

J. P. MICHEL*

Paris

PÉRIGLACIAIRE DES ENVIRONS DE PARIS

Nous nous proposons de décrire les phénomènes périglaciaires des environs de Paris. La région étudiée (fig. 1) s'étend sur 350 km d'Ouest en Est et de 280 km du Nord au Sud. Elle est limitée par les villes de Rouen, Chartres, Avallon, Bar-sur-Seine, Rethel, Compiègne. Les descriptions et interprétations qui suivent, ont été présentées à l'occasion de notre thèse de Doctorat-ès-Sciences, récemment soutenue (février 1972).

GÉNÉRALITÉS SUR LES PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES

L'étude des formes liée au climat périglaciaire a pris un grand développement depuis la dernière guerre mondiale en raison de la mise en valeur des territoires arctiques (Alaska, Nord du Canada, Sibérie) dans lesquels on peut observer des phénomènes périglaciaires actuels. Pour essayer d'expliquer les formes fossiles que l'on peut observer dans le Bassin Parisien, il faut d'abord compiler l'énorme bibliographie consacrée aux phénomènes périglaciaires actuels sous climat arctique. La bibliothèque personnelle de A. CAILLEUX m'a beaucoup aidé, et je suis très reconnaissant à T. L. Péwé d'avoir bien voulu m'envoyer quelques uns de ses tirés à part, ainsi que divers auteurs canadiens (M. BROCHU, J. Cl. DIONNE, D. SAINT-ONGE), car même sans connaître les régions du Grand Nord, on peut ainsi comprendre les mécanismes des phénomènes périglaciaires actuels ou récents, et interpréter ensuite les formes fossiles. D'autre part, les excursions faites avec A. CAILLEUX, puis celles organisées lors du Congrès I.N.Q.U.A. 1969 m'ont permis de discuter la genèse de ces phénomènes avec des spécialistes (KAISER, ŠIBRAVA, WASHBURN).

SITUATION DU BASSIN PARISIEN PAR RAPPORT AUX FRONTS GLACIAIRES

On sait qu'au Riss, tout le Nord de l'Europe était recouvert par les glaces, leur limite Sud passant au Nord de l'estuaire du Rhin et de Londres, tandis qu'au Wurm le front glaciaire était en retrait, puisqu'il passait entre l'Oder et l'Elbe, et à travers

*Laboratoire de Géologie I, Université de Paris VI, 9, quai St. Bernard, Paris (V).

le Danemark. Dans les deux cas, le Bassin Parisien était en position périglaciaire; lors des maximums de froid, le climat périglaciaire était caractérisé par une moyenne thermique annuelle faible (entre -5°C et -10°C), ce qui a entraîné la formation d'un pergélisol discontinu ou sporadique, sol ou sous sol toujours gelé d'épaisseur variable (-5 à -20 m) dans nos régions. En été, le sol superficiel dégelait jusqu'à environ -4 m. Là où il y avait pergélisol, il se transformait en boue, les eaux de

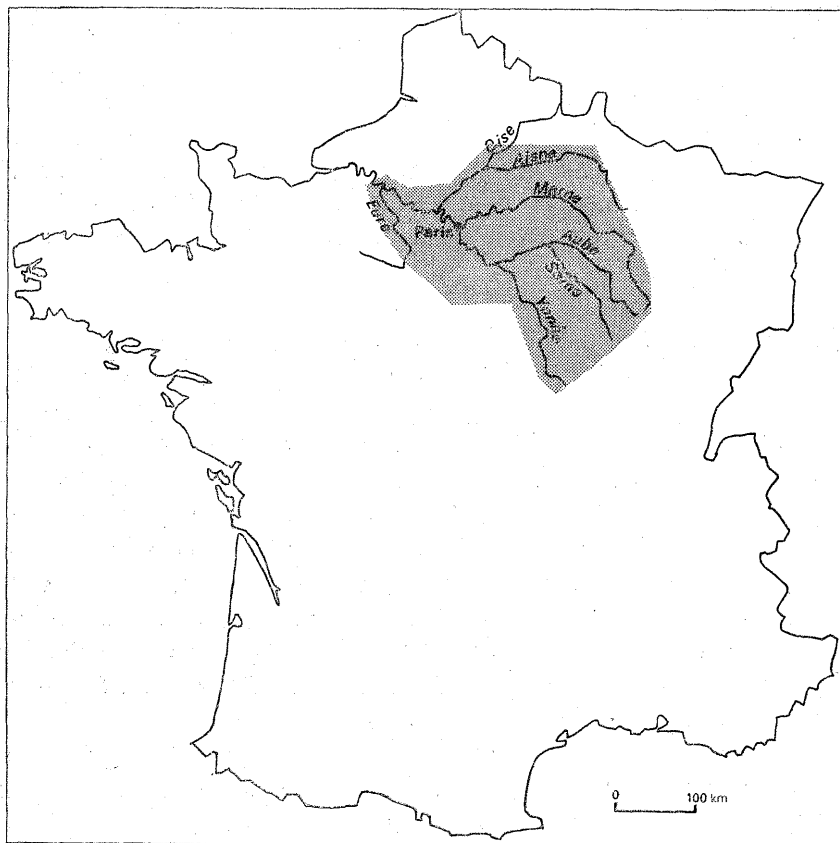


Fig. 1. Carte du secteur étudié

fonte ne pouvant s'infiltrer. Sur les pentes, même faibles, les formations superficielles solifluaient vers les dépressions. La cryoclase contribuait à fragmenter les roches, par places régnait le désert de pierres, ailleurs la végétation était de type toundra; les alternances gel-dégel, particulièrement efficaces en surface, pouvaient être de l'ordre de 60 cycles par an, pendant la belle saison.

Pour préciser le mécanisme de la gélifraction, de nombreuses recherches ont été entreprises à l'étranger et en France (TRICART et le centre de Géomorphologie de la Faculté des Sciences de Caen). Leurs résultats sont très intéressants, car ils permettent de comprendre la résistance des roches au gel qui est très variable. On sait maintenant que cette résistance dépend entre autres de leur porosité et que la gélifraction est rapide lorsque la roche est totalement imbibée d'eau; la craie est la roche la plus gélive, les calcaires marneux sont moyennement gélifs, les calcaires récifaux du Jurassique sont peu ou irrégulièrement gélifs. Le pourcentage de limon originel, libéré par cryoclase, influe beaucoup sur les agents d'érosion ultérieurs (solifluxion); la craie champenoise libérant des limons a pu, après désagrégation, être facilement évacuée par solifluxion sur des pentes faibles; au contraire, les calcaires des cotes de Meuse, plus résistants, ont été dégagés en falaises abruptes par gélifraction différentielle. Dans la nature, cette gélifraction agit surtout si la roche affleure ou n'est recouverte que d'un mince manteau de débris, qui ne suffit pas à la protéger des alternances gel-dégel. Elle est particulièrement active en haut de versant, car les débris gélivés sont évacués au fur et à mesure vers le bas par effet de pesanteur (solifluxion, éboulis); elle agit aussi sur les sommets des buttes, s'ils ne sont pas protégés par les limons. Cette localisation de la gélifraction est nette sur le haut des versants crayeux en Champagne, et sur les „platières" des buttes de grès et de calcaire de Beauce de la forêt de Fontainebleau (travaux de F. JOLY et de F. MORAND).

Soulignons l'importance paléoclimatique et géomorphologique du pergélisol. Pour que le pergélisol se forme, il faut une température inférieure à l'isotherme 0°C dans le sol (-2° à -4° dans l'air sous abri pendant une longue durée). Les pergélisols que l'on trouve en profondeur (jusqu'à -1500 m en Sibérie, 300 m en Alaska central) sont fossiles et ne sont plus en relation avec les conditions climatiques actuelles. La profondeur à laquelle descend le pergélisol dépend d'abord de la moyenne thermique annuelle de la région, mais aussi de la nature des matériaux du sol et de leur position topographique; ainsi, les versants exposés au Sud, dans la région de Fairbanks ont un pergélisol plus profond que ceux exposés au Nord; dans cette même région, caractérisée par un pergélisol discontinu, la profondeur de la surface supérieure du pergélisol est faible (1 m) sous les plaines alluviales, mais dans les zones déboisées ou urbanisées, elle s'abaisse parfois jusqu'à -6 à -13 m. Le pergélisol est recouvert d'une zone „active" qui dégele en été et regele à nouveau en hiver. La présence du pergélisol a une conséquence extrêmement importante pour la géomorphologie des régions périglaciaires, car s'il s'agit d'un pergélisol étendu, il forme un horizon imperméable, qui empêche l'infiltration vers le bas de l'eau de fusion estivale de la couche active, ce qui provoque donc un écoulement superficiel des eaux beaucoup plus important; le débit peut parfois décupler. C'est probablement une des raisons du débit considérable de crue de la Seine et de ses affluents lors des phases froides du Quaternaire.

SOLS POLYGONAUX À TRIAGE DE PIERRES

D'après l'ouvrage classique de A. CAILLEUX et G. TAYLOR „Cryopédologie”, les sols polygonaux sont caractérisés par une organisation géométrique des cailloux en surface; sur pente faible, ils ont souvent la forme d'un polygone régulier, mais sur des pentes fortes (7 à 26°), ce sont alors des sols „striés”. Leur diamètre varie de 10 cm à 10 m.

Dans la région parisienne, c'est surtout dans des matériaux hétérogènes que j'ai pu observer des formes fossiles de sols polygonaux, notamment dans les alluvions anciennes; je n'ai pu observer leur disposition réticulée en plan, car ils ne sont pas visibles en surface étant recouverts par une épaisseur variable de limons déposés postérieurement à leur formation.

Observé en coupe verticale, un sol polygonal forme une cuvette dont les parois sont constituées par des fragments aplatis de roche gélivée; seuls les polygones du type „enraciné” donnent des poches ou festons sur des sections verticales; il y a généralement un rapport entre leur diamètre et leur profondeur de l'ordre de 1,7; on sait qu'il existe une dizaine d'hypothèses quant à leur genèse: convection en surface lors du dégel, expansion de la glace ou origine mixte (TAYLOR).

SOLS POLYGONAUX SUR ALLUVIONS

Alluvions de haute terrasse de la Seine (Quaternaire ancien)

Deux festons de sol polygonal ont été observés en 1964 lors des travaux routiers de déviation de la R. N. 5 près de Montgeron, ils entaillaient sur une hauteur de 2 m les alluvions „plioquaternaires” de la haute terrasse de Seine de la forêt de Sénart (altitude relative: 52 m); les cavités des sols polygonaux sont remplies de galets de silex et de fragments de meulière de Brie (Oligocène inférieur), redressés le long des parois.

Alluvions de moyenne terrasse de l'Yonne à Gron (Yonne)

Les talus de la route D. 72 montraient à la sortie Est de Gron des alluvions grossières (galets de silex et de quartz) très fortement cryoturbées, et disposées en festons de sols polygonaux, à section évasée, parfois ultérieurement déformés (voir fig. 4). Cinq formes typiques ont été dénombrées, de faible dimension (L: 1 m à 1,50 m; profondeur: 0,80 m); le remplissage est formé de galets à la base, de sables moins grossiers vers le haut.

Alluvions de moyenne terrasse de Seine au Sud de Villeneuve-la-Guyard (Seine et Marne)

Les alluvions anciennes (altitude relative: 30—37 m) de la Seine ont été bien visibles dans les talus de la déviation de la R. N. 6. Elles reposent sur la craie cryoturbée, et comprennent deux niveaux de galets séparés par un niveau plus riche

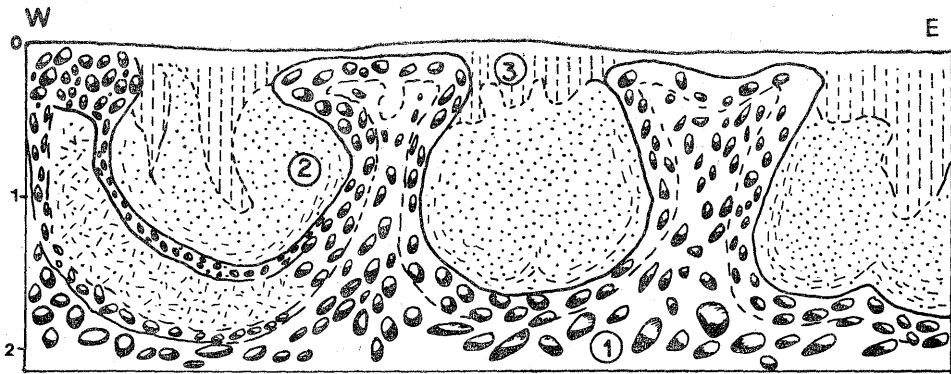


Fig. 2. Sections verticales de sols polygonaux. Les Andelys (Eure)

1. galets de silex; 2. sables; 3. limons

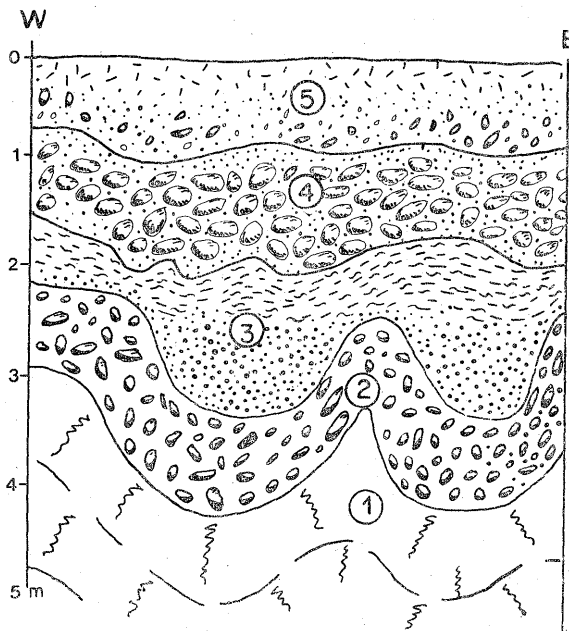


Fig. 3. Sols polygonaux dans la moyenne terrasse de l'Yonne à Villeneuve-la-Guyard (Yonne)

1. craie; 2. alluvions (galets de silex) cryoturbées; 3. sables et limons; 4. alluvions (galets) non cryoturbées; 5. matériaux divers

en gros grains de quartz; trois festons de sols polygonaux sont discernables dans le niveau inférieur, leur paroi est formée de galets de silex redressés, le remplissage est à la base de galets et de grains de quartz (fig. 3); ils sont semblables à ceux observés en forêt de Sénart.

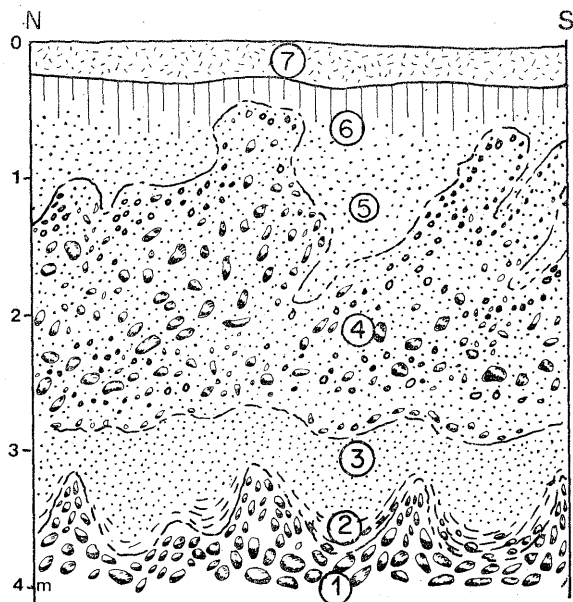


Fig. 4. Sols polygonaux sur la moyenne terrasse de l'Yonne à Gron (Yonne)

1. galets de silex; 2. galets gélivés; 3. sables; 4. sables et galets; 5. sables fins; 6. paléosol; 7. remblais

Alluvions anciennes de moyenne terrasse de l'Oise à Cergy (Val d'Oise)

Deux sections de sols polygonaux sont visibles (largeur: 3 m, profondeur: 1,50 m); ils se sont formés dans les sables eocènes bartoniens cryoturbés du substratum et leur cavité est remplie d'un sable alluvial brun-rouge provenant d'un paléosol quaternaire ancien, avec galets de silex et de meulière (alluvions anciennes de l'Oise); ils sont cachés par des limons sableux superficiels sur lesquels un sol brun plus récent s'est développé.

Sols polygonaux étirés suivant la pente (sol strié) du talus inférieur de la moyenne terrasse de la Seine au Bois de Boulogne

La partie supérieure du talus „inférieur” de la moyenne terrasse d'Auteuil montrait en 1970 une dizaine de poches à section ovale, creusées dans les „fausses glaises d'Auteuil”, d'âge sparnacien (Eocène inférieur), larges de 1 à 1,50 m pour une hauteur égale ou inférieure au mètre; elles sont remplies de galets et de sables rubéfiés provenant, par solifluxion, des alluvions de moyenne terrasse. Le contenu des poches a été déplacé ensuite suivant la pente (sol strié).

Alluvions anciennes de Marne

Les alluvions de la nappe alluviale de Congis (Seine et Marne — altitude relative: 5 m), montrent de nombreuses cryoturbations, et notamment des petits festons

de sols polygonaux (L: 1 m) que j'ai eu l'occasion de montrer lors de l'excursion „Vallée de la Marne” du Congrès INQUA 1969. Trois formes typiques ont été observées sur des galets de meulière et de calcaire, à -1 m de la surface topographique aux points de coordonnées Lambert Nord: $x=646,5$, $y=145$.

Alluvions de basse terrasse de Seine aux Andelys (Eure)

Des sols polygonaux ont été observés en 1969 à la partie supérieure d'une basse terrasse de Seine d'altitude relative 7-17 m, au SO des Andelys au lieu „Bois de la Tremblaie”, aux points de coordonnées Lambert N: $x=529,2$; $y=173$. Plusieurs coupes parallèles permettent d'observer leur disposition mutuelle. Par rapport à la surface du sol, ils sont situés à une profondeur maximum d'1,50 m; ils sont développés sur des alluvions hétérogènes grossières à la base, sableuses à mi-hauteur et limoneuses en haut; les couches alluviales sous-jacentes non-cryoturbées sont formées de galets de silex dans une matrice sableuse colorée en beige (fig. 2).

Forme et dimensions: la hauteur moyenne de ces sols polygonaux varie entre 2,30 et 2,50 m pour une largeur comprise entre 2 et 3,50 m, c'est à dire qu'ils sont légèrement plus larges que hauts; leur paroi est formée de galets de silex gélivés, disposés à plat en bas des poches et progressivement redressés le long des parois; lorsque deux sols polygonaux sont proches ou contigus, la paroi commune est verticale et mince vers le bas; elle s'évase et s'élargit en forme de champignon vers le haut; le remplissage des poches est formé de sables alluviaux plus ou moins limoneux, d'où une coloration gris-verdâtre; on observe parfois des indentations de sable limoneux brun partant d'un horizon pédologique B de sol brun superficiel, s'enfonçant verticalement dans la partie centrale des poches.

Les courbes granulométriques de ces sables sont assez proches de celles des sables extérieurs aux cavités, mais plus redressées la suite d'un remaniement probable par le vent. L'étude morphoscopique des grains de quartz montre une forte éolisation, (%des grains éolisés variant entre 32 et 92, les grains ronds-mats représentant 34% contre 15% dans le sable encaissant non cryoturbé). L'étude des minéraux lourds montre une très nette différence de composition entre le sable qui remplit le fond des sols polygonaux, très riche en zircon (plus de 80%) et ces indentations de sol brun enfoncées dans les sables, plus riches en tourmaline et en minéraux de métamorphisme. Il y a aussi une différence dans la forme des minéraux lourds: forme émoussée (par éolisation) dans les indentations, forme non émoussée dans le sable des sols polygonaux.

L'espacement des polygones est très variable, parfois très faible (0,50 m), car ces sols semblent groupés par 2 ou 3, puis brusquement plus fort (3 à 5,) sur une coupe longue d'environ 100 m; sur une coupe parallèle toute proche, j'en ai dénombré plus de 25; en plan, leur répartition est donc irrégulière.

SOLS POLYGONAUX FORMÉS SUR LA CRAIE ET SUR DIVERS CALCAIRES

Sols polygonaux sur craie (Camp de Sissonne-Aisne)

A la limite Nord du camp de Sissonne, entre Sissonne et Lapon, une coupe haute de 3,50 m creusée pour le passage de véhicules militaires m'a permis de voir divers niveaux. De bas en haut, la craie blanche du Sénonien, fragmentée en petits blocs anguleux, redressés par place, forme des injections dans le niveau sus-jacent, séparées par des poches très semblables aux sols polygonaux; leur diamètre moyen est d'environ 1 m pour une profondeur de 0,80 m; le fond des poches est rempli de sables et de limons argileux rouges, leur partie supérieure est remplie par de la grève crayeuse solifluée, qui forme même des infections dans un paléosol limoneux rouge.

Sols polygonaux sur craie, 2 km au SO de Villenauxe (Aube)

La partie supérieure de la craie montre diverses cryoturbations et parfois des festons de sols polygonaux (Longueur: 1,50 m; profondeur: 1 m) remplis de craie gélivée en bas et de matériaux de solifluxion en haut.

Sols polygonaux formés sur calcaire aquitainien (Oligocène supérieur) à Angerville (E. et L.) (photo 1)

Cinquante sections de sols polygonaux ont pu être observées lors des travaux de raccordement de la route D. 118 avec la déviation de la R.N. 20 dans les talus de la route D. 118. Là encore, on observe des fragments de calcaire disposés à plat au fond des poches mais redressés le long des parois verticales. Ces fragments sont gros ($L=10$ cm) à la base des poches où ils forment une strate épaisse de 30 cm, puis plus petits vers le haut et redressés; le milieu des festons est rempli de petits fragments calcaires noyés dans un limon blanchâtre surmonté par un sol limoneux brun (épaisseur: 0,50 m). Les fragments calcaires de la base ont été fortement

gélivés, comme l'indique leur indice d'aplatissement $\left(\frac{L+1}{2e}\right)$ égal à 3,2. Ces festons peuvent être très rapprochés les uns des autres, groupés, par 2 ou 3, puis nettement plus espacés (1 à 2 m); l'intervalle entre deux sols polygonaux est formé de calcaire gélivé et cryoturbé (fragments calcaires redressés à la verticale). Des sols polygonaux du même type ont été observés par F. MÉNILET dans des tranchées de canalisation près de Garancières (E. et L.)

Sol polygonal sur marno-calcaire de Brie

Lors des travaux d'élargissement de la R.N. 4, 1,4 km à l'Est d'Esternay, le long du parc du Château d'Esternay (Marne), j'ai pu observer une quinzaine de poches de cryoturbation, remplies de fragments anguleux dans une matrice limoneuse rouge. Certaines poches ont une section verticale elliptique rappelant celles de sols

polygonaux, un peu étirés suivant la pente vers le Grand Morin et passant donc au type sol strié; leur longueur maximum observée était de 2,50 pour une profondeur de 1,50 m.

Sols polygonaux sur surface meulièrementée au Sud de Vernon (Eure)

A 1,5 km au S.O. de Blaru, on trouve sur un plateau meulièrementé d'âge Oligocène inférieur, et dans les tranchées de raccordement de l'autoroute Paris—Rouen, une dizaine de sols polygonaux le plus grand mesure 2 m de long pour une hauteur de 1,50 m; ils sont remplis de fragments de meulière redressés, de plus en plus petits vers le haut et recouverts en surface par un mélange de fragments de meulière et de limons rouges à gros grains de quartz (type sables de Lozère), soliflués.

CONCLUSIONS SUR LES SOLS POLYGONAUX

Leur répartition géographique est à peu près uniforme dans la région parisienne (voir carte n° 41 et 42), puisque l'on en trouve aussi bien au NO de Paris qu'à l'Est en Champagne et au Sud. Sur les cartes, j'ai d'ailleurs figuré les emplacements de sols polygonaux signalés antérieurement par d'autres. On sait qu'ils ont nécessité pour leur formation un climat assez froid (moyenne thermique annuelle inférieure à 0°C) et relativement humide, ce qui pouvait être le cas à certaines périodes dans le Bassin Parisien. Par contre, leur répartition dans le temps au cours du Quaternaire est inégale, et il semblerait par leur fréquence sur les alluvions de moyenne terrasse que les conditions de formation aient été plus favorables au Quaternaire ancien et moyen qu'au Quaternaire récent.

BOMBEMENTS ET CRYODIAPIRS D'ORIGINE PÉRIGLACIAIRE

Leurs dimensions sont plus importantes que celles des injections; ce sont des bombements de couches plastiques du sous-sol, formés au Quaternaire, qui ont traversé plus ou moins les terrains superficiels (cryodiapirs) ou tout au moins les ont déformés (bombements). Leur formation est liée à l'existence d'un pergélisol sous climat périglacière avec une moyenne thermique annuelle du sol inférieure à 0°C; les couches de terrain superficielles gelant progressivement vers le bas forment une carapace dure et pesante qui exerce des pressions sur les couches non gelées du dessous, d'où les déformations de celles-ci. Les dénivelées maximales observées entre la charnière „anticlinale” du bombement et les „dépressions synclinales” voisines sont d'environ 5 m dans la région parisienne. L'épaisseur de terrain déformée par ces bombements peut-être de 15 m.

Ces déformations sont plus fréquentes dans les roches plastiques: argiles, marnes tertiaires, et craie marneuse du Sénonien; les strates alluviales ou sableuses sus-jacentes reproduisent l'allure générale de la déformation, mais en l'atténuant au fur et à mesure qu'il s'agit de strates moins profondes. Du sommet de ces bombements partent fréquemment des injections dans les terrains sus-jacents; les fentes

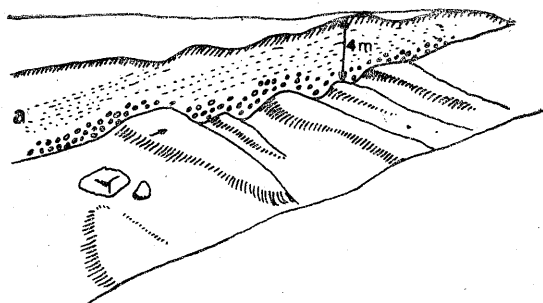


Fig. 5. Substratum tertiaire déformé par des bombements de gel sous la couverture alluviale à Fresnes-sur-Marne (S. et M.)

a. sables et galets fluviaux

de froid et les trous de thermokarst semblent être curieusement localisés dans les dépressions „synclinales” remplies d’alluvions, où l’eau de fonte pouvait s’accumuler.

DESCRIPTION DE BOMBEMENTS FORMÉS DANS LE SOUBASSEMENT TERTIAIRE DE LA „NAPPE ALLUVIALE” DE LA SEINE VERS BONNEUIL—BRÉVANNES—VALENTON (VAL-DE-MARNE)

Carrière de Bonneuil

L’une d’elles, située au Sud de Bonneuil, au SO du cimetière, en contrebas de la route D. 60, montre en 1962 le substratum tertiaire de marnes éocènes ludiennes complètement dégagé des alluvions par l’exploitation dans une surface triangulaire d’environ 8.800 m². Les marnes forment six bombements numérotés de 1 à 6 du SO vers le NE (voir fig. 6); leur forme est plus ou moins allongée, simple ou avec des diverticules; leurs caractéristiques sont résumées dans le tableau n° I; on voit ainsi que leur dimensions sont assez voisines (28 à 40 m); la pente des flancs des bombements est forte (45° en moyenne); mais elle peut-être brisée par des replats; leur sommet est irrégulier, avec une ou plusieurs bosses (*cf.* photo 3). Dans les parois de la carrière, on voit que les strates alluviales ont été elles aussi intensément déformées par les bombements.

Il ne semble pas qu’il y ait une orientation particulière des bombements, mais plutôt qu’ils soient disposés comme les mailles d’un réseau. Une autre carrière, située 200 m au Sud de la précédente, montre un cryodiapir visible et des bombements d’alluvions formés par des déformations sous-jacentes.

Carrière de Brévannes—Valenton

Située sur la carte de Corbeil, (coordonnées Lambert x=609,8; y=117,7) dans des alluvions de Seine épaisses de 6 m; le substratum est constitué de marnes blanches supragypseuses (e7a), formant des bombements peu élevés (1 à 2 m) mais très étendus

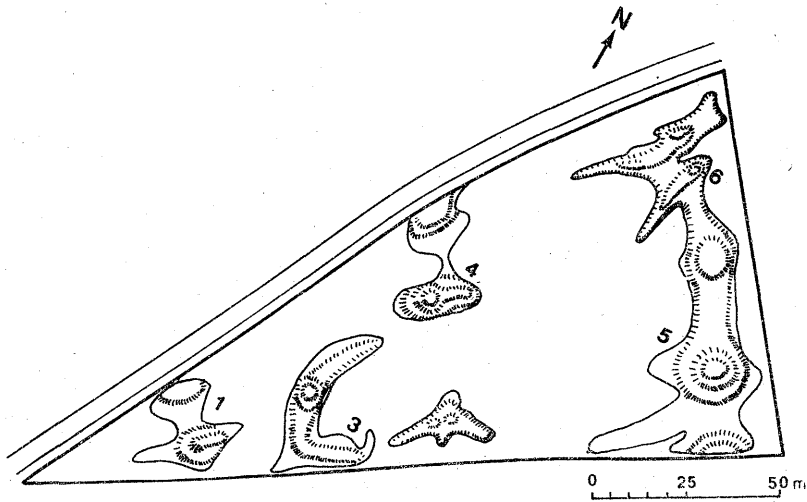


Fig. 6. Répartition planimétrique des bombements de gel du substratum tertiaire à Bonneuil (Val de Marne)

Les numéros des bombements sont reportés dans le tableau I

Tableau I

Dimensions des cryodiapirs de Bonneuil (Val de Marne)

Nos	Orientation de la long.	Longueur en m	Largeur en m	Hauteur en m	Forme	Pente max. des flancs
1	NE-SO	28	9	4,5	allongée	60°
2	N-S	32	10	4,7	digitée	60°
3	E-O et NO-SE	33	13	2,2	en croissant	38°
4		26	17	3	en dôme	60°
5		30	14	3	en dôme allongé	35°
6	NE-SO et N-S	40	13	4	digitée	65°

(L: 50 m); les rapports entre les alluvions et les bombements sont nets surtout dans partie Est; l'amplitude de la déformation des strates alluviales est d'environ 1,50 m; le bombement a déformé uniformément les lits de graviers et de sables, inclinés de 25 à 30°; à quelques mètres de l'axe du pli, les lits de graviers et de sables sont interrompus par des microfailles fortement inclinées (70°) vers l'axe du pli; on note aussi des ondulations (2 à 3 cm) des stratifications „obliques” d'un lit. A des distances plus grandes (10-15 m) des fentes de froid apparaissent dans les dépressions séparant les bombements voisins; l'inclinaison des fentes de froid est parallèle aux microfailles.

DESCRIPTION DE CRYOBOMBEMENTS DANS LES ALLUVIONS ANCIENNES DE LA MARNE
ENTRE CHELLES ET BROU (VAL DE MARNE)

La carrière Trioux, visible en 1962 à la sortie Est de Chelles, à 150 m au Nord de la route N. 34, m'a permis de voir douze bombements de gel, dont 6 recoupés par le front de coupe. Ils paraissent avoir une forme allongée (rapport longueur/largeur 2). Leurs dimensions sont résumées dans le tableau n° II.

Tableau II

Caractéristiques des bombements et cryodiapirs de Chelles

Nos	Orientation de la long	Longueur en m	Largeur en m	Hauteur en m	Forme en plan	Pente maximale des flancs
A	ONO—ESE	21	10	3	ovale allongée	55°
B	incertaine	13	7	2	ovale	70°
C	incertaine	9	7	2		
D	O—E	17		7	ovale allongée	45°
E	O—E	21	6	4	double crête	45°

Les marnes des bombements contiennent des fragments de calcaires siliceux, anguleux, et au contact avec les alluvions sont rubéfiées par des oxydes ferriques; l'intérieur même des bombements est cryoturbé (lits marneux redressés sous forme de flammes et de festons); les injections des marnes dans les alluvions voisines sont fréquentes; l'une d'elles, haute de 1 m, large de 0,25 m, en forme de langue bifide contient des petits fragments calcaires orientés par les pressions lors de la pénétration dans les marnes; autour de ces injections, les alluvions ont été déformées et reproduisent le même dessin, ce qui prouve qu'elles n'étaient pas gelées, au moins dans ces parties.

Les strates alluviales sont aussi déformées par les bombements de gel et montrent plusieurs niveaux de fentes de froid. Les flancs des bombements sont là encore très raides (de 45° à 70°).

D'autres bombements ont été observés en 1965 dans la carrière Boutelet toute proche. Dans la vallée de la Marne, les déformations du substratum marneux ou crayeux ne sont pas rares plus en amont (vers Dormans), et elles gênent les exploitations de graviers; une ballastière, située près de Précy-sur-Marne (coordonnées Lambert $x=631,2$; $y=136,8$) montre dans le substratum de marnocalcaire Lutétien une dizaine de bombements; orientés Ouest—Est, ils ont une hauteur de 2,50 m et sont recouverts d'une brèche consolidée, épaisse de 0,50 m.

DESCRIPTION DE CRYOBOMBEMENTS DANS LES ALLUVIONS ANCIENNES DE LA SEINE
(TERRASSE DE VATTEVILLE—SEINE MARITIME)

La terrasse, d'altitude relative 7—20 m, est limitée de la plaine estuarienne par un talus inférieur marqué. Au Sud de la Neuville, les strates alluviales présentent

des bombements hauts de 3 à 4 m, longs de 30 à 40 m, assimilables aux déformations causées par les bombements sous-jacents, non visibles; dans les dépressions synclinales il y a des poches profondes (4 m) (photo. 2).

DESCRIPTION DE CRYOBOMBEMENTS DANS LES ALLUVIONS ANCIENNES DE L'AVRE
(AFFLUENT SECONDAIRE DE LA SOMME)

Bien que situés en dehors de mon secteur d'études, je les ai étudiés à titre de comparaison; la ballastière est située à 800 m à l'Est de Fouencamps (Somme) sur une terrasse d'altitude relative 12 m par rapport à l'Avre; longue de 250 m, large de 100 m, elle montre une dizaine de bombements de craie traversant les alluvions constituées de galets de silex et de granules de craie, épaisses de 4 m. Les bombements, dégagés de leur couverture alluviale ont une hauteur de 4 m, un profil en „dos de chameau” avec des pentes périphériques raides (30 à 50°); parfois, le sommet est aplati et dédoublé, avec des pentes périphériques faibles (10 à 20°); en plan, leur forme est celle d'un ellipsoïde irrégulier, de grand axe 5 à 10 m, et de petit axe 5 à 8 m.

Les bombements sont orientés Ouest—Est, perpendiculairement au cours de l'Avre et leur espacement est de 15 à 20 m.

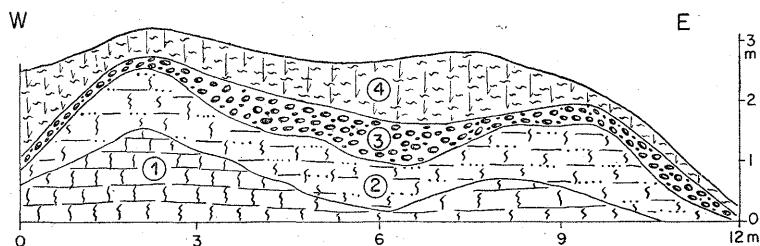


Fig. 7. Coupe dans un bombement de gel à Fouencamps (Somme)

1. craie; 2. grève crayeuse; 3. galets de silex; 4. limons loessiques

DESCRIPTION DE CRYOBOMBEMENTS DANS LES FORMATIONS CRÉTACÉES OU TERTIAIRES,
RECOUVERTS DE LIMONS

Dans la même région, d'autres bombements du substratum crayeux furent observés dans les talus de la route D. 116, près du hameau du Paralet (Somme). La partie supérieure des bombements est visible, avec sommet plat et flancs raides; les bombements sont séparés par des dépressions d'environ 2 m; leur largeur oscille entre 5 et 10 m; formés de craie gélivée, puis recouverts de limons argileux à silex, ils pénètrent dans une couche limoneuse à éclats de silex et gastéropodes terrestres; le tout est recouvert par des placages de loess et de lehm.

DESCRIPTION DE CRYOBOMBEMENTS DES CALCAIRES ÉOCÈNES BARTONIENS DE ST OUEN
(AÉROPORT DE ROISSY-EN-FRANCE). VAL D'OISE

Les grands travaux occasionnés par l'agrandissement de l'aéroport du Bourget dans la région de Roissy-en-France, m'ont permis grâce à l'obligeance de P. JACOB, Géologue du chantier, d'observer dans les calcaires bartoniens de magnifiques phénomènes périglaciaires non visibles en surface car recouverts de limons plus ou moins épais (4 à 8 m). Ces bombements semblent localisés dans certains emplacements comme celui de la future aérogare, le calcaire de St Ouen, fissuré, gélivé forme des bombements hauts de 3 à 4 m, longs de 5 à 15 m, séparés par des dépressions remplies de sables bartoniens; leur forme peut-être symétrique, en dôme, ou au contraire en pli déjeté avec départ de nombreuses injections. Ils sont recouverts par 4 à 6 m de limons éoliens, non déformés, donc déposés postérieurement (Würm). De même la base des calcaires (12—15 m) n'est pas déformée, ce qu'on peut expliquer par la présence du pergélisol à ce niveau.

DESCRIPTION DES BOMBEMENTS DE LA RÉGION DE MANTES

Ils furent observés par J. MALEY, qui suivait les coupes du gazoduc Paris—Le Havre en 1964, au S-O de Mantes, vers Favrieux; le substratum, constitué d'argiles sannoisiennes, formait des dômes d'environ 2 m de haut, espacés régulièrement de 5 m sur une longueur de coupe de 250 m, qui déformaient les niveaux susjacents (blocaille de meulière gélivée et limon).

FENTES DE FROID

Les fentes de froid affectant surtout des matériaux meubles sont plus fréquentes dans les alluvions de la Seine et de ses affluents. Mais avant de décrire les formes anciennes, il est nécessaire de rappeler la formation des fentes de froid actuelles telles qu'on les observe en Alaska, en Sibérie et en Antarctique (d'après A. CAILLEUX).

FENTES EN COIN ACTUELLES: GENÈSE ET RÉPARTITION

Elles se produisent là où, en hiver, la température moyenne mensuelle descend vers -20°C et plus bas. La couche gelée étant un solide, subit, au coeur de l'hiver dans sa partie proche de la surface une contraction qui, lorsque le froid atteint environ -20°C , provoque la formation de fentes, plus ou moins verticales. Ces fentes ont environ 1 m de large et 1 à 10 m de profondeur; elles sont espacées de 10 à 20 m; en plan, elles forment un réseau polygonal, souvent tétragonal (à maille rectangle). D'année en année, les fentes se reforment aux mêmes emplacements,

ou juste à côté, parce que ce sont des endroits de moindre résistance. Elles vont plus ou moins bas. D'où finalement, une forme en coin, plus large en haut qu'en bas. Trois cas principaux sont possibles:

1° Là où la température moyenne annuelle de l'air est de -2°C environ et où il n'y a pas de pergélisol, les fentes affectent la couche gelée annuelle hivernale, épaisse de 2 à 4 m; au printemps, elles se remplissent de terre, provenant des parois, ... etc. D'année en année, le phénomène se reproduisant, la fente s'élargit. Finalement, elle a une forme de V ouvert, une profondeur de 0,5 à 1 m, et un remplissage terreux (exemple: Ouest de l'Alaska, Sibérie pro parte).

2° Là où la température moyenne annuelle de l'air est de -6° ou plus basse, il y a un pergélisol. La fente atteint celui-ci. En pays à faibles précipitations, là où n'y a pas de neige en surface, la fente se remplit de sable poussé par le vent. D'année en année, le remplissage s'élargit. On aboutit à une fente en coin à remplissage de sable (exemple: Antarctique pro parte).

3° Dans les mêmes conditions de température, là où il y a de la neige en dessus, au printemps la neige fond, l'eau de fonte s'infiltre dans la fente et au contact de ses parois encore très froides, s'y congèle. Ainsi se forment les fentes en coin à remplissage de glace ou filons de glace. Là où la température moyenne annuelle de l'air est de -6°C ou au dessous, elles s'accroissent d'année en années en largeur, on dit qu'elles sont actives. Ex: Antarctique, Sibérie, Alaska septentrional. Si le climat se réchauffe, entre -5°C et -3°C environ, elles ne s'accroissent plus mais subsistent. Elles sont dites inactives. Ex: Alaska central. Enfin, au dessus de -2°C environ, la glace fond, la fente se remplit de matériel tombé des parois et souvent par dessus, de sable ou de limon souvent apporté par le vent ou par l'eau (pseudomorphoses des soviétiques).

Entre ces trois cas peuvent exister des transitions. Ainsi, certaines fentes peuvent avoir un remplissage mixte, de sable certaines années ou certains siècles, et de glace à d'autres époques.

FENTES MINCES

Elles diffèrent des précédentes en ce que les parois ne forment pas de coin, mais sont parallèles. Elles sont toujours minces (1 à 3 mm, rarement 10 à 15 mm); elles peuvent même être virtuelles. Elles sont fréquentes dans les sables, et sur les versants. Le seul cas connu de formation est celui-ci (Alaska, Yakoutie): dans un pergélisol en voie de fonte, par réchauffement climatique, ou déforestation (Alaska), ou érosion fluviale (Yakoutie), apparition de fentes par appel au vide ou par tassement; le remplissage initial peut-être de glace (Yakoutie) ou de sable provenant des parois. L'existence fréquente d'une ferruginisation dans la fente, et non dans les parois, implique des parois gelées et une circulation d'eau liquide dans la fente, ce qui n'est possible qu'à une seule température, celle de la congélation.

FENTES DE FROID ANCIENNES

Elles sont abondantes dans le Québec où elles ont été décrites par J. C. DIONNE (1966) et en Europe où elles ont été étudiées par H. BERTOUILLE (1963), A. CAILLEUX (1945 à 1965), V. LECKWIJK (1949), P. MACAR (1965), A. PISSART (1963). Elles diffèrent par leur forme, leurs dimensions et la nature de leur remplissage. On en trouve surtout dans les alluvions mais aussi dans d'autres terrains quaternaires et sur des sédiments tertiaires meubles.

DIVERS TYPES DE FENTES DE FROID
DÉVELOPPÉES SUR ALLUVIONS

On peut distinguer au moins quatre types de fentes: en „coin large” en „coin profond” à remplissage polyphasé, fentes courtes et étroites et fentes de froid à base élargie.

Fentes en „coin large”

Ces fentes sont fréquentes dans les alluvions de la basse-terrasse de la Seine, au SE de Paris (Brévannes—Valenton). Elles ont une profondeur de 1 à 2 m, et leur largeur maximum, à l'ouverture de la fente, est proportionnelle à leur profon-

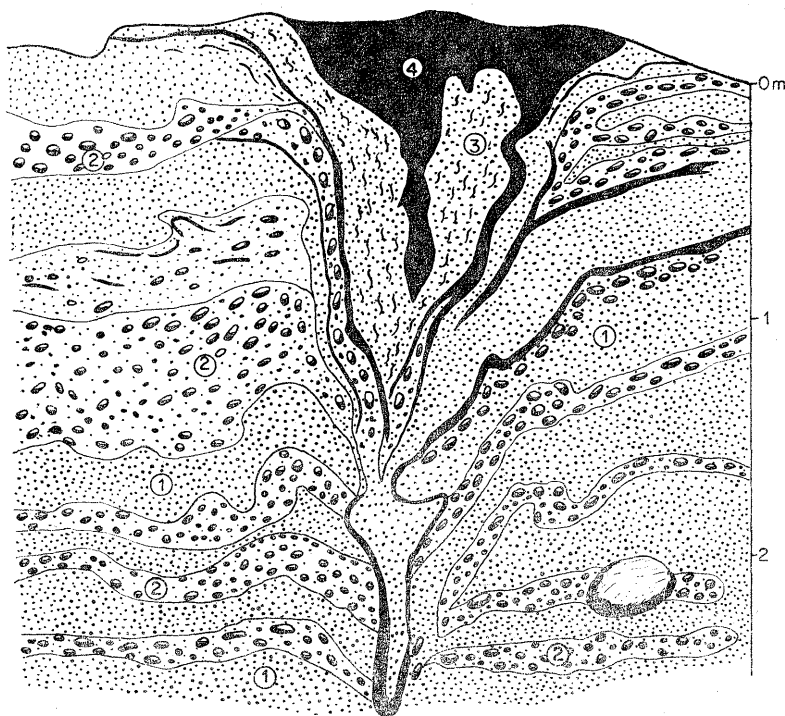


Fig. 8. Fente de froid en coin large dans les alluvions de la Seine à Brévannes (Val de Marne)

1. sables; 2. galets; 3. limons; 4. restes de paléosol

deur. Situées à mi-hauteur des coupes, elles traversent des lits de gravier et de sable, qui sont infléchis vers le bas, tangentielllement aux parois de la fente. La photographie 4 en montre une légèrement contournée, traversant des graviers; son remplissage est sableux dans la partie moyenne, et limoneux dans la partie haute. L'axe de ces fentes peut être vertical ou oblique; ces fentes peuvent être symétriques ou déjetées latéralement.

Lorsque le front d'exploitation de la carrière recule, on peut suivre le tracé de la fente, et reconnaître qu'elle a une troisième dimension, la longueur puisqu'elle fait partie d'un réseau polygonal. De telles fentes ont été observées dans les alluvions de la Seine (Brévannes—Valenton; Vimpelles) et de l'Aube, (Charny—le Bacchot).

Fentes en „coin profond” à remplissage polyphasé

Elles peuvent traverser 5 à 6 m d'alluvions, d'où leur nom, et sont en général moins larges (0,50—1 m); elles ont presque toutes un remplissage complexe, qui s'est fait à plusieurs reprises. Sur la figure n°9, on voit qu'au niveau d'une strate alluviale, le remplissage vient toujours de la couche supérieure; ainsi lorsque la

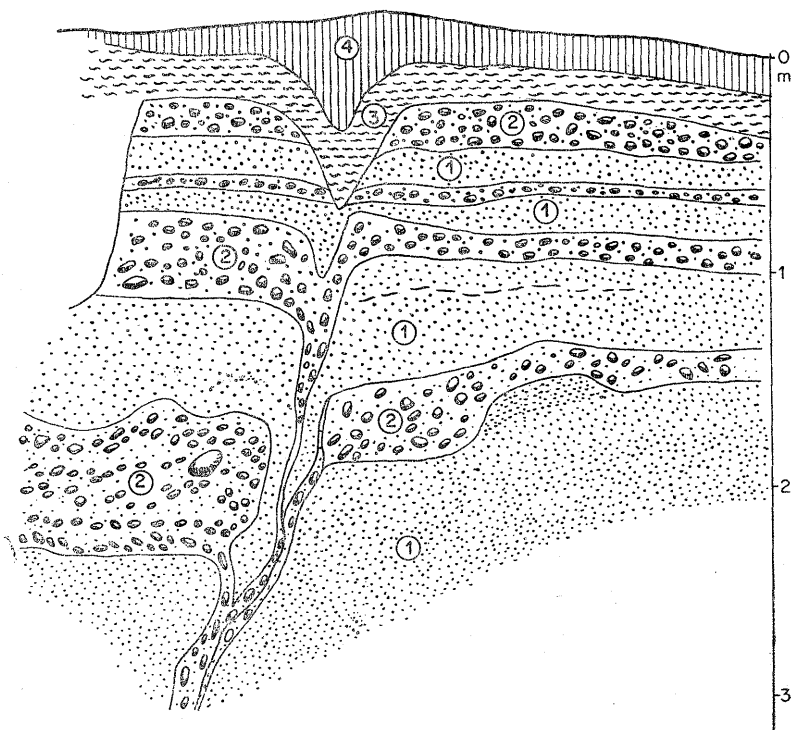


Fig. 9. Fente de froid en coin profond dans les alluvions de la Marne à Chelles (S. et M.)

1. sables; 2. galets; 3. limons; 4. sol

fente traverse les sables n°1, elle est remplie de galets venant de 2 et ainsi de suite. Ceci fait supposer qu'après le dépôt des alluvions n° 1 et 2, il y eut une période d'arrêt dans l'alluvionnement, accompagnée d'une période froide périglaciaire avec formation de fentes à coins de glace; après fusion ultérieure de la glace, les alluvions 2 sont venues colmater la cavité formée dans le niveau 1. Ensuite, nouvelle période d'alluvionnement (3,4); puis nouvelle période de froid, et la fente de gel s'est reformée au même point, car c'était une zone de moindre résistance, où les eaux pouvaient s'infiltrer plus facilement dans le sol gelé. L'axe d'une fente de ce type est composée de plusieurs tronçons d'orientations légèrement différente, d'où un tracé d'ensemble, courbe ou oblique. De très nombreux sites montrent ces types de fente: Brévannes—Valenton, Vimpelles, Chelles, (fig. 9) etc... On peut aussi observer des fentes en coin large, développées au sommet de fentes étroites polyphasées (fig. 10).

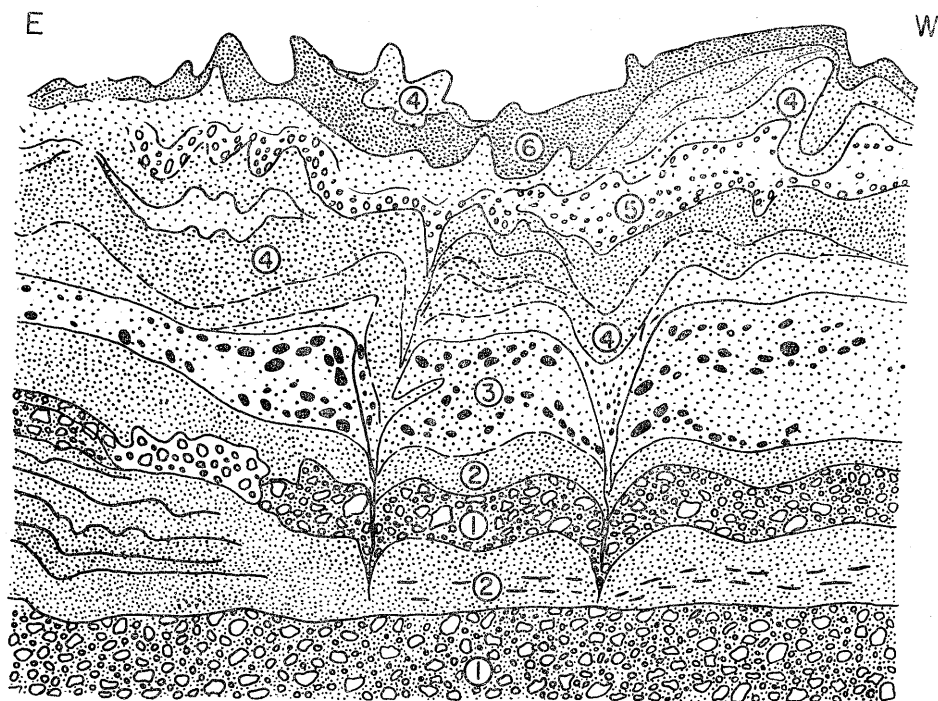


Fig. 10. Fentes de froid en coin profond à remplissage polyphasé dans les alluvions de la Marne à Chelles

1. galets; 2. sables; 3. sables à lits de galets; 4. sables fins; 5. lits de gravillons; 6. sables limoneux rubéfiés

Fentes de froid à base élargie

Décrites pour la première fois par J. Cl. DIONNE en 1969 dans des moraines de l'estuaire du Saint-Laurent, elles présentent un renflement à la base d'environ 30 à 50 cm, pour une profondeur de 1 m à 1,50 m. Leur remplissage hétérogène s'est produit à plusieurs reprises (depuis — 10.000 ans). J'ai pu observer des fentes de froid semblables dans les alluvions quaternaires de Flins (Yvelines).

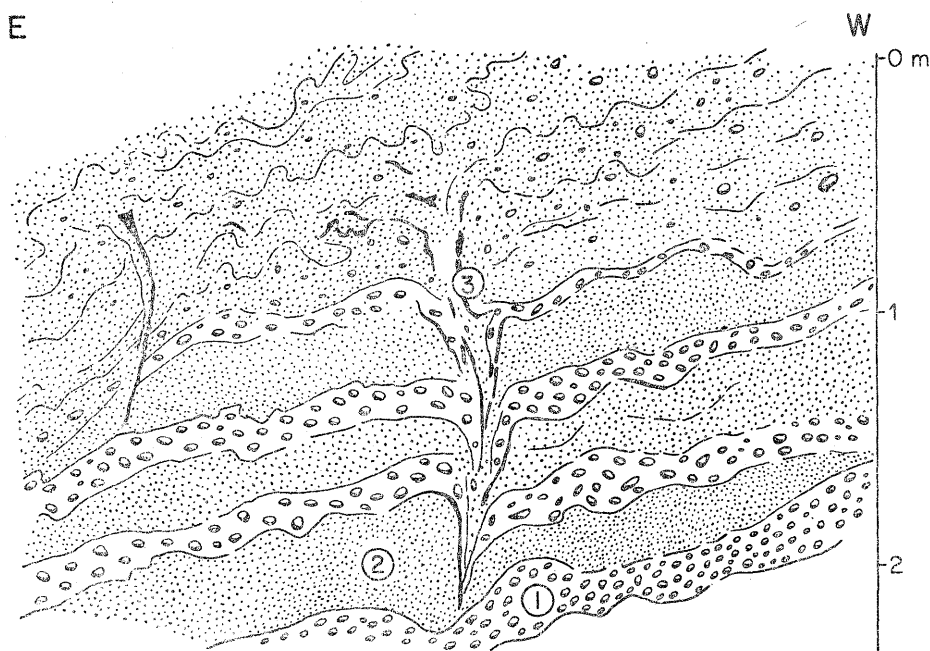


Fig. 11. Détail des fentes de froid à Chelles

1. galets; 2. sables; 3. paroi formée de galets disposés parallèlement à la paroi

Fentes de froid courtes et étroites

Leur longueur dépasse rarement 1 m pour une largeur maximum de 20 à 30 cm. De ce fait, elles n'affectent qu'une ou deux strates alluviales, et leur remplissage est plus homogène (sables, graviers, limons); assez souvent elles sont remplies de sables fortement éolisés (grains de quartz „ronds-mats”). Elles ont un tracé presque toujours oblique et courbe. On les trouve souvent à plusieurs niveaux distincts d'une même coupe, ce qui indique plusieurs périodes de fissuration. Ayant des dimensions plus modestes que les précédentes, elles se sont formées plus rapidement (le temps nécessaire à la formation d'une grande fente est parfois de plusieurs milliers d'années), puis ont été recouvertes d'alluvions.

Elles sont assez fréquentes dans les alluvions de basses terrasses de la Seine (Brévannes—Valenton, Vimpelles, Conflans (fig. 12) de la Marne (Chelles, Bonneuil), et de l'Aube (Charny-le-Bacchot) (fig. 13 et 16). Des fentes de ce type peuvent se former par réouverture d'une ancienne fente: on observe deux fentes emboîtées l'une dans l'autre, qu'elles soient du même type, ou non: on voit souvent des fissures à remplissage sablo-limoneux dans une fente en coin large à remplissage de galets. D'autres se forment dans d'anciennes „poches en chaudron” d'origine péglaciaire (St. Nicolas de Bliquetuit, Seine-Martime, fig. 14).

On peut aussi rencontrer des fentes courtes et étroites dans les sables limoneux qui recouvrent les alluvions grossières des basses terrasses de Seine (Maladrerie).

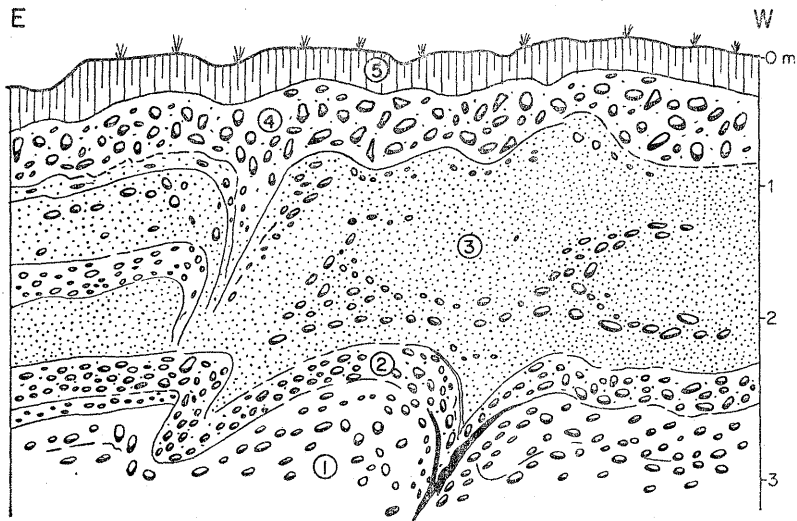


Fig. 12. Fentes de froid courtes et étroites dans la basse terrasse de Seine à Conflans (Aube)

1. galets de calcaire jurassique; 2. galets à patine noire; 3. sables calcaires et petits galets; 4. galets redressés par cryoturbation; 5. remblais

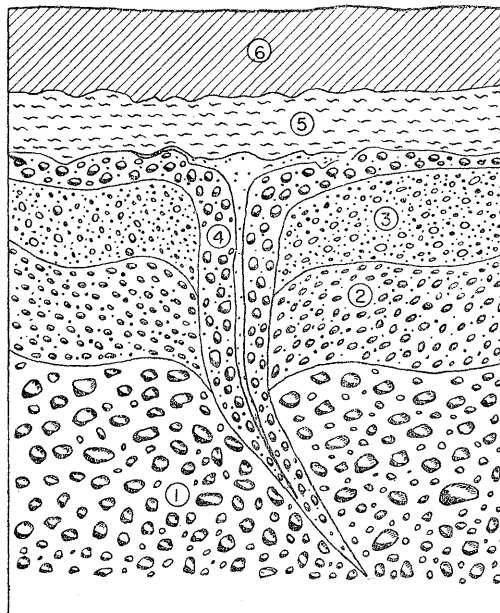


Fig. 13. Fentes de froid courtes emboîtées l'une dans l'autre dans les alluvions de l'Aube à Charny-le-Bacchot (Aube)

1. galets grossiers; 2. petits galets; 3. gravillons; 4. galets disposés parallèlement à la paroi de la fente; 5. limon crayeux; 6. remblais

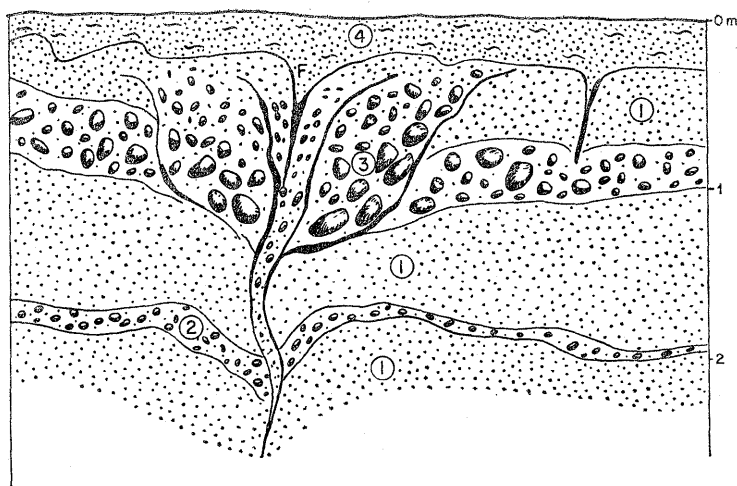


Fig. 14. Fente de froid courte implantée dans une poche périglaciaire des alluvions de la Seine à St. Nicolas de Bliquetuit (S. M.)

1. sables; 2. galets; 3. galets redressés; 4. sables limoneux

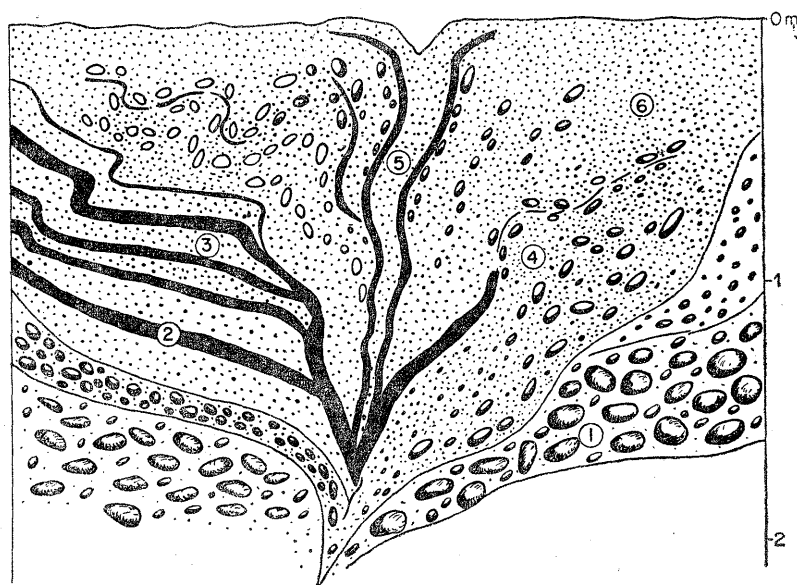


Fig. 15. Fente de froid courte implantée dans une fente en coin large des alluvions de la Seine à St. Nicolas de Bliquetuit

1. galets grossiers; 2. sables ferruginisés; 3. sables fins non ferruginisés; 4. galets redressés par cryoturbation; 5. fente de froid; 6. sables

Etude sédimentologique du remplissage des fentes de froid formées sur les alluvions

Qu'il s'agisse d'un remplissage primitif (sable éolién ou terre) ou secondaire, après fusion de la glace, la nature en est variable. Il peut s'agir d'alluvions encaissantes, ou sus-jacentes, ce qui est le cas le plus fréquent. La forme de la courbe

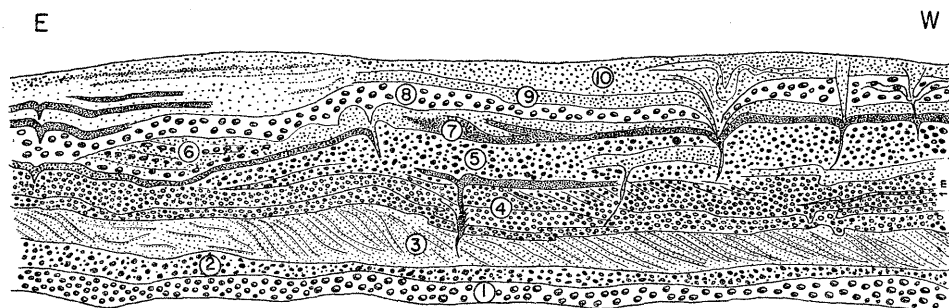


Fig. 16. Coupe des alluvions de l'Aube à Charny-le-Bacchot (Aube)

1. galets grossiers; 2. gravillons; 3. strates fluviales obliques; 4. petits galets de calcaire jurassique; 5. gravillons de calcaire jurassique; 6. lits alternant de sables et galets; 7. sables rubéfiés; 8. galets; 9. sables; 10. sables calcaires

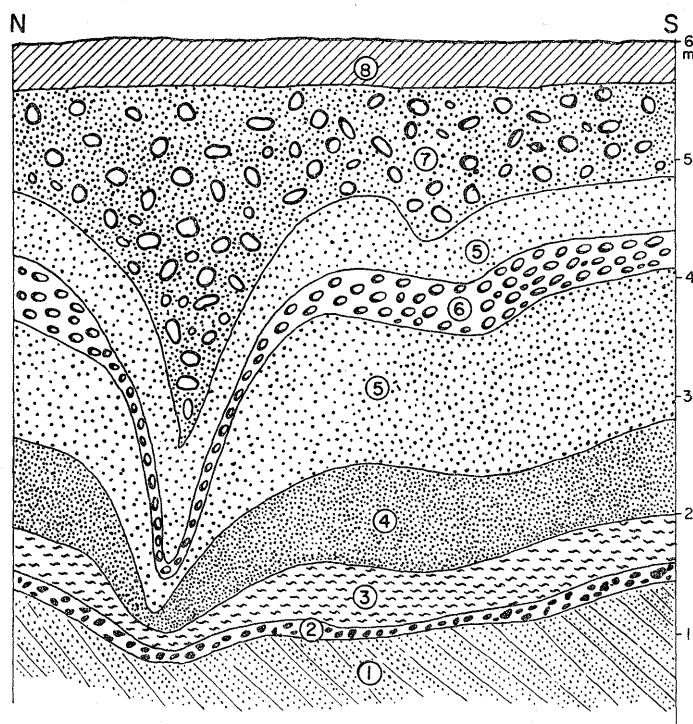


Fig. 17. Coupe dans la basse terrasse de l'Yonne à Michery (Yonne); une fente de froid est visible

1. sables fluviaux à stratifications obliques; 2. ravinement; 3. limons argileux gris; 4. sables blancs; 5. sables rubéfiés; 6. galets de silex; 7. gros galets de silex dans matrice sableuse rubéfiée; 8. sol

granulométrique obtenue après tamisage du contenu, se rapproche de telle ou telle strate alluviale, et permet de préciser les différentes étapes du colmatage de fentes larges et profondes. Souvent même, la courbe obtenue est plus redressée que celle des sables alluviaux voisins, car le matériel sableux du remplissage a pu être déposé en partie par le vent, d'où un meilleur classement. Les fentes à remplissage exclusif de sables éolisés sont rares, j'ai pu en observer quelques unes à Brévannes—Valenton. Elles sont situées à la partie supérieure des alluvions, et leur cavité s'est trouvée remplie de sables et limons transportés par le vent. La figure 34 montre diverses courbes granulométriques de remplissage de fentes de froid. L'examen morphoscopique des grains de quartz de leur remplissage montre, surtout dans le deuxième cas, un très fort pourcentage de grains éolisés (voir tabl. III), ce qui indique l'existence de vents violents balayant les plaines alluviales.

Le remplissage des fentes peut être constitué par un limon crayeux soliflué (fente dans alluvions de l'Aube à Charny-le-Bacchet); la courbe granulométrique de la fraction quartzeuse est alors très peu redressée (fig. 34).

Tableau III

Pourcentage de divers types de grains de quartz dans le matériel de remplissage de fentes de froid

Localité	Dimension en mm	Non-usé	Non-usé éolisé	Rond-mat	Emoussé- luisant éolisé	Emoussé- luisant
Vatteville (S.M.)	1	43	44	13		
Chelles (S. et M.)	0,7	60		30	5	5
Chartrettes (S. et M)	1	17	26	24	24	
Brévannes (Val de Marne)						
Fente de froid large	1	45		17	14	24
Brévannes — Fente à remplissage de sable	1	50	19	31		
" "	0,5	48	15	25		12

FENTES „MINCES ET PROFONDES”

Elles se présentent comme des cassures rectilignes, dont les épontes se sont peu écartées, ou se sont rejointes, si bien que leur remplissage est peu important ou même totalement absent. Souvent, elles sont peu apparentes, n'étant pas ferruginisées, et elles se traduisent par un décalage des bancs sableux de part et d'autre la cassure de la fente, par suite d'affaissements produits lors du dégel. De très belles fentes de ce type ont pu être observées à plusieurs reprises dans la ballastière de Vimpeles (S. et M.); dans cette carrière, leur partie supérieure était remplie de limons. Dans l'été 1970, j'ai pu en dénombrer une vingtaine, verticales à subverticales (inclinaison: 70°), qui traversaient toute la hauteur des alluvions grossières

(5 m), mais n'affectaient pas les limons sus-jacents. Elles se recoupent parfois en V et dans leur partie inférieure, sont colorées par des oxydes ferriques; leur âge peut être attribué au Riss. Les exemples de fentes de gel minces dans les alluvions sont fréquentes, notamment à Flins (Yvelines) et Brévannes-Valenton (fig. 18).

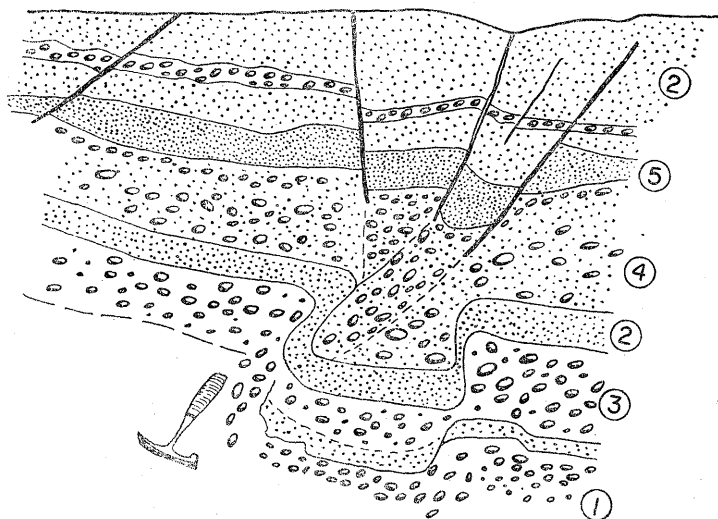


Fig. 18. Fentes de gel dans les alluvions anciennes de la Seine à Brévannes-Valenton (Val de Marne)

1. galets de silex; 2. sables; 3. galets; 4. sables et galets; 5. sables fins

FENTES DE FROID FORMÉES SUR DES TERRAINS QUATERNAIRES NON-ALLUVIAUX

Dans les limons loessiques

Dans la région parisienne, elles sont rares dans les limons, alors qu'elles sont fréquentes en Belgique ou dans le Nord de la France. Néanmoins, il y en a en Normandie, dans la zone comprise entre Rouen et le Havre; en participant au Colloque des limons organisé par M. POMEROL et l'A.G.B.P. en 1967, j'ai pu observer divers types de phénomènes périglaciaires dans les loess, notamment à Saint-Romain de Colbosc; la description détaillée de cette coupe est donnée dans le mémoire n° 5 hors série de la Société Géologique de France. Les fentes de froid y ont une forme en virgule et ont de petites dimensions (profondeur: 40–50 cm; largeur: 2–3 cm); elles appartiennent donc au type court et étroit précédemment défini.

Leur position stratigraphique dans les limons leur assigne un âge probable Würm II et Würm III, car il y en a 2 niveaux, très proches, séparés par un interstade assez peu marqué. Elles ont été déformées par solifluxion. Dans la coupe du Mesnil-Esnard près de Rouen, on retrouve des fentes identiques, mais encore plus petites (30 cm), formées dans un sol de toundra, constitué de matériaux éoliens du Würm II.

Dans des colluvions en bas de pente

La carte au 1/50.000° de Mantes, au Sud-Ouest de Rosny, est traversée par une butte de sables stampiens, orientée NO—SE au pied de laquelle on trouve des colluvions formées de gros grains de quartz burdigaliens, et de limons rubéfiés; ces limons sont affectés de fentes de froid, du type court et étroit à l'Est de Thirion.

Dans des grèves crayeuses

Elles sont assez fréquentes en Champagne; j'ai pu en observer dans la grève crayeuse de la rivière la Noblette, près de Vadenay (Marne); elles ont une profondeur d'1 m pour une largeur maximum de 10 cm et un remplissage fait de granules de craie. Elles sont du type court et étroit.

FENTES FORMÉES DANS DES SEDIMENTS TERTIAIRES MEUBLES

Dans les sables tertiaires, les fentes se présentent en général comme des cassures linéaires sans remplissage ou avec remplissage peu épais (quelques millimètres), qui est souvent bien visible en raison de la coloration rouge des ions Fe qui ont migré; le remplissage peut être légèrement induré. Ultérieurement, il peut y avoir une „déferrugínisation” des fentes sur une largeur un peu plus forte (10 à 20 mm); la longueur de ces fentes, observées en plan, peut être très importante (50 à 100 m), comme on peut s'en rendre compte en observant des parois qui se font vis à vis dans de grandes carrières. Il peut y avoir de nombreuses intersections de fentes verticales et à leur rencontre, il y a accumulation préférentielle d'oxydes ferriques (voir paragraphe *ferruginisations*).

Fentes minces dans les sables stampiens de la butte témoin de Champlan, Essonne

Les sables stampiens (Oligocène moyen) blancs sont exploités sur une épaisseur assez considérable (40 m) sur plusieurs paliers et sont recouverts par des calcaires lacustres de l'Oligocène supérieur; en 1965 et 1966, divers types de fentes étaient visibles jusqu'à une profondeur maximale de 15 m.

Fentes verticales et subverticales (fig. 20)

Elles sont groupées par ensemble de 5 à 10, fortement inclinées (70 à 80°), peu écartées les unes des autres (20 cm), et se recoupent souvent, avec formation de coins ferruginisés.

Fentes curvilignes et obliques (fig. 19 et 21)

Elles sont superposées en groupe (10—15) comme des cloisons en verres de montre ou en écailles de bulbes d'oignons; de faible inclinaison (15 à 30°) peu épaisses (10 à 20 mm) assez rapprochées mutuellement (10 à 30 cm), elles dessinent des

dépressions à fond évasé (fig. 18) larges de 5 à 10 m, dans l'axe desquelles elles ont le maximum d'espacement (40 à 50 cm) les unes par rapport aux autres, tandis qu'elles se resserrent sur les bords.

Par endroits, ces fentes sont beaucoup plus longues et dessinent alors des dépressions larges de 20 m et profondes de 3 à 4 m; elles paraissent alors rectilignes et parallèles entre elles sur une partie limitée du front de taille avec une inclinaison de 20 à 40°.

Là encore, il peut y avoir recoupement de ces fentes et formation de coins ferruginisés allongés horizontalement ou obliquement; les fentes peuvent former un véritable réseau parallépipédique.

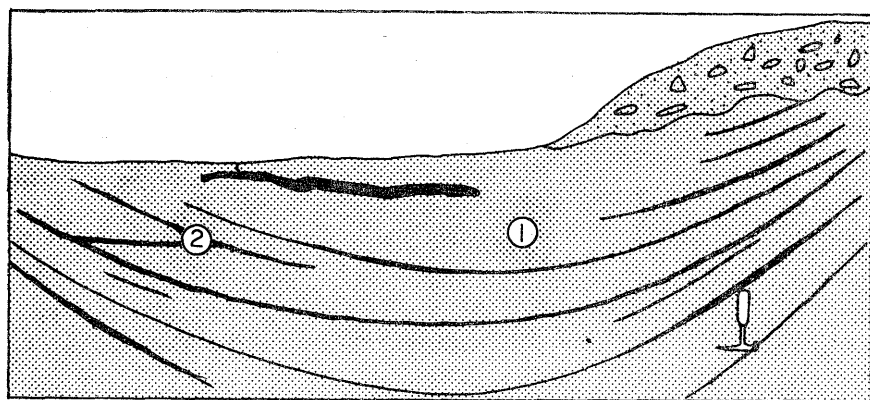


Fig. 19. Fentes curvilignes à remplissage ferruginisé dans les sables stampiens (Oligocène moyen) de Champlan (Essonne)

1. sables stampiens; 2. coins ferruginisés

Fentes à remplissage calcaire (Champlan)

Elles existent jusqu'à -15 m de la surface et sont épaisses de 5 à 10 cm. Elles peuvent être verticales surtout en profondeur, tandis qu'en surface elles ont toutes les inclinaisons possibles:

Fentes subverticales: j'en ai compté une dizaine, inclinées de 70 à 80°, espacées de 5 à 10 m, profondes. Dans la partie médiane de leur remplissage calcaire, elles contiennent des racines calcifiées volumineuses (diamètre 2 cm).

Fentes obliques: inclinées de 30°, épaisses de 2 à 5 cm, elles sont remplies de calcaire et montrent un enchevêtrement de racines et radicelles.

Fentes horizontales: elles sont parallèles, très rapprochées (5 à 6 cm), peu épaisses (10 à 20 mm), avec un remplissage calcaire peu important, parfois même absent; le calcaire se présente sous forme d'une lame plus ou moins consolidée, dépassant d'1 à 2 cm les sables encaissants.

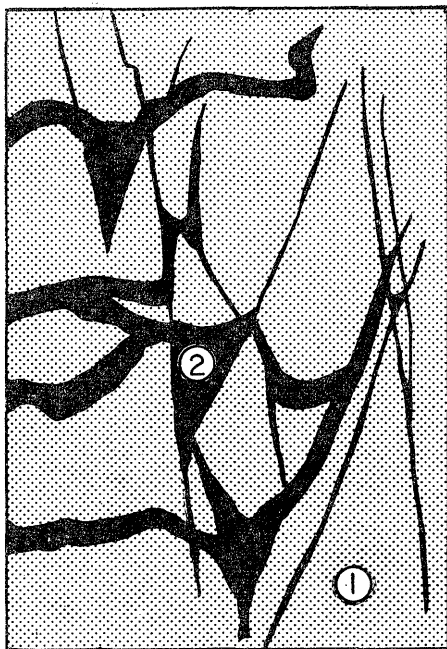


Fig. 20. Fentes verticales ferruginisées et coins ferruginisés à Champlan

1. sables stampiens; 2. coins ferruginisés

Fentes de gel minces dans sables stampiens et dépôts de plateau près de Dampart (S. et M.)

Une fente de gel, profonde d'environ 2 m, subverticale et large d'environ 8 cm au sommet traversait des sables stampiens à bandes ferruginisées et à traces de gleyfication; le remplissage de la fente était formé d'une argile grise; les strates sableuses au voisinage de la fente étaient légèrement incurvées vers le bas. La fente n'affecte pas le paléosol sous-jacent, et elle a dû se former lors d'une première phase périglaciaire du Quaternaire ancien.

Fentes minces dans sables du Thimerais

La carrière de Berchères-la-Maingot (E. et L.), à 6 km au NO de St Prest présentée par MM. BOURDIER et FEDOROFF au Colloque sur les limons (1967), puis au Congrès INQUA (1969), montrait des sables grossiers stratifiés rubéfiés sur une épaisseur de 3 m, recouverts par un paléosol brun-rouge violacé; sous le paléosol partait une fente subverticale, large de 3—4 cm, profonde d'au moins 1,5 m et remplie de limons argileux rubéfiés; l'âge de la fente peut être le Quaternaire ancien; dans une autre partie de la coupe, 5 à 6 fentes obliques étaient inclinées de 50 à 60°, et traversaient complètement les sables (épaisseur: 4 m).

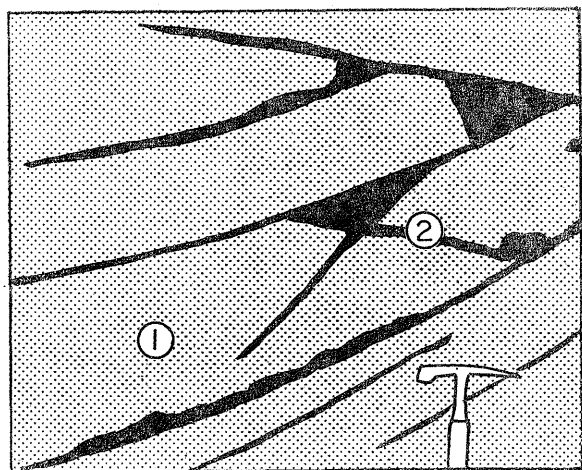


Fig. 21. Intersection de fentes curvilignes à Champlan

1. sables stampiens; 2. coins ferruginisés

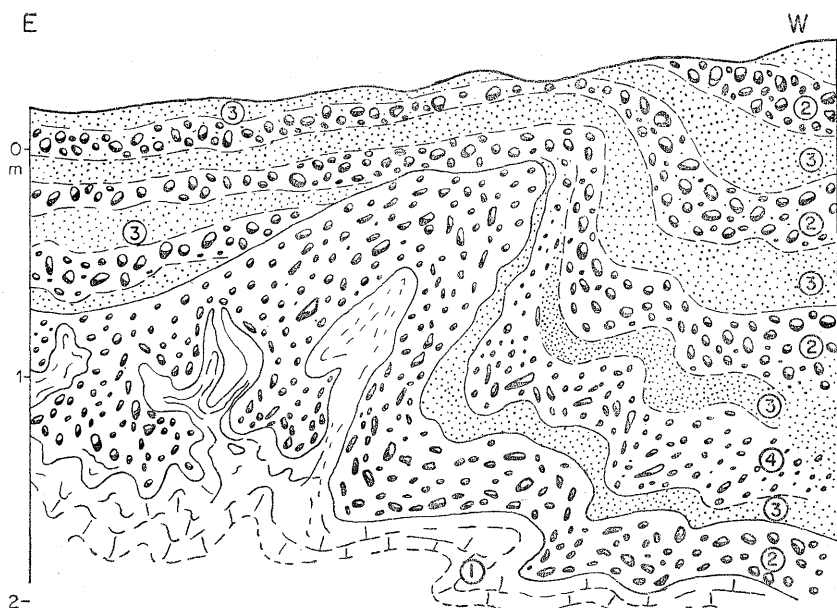


Fig. 22. Injections périglaciaires dans les alluvions de la Marne à Chelles

1. marnes éocènes formant des injections; 2. galets; 3. sables; 4. petits galets

*Fentes de „froid” dans le substratum éocène moyen lutétien
de la moyenne terrasse du Bois de Boulogne
(tronçon Porte de Passy—Porte Maillot)*

J'ai pu observer en février 1971 six fentes de froid (type en „coin étroit”) formées dans la partie supérieure du calcaire grossier; le long des parois des fentes (profondeur: 1 m), des fragments de calcaire grossier sont redressés verticalement: le remplissage des fentes est formé à la base d'alluvions sableuses rubéfiées, au sommet de galets provenant d'un niveau alluvial sus-jacent plus riche en galets (photo.7). Il convient de remarquer que les fentes de „froid” sont beaucoup plus rares dans les sédiments tertiaires ou secondaires que les fentes „minces”.

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE ET CHRONOLOGIQUE

Les fentes de froid ou de gel datant du Quaternaire ancien sont rares; J. TRICART n'en a pas trouvé dans les formations du Quaternaire ancien, et a attribué ce fait à une différence climatique (froid humide modéré au Quaternaire ancien). Mais ROUSSET et CAILLEUX en ont découvert près de l'embouchure du Rhône, dans la petite Crau, d'âge quaternaire ancien, où elles forment de beaux réseaux polygonaux. On n'en a pas trouvé sur les terrasses plus récentes du voisinage.

Les fentes d'âge Riss (fin du Quaternaire moyen) particulièrement abondantes dans les alluvions anciennes (terrasses de 10—15 m), notamment dans les zones situées en amont de Paris vers les confluent de la Seine et de l'Yonne (Vimpelles) et ceux de l'Aube et de la Seine (Charny-le-Bacchot) ou en Champagne (alluvions de la Marne à Plivot); le climat devait y être plus rude que dans les régions à climat plus océanique, telles celles de la Seine en aval de Paris, où l'on trouve encore des fentes de froid de grande dimension, et surtout en aval de Rouen, où les fentes existent mais sont de petites dimensions.

Les fentes de froid d'âge Würmien (Quaternaire récent) affectant des dépôts de cette période sont rares: citons celles des environs de Rouen dans les limons éoliens (St Romain de Colbosc) ou dans les alluvions de Seine (Marolles-sur-Seine).

De toute façon, il est difficile de dater avec certitude l'âge des fentes, car elles ont pu affecter des dépôts plus anciens; n'oublions pas que la durée de formation des grandes fentes de froid peut dépasser 10.000 ans, et qu'elles ont pu rejouer ensuite; les illustrations ci-jointes montrent des exemples de rejeu (au Würm?) de fentes courtes dans des fentes larges rissiennes, et des fentes de froid dans des remplissages de trous de thermokarst (également d'âge Riss). De même, il est encore plus difficile de dater les fentes minces dans les sables stampiens; elles sont polygéniques, comme le montre leurs recoupements multiples et leur remplissage zoné.

Il semble que la fréquence et la dimension des fentes de froid soient liées à la proximité relative des fronts de l'inlandsis scandinave, lequel était beaucoup plus proche de la région parisienne au Riss qu'au Würm. D'ailleurs en se rapprochant de ce front glaciaire en Belgique, les fentes de gel de type minces et les fentes de

froid à remplissage polyphasé peuvent avoir des profondeurs encore plus grandes au Riss (jusqu'à 10 et 11 m; cf. travaux de MACAR et VAN LECKWIJK), tandis qu'au Würm, celles signalées par PAEPE dans la vallée de la Lys semblent de plus petites dimensions (1 à 2 m).

CRYOTURBATIONS DIVERSES

On sait que chaque année, l'hiver venant, le gel progresse de la surface du sol vers les profondeurs, d'autant plus vite que l'abaissement de température est plus fort et que le nombre d'heures de gel est plus grand; la glace se forme dans les interstices des particules minérales et l'épaisseur de sol superficiel gelé croît peu à peu. Lorsque l'horizon de sol gelé est épais, il forme une lourde carapace (dans les pays à pergélisol), qui exerce une pression sur ce qui reste du mollisol ou „couche active” dégelée en été, comprise entre le pergélisol sous-jacent et le sol gelé superficiel. Les pressions initialement verticales engendrent par suite de facteurs secondaires des pressions latérales, qui ont de multiples conséquences, notamment la formation d'injections et d'involutions des couches plastiques vers le haut ou vers le bas.

Pour la majorité des auteurs, une injection est une apophyse, une langue, une sorte de filon partant d'un horizon plastique et pénétrant dans les niveaux voisins plus rigides. Une involution implique en plus l'idée de courbure. Dans la région parisienne, de très beaux exemples d'injections et d'involutions ont été observés dans les alluvions, mais aussi dans les limons quaternaires, et dans des sables et argiles tertiaires.

INJECTIONS DANS LES ALLUVIONS

Les grands travaux routiers du boulevard périphérique à la limite Ouest de Paris m'ont permis d'observer le contact du Lutétien et des alluvions rubéfiées, épaisses d'environ 2 à 3 m, de la moyenne terrasse du Bois de Boulogne, en contrebas de la place Dauphine. Des lits de marne blanche du sommet des calcaires siliceux lutétiens forment des injections vers le haut, hautes de 0,50 m à 1 m, espacées très régulièrement dans les alluvions sous-jacentes (photo. 7). Le nombre de ces injections est grand (100); en suivant la coupe vers l'Ouest, on voit que l'espace compris entre deux injections voisines forme des poches à aspect d'outres, renflées vers le bas, et vers le haut, de diamètre variable (0,50 à 1 m), à remplissage polycyclique (lits incurvés de marnes alternant avec des sables et graviers alluviaux); le grand axe de ces poches est subvertical; on observe des poches plus petites, 1 m au-dessus des précédentes dans les alluvions elles-mêmes. Là où la partie supérieure des poches est tronquée obliquement par la paroi de la coupe, on observe des cavités de formes variables, remplies d'alluvions, ou les poches principales. Les injections sont particulièrement fréquentes dans les alluvions de la Seine en aval de Paris, à l'Est de Limay, au lieu dit

la Garenne. L'une d'elles est constituée de sables alluviaux situés à mi-hauteur de coupe entre des alluvions grossières et traversant, tout en les rebroussant, un niveau de paléosol rubéfié. Leur hauteur était de 2 m; mais elles peuvent être de plus grandes dimensions (4—5 m); Mme DE MENORVAL a aussi signalé sur la haute terrasse du Galicet, au Sud de Bonnières des injections de craie pâteuse, datant au minimum du Riss.

Ces injections sont fréquemment localisées dans les secteurs soumis à des efforts sur les bombements périglaciaires. C'est le cas pour les injections visibles dans les alluvions anciennes de la Seine à Brévannes—Valenton. De très beaux exemples d'injections d'alluvions dans les horizons superficiels furent visibles en 1962 dans les alluvions anciennes de la Marne près de Chelles (carrière Trioux); leur hauteur maximale est d'environ 2 m (fig. 22). Comme elles affectent des horizons datés du Riss, elles datent soit de la fin du Riss, soit du Würm. Dans la même carrière, des injections de craie pâteuse, soulignées par un niveau à oxydes de manganèse, partent de bombements dans les alluvions (fig. 23). De tels exemples sont fréquents dans les alluvions de la Marne et de la Seine (voir fig. 44 et 45).

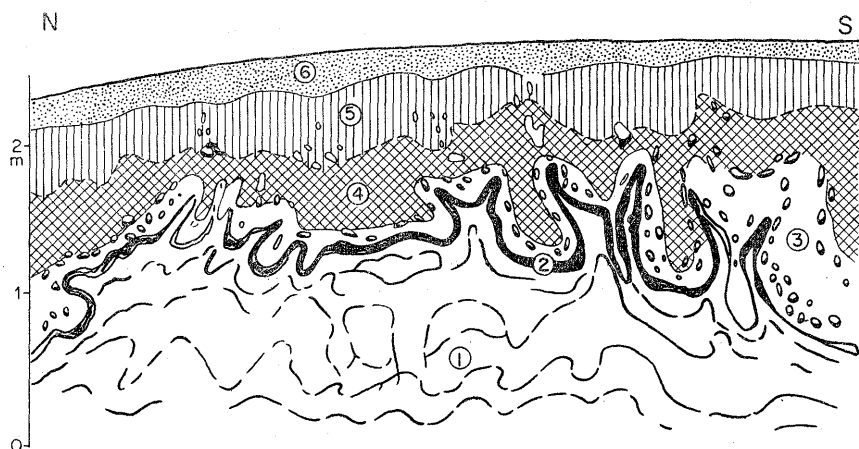


Fig. 23. Injections périglaciaires du substratum tertiaire dans les alluvions de la Marne à Chelles

1. marnes éocènes du substratum cryoturbées; 2. liséré ferrugineux au contact substratum — alluvions; 3. mélange d'alluvions et de marnes; 4. alluvions (galets); 5. alluvions (sables); 6. sables

GALETS ET CAILLOUX DRESSÉS

On sait qu'au bord de la mer et dans les estuaires, ils peuvent résulter du brassage par les vagues ou le courant (J. C. DIONNE, 1966). Ailleurs, et c'est le cas pour la région parisienne, ils résultent d'actions périglaciaires.

Leur existence implique l'existence d'un mollisol, formé au dégel printanier: l'effet de la pesanteur est bien moindre dans un milieu dense, mi-solide, mi-liquide; à l'automne, lors du regel, les fragments de roche arrivent redressés vers la surface

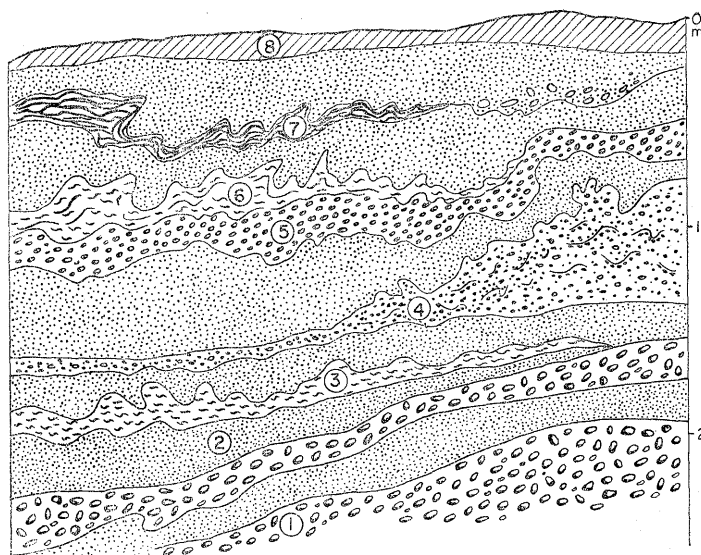


Fig. 24. Injections périglaciaires dans les alluvions de la Marne à Chelles

1. galets; 2. sables; 3. limons; 4. gravillons; 5. petits galets; 6. limons; 7. limons rubéfiés; 8. sol actuel

du sol. Leur répartition est absolument générale dans le Bassin Parisien, mais est plus nette dans les matériaux hétérogènes, comme les alluvions anciennes, les formations superficielles à silex et meulière que l'on trouve sur les plateaux de la région de Mantes, les calcaires de toute nature et de tout âge qui sont toujours gélivés sur une épaisseur plus ou moins grande. Les cailloux ou pierres dressées sont particulièrement abondants au contact des alluvions et du substratum, car cette limite est souvent irrégulière et accidentée, et les fragments de substratum dans les alluvions sont abondants. Citons quelques secteurs où les pierres dressées sont fréquentes : la vallée de la Marne, la vallée de la Seine en aval de Paris, les plateaux de Beauce et de Brie; lorsque les galets dressés sont disposés sous forme de festons ou de poches, il s'agit de sols polygonaux.

PLISSOTEMENTS

Ces plissements sont situés en général dans la partie supérieure des coupes et ils peuvent avoir des dimensions variables (hauteur 10 cm à 1 m); ils peuvent avoir un axe vertical et deux flancs symétriques, dans ce cas leur genèse implique simplement des pressions symétriques, donc latérales (résultant de pressions verticales initiales) dans le mollisol; ou bien avoir un axe oblique et être déjetés latéralement par suite de pression inégales, ou encore par intervention de la solifluxion (en direction du fleuve s'il s'agit d'alluvions). Ils sont souvent groupés (fig. 25).

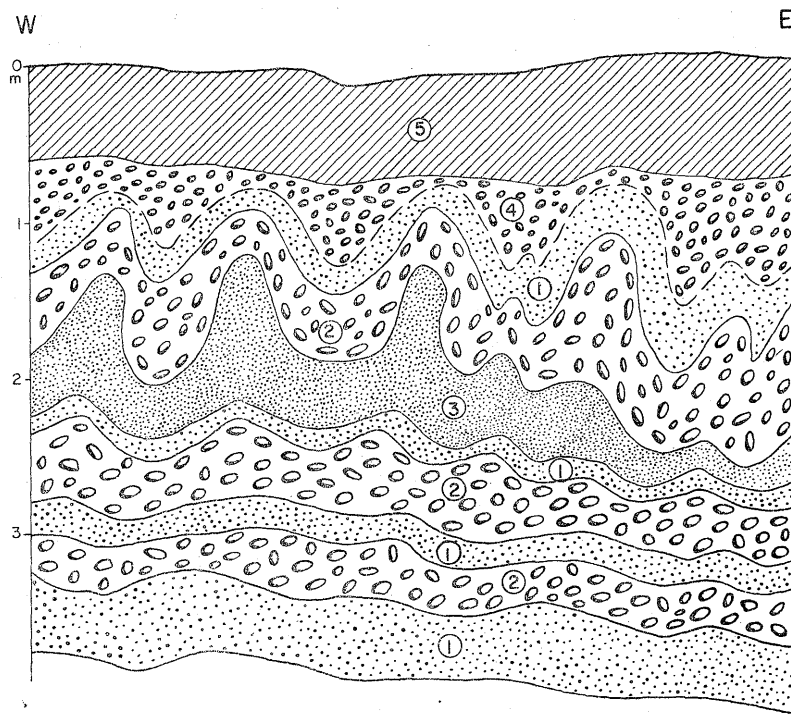


Fig. 25. Plications dans les alluvions anciennes de la Seine (Carrières-sous-Poissy)

1. sables; 2. galets de silex; 3. sables fins; 4. petits galets; 5. remblais

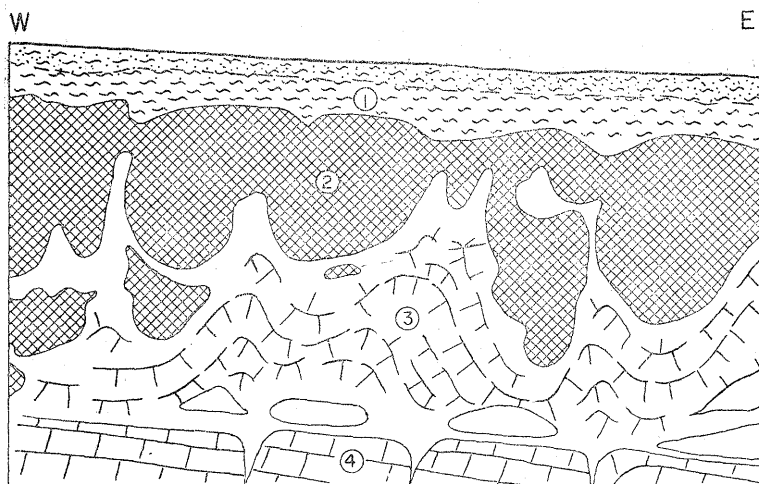


Fig. 26. Cryoturbations dans les calcaires lutétiens lacustres de Morancez (E. et L.)

1. limons; 2. marne; 3. calcaire cryoturbé; 4. calcaire en place

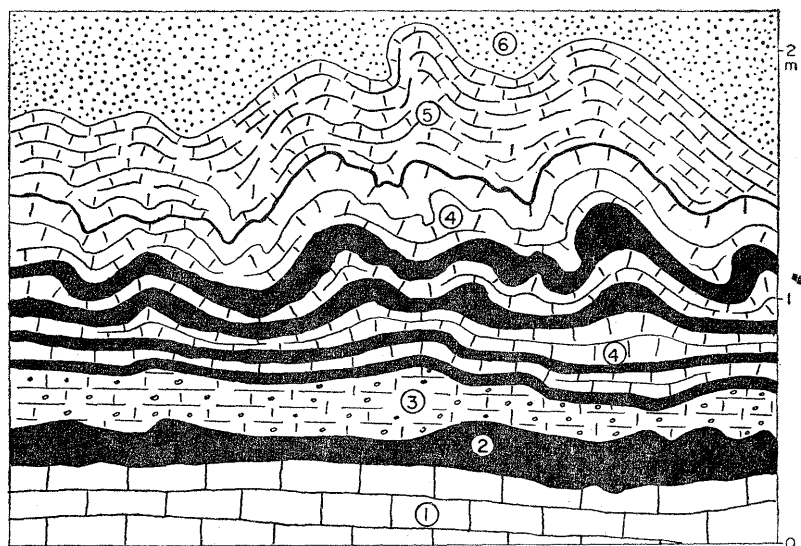


Fig. 27. Cryoturbations dans les calcaires lutétiens. St. Vaart-les-Mello (Oise)

1. calcaires lutétiens; 2. et 3. marnes; 4. et 5. calcaires siliceux (caillasses); 6. marnes

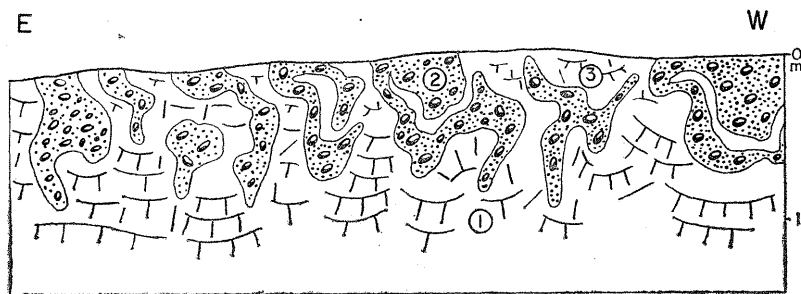


Fig. 28. Cryoturbations dans la craie sénonienne à Barbuise (Marne)

1. craie; 2. galets de silex et sables; 3. craie gélivée

AUTRES EXEMPLES DE CRYOTURBATIONS

Cryoturbations dans les alluvions de la moyenne terrasse de Cergy (Val d'Oise)

Elles furent observées en juin 1970 dans la coupe des fondations de l'Ecole des Beaux-Arts de la ville Nouvelle de Cergy qui montrait de bas en haut:

- 1) calcaires bartoniens (St. Ouen), en bancs irréguliers;
- 2) sables bartoniens (Beauchamp), jaunes-clairs, sur une épaisseur irrégulière (2 m); leur contact supérieur avec alluvions rubéfiées est extrêmement accidenté, et il y a des interpénétrations multiples des alluvions dans les sables et réciproquement

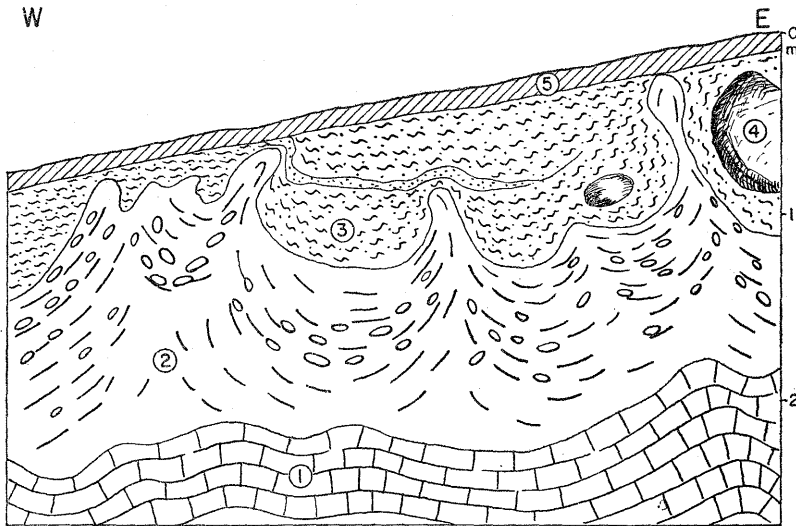


Fig. 29. Cryoturbations dans la craie sénonienne à Etoges (Marne)

1. craie; 2. marne; 3. limon; 4. bloc soliflué; 5. sol

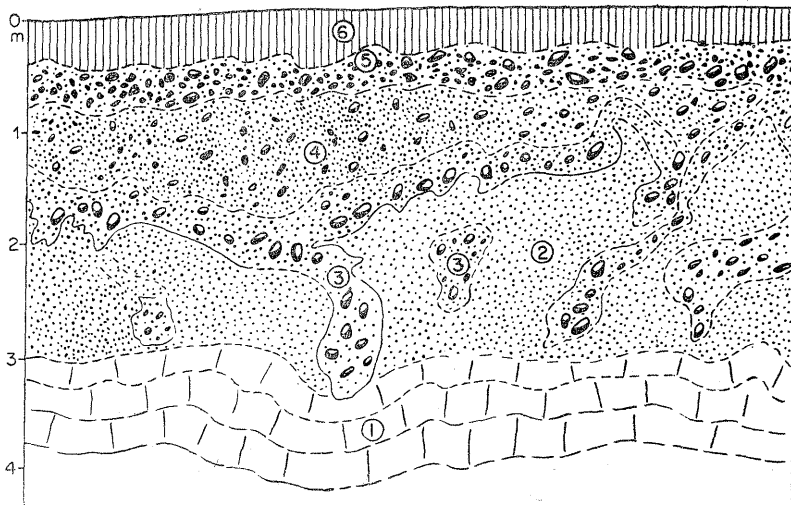


Fig. 30. Cryoturbations et solifluxion dans les sables bartoniens et dans les alluvions de la moyenne terrasse de l'Oise à Cergy (Val d'Oise)

1. calcaires éocènes; 2. sables bartoniens; 3. poches de galets fluviaux de l'Oise injectées dans les sables (2); 4. mélange de sables et galets; 5. galets de l'Oise; 6. sol

(voir fig. 30); il y a des injections sableuses en forme de langues simples ou ramifiées en buisson; les alluvions sont descendues par des fissures ou des poches étroites jusqu'au contact avec le calcaire de St Ouen; on les distingue aisément à leur couleur brun-rouge, due à leur richesse en oxydes ferriques;

3) alluvions à galets de silex et meulière, avec gros grains de quartz fortement éolisés, mal classées, d'épaisseur irrégulière (0,50 à 2 m) localement épaissies dans des poches larges pouvant se rattacher aux sols polygonaux.

Cryoturbations dans les calcaires éocènes lutétiens

Dans les marno-calcaires des caillasses (Lutétien supérieur) de St Vaast-les-Mello (Oise), j'ai observé que ce niveau était fortement disloqué et déformé (plissotements, injections d'une hauteur d'1,50 m); ces caillasses enregistrent bien les déformations dues au climat périglaciaire, car elles constituent des lits peu épais de marnes alternant avec des calcaires (fig. 27).

Les calcaires lutétiens que l'on a trouvé à l'Ouest de la carte de la carte de Mantes au 1/50.000e, sur les plateaux de la rive droite de l'Eure, sont fréquemment gélivés et redressés verticalement (carrière du Hamel, coordonnées Lambert Nord : x=526; y=543,5).

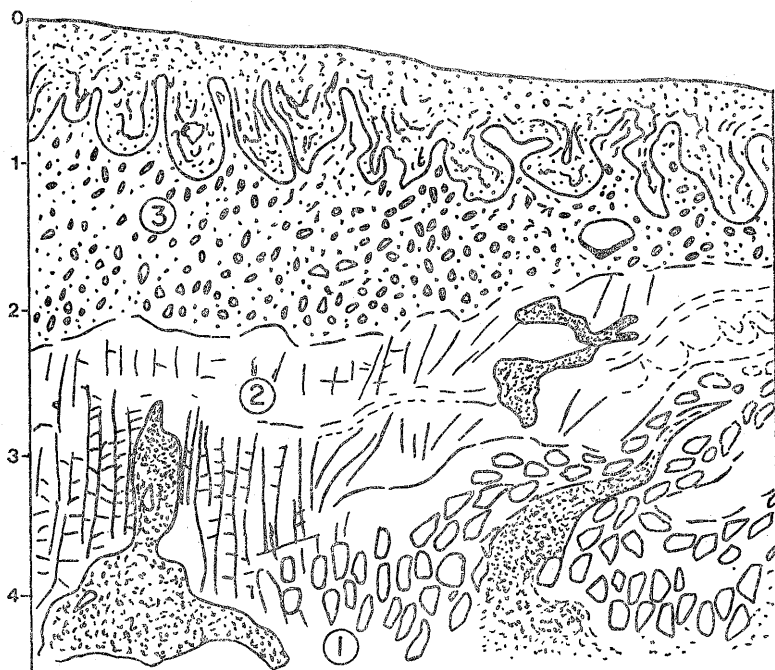


Fig. 31. Cryoturbations et solifluxion dans la craie gélivée à Rosny (Yvelines)

1. craie gélivée; 2. injections de craie; 3. matériaux gélivés et soliflués

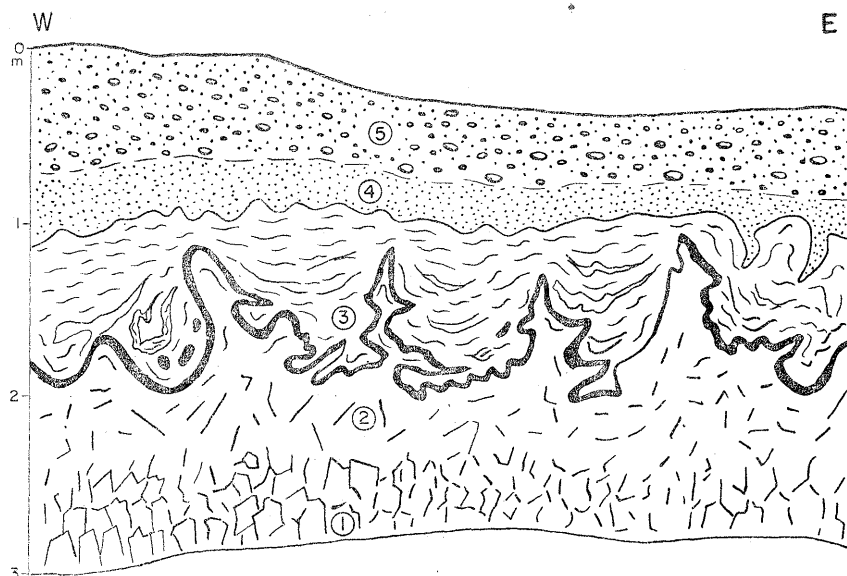


Fig. 32. Solifluxion de craie gélifiée à Béthon (Marne)

1. craie gélifiée; 2. craie marneuse; 3. limons; 4. restes d'un paléosol; 5. matériaux soliflués (galets)

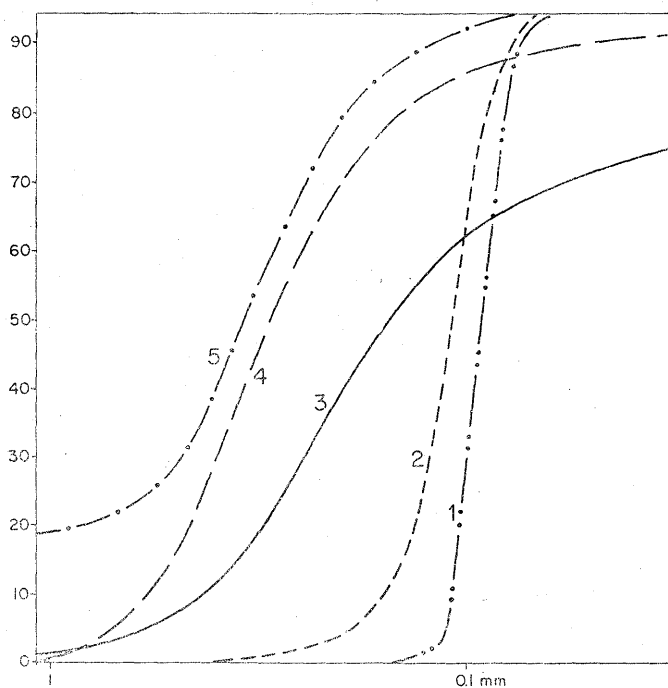


Fig. 33. Courbes granulométriques de sables soufflés quaternaires

1. sable stampien en place (Maintenon); 2. sable soufflé (Maintenon); 3. sable stampien soufflé (Nemours); 4. et 5. sable soufflé (Montfermeil)

Solifluxion et cryoturbation dans la craie près de Rosny-Apremont (Yvelines)

Localisation: carte de Mantes 5—6 SE, 500 m à l'Est d'Apremont à mi-pente d'un versant d'un vallon sec dirigé vers Rosny. De bas en haut, (fig. 31) on voit à l'altitude de 90—95 m:

1) la craie, fortement gélivée par des fissures parallélipipédiques sur une hauteur variable (2 m);

2) la partie supérieure de la craie, complètement gélivée, a formé des injections vers le haut qui ont ensuite flué suivant la pente du versant;

3) mélange de fragments de silex, de craie et autres matériaux, formant des injections vers le haut et des festons de solifluxion suivant la pente.

Dans les niveaux 1 et 2, mais aussi dans le niveau 3, on trouve des poches d'origine karstiques, à remplissage hétérogène: leur base contient des gros grains de quartz burdigaliens, leur sommet contient des sables fins, probablement stampiens et des limons argileux bruns, remaniés par solifluxion des argiles à silex situés en haut de versant sur le plateau. Ces poches et leur remplissage ont été ensuite étirées et déformées par solifluxion à une période plus récente du Quaternaire.

CUVETTES D'ORIGINE PÉRIGLACIAIRE
(„MARDELLES" OU „MARES RONDES")

DÉFINITION

Dans le Bassin Parisien, les lieux-dits „Mardelles" sont fréquents, notamment au Nord de la Forêt d'Orléans; là il s'agit en général de gouffres ou de trous d'origine karstique dans lesquels les eaux s'infiltrèrent et qui n'ont donc pas une origine périglaciaire. C'est pourquoi, pour éviter toute confusion, nous parlerons ici de cuvettes ou dépressions fermées; leur genèse implique plusieurs stades d'évolution:

1° La formation d'une butte à lentille de glace (diamètre variable: 7—20 m, hauteur: 2—7 m), s'ouvrant à l'extérieur par un orifice. Ces buttes ou „hydrolacolithes" existent actuellement au Canada entre les 60° et 75° de latitude (L. E. HAMMELIN); les lentilles de glace augmentent progressivement de volume et déforment les terrains superficiels qui glissent à la périphérie de la butte tantôt en formant un „rampart" (voir note de A. MAARLEVELD, 1965) tantôt en s'étalant simplement autour;

2° Lors du réchauffement du climat ou même pendant la période froide, la fusion de la glace, laisse une dépression de forme elliptique, parfois la dépression centrale plus importante est reliée à plusieurs petites dépressions périphériques satellites (exemple observé par A. CAILLEUX à Sucy-en-Brie).

Les „dépressions fermées" de la région parisienne, notamment celles du plateau de Brie ont été étudiées en 1958 par A. PISSART; cet auteur a démontré que l'hypo-

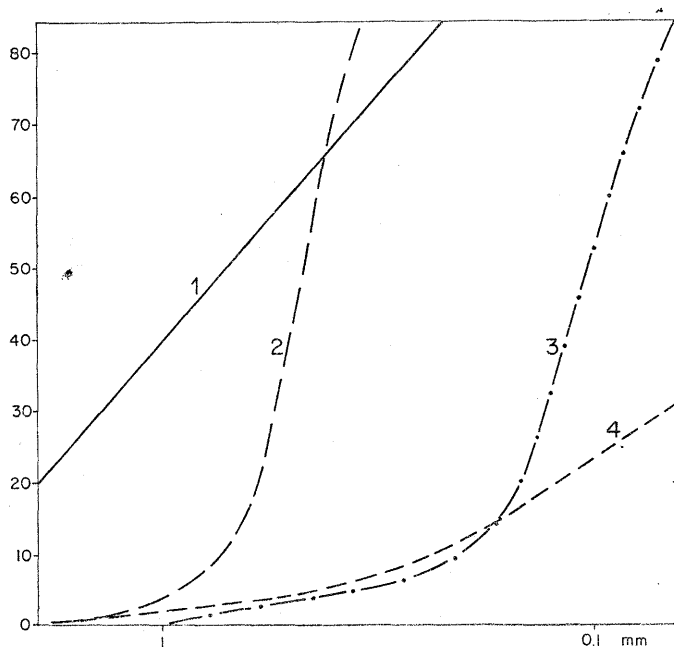


Fig. 34. Courbes granulométriques de remplissages de fentes de froid

1. sable stampien; 2. grève sur alluvions; 3. sable soufflé; 4. grève de versant

thèse d'anciennes marnières est exclue pour la majorité des mares; il a étudié leurs formes, et détermine leur longueur moyenne (33,4 m) et leur profondeur moyenne (1,90 m); ces „mares rondes” du plateau de Brie se sont formées sur un substratum imperméable de marnes vertes sannoisiennes. A. CAILLEUX a étudié (1960) ce problème et pense qu'on ne peut confondre ces mares avec d'anciennes marnières, car ces dernières sont situées en général près des chemins, sur les versants (facilité d'exploitation) et ont une forme dissymétrique (front de taille abrupt, ouverture en pente douce). Les „mares rondes” sont situées au contraire sur les sommets des plateaux, ne sont pas dissymétriques et sont en général groupées (1.000 mares pour 25 hectares dans la région de Sucy-en-Brie). En ce qui me concerne, j'ai recherché si de telles „cuvettes” existaient dans les larges plaines alluviales de la Seine et de ses affluents et étudié leur répartition sur les alluvions plio-quaternaires de Sénart.

DESCRIPTION DE CUVETTES SITUÉES SUR LA PLAINE ALLUVIALE DE LA SEINE

Région de Montereau (Seine et Marne)

La plaine alluviale large de 4 km environ à Montereau se rétrécit en aval (1,8 km); elle est constituée de limons (2 m) reposant sur des sables limoneux (0,50 m),

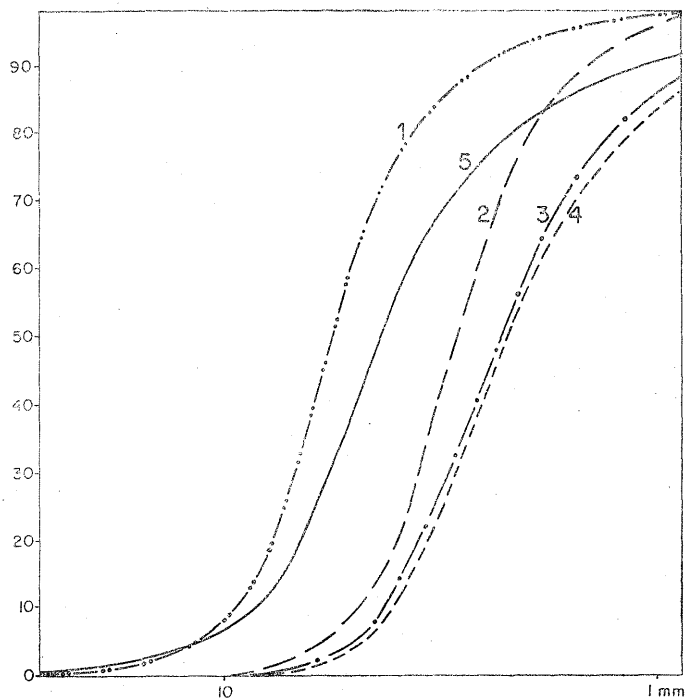


Fig. 35. Courbes granulométriques de grèves crayeuses

1. grève fluviale (La Noblette); 2. grève sur tourbe (Marais de St Gond); 3. et 4. grève sur alluvions (Récy); 5. grève de versant (Herpy)

puis de sables fluviaux passant à des graviers. On y observe 5 dépressions à contour ellipsoïdal, peu profondes (1 à 2 m), à bord raide (45°) et à fond marécageux; leur diamètre varie de 30 à 60 m. L'étude comparée des cartes topographiques publiées en 1757 montre que ces cuvettes sont très anciennes. Suivant les saisons ou les années, elles sont tantôt remplies d'eau, tantôt à sec. Elles n'ont pas été creusées par l'homme pour en retirer de la marne, de la glaise ou du sable; leur origine semble être naturelle, on trouve une dizaine de dépressions fermées à l'Ouest du Carrefour du Petit-Fossard, au Sud de Montereau. L'une d'elles est tout à fait typique ($x=645,73$; $y=73,60$); elle a une forme circulaire, des rebords raides. A 6 km en amont du confluent Seine—Yonne, sur la plaine alluviale de la rive droite, au Nord-Est de Marolles-sur-Seine, au lieu-dit: „La Pièce Ronde”, j'ai observé la présence de 9 dépressions fermées, de forme ovale, assez petites, dont 3 étaient remplies d'eau. Leurs formes (fond plat et bords raides) et leur éloignement par rapport aux villages voisins font supposer qu'il s'agit là encore de dépressions d'origine périglaciaire. A 1,5 km au N—O de Bichain, j'ai pu observer 3 dépressions circulaires la plaine alluviale de l'Yonne (rive gauche) dans des champs cultivés.

*Dépressions fermées situées sur la plaine alluviale
de la Seine dans la région comprise entre Nogent-sur-Seine
et Bray-sur-Seine (environ 100 km au S. E. de Paris)*

Les alluvions anciennes de la Seine forment une vaste plaine, large de 4 km, sur sa rive gauche au S. E. de Nogent-sur-Seine (S. et M.); la plaine alluviale, d'altitude moyenne 60 m, faiblement inclinée (3 millièmes de radian) vers le fleuve (étiage 55 m), montre sur une superficie d'environ 17 km² de nombreuses dépressions (138 visibles), ovales ou allongées, de longueur variable (8 à 58 m) peu profondes (2,50 m en moyenne), à bords raides et à fond plat, souvent marécageux (fig. 36).

Ces dépressions étaient déjà figurées sur l'édition du cadastre 1827 de Villiers-sur-Seine et les parcelles cultivables étaient alors disposées perpendiculairement aux bords des dépressions, probablement parce que ces cavités gênaient l'exploitation des champs. Les plus grandes d'entre elles sont indiquées sur la carte au 1/25.000^e (Provins 5—6), soit sous forme de mares remplies d'eau ou à fond marécageux (n=13), ou de cavités à rebords soulignés par de petites hachures (20); beaucoup

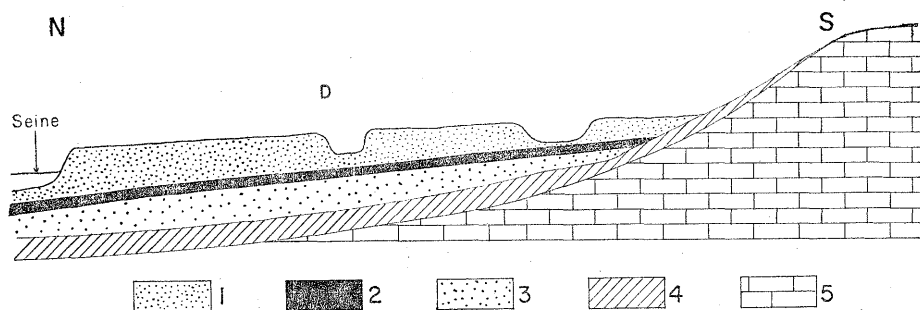


Fig. 36. Mares rondes péglaciaires dans les alluvions de la Seine entre Bray-sur-Seine et Nogent-sur-Seine

1. alluvions; 2. marnes; 3. alluvions grossières; 4. craie marneuse; 5. craie

(50) ne sont indiquées que par le figuré arbres (cercle entouré de points); les plus petites ne sont pas figurées du tout. Les photographies aériennes (mission de l'I. G. N.) permettent de les repérer beaucoup plus facilement; on peut en compter au moins 138, visibles sous forme de cavités entourées de buissons, ou de taches claires ou foncées soit remblayées partiellement ou complètement (32% des cas). Par leur forme, ces dépressions peuvent être classées en quatre catégories: circulaires de grande taille (18%), circulaires de petite taille (32%) allongées (38%) et de forme variable (10%).

Les valeurs médianes de leurs dimensions maximales, calculées sur 36 mesures

faites sur photographies aériennes, sont d'environ 37 m pour les dépressions allongées et de 13 m pour les dépressions circulaires; la longueur médiane de l'ensemble est de 24 m.

Les dépressions allongées ont une orientation préférentielle: sur 39 mesures, 28% sont orientées SSE—NNO et 28% sont orientées SE—NO; ces directions sont celles des ruisseaux permanents ou temporaires qui drainent la plaine conformément à la pente générale du terrain vers la Seine.

Les plus vieux habitants des villages de Noyen et de Villiers ont toujours connu ces dépressions et d'ailleurs les qualifient de „marchais”, mot d'ancien français qui veut dire marais; par transmission orale, on sait que l'on retirait des plus grandes d'entre elles un limon marneux servant à la confection des briques („corrons”) mais il ne semble pas qu'elles aient été creusées par main d'homme à cette fin, car la plupart d'entre elles sont petites et trop éloignées des villages; en plus elles constituent une gêne pour la culture et sont une cause de moins-value des terres; aussi, sont-elles rebouchées systématiquement de nos jours.

Si l'on élimine l'origine anthropique, il faut trouver une cause naturelle. L'hypothèse karstique pourrait-elle les expliquer? Les alluvions épaisses d'environ 7 m (2 m de sables fins à graviers et de limon marneux surmontant des graviers bien émoussés faits de morceaux de calcaire jurassique et de silex) reposent sur des marnes crayeuses (2,50 m) faisant transition avec de la craie grise campanienne (forages B.R.G.M.), qui affleure sur les versants et hauteurs voisines. Or ces versants crétacés ne montrent pas de dépression de ce type; de plus la dénivellée entre le fond des dépressions et le niveau moyen des eaux de la Seine est insuffisante pour permettre l'établissement d'un réseau karstique.

Ces cuvettes semblent avoir la même origine que celles de la plaine alluviale de Montereau; ici, l'alimentation en eau des noyaux de glace se trouvait favorisée par le lent écoulement des eaux vers le Nord-Ouest.

En climat périglaciaire, les couches supérieures de ces alluvions de granulométrie plus fine, regelaient chaque hiver tandis que l'eau circulait lentement dans les alluvions grossières sous-jacentes, au-dessus du lit marno-crayeux de la Seine peu perméable, et qui était peut-être resté gelé, donc imperméable. S'il y avait un pergélisol profond, les alluvions seules dégelaient chaque été. Lorsque l'hiver revenait, des lentilles de glace se formaient sous les alluvions grossières, enflaient progressivement et soulevaient les alluvions susjacentes en les faisant crever parfois. Lorsque les conditions périglaciaires cessèrent, les alluvions situées sur le „pingo” furent dispersées; la glace fondit progressivement et à la place des monticules ainsi formés on observe des dépressions circulaires, à bords assez raides et à fond plat, souvent remplies d'eau lorsqu'elles n'ont pas été comblées naturellement par la végétation ou artificiellement par l'homme.

Les dépressions que nous avons observées près de Montereau ont, de plus, les caractéristiques générales des autres „mares rondes” déjà décrites (A. CAILLEUX). Leur origine périglaciaire est donc très probable.

*Dimensions et répartition des dépressions fermées
dans les alluvions de bas niveau de la région parisienne*

Les dimensions moyennes des dépressions fermées situées sur les alluvions sont proches de celles des plateaux tertiaires de la Région Parisienne (ou légèrement inférieures):

Longueur	Alluvions	Plateau de Brie (d'après A. PISSART)
maximum	60 m	100 m
moyen	24 m	37 m
minimum	8 m	12 m

Les dépressions fermées situées dans les plaines alluviales sont beaucoup plus rares que celles des plateaux tertiaires; je n'en ai trouvé que dans les zones d'élargissement de certaines vallées alluviales (Seine, Yonne); les vallées de l'Yonne, de l'Aube, de l'Oise et de la Marne ne montrent pas de dépressions semblables, sans doute en raison de conditions hydrologiques locales défavorables, à la formation de „pingos”.

Par contre leur densité au km² dans les zones favorables est du même ordre de grandeur que celle des dépressions des plateaux d'une part: 8/km² à Marolles 7,3/km² vers Noyen, 2/km² vers Montereau et d'autre part 6/km² sur le plateau de Brie.

Cuvettes sur matériel Plio-quaternaire et sur limon des plateaux

Substratum formé principalement d'alluvions de Sénart

Entre Montereau et Paris, sur les plateaux qui encadrent la vallée de la Seine et à proximité de celle-ci, les alluvions plio-quaternaires (Donau—Gunz) de la Seine forment des placages d'alluvions grossières (galets de silex et gros grains de quartz) à l'altitude relative moyenne de 52 m; très développées en forêt de Sénart, elles sont alors appelées niveau de Sénart.

Généralement, on trouve en surface 1,50 à 2 m de sol sableux brun-rouge fortement enrichi en limon en profondeur (par pédogénèse), et ayant de ce fait une consistance argileuse; et plus bas une épaisseur variable de galets de silex entourés d'une matrice limoneuse et sableuse. Ce substratum reposant sur les marno-calcaires de Brie (Oligocène inférieur) est donc relativement imperméable, et sa surface a une pente transversale par rapport à la Seine, et longitudinale, très faible jamais supérieure à quelques millièmes de radian; son épaisseur est suffisante (2 à 7 m) pour permettre la formation en profondeur, sous climat périglaciaire de lentilles de glace. Les conditions sont donc favorables à la prolifération de ces pingos.

Substratum mixte: à consistance plus sableuse, en raison du mélange avec les sables de Fontainebleau (Oligocène moyen), par solifluxion ou apport éolien

Les résultats du comptage des mardelles repérées sur les cartes topographiques au 1:25.000°, de Fontainebleau, de Melun et de Corbeil, ont été regroupés d'amont en aval, de haut en bas, dans le tableau IV.

Tableau IV

Nombre et dimensions des dépressions fermées des plateaux
de la rive droite de la Seine entre
Montereau et Paris

Localités	Substratum	N	N/km ²	L ≥ 50 m	Pourcentages	L ≤ 25 m
					25 ≤ L < 50 m	
NO de Montereau	Marno-calcaire de Brie	35	2	17	14	69
Thomery	Sables stampiens	4	1			
Forêt de Champagne-sur-Seine	Alluv. haute terrasse	53	7,5	13,3	77,5	9,4
Vulaines-sur-Seine		13	2	23	7,7	69,3
Forêt de Barbeau	L.P. sur alluv. H.T.	12	4	16,7	8	75
Buisson de Massoury	Calcaire de Brie	59	7,4	37,3	20,3	25,4
Samois	Alluv. H.T.	0	0			
Bois-le-Roi	Alluv. H.T.	1	< 1			
Bois de la Rochette	Alluv. H.T.	3	< 1			
Sainte-Assise	Alluv. H.T.	11	1,8	36,4	45,4	18,2
Forêt de Rougeau	Alluv. H.T.	69	5,7	18,8	20,3	61
Forêt de Sénart	Alluv. H.T.	260	11,3	3,8	15,4	81

Abréviations: H. T. — Haute terrasse de 55m au dessus de l'étage de la Seine (Niveau de Sénart)

L. — longueur

L. P. — limon des plateau

N. — nombre de dépressions

On voit que la densité des dépressions fermées (par km²) sur les alluvions de Sénart type est comparable (N. variant de 1 à 11) à celles des mares rondes formées sur marno-calcaires de Brie (N. médian: 6/km²). Les densités ainsi relevées au m² sont parmi les plus fortes de la région parisienne, car A. PISSART (1958) avait noté les pourcentages de dépressions fermées ci-après:

- 6/km² pour les mardelles du plateau de Brie à l'E.S.E.
- de Paris (vers Brie-Comte-Robert),
- 3/km² vers Rambouillet,
- 0,18/km² vers Versailles.

Cet auteur avait cru prouver que les dépressions fermées étaient les plus nombreuses là où la „surface meulièreisée” avait été conservée. Mais cette notion de meulièreisation du calcaire de Brie est tout à fait théorique, car bien souvent il n'y a pas

de meulière, ni même de calcaire, mais simplement des marnes recouvertes de limons éoliens décalcifiés depuis leur dépôt au Quaternaire ancien. Aussi peut on penser que leur abondance sur les marno-calcaires de Brie serait due plutôt à l'imperméabilité de ces terrains, imperméabilité accrue par les couches limono-argileuses des limons quaternaires sus-jacents, toutes conditions favorables à l'installation au Quaternaire moyen et récent de pingos, puis de leur transformation en dépressions fermées.

Age probable des dépressions fermées de la région parisienne

Les dépressions de la région de Noyen-sur-Seine sont assez éloignées du cours actuel de la Seine (2 km) et donc situées sur des alluvions qui peuvent s'être déposées, soit au début Würm, soit au Riss, car il y a là un emboîtement de nappes alluviales inclinées vers la Seine et les nappes alluviales les plus éloignées sont les plus anciennes.

Ces pingos, et à fortiori, les dépressions fermées sont donc plus récentes et datent d'une période Würmienne relativement peu ancienne (Würm III ou IV).

D'une façon générale, il semble que les dépressions fermées de la région parisienne soient relativement peu anciennes, sinon elles auraient été comblées par des loess würmiens, leurs cavités formant des sites à accumulation préférentielle de limons („pièges"). Il aurait été évidemment souhaitable d'observer une coupe transversale dans une dépression, qui aurait permis d'observer la nature du remplissage et de faire des analyses polliniques, ce qui a pu être réalisé en Belgique par W. MULLENDERS et F. GULLENTOPS. Ces auteurs ont pu montrer que les plus anciennes d'entre elles dataient au plus de l'Alleröd (—10.000 ans) et que la plupart d'entre elles dataient de la fin de la dernière période glaciaire (Dryas récent), ou d'importants phénomènes périglaciaires ont eu encore lieu.

Il n'est pas exclus qu'au Riss ou au Mindel des pingos se soient formés sur les plateaux et dans les alluvions de la Région Parisienne, mais les dépressions qui en ont résulté pendant les interglaciaires suivants, ont pu être colmatées ultérieurement au Würm, par des limons éoliens ou d'autres matériaux.

J. DYLIK en a observé et photographié un très bel exemple dans les gravières de Valenton—Brévannes; en coupe verticale, l'ancien pingo a une dizaine de mètres de large et 1 m à 1,5 m de profondeur; de part et d'autre, les alluvions encaissantes sont plissées et redressées, effet évident de la poussée jadis exercée sur les cotés de la lentille de glace en voie de croissance.

SOLIFLUXION PÉRIGLACIAIRE — DÉGELIFLUXION

DÉFINITION

La solifluxion est l'un des phénomènes majeurs sous climat périglaciaire. Les anciens auteurs en ont compris l'importance depuis longtemps tels DANGEARD, MILON et l'abbé BREUIL, qui en a donné définitions suivantes „glissement et ac-

cumulations non stratifiées de terrains sur pentes, liées au dégel printanier du sol superficiel, glissant sur un sol toujours gelé en profondeur". Dans les phénomènes de solifluxion il distinguait :

1° un point de départ supérieur;

2° une zone de glissement avec nombreux „contournements" (poches en sections transversales) et „étirements" de terrain suivant la pente. Par délavage ou glissement sur verglas ce matériel est à l'origine des cailloutis des loess;

3° dans le fond des vallées, les matériaux soliflués, trop gros pour cheminer facilement, forment les „graviers de fond".

L'abbé BREUIL a dessiné de multiples coupes de solifluxion, notamment dans les vallées de la Somme et de la Marne (Chelles), mais il a exagéré l'importance stratigraphique en voulant assigner une date précise à chacune des solifluxions basales des terrasses et à celles intercalées dans les limons, car il s'agit parfois de phénomènes locaux difficilement datables.

Bien entendu, des coulées boueuses peuvent de produire sous d'autres climats suffisamment humides, même sans pergélisol. D'où la nécessité de préciser la désignation pour la solifluxion de dégel, sous climat frais ou froid : congélifluxion, ou mieux encore dégelifluxion.

D'autres auteurs ont essayé de donner des définitions plus précises de ce terme (J. AVENARD, J. TRICART et J. P. PINOT) avec eux, on peut considérer la solifluxion périglaciaire comme un phénomène caractéristique du climat „périglaciaire humide". La solifluxion, est le „fluage" d'un sol gorgé d'eau sur une pente suffisante pour provoquer son glissement; elle est favorisée par la présence d'un horizon imperméable dans le sous-sol, qu'il s'agisse d'argiles ou de pergélisol.

La composition granulométrique influe beaucoup: il faut un pourcentage suffisant de pélites (au moins 10% de particules inférieures à 50 microns).

On peut distinguer deux grands types de solifluxion:

1° en nappe: elle progresse lentement (quelques centimètres par an) et peut provoquer l'étirement des têtes de couches.

2° en coulées: il produit une niche de découlement en amont et la coulée progresse plus rapidement (jusqu'à quelques mètres) sur sol gorgé d'eau; les dépôts de solifluxion sont caractérisés par une absence de tri et de litage.

La dégelifluxion se produit surtout à la fin du printemps, lorsque le mollisol est gorgé d'eau et repose sur un pergélisol.

Je donnerai ici quelques exemples régionaux de dégelifluxion affectant des matériaux très divers par leur pétrographie et leur stratigraphie.

DÉGELIFLUXION DANS LE NORD OUEST DE LA RÉGION PARISIENNE

(Vallée de la Seine vers Mantes-la-Jolie—Yvelines)

Sur le territoire représenté dans la carte au 1:50.000° de Mantes, il y a de nombreux exemples de solifluxion. Les dépôts en sont parfois si étendus qu'ils recouvrent et masquent les alluvions de la Seine dans les méandres de Moisson et de Guernes.

La cartographie des alluvions en a été rendue particulièrement difficile, car toute la partie supérieure des nappes alluviales est revêtue par un mélange de gros fragments de silex, de grains de quartz remaniés des sables burdigaliens (Miocène), de grains de quartz plus petits éolisés et de limons argileux de couleur rouge. L'épaisseur de ces dépôts est variable (0,50 à 3 m); la transition entre les matériaux soliflués et le résidu d'altération de la craie (argile à silex) est peu nette en haut des versants et sur les plateaux. L'épaisseur des matériaux soliflués est naturellement plus forte dans les vallons qui entaillent les versants et leur nature pétrographique dépend du substratum régional; elle est extrêmement variable: silex provenant de l'argile à silex des plateaux ou directement de la craie, fragments de meulières de Beauce (Oligocène supérieur) qui recouvraient le sommet des buttes témoins (Cravent), calcaires meuliérisés (silicifiés) de l'Eocène supérieur, gros grains de quartz (2—3 mm) burdigaliens. Ainsi, dans la vallée d'Apremont à Rosny-sur-Seine une coupe observée dans une tranchée de canalisation parallèle à la pente du versant orienté vers le Nord-Ouest montrait de bas en haut;

- un calcaire fragmenté, gélivé, soliflué, provenant du démantèlement du plateau sous-jacent formé de calcaire lutétien (épaisseur: 1,50 m),
- sable fin, jaune, clair, remanié de sables stampiens (Oligocène moyen (0,50 m),
- limon argileux brun, avec à sa base d'énormes rognons de silex soliflués, provenant du remaniement de l'argile à silex des plateaux (épaisseur 1,20 m)

L'inclinaison des strates solifluées est parallèle à la pente des versants.

Les dépôts de solifluxion sont localisés surtout sur les versants à pente faible, c'est à dire sur ceux qui regardent vers le Nord-Est tandis que les versants opposés regardant vers le Sud-Ouest font affleurer la craie du substratum. Toutefois, là où l'orientation des ravins est environ SE—NO, la différence entre les deux versants opposés est beaucoup moins nette. Dans toute la région située au Sud de la Seine, où la craie est entaillée par les thalwegs, l'abondance des matériaux soliflués est telle que la craie n'affleure qu'au tiers supérieur des versants.

BLOCS DE GRÈS SOLIFLUÉS EN FORÊT DE FONTAINEBLEAU

Dans la partie Nord de la forêt, les buttes de grès oligocènes moyens (stampien) formant platières montrent à leur partie supérieure des grès diaclasés, fissurés par la gel, tout prêts à glisser sur les versants: en bas de pente, les blocs de grès sont souvent inclinés à contrepente, ce qui indique qu'ils n'ont pas glissés à plat sur les pentes, mais qu'ils été déplacés par des coulées de solifluxion.

Ces blocs se retrouvent au pied des buttes et parfois au-delà, sur les plaines voisines; leur présence peut s'expliquer par glissement initial sur un versant disparu depuis par érosion, puis par une phase de déflation éolienne qui a entraîné au loin le sable, et laissé les blocs de grès sur place. Ces blocs sont particulièrement nombreux entre Beauvais, Nainville-les-Roches et Dannemois (carte d'Etampes 7—8), et ils sont parfois encore alignés suivant la direction ONO—ESE des anciens bancs de grès.

DÉPÔTS DE PENTE SOLIFLUÉS SUR LES VERSANTS DE LA CUESTA TERTIAIRE D'ÎLE DE FRANCE
AU SUD-EST DE LA BRIE

Ces dépôts de pente sont extrêmement variés par leur nature pétrographique et par leur origine. Leur mise en place est due à l'ensemble des processus géomorphologiques de l'érosion pendant le Quaternaire (gélivation, coulées d'éboulis, solifluxion). Ces processus ont joué à plusieurs reprises.

Placages de galets de silex soliflués sur la craie

L'origine de ces silex est un conglomérat éocène inférieur (Thanétien) qui forme divers affleurements signalés par A. de GROSSOUVRE, puis par J. TRICART. J'ai retrouvé ces niveaux à galets de silex à l'Est de Béthon (Marne) et au Sud de Chantemerle. Ces galets de silex gris ont une forme ovoïde, et portent de nombreuses marques de choc, dues à une usure marine prolongée. Les divers affleurements devaient former un liséré au pied de la cuesta d'Île de France; au cours du façonnement de celle-ci les galets de silex ont été emportés au Sud et à l'Est (5 km maximum). On les retrouve dispersés sur les pentes douces crayeuses qui prolongent celles de la cuesta aussi bien que sur les contrepentes qui lui font face, ce qui implique un remaniement après la formation du réseau de vallons secs qui aujourd'hui séparent ces pentes. On en trouve par exemple au Sud-Est de la ferme de la Voglonière, 2,5 km plus bas que leur point d'origine; mais aussi sur les collines au Sud de Villiers-aux-Cormeilles à 5 km de leur origine.

Gros blocs isolés

On peut rencontrer des meulières cavernueuses, mais en général il s'agit de grès éocènes (Yprésiens), à aspect brillant caractéristique, de dimensions importantes (jusqu'à 2 m); les formations yprésiennes sont situées à mi-hauteur de la cuesta, et on retrouve ces blocs plus ou moins loin: 700 m au Nord de la Celle-sous-Chantemerle, 1,5 km au Sud de Bethon. Ce blocs ne montrent pas de stries visibles.

Craie solifluée avec divers matériaux tertiaires

Sur les pentes crayeuses de la base de la cuesta, à Bethon (Marne), les fondations d'un cellier m'ont permis d'observer de très jolis phénomènes de solifluxion, parallèlement à la pente et transversalement. Sur la coupe parallèle à la pente (fig. 32), la craie est fissurée en polyèdres anguleux; la partie supérieure de la craie est réduite en une pâte grumeleuse disposée suivant des figures qui rappellent celles de vagues déferlantes suivant la pente séparées par des creux longs d'1,5 à 2 m. La „crête” de ces „vagues” correspond à des injections qui ont probablement ensuite flué vers le bas et qui dessinent alors des „trainées”, des „langues” ou des plissotements; ces injections de craie s'encastrent dans plusieurs niveaux de la couche sous-jacente, laquelle est une marne beige, à nombreux galets de silex éocènes (Thanétien) épaisse de 0,70 m. On peut distinguer un autre niveau marneux susjacent, contenant outre les silex thanétiens, des blocs anguleux de meulière et de grès (1:0,40 m).

Solifluxion sur pentes de craie à Villenauxe (Aube)

Les phénomènes de solifluxion ont pu se manifester à plusieurs reprises pendant le Quaternaire, comme on peut s'en rendre compte en examinant diverses coupes. Ainsi, à 1 km au S.O. de Villenauxe (Aube), sur les pentes crayeuses qui prolongent le rebord de la cuesta, une coupe transversale à un dépôt de solifluxion permet de voir de bas en haut:

1° craie très fragmentée en nodules et transformée en limon marneux soliflué;

2° limon argileux brun-rouge, épais d'un mètre, séparé de la craie par un contact très net dû à un ravinement; il contient à sa base de nombreux fragments anguleux de silex et des galets de silex thanétiens, et à la partie supérieure des blocs de grès yprésiens. Après son dépôt, il a subi ensuite une évolution pédologique, avec formation d'un horizon B2t et acquisition d'une texture polyédrique lors d'une période de stabilité géomorphologique, sans solifluxion (interglaciaire?);

3° craie marneuse solifluée, étirée en bandes, très riche en fragments de silex anguleux et en blocs de grès (épaisseur: 1 m);

4° limon beige, avec divers fragments de silex et de grès;

5° sol brun.

La solifluxion s'est produite au moins quatre fois lors des dépôts des niveaux 1, 2, 3, 4. En examinant des coupes de crayères voisines, au Nord de Migneaux (Aube), on peut retrouver des niveaux soliflués analogues à 1, recouverts par des limons; de petites coulées de solifluxion sont parfois bien individualisées. Elles peuvent recouper divers niveaux de matériaux provenant de la gélifraction de la craie: à la base une bouillie crayeuse à fragments de grès et silex, au milieu divers éclats de gélivation et au sommet des galets de silex thanétiens et des fragments de grès.

DÉPÔTS DE SOLIFLUXION EN POSITION STRATIGRAPHIQUE ANORMALE

300 m à l'Est de Chatillon-sur-Morin (Marne), sur les pentes du versant Sud du Grand-Morin, une carrière montre de bas en haut les argiles plastiques du Sparnacien (4 m), des sables cuisiens de l'Eocène inférieur (2 m), recouverts d'éboulis limoneux contenant entre autres matériaux des galets de silex thanétiens (Eocène inférieur), qui sont là bien au-dessus du Thanétien en place et qui ont été apportés sur le plateau de Brie par un ancien cours (Pliocène?) du Morin, avant son encaissement. Ces galets ont été ensuite remaniés par solifluxion sur les versants.

REMANIEMENT D'ALLUVIONS QUATERNAIRES PAR SOLIFLUXION

Les phénomènes de solifluxion sont extrêmement fréquents dans les alluvions, surtout là où elles sont situées à proximité des versants de la vallée; elles sont souvent recouvertes de colluvions variées: bief à silex dans la vallée de l'Eure et de la Seine, en aval de Mantes, limon marneux dans la vallée de la Seine en amont de

Paris (coupe de Nogent-sur-Seine). Des alluvions plio-quaternaires peuvent se retrouver ainsi bien plus bas que le niveau original qui est celui des hautes terrasses (Montmesly, et coupe près de Montgeron, décrite ci-après).

Voici quelques descriptions de coupes montrant la diversité et l'importance de la solifluxion dans les alluvions.

Intercalation de matériaux soliflués dans une terrasse fluviale de l'Eure à Chérisy

Une gravière, située à l'altitude relative de 20—25 m au-dessus de l'Eure, aux points de coordonnées Lambert Nord (X=533, 1; y= 115,8) montre de bas en haut:

1° 2,50 m de galets de silex;

2° 4 m de sables grossiers fluviaux (médiane: 0,360 mm), rubéfiés, dans lesquels six lits de fragments de silex, épais de 20 à 30 cm viennent s'intercaler. Ces intercalations proviennent d'apports latéraux de solifluxion du bief à silex que l'on retrouve sur le haut du versant et qui après la fin de l'alluvionnement a recouvert la terrasse d'un dépôt de pente épais d'1,50 m.

Exemple de solifluxion remaniant des alluvions sur un talus de terrasse

A 1 km à l'Ouest de Nogent-sur-Seine (Aube) et à 200 m au sud de la route N. 51, une petite excavation abandonnée m'a permis d'observer plusieurs niveaux soliflués reposant sur les alluvions d'une basse terrasse de la Seine recoupée parallèlement à son talus inférieur.

De bas en haut:

1° alluvions à galets de calcaire jurassique, de type Seine, épaisses d'au moins 1 m;

2° limon calcaire, soliflué;

3° le sommet du limon est raviné suivant un contact sinueux par un lit de petits galets calcaires semblables à ceux du niveau 1, et est surmonté par un limon beige clair, contenant dans toute sa masse divers petits galets calcaires;

4° épisode de solifluxion, avec trainées de limon calcaire inclinées vers la Seine (ép.: 0,50 m);

5° limon loessique, à nombreuses traces de coquilles, contenant à sa base un niveau de concrétions et traversé par quelques indentations de limon plus foncé;

6° sol brun actuel.

Il y a au moins 3 niveaux de solifluxion, le plus important correspondant au limon crayeux 2, et les autres au cailloutis de galets entre 2 et 3, et au niveau 4. Ils se sont produits probablement au Würm.

Exemple de solifluxion remaniant des alluvions plio-quaternaires en bas de pente

Au passage de la D. 31 sous la déviation de Montgeron (Essonne) les coupes de soutènement du pont montrent:

1° à la base: marno-calcaires de Brie (Oligocène inférieur) avec gros blocs de meulière sur une épaisseur de 4 m; leur sommet est cryoturbé, avec des injections de marne blanche dans une argile rouge grossière sus-jacente contenant de nombreux grains de quartz et des galets très émoussés de silex venant de la haute terrasse (55 m) de Sénart;

2° argile rouge avec galets de silex, meulières de Brie (épaisseur: 1 à 0,40 m); cet horizon soliflué montre par places des lentilles très riches en meulières de Brie;

3° placage inégal de limon loessique avec grains de quartz et galets;

4° limons loessiques avec petits fragments de silex et sables (1 m).

La solifluxion qui a provoqué le dépôt du niveau 2 est assez ancienne (au moins Riss).

FOSSILISATION DES VERSANTS DES "BUTTES TÉMOINS" DE LA RÉGION PARISIENNE PAR DES DÉPÔTS DE SOLIFLUXION

Les buttes témoins sont des reliques des plateformes structurales notamment celles de Brie (Oligocène inférieur) et de Beauce (Oligocène supérieur); on les retrouve isolées à la surface des plateaux de la région parisienne, comme celles de Doué et de Champlan, ou dominant les plaines crayeuses, de Champagne (Mont Bernon, Mont Aimé, etc...). Quelles que soient les dimensions et leur nature pétrographique, leurs versants sont tapissés d'un manteau de matériaux gélivés et soliflués dont l'épaisseur croît progressivement vers la base des versants.

Buttes témoins de la région Ouest et Sud. Ex: Cormeilles-en-Parisis, Fontenay-St-Père, Villegats, Cravent, Champlan)

Elles sont constituées essentiellement de sables et grès stampiens recouverts parfois par une dalle de calcaire de Beauce; cette couverture de calcaire de Beauce a autrefois été beaucoup plus importante qu'elle ne l'est actuellement, car on retrouve dans les colluvions des fragments calcaires gélivés mélangés à des sables de Lozère, et des sables stampiens ferruginisés.

Dans la partie supérieure de la carrière classique de Cormeilles-en-Parisis, il est fréquent d'observer des fragments de meulière de Beauce (avec des oogones de Chara) provenant d'une ancienne couverture de calcaire et meulière de Beauce, qui a été démantelée par l'érosion plio-quadernaire.

Les versants de la butte témoin de Champlan (Essonne) montrent aussi un épais dépôt de pente, constitué essentiellement de calcaires et meulière de Beauce.

Butte témoin de la région Est

La butte de Doué, située sur la carte de Coulommiers domine de 25 m le plateau de marno-calcaires de Brie.

Bien qu'il ne reste plus qu'un tout petit lobe de calcaire de Beauce à son sommet, les versants sont tapissés de colluvions calcaires, avec des sables ferruginisés et des nodules de manganèse,

CONCLUSION

La solifluxion a eu un rôle énorme dans le transport sur pente des matériaux pendant le Quaternaire; lorsque le climat est redevenu tempéré, les dépôts de solifluxion sont restés plaqués sur les versants.

GRÈVE CRAYEUSE

Les formations de grève crayeuse étant très vastes en Champagne, j'ai cru utile de les étudier, bien que J. TRICART les ait déjà décrites dans la „Partie Orientale du Bassin de Paris”. Pour lui la grève désigne „des granules de craie” de 2-5 mm, dont les plus gros ont une forme émoussée. Ce même terme serait applicable aussi bien à des formations disposées en placages sur pente qu'aux terrasses fluviales de petites rivières traversant la Champagne, telle la Vesles. Il n'y aurait pas de différence dans la forme des granules de grève de pente ou fluviale: la disposition de la grève serait en lits horizontaux, parallèles. Si dans l'ensemble cette description de la grève crayeuse est exacte, j'ai pu, dans le détail des observations, préciser quelques points et y apporter quelques modifications.

ORIGINE ET MODE DE DÉPÔTS DE LA GRÈVE

La grève résulte de la gélivation de la craie, en fragments de plus en plus petits; cette gélivation se produisait de préférence sur les sommets dégagés des collines crayeuses, présentant un réseau très dense de fissures; la grève descendait ensuite par solifluxion sur les pentes, même faibles, car elle formait une nappe boueuse, fluide, s'écoulant au printemps, le sous-sol restant gelé. Elle s'accumulait en bas de pente, dans les petits talwegs, et pouvait alors être reprise par les petites rivières, dont le débit sous climat périglaciaire était bien supérieur à l'actuel. Ceci explique l'épaisseur assez forte de la grève (plusieurs mètres dans la vallée de la Vesles).

DESCRIPTION DE COUPES DE GRÈVE „SUR VERSANTS”

Les coupes d'Herpy l'Arlésienne (Ardennes)

Les coupes de grève „sur versants” sont souvent litées près d'Herpy l'Arlésienne (Ardennes); on peut ainsi observer un litage oblique subhorizontal; la coupe est située à mi-pente sur le versant Ouest d'un vallon sec, orienté Nord—Sud, non loin de la vallée de l'Aisne. De bas en haut, on voit:

1° Grève à strates inclinées très régulièrement de 3° d'Ouest en Est, sur une hauteur d'environ 4 m, la couleur est beige car les granules sont entourés de limon;

certains lits sont plus blancs parce que plus riches en fragments crayeux. Le sommet est raviné par le niveau sus-jacent;

2° grève plus limoneuse, à stratification fine subhorizontale;

3° limon argileux brun ressemblant à un lehm.

L'inclinaison de la grève n° 1 peut s'expliquer par un glissement répété sur la pente du versant, lors du dégel printanier.

D'autres exemples de grève crayeuse à lits obliques ont été observés sur des versants orientés vers le Nord-Est en Champagne et dans la montagne de Reims.

Description de la coupe d'Etoges

Une petite exploitation de grève visible de la route N. 33, à 4,5 km à l'Est d'Etoges (Marne) montre sur une hauteur de 4 m la grève crayeuse inclinée de l'Ouest vers l'Est suivant un angle de 15°; les strates obliques sont légèrement plissotées par cryoturbation, alternativement blanches et beiges; les lits supérieurs contiennent divers éclats de silex. La grève est recouverte par un niveau crayeux homogène soliflué, puis par un sol noir de type rendzine.

Une coupe analogue a été visible sur le versant sud de la rivière Livre, à 1 km, au Sud de Louvois (Marne); la grève est plus épaisse (6 m), très homogène sur toute sa hauteur, inclinée régulièrement de 15 à 20° du S-O vers le N-E, avec au sommet des fragments un peu plus gros de craie. Dans ces deux exemples la grève est localisée sur les versants les moins ensoleillés.

DESCRIPTION D'UNE COUPE DE GRÈVE FLUVIATILE

Il n'est pas nécessaire de supposer que le long des vallées champenoises, la grève progressait d'amont en aval comme une nappe gorgée d'eau sans qu'il y ait eu un véritable écoulement à l'air libre; un écoulement était rendu possible par la présence du pergélisol comme semblent le prouver la disposition de certaines grèves en strates très obliques, et la granulométrie. Ainsi une coupe de grève fluviale d'un petit ruisseau affluent de la Vesles, la Noblette, entre Cuperly et Vadenay (Marne), à 4 m au-dessus du talweg, montre de bas en haut:

1° granules de craie en courtes strates, d'allure fluviale inclinées (25 à 40°) dans le sens de l'écoulement du ruisseau. Le sommet de ce niveau a pu être raviné par la grève sus-jacente, et en tout cas en est bien séparé par un encroûtement calcaire, épais de quelques centimètres,

2° granules de craie, avec blocs anguleux de craie, en strates subhorizontales. Épaisseur: 1,20 à 1,40 m. Le sommet de ce niveau montre cinq fentes de gel, étroites, rectilignes, à remplissage de granules crayeux. Ces fentes sont parallèles les unes aux autres; leur sommet est légèrement décalé par rapport à leur base dans le sens de la pente du versant par solifluxion,

3° grève avec quelques petits galets de craie de forme ovale ressemblant aux galets de calcaire jurassique de la rivière Marne. Epaisseur: 0,50 m,

4° sol brun.

Le niveau 1 a tous les caractères d'un écoulement fluvial, tandis que le niveau 2 implique plutôt un écoulement en masse.

GRANULOMÉTRIE DE LA GRÈVE

J'ai étudié la granulométrie de plusieurs échantillons de grèves sur versant près d'Herpy, sur terrasse fluviale (Récy-sur-Marne, près de Chalons-sur-Marne, grève des Marais de St Gond, grève „fluviale” de la Noblette) (fig. 35).

Les courbes granulométriques obtenues par un bref tamisage, (quelques minutes seulement pour éviter de briser la craie), se ressemblent beaucoup par leur forme générale en S et par leur pente, donc par leurs indices de classement Qdphi, Hé, So. Elle diffèrent par la grossièreté du matériel qui apparaît dans les valeurs des quartiles.

La dimension maximum des granules de grève peut atteindre 15 à 20 mm.

MORPHOSCOPIE DE LA GRÈVE

La forme des granules n'est pas toujours émoussée; elle peut varier d'une forme polyédrique, parfois quadrangulaire ou hexagonale lorsque ces granules proviennent directement de la gélivation, ou que le transport longitudinal a été faible (grève de pente), jusqu'à des formes plus ovales ou arrondies (grève fluviale).

Pour matérialiser ces observations, j'ai appliqué la méthode morphométrique, utilisée pour les galets et mesuré les indices d'émoussé de premier ordre et d'aplatissement de deux types de grève en prenant les valeurs médianes pour 50 mesures. Les granules ont une dimension moyenne de 19 mm. Les mesures ont été faites à la loupe binoculaire.

	indice 2000 R ¹	indice L+1
	L	2E
Grève de pente		
Herpy l'Arlésienne	214	2,1
Grève fluviale		
de la Noblette	250	2,1

Si l'indice d'aplatissement paraît être le même, les différences de valeur d'émoussé indiquent bien que dans les grèves ayant subi un transport fluvial, l'usure a été plus forte; il y a encore d'autres différences entre ces deux types de grève; les fragments les plus grands des grèves de pente sont plutôt anguleux, tandis que les plus gros fragments de grèves fluviales sont émoussés.

Grève hétérogène

Lorsque la grève est mélangée à d'autres matériaux par solifluxion sur pentes, les courbes granulométriques obtenues sont moins redressées et n'ont pas la forme en S. Exemples: grève crayeuse solifluée et formant un cailloutis dans les limons würmiens sur alluvions de Seine (Petit Fossard) et grève crayeuse solifluée sur talus de basse terrasse de Seine (Nogent-sur-Seine).

RÉPARTITION TOPOGRAPHIQUE DE LA GRÈVE

Elle est loin d'être uniforme, et en parcourant en détail la région des camps militaires de Suippes et Mourmelon, j'ai pu constater que la grève forme des placages plus épais (1 à 2 m) sur les pentes de collines regardant vers les directions variant du Nord à l'Est, et beaucoup plus faible sur les pentes regardant vers le Sud ou l'Ouest; cette disposition s'accompagne en général d'une faible dissymétrie des versants.

La cause probable de la répartition inégale des grèves crayeuses est la différence d'exposition au rayonnement solaire. En effet, sur les versants peu ensoleillés c'est-à-dire, exposés au N-E, lors du dégel sous climat péglaciaire, la fonte des neiges était beaucoup plus lente et le sol dégelait plus lentement; les retours de gel étaient fréquents. L'écoulement était donc ralenti, la craie gélivée formait une masse boueuse qui solifluait plus ou moins lentement sur les pentes. Au contraire sur les pentes bien exposées aux rayons solaires, la fusion des neiges entraînait rapidement vers le bas les fragments gélivés, l'érosion était plus rapide et accentuait la pente du versant, processus également invoqué pour expliquer la dissymétrie des versant; la dissymétrie une fois réalisée favorisait à son tour une descente plus rapide des produits de gélivation, tandis que la pente plus faible était favorable au maintien sur place de la grève. Des exemples très nets d'épaisseur inégale de grève peuvent s'observer un peu partout, mais particulièrement dans la région de Suippes.

BLOCS DÉMESURÉS

INTRODUCTION

La terminologie imagée de ces blocs ne doit pas prêter à confusion: ils ne sont pas forcément très grands, mais leur dimension dépasse nettement celle des galets voisins.

Mode de transport

Il a été très discuté, l'hypothèse la plus ancienne et encore admise par certains était que ces blocs avaient été déposés par glissement sur les versants des vallées et qu'ils seraient restés là où on les trouve sans transport longitudinal. Cette hypothèse

est ruinée par le fait qu'on trouve des blocs de granite et de rhyolite en amont et en aval de Paris ($L \leq 50$ cm), de forme émoussée dans des alluvions grossières (photo. 9). Ces blocs de roche éruptive ne peuvent venir par solifluxion des versants mais seulement d'un apport longitudinal à partir du Morvan par l'intermédiaire de l'Yonne. Il y a d'autres, exemples peut-être un peu moins nets de la prédominance du transport longitudinal: dans les basses terrasses de Seine, en aval de Rouen, on trouve des gros blocs démesurés de grès stampien dont il n'y a aucun affleurement sur les versants de cette région.

La deuxième hypothèse fait intervenir tout un ensemble de phénomènes périglaciaires. Il faut d'abord supposer un débitage par le gel des affleurements rocheux, puis un transport sur les versants vers les points bas, transport facilité par solifluxion ou coulées boueuses et enfin leur encaissement dans la glace de rivière.

Lors des débâcles printanières, la glace se fragmente en grandes plaques dont certaines supportent ces blocs; ces plaques dérivent vers l'aval comme des „radeaux”; cette hypothèse est confirmée par les observations actuelles au Canada. Certaines plaques de glace viennent échouer dans des lieux calmes (anses à l'abri du courant principal), ce qui explique la très grande densité de blocs dans certains lieux et leur absence ailleurs. D'autres vont beaucoup plus loin. Il est très probable que les blocs de granite que l'on trouve en aval de Paris n'y sont pas venus en une seule fois mais qu'ils ont été remaniés à plusieurs reprises par des crues.

Malgré ce transport longitudinal, l'influence lithologique du bassin versant apparaît nettement sur une certaine distance (10 à 50 km) en aval des affleurements, ce que montrent les tableaux statistiques de nature pétrographique des blocs démesurés par région.

NATURE PÉTROGRAPHIQUE DES BLOCS DÉMESURÉS

Du confluent de l'Aube avec celui de l'Yonne

C'est seulement à partir du confluent avec l'Aube que l'on trouve des blocs démesurés; il faut noter leur absence totale dans les alluvions de l'Aube, absence bien explicable par le manque d'affleurement de roche non gélive, tels que grès ou calcaires durs.

On commence à trouver quelques blocs de grès éocènes (Cuisien) dans le Nogentais; ils proviennent du démantèlement d'affleurements éocènes formant le sommet de la cuesta d'Ile de France ou de buttes témoins. Leur taille maximum peut atteindre 2 m, les stries de frottement sont assez rares, mais par contre, ils montrent de petites marques de choc. Plus en aval, on n'en retrouve qu'au delà de Bray-sur-Seine dans la basse terrasse de la Tombe; ils sont formés surtout de grès (stampien ou éocène) ou de poudingues de Nemours (apportés par l'Yonne). Leur taille maximum dépasse 3 m.

Secteur compris entre le confluent de l'Yonne et Paris

Les blocs démesurés sont abondants, mais dans certaines places bien précises à Bois-le-Roi (rive gauche de la Seine); les blocs démesurés, retirés par draguage des alluvions würmiennes du fond du lit la Seine sont nombreux et de forte dimension (1,50 à 2 m) et sont constitués surtout de grès montrant des stries très longues (20 à 50 cm) et relativement profondes (3 à 5 cm). Plus en aval, on trouve de nombreux blocs démesurés dans la ballastière de Chartrettes (surtout des grès).

Entre Montereau et Melun, les blocs démesurés sont surtout en grès oligocène (Stampien) et en meulière de Brie, tandis qu'entre Melun et Paris, le calcaire siliceux de Champigny (Eocène supérieur) devient de plus en plus fréquent, notamment dans la carrière de Boissettes; la plupart des blocs de grès y montrent des stries longues de 1 à 1,5 cm; cette carrière a été étudiée, il y a quelques années par J. QUÉRÉ, qui a calculé les dimensions médianes des blocs striés: $L=1.400$ mm, $l=1.000$ mm, ép. = 600 mm, pour 44 blocs et calculé le pourcentage de blocs striés (82%). Le même auteur a étudié aussi les blocs démesurés de la ballastière de Ponthierry située plus en aval (82% de blocs striés).

Les grandes ballastières de Brévannes—Valenton—Bonneuil m'ont permis de voir divers types de blocs démesurés, dont certains à poli „glaciel”. Les dimensions des blocs ne dépassent pas 3 m; il est assez fréquent de trouver ces blocs interstratifiés dans les alluvions. Les coupes de la moyenne terrasse de Vincennes m'ont permis d'y observer de nombreux blocs de calcaire, assez petits (20—30 cm), de meulière (30—50 cm) et quelques gros blocs de grès ($L: 1,50$ m; ép. 0,50 m).

Dans Paris, les alluvions de la moyenne terrasse du Bois de Boulogne contiennent d'assez nombreux gros blocs de grès stampiens ($L: 1$ à 2 m).

Forêt de Sénart (S.E. de Paris)

En pleine forêt de Sénart, à une faible profondeur (1,50 — 2,5 m) sous un recouvrement sablo-limoneux, et dans une couche de galets de silex, on trouve d'énormes blocs démesurés ($L=3$ m) de grès stampiens, qui ne montrent pas ou peu de stries; aussi leur présence pose t'elle un problème: affaissement sur place au sein de sables stampiens depuis lors disparus par érosion, ou blocs démesurés apportés par radeaux de glace lors des premières glaciations plio-quaternaires

Blocs démesurés de la vallée de la Seine en aval de Paris

Jusqu'à son confluent avec l'Oise, il n'y a pas de modification de composition pétrographique; les hautes terrasses de St. Germain-en-Laye contiennent 100% de blocs démesurés en grès; par contre dans les basses et moyennes terrasses de Carrière-sous-Poissy, il y a un pourcentage important de calcaire lutétien vraisemblablement apporté par l'Oise, car dans son cours aval celle-ci coule entre des versants lutétiens; on retrouve ces blocs de calcaire lutétien jusqu'au confluent avec l'Eure; leur dimension peut atteindre 3 m (Fréneuse); il sont souvent gélivés en minces

fragments et sont souvent fossilifères (Miliolles, Cérithes). La taille des blocs est très variable suivant les sites: faible à Carrières-sous-Poissy, elle est grande à Guernes (1,50 m), à Moisson (1 m), et à Tournedos (3,50 m); tandis qu'en amont de Paris, les blocs de meulière viennent de l'Oligocène inférieur Sannoisien, en aval ils viennent pratiquement tous de l'Oligocène supérieur (calcaire et meulière de Beauce).

Nature pétrographiques des blocs démesurés dans la vallée de la Marne

Les blocs démesurés ne deviennent abondants qu'à partir de Dormans (25 km après l'entrée de la Marne dans les terrains tertiaires;) ils sont d'ailleurs de plus en plus abondants en allant vers l'aval. Leur densité maximum se situe dans le méandre de Varredes—Congis (carte de Meaux) où j'en ai compté plus de 90.

On constate que si les grès stampiens constituent la majorité des blocs en amont, en aval la nature pétrographique est plus diversifiée (apparition de grès bartoniens et de calcaires divers siliceux ou non dans la région de Meaux).

Dimension des blocs démesurés

La longueur des blocs de grès est rarement inférieure au mètre: j'en ai même rencontré dont la dimension maximum dépassait 4 m (pour une largeur de 2,50 et une épaisseur de 2 m), les blocs de meulière sont souvent plus grands ($L=2$ m; $l=2$ m; ép.=1 m). On n'observera pas toujours de stries sur les blocs de grès (néanmoins il y en a à Congis et Saaçy) mais les cupules de choc sont fréquentes (Armen-tières); leur face inférieure montre souvent une pellicule de calcaire concrétionnée d'origine périglaciaire.

Leur surface inférieure est parfois parfaitement lisse et brillante (poli glaciaire). La plupart des blocs trouvés en place sont encastrés au tiers inférieur des alluvions.

Blocs démesurés de la vallée de l'Aisne

Ils sont moins nombreux et moins grands que dans les vallées de la Seine et de la Marne. Leur présence avait déjà été signalée par E. PATTE. Il s'agit surtout de grès et meulière. Leur longueur moyenne est de 0,50 m, et leur longueur ne dépasse jamais 1 m. Dans la partie moyenne du cours de l'Aisne, j'ai trouvé de tels blocs dans les alluvions grossières de la plaine alluviale à Bourg-et-Comin (2 grès, 2 meulières), à Chavonne (10 grès), et au confluent avec la Suippe (2 grès); je n'en ai pas trouvé dans la partie amont de la vallée, ce qui s'explique par l'absence d'affleurements de grès.

Blocs démesurés de la vallée de l'Oise

Dans la boucle de Cergy, la basse terrasse a livré quelques gros blocs de grès dans la partie supérieure des alluvions. La rareté des ballastières en exploitation ne facilite pas le comptage de ces blocs.

Autres régions

On trouve quelques blocs démesurés dans les alluvions de la basse terrasse de l'Yonne à Gron (12 blocs démesurés en grès, dont l'un long de 2,50 m),; j'en ai trouvé aussi quelques uns dans les alluvions du fond de la plaine alluviale de l'Eure en aval de Dreux.

CONCLUSIONS

La présence de blocs démesurés en place dans certains niveaux d'alluvions, définis par une granulométrie grossière, corrobore le caractère péglaciaire de ces alluvions, déposées par des courants forts et irréguliers, lors de la fonte estivale des neiges et des glaces

Tableau V

Pourcentages de natures pétrographiques des blocs démesurés
trouvés dans les alluvions de la Seine près de Paris

Localité	Grès	Calcaire de Champigny	Meulière de Brie
Amont: La Tombe	75		5
Montereau	75	25	
Bois-le-Roi	66		34
Chartrettes	71		29
Boissettes	50	32	18
Brévannes	25	69	6
Aval: Bois de Vincennes	14	15	71

DÉPÔTS ÉOLIENS QUATERNAIRES

Dans la région parisienne, on peut distinguer deux grandes catégories de dépôts éoliens, bien différents par leur granulométrie, les limons et les sables soufflés, mais il y a des termes de transition, comme les limons sableux et les sables limoneux.

LIMONS

Les limons, où la fraction granulométrique, comprise entre 2 et 50 microns prédomine, forment de vastes affleurements à la surface des plateaux du Vexin, d'Ile de France, du Soissonnais et de la Brie. Cette couverture limoneuse a une épaisseur variable suivant les régions: épaisse de 6 à 7 m en Picardie, de 5 à 6 m dans le Soissonnais, de 4 à 6 m en Haute-Brie, elle diminue beaucoup vers le Sud-Est de la Brie (2 à 1,50 m vers Melun) sauf au voisinage des buttes témoins de sables stampiens (Oligocène moyen) et dans les dépressions des plateaux (4 m). En bas de versant, l'épaisseur des limons colluvionnés est plus forte (4 à 6 m). Dans la banlieue Sud

Tableau VI

Pourcentages de natures pétrographiques de blocs démesurés des alluvions de la Seine en aval de Paris

Localités	Longueur en m	Grès stampien	Grès bartonien	Calcaire lutétien	Meulière
Amont: Bois de Boulogne		100			
Achères	1	25		75	
St Germain (Haute-terrasse)	1	65	35		
Carrières-sous-Poissy (Basse-terrasse)	0,50	30	25	10	60
Carrières-sous-Poissy (moyenne terrasse)	0,50	35	26	15	25
Les Mureaux	1	19		30	25
Flins	1,50	75		4	21
Rosny	1,50	60		5	35
Guernes	1,50	54		12	34
Moisson	1	60		5	35
Fréneuse	2	35		20	40
Les Andelys (basse terrasse)	1	71			29
Tournedos	2 à 3,50	61		11	28
Aval: (confluent Seine-Eure)					

Tableau VII

Pourcentage des natures pétrographiques des blocs démesurés dans la vallée de la Marne

Localités	Longueur en mètres	Grès stampien	Grès bartonien	Meulière	Calcaire siliceux
Amont:					
Dormans	1	100			
Varennes	1	40		40	20
Saacy-sur-Marne	1,50	100			
Armentières-en-Brie	2 à 4	100			
Courtaron	0,50 à 1	61	6	11	22
	1 à 2	65		10	25
Congis	1 à 3	83	6	10	1
Précy-sur-Marne	1 à 2	80			20
Aval:					

de Paris, l'épaisseur des limons varie entre 2 et 6 m (Villejuif), mais est beaucoup plus faible en Beauce (0,5 à 1,5 m).

Au Sud-Est de la cuesta d'île de France, en Champagne, les limons deviennent sporadiques, localisés sur les versants Ouest-Sud-Ouest de petites vallées dissymétriques, à l'abri des vents dominants; l'épaisseur des limons redevient plus forte (2 à 3 m) en Champagne humide (entre 150 et 200 km au SE de Paris).

Les causes de cette inégale répartition des limons éoliens ont été indiquées par J. TRICART:

1° La direction des vents dominants: ils venaient de directions comprises entre le SO et le NO dans la région parisienne et ont déposé davantage de limons au NE de Paris qu'au SE; la répartition géographique des minéraux lourds des limons indique parfois une direction prédominante NO—SE.

2° La présence d'un matériel tertiaire sablo-limoneux fin susceptible d'être transporté par les vents sur des grandes distances; d'après la répartition actuelle des limons il ne semble pas que le trajet accompli par les limons à partir des affleurements tertiaires ait dépassé la distance approximative de 100 kilomètres puisque l'on en trouve pratiquement plus en Champagne crayeuse.

3° Le développement de la couverture végétale était peut-être plus faible sur les plaines crayeuses de Champagne, et la végétation clairsemée fixait mal les particules transportées par le vent.

Les caractéristiques sédimentologiques des limons ont été étudiées par H. MAL-TERRE (1969); F. BORDES a étudié leur industrie paléolithique (1954); l'étude et la cartographie des sols sur limons sont actuellement très développés par les stations agronomiques de Grignon, Laon, Versailles. Une bonne vue d'ensemble de la pédogénèse des limons quaternaires du NE du Bassin Parisien vient d'être publiée par JAMAGNE (1969).

Dans ce qui suit, il ne sera question que de quelques particularités sédimentologiques des limons de l'Est et du Sud—Est de la Région Parisienne.

LIMONS DE LA HAUTE BRIE

Les limons de plateaux y sont assez anciens (début du Wurm); ils reposent sur des plateaux formés de terrains d'âge Eocène moyen, supérieur, et Oligocène; ils sont décarbonatés, relativement altérés (forte teneur en argile: 25%); ils supportent des sols lessivés, dégradés, à tendance hydromorphe. Ils peuvent d'ailleurs recouvrir des limons plus anciens (Riss) comme dans la coupe du Tillet ci-après décrite.

Description des limons du gisement archéologique du Tillet (Seine-et-Marne)

La carrière est située à l'Ouest du hameau du Tillet à l'altitude de 177—180 m, au sommet d'un plateau qui domine d'environ 120 m la vallée de la Marne, qui forme là un méandre.

Cette carrière, exploitée pour ses limons utilisés en briqueterie, a été étudiée par F. BORDES dans sa thèse sur „les limons quaternaires du Bassin de la Seine”, et plus récemment lors du Colloque sur les limons.

Description (fig. 37)

Les limons totalement décalcifiés, épais d'environ 6 m, reposent sur des argiles à meulière de Brie (Oligocène inférieur). De haut en bas, on distingue:

1. de 0 à 60 cm: horizons pédologiques superficiels remaniés;
2. de 60 à 100 cm: (horizon B_2): limon argileux ($33\% \leq 2\mu$)
3. de 100 à 135 cm (B_3) limon argileux brun jaune, encore assez argileux ($29\% \leq 2\mu$);
4. de 135 à 190 cm ($C_1 - C_2$): limon brun jaune clair moins argileux (23%) avec des taches de manganèse; stratigraphiquement, il s'agit d'un limon loessique würmien (loess récent de F. BORDES); à la base de ce niveau une industrie paléolithique à patine „café au lait” a été trouvée et étudiée par F. BORDES; typologiquement, les pièces (bifaces cordiformes, racloirs variés) appartiennent au Moustérien de tradition acheuléenne;

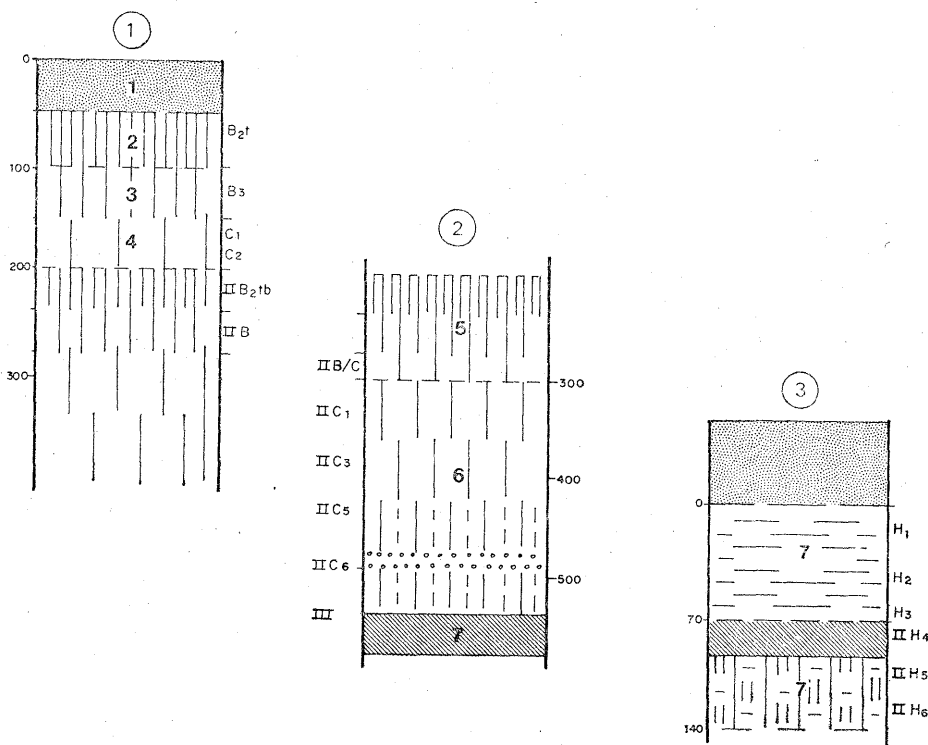


Fig. 37. Coupes pédologiques des limons du Tillet (S. et M.)

5. de 190 à 300 cm (IIB_{21} et B_{22} , puis IIB_3 et $II\ b/c$): argile limoneuse ($35\% \leq 2\mu$) brun-jaune, altérée, à structure polyédrique fine, assimilable à un lehm, et appelée „limon fendillé” par F. BORDES; ces limons sont plus anciens, mais pourtant montrent assez peu de différences avec les précédents; par contre leurs minéraux argileux indiquent une évolution pédologique accentuée par rapport aux limons sous-jacents n° 6;

6. de 300 à 490 cm (IIC_1 à C_6): limons argileux brun-jaunes appauvris en argile ($25\% \leq 2\mu$) par rapport aux limons sus-jacents n° 5 et ainsi comparables à des limons loessiques; à leur base, un niveau Ccn riche en concrétions ferro-manganiques de 5 mm de diamètre. Dans le niveau à concrétions, une riche industrie à patine blanche, avec bifaces acheuléens, mais aussi des pièces moustériennes de traditions acheuléennes;

7. de 490 à 680 cm (H_1 à H_6): argiles limoneuses ($43\% \leq 2\mu$) brun-jaunes, „panachées” de gris, ces panachures forment un réseau de fentes de gleyification; on peut distinguer des limons panachés supérieurs ($\text{H}_1, \text{H}_2, \text{H}_3$) et des limons panachés inférieurs ($\text{H}_5 - \text{H}_6$) séparés par un limon gris. L'altération pédologique a été très intense, à une période quaternaire ancienne, qui pourrait être le Mindel—Riss, ces limons panachés se seraient alors déposés au Mindel.

Etude minéralogique

J'ai particulièrement étudié la composition minéralogique des limons (minéraux lourds et argiles) pour essayer de déceler des discontinuités sédimentologiques correspondant à des coupures stratigraphiques:

(a) *Minéraux lourds* (voir tab. VIII). Le cortège minéralogique de cette coupe est caractéristique des limons de la Brie et présente des variations verticales: dans le profil I, il y a davantage de staurotide dans les horizons B (échantillon n° 9) et C (échantillon n° 10) que dans les horizons B_{22} du lehm sous-jacent (échantillon n° 11); dans le profil n° II, l'horizon IIC_1 , ou loess inférieur contient surtout du zircon tandis que le limon panaché (échantillon 14) contient davantage de tourmaline et de disthène. L'étude des minéraux lourds montre donc de petites variations de composition d'un niveau à l'autre sans doute en raison de la diversité des apports limoneux au cours du Quaternaire moyen et récent.

(b) *Minéraux argileux*: (voir tab. XII), leur étude est plus instructive, car elle permet de déceler une coupure minéralogique entre les limons panachés bien visibles dans la coupe III, riches en kaolinite et montmorillonite, et les limons sous-jacents des coupes 1 et 2, qui ne contiennent que des traces de kaolinite et de montmorillonite. Cette discontinuité minéralogique correspond également à une discontinuité granulométrique.

Dans la coupe III, on peut distinguer dans le limon panaché un paléosol complexe très rubéfié (horizon B à revêtement argileux). Toutes les autres caractéristiques sédimentologiques et pédologiques indiquent que ces limons panachés, profonds, sont anciens et datent en partie du Mindel et pour le sol de l'interglaciaire Mindel—Riss. D'une façon générale, en Haute Brie, la fraction argileuse contient aussi des interstratifiés illite—montmorillonite et illite—vermiculite. D'après JAMAGNE (1969), il y aurait augmentation relative de la montmorillonite par rapport à l'illite en profondeur.

ourcentages des minéraux lourds des limons des plateaux de Brie

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Tourmaline	13	13	79	25	51	18	42	20	19	51	23	28	19	41	14	27	19	15,5	10	18	16	9	4
Zircon	34	54	5	35	18	53	40	34	45	16	64	57	56	23	40	46	48	51	68	65	67	70	71
Rutile	8	5		15	16	16	4	13	12	3	5	10	11	20	30	8	17	20	6	5	7	9	1
Anatase					5	2	7	10				5							7				1
Sphène																						2	
Brookite									2							1,5	2						
Corindon																2,5		2			1	2	
Grenat	15,5	1		2,5		2								4									
Andalousite	4,5	1					3						1		5		2			2			
Staurotide		4		7,5	2,5	4	4	2,5	10	26	5		5		2,5	5,5	5	4,5		3	4	2	17
Disthène	11	7	16	12,5	7,5		5	15,5	7	6	3		7	10	7,5	9,5	7	7	7	6	1	5	6
Sillimanite														2									
Epidote	11	14		2,5				5											2				
Hornblende	3	1											1										

Désignation des localités

1. Lizy-sur-Ourcq (F. III)
2. Lizy-sur-Ourcq (F. I et II)
3. Etrepilly
4. Montceaux-les-Meaux (Seine-et-Marne): (-0,80 m)
5. Montceaux-les-Meaux (Seine-et-Marne): -1 m
6. Montceaux-les-Meaux (Seine-et-Marne): 2,2 m
7. Montceaux-les-Meaux (Seine-et-Marne): 2,4 m
8. Montceaux-les-Meaux (Seine-et-Marne): 2,7 m

9. Le Tillet (-1 m)
10. Le Tillet (-1,4 -1,7 m)
11. Le Tillet (-2,5 m)
12. Le Tillet (-3 m)
13. Le Tillet (-3,5 m)
14. Le Tillet (-5 m)
15. Le Tillet (coupe 3): -0,50 m
16. Le Tillet (coupe 3): -0,80 m

17. Le Tillet (coupe 3): -1,3 m
18. Le Tillet (coupe 3): -1,5 m
19. La Ferté-Gaucher (Seine-et-Marne): -2 m
20. Champguyon (Marne)
21. St. Genest (Marne): -1 m
22. Beauvais (Marne)
23. Gionges (Marne): -0,50 m

LIMONS DU GISEMENT PALÉOLITHIQUE SUPÉRIEUR DES TARTERETS

Le gisement paléolithique supérieur des Tarterets a été étudié récemment par Mme B. SCHMIDER qui y a dégagé une industrie préhistorique assez complexe et deux foyers de pierres calcinées. A sa demande j'en ai étudié la sédimentologie. Ce gisement est situé à 1 km au NNO de Corbeil (coord. Lambert $x=609,4$ $y=102,5$), sur la rive gauche de la Seine, à l'altitude absolue de 50 m, en contrebas du plateau de Brie, dont on voit les formations géologiques dans une carrière située plus haut (82 m). Les vestiges archéologiques ont été trouvés dans les coupes I et II dans un paléosol formé sur un limon reposant sur des colluvions sablo-limono-argileuses qui ont colmaté un petit vallon transversal au versant. Les divers niveaux de ce gisement sont décrits de haut en bas, suivant les habitudes des Préhistoriens.

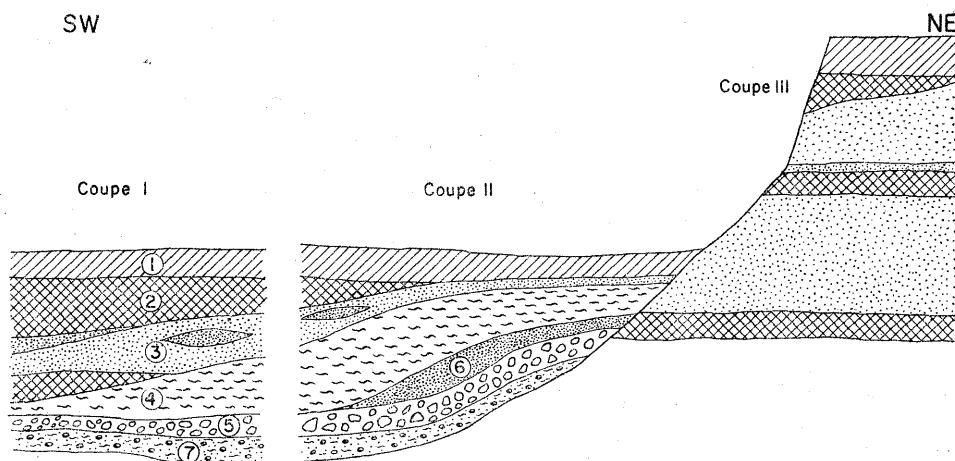


Fig. 38. Coupes dans les limons colluvionnés du gisement archéologique des Tarterets (S. et M.)
1. sol actuel; 2. niveau archéologique; 3. sables; 4. colluvions argileuses; 5. cailloutis de base (solifluxion); 6. lentille sableuse; 7. limons sableux avec petits galets

Etude des niveaux des coupes I et II du gisement proprement dit (fig. 38)

Niveau 2: Sol brun-noir, sous-jacent aux horizons archéologiques, de consistance surtout sableuse (35% de limon); la courbe granulométrique, peu inclinée est caractéristique des dépôts de pente. Les grains non-usés sont les plus nombreux, les minéraux lourds (tab. X) montrent par leur variété, un remaniement de divers dépôts (limons des plateaux, alluvions de Seine).

Niveau 3: Terre argileuse brun-rouge, à structure polyédrique, épaisse de 0,70 m au Nord et de 1,20 m au Sud, la partie moyenne 3b est presque complètement décalcifiée par altération pédologique (lehmification), tandis que la partie inférieure contient encore un peu de carbonate de chaux; le pourcentage de limon (fraction $\leq 40 \mu$) y est relativement abondant (39 à 48%); les courbes granulométriques assez

„étalées”, montrent un mauvais classement du sédiment; l'éolisation des grains de quartz est notable (53% de grains éolisés); l'analyse des minéraux lourds montre une très forte teneur en zircon, minéral ubiquiste et un faible pourcentage de minéraux de métamorphisme, dont la forme anguleuse suggère une provenance proche). L'analyse minéralogique aux rayons X des minéraux argileux révèle la présence sur toute la hauteur du niveau 3, d'illite et de kaolinite, avec en plus des interstratifiés dans le niveau 3b.

Niveau 4: Limons compacts, gris-beige, à petites lentilles sableuses, épais de 1,20 m au Sud-Ouest, à 0,90 m au Nord-Est; le pourcentage de limon ($\leq 40 \mu$) atteint par place 75%; la courbe granulométrique des lentilles sableuses est redressée et montre un bon classement; les minéraux lourds sont surtout des tourmalines (43%) à forme émoussée, peu pléochroïques et des minéraux de métamorphisme; disthène, (21%), staurotide (51%), andalousite (3%); les associations de minéraux lourds sont donc différentes du niveau 3; les minéraux argileux, après analyse diffractométrique aux rayons X, se révèlent être l'illite et la kaolinite.

Niveau 5: Limons colluviés, à panachures grises et ochres, épais de 1 m à 1,60 m; moyennement calcaires (30%) ils sont très riches en fraction limono-argileuse (60% de particules $\leq 40 \mu$); l'analyse diffractométrique des minéraux montre la présence d'illite, de kaolinite et d'interstratifiés.

Niveau 6: Horizons sableux s'épaississant en lentilles dans la partie Nord de la coupe (0,50 m); le pourcentage de limon est faible, la forme de la courbe granulométrique et les indices que l'on en déduit, montrent un bon classement du sédiment, compatible avec une action éolienne suivie d'un ruissellement; l'analyse morphoscopique des grains de quartz montre un fort pourcentage de grains éolisés (44%); les minéraux lourds sont à peu près les mêmes que dans le niveau 4, avec des pourcentages voisins; les minéraux de métamorphisme sont assez abondants.

Niveau 7: Cailloutis de solifluxion, avec gros blocs de meulière de Brie et galets de silex; d'épaisseur variable (0,20-0,70 m), il est fortement incliné du NE vers le SO; ce niveau est d'ailleurs plus complexe qu'il n'y paraissait lors des premières observations, car il y a deux niveaux de cailloutis (supérieur et inférieur) séparés par un niveau sableux; ce sable intermédiaire a une courbe granulométrique tout à fait comparable avec celles des sables sous-jacents, mais leur forme anguleuse (76% de non-usés) indique qu'ils ont été mis en place par solifluxion et non par le vent; ceci s'accorde avec la forme anguleuse des fragments de meulière, soliflués à partir des affleurements de calcaire et meulière de Brie, visibles dans les carrières situées sur le plateau.

Niveau 8: Limons sableux jaunes (13% de limon), analogues au niveau 6 par la forme de la courbe granulométrique, le fort pourcentage de grains éolisés, et par la nature des minéraux lourds; les minéraux argileux sont encore de l'illite et de la kaolinite, avec des interstratifiés.

Niveau 9: Colluvions sableuses sous le cailloutis inférieur. La courbe granulométrique

métrique, peu inclinée, est caractéristique des colluvions solifiuées; le pourcentage de limon est assez important (32%), il y a quelques grains éolisés (16% de ronds-mats); les minéraux lourds sont presque exclusivement constitués par du zircon, les autres minéraux ayant peut-être été altérés depuis leur dépôt. Les minéraux argileux sont encore de l'illite, un peu de kaolinite et des minéraux interstratifiés.

Description des coupes Nord-Est (fig. 38)

De haut en bas:

1. Horizon B d'un sol brun actuel (0,30 m).
2. Horizon B, argileux, rougeâtre, d'un paléosol de type lehm, localement présent.
3. Limon loessique jaunâtre, très fin, à petits éclats de silex, épais de 0,90 à 1,20 m.
4. Niveau sablo-limoneux (14% de limon), peu épais (0,25 m), analogue aux niveaux 6 et 8 du gisement par la forme de la courbe granulométrique et par le pourcentage des grains de quartz éolisés (apport éolien); par contre, les minéraux lourds sont en proportion différente (peu de minéraux de métamorphisme.)
5. Horizon B, tronqué d'un paléosol de type lehm, assez argileux (limons: 50%), légèrement calcaire (14%); sa courbe granulométrique étalée est tout à fait semblable à celle des niveaux archéologiques. Les minéraux lourds sont semblables à ceux des sables sus-jacents et aussi à ceux des niveaux archéologiques, les rares minéraux de métamorphisme présents étant altérés; on pourrait expliquer l'altération par des actions pédologiques assez longues dans les divers paléosols.
6. Limons loessiques massifs, jaune-clair, épais (2 m), localement sableux, vec à la partie inférieure un niveau humifère appartenant probablement à un ancien aléosol.

Conclusions: 4 grands ensembles peuvent être distingués:

1. les limons loessiques, fins, épais, surtout dans la coupe Nord-Est et présents dans le gisement au niveau 4;
2. sables limoneux, en lits ou en lentilles, fortement éolisés, à courbe granulométrique redressée, pauvres en limon, peu altérés, probablement mis en place par l'action conjuguée du vent et du ruissellement;
3. paléosols, de type lehm, souvent réduits à leur horizon B, les niveaux archéologiques 3b et 3c appartiennent à cette catégorie par leur décalcification, la forme de leur courbe granulométrique et leur richesse en limon;
4. colluvions argileuses très épaisses dans le niveau 5, résultant de coulées boueuses et de glissements de terrain sur la pente; le phénomène de colluvionnement, lié probablement à des manifestations de solifluxion s'est produit aussi avant et pendant le dépôt des cailloutis à meulières. Le sol superficiel n°1, s'apparente aussi à des colluvions sur pente, datant des temps post-glaciaires.

MINÉRAUX LOURDS DES LIMONS QUATÉRNAIRES

Bien que de nombreuses études aient été entreprises, l'étude des minéraux lourds transparents du Sud-Est de la région parisienne était fragmentaire; à titre de comparaison, j'ai étudié aussi les limons des régions Sud et Nord. Les minéraux lourds ont été séparés au bromoforme et déterminés au microscope polarisant.

Minéraux lourds transparents des limons des plateaux de Brie

Les premiers résultats, obtenus par S. DUPLAIX et MALTERRE montrent un fort pourcentage de zircon, rutile et épidote, et un faible pourcentage de tourmaline pour l'Ouest de la Brie; par contre, les analyses des minéraux lourds des limons de l'Est et du Sud-Est de la Brie montrent une composition complètement différente, avec disparition progressive de l'épidote et de la hornblende vers l'Est et un enrichissement progressif en zircon.

Dans le tableau VIII, les résultats des analyses de 23 échantillons sont disposés en allant de l'Ouest vers l'Est (de gauche à droite), ce qui met en évidence les variations géographiques entre les divers gisements.

Ainsi, dans les limons des plateaux de la région située aux environs de Meaux, les minéraux lourds semblent en partie remaniés des sables éocènes bartoniens (teneur élevée en tourmaline et en disthène); la présence d'épidote et de grenat indique la proximité de la province „nordique” à hornblende, grenat et épidote. A Montceaux-les-Meaux (Seine-et-Marne) et au Tillet, le pourcentage de tourmaline est encore important; par contre le grenat et la hornblende disparaissent; beaucoup

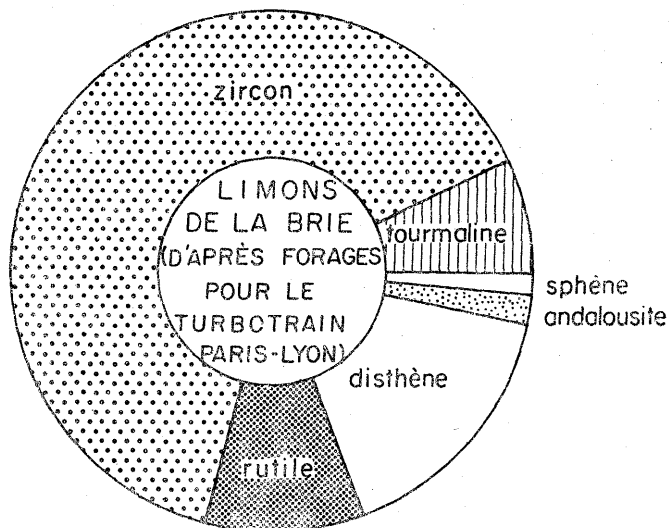


Fig. 39. Représentation graphique circulaire des pourcentages de minéraux lourds des limons du SE de la région parisienne

plus à l'Est, en Brie champenoise, la tourmaline est encore plus rare, et il n'y a plus de grenat; par contre, le zircon devient très abondant et atteint les pourcentages des sables stampiens; le disthène est aussi de moins en moins abondant en allant de l'Ouest vers l'Est.

Un autre exemple de variabilité géographique est donné par l'analyse des échantillons de limons prélevés sur le tracé du futur turbo-train Paris—Lyon, entre Brie—Comte—Robert, Melun et Montereau.

Les échantillons ont été prélevés à une profondeur comprise entre —1,50 m et 2 m, ce qui évite en principe un mélange en surface avec des apports anthropiques et en profondeur avec les marno-calcaires de Brie (Oligocène inférieur). Le tableau IX montre les pourcentages des minéraux lourds provenant des forages, ceux-ci étant placés suivant leur disposition géographique le long du tracé du turbo-

Tableau IX

Pourcentages des minéraux lourds des limons quaternaires de la Brie occidentale
(forages du tracé du turbotrain Paris—Lyon)

Localités	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Minéraux lourds											
Tourmaline	11	11	5	12	26	17	22	4	7	32	17
Zircon	62	79	60	57	36	62	60	78	64	34	57
Rutile	11	4	7	13	4	10		9	10	8	15
Disthène	9	3	14	5	18	2	9	9	16	19	5
Staurotide	6		10	9		5	4,5			3	
Andalousite	1		2	2			1,5		2		
Sphène		3	2	2	8	4			1		2
Hornblende			2							1	

Localisation des forages:

- N° 1: Combs-la-Ville (coord. Lambert N: x 616,36; y = 105,99)
 N° 2: Varennes (H2, de —0,80 à —1,90 m)
 N° 3: Varennes (H2, de —1,90 à —3,50 m)
 N° 4: Moissy (de —0,9 à —2 m); coord. Lambert N: x = 618,03; y = 104,26)
 N° 5: Villaroche H2 (de —2 à —3,3 m)
 N° 6: Villaroche H3 (de —1,6 à 1,8 m)
 N° 7: St Germain H1 (de —0,3 m à —1,3 m)
 N° 8: St Germain H7 (de —0,60 à 1,7 m)
 N° 9: Blandy-les-Tours H2 (entre —0,60 m et —2,60 m)
 N° 10: Valence-en-Brie H2 (de —2,30 m à —1,5 m)
 N° 11: Valence-en-Brie H3 (de —0,40 à —1,60 m)

train, donc du Nord (à gauche du tableau) vers le Sud (à droite du tableau). Suivant cette direction Nord—Sud, il n'y a guère de variation dans la teneur des minéraux lourds, celle-ci étant homogène et caractérisée par de nombreux zircons (tous de petite taille et assez anguleux), et de rares tourmalines (brunes); dans le groupe des minéraux de métamorphisme, le disthène est toujours présent, avec un pourcentage impor-

tant, sous forme de prismes à face rectangulaire, souvent craquelée; cette composition est assez proche de la partie orientale de la Brie. Elle est par contre différente de celle des limons situés à l'Ouest de la vallée de la Seine au Sud de Paris. Ainsi, les coupes de limons du gisement paléolithique supérieur des Tarterets (tab. X) montrent une teneur en zircon un peu plus faible et une teneur importante en minéraux de métamorphisme (staurotide, disthène et andalousite fréquemment altérée). Cette différence de composition minéralogique est encore plus marquée dans les limons situés plus au Sud, à la périphérie de la Beauce (Etréchy, Etampes, Chevannes), qui, en plus des minéraux de métamorphisme contiennent du grenat et de la hornblende.

Tableau X

Pourcentages des minéraux lourds des limons du gisement des Tarterets (coupes I, II et III) et de limons de la région Sud de Paris

Minéraux lourds	Divers niveaux des Tarterets Coupe I et II								Coupe III		Etréchy	Etréchy	Etampes	Chevannes
	2	3b	3c	4	6	7	8	9						
Tourmaline	24	18	14	43	35	18	33	6	14	20	32	27	40	54
Zircon	28	58	60	10	20	63	25	75	48	45	29	23	24	17
Rutile	17	15	8	12	7	13	7	9	24	12		15	4	
Anatase				4						1	11			
Grenat	1			2				1	2		7	4		5
Andalousite	18	2	2	3	1		1			2	7		8	9
Staurotide	11	4	12	5	20	2	18	7	4	11	7	8	12	10
Disthène		11	4	21	16	4	16	2	8	9	7	23	4	5
Hornblende	1				1								4	

L'influence des buttes témoins de sables stampiens (Oligocène moyen) sur la composition des limons quaternaires environnants est assez variable: parfois nette, dans les coupes de la Ferté Gaucher et de Champguyon (pourcentages de minéraux lourds égaux à ceux des sables stampiens), elle n'est pas toujours aussi forte que ne le pensait MALTERRE (1946); ainsi, à Montceaux-les-Meaux, les limons qui reposent (3 m d'épaisseur) sur un substratum de sables stampiens ont une composition minéralogique complètement différente (forte teneur en tourmaline, staurotide, disthène), faible teneur en zircon.

*Minéraux lourds des placages de limons recouvrant
des alluvions fluviales*

Dans la vallée de la Seine, entre Nogent-sur-Seine et Montereau, les terrasses fluviales sont souvent recouvertes de placages de limons d'aspect semblable au lehms. Ils sont d'autant plus pauvres en minéraux lourds que l'on remonte le cours

Tableau XII

Minéraux argileux de limons de l'Est de la région parisienne (Multien et Brie)

Localités	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Interstratifiés
Etrepilly				
(Aisne)	+++	+	+	
Dampart (niv.: 5-6-7-8)	+	++		traces
(Seine et Marne)				
Montceaux-les-Meaux (-1 m)	+++	+	traces	
(Seine et Marne)				
" " " (-2,20 m)	++	+		+(M-I)
" " " (-2,40 m)	+	+		+(M-I)
Le Tillet (-1 m)	+++	traces	traces	traces
(Seine et Marne) (-2,5 m)	+++	+	+	++
" " " (-3 m)	++	traces	traces	+
" " " (-3,5 m)	++	-	traces	traces
" " " (-5 m)	++	+++	+	++
La Ferté-Gaucher (Seine et Marne)	++	++		
Gionges (-4 m) (Marne)	++	+		

Tableau XIII

Minéraux argileux des limons de Champagne

Localités	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Interstratifiés
Sissonne: (Aisne) -2,5 m	+	+	++	
Herpy (Aisne)	++	tr.	++	
St Germainmont (Aisne)	++	tr.	++	
Villevenard (Marne)	+	+	++	

ve sur une même verticale des variations d'intensité des pics du diffractogramme pour certains minéraux, surtout entre les diffractogrammes des loess et lehms superposés (intensité relative de la première raie de la kaolinite sur la deuxième raie d'illite). On note souvent des différences très nettes entre les horizons voisins du substratum et ceux proches de la surface.

Ces analyses soulignent deux problèmes importants: (1) l'héritage possible de certains minéraux argileux à partir du substratum; (2) la néoformation possible de certains minéraux argileux.

Minéraux argileux des régions Est et Sud-Est
(Brie et Champagne)

(a) *Brie*: Il s'agit surtout de limons de plateaux reposant surtout sur des marno-calcaires de Brie (Oligocène inférieur).

de la Seine vers l'Est; les rares minéraux trouvés sont d'ailleurs des espèces "ubiquistes" provenant très vraisemblablement du remaniement des minéraux lourds de la Seine et de l'Yonne (vers le confluent Seine—Yonne). On peut distinguer un premier groupe de „minéraux résistants" (zircon, tourmaline, rutile); les zircons et les tourmalines ont des formes très émoussées (conjugaison des actions fluviales et éoliennes); les minéraux de métamorphisme sont moins nombreux; l'andalousite, minéral fragile n'apparaît qu'au voisinage du confluent Seine—Yonne; la hornblende verte, facilement altérable n'apparaît qu'en aval de Montereau (Pincevent), indiquant un apport de l'Yonne.

Limons des plaines de Champagne

La rareté relative des limons sur les plaines de Champagne ne permet pas des analyses nombreuses; les résultats obtenus montrent néanmoins une diminution de la tourmaline en allant de l'Ouest vers l'Est, ainsi qu'une diminution du nombre de minéraux de métamorphisme; le zircon, au contraire est abondant. Les limons des plateaux de Brie, montraient une diminution semblable, ce qui pourrait indiquer une direction commune des vents, dirigés d'Ouest en Est.

ÉTUDE DES MINÉRAUX ARGILEUX DES LIMONS DE LA RÉGION PARISIENNE

Il semble qu'en comparant les résultats obtenus dans des régions à substrat différent, il y ait une influence de ce substrat sur la nature des minéraux présents; d'autre part, lorsqu'on étudie en détail des profils pédologiques de limons, on obser-

Tableau XI

Pourcentages des minéraux lourds des limons de Champagne

Localités	1	2	3	5
Minéraux				
Tourmaline	40	10	10	16
Zircon	16	50	58	57
Rutile		9	9	7
Anatase		11		
Corindon		1	1	
Grenat		8	4	7
Andalousite	6	3	3	
Staurotide	28	5	8	7
Disthène	10	4	7	7
% pondéral	0,6	0,15	0,07	0,03

Localités: 1. Villevenard (près des marais de St Gond—Marne)

2. Gomont (vallée moyenne de l'Aisne)

3. Camp de Sissonne (Aisne)

4. Vitry-Favresse (Marne)

Tableau XIV

Minéraux argileux des limons de la région Sud de Paris

Localités	Illite	Kaolinite	Montmorillonite	Interstratifiés
Etréchy (lehm)	+		+	
Etréchy (loess)	+++	tr.		
Morigny: L sur alluvions de Juine	+	++		
Garancières: L sur calcaires de Beauce (-1 m)	++	+	++	+M-I
Nemours, les Fortins LP	+	tr.	++	
Les Tarterets niveau 2	+	+		+
" " " 3a	+	+	-	-
" " " 3b	+	+	-	+
" " " 3c	+	+	-	-
" " " 4	+	+	-	-
" " " 5	+	+	-	+
" " " 7	+	+	-	+
" " " 8	+	+	-	+

Dans les horizons superficiels des limons de Brie, il semble que l'illite et la kaolinite soient les minéraux argileux les plus fréquents; dans les horizons profonds, la montmorillonite existe parfois soit seule, soit associée à des minéraux argileux (illite) pour former des interstratifiés (Le Tillet, Crésancy).

(b) *Limons de Champagne*: ils ont une constitution minéralogique différente, suivant que l'on considère ceux qui reposent sur la craie sénonienne et ceux qui recouvrent les argiles albiennes du Crétacé moyen; il convient de noter que par leur position topographique, ces limons ne sont toujours des limons de plateaux, lorsqu'ils sont disposés dans les zones à l'abri des vents dominants (Herpy, Sissonne).

Ils sont caractérisés minéralogiquement par la présence constante de montmorillonite (pics diffractométriques bien marqués à 14A, 7A, et 4, 44A sur agrégat argileux orienté brut; premier pic passant à 17A par glycération); ils contiennent une proportion variable d'illite, de quartz et un peu de kaolinite, souvent réduite à l'état de traces. La montmorillonite pourrait provenir de la craie sénonienne qui en contient; à la fin des temps tertiaires, la partie supérieure de la craie aurait été altérée et transformée en „argile à silex” (au sens large); ultérieurement, au cours du Quaternaire, les produits d'altération auraient été dispersés et incorporés aux limons par divers processus (ruissellement et vent).

(c) *Limons de la région Sud de Paris*: A. MOTAMED a, en 1962, étudié la composition minéralogique des limons loessiques de la banlieue sud de Paris (Orsay, Orly, etc...); ses résultats montrent pour la plupart des loess et des lehms une prédominance de l'ensemble kaolinite-illite (Antony, Massy, Bièvres, le Guichet, Palaiseau, Villejuif) et l'existence de traces de montmorillonite, sauf dans le loess d'Orly qui

contient une quantité moyenne de montmorillonite. A. MOTAMED a d'autre part noté que les lehms étaient plus riches en illite et plus pauvres en montmorillonite que les loess sous-jacents. Mais ces résultats ne me semblent pas généraux, puisqu'un peu plus au Sud, à Etréchy, le loess contient surtout de l'illite et le lehm de la montmorillonite; à Morigny, les limons loessiques superposés aux alluvions de la Juine contiennent surtout de la kaolinite; à Garancières, au Sud de Dourdan, les limons des plateaux contiennent également de l'illite, de la kaolinite, de la montmorillonite et des interstratifiés; les limons plus ou moins colluvionnés du gisement archéologique des Tartrets continnent de l'illite et de la kaolinite.

(d) *Limons de la région Nord de Paris*: les grands travaux de l'aéroport de Roissy-en-France m'ont permis de prélever divers échantillons de limons, épais de 4 m, peu différenciés en horizons distincts et reposant sur des calcaires bartoniens; les prélèvements effectués aux profondeurs de -3,5 m, -3 m, -2 m, montrent une constitution minéralogique homogène de bas en haut, avec prédominance de l'illite et présence de montmorillonite et d'interstratifiés montmorillonite-illite. Un autre prélèvement, éloigné de plus de 500 m montre la même constitution minéralogique. D'autres prélèvements effectués dans la région Nord-Nord-Ouest montrent la présence de montmorillonite accompagnée d'illite et parfois de kaolinite.

Tableau XV

Minéraux argileux des limons de la région Nord de Paris

Localités	Illite	Kaolinite	Montmonil-lonite	Interstratifiés
Roissy-en-France: (-4 m)	++++	+	+	+
„ „ (-3,5 m)	++++	tr.	+	+M-I
„ „ (-3 m)	++++	tr.	++	+M-I
„ „ (-1 m)	++++	tr.	+	+M-I
Vaux-sur-Seine (-2 m) (Yrelines)	++	+++	+	++M-I
Chambly-sur-Seine	+++	tr.	+	+
Triel	+	tr.	+	

(e) *Comparaisons avec les analyses minéralogiques des limons de Seine-Maritime*: Les analyses minéralogiques des fractions argileuses des coupes classiques de la région ont été faites par J.P. LAUTRIDOU au centre de Géomorphologie de Caen. A Saint Romain de Colbosc, les loess anciens rissiens (-9 m) sont caractérisés par l'association illite-kaolinite tandis que les limons würmiens (-7 m -1 m) sont caractérisés par la présence d'illite, de kaolinite et surtout de montmorillonite, parfois interstratifiée avec de la chlorite et de la vermiculite.

La coupe du Mesnil-Esnard montre aussi une évolution minéralogique semblable, la kaolinite étant abondante à la bas, tandis que la montmorillonite et les interstratifiés illite-vermiculite semblent plus abondants vers haut de la coupe, dans les loess Würmiens récents.

SABLES „SOUFFLÉS” QUATERNAIRES

Ce sont des sables déposés au Pliocène et au Quaternaire par des vents assez puissants pour les transporter sur une certaine distance et les déposer souvent à des altitudes supérieures à celles des affleurements dont ils proviennent. Comme tout dépôt éolien, ils montrent un bon classement granulométrique, et les grains de quartz s'ils sont assez gros, ont une forme émoussée et un aspect mat ainsi que les minéraux lourds. Rappelons que les grains de quartz „rond -mats” ont une forme arrondie et une surface entièrement dépolie, avec de nombreuses marques de choc dues aux heurts des grains de sable les uns contre les autres dans leur transport par le vent. On peut être certain qu'il s'agit de sables soufflés quaternaires et non de sables tertiaires lorsqu'ils sont en position stratigraphique anormale, ce que va nous montrer la coupe de Maintenon.

*Sables soufflés quaternaires d'origine stampienne
(Oligocène moyen) à 1 km au NE de Maintenon (Eure-et-Loire)*

La sablière du Parc est située en haut du versant de la rive droite de l'Eure; dans cette région, on trouve des calcaires de Beauce (Oligocène supérieur) en superposition normale sur des sables stampiens. Or la coupe ci-après décrite va nous montrer des sables, d'apparence identique aux sables stampiens reposant paradoxalement sur les calcaires de Beauce.

De bas en haut (fig. 40):

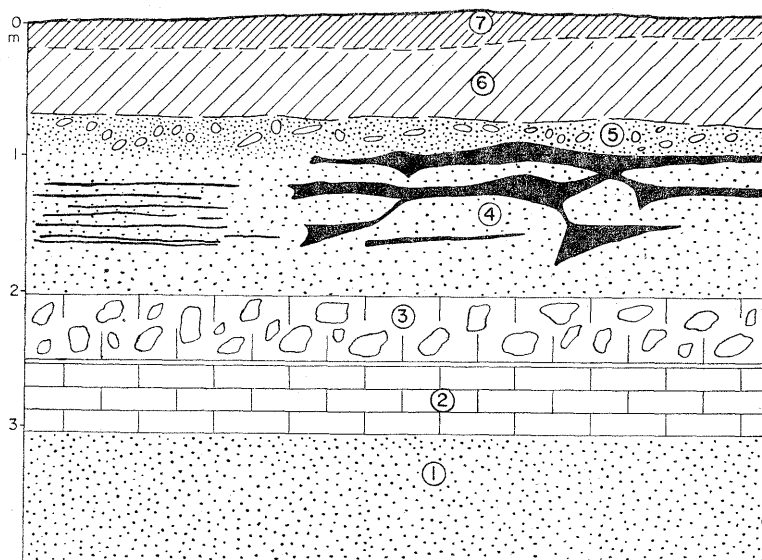


Fig. 40. Coupe de la sablière du Parc à Maintenon (Eure)

1. sables stampien en place; 2. calcaire Oligocène supérieur; 3. calcaire lacustre; 4. sables soufflés; 5. niveau soliflué; 6. paléosol rouge; 7. sol brun

1. Sables stampiens blancs (12 m), très fins (médiane = 0,1 mm), fossilifères (dents de *Lamma*, coquilles d'*Ostrea*), indurés à leur sommet (croûte jaunâtre).

2. Calcaire de Beauce à *Potamides lamarcki*, épais de 0,50 m.

3. Calcaire de Beauce lacustre, jaunâtre, assez tendre, épais de 0,50 m en bancs ultérieurement disloqués, avec blocs redressés à la verticale; il passe latéralement à des marnes cryoturbées et injectées dans les horizons supérieurs; il appartient aux formations chattiennes (Oligocène supérieur).

4. Sables fins, légèrement jaunes, visibles sur une coupe NO—SE; par certains caractères sédimentologiques, ils s'apparentent aux sables stampiens sous-jacents; leur courbe granulométrique montre qu'ils sont cependant légèrement plus grossiers; ils montrent une dizaine de bandes ferruginisées, horizontales ou légèrement ondulées, d'épaisseur très variable (1,5 à 5 cm), plus ou moins resserrées (35 à 5 cm); de place en place, des fentes minces obliques épaisses de 1 cm, remplies de sables ferruginisés, relient deux bandes horizontales entre elles; lorsque deux fentes obliques se recoupent, l'angle formé par leur intersection est occupé par du sable ferruginisé et dessine un „coin”; ces coins peuvent être disposés horizontalement, verticalement ou de toute autre façon; les grands côtés de ces triangles ont en moyenne 20 à 25 cm.

5. De place en place, des coulées de solifluxion dirigées vers l'Eure, ont apporté dans la partie supérieure des sables n°4 des blocs et des fragments de calcaire et de meulière de Beauce descendus du plateau voisin.

6. Un sol complexe:

(a) la base très rouge (D 56 jaune rouge du code expolaire CAILLEUX—TAYLOR), résidu probable d'un paléosol quaternaire formé pendant l'interglaciaire Riss—Würm; ce paléosol est d'ailleurs beaucoup plus visible sur une coupe latérale ONO—ESE.

(b) le sommet, épais de 0,50 m, est un sol brun actuel.

Les sables n°4 sont donc en position stratigraphique anormale sur des marno-calcaires de Beauce, cryoturbés antérieurement lors d'une période froide du Quaternaire ancien; ces sables ne peuvent pas avoir été déposés par un ruissellement, qui aurait remanié des sables situés plus haut sur le plateau, car ce dernier est formé par du calcaire de Beauce; ils ont été déposés, au plus tard au Riss, probablement par des vents qui se sont chargés en sable en passant sur les nombreux affleurements stampiens de la région.

D'autres exemples de sables soufflés quaternaires d'origine stampienne ont été observés par N. FEDOROFF en forêt de Rambouillet, notamment au lieu dit „le Haut Planet”, au sommet d'un lambeau de plateau de calcaire chattien; N. FEDOROFF y a même décrit deux phases d'éolisation dont la dernière eut lieu fin Würm. Cet auteur a décrit d'autres coupes en forêt de St Arnoult, où un limon éolien sableux est en position anormale sur des marnes chatiennes.

Un autre exemple de sable soufflé d'origine stampienne déposé au Quaternaire

était visible au sommet de la butte de Champlan en 1967 et a été présenté à des excursions de sédimentologie puis signalé aussi par F. MORAND dans une note à la S.G.F. (1969). Le sommet de la butte était constitué de marno-calcaires chattiens recouverts par 2 m de sables à bandes ferruginisées, provenant des sables de Fontainebleau du plateau de Massy situé en contrebas.

De même, dans la région d'Etampes, à l'Est d'Auvers St Georges, on connaît l'existence de placages de sables stampiens soufflés, formant des crêtes dunaires sur la calcaire de Beauce (au lieu dit „La Grange des Bois”).

En forêt de Fontainebleau de nombreux auteurs ont reconnu l'existence de sables soufflés quaternaires; ainsi, Melle ROBIN a montré dans sa thèse de 3ème cycle (1968) que leur granulométrie est bien celle de sables (60 à 75% de leur masse est constituée de sables de 100 à 200 microns, c'est-à-dire qu'ils sont identiques à ceux de Fontainebleau). Leur épaisseur varie de 1 à 2 m et ils sont fréquemment cryoturbés; on en trouve, par exemple au carrefour de la Tillaie (Sud du carrefour du Grand Veneur) à la côte d'altitude 137 m. Dans la région de Nemours, une superposition de sables soufflés (2 m) a été observée sur une platière de calcaire de Beauce. La courbe granulométrique des sables est redressée. Les grains de quartz sont trop petits pour montrer des traces d'éolisation, sauf ceux qui dépassent la taille de 0,3 mm et qui sont du type rond-mat.

Ces sables soufflés, d'origine stampienne, forment aussi de vastes placages sur les alluvions plio-quaternaires des terrasses de 50—55 m de la rive droite de la Seine; leur épaisseur peut atteindre 1,50 m. L'analyse morphoscopique des grains de quartz montre que même aux faibles dimensions, l'éolisation a été assez forte pour façonner des grains ronds-mats abondants (jusqu'à 34%) et des grains non-usés éolisés (30 à 60%). La cartographie de ces sables soufflés a été entreprise par le Centre de Documentation Cartographique de l'Institut de Géographie de Paris sous la direction du Professeur JOLY.

SABLES SOUFLÉS INCORPORÉS DANS LES LIMONS DE PLATEAU

Il est fréquent d'observer un recouvrement limono-sableux sur les plateaux de la région parisienne; son épaisseur est variable, il contient de nombreux grains de quartz fortement éolisés ou même complètement ronds-mats de dimension comprise entre 0,5 et 2 mm; la forte dimension de ces grains éolisés indique un remaniement de sables alluviaux à partir des vallées proches (Marne, Seine, etc...); ainsi, les hauteurs limitrophes de la vallée de la Marne montrent fréquemment des recouvrements limoneux à grains de quartz éolisés.

Ainsi, en partant de Paris et en allant vers l'Est, nous pouvons donner quelques exemples de sites à sables soufflés:

1° plateau de Dampart, au NE de Lagny (S. et M.) les niveaux supérieurs contiennent vers 0,5 mm 60% de grains éolisés.

2° Montceau-les-Meaux (coordonnées Lambert: $x=647,8$; $y=137,4$). Les sables stampiens remaniés contiennent de nombreux grains éolisés dans les niveaux supérieurs (23% à 0,5 mm).

3° Crésancy: les alluvions sablo-limoneuses (1 m), résidu d'une haute terrasse de 55—60 m, de la Marne sont recouvertes et mélangées avec des sables fortement éolisés, soufflés (38% de grains de quartz ronds-mats à 0,6 mm, 27% de ronds-mats à 0,4 mm).

ÉTUDE ET DESCRIPTION DES VALLÉES SÈCHES

INTRODUCTION

De nombreuses régions du Bassin Parisien montrent un réseau très dense de vallées sèches, dépourvues de tout écoulement (sauf lors de très fortes précipitations); elles se continuent vers l'aval par des rivières intermittentes ou permanentes. Le substratum dans lesquelles ces rivières ont creusé leur lit est très variable: calcaires de Beauce, sables de Fontainebleau, calcaires et sables bartoniens, craie, en général, il est donc formé de roches perméables. Dans les conditions climatiques actuelles, la formation d'un tel réseau semble difficilement explicable, car le plus souvent toute l'eau des précipitations est absorbée dans le sous-sol perméable pour rejoindre les nappes phréatiques; l'écoulement, quand il y en a, est consécutif à de fortes précipitations et est insuffisant pour creuser un lit et façonner des versants encaissés parfois de 50 m. Il faut donc chercher d'autres causes à leur façonnement et se replacer dans les conditions climatiques antérieures telles celles des phases froides du Quaternaire. La nature du remplissage alluvial des vallées sèches de Beauce nous aidera à résoudre ce problème.

Tableau XVI

Importance respective du réseau hydrographique
sec et permanent de la Beauce

	Longueur en kilomètres	
	Vallées sèches	Vallées à écoulement permanent
Réseau de l'Essonne	36	17
Basse Conie et ses affluents	94	17,5
Haute Conie et ses affluents	163	36
Rivière d'Aigre	38	18
Juine et ses affluents	53,5	75,8

ÉTUDE DES VALLÉES SÈCHES DE BEAUCE

La Beauce est un vaste plateau, formé, par des calcaires lacustres perméables; très plat, il ne doit son relief qu'à la dissection faite par les vallées sèches, dont les unes se raccordent au bassin hydrographique de la Seine, (réseau hydrographique de la Juine et de l'Essonne) tandis que celles du Sud-Ouest se raccordent au réseau hydrographique de la Loire par l'intermédiaire des Conies et de la Loire.

La longueur totale des vallées sèches est très nettement supérieure à la longueur des vallées à écoulement permanent comme cela ressort de la lecture du tableau ci-dessous.

L'importance de la dissection du réseau hydrographique peut aussi être mise en évidence par la „densité” de drainage dont voici une formule: $D=L/S$, L étant la longueur du réseau en kilomètres, S , la surface de la région en kilomètres carrés.

Étude des bassins hydrographiques des Conies

La Basse Conie conflue avec la Haute Conie à Nottonville (Eure et Loir); la vallée sèche, en amont de Coinces, se divise en deux vallons, le Fond du Nan vers Artenay et le Fond de la Retrève vers Gidy et Cercottes.

La Haute Conie est caractérisée par une limite variable entre le cours permanent et le cours asséché, limite située entre les altitudes 118 et 120 m, près de Fontenay-sur-Conie, ce qui indique donc un sous-écoulement plus ou moins profond sous le talweg des vallées sèches.

En amont de Fontenay-sur-Conie, la nappe phréatique est encore assez peu profonde (l'eau remplit les ballastières de Germignonville); en amont de Viabon, la vallée est complètement sèche et se divise en deux branches, l'une vers Prasville, l'autre vers Tancrainville et Neuvy-en-Beauce, avec des versants dissymétriques; vers l'amont les versants sont de moins en moins marqués.

L'étude comparée de deux gravières de la vallée sèche de la Haute Conie distantes de 16 km, permet de reconnaître l'importance des phénomènes quaternaires qui ont contribué au façonnement des vallées sèches, la gravière amont, entre Neuvy-en-Beauce et Fresnay l'Evêque montrait en 1960—62 des coupes hautes de 3 m, composées d'une alternance de 10 lits de galets et de sables. La stratification entrecroisée des lits de galets, l'orientation des galets sur la paroi sont caractéristiques d'un ancien écoulement fluvial; d'autre part, la forme aplatie (indice d'aplatissement $(L+1/2E = 3,3)$) des galets calcaires de 10 cm indique qu'ils résultent d'une gélifraction des affleurements calcaires, suivie d'un transport fluvial en régime périglaciaire.

L'indice d'émoussé (2000r/L) des galets calcaires de la gravière aval (46 millièmes) est plus fort que celui de la gravière amont (15 millièmes); sur un parcours de 16 km, la Conie a donc émoussé un peu les galets; la courbe granulométrique de ces alluvions est assez irrégulière avec deux paliers correspondant l'un aux graviers l'autre aux sables grossiers, sa médiane granulométrique est de 2,6 mm; les allu-

vions, composées surtout de matériaux locaux (calcaires et meulières de Beauce) ont subi un assez court transport fluvial au Quaternaire, et contiennent d'ailleurs quelques vestiges de faune quaternaire; M.R. PLESSIS, résidant à Domainville, a trouvé en 1966 dans la ballastière de Fresnay—l'Evêque une molaire très altérée d'*Equus caballus* (détermination de M. GINZBURG) à 1 m au dessus du substratum.

Hypothèses relatives au creusement des vallées sèches de Beauce

Il est possible qu'un petit réseau hydrographique ait été esquissé au début du Pliocène, mais ce réseau s'est considérablement développé au Quaternaire dans des conditions climatiques très différentes; l'existence probable d'un pergélisol peu profond a eu pour conséquence la formation d'un niveau imperméable au sein des calcaires, et toute l'eau qui résultait de la fonte des neiges et du dégel des horizons superficiels ne pouvant s'infiltrer, s'écoulait par ruissellement. Le quotient d'écoulement de l'eau pouvait être 80% contre 30% actuellement et le débit accru permettait le transport d'alluvions d'assez forte taille et le creusement des vallées, surtout pendant les mois d'été.

AUTRES RÉGIONS POURVUES D'UN RÉSEAU DES VALLÉES SÈCHES

Plateaux compris entre la vallée de l'Eure et de la Seine en aval de Mantes (carte de Mantes Sud-Ouest)

Les vallons secs y sont nombreux et souvent dissymétriques; la densité de drainage des cours d'eaux actifs y est bien plus faible que celle des vallées sèches ($d=0,8$), valeur caractéristique des régions à modelé périglaciaire.

Plateaux du Multien (carte de Meaux, au Nord de la Marne)

Les vallées sèches appartenant au réseau hydrographique de la Thérrouanne et de la Gergogne, petits affluents de la rive droite de l'Ourcq ont profondément disséqué les plateaux du Multien (encaissement maximum 40 m), formés de sables de Beauchamp, recouverts de calcaire de St Ouen; la longueur du réseau sec (75 km) est le triple de celui des vallées à écoulement permanent (23 km); la densité de drainage L/S est ici de 0,6, soit une valeur assez forte, typique d'un façonnement périglaciaire.

Plateaux du pays de Thelles (région située au Nord de la vallée de l'Oise) (feuilles de Compiègne 5—6 et Creil)

Presqu'au centre de la carte de Compiègne 5—6, entre Choisy-la-Victoire et St Martin Longeau, un vallon sec long de 5 km montre une très forte dissymétrie Ouest—Est; entre Grandfresnoy et Aisy, un vallon sec long de 8 km, débouche dans les marais de Chevières. Un autre vallon sec passe à Sacy-le-Petit; à eux trois, ils totalisent 21 km pour une région d'environ 40 km², soit une densité de drainage de 0,5. Tout un ensemble de vallées, plus ou moins dissymétriques, façonne le relief

du pays de Thelles, au Sud-Ouest de Neuilly-en-Thelle ainsi que sur la carte de Creil 5—6 au Nord-Est de la rivière d'Esches; la longueur totale des vallées sèches est de 30 km (ce qui donne une densité de drainage légèrement inférieure à 0,5), soit le triple des rivières à écoulement permanent: au Nord-Ouest de Neuilly-en-Thelles (carte de Creil 1—2), deux ensembles de vallons secs, orientés d'abord NNO, puis SSE représentent une longueur totale de 51 km (soit une densité de drainage de 0,64); la carte des formations superficielles de Creil au 1.50.000e souligne leur tracé, en représentant différemment les colluvions limoneuses situées sur les versants à pente faible et les colluvions complexes des versants opposés à pente raide (versants Est). Le substratum est presque toujours masqué par les formations superficielles quaternaires.

VALLÉES PÉRIGLACIAIRES À VERSANTS DISSYMMÉTRIQUES

Définition et genèse

Dans diverses régions du Bassin Parisien, il est fréquent d'observer une dissymétrie de la pente des versants opposés des petites vallées, surtout lorsqu'il s'agit de vallées actuellement sèches, donc façonnées sous climat périglaciaire au Quaternaire. Les versants exposés à l'Ouest, au Sud-Ouest et au Sud (c'est-à-dire les versants Est, Nord-Est et Nord des vallées) sont raides, avec des pentes inclinées de 2° à 5° en moyenne, tandis que les versants opposés sont en pente faible (1 à 2° en moyenne).

Il faut distinguer les cas où la dissymétrie est originelle, le versant à forte pente étant formé de roches dures, comme les grès stampiens, tandis que le versant à pente faible est formé de roches plus tendres (sables), des vallées dissymétriques d'origine périglaciaire où la lithologie n'intervient pas beaucoup.

Il ne sera question ici que des vallées dissymétriques périglaciaires.

Le principal facteur de leur genèse est une différence d'ensoleillement; il faut reconstituer les conditions climatiques locales:

1° En hiver: il y a dépôt d'une épaisse couverture de neige et formation d'une couche de terre gelée, plus ou moins profonde.

2° Au printemps: la fonte de la neige se fait beaucoup plus vite sur les versants ensoleillés (c'est-à-dire, Est, Nord-Est et Nord), où l'eau de fonte peut s'écouler rapidement vers le bas, et déblayer en même temps les matériaux de gélivation, ce qui engendre des pentes raides, ou évite leur fossilisation sous des dépôts de pente. Sur les versants opposés, beaucoup moins exposés aux rayons solaires, la fusion de la neige et le dégel ne se font pas aussi rapidement, car les cycles gel—dégel sont fréquents (une quarantaine environ); l'écoulement de l'eau de fonte est plus progressif et n'a pas assez de puissance pour éroder les matériaux parfois encore gelés, d'où la formation de pentes plus faibles et solifluxion.

En raison des vents dominants, venant de l'Ouest ou du Nord-Ouest, les particules de limons se déposaient à l'abri du vent, sur les versants en pente faible, et

y formaient parfois un épais manteau de limons éoliens, qui contribuaient encore à atténuer les pentes, tandis que les limons ne pouvaient se maintenir sur les versants en pente forte balayés par le vent, et soumis à un fort ruissellement lors de la fonte des neiges.

Répartition géographique

(1) *Terrains bartoniens*: Les placages de limons sur versants à pente faible sont abondants sur des plateaux du Multien, au Nord-Est de Meaux, en aval de la confluence de l'Ourcq et de la Marne; ces plateaux sont formés de calcaires de St Ouen reposant sur des sables de Beauchamp.

Les vallons secs, orientés SO—NE, qui se jettent dans la Théroutanne (carte de Meaux 5—6) présentent presque tous une dissymétrie; le versant Ouest ayant une pente faible (20 à 40 millièmes de radian) le versant Est a une pente forte (45 à 90 millièmes de radian). Un peu plus au Nord de cette région, sur la carte de Meaux 1—2, il en est de même pour les vallons secs qui se jettent dans la Gergogne, petit affluent de l'Ourcq.

Cette dissymétrie peut s'observer sur des distances assez grandes (1 à 2 km); lors l'excursion „Vallée de la Marne” du 8ème Congrès INQUA, j'ai montré aux congressistes deux beaux exemples de grands vallons secs dissymétriques dirigés vers la Marne transversalement à la route Paris—Meaux; le Rû des Coussets situé 7 km à l'Ouest de Meaux a un versant Est en pente forte, ce qui fait affleurer les sables bartoniens. Un autre ravin est visible au NO de Fresnes-sur-Marne.

(2) *Régions à substratum de craie*: Les vallées dissymétriques sont bien développées aussi dans les régions où la craie affleure, notamment entre la rive droite de la vallée de l'Eure et la vallée de la Seine (carte de Mantes 5—6, SE et 7—8 S.O.). Ainsi au SO de la forêt de Rosny, entre les villages de Mesnil-Guyon et de la Belle-Côte, le vallon a une orientation NO—SE; son versant NE a une pente très forte (250 millièmes de radian) et est formé de craie, le versant SO a une pente beaucoup plus faible (52 millièmes de radian) et est recouvert de bief à silex (dépôt de dégelifluxion selon toute probabilité). Au SO de Rosny, le ravin d'Apremont a un versant Est formé de craie, abrupt, et un versant Ouest en pente faible, constitué de craie recouverte d'un manteau de bief à silex.

La plaine de craie qui s'étend au Sud de la cuesta d'île de France entre Villenauxe et Sézanne (départements de l'Aube et de la Marne) montre tout un réseau de vallées sèches peu profondes, dirigées en général du Nord-Ouest vers le Sud-Est, présentant une faible dissymétrie; les versants Est sont plus abrupts, la craie y affleure souvent; les versants Ouest ont une pente plus faible et sont recouverts d'un placage de limon éolien.

(3) *Conclusions*: On peut constater après lecture du tableau n° XVII, que la valeur de la pente des versants raides est environ le double de celle des versants à pente faible.

Tableau XVII

Pente des versants opposés des vallées dissymétriques
(exprimée en millièmes de radian)
 $1^\circ = 18$ millièmes

Région	Localités	Versants doux	Versants raides	Nature du substratum
Multien (environs de Meaux)	Etrepilly	50	70	Bartonien
" "		36	100	
" "	Douy-la-Ramée	44	90	
" "	Puisieux	40	67	
" "	Fosse-aux-Pretres	19	41	
" "	Plessis-Placy	27	46	
" "	Rû de Courset	27	55	
" "	Croix Blanche	37	75	Craie
Mantois	St Illiers	52	250	

ÉTUDE DE PHÉNOMÈNES PHYSICO-CHIMIQUES

FERRUGINISATIONS

La couleur rouge de certains sédiments peut être due à une faible quantité d'hydroxydes ferriques précipités (quelques %); les ferruginisations des sédiments ont pu se produire sous des climats différents, pendant les éres tertiaires et quaternaires. D'après A. CAILLEUX, on peut distinguer des ferruginisations:

(1) *homogènes*: imprégnant totalement des strates, de sédiments assez profonds et d'âge tertiaire; ces ferruginisations sont présentes dans les sables oligocènes stampiens (Champlan, Dampart)

(2) *homogènes* dans les horizons B d'accumulation de nombreux sols (sols bruns, podzols, latérites).

(3) *hétérogènes* imprégnant partiellement certains horizons du sol, en nids et en écharpes; elles ont été observées dans des graviers alluviaux et se forment par congélation des solutions du sous sol riches en ions Fe^{+} , par exemple en début d'une période froide lorsque le pergélisol se forme. Ces ferruginisations ont été interprétées comme périglaciaires d'abord en Europe centrale par KRIVAN et ensuite dans les alluvions des rivières d'Alaska par A. CAILLEUX (rivière Banner)

(4) *hétérogènes en bandes parallèles* (5 à 20 ou davantage); souvent épaisses de 3 à 25 mm, elles ont une genèse périglacière, mais un mécanisme mal connu

(5) *en remplissage de fentes minces* (Alaska, Sibérie). M.A. CAILLEUX a observé de telles fentes dans des sables poreux et explique leur genèse ainsi: les parois des

fentes étaient gelées, mais l'eau contenant les ions Fe^{+} circulait à leur contact à une température proche de la congélation; ces conditions existent lors de la fonte du pergélisol.

J'ai observé différents types de ferruginisations hétérogènes.

FERRUGINISATIONS EN BANDE DANS LES ALLUVIONS QUATÉNAIRES

Elles s'observent surtout dans les alluvions sableuses peu profondes (-2 à -5 m) des basses terrasses. Ce sont des bandes relativement épaisses (2 à 10 cm), à tracé rectiligne, parallèles les unes aux autres, horizontales ou faiblement inclinées, inégalement espacées les unes des autres (2 à 20 cm) en coupe verticale. Mais fréquemment, ces bandes horizontales sont reliées par des fentes obliques à remplissage sableux ferruginisé moins épais; parfois deux fentes obliques à sables ferruginisés se recoupent et à leur intersection, on observe des „coins” de sables ferruginisés, coins dont la bissectrice peut occuper toutes les positions possibles de l'horizontale à la verticale (fig. 41).

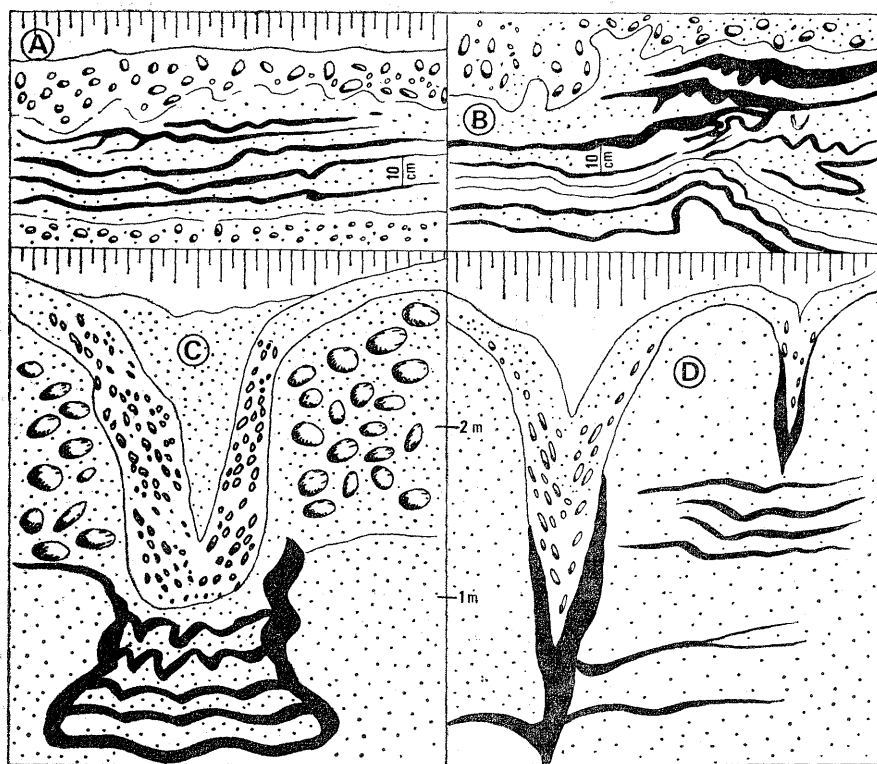


Fig. 41. Ferruginisations quaternaires dans les sables alluviaux de la Seine

A — bandes ferruginisées subhorizontales (méandre de Guernes), B — bandes ferruginisées déformées par cryoturbation (méandre de Moisson), C — localisation de bandes ferruginisées sous un trou de thermokarst (Flins), D — relations des bandes ferruginisées et des fentes de gel à Flins

La preuve que ces ferruginisations ne sont pas actuelles et qu'elles se sont produites en climat périglaciaire est qu'on observe de brusques décrochement verticaux des bandes horizontales, comme si elles avaient subi l'action de microfailles. Ces cassures sont produites probablement par glissement de paquets de sables gelés le long des fentes minces, peu après que les sables aient été ferruginisés. On trouve ces ferruginisations dans toute la vallée de la Seine en aval de Paris jusqu'à l'estuaire (magnifiques ferruginisations sur les terrasses de Vatteville et St Nicolas de Bliquetuit en aval de Rouen) et de la Seine en amont de Paris, jusqu'à son confluent avec l'Yonne; en amont de ce confluent, les alluvions sont plus grossières, moins sableuses et ne sont pas un bon substrat pour les ferruginisations. Il en est de même pour les alluvions de la Marne et de l'Aube.

FERRUGINISATIONS EN RÉSEAU COMPLEXE

L'épaisseur des filets ferruginisés est faible (1 à 2 cm), et ils présentent de multiples ramifications, si bien qu'ils apparaissent groupés dans les niveaux; leur disposition rappelle assez les réseaux radiculaires (photo. 12).

Disposition dans les coupes

Il est fréquent de rencontrer dans les mêmes coupes les ferruginisations en bandes et en réseau ramifié, ces dernières pouvant se trouver en-dessous des bandes ou au-dessus, et en ce cas elles peuvent relier des bandes à un horizon pédologique d'un paléosol sous-jacent. Mais il est d'autres dispositions plus curieuses encore et qui permettent de mieux comprendre le phénomène, car elles sont en relation avec les „trous de thermokarst". Par exemple, dans les ballastières de la nappe alluviale de Flins, les ferruginisations en bandes semblent étroitement localisées au voisinage de puisards verticaux d'origine thermokarstique ou encore à côté d'anciennes fentes de gel. La ferruginisation en bandes indique une concentration d'oxydes ferriques dans les zones de circulation d'eau des chenaux du thermokarst (fig. 41).

On retrouve ces bandes également sous d'anciennes fentes de froid, ou encore les bandes ferruginisées partent de la base de la fente fortement rubéfiée, ce qui indique une circulation d'eau dans les parties de moindre cohésion.

Dans le méandre de Moisson (Yvelines), les ballastières montrent plusieurs entonnoirs de thermokarst à section triangulaire, à parois formées de galets et à remplissage sableux éolisé, dans lequel 6 à 7 bandes ferruginisées plissotées sont distinctes.

FERRUGINISATIONS DANS LES SABLES STAMPIENS (OLIGOCÈNE MOYEN)

Les ferruginisations de formes les plus diverses affectent les sables stampiens de la région parisienne.

Sablière de la butte Chaumont au Nord de Champlan (Essonne)

Cette carrière a déjà été décrite dans le paragraphe „fentes de froid” car la plupart des ferruginisations observées là y sont étroitement associées.

Bandes sub-horizontales: à 2 m environ du contact des marno-calcaires chattiens et du stampien et sur une épaisseur de 0,50 m environ, j'ai compté une dizaine de bandes ferruginisées sub-horizontales, épaisses de 25 à 40 mm et espacées de 6 à 10 cm ces bandes sont indépendantes des fentes de gel et montrent une coloration assez forte et homogène brun-rouge (E. 38 du code expolaire CAILLEUX). Localement ces bandes ne sont plus horizontales, mais incurvées vers le bas et parfois interrompues par de petites failles verticales (10 à 15 cm de rejet).

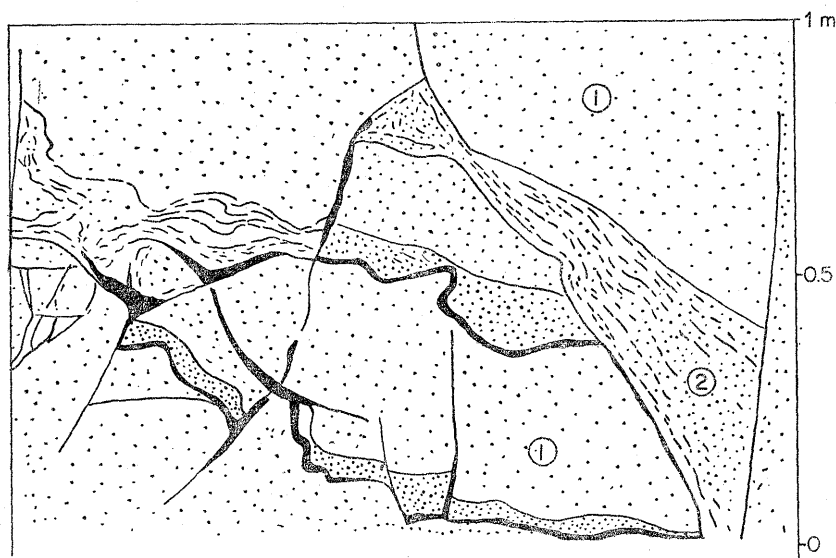


Fig. 42. Ferruginisations en escalier, dues à des microfailles dans des sables stampiens, près de Maintenon (Eure et Loir)

1. sables stampiens (Oligocène moyen); 2. sables ferruginisés

Remplissage de fentes: les fentes minces obliques montrent un remplissage ferrugineux d'une épaisseur égale ou inférieure au centimètre; lorsqu'il y a entrecouplement de fentes verticales et obliques, dans l'angle formé par les fentes, il y a accumulation d'oxydes ferriques qui forment des triangles ou des coins dont la bissectrice peut avoir toutes les positions possibles de l'horizontale à la verticale. Des phénomènes semblables ont été observés par H. BERTOUILLE dans la sablière Montaubert à Bondouffles (Essonne).

Environs de Dourdan

A 800 m au Sud de St Mesme, j'ai pu montrer des coupes de sablières à ferruginisations aux participants de l'excursion A2 du congrès INQUA, 1969. Sur le cliché, où

l'échelle est donnée par les congressistes, on distingue très bien des ferruginisations en bandes larges (ép: 5 à 10 cm), subhorizontales dans la partie supérieure de la coupe; dans la partie moyenne, les bandes sont moins épaisses.

RÉPARTITION DES PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES DE FROID ET DE GEL DANS LE BASSIN PARISIEN

RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE

Pour avoir une vue d'ensemble de la répartition géographique des phénomènes péglaciaires, j'ai indiqué leur emplacement sur deux cartes à l'aide de signes conventionnels aussi représentatifs que possible: certains signes ont déjà été utilisés par J. TRICART dans son „Mémoire sur les Cartes des Phénomènes Péglaciaires Quaternaires de France” (1956); j'en ai inventé d'autres qui étaient devenus nécessaires pour la figuration des phénomènes non encore décrits (trous de thermokarst, dépressions fermées d'origine péglaciaire, bombements de gel).

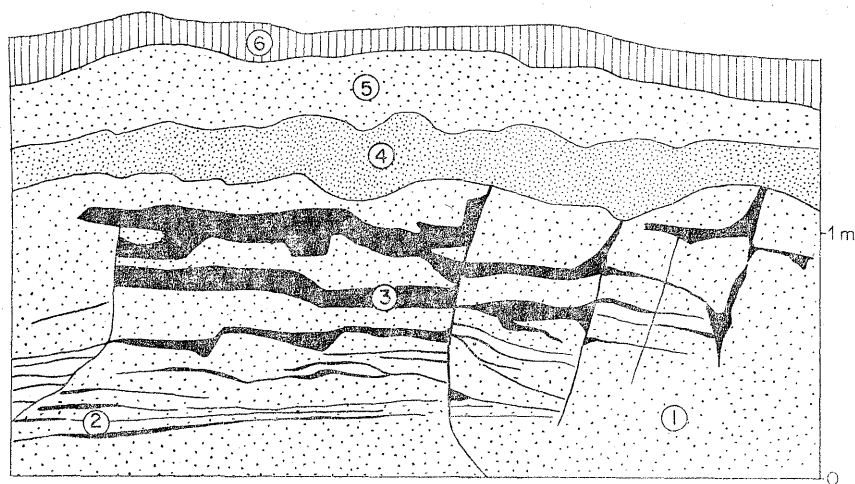


Fig. 43. Ferruginisations en bandes horizontales localisées sous un paléosol dans des sables stampiens près de Maintenon

1. sables stampiens; 2. sables ferruginisés en bandes minces; 3. sables ferruginisés en bandes épaisses; 4. horizon B d'un paléosol brun/rouge; 5. sable; 6. sol actuel

Etant donné les échelles respectives des cartes, la localisation des phénomènes péglaciaires est plus précise sur nos cartes et on peut distinguer des secteurs à forte densité de phénomènes péglaciaires, notamment au SE du confluent Seine—Marne. La carte (fig. 44) représente les régions Ouest, Centre, et Sud du Bassin Parisien; elle montre que les fentes de froid et de gel (symbole en Y) sont surtout localisées à l'amont de Paris, dans les alluvions anciennes de la Seine et de la Marne; mais

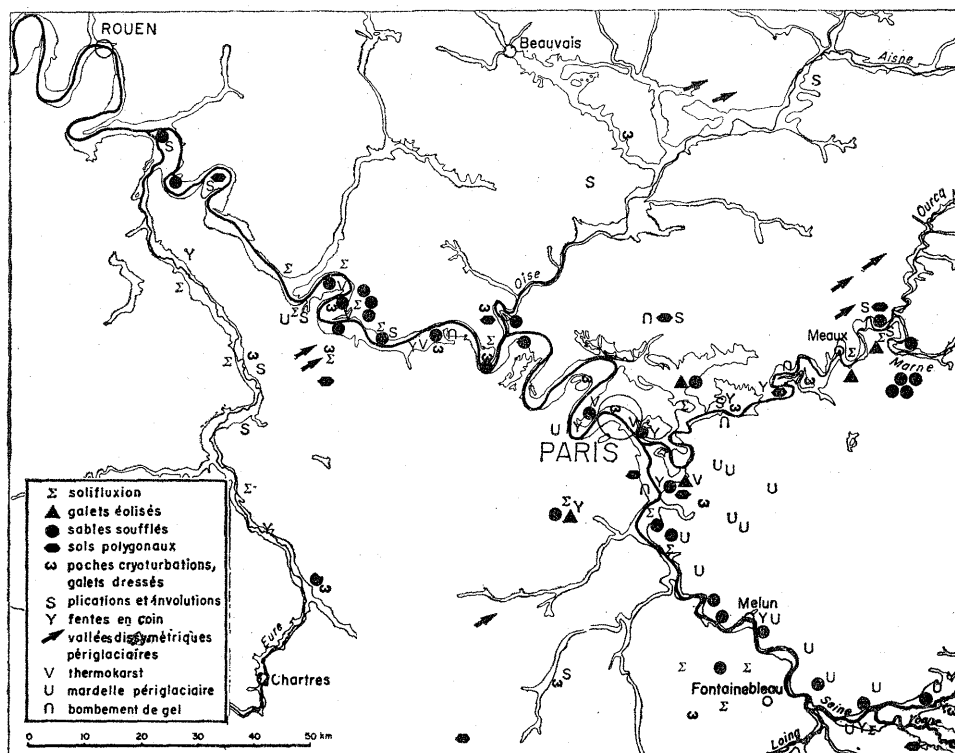


Fig. 44. Carte de répartition des phénomènes périglaciaires dans l'Ouest de la région parisienne

on en trouve aussi dans les basses terrasses de l'Eure. Les bombements de gel sous-alluvionnaires et intra-alluvionnaires et dans une moindre mesure, les dépressions fermées situées sur des alluvions ou sur les plateaux tertiaires sont plus fréquentes en amont de Paris. Par contre les „blocs démesurés” apparaissent dans toutes les anses abritées de la vallée de la Seine, en amont et en aval de Paris, mais sont pratiquement absents là où son cours est rectiligne. Les phénomènes de solifluxion sont fréquents sur les versants des vallées principales, notamment ceux de l'Eure.

Cette carte est certainement incomplète en ce qui concerne les phénomènes très fréquents, comme les dépôts de solifluxion, les cryoturbations et involutions diverses.

La deuxième carte (fig. 45) représente la répartition des phénomènes périglaciaires dans les régions Est et Sud-Est du Bassin Parisien, c'est-à-dire les secteurs compris entre les vallées de l'Yonne et les vallées de la Seine, de l'Aube et de la Marne.

Les phénomènes périglaciaires y sont moins fréquents. Les fentes de froid de divers types (en coin court et étroit, ou polyphasées) sont localisées dans les alluvions de basses terrasses qui jalonnent les cours des rivières principales. Les sites à blocs démesurés sont plus rares en allant vers l'amont; par contre, divers

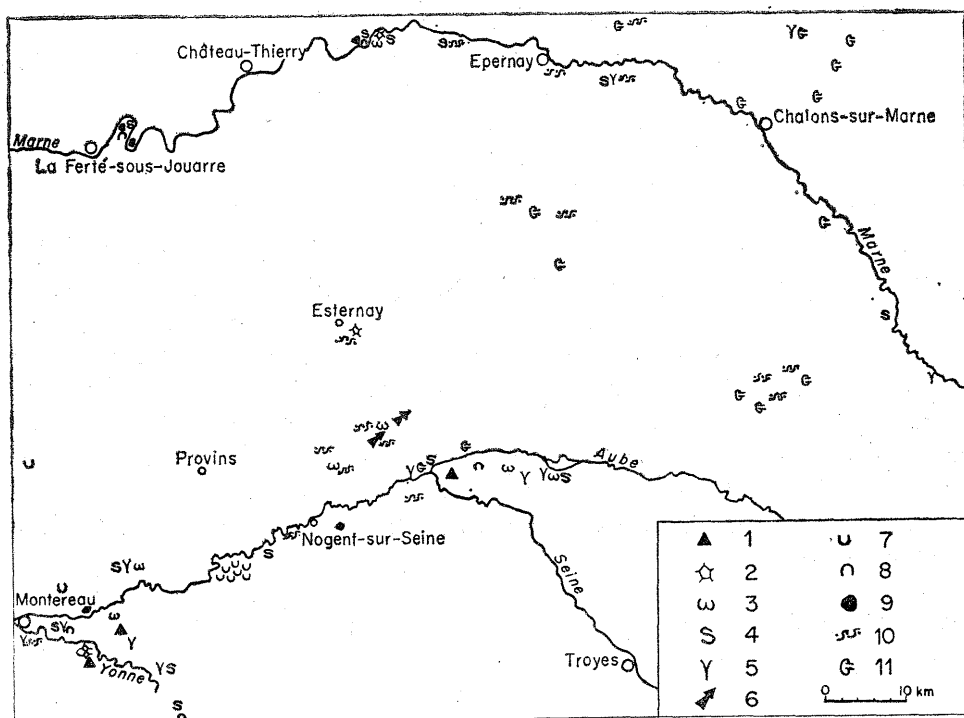


Fig. 45. Carte de répartition des phénomènes péglaciaires de l'ESE de la région parisienne

1. galets éolisés; 2. sol polygonal; 3. poche de cryoturbation; 4. plication, involution; 5. fente de froid; 6. vallée dissymétrique; 7. dépression fermée; 8. bombement de gel; 9. bloc démesuré; 10. dépôt de solifluxion; 11. grève crayeuse

dépôts de solifluxion, et les nappes de grève crayeuse, sont très abondants dans toutes les régions crayeuses de Champagne, à l'Est du rebord de la cuesta d'Ile de France.

Cette carte est incomplète, surtout en Champagne, où les vallons dissymétriques, les dépôts de grève crayeuse, et les cryoturbations sont beaucoup plus abondants; seuls sont figurés ici les dépôts spécialement étudiés ou cités dans les descriptions régionales, ainsi que dans les chapitres précédents.

Comparaison avec les cartes établies par J. Tricart (1955)

La carte des phénomènes péglaciaires, d'âge présumé Riss, établie par J. TRICART, figure seulement deux fentes en coin dans le cours moyen de la Marne. La région parisienne est figurée avec un recouvrement de limons éoliens. Il convient donc de noter la relative rareté des phénomènes péglaciaires connus à cette époque.

La carte des phénomènes péglaciaires würmiens montre de nombreux sites à proximité immédiate de Paris: fentes en coin, festons de cryoturbation, galets éolisés, sables nivéo-éoliens; elle est incomplète en ce qui concerne la partie Sud-Est

du Bassin Parisien et la vallée de l'Eure peu étudiée à l'époque et où depuis lors, de nombreux phénomènes périglaciaires ont été découverts (bombements de gel, dépressions fermées, vallées dissymétriques).

RÉPARTITION CHRONOLOGIQUE

Je n'ai pas cru utile de faire des cartes séparées pour les phénomènes périglaciaires du Quaternaire ancien, du Quaternaire moyen (Riss) et du Quaternaire récent, comme TRICART l'a fait pour l'ensemble de la France sur ses cartes. En effet, les phénomènes périglaciaires datant du Quaternaire ancien sont rares; j'aurais pu distinguer les phénomènes datant du Riss de ceux du Würm, mais néanmoins, on les retrouve tous deux dans les mêmes zones, et les deux cartes correspondantes auraient montré de fortes similitudes. D'autre part il y a certains phénomènes que l'on ne peut dater qu'avec une certaine approximation dans le Quaternaire, sans pouvoir préciser s'il s'agit du Riss ou du Würm. Néanmoins, on peut faire les constatations suivantes:

Quaternaire ancien

Les fentes de froid sont très rares (Dampart, Berchères-la-Maingot), peut être en raison de la rareté des coupes dans les hautes terrasses, et de tous les phénomènes de cryoturbation et de solifluxion qui ont pu les oblitérer et les déformer. TRICART attribuait leur absence à une différence climatique (le climat aurait été plus humide et moins froid au Quaternaire ancien). Certains sols polygonaux formés sur hautes terrasses ont pu se former à cette époque. Les phénomènes d'éolisation sont assez fréquents; les galets des hautes terrasses sont très fréquemment éolisés, en raison de leur exposition sur des hauteurs balayées par le vent pendant toute la durée du Quaternaire. Mais les grains de sable in situ dans ces terrains sont en partie éolisés (10 à 20%), ce qui implique une action du vent ancienne.

Quaternaire moyen (Riss)

C'est la période la plus riche en phénomènes périglaciaires, sans doute en raison de la plus grande proximité du front glaciaire de l'inlandsis nord-européen et des moyennes thermiques annuelles très faibles.

Les fentes de froid, en coin large en coin étroit, polyphasées, sont très abondantes dans les alluvions des basses terrasses ou des nappes alluviales correspondantes, surtout dans la région amont de Paris, où le climat était peut être plus continental, avec des températures minimales plus basses que dans la région Nord-Ouest du Bassin parisien; les fentes de froid en coin large sont également nombreuses dans les alluvions des basses terrasses de l'Eure (Bueil, St Roch, Authouillet). On peut dater encore de cette période la plupart des bombements de gel à grand rayon de courbure qui déforment le substratum sous-jacent aux alluvions ainsi que celles-ci,

Les trous de thermokarst de la région de Moisson et de Guernes datent probablement du Riss, ainsi que certains sols polygonaux (Les Andelys, Congis).

Quaternaire récent (Würm)

En raison de l'éloignement plus grand du front glaciaire de l'inlandsis nord-européen, les températures minimales étaient peut-être moins accentuées, et la température moyenne annuelle plus élevée. Les phénomènes périglaciaires sont donc moins nombreux et surtout de dimensions plus faibles, par exemple, les fentes de froid des alluvions de Marolles-sur-Seine et du Petit-Fossard n'ont pas une profondeur supérieure au mètre, et sont du type court et étroit. Il y a souvent formation de fentes curvilignes de froid dans le remplissage sableux de larges fentes en coin ris-siennes. Au Würm certains phénomènes sont cependant fréquents tels les coulées de solifluxion, involutions, cryoturbations; d'autres phénomènes, vu la fraîcheur de leur forme et leur position topographique et géologique, sont surtout würmiens: dépressions fermées des alluvions de la Seine et en partie celles des plateaux tertiaires. Les placages connus de sables éolisés (Maintenon, Forêt de Fontainebleau) semblent presque tous être assez récents (Würmiens ou post-Würmiens) parce qu'ils recouvrent des dépôts nettement plus anciens et altérés par pédogénèse.

PHÉNOMÈNES PÉRIGLACIAIRES DUS À L'EFFET CUMULATIF DES DIVERSES PÉRIODES FROIDES DU QUATERNAIRE

Le creusement des vallées sèches était favorisé par la présence d'un pergélisol qui a existé à plusieurs reprises au Quaternaire dans le Bassin Parisien; le façonnement des vallées à versants dissymétriques a eu lieu par l'action répétée des phénomènes de solifluxion et de ruissellement différentiels lors des saisons plus chaudes (printemps, été) sous climat périglaciaire, au Mindel, au Riss et au Würm.

Bibliographie

- BREUIL, H., 1934 — De l'importance de la solifluxion dans l'étude des terrains quaternaires du Nord de la France et des pays voisins. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, t. 7; p. 269—284.
- BREUIL, H., 1939 — Le gisement de Chelles, ses phénomènes, ses industries. *Quartärs*, Bd. 2; 21 p.
- CAILLEUX, A., 1937 — Actions éoliennes périglaciaires en France. *C. R. Soc. Géol. France*, no. 12; *Bull. Soc. Géol.* p. 177—178.
- CAILLEUX, A., 1938 — Cailloux éoliens et solifluxion en France et en Europe septentrionale. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 5, t. 8; p. 719—729.
- CAILLEUX, A., 1939 — Blocs façonnés par le vent dans l'Est et le centre du Bassin Parisien. *C. R. Soc. Géol. France*, no. 8; p. 108—110.
- CAILLEUX, A., 1942 — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, no. 8, 21, mém. 46; p. 1—176.

- CAILLEUX, A., 1946 — Présentation de fragments de meulière façonnés par le vent à Villejuif. *Bull. Soc. Préhist. France*, t. 43, no. 566; p. 144.
- CAILLEUX, A., 1947 — Cryoturbations quaternaires au Parc St. Maur. *C. R. Soc. Géol. France*, no. 4; p. 64.
- CAILLEUX, A., 1947 — Faible importance du ruissellement dans les plaines atlantiques françaises. *C. R. Acad. Sci.*, (Paris), t. 224; p. 138—140.
- CAILLEUX, A., 1948 — Le ruissellement en pays tempéré non montagneux. *Ann. Géogr.*, t. 57; p. 21—39.
- CAILLEUX, A., 1948 — Carte des actions périglaciaires en France. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. 47; p. 1—7.
- CAILLEUX, A., 1956 — Mares, mardelles et pingos. *C. R. Acad. Sci.*, (Paris), t. 242; 1912—1914.
- CAILLEUX, A., 1961 — Mares et lacs ronds, et loupes de glace du sol. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 10; p. 35—41.
- CAILLEUX, A., 1964 — Genèse possible des dépôts chimiques par congélation. *C. R. Soc. Géol. France*, no. 1; p. 11—12.
- CAILLEUX, A., 1965 — Quaternary secondary chemical deposition in France. *Geol. Soc. Amer., Sp. Paper* 84; p. 125—139.
- CAILLEUX, A., TAYLOR, G., 1954 — Cryopédologie. Etude des sols gelés. Paris; 221 p.
- DIONNE, J. C., 1966 — Fentes en coin fossiles dans le Québec méridional. *C. R. Acad. Sci.* (Paris), t. 262; p. 24—27.
- DIONNE, J. C., 1966 — Formes de cryoturbation fossiles dans le Sud-Est du Québec. *Cahiers Géogr. Québec*, no. 19; p. 89—100.
- DYLIK, J., 1964 — Le thermokarst, phénomène négligé dans les études du pléistocène. *Ann. Géogr.*, no. 399; p. 513—523.
- GUILCHER, A., TRICART, J., 1954 — La XXXVI^e excursion géographique interuniversitaire. Champagne et Lorraine. *Ann. Géogr.*, no. 335; p. 1—21.
- GUILLIEN, Y., 1951 — Les grèzes litées de Charente. *Rev. Géogr. Pyr.*, t. 22; p. 154—162.
- GUILLIEN, Y., 1953 — Interprétation générale des grèzes litées. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6, t. 3; p. 713—720.
- GUILLIEN, Y., 1965 — Dépôts de pente, terrasses, remblaiements holocènes entre Angoulême et Mansle. *Bull. A.F.E.Q.*, no. 4—5, p. 251—256.
- HAMELIN, L.—E., 1961 — Périglaciaire du Canada. *Cahiers Géogr. Québec*, vol. 5, no. 10; p. 3—65.
- HOREMANS, P., 1960 — Réseau de fentes en coin périglaciaire d'âge Würmien visibles sur photographie aérienne dans l'Orléanais. *C. R. Acad. Sci.* (Paris), t. 250; p. 3356—3358.
- JAMAGNE, M., 1969 — Sols et paléosols sur loess dans le Nord de la France. Etudes sur le Quaternaire. VIII^e Congrès INQUA, vol. I; p. 359—372.
- JOLY, F., 1965 — Problèmes de la cartographie géomorphologique. *Comité fr. cartographie*, no. 24; p. 1—4.
- JOLY, F., 1969 — Livret-guide de l'excursion A₂ du VIII^e Congrès INQUA. Forêt de Fontainebleau (9^e-ème journée). Paris; p. 51—58.
- LECKWIJK, W., MACAR, P., 1951 — Nouvelles observations sur des phénomènes périglaciaires dans la région de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 75; p. 49—72.
- MAARLEVELD, G. C., 1965 — Frost mounds. *Med. v. d. Geol. Stichting*, no. 17; p. 3-16.
- MACAR, P., 1969 — A peculiar type of fossil ice fissure. Periglacial environment. Montréal; p. 337—346.

- MACAR, P., LECKWIJK, W., 1958 — Les fentes à remplissage de la région liégeoise. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 81; p. 359—407.
- MACAR, P., VAN LECKWIJK, W., 1960 — Les structures périglaciaires antérieures au Würm en Belgique. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 9; 47—59.
- MAZENOT, G., CAILLEUX, A., 1957 — Cryoturbations et loess wurmiens près d'Orly (Seine). *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6, t. 7; 853—860.
- MICHEL, J. P., 1962 — Description de formations quaternaires semblables à des diapirs dans les alluvions anciennes de la Seine et de la Marne près de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 7, t. 4; p. 795—799.
- MICHEL, J. P., 1966 — Ferruginisations quaternaires dans des sables stampiens (Oligocène moyen) soufflés à Maintenon (Eure et Loir). *C. R. Acad. Sci.*, (Paris), t. 263; p. 1564—1567.
- MICHEL, J. P., 1967 — Dépressions fermées dans les alluvions anciennes de la Seine à 100 km au S.-E. de Paris. *Bull. A.F.E.Q.*, no. 2; p. 131—134.
- MICHEL, J. P., 1969 — Divers types de ferruginisations dans les alluvions quaternaires de la Seine, en aval de Paris. *Cahiers Géol.* no. 85; p. 1054—1059.
- MICHEL, J. P., 1969 — Les fentes de gel dans les alluvions de la Seine et de ses affluents. *Science et Nature*, no. 93; p. 21—26.
- MICHEL, J. P., 1972* — Le Quaternaire de la Région Parisienne. Impression offset; 579 p., 182 fig., 11 pl. photographiques.
- MORAND, F., 1966 — Observations géomorphologiques et pédologiques dans la région de Fontainebleau. *Bull. A.F.E.Q.*, t. 3; p. 120—138.
- MORAND, F., 1967 — Sur la couverture meuble des plateaux dans la région de Fontainebleau. *Bull. Inf. Géol. Bas. Paris*, no. 13; p. 221—223.
- MULLENDERS, W., GULLENTOPS, F., 1969 — The age of the pingos of Belgium. en: *Periglacial environment*, ed. T. L. Péwé, Montreal; p. 321—335.
- PATTE, E., 1931 — Nouvelles observations sur le Quaternaire de la vallée de l'Oise. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 5, t. XX; p. 311—351.
- PATTE, E., 1941 — Eocène et Quaternaire soliflués (Seine et Oise). *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 5 t. 11; p. 259—321.
- PÉWÉ, T. L., 1962 — Ice wedges in permafrost, lower Yukon river, near Galena, Alaska. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 11; p. 65—75.
- PÉWÉ, T. L., 1966 — Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biuletyn Peryglacjalny*, no. 15; p. 65—73.
- PISSART, A., 1963 — Les traces de „pingos” du Pays de Galles (Grande-Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique). *Ann. Géomorph.*, vol. 7; 147—165.
- PISSART, A., MACAR, P., 1963 — Fentes à remplissage poches d'effondrement et variations de faciès dans la sablière du Sart Hoguet (Boncelles). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 85; p. 329—345.
- ROBIN, A. M., 1968 — Contribution à l'étude des processus de podzolisation sous forêt de feuillus. Thèse 3-ème cycle ronéotypé, Lab. Géol. Dyn.; 88 p.

* Le texte comprend dix parties distinctes : historique des recherches sur les alluvions et les limons, méthodes l'étude, description des formations alluviales de la Seine et de ses affluents, caractéristiques sédimentologiques des alluvions, faune quaternaire, industrie préhistorique, tufs quaternaires, limons éoliens et sables soufflés, phénomènes périglaciaires physiques, phénomènes périglaciaires chimiques.

- ROMANOVSKY, V., CAILLEUX, A., 1942 — Sols polygonaux et fentes de dessiccation. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 5, t. 12; p. 321—327.
- ROMANOVSKY, V., CAILLEUX, A., 1943 — Festons au sommet de la craie de Normandie. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 5, t. 13; p. 177—180.
- TAVERNIER, R., 1944 — Phénomènes périglaciaires en Belgique. *Bull. Soc. Belge Etudes Géogr.*, t. 14; p. 112—133.
- TRICART, J., 1956 — Carte des phénomènes périglaciaires: le Quaternaire de France. *Mém. Expl. Carte Géol. France*. Paris; 94 p.
- YVARD, J. Cl., 1968 — Fentes de gel périglaciaire de la région de Tours. *Bull. A. F. E. Q.*, no. 16; p. 175—179.

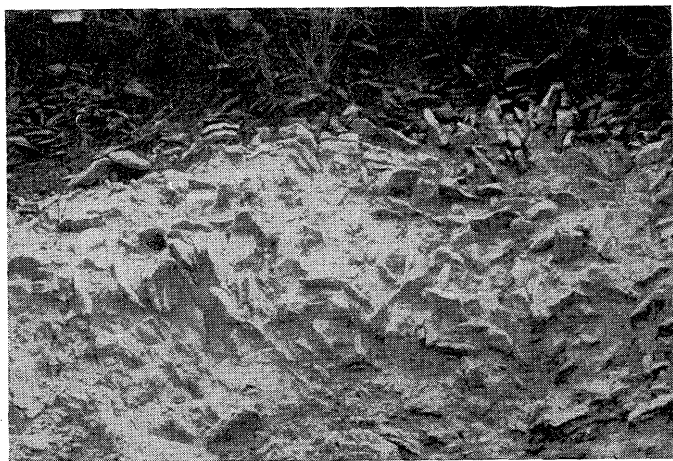
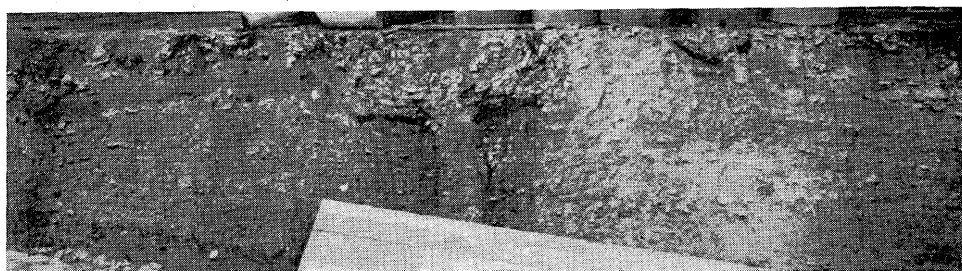
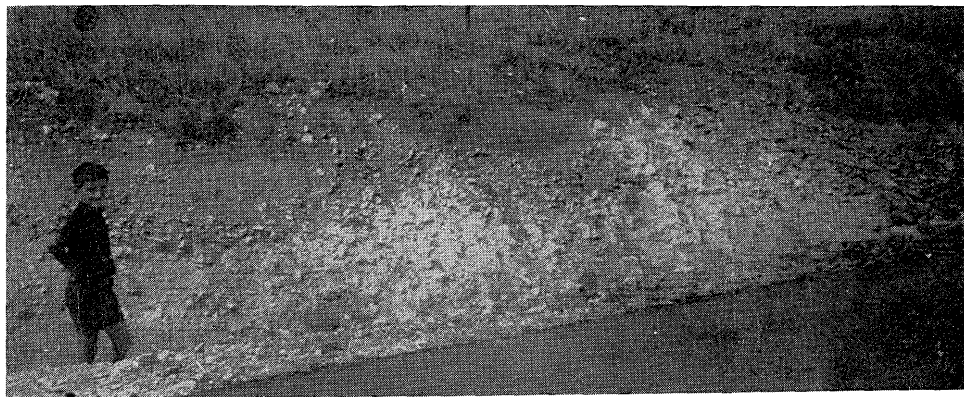


Photo. 1. Phénomènes périglaciaires quaternaires

en haut: sols polygonaux formés sur les calcaires de Beauce (Angerville, E. et L.)
au milieu: sols polygonaux développés sur calcaires bartoniens à Roissy-en-France (coupe de l'aéroport)
en bas: fragments de calcaires lutétiens redressés par le gel au Hamel (Yvelines)

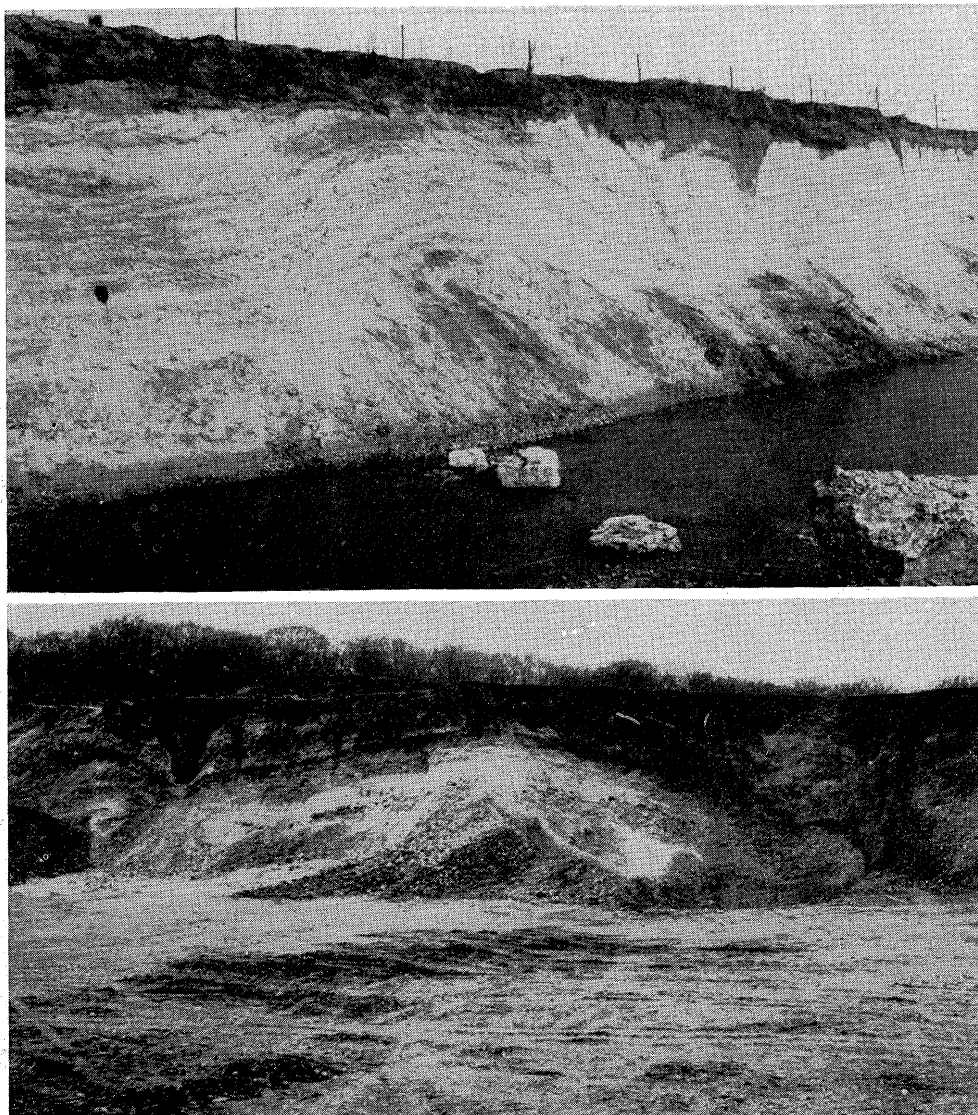


Photo. 2. Phénomènes périglaciaires quaternaires: bombements de gel

en haut: alluvions anciennes de Seine déformées par des bombements de gel du substratum tertiaire (Brévannes—Valenton, Val de Marne)

en bas: alluvions de la basse terrasse de Seine à Vatteville (Seine Maritime) déformées par des bombements de gel du substratum crétacé; deux poches de thermokarst sont visibles

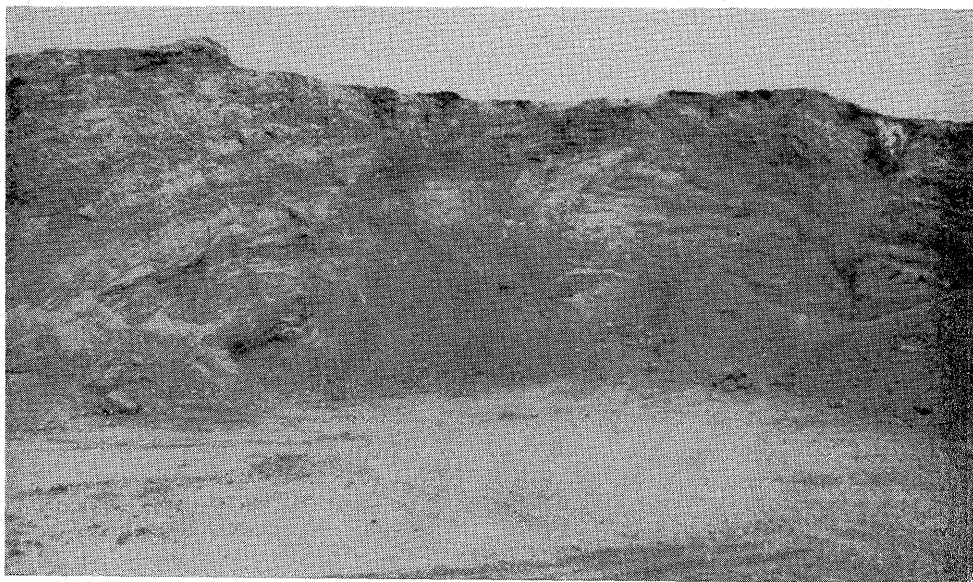


Photo. 3. Phénomènes périglaciaires quaternaires: bombements de gel

en haut: bombements de gel dans les marnes tertiaires (bartoniennes) décapées de leur couverture alluviale à Bon-neuil (Val de Marne)

en bas: bombements de gel dans les alluvions quaternaires de la Seine à Brévannes—Valenton (Val de Marne); une fente de froid est visible sur la partie droite du cliché

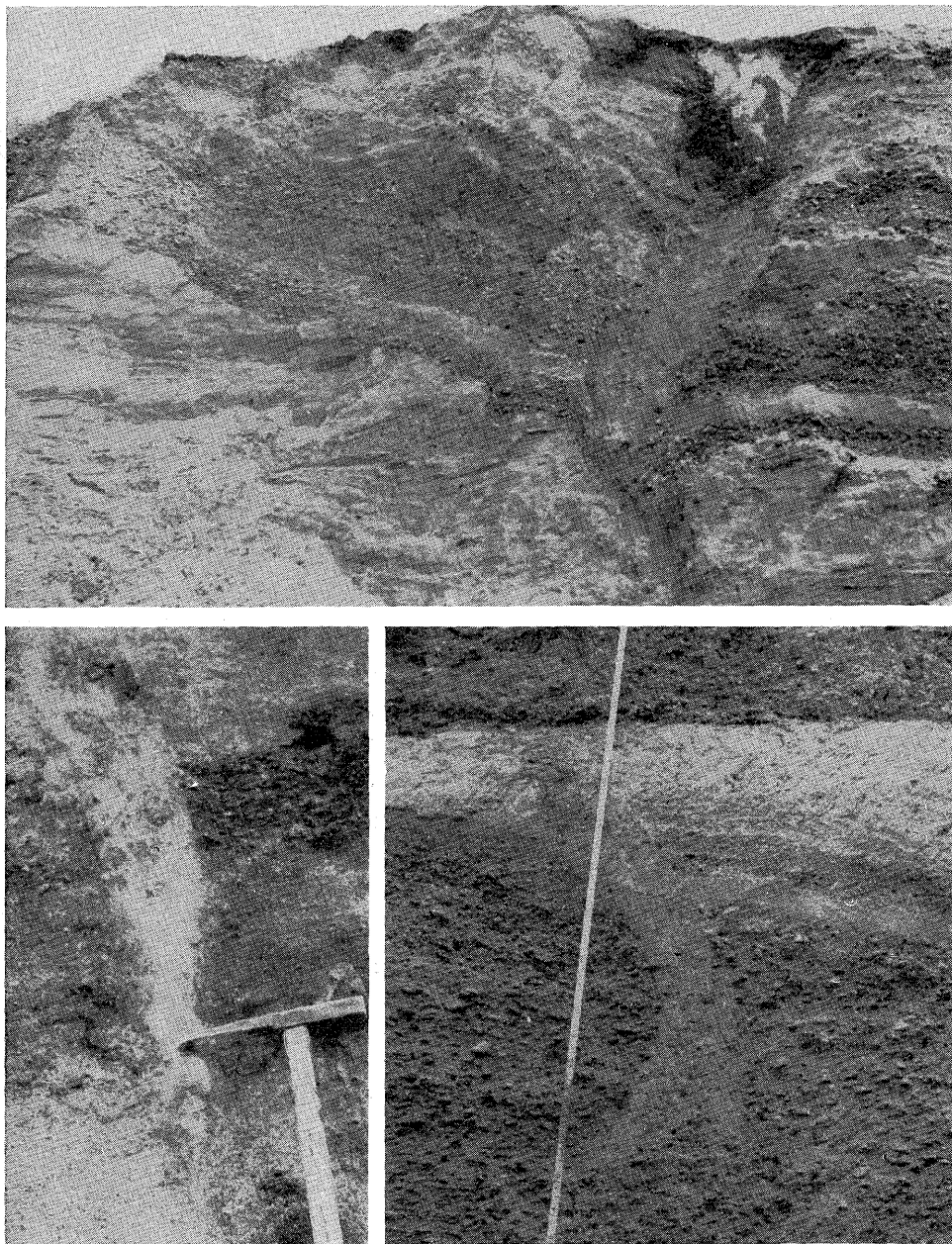


Photo. 4. Divers types de fentes de froid dans les alluvions quaternaires

en haut: fentes de froid, en „coin large” dans les alluvions de la Seine à Brévannes (Val de Marne), hauteur — 3 m
en bas et à gauche: fente de froid „courte et étroite” dans les alluvions anciennes de la Marne à Chelles (S. et M.)
en bas et à droite: fente de froid „courte et étroite” dans les alluvions de l'Aube à Charny-le-Bacchot (Aube)

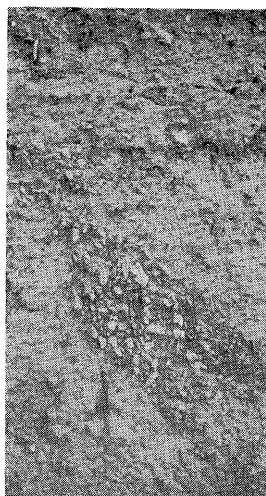
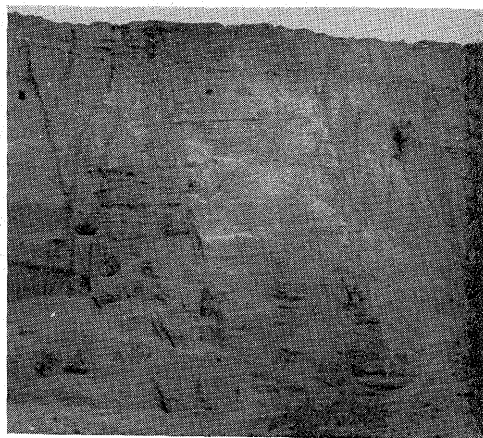


Photo. 5. Phénomènes périglaciaires quaternaires

en haut et à gauche: fentes de gel dans les alluvions de la basse terrasse de Seine à Vimpelles (S. et M.)

en haut et à droite: fentes de gel dans les sables oligocènes stampiens de Champlan (Essonne)

en bas et à gauche: microfaille de gel dans les alluvions anciennes de la Seine à Brévannes—Valenton (Val-de-Marne)

en bas et à droite: fente de froid, formée dans les colluvions et remplies de matériaux gélifiés (Boissy—Mauvoisin, Yvelines)

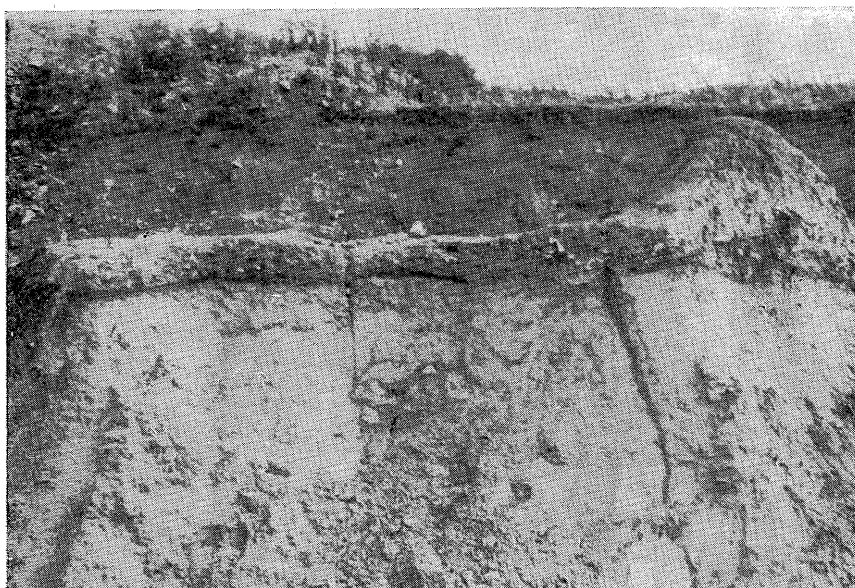


Photo. 6. Phénomènes périglaciaires quaternaires

en haut: fente de gel à remplissage limoneux dans les sables oligocènes stampiens du plateau de Dampart (S. et M.)
en bas: fente de gel à remplissage de racines calcifiées dans les sables oligocènes stampiens de Champlan (Essonne)

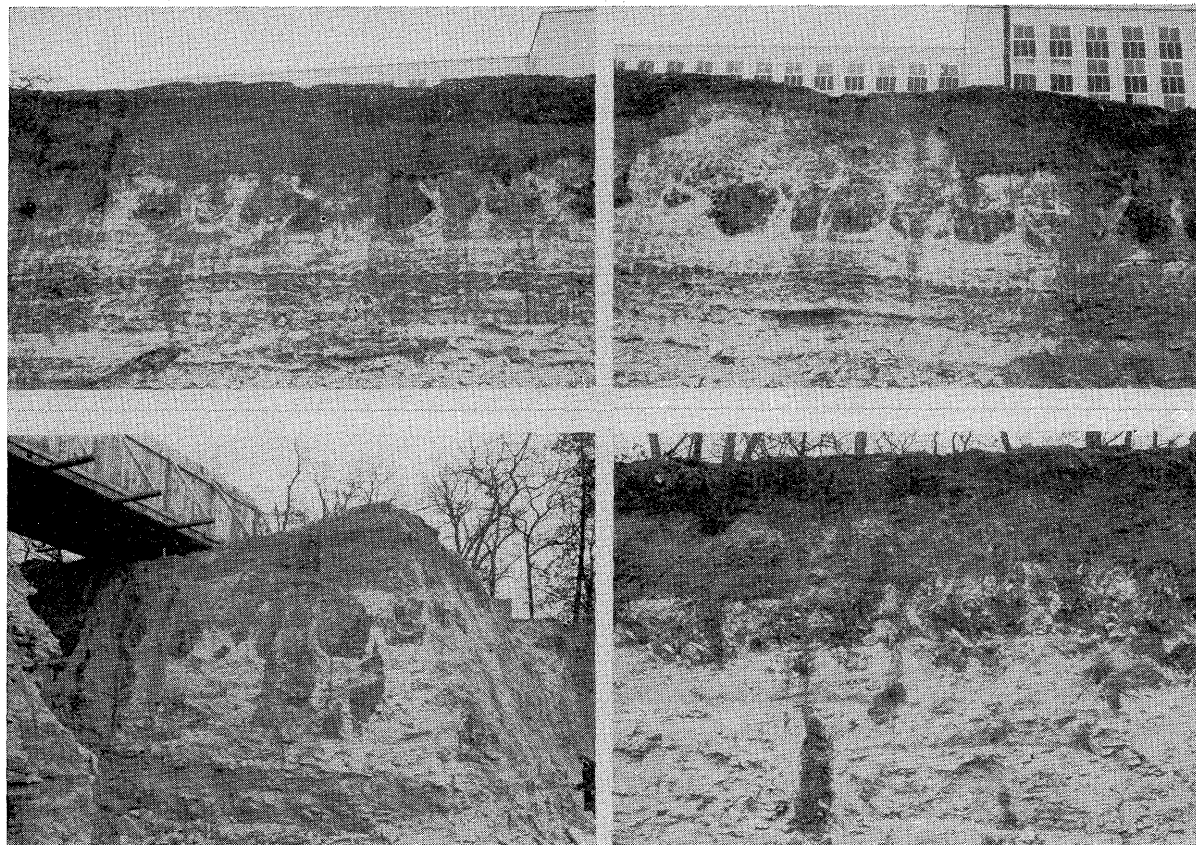


Photo. 7. Cryoturbations dans le substratum tertiaire (Lutétien) de la moyenne terrasse du Bois de Boulogne (Porte Dauphine), Paris

en haut: poches de cryoturbation (diamètre — 1 m) et injections de marno-calcaires (caillasses) dans les alluvions rubéfiées
 en bas et à gauche: plusieurs niveaux de cryoturbation sont visibles dans les calcaires à Miliolites du Lutétien
 en bas et à droite: fentes de froid de „type court” dans les „caillasses” lutétiennes

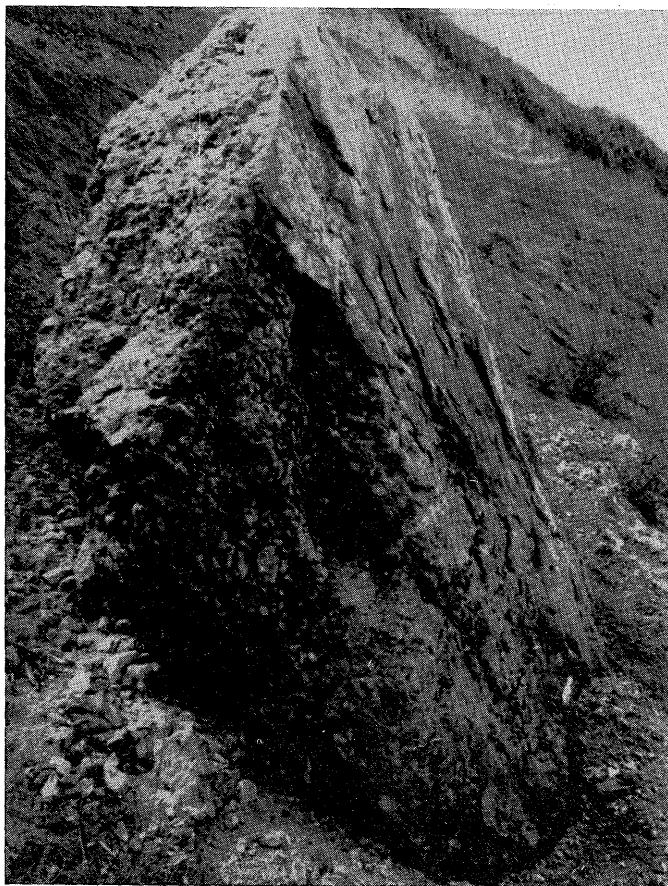


Photo. 8. Blocs transportés par radeaux de glace (blocs démesurés)

à gauche: bloc „démesuré” de poudingue de Nemours, dans les alluvions anciennes de la Seine à la Tombe (Seine et Marne); dimensions: $3 \times 2 \times 1,5$ m
à droite: bloc démesuré en grès stampien dans les alluvions anciennes de Brévannes—Valenton, la face inférieure, visible sur le cliché, est recouverte d'une pellicule calcaire

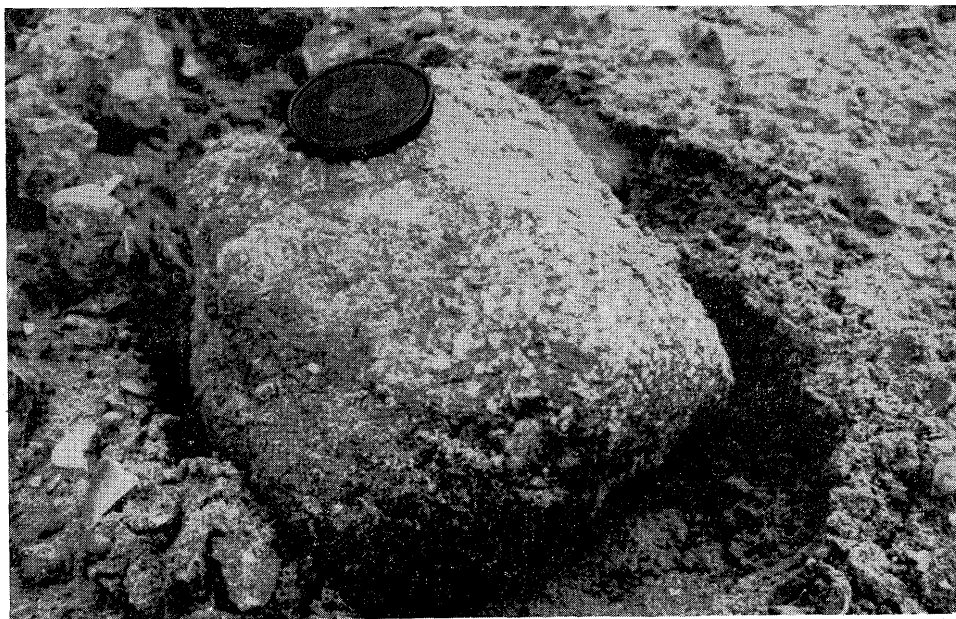


Photo. 9. Blocs démesurés

en haut: petit bloc démesuré de roche éruptive trouvé dans les alluvions anciennes de la Seine en aval de Paris (Guernes, Yvelines)

en bas: bloc démesuré en grès (L: 1 m), présentant de curieuses cupules (L: 10 cm, l: 5-6 cm) d'origine éolienne

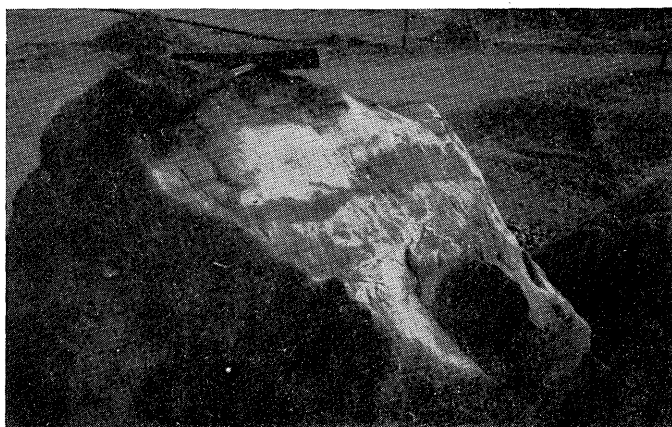


Photo. 10. Coupe dans les alluvions quaternaires de la vallée sèche de la Haute Conie, près de Neuvy--en-Beauce (E. et L.); cliché pris lors du 8-ème Congrès INQUA, 1969

en bas: bloc démesuré à poli glaciai. Brévannes—Valenton (Val de Marne)

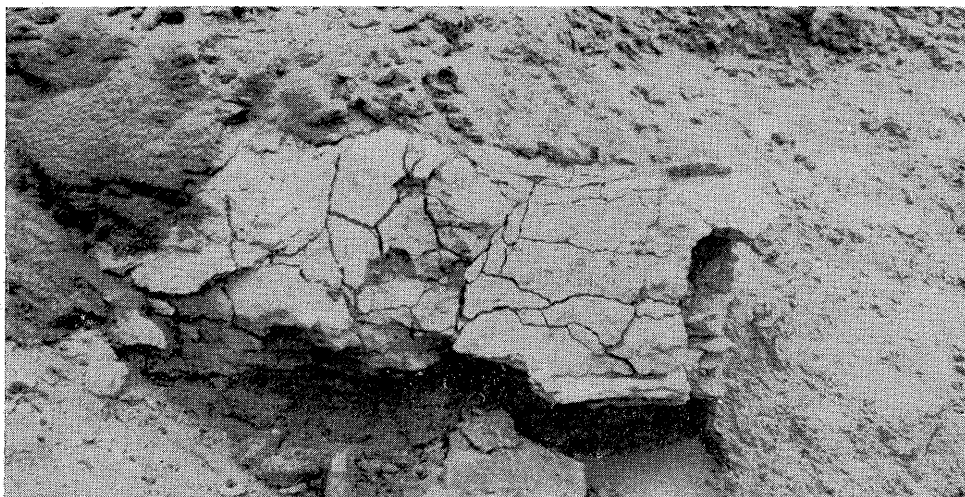


Photo. 11. Phénomènes périglaciaires quaternaires

en haut: bloc de sable encastré dans les alluvions de la Seine à Flins (Yvelines). Ce bloc, rendu cohérent par le gel quaternaire, a voyagé ainsi dans les dépôts fluviaux

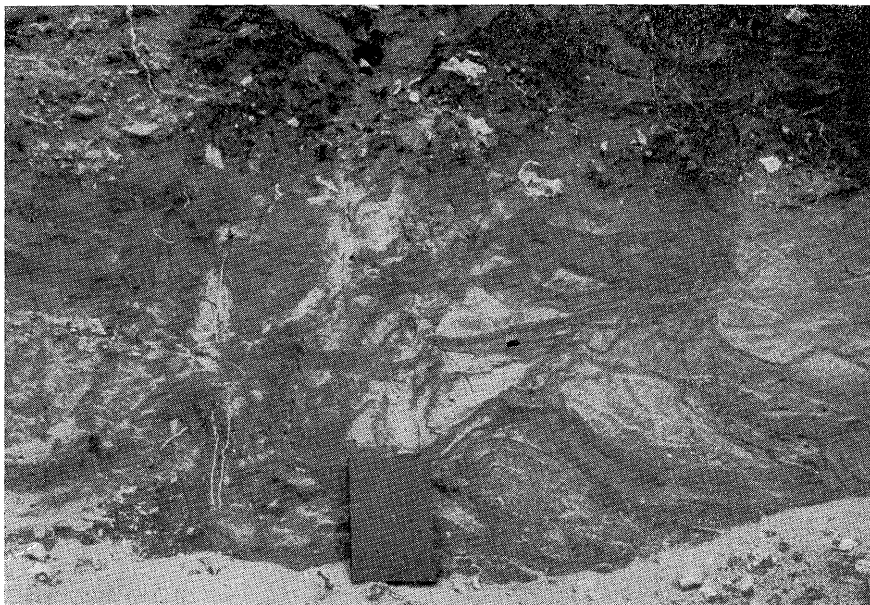


Photo. 12. Ferruginisations quaternaires

en haut: ferruginisations en réseau dans les sables alluviaux du méandre de Moisson
en bas: ferruginisations en bandes dans les alluvions sableuses de la Seine à Limay (Yvelines); ces bandes traversent
aussi les indentations pédologiques provenant du paléosol (en foncé sur le cliché)

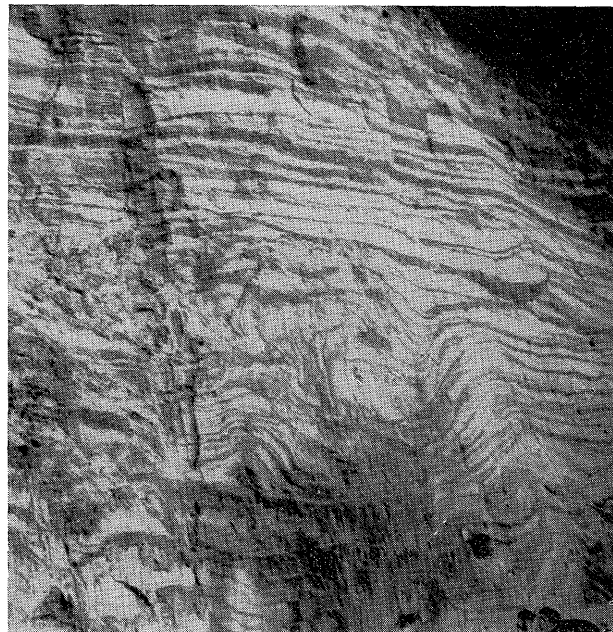
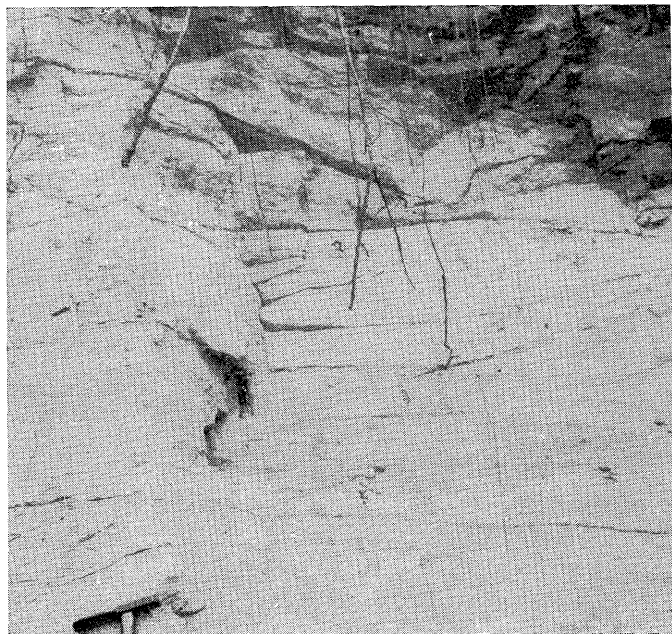


Photo. 13. Ferruginisations quaternaires

à gauche: ferruginisations en bandes dans les sables stampiens oligocènes près de Dourdan (Yvelines)

à droite: ferruginisations en bandes minces et en coins dans les sables stampiens près de Dourdan (Yvelines)