moins rigoureuses: recharge périodique en eau des pierres par la base, condition souvent obtenue sur le terrain, et température comprise entre -3° et -5°C . Le gel-dégel des roches prises en surface fournit, par ailleurs, une quantité de matériau fin non négligeable. Le fort pourcentage de plaquettes confirme l'importance de la fissuration préalable de la roche.

Les conclusions de ces études expérimentales rejoignent les constatations faites dans les hautes Andes où le fonctionnement des nappes-coulées implique des cycles gel-dégel brefs, superficiels, mais très fréquents. Son application aux grèzes de la région charentaise implique par conséquent pour cette région un climat à grande fréquence de gels de courte durée avec de façon irrégulière des gélisols hivernaux peu profonds, ce que confirment les divers traits macro- et micromor-

phologiques énumérés dans cette étude. Seule, la partie supérieure des grèzes, très perturbée (plications, crochets), suppose l'existence d'un gélisol profond, voire du couple pergélisol-couche active.

La fréquence des cycles efficaces exigée par ce nouveau modèle ne peut aller de pair avec la présence d'un manteau nival de grande extension et de longue durée tel que l'envisageait Guillien. Par contre, des apports de neige faibles et renouvelés ainsi que la persistance d'une corniche neigeuse, fondant lentement au sommet du versant, devaient fournir l'apport d'eau nécessaire à une cryoclastie et à une cryoptation actives.

Nous n'avons pas trouvé de traces de végétation dans la grèze litée, uniquement des pseudomorphoses de racines dans la grèze basale plus massive. Toutefois des analyses palynologiques portant sur d'autres grèzières de Charentes: Sonnevile, Échoisy, indiquent qu'au moment où la grèze litée se formait le paysage était formé d'une steppe rase à Cichoriées accessoirement Ombellifères et Graminées piquetée de quelques pins (Bastin et Guillien, 1971). La végétation devait, de plus, être clairsemée sur les versants soumis à une morphogénèse périglaciaire active. Par ailleurs, la valeur de ces spectres établis à partir d'un matériel très poreux reste sujette à caution.

Dans l'hémisphère nord, les dépôts de grèze litée connus se trouvent sous des latitudes moyennes. Le réchauffement diurne y est important pendant au moins la moitié de l'année à des altitudes basses ou moyennes et dans des domaines non continentaux ou à continentalité modérée. Cette situation est favorable aux alternances gel-dégel en milieu humide, même en période froide, en particulier sur les versants exposés à l'est qui ne sont ni les plus froids, ces derniers étant les versants nord, ni ceux qui s'échauffent le plus au cours de la journée (versants regardant à l'ouest et au sud). Les versants exposés à l'est sont aussi propices au maintien de plaques ou de corniches de neige et à l'existence de gélisols saisonniers peu profonds comme l'avaient respectivement souligné Guillien (1964a) et Journaux (1976). De ce fait, ils étaient les plus favorables au fonctionnement des nappes-coulées. L'erreur a certainement été de rechercher presque toujours les analogues actuels dans les régions des hautes latitudes où le nombre de cycles gel-dégel annuel est très restreint et où les grèzes litées sont quasi inexistantes. À haut altitude, en milieu périglaciaire alpin, le gélisol et le manteau neigeux saisonniers imposent à la stratogénèse des conditions limites. Seuls, les petits versants où les cycles de gel-dégel sont nombreux et superficiels y sont favorables (Francou *et al.*, à paraître).

CONCLUSION

Par ses caractéristiques granulométriques et son organisation d'ensemble le dépôt de Verteuil étudié entre bien dans la famille des grèzes litées. La recherche de traits sédimentologiques et micromorphologiques particuliers nous a conduits à le replacer dans le contexte plus large des dépôts de pente stratifiés. Le modèle andin des nappes-coulées qui s'étalent sur les versants grâce à une cryoptation active liée à une grande fréquence des cycles gel-dégel a été pris comme référé-

rence bien que dans les Andes le matériau soit plus hétérométrique. À quelques nuances près, ce modèle est de nature à expliquer la ségrégation du matériau en lits gras et lits maigres, le large développement de ces lits, leurs types de contacts et de granoclassements. Cependant, alors que dans les Andes la cryoreptation semble exclusive, en Charentes, il semble clair que la gélifluxion, voire des écoulements rapides, prenant la forme de petites coulées boueuses, toujours superficiels, ont joué un rôle non négligeable, l'influence du ruissellement restant très limitée.

L'étude de ces dépôts a également montré que, surimposée à la dynamique de cryoreptation, se produisaient de très importants transferts de matrice, guidés par les hétérogénéités texturales à travers les différents trains de coulées étalés sur le versant. Ces transferts interagissent avec la dynamique des coulées, essentiellement en modifiant leur comportement mécanique par accumulation ou soustraction d'une partie du spectre granulométrique de la matrice et permettent le réapprovisionnement en particules fines des coulées aval sur le versant et, de cette manière, la poursuite de leur progression.

Il est maintenant nécessaire de tester le modèle proposé pour les grèzes de Charentes dans d'autres formations, présentes en France et en Europe du Nord. En effet, sous d'autres climats plus continentaux comme vers la Bourgogne et la Lorraine ou bien dans des milieux où la lithologie et les formations superficielles ne sont pas les mêmes, les modalités de mise en place de la grèze litée ont pu être différentes. En Charentes, les lits gras ont presque toujours de grandes dimensions vraisemblablement parce que le stock de matériel fin était toujours abondant, issu tout à la fois des couvertures des plateaux, des interbanco marneux des calcaires, de la fragmentation de ces calcaires par le gel, très secondairement d'apports éoliens. De ce fait, les semelles fines des nappes-coulées étaient constamment réalimentées et pouvaient jouer leur rôle moteur sur une assez longue durée.

Le modèle de mise en place envisagé nécessite de très nombreuses alternances gel-dégel sur des versants bien humidifiés par la fonte de couvertures neigeuses peu épaisses et peu durables, rythme quasi journalier sur une grande partie de l'année, et implique l'existence de gélisols saisonniers peu profonds. La formation des grèzes litées se placerait donc en dehors des phases les plus froides des cycles glaciaires. Le maximum du froid serait inscrit dans l'épaisse couche cryoturbée terminale qui ne peut s'expliquer que par un gélisol saisonnier profond, voire la présence d'un pergélisol.

Si l'on se base sur les reconstitutions des variations de température et de précipitations faites pour la France moyenne pendant le dernier cycle glaciaire (Guiot *et al.*, 1989), on constate que les phases très froides et très sèches ont été de courte durée tandis que les phases froides et moins sèches, favorables à une grande fréquence des variations thermiques autour de 0°C à l'échelle annuelle, ont été les plus durables. La formation des grèzes litées pendant ces dernières, puis leur perturbation pendant les épisodes courts les plus rigoureux, s'accorderaient assez bien avec ces courbes paléoclimatiques.

REMERCIEMENTS

Nous remercions: le secrétariat de la mairie de Verteuil pour l'aide qu'il nous a apportée dans la recherche des propriétaires des carrières; MM. Raymond Mary, propriétaire de la principale carrière visée par l'étude et à laquelle il nous a laissé libre accès et Marc Le Ber qui a participé à la première des trois missions de terrain. Les circonstances ne lui ont malheureusement pas permis de poursuivre ce travail de recherche, ce que nous regrettons vivement. Nous remercions également M^{mes} Michèle Levant et Simonne Guermont du Centre de géomorphologie qui ont effectué les analyses sédimentologiques et M^{lle} Michèle Lavollé pour son aide dans la réalisation des figures. Nous sommes reconnaissants à B. Héту et D. St-Onge pour la lecture critique du manuscrit et leurs nombreuses suggestions.

RÉFÉRENCES

- Alexandre, J. et Macar, P., 1960. Le périglaciaire pré-wurmien. Actes du Colloque international tenu à l'Université de Liège du 9 au 12 juin 1959, Liège, 187-197.
- Bastin, B. et Guillien, Y., 1971. Approche palynologique des grèzes litées de Sonnevile et d'Échoisy (Charentes). Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 273: 2063-2066.
- Bertran, P., 1989. L'évolution de la couverture superficielle depuis le dernier interglaciaire: étude micromorphologique de quelques profils types du sud de la France. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, Géologie, 211 p.
- Bertran, P., Francou, B. et Pech, P. (à paraître). Stratogénèse associée à la dynamique des coulées à front pierreux en milieu alpin (La Mortice, Alpes méridionales, France). Géographie physique et Quaternaire.
- Bjorkhem, U. et Jongerius, A., 1974. Micromorphological observations in some podzolized soils from Central Sweden, p. 320-332. In G. K. Rutherford, ed., Soil Microscopy. Limestone Press, Kingston.
- Bunting, B. T. et Fedoroff, N., 1974. Micromorphological aspects of soil development in the Canadian High Arctic, p. 350-364. In G. K. Rutherford, ed., Soil Microscopy, Limestone Press, Kingston.
- Cailleux, A. et Tricart, J., 1963. Initiation à l'étude des sables et galets. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, 369 p.
- Cariou, E. et Gabilly, J., 1973. Carte géologique de la France à 1/50 000, Feuille Ruffec. Bureau de recherches géologiques et minières, Service géologique national, Orléans.
- Coltorti, M., Dramis, F. et Pambianchi, G., 1983. Stratified slope-waste deposits in the Esino River Basin, Umbria-Marche Apennines, Central Italy. Polarforschung, 53, 2: 59-66.
- Corte, A. et Higashi, A., 1964. Experimental research on desiccation cracks in soil. U.S. Army, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 66, 76 p.
- De Ploey, J. et Moeyersons, J., 1975. Runoff creep of coarse debris: experimental data and some field observations. Catena, 2: 275-288.
- Dewolf, Y., 1970. Contribution à l'étude des versants calcaires au Spitsberg (Kongsfjorden). Mémoires et Documents, C.N.R.S., Paris, N.S., 10: 149-155.
- 1987. Dépôts de pente stratifiés. Notes et C.R. du Groupe de Travail: Régionalisation du périglaciaire, Comité national français de géographie, XI-XII: 19-39.
- Dewolf, Y. et Guillien, Y., 1962. Les paléosols des grèzes françaises. Comptes rendus sommaires de la Société géologique de France, 3: 90-92.
- Dylik, J., 1967. Solifluxion, congelifluxion and related slope processes. Geografiska Annaler, 49, ser. A, 2-4: 167-177.

- Fedoroff, N., De Kimpe, C., Page, F. et Bourbeau, G., 1981. Essai d'interprétation des transferts sous forme figurée dans les podzols du Québec méridional à partir de l'étude micromorphologique des profils. *Geoderma*, 26: 25-45.
- Franco, B., 1988. Éboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 32, 1: 47-76.
- 1989a. La stratogénèse dans les formations de pente soumises à l'action du gel. Une nouvelle conception du problème. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 40: 185-199.
- 1989b. Régime thermique des sols et rôle du gel dans la dynamique des versants d'un milieu subéquatorial d'altitude: les Andes Centrales du Pérou. *Géographie physique et Quaternaire*, 43, 1: 97-112.
- 1990. Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1: 249-263.
- French, H., 1973. *The periglacial environment*. Longman, London, 309 p.
- Guillien, Y., 1951. Les grèzes litées de Charente. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 22: 153-162.
- 1953. Granulométrie et orientation des grèzes litées, p. 713-721. In J. Malaurie et Y. Guillien. *Le modelé cryo-nival des versants meubles de Skansen (Disko, Groenland). Interprétation générale des grèzes litées*. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6e s., 3 (7-8).
- 1954. Le litage des grèzes. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 238: 2250-2251.
- 1962. Grave, grèze, gress. *Bulletin de l'Association des géographes français*, 303-304: 79-81.
- 1964a. Grèzes litées et bancs de neige. *Géologie en Mijnbow*, 43(3): 103-112.
- 1964b. Les grèzes comme dépôt cyclothémique. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Band 5: 53-58.
- 1969a. Sables calcaires et étage subnival. In *Études sur le Quaternaire dans le monde, actes du VIII^e Congrès I.N.Q.U.A.*, Paris, 1969, 1: 509-512.
- 1969b. Livret-guide de l'excursion A4, Berry-Poitou-Charentes. I.N.Q.U.A., VIII^e Congrès, Paris, 126 p.
- 1981. Gel, neige, vents: les péninglaciaires en Charente. *Recherches géographiques à Strasbourg*, 16-17: 7-17.
- Guillien, Y. et Lauridou, J.-P., 1970. Recherches de gélifraction expérimentale. I — Les calcaires des Charentes. *Bulletin du Centre de géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 5, 45 p.
- 1974. Conclusions des recherches de gélifraction expérimentale sur les calcaires des Charentes. *Bulletin du Centre de géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 19: 25-33.
- Guiot, J., de Beaulieu, J. L., Pons, A. et Reille, M., 1989. A 140 000 year climatic reconstitution from two European pollen records. *Nature*, 338: 309-313.
- Harris, C. et Ellis, S., 1980. Micromorphology of soils in soliflucted materials, Okstindan, Northern Norway. *Geoderma*, 23: 11-29.
- Joly, J., 1976. Les grèzes de Marmagne. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 48-49: 115-117.
- Journaux, A., 1976. Les grèzes du Châtillonnais. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 48-49: 123-138.
- Legros, J.-P., 1982. L'évolution granulométrique au cours de la pédogénèse. Approche par simulation sur ordinateur. Application aux sols acides sur matériaux cristallins en zone tempérée. Thèse de Doctorat ès Sciences, Montpellier, 438 p.
- Legros, J.-P. et Pedro, G., 1983. Importance relative des processus de dissolution et de fragmentation (chimique) lors de l'altération et de la pédogénèse dans les zones tempérées froides. *Sciences géologiques*, Strasbourg, 71: 85-97.
- Malaurie, J., 1968. *Thèmes de recherches géomorphologiques dans le Nord-Ouest du Groenland*. Mémoires et Documents, C.N.R.S., Paris, hors série, 481 p.
- Ozouf, J.-C., 1983. Comparaison de gélifractions naturelles de grèzes charentaises et de gélifractions fabriqués. Thèse de spécialité, géomorphologie, Université de Caen, 185 p., 74 fig.
- Puisségur, J. J., 1976. Les grèzes de Vanvey. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 48-49: 119-122.
- Romans, J. C., Robertson, L. et Dent, D. L., 1980. The micromorphology of young soils from South-East Iceland. *Geografiska Annaler*, 1-2: 93-104.
- Souchez, R., 1966. Réflexions sur l'évolution des versants sous climat froid. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, Paris, 2, VIII, 4: 317-334.
- Tarnocai, C. and Smith, C. A. S., 1989. Micromorphology and development of some Central Yukon paleosols, Canada. *Geoderma*, 45, 2: 145-162.
- Texier, J. P., 1986. Les dépôts de pente carbonatés du Périgord: caractéristiques, genèse, chronologie. *Arqueologia*, Porto, 13: 13-30.
- Tricart, J. et Cailleux, A., 1967. *Le modelé des régions périglaciaires*. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, 512 p.
- Van Vliet-Lanoë, B., 1982. Structures et microstructures associées à la formation de glace de ségrégation: leurs conséquences. In C. R. de la Quatrième Conférence canadienne sur le pergélisol, Calgary, Alberta, 2-6 mars 1981, Conseil national de recherches, Ottawa, p. 116-122.
- 1985. Frost effects in soils, p. 117-158. In J. Boardman, éd., *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. John Wiley and Sons, London.
- 1987a. Cryoreptation, gélifluxion et coulées boueuses: une dynamique continue en relation avec le drainage et la stabilité de l'agrégation cryogénique, p. 203-226. In M. Pecsli et H. M. French, éd., *Loess and Periglacial Phenomena*. Akademiai Kiado, Budapest.
- 1987b. Dynamique périglacière actuelle et passée, apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 31: 113-132.
- Van Vliet-Lanoë, B., Coutard, J.-P. et Pissart, A., 1984. Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments: a comparison of active, fossil and experimental data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 9: 553-565.
- Van Vliet-Lanoë, B. et Franco, B., 1988. Étude micromorphologique et dynamique comparative de sols striés et autres petites formes fluantes superficielles en milieu arctique, alpin et andin. *Bulletin du Centre de géomorphologie du C.N.R.S.*, Caen, 34: 47-63.
- Voisin, L., 1981. Le modelé schisteux en zones froide et tempérée. Mécanismes générateurs et formes essentielles. Analyse géomorphologique d'une région type: l'Ardenne occidentale. Thèse Doctorat ès Lettres, géographie, Paris IV, 883 p.
- Washburn, A. L., 1979. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. Arnold, London, 320 p.
- Watson, E., 1965. Grèzes litées ou éboulis ordonnés dans la région d'Aberystwyth au centre du Pays de Galles. *Bulletin de l'Association des géographes français*, 338-339: 16-25.