

Guy Mary *

Caen

LE PERIGLACIAIRE DES ENVIRONS DU MANS (SARTHE, FRANCE)

Sommaire

La région du Mans porte les traces de phénomènes périglaciaires datant du Quaternaire. Les vallées de la Sarthe et de l'Huisne possèdent quatre terrasses étagées constituées par des matériaux grossiers, peu usés, stratifiés. La présence de très gros blocs de roches paléozoïques et précambriennes dans les terrasses de la Sarthe, quelques quatre-vingts kilomètres en aval de leur lieu d'origine, témoigne d'un transport par radeaux de glace. Les galets de silex issus des plateaux d'argile à silex environnants révèlent un ennoyage des thalwegs par des coulées de solifluxion; mais les rivières étaient suffisamment puissantes pour stratifier ces matériaux. Le vent a modelé le paysage des régions où les sables cénomaniens affleurent: la déflation éolienne a élargi, aplani, surcreusé des vallées, ne laissant subsister que des buttes tabulaires ou coniques, et un reg de cailloux sculptés par le vent.

Table des matières

Description géologique et géomorphologique, sommaire	54
Vallée de la Sarthe	54
Vallée de l'Huisne	55
Hauteurs de la Cité des Pins	56
Plaine des Hunaudières, plaine du Narais	57
Cuesta du Belinois, plateau de Mulsanne	58
Historique des recherches sur les phénomènes quaternaires de cette région	59
Terrasses	59
Phénomènes périglaciaires	59
Méthodes et techniques	60
Terrasses et phénomènes périglaciaires	61
Sédimentation alluviale	61
Terrasses de la Sarthe	61
Bas niveaux de 6—8 m	61
Niveau de 12—15 m	64
Niveau de 18—24 m	65
Terrasses de l'Huisne	66
Niveau de 12—15 m	67
Terrasse de 27—30 m	67
Terrasse de 35—40 m	68
Problème des gros blocs	68
Description des blocs	68
Blocs de grès tertiaires	68
Blocs de roches primaires et précambriennes	69
D'où et comment sont venus ces blocs?	70
Cas des blocs de roches primaires et précambriennes	70
Cas des blocs de grès tertiaires	72
Indications données par les blocs	73

* Institut de Géologie, Faculté des Sciences, Université de Caen.

Solifluxion	73
Carrière de Pont-de-Gennes	73
Carrière de Champagné	74
Cryoturbation et fentes en coin	76
Terrasse de 27—30 m	76
Terrasse de 12—15 m	76
Cas des formations meubles	78
Phénomènes éoliens	79
Action corrasive: les cailloux éolisés	79
Morphologie des cailloux façonnés par le vent	79
Faces des cailloux éolisés	81
Exemple de pavage éolien: région de Rossay	82
Déflation et accumulation	84
Ensemble cuesta du Belinois, plateau de Mulsanne	84
Rebord du plateau d'argile à silex entre Ecommoy et Brette-les-Pins	86
Région entre hauteurs de la Cité-des-Pins et Plateau de Mulsanne	86
Résumé des observations: origine du paysage	88
Conclusions générales	91
Datation des terrasses et des phénomènes périglaciaires	91
Nombre des terrasses	91
Signification du remblaiement	91
Datation des terrasses et des phénomènes	92
Evolution de la région au Quaternaire	93

La région étudiée est limitée, au N par l'Huisne de Pont-de-Gennes au Mans, à l'W par la Sarthe du Mans à Roëzé, au S par la cuesta qui borde le Belinois de Pont-Thibaut à Ecommoy, à l'E par le rebord du plateau d'argile à silex d'Ecommoy à Pont-de-Gennes (fig 1.). Cinq unités composent le paysage:

- (1) La vallée de la Sarthe,
- (2) La vallée de l'Huisne,
- (3) Les hauteurs de la Cité des Pins,
- (4) Les plaines des Hunaudières et du Narais,
- (5) La cuesta du Belinois.

Une description sommaire, géologique et géomorphologique, dégagera les problèmes que la région pose pour le Quaternaire. Un historique fera la mise au point des solutions déjà apportées.

DESCRIPTION GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE, SOMMAIRE

VALLEE DE LA SARTHE

La rivière coule du N vers le S jusqu'à Arnage où son cours s'infléchit vers le SW. Les plateaux de Rouillon à l'W, et de Sargé à l'E encadrent la vallée jusqu'au confluent avec l'Huisne; ils dépassent 100 m d'altitude; ils sont constitués du sommet à la base par:

- les formations tertiaires,
- l'argile à silex,

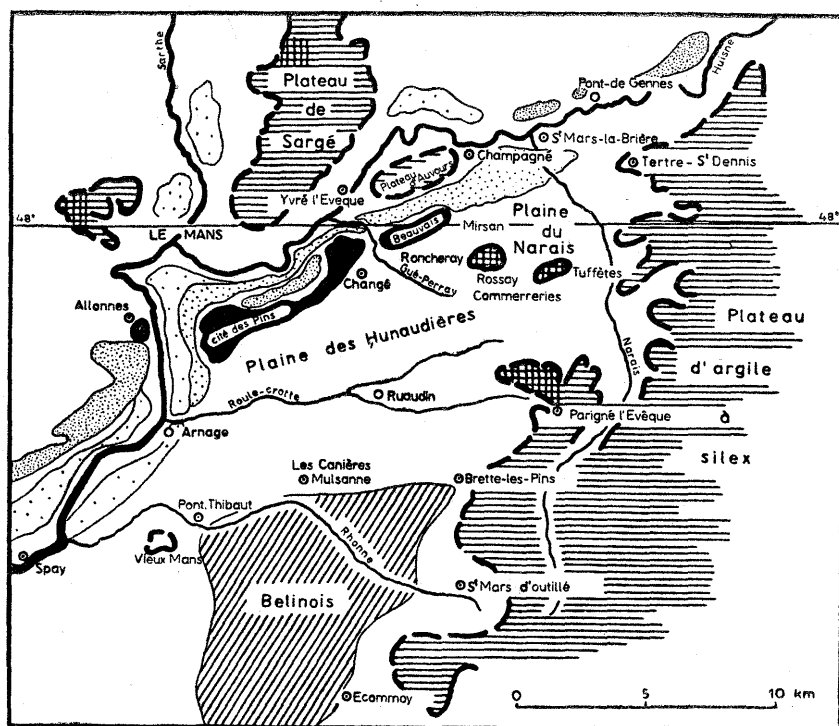


Fig. 1. Carte géologique

1. terrasse de 6—8 m; 2. terrasse de 12—15 m; 3. terrasse de 27—30 m; 4. terrasse de 40 m; 5. Tertiaire;
6. argile à silex; 7. Cénomanien; 8. Jurassique

- la craie marneuse turonienne,
- les marnes à huîtres cénomaniennes,
- les sables cénomaniens.

La Sarthe inscrit son cours entre trois terrasses d'altitude relative au lit majeur¹ — 6 m, 15 m, 24 m. En aval du Mans, ces terrasses forment pratiquement les seules lignes de relief du paysage modelé dans les sables cénomaniens inférieurs.

VALLEE DE L'HUISNE

La rivière coule du NE vers le SW. Cette direction est imposée par des failles tertiaires qui s'arrêtent vers Pont-de-Gennes. L'Huisne court alors ENE—WSW jusqu'au Mans, sauf lorsqu'elle contourne par le N le

¹ Les terrasses seront désignées par leur altitude relative au lit majeur.

plateau d'Auvours composé géologiquement comme le plateau de Sargé. De Pont-de-Gennes à Champagné, un abrupt taillé dans les Sables et Grès du Maine (Cénomaniens), couronné par place de formations alluviales, domine de 27 à 30 m la rive gauche d'altitude 55 m. En aval de Champagné, les formations alluviales de 10—12 m, puis les sables cénomaniens inférieurs, enfin les hauteurs du plateau de Sargé, bordent la rive droite. Au S de l'Huisne, sur sa rive gauche, dans la région de Saint-Mars-la-Brière, à la plaine inondable succède, sans talus, une terrasse de 4 à 12 m. De Champagné à Yvré-l'Évêque, une vallée morte témoigne que l'Huisne coulait entre le plateau d'Auvours au N et les reliefs de Beauvais ($0^{\circ}19'E$, $48^{\circ}N$) de la Cité des Pins (faubourg S du Mans) au S.

HAUTEURS DE LA CITE DES PINS

Elles s'allongent parallèlement au cours de l'Huisne depuis Beauvais jusqu'à la Cité des Pins (fig. 1 et 2). Le ruisseau de Gué-Perray ($0^{\circ}17'E$, $48^{\circ}N$) les coupe transversalement et en fait deux unités: hauteurs de la Cité des Pins à l'W, hauteurs de Beauvais à l'E. Leur sommet forme plateau au-dessus de 80 m, culminant à 85 m au Tertre-de-Changé ($0^{\circ}16'E$, $47^{\circ}58'N$).

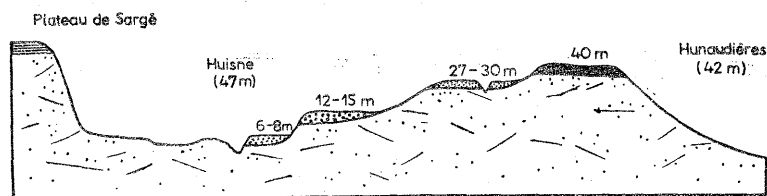


Fig. 2. Profil transversal de la vallée de l'Huisne au Mans

Elles dominent de 35 à 40 m l'Huisne au N et d'une dénivellation égale la plaine des Hunaudières au S. Leurs flancs ne sont pas symétriques: le flanc S s'élève de façon continue jusqu'au plateau, tandis que le flanc N comporte quatre gradins depuis la plaine inondable de l'Huisne. Ces paliers sont les suivants:

- palier de 5—6 m (îles insubmersibles de J. Tricart, Poser & Tricart 1950),
- palier de 15 m visible au château de Funay ($0^{\circ}13'E$, $47^{\circ}59'N$),
- palier de 27—30 m de la „Californie” (quartier du Mans) ($0^{\circ}13'E$, $47^{\circ}58'30''N$),
- palier sommital de 35—40 m de la Cité des Pins.

(Les trois dernières dénominations proviennent d'une description de L. Dangeard 1944). Des sédiments alluviaux recouvrent chacun d'entre eux. Le flanc S, à profil concave, se raccorde à la plaine des Hunaudières; un revêtement allochtone descendu de la haute terrasse, ou des sables recouvrant des grès roussards² éolisés, masquent à peine les formations cénomaniennes. La coupe de ce versant présente du sommet à la base:

- silex roulés de la haute terrasse: 1,20 m environ
- sables cénomaniens: 38 m environ
- argile à minerai de fer (base du Cénomaniens des environs du Mans).

Cette disposition d'une haute terrasse dominant, à la façon d'une butte témoin, le paysage périphérique, illustre l'exemple du relief inversé.

PLAINE DES HUNAUDIERES, PLAINE DU NARAI

La plaine des Hunaudières s'étend au S des hauteurs de la Cité des Pins jusqu'à la cuesta qui domine le Belinois. Elle s'élève progressivement depuis la Sarthe qui la limite à l'W (40 m à Arnage 0°11'E, 47°56'N) jusqu'au rebord du plateau d'argile à silex à l'E (80 m à Parigné-l'Evêque 0°22'E, 47°56'N). Vers le NE, elle communique avec la plaine du Narais par des couloirs à fond plat situés entre les hauteurs de Beauvais (0°19'E, 48°N) et les buttes témoins de Rossay (0°20'30'E, 47°59'N) et des Tuffètes (0°21'E, 47°59'N). Des cotes d'altitude basse, à peine supérieures à celles de la vallée de la Sarthe, caractérisent la zone axiale: 42 m au Buisson (0°12'E, 47°57'N), aux Goderies (0°14'E, 47°57'N), aux Mortes-Oeuvres (0°13'E, 47°58'N). Ainsi, une grande surface presque plane demeure inférieure à 50 m d'altitude. Le ruisseau du Roule-crotte draine cette zone selon une direction ENE—WSW, parallèle au cours terminal de l'Huisne. L'argile à minerai de fer (base du Cénomaniens) ou les Sables du Maine (Cénomaniens inférieur) forment le substratum de la plaine des Hunaudières. L. Dangeard a décrit ce secteur en 1943; il en a dégagé le contraste violent qui existe entre l'insignifiance du cours d'eau et la vaste surface plane d'altitude à peine supérieure à celle de la vallée de la Sarthe.

La plaine du Narais prolonge, au-delà des buttes témoins de Rossay et des Tuffètes vers le NE, la plaine des Hunaudières. Elle s'ouvre, au N, sur la vallée de l'Huisne, dans la région de Saint-Mars-la-Brière (0°21'26'E, 48°2'N). Le talus du plateau d'argile à silex, ou les croupes d'Ardenay (0°25'E, 48°N) la limitent à l'E. Le ruisseau du Narais la traverse en une vallée tourbeuse orientée S—N. Deux autres faibles ruisseaux drainent ses zones marécageuses, dont celle des étangs de Loudon (0°23'E,

² Grès roussard: grès à ciment ferrugineux particulier au Cénomaniens du Mans.

47°58'N). Des cailloutis la revêtent sur une épaisseur de 40 à 60 cm, constituant ce que Guillier (1886) dénommait 6 P₁: sable avec meulière remaniée, afin de les distinguer des terrasses. Comme pour la plaine des Hunaudières, il y a incompatibilité entre l'étendue de la zone plane, le peu d'altitude par rapport à l'Huisne (61 à 66 m contre 55 m pour l'Huisne), et la faiblesse du ruisseau du Narais.

CUESTA DU BELINOIS, PLATEAU DE MULSANNE

La cuesta du Belinois³ s'allonge WSW—ENE depuis Moncé-en-Belin (0°12'E, 47°54'N), jusqu'à son raccordement avec le talus du plateau d'argile à silex (0°20'E, 47°55'N). Elle s'enlève brusquement au N du Belinois d'environ 12 m; elle accède au plateau de Mulsanne (0°15'E, 47°54'30"N) d'altitude 68 m et s'abaisse insensiblement vers les Hunaudières (0°13'E, 47°57'N). Sur ce plateau de Sables du Maine (Cénomaniens inférieurs), se dressent des buttes coniques comme celle proche du Monument aux Canadiens (0°13'E, 47°55'N), signalée par L. Dangeard en 1943. Des sortes de tables sableuses surmontent ce plateau, par exemple celle qui porte le château d'eau de Mulsanne (0°13'30"E, 47°55'N), et dont le sommet avoisine 85 m. La série se poursuit vers l'E. De telles buttes tabulaires existent également au S de Pont-Thibaut: butte du vieux Mans (0°11'E, 47°53'N), butte de Monnoyer (0°10'30"E, 47°52'30"N). Des éminences coniques rompent la monotonie du rebord du plateau d'argile à silex de la région de Saint-Mars-d'Outille (0°20'E, 47°52'30"N). C'est en ces lieux que L. Dangeard (1943, 1944, 1946) a découvert des cailloux sculptés et patinés par le vent.

En conclusion, la topographie de la région étudiée présente les traits majeurs suivants:

- vallée de la Sarthe coulant NS et possédant des terrasses étagées,
- vallée de l'Huisne orientée ENE—WSW et possédant des terrasses étagées,
- terrasses qui dominent le paysage,
- deux vastes étendues planes qui ne peuvent résulter uniquement du travail érosif des ruisseaux qui les drainent,
- buttes coniques ou tabulaires dressées sur un pays plat dépourvu de cours d'eau.

Tout ce paysage est modelé dans les sables cénomaniens.

³ Le Belinois est une boutonnière jurassique entourée de Cénomaniens.

HISTORIQUE DES RECHERCHES
SUR LES PHENOMENES QUATERNAIRES DE CETTE REGION
TERRASSES

Pour l'Huisne, Guillier (1886) distingue les alluvions anciennes ou diluvium gris, des alluvions modernes. Chaput en 1917, puis Musset en 1929 définissent deux terrasses: une moyenne de 35—46 m, une basse de 13—20 m possédant un palier à 6—8 m; il leur accorde une origine eustatique, c'est-à-dire due à des variations du niveau de base: creusement lors de la variation négative pendant les périodes glaciaires, remblaiement au cours de la variation positive pendant les interglaciaires dont datent les terrasses. Delaunay (1936), à leur suite, reconnaît l'existence des deux terrasses précitées qu'il dénomme tyrrhénienne pour la plus haute, monastirienne pour la plus basse; mais il s'interroge sur la qualité du niveau de 6—8 m, partie décline de celui de 15—20 m ou terrasse indépendante? L. Dangeard en 1944 distingue trois terrasses à 12—15 m, 27—30 m, et 40 m, H. Poser et J. Tricart en 1950 décrivent aussi trois terrasses, à 6—8 m, 12—15 m, et une haute terrasse; ils voient dans celle de 12—15 m un „remblaiement climatique né de la gélivation de l'argile à silex des plateaux voisins”, et développé au cours d'une période froide; ils datent le bas palier du Würmien, celui de 12—15 m du Rissien et le haut palier de la glaciation de l'Elster. Pour l'Huisne, quatre paliers ont été repérés, mais groupés selon les auteurs en deux ou trois terrasses, dont l'origine serait interglaciaire pour les uns, périglaciaire pour les autres.

Pour la Sarthe, Delaunay (1936) décrit en fait cinq gradins; il confond les deux plus hauts en une terrasse tyrrhénienne: il groupe les trois inférieurs en une terrasse monastirienne. L. Dangeard (1944) signale deux paliers situés l'un à 14 m, l'autre à 22 m.

PHENOMENES PERIGLACIAIRES

Bigot vers 1932 décrit la disposition dressée des galets des gravières voisines de la gare de Connerré (0°30'E, 48°3'30"N). Y. Milon en 1936 explique la présence de gros blocs de roches primaires dans la basse terrasse de 10 m de la Sarthe, à la Suze (0°2'E, 47°53'N), par deux mécanismes: des coulées de solifluxion ont entraîné les blocs à la rivière puis à la débâcle, des radeaux de glace les ont transportés plus en aval; il en conclut à l'origine périglaciaire du remblaiement. L. Dangeard a observé, à la carrière de la Chevalerie (0°11'E, 47°57'30"N), sur des blocs de grès tertiaires disposés à la base de la terrasse de 6 m, des stries parallèles qui laissent supposer que ces blocs sont descendus des plateaux tertiaires grâce à des cou-

lées boueuses. L. Dangeard et P. Bassompierre (1943), aux environs du Mans, puis L. Dangeard aux environs d'Ecommoy ($0^{\circ}17'E$, $47^{\circ}50'N$), signalent la présence de cailloux sculptés et patinés par le vent. L. Dangeard, en 1944, émet l'hypothèse de la déflation éolienne pour expliquer les surfaces planes et déprimées des Hunaudières, des environs d'Ecommoy, des couloirs entre les buttes témoins de Rossay et des Tuffètes; il signale la comparaison qu'inspirent ces étendues pierreuses avec des regs, et les buttes coniques avec des garas. H. Poser et J. Tricart en 1950 rendent compte de l'existence de guirlandes de cryoturbation dans la masse des alluvions des terrasses de l'Huisne; ils se rallient à l'idée de l'action éolienne pour expliquer le surcreusement de certaines régions.

Le Quaternaire des environs du Mans pose les problèmes:

- du nombre et de l'origine des terrasses,
- de la présence de gros blocs de roches primaires et tertiaires dans les alluvions,
- des coulées de solifluxion,
- des phénomènes de cryoturbation,
- des phénomènes éoliens.

METHODES ET TECHNIQUES

L'étude des terrasses et des phénomènes éoliens nécessite l'étude morphoscopique et granulométrique des galets et des sables. Pour les sédiments alluviaux, le tamisage portait sur 4 à 5 kilogrammes de matériaux séchés, tandis que pour les sables 100 à 200 grammes suffisaient. Les pesées ont été effectuées au décigramme près. Pour les graviers et les galets, les mailles rondes de la colonne de tamis ont les diamètres suivants en millimètres: 30; 22; 16; 12; 5; 8; 6; 4,25; 3. Les galets supérieurs à 22 m étaient triés à la main en sept classes dont voici les dimensions limites en millimètres: 22—30, 30—42, 42—60, 60—84, 84—120, 120—168, 168—240. Pour les sables, la colonne de tamis employée a des mailles carrées dont les dimensions varient suivant une progression géométrique de raison $\sqrt{2}$ depuis 0,070 mm jusqu'à 2,180 mm. Les résultats ont été représentés en courbes cumulatives selon une méthode due à Bietlot (1940). En abscisses sont portées les dimensions des tamis, de la plus grossière à la plus fine de gauche à droite, selon une échelle logarithmique. En ordonnées sont portés les pourcentages cumulés suivant une échelle de probabilité; l'ordonnée 50% donne la grosseur du grain moyen; l'indice de classement de Bietlot (1940) est la proportion de sédiment comprise entre les dimensions $\sqrt{2}$

fois plus grande et $\sqrt{2}$ fois plus petit que celle du grain moyen; plus il est grand mieux le sédiment est trié.

L'étude morphoscopique des sables a porté sur trois dimensions de grains de quartz: 0,750 mm, 0,510 mm, 0,360 mm. La lecture a été faite pour 100 grains dans chaque dimension. Les méthodes employées sont celles préconisées par A. Cailleux et J. Tricart (1959). Pour les galets, les indices d'éroussé et d'aplatissement ont été calculés sur 50 galets de la classe 3 (42 à 60 mm). La vingt-cinquième valeur a été retenue comme qualificative du lot. Si L désigne la plus grande dimension du galet, l la plus grande dimension dans un plan perpendiculaire à L ; E la plus grande dimension dans un plan perpendiculaire à L et l , r_1 le plus petit rayon de courbure dans le plan défini par L et l , l'indice d'aplatissement est: $\frac{L+1}{2 E}$, celui d'éroussé: $2000 \frac{r_1}{L}$.

TERRASSES ET PHENOMENES PERIGLACIAIRES

SEDIMENTATION ALLUVIALE

Terrasses de la Sarthe

Bas niveau de 6—8 m

L'étude porte essentiellement sur la carrière de la Chevalerie (0°11'E, 47°57'30"N) située au S du Mans un peu en aval du confluent de l'Huisne. L'eau de la nappe phréatique de la vallée envahit la carrière située à quelques 3 mètres au-dessus de la Sarthe toute proche. La coupe schématique, de la base au sommet, s'établit ainsi (fig. 3):

- socle,
- alluvions grossières avec niveau inférieur de gros blocs: 100 à 200 cm,
- galets avec niveau supérieur de gros blocs: 120 cm,
- horizon sableux: 195 cm.

Le socle n'est pas directement visible, mais les excavateurs remontent parfois de l'argile verte, du sable et des nodules à carapace ferrugineuse. Longs de 15 à 20 cm, ces nodules ont un coeur constitué soit de grès verdâtre légèrement glauconieux à ciment ferrugineux, soit d'une roche verte amorphe enrobant des débris de coquille et des fragments de bryozoaires; dans ce dernier cas, de gros grains de quartz arment la périphérie; ce sont des galets d'argile armés par roulement sur un fond sableux; ils proviennent du Cénomanien; la carrière d'Arnage (0°10'E, 47°55'N), appartenant au même niveau, fournit des blocs semblables à nombreux débris de végétaux. Guillier (1886) dans la coupe type du Cénomanien du

Mans note la présence de tels nodules dans les Sables et grès du Maine. Ces formations du socle de la terrasse représentent-elles du Cénomanién en place, ou un alluvionnement d'origine très locale juste avant le remblaiement grossier ?

Sables, graviers, galets, blocs composent le remblaiement grossier d'une façon non uniforme de bas en haut. L'extraction ramène, de dessous la surface de l'eau, de gros galets, des blocs dépassant 60 cm, et laisse en place des blocs démesurés, ainsi dénommés parce qu'ils tranchent sur le reste.

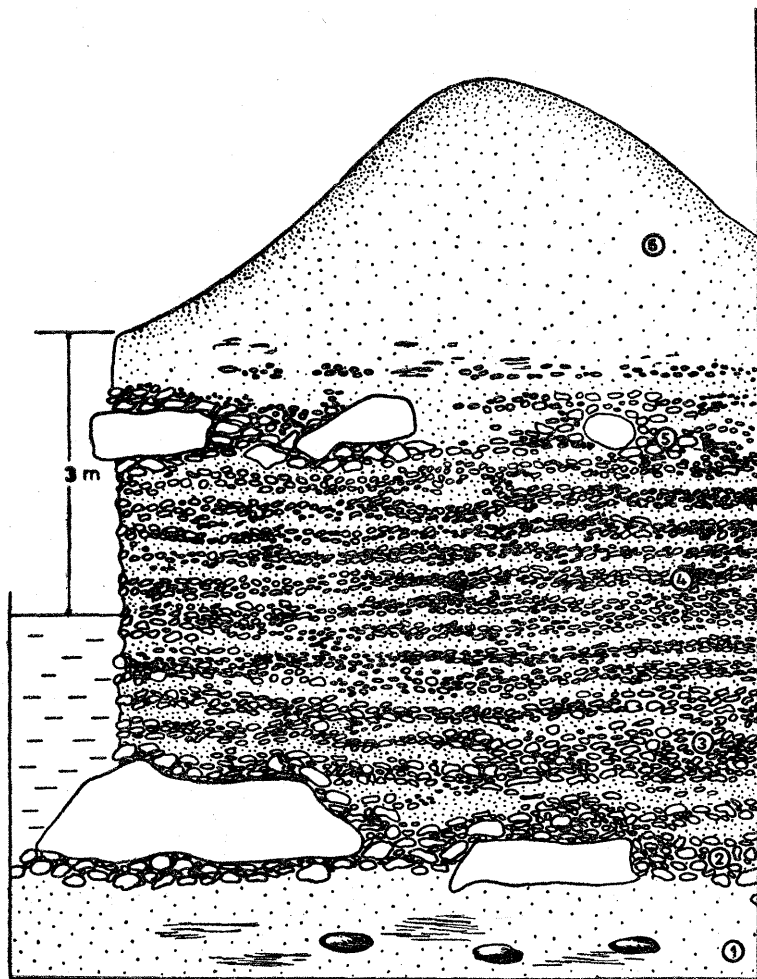


Fig. 3. La Chevalerie. Terrasse de 6—8 m

1. socle sablo-marneux; 2. gros blocs de base; 3. alluvions grossières; 4. alluvions moins grossières; 5. gros blocs supérieurs; 6. dune

Ces blocs de grès tertiaires et de roches primaires déterminent un niveau basal très grossier, très hétérométrique. Au-dessus de l'eau, le front de taille parallèle à l'axe de la vallée, montre une alternance de lits caillouteux et de bancs sableux. En bas, les galets très tassés forment des bancs épais dans lesquels un litage se voit; ils sont disposés à plat de façon jointive, ou se chevauchent légèrement, calés par du sable et des graviers, dessinant des strates épaisses de deux à trois rangs de galets, séparées de strates semblables par de minces liserés sablo-graveleux hauts de 2 à 4 cm. Cet arrangement se suit sur plus de 30 m, mais souvent un niveau sableux se termine en biseau, deux strates caillouteuses confluent en une seule dans laquelle réapparaît bientôt une phase plus fine. De temps en temps, une ou plusieurs lentilles sableuses, puissantes de 20 à 40 cm, longues de 2 à 80 m, rompent l'unité de la masse de galets à différents niveaux. Le contact avec les lits de galets est net, ou bien des graviers de 5 mm de diamètre font transition. Parfois dans ces bancs alternent des lits sableux et graveleux épais de 3 à 10 mm, régulièrement disposés; en d'autres endroits, la stratification oblique avec une inclinaison des strates de 10° à 20° , ou celle en cuvettes soulignées par des galets plus gros, sont caractéristiques. Vers 1,20 m au-dessus de l'eau, les niveaux caillouteux s'espacent, diminuent d'épaisseur, font place à de puissants bancs sableux blancs, verdâtres, bariolés d'ocre, dans lesquels quelques graviers et galets dessinent de minces lignes vite interrompues. Cela constitue les 2 m supérieurs du front de taille qui s'achève par un podzol. La granulométrie totale effectuée sur la masse des galets visibles au ras de l'eau, donne en poids, 42,2% de galets, 24,9% de graviers, 32,9% de sable. Le matériau ne contient pas beaucoup de particules argileuses ou ferrugineuses, il est propre, il n'est pas concrétionné à l'opposé de ce qui existe dans les plus hautes terrasses. Des fragments de silex très pointus, des quartz roulés issus du Cénomanien composent l'essentiel des graviers. Les sables interstitiels, comme ceux des lentilles sont siliceux, glauconieux. Plus de 80% des quartz sont des émoussés luisants imparfaits; il n'y a pas de ronds mats. Ce sont manifestement des sables cénomaniens apauvris en éléments fins et repris dans les alluvions. Les galets se répartissent de la classe 1 à la classe 4 tandis que toutes les classes sont représentées sous l'eau. Ce sont des silex, des grès tertiaires, des quartzites primaires, des schistes gréseux précambriens, des granites et des quartz. La comparaison classe à classe des proportions des galets des différentes roches entre les alluvions supérieures et l'ensemble des alluvions, rend compte de la diminution des galets de roches primaires et précambriennes dans les assises supérieures; ils représentent 15% des éléments de la classe 1 des bancs du sommet, contre 42,6% pour l'ensemble, 1 et 2% contre 31,7% et 26,9% dans les classes 2 et 3. Les indices d'aplatissement et d'émoussé

sont respectivement de 1,90 et 86 pour les silex, 2,20 et 150 pour les quartzites primaires, 1,70 et 145 pour les quartz, 2,65 et 275 pour les schistes gréseux précambriens; cela témoigne de galets peu usés. A l'entrée de la carrière, au sommet des alluvions, à 1,20 m sous le sol actuel, une série de blocs de grès tertiaires, de quartzites, de granites, posés à plat, recouverts par des galets lités, témoignent d'une phase plus grossière. Ils dessinent le niveau supérieur de gros blocs. Cet accident est très local, dix mètres plus loin galets et sable le remplacent.

L'horizon terminal du sommet est sableux; sa partie supérieure est podzolisée; 60% des quartz du podzol sont éolisés; la proportion décroît en profondeur, seuls des grains emoussés luisants et des non usés forment la base des 2 m de sable. Il s'agit d'un alluvionnement sableux remanié par le vent qui a pu apporter une certaine épaisseur de sable.

La Sarthe coule du N au S et traverse successivement les terrains secondaires de la plaine d'Alençon, ceux de l'extrémité E du Massif armoricain précambriens et primaires en une vallée encaisée à versants abrupts, qui ont valu à cette région la dénomination d'Alpes mancelles; enfin la rivière creuse sa vallée dans les terrains secondaires de la campagne du Mans dont essentiellement le Cénomaniens sableux et l'argile à silex résultant de la décalcification du Turonien; quelques témoins de gisements tertiaires de grès à Sabalites rappellent que ces formations étaient certainement plus étendues. Les alluvions de la terrasse de 6—8 m proviennent de tous les terrains traversés par la Sarthe. Le remblaiement débute par une phase très grossière riche en blocs et galets venus des Alpes mancelles. Puis la grosseur et la fréquence des roches lointaines diminuent; les silex des plateaux d'argile à silex environnants constituent alors l'essentiel de la terrasse. Des bancs sableux de plus en plus épais, importants, s'intercalent; enfin, le sable et quelques graviers achèvent l'alluvionnement, mais presque au sommet réapparaissent des épisodes grossiers et même de gros blocs.

Niveau de 12—15 m

Il domine la terrasse inférieure par un talus de 4 m qui se suit du Mans jusqu'à Arnage. La carrière de la Gautrie (0°11'E, 47°57'30"N) entaille le talus et met en évidence l'indépendance du palier de 6—8 m vis à vis de celui de 12—15 m (fig. 4). Sur 4 m de sables cénomaniens reposent 1,10 m d'alluvions. Au pied de l'abrupt, une cavité montre les matériaux de la terrasse de 6—8 m. La carrière voisine livre une vue complète de l'alluvionnement qui atteint 5,40 m de puissance. De la base au sommet se distinguent:

- sables cénomaniens en place visibles sur 0,50 m,
- terrasse: 4,90 m,
- sol caillouteux: 0,50 m.

Le remblaiement débute par des blocs de quartzites primaires, de grès schisteux précambriens, de granite dépassant 40 cm de longueur, et même à la base de la carrière de la Gautrie existe une grande table de grès tertiaires de plus de 2 m sur 1,50 m sur 0,45 m. Des galets de toutes

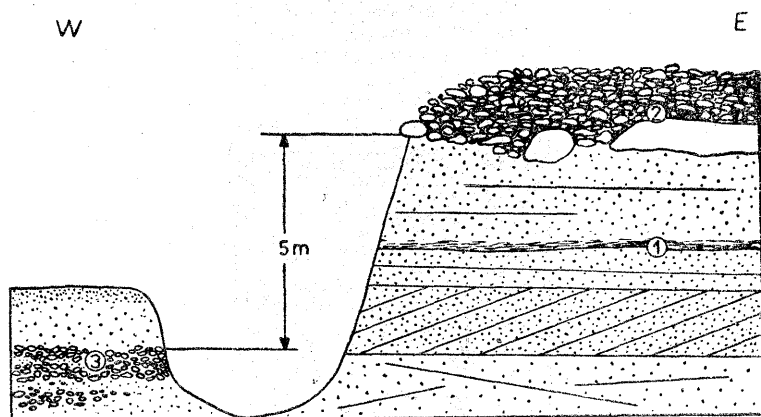


Fig. 4. La Gautrie

1. Cénomaniens sableux; 2. base de la terrasse de 12—15 m; 3. sommet de la terrasse de 6—8 m

classes les accompagnent; les galets de silex forment la plus grande proportion des galets des petites classes, mais ne se trouvent que rarement à partir de la classe 5. Les quartzites diminuent en nombre jusqu'à la classe 5 puis sont très fréquents parmi les gros galets. La matrice sableuse est extrêmement grossière: taille moyenne des grains: 1,117 mm; des fragments de silex, de grès s'ajoutent aux sables cénomaniens débarrassés de leurs éléments fins. Au-dessus, alternent des épisodes à galets et des bancs sableux dont la nature et la granulométrie présentent les mêmes caractéristiques que la matrice sableuse de base. Au sommet, la taille des galets décroît et ne dépasse pas 84 mm; le sable devient plus fin, moins chargé de débris de silex. Le remblaiement a commencé par une phase violente qui a laissé de gros blocs, puis le régime a décliné pour n'abandonner finalement que des sédiments sableux.

Niveau de 18—24 m

La carrière du Hutereau (0°9'30''E, 47°57'N) en donne une coupe complète (fig. 5). Sur du sable cénomanien en place, reposent 3,60 m de terrasse que surmonte un sol sableux épais de 0,90 m. Une excavation

met à jour le socle sur 1,50 m de profondeur; un sable rouge limonitique, un peu glauconieux est zébré par des bandes étroites de marnes verdâtres irrégulièrement espacées; ce niveau représente du Cénomanién à peine remanié qui servait de fond à la rivière avant le remblaiement. Au-dessus, la terrasse commence par une série de gros blocs de grès tertiaires de plus

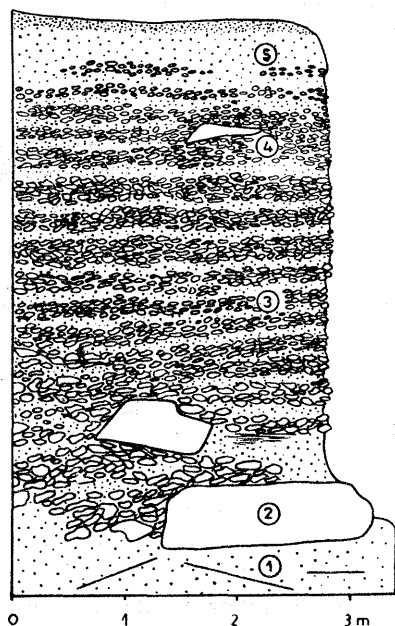


Fig. 5. Le Hutereau

1. Cénomanién; 2. gros blocs de base; 3. galets assez gros; 4. gros bloc supérieur; 5. graviers et sables

de 2 m de long, de granite, de quartzites primaires enchâssés dans le sable de base; mais certains sont posés sur une couche de 0,70 m de galets. De gros galets de silex, de quartzites, de grès, de quartz les accompagnent; ils sont disposés en lits séparés par de minces bancs sableux et graveleux. La taille décroît vers le haut, et même, au sommet, ce sont des graviers et du sable en stratification oblique qui achèvent le remblaiement. Mais à 2,20 m sous le sol, deux petits blocs de quartzites primaires surprennent parmi les silex bien triés.

Terrasses de l'Huisne

La rivière ne traverse que les assises turoniennes altérées en argile à silex, et les strates sableuses cénomaniennes; quelques gisements de grès tertiaires couronnent le sommet des buttes témoins et des plateaux.

Niveau de 12—15 m

Celui de 6—8 m est visible dans la traversée du Mans, mais il n'est pas exploité. La meilleure coupe pour le gradin de 12—15 m est fournie par la carrière de la Pécardière ($0^{\circ}25'30''\text{E}$, $48^{\circ}2'\text{N}$), près de Pont-de-Gennes. Sur un sable rouge de base, reposent 2,80 m de silex roulés, puis 0,40 m de sol sableux. Les sables rouges de base sont assez bien triés; la dimension moyenne du grain est de 0,350 mm; des particules argileuses et limonitiques leur confèrent cette couleur; plus de 90% de quartz émoussés luisants les composent; ils contiennent de la glauconie granulée; ce sont des sables marins cénomaniens en place. A la base même du remblaiement gisent des blocs de grès tertiaires encastrés dans les sables rouges. L'un d'eux mesure 1,67 m sur 0,60 m sur 0,37 m; aucun autre n'est visible dans la masse des alluvions. Au-dessus, se développe la masse compacte des silex roulés; ils sont disposés en lits assez réguliers, rectilignes, séparés par de minces rubans graveleux ou sableux; quelques poches de sable épaisses de 10 à 30 cm, longues de 4 à 20 m s'intercalent. Les galets sont presque uniquement des silex; cependant quelques grès roussards cénomaniens, quelques fragments de meulière tertiaire s'y mêlent. L'analyse granulométrique comparée des matériaux de la base, du milieu, du sommet de la terrasse montre une tendance à la diminution de la proportion de galets vers le sommet: 63,44% de galets à la base; 50,74% au sommet. Les silex sont peu roulés: indice d'aplatissement 1,75 et d'émoussé 138. La matrice sableuse qui les enrobe compte plus de 80% de quartz émoussés luisants; la dimension moyenne des grains est de l'ordre du demi-millimètre; il s'agit de sables cénomaniens remaniés privés de leurs éléments fins. Un semblable régime alluvionnaire se rencontre dans toutes les carrières de ce même palier. Cependant d'amont en aval, pour un niveau considéré, soit celui du sommet, soit celui du milieu, l'indice d'émoussé des silex décroît et l'indice d'aplatissement croît; d'autre part, la quantité de petits galets est plus forte en aval là où le plateau d'argile à silex n'existe pas; les petits galets ont été plus facilement entraînés par le courant que les gros; les silex réagissent au roulement plutôt en se cassant qu'en s'usant.

Terrasse de 27—30 m

Au carrefour du Bourray ($0^{\circ}22'\text{E}$, $48^{\circ}2'\text{N}$), sur un socle de sables cénomaniens, repose la terrasse épaisse de 1,20 m. La base a fourni des blocs de grès tertiaires. Les silex, dont 89% ont une dimension inférieure à 60 mm, sont enrobés dans une gangue sablo-argileuse. Le litage n'est plus visible. Un sol sableux fait de nombreux quartz éolisés recouvre le tout.

Terrasse de 35—40 m

Elle forme le plateau de la Cité-des-Pins. La sablière située près de l'aérodrome du Mans en donne la coupe ($0^{\circ}12'30''\text{E}$, $47^{\circ}57'30''\text{N}$). Le sommet des sables cénomaniens est bariolé de bandes vertes marneuses, plus nombreuses immédiatement sous les galets. Au-dessus commence la terrasse de galets de silex, de meulière, de grès tertiaires. Le plan incliné qui recoupe le haut du cirque de la carrière fait apparaître, encastrés dans les sables, de gros blocs de grès tertiaires et de meulière.

Pour toutes les terrasses de la Sarthe, ou de l'Huisne, le processus de remblaiement est identique. Sur un socle de sables cénomaniens à peine remaniés, reposent brutalement de gros blocs accompagnés de matériaux grossiers. Puis se développe, sur quelques mètres, un alluvionnement où alternent des bancs de galets tassés à plat et des liserés de sables. Vers le sommet, la grosseur des galets décroît et le sable devient le sédiment final.

PROBLEME DES GROS BLOCS

Ils appartiennent à deux catégories: les blocs de grès tertiaires, très volumineux, gisant à plat à la base des terrasses de l'Huisne et de la Sarthe, les roches d'origine primaire ou précambrienne particulières aux remblaiements effectués par la Sarthe. Est appelé bloc tout galet dont la longueur est supérieure à 20 cm, conformément à la définition de A. Cailleux et J. Tricart (1959), mais il sera parlé plus spécialement des très gros blocs.

Description des blocs

Blocs de grès tertiaires

Voici les dimensions en mètres de certains parmi les plus grands:

Longueur	Largeur	Epaisseur
2,60	1,49	0,50
2,25	0,95	0,90
3,20	2,05	0,72
2,05	1,48	0,45
1,90	1,50	0,90

Beaucoup dépassent 1 m de longueur. L'épaisseur est assez constante. Certains ont une forme parallélépipédique; d'autres présentent une face

supérieure oblique, s'abaissant vers l'amont tandis que la plus grande épaisseur forme abrupt vers l'aval, réalisant ainsi la disposition de tremplin dans le sens du courant. Une patine rouille les teinte superficiellement; la cassure révèle un grès dur à grain fin blanc ou rosé. Leur surface est généralement lisse, plan convexe, plus ou moins bosselée. Les flancs ont un contour poli. Les angles dièdres de raccordement des faces supérieures et latérales sont très émoussés vers l'amont beaucoup moins vers l'aval; l'arrondi exprimé par le rayon de courbure est de 12 à 24 mm pour les dièdres d'amont, 2 à 4 mm pour ceux d'aval. La face inférieure présente en général le même aspect lisse au moins pour les petits blocs. Des perforations étroites, profondes jusqu'à atteindre 15 cm, sinueuses, à ouverture „fraisée", non circulaire, abondent sur quelques gros blocs. Sur d'autres de véritables petites marmites se sont développées; leur paroi est polie; leur ouverture circulaire à rebord très émoussé, a un diamètre de 4 à 25 cm; la profondeur atteint 15 à 20 cm. A côté existent des cupules moins creuses qui offrent le même polissage. Cela résulte de l'agrandissement, par l'eau chargée de sable et de galets, de cavités préformées dont celles à bord uniquement „fraisé" donne l'image. Elles proviennent peut-être de phénomènes de dissolution biologique, car ces mêmes perforations avec des bords anguleux surplombants, s'observent sur des blocs de grès tertiaires demeurés à l'air libre, occupés par une végétation de muscinées et de plantes herbacées. Ces marmites, ces cupules polies, ces angles très émoussés vers l'amont, témoignent d'un séjour prolongé des blocs dans le cours d'une rivière et de leur polissage par des sables, des graviers et des galets. De rares blocs offrent une surface légèrement concave, décorée par des dépressions plus ou moins elliptiques, à fond en cuvette, séparées par des arêtes émoussées. La sculpture par le vent de blocs restés à l'air libre conduit à la même morphologie, à cela près que les arêtes sont plus vives. Faut-il voir, en cette catégorie, des blocs sculptés par le vent, entraînés à la rivière qui aurait adouci leur poli éolien?

Blocs de roches primaires et précambriennes

Granites, quartzites, quartz, schistes gréseux ne se rencontrent que dans les alluvions de la Sarthe. Leur taille varie de 0,20 m à 1 m. Ils n'atteignent pas les dimensions des blocs tertiaires; avec eux, ils sont encastrés à la base des terrasses.

Les blocs de granite se présentent le plus souvent en boules polies de 50 cm de diamètre environ. Un petit nombre sont prismatiques, pyramidaux, avec des faces planes, mais des trièdres et des arêtes très émoussées; l'arrondi dépasse un rayon de 60 mm. Cependant un prisme triclinique de

granite provenant de la Chevalerie, dont les arêtes mesurent respectivement 36 cm, 17 cm, 10 cm, a des dièdres vifs, sauf un qui correspond aux deux faces polies. Il n'a pas été usé par le roulement, seul l'angle qui dépassait a été arasé. Les granites se rencontrent à la base des trois terrasses; ceux des deux terrasses supérieures sont pourris assez profondément. Ils sont roses ou gris clair. Des quartz énormes automorphes, des feldspaths alcalins perthitiques très altérés, des biotites abondantes très chloritisées, de rares muscovites probablement d'origine secondaire à partir de l'orthose les composent; le microscope affirme la parenté des deux variétés.

Tous les blocs de quartz ont la forme en boules; le plus gros vu mesure 51 sur 49 sur 45 cm.

Les quartzites très durs, blancs, gris, rouges, marbrés de taches violettes veinés de filonnets de quartz se présentent sous des formes prismatiques: cubes, rhomboèdres, prismes à base triangulaire, prismes tricliniques. Les arêtes sont nettes, à peine émoussées, les trièdres presque vifs, les faces polies sans cupules ni marmites. Leur taille varie jusqu'au mètre; le plus gros vu mesure 0,95, sur 0,92 sur 0,40 m. La stratification, les diaclasses, la schistosité, les filonnets de quartz ont orienté le découpage.

Les blocs de schistes gréseux se rencontrent en prismes tricliniques, en lames planes, dont la plus grande vue mesure 0,71 sur 0,52 sur 0,12 m. Les angles sont à peine émoussés; la schistosité rend les feuilletés assez peu solidaires de l'ensemble.

D'où et comment sont venus ces blocs?

Cas des blocs de roches primaires et précambriennes

La Sarthe traverse la bordure E du Massif armoricain 50 kilomètres au NNW du Mans en une région dite des Alpes mancelles; elle y entaille successivement du N au S les massifs de granulite d'Alençon, le granite de Saint-Céneri-le-Gerei, l'anticlinal précambrien de Saint-Paul-le-Gautier, le synclinal primaire des Coëvrons. Les granites des terrasses du Mans viennent du Massif de Saint-Céneri-le-Gerei; les schistes et les schistes gréseux du précambrien de Saint-Paul-le-Gautier; les quartzites primaires du synclinal des Coëvrons. Cela représente un déplacement d'au moins 80 kilomètres par la vallée.

Les boules de granites s'accordent avec un mode de déplacement par roulement dû à un courant torrentiel; mais cette forme sphérique ne prouve pas obligatoirement qu'elles aient été roulées. La désagrégation des massifs de granite se fait suivant les diaclasses; elle donne des volumes angulaires

qui évoluent en boules; un séjour prolongé dans le lit d'une rivière a pu compléter la transformation. Néanmoins, certains petits blocs ovoïdes ont été roulés, au moins sur une partie du trajet. Mais la morphologie angulaire des blocs de quartzites, la fraîcheur des angles de certains prismes de granite, la fragilité des grandes lames schisteuses interdisent de penser à un entraînement par un courant violent. Y. Milon (1936), à propos des blocs de roches primaires de la terrasse de la Sarthe à la Suze, donne l'explication suivante: „des embâcles ont serti dans la glace des blocs de roches primaires entraînés dans le thalweg de la Sarthe par des coulées de solifluxion. Les débâcles importantes à la fonte des neiges ont libéré ces radeaux de glace et leur charge qui a pu faire un long voyage sur un fleuve plus large et plus puissant que la Sarthe actuelle? ". J. Roux (1960) décrit un tel processus pour expliquer la présence des blocs inclus dans les sables de la Seine. A. Cailleux (1955) explique la présence de blocs de granite venus du Morvan dans les alluvions de la Seine à Valentigney par des conditions périglaciaires qui permettaient un transport par des radeaux de glace. Ce phénomène de transport par les glaces s'observe de nos jours sur le fleuve Saint-Laurent (Canada); le gel encastre les blocs les plus gros, les plus saillants dans la glace, à la débâcle les radeaux dérivent avec leur fardeau (Brochu 1957).

Les faits observés s'accordent avec l'explication déjà envisagée par ces auteurs. Les blocs de roches primaires et précambriennes sont venus des Alpes mancelles sur des radeaux de glace. Leur présence implique un climat avec une saison très froide gelant profondément les rivières pour donner une glace qui puisse emporter des blocs pesant 500 kilogrammes. Sous l'influence de ce climat, les éboulis secs qui couvrent les flancs des versants des Alpes mancelles étaient alors actifs, sans cesse ravitaillés par les produits de la gélifraction. Ils conduisaient les blocs à la rivière de même que les coulées de solifluxion. Le gel emprisonnait les fragments rocheux dans les glaces. A la débâcle, les radeaux de glace et leur fret filaient vers l'aval. Le trajet Alpes mancelles le Mans ne s'effectuait pas obligatoirement en une seule fois pour tous. L'embâcle se répétait les hivers suivants et la progression reprenait au dégel. Avec les gros blocs sont également venues des plaquettes prismatiques à angles vifs, de 15 cm environ, qui ne portent aucune trace d'usure par roulement. Il est difficile de faire le bilan de ce qui est arrivé par les glaces, et de ce que le courant a poussé, d'autant plus que certains fragments de roche ont subi les deux modes de transport.

De toutes les carrières visitées dans le niveau 6—8 m, la densité de répartition des blocs, difficilement chiffrable, est la plus forte à la Chevalerie où l'exploitation de 29 hectares de terrain a produit de quoi couvrir sur plus

de 1 m de hauteur une surface supérieure à 1 hectare. Cette carrière est située immédiatement en aval du confluent de l'Huisne avec la Sarthe. La turbulence provoquée par les eaux de cet affluent en crue favorisait la culbute des radeaux de glace. A cette influence s'ajoutait le resserrement de la vallée entre la butte d'Allonnes et les hauteurs de la Cité-des-Pins.

Cas des blocs de grès tertiaires

L'origine de ces blocs est moins lointaine. Les formations tertiaires dominant la Sarthe et l'Huisne: butte d'Allonnes ($0^{\circ}9'E$, $47^{\circ}58'N$), plateau de Rouillon ($0^{\circ}9'E$, $48^{\circ}N$), plateau de Sargé ($0^{\circ}14'E$, $48^{\circ}1'N$). Par quels moyens sont-ils descendus dans la vallée? L. Dangeard a relevé l'existence de stries sur quelques-uns. Ce sont de petites rainures de 3 à 7 cm de long, sur 2 mm de large, et creuses de 1 mm à peine; elles sont groupées par paquets sur une face plane; elles sont parallèles dans un paquet, irrégulièrement espacées; leur direction croise celles d'autres séries; les blessures causées par les dents des outils d'extraction en diffèrent par leur largeur très supérieure au centimètre, leur espacement très rigoureux, la variation du profil longitudinal très creux au point d'attaque; le traînement des blocs sur le sable provoque des stries larges de 2 à 7 mm, parallèles, mais très peu profondes et faites d'une série de multiples tirets. Les premières rainures décrites ne résultent pas d'action humaine. Tardy et Julien (1869—1870) ont observé sur des grès de Fontainebleau des alluvions de la Seine près de Paris, de telles stries. A. Cailleux m'a présenté à ce sujet l'hypothèse suivante: ces gros blocs ont été entraînés par une coulée boueuse de versant, ou ont glissé par reptation lente sur les versants, mais ils frottaient sur des blocs encastrés dans le sol gelé sous-jacent. Le ruissellement encore actif actuellement là où les pentes sont artificiellement mises à nues, a pu lors d'une période où la végétation était quasi-absente, ravitailler la rivière en silex descendus des plateaux, fournir le sable et faire glisser les blocs de grès tertiaires. En plusieurs endroits les terrasses supérieures dominant directement la terrasse inférieure; sur la pente abrupte de raccordement des paquets de terrasse avec blocs se voient. La terrasse supérieure s'écroulait par tranche sous l'effet du travail de sape que la rivière effectuait à son pied. En résumé, la descente des blocs de grès tertiaires vers le thalweg, fait appel à trois phénomènes: la solifluxion, le ruissellement et l'avivement des pentes par la rivière. Arrivés au cours d'eau, la glace les a flottés plus en aval en des endroits où aucune formation tertiaire n'existe de chaque côté.

Indications données par les blocs

A l'exception du deuxième niveau de blocs de la Chevalerie, de la Rouvelière, situé à 1,20 m sous le sommet du remblaiement de 6—8 m, les gros blocs reposent à la base des terrasses, soit directement sur le socle, soit sur quelques décimètres de galets. Leur dépôt est contemporain de l'édification de la base des terrasses. Leur présence fait intervenir l'activité des éboulis, les phénomènes de solifluxion, de ruissellement, de transport par radeaux de glace. Cela implique un paysage nu où ces actions se développaient sans contraintes, un climat qui gelait sol et rivière très profondément. Le climat périglaciaire réalise ces conditions. Et la base de tous les niveaux de remblaiement 6—8 m, 12—15 m, 18—24 m et 27—30 m se rapporte à une phase climatique périglaciaire.

SOLIFLUXION

En dehors des gros blocs, d'autres vestiges de la solifluxion existent mais au sommet des terrasses; il s'agit de faits postérieurs au dépôt des gros blocs.

Carrière de Pont-de-Gennes

La carrière de Pont-de-Gennes ($0^{\circ}25'30''E$, $48^{\circ}2'N$) est située 3 m au-dessus du niveau majeur de l'Huisne toute proche vers le N (fig. 6). Le front de taille S montre, au-dessus de l'eau, 110 cm de silex et de sables lités, stratifiés horizontalement qui représentent la terrasse en place. Au-dessus s'étalent deux grosses lentilles vertes, longues respectivement de 18 et 29 m, séparées par une distance de 12 m, épaisses de 80 à 120 cm. Entre elles, et de part et d'autre, également au-dessus de la terrasse stratifiée, repose une formation à matrice sablo-argileuse verdâtre dans laquelle les galets ne sont plus ni jointifs, ni lités, ni disposés à plat, mais épars et en toutes positions. Cela s'observe sur les autres fronts de taille. Un sol sableux un peu caillouteux revêt le tout. Parallèlement à l'axe de la vallée, les lentilles vertes reposent sur un coussin, haut de 20 cm, fait de lits sableux et plus argileux alternés, épais de 4 à 10 mm; l'analyse granulométrique globale donne 28% de substances colloïdales; le sable restant est blanc et possède plus de 20% de quartz éolisés; les bancs siliceux de la terrasse stratifiée, immédiatement sous-jacente, n'en comptent que 2 à 8%; il n'y en a pas dans la masse verte. Le litage, l'éolisation font penser aux formations nivéo-éoliennes décrites par E. C. Wegmann (1938). La masse verte

ne présente aucune trace de stratification; elle contient de petits nodules siliceux disséminés; des grains de quartz très fins et beaucoup de glauconie la composent. Les lentilles vertes gardent leur épaisseur d'un bout à l'autre; le contact avec la formation qui les encadre est net; chacune d'elles dessine une auge très large; cependant à l'extrémité de la plus longue, deux pincées

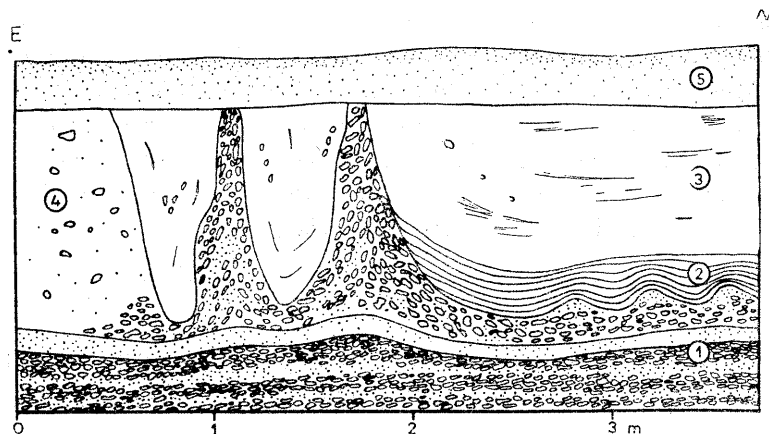


Fig. 6. Pont de Gennes. Coulée de solifluxion, coupe transversale

1. terrasse; 2. sable éolisé; 3. coulée glauconieuse; 4. zone caillouteuse verte; 5. sol éolien

de cailloux redressés, en V renversé, isolent deux petites langues vertes larges de 180 cm et hautes de 120 cm. Le front de taille transversal à la vallée montre la terminaison de la masse verte. Elle s'amincit, butte contre une injection de galets montée de la terrasse stratifiée, se redresse, s'incurve vers l'arrière puis l'avant dessinant ainsi un S. Dans le col de l'S, la minceur est extrême et l'argile y devient discontinue, plus sableuse et passe progressivement à la formation caillouteuse non stratifiée à gangue verdâtre sablo-glauconieuse bien distincte de la terrasse litée. Il s'agit d'une coulée sablo-glauconieuse venue du S, perpendiculairement à la vallée, descendue des hauteurs du tertre Saint-Denis ($0^{\circ}25'E$, $48^{\circ}1'N$); elle provient de la base glauconieuse du Turonien.

Carrière de Champagné

La carrière de Champagné ($0^{\circ}20'30''E$, $48^{\circ}1'N$) est établie dans l'ancienne vallée que l'Huisne a abandonnée, pour contourner le plateau d'Auvours (fig. 7). Cette hauteur la domine au N. Un grand front de taille de plus de 200 m de long coupe transversalement la vallée; il montre la section

d'une nappe de solifluxion selon son axe de progression. A la base se voit la terrasse bien stratifiée avec les lits de galets jointifs, disposés à plat, séparés par de minces bancs sableux; parfois une grande lentille sableuse en interrompt la régularité. Au-dessus, s'étale une couche d'épaisseur variant de 2 m à 2,50 m, hétérogène, faite d'une gangue sablo-glaucconieuse verdâtre

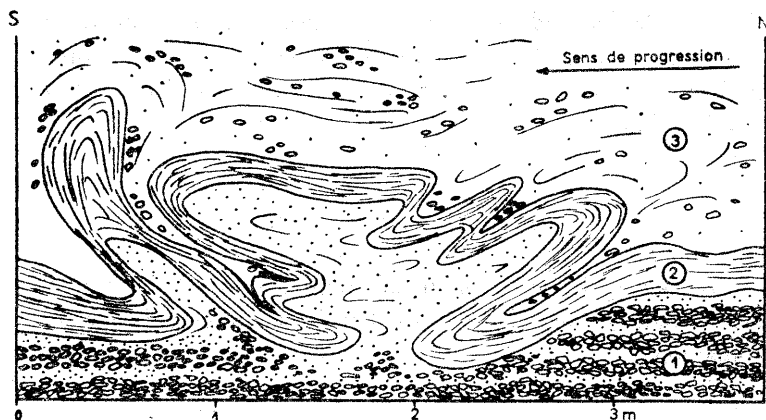


Fig. 7. Champagné. Figures d'écoulement de la coulée de solifluxion

1. terrasse; 2. coulée glauconieuse; 3. zone caillouteuse verte

dans laquelle sont disposés des silex roulés comme ceux de la terrasse, mais disséminés et en n'importe quelle position. Un bourrelet formé d'un empilement de feuillets dans la composition desquels entrent du sable fin, de la glauconie fine, des particules argileuses, sépare les deux niveaux. Il se suit pratiquement tout le long du front de taille, mais ne forme pas une ligne droite; il se plisse, s'incurve, revient sous lui, remonte, dessine un pli étroit enserrant des galets de la terrasse, s'enfonce profondément dans une poche sableuse, s'amincit, se renfle, se redresse à la verticale, se renverse puis repart à l'horizontale pour subir immédiatement de semblables vicissitudes, qui figurent une série de plis déversés, déjetés, couchés, empilés. Il représente la semelle de la coulée de solifluxion. Uniquement sablo-glaucconieuse au départ, descendue du Turonien du plateau d'Auvours, elle s'est avancée dans la terrasse rendue à l'état de mollisol par le dégel. De cette rencontre, sont nés ces replis d'écoulement, ces plis couchés et empilés lorsque l'avant buttait et que l'arrière poursuivait sa progression, ces injections de galets jaillies de la terrasse stratifiée, ces „écailles" arrachées au tjaale et entraînées par la coulée. C'est en réduction de la tectonique d'écoulement.

Les coulées de solifluxion ont remanié le sommet de la terrasse de 12—

—15 m; elles sont postérieures à l'établissement de cette terrasse. Elles revêtent également le sommet de la nappe de Pont-de-Gennes. Elles contiennent, à la partie supérieure, 60% de quartz éolisés contre 18% pour la matrice sableuse des strates alluviales sommitales d'autres carrières du même niveau. Elles sont recouvertes par un sol sableux d'origine éolienne (80% de quartz éolisés). Elles semblent avoir flué pendant une phase éolienne. Elles sont descendues de la base glauconieuse du Turonien, transversalement à la vallée; elles ont entraîné la couverture sableuse éolisée; elles ont rencontré le mollisol plus ou moins fluent de la terrasse, qu'elles ont poussé et enrichi de leur liant.

CRYOTURBATION ET FENTES EN COIN

Cryoturbation et fentes en coin affectent le sommet des terrasses mais aussi des formations meubles comme l'argile à minerai de fer de la base du Cénomanién.

Terrasse de 27—30 m

Elle forme plateau à 85 m d'altitude, au N de Saint-Mars-la-Brière (0°22'E, 48°2'30"N). La tranchée de la route en donne la coupe. Sur du sable rouge bariolé de marnes vertes, une épaisseur de 1,60 m de galets bien stratifiés repose. De l'autre côté, toute la masse des galets dessine un grand feston de cryoturbation dont la flèche mesure 40 cm et la corde 245 cm. Une large poche le crève dans sa concavité; des galets redressés indiquent l'entrée de l'entonnoir; cette fente en coin est remplie de sable dont 65% des quartz sont éolisés. Un sol sableux lui-même éolisé revêt le tout. La fente en coin est postérieure à la cryoturbation et contemporaine de la phase d'éolisation.

Terrasse de 12—15 m

Le sommet de la carrière de la Pécardière (0°25'30"E, 48°2'N) est festonné. Au-dessus de la pointe des festons, des silex sont alignés en un pavage que recouvre un sol sableux podzolisé et dont 80% des grains sont éolisés. La cryoturbation est postérieure à l'édification de la terrasse, et est antérieure à l'action du vent qui a réalisé le pavage et accumulé le sable éolisé du sol actuel (fig. 8).

La carrière de la Béguinière (0°32'N, 48°4'N) montre la grande terrasse bien litée, rubéfiée, recouverte par une coulée de soli-

fluxion. Une formation large de 30 m, épaisse de 0,90 m échancre la coulée de solifluxion et le sommet de la terrasse grossière. C'est une série de chenaux juxtaposés. Des couches de sable et de graviers disposées en cuvettes les constituent; à chaque point où le pendage remonte ou redescend, un amas de gros galets existe. Cela résulte de l'action d'une rivière beaucoup moins

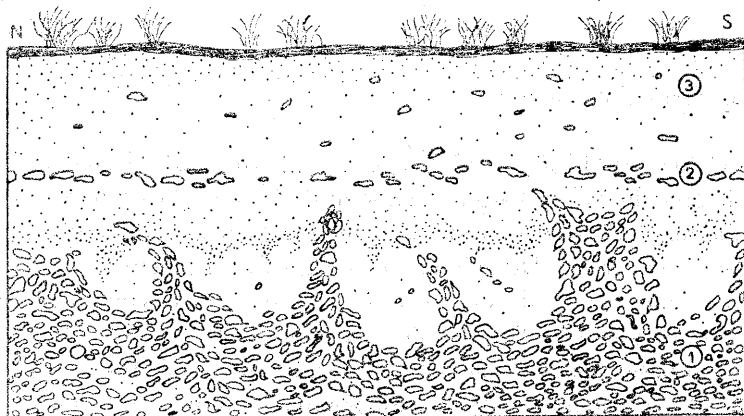


Fig. 8. La Pécardière. Cryoturbation

1. terrasse cryoturbée; 2. pavage de silex; 3. sol sableux éolisé

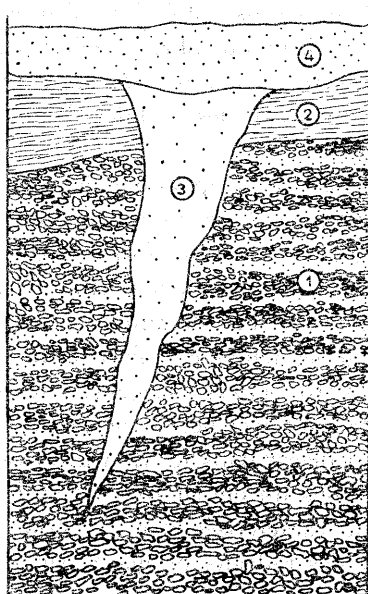


Fig. 9. La Béguinière. Fente en coin

1. terrasse; 2. glauconie solifluée; 3. sable éolisé; 4. sol éolisé

puissante que celle qui a construit la grosse terrasse de base. Trois fentes en coin hautes de 180 cm, larges de 40 cm à l'ouverture, de 6 cm à la pointe recoupent le tout; un sable rouge dont 50% des quartz sont éolisés, les comble. La succession chronologique s'établit ainsi: dépôt de la grande terrasse: étalement d'une nappe de solifluxion; réduction de la rivière; formation de fentes en coin (fig. 9).

Cas des formations meubles

Au Gripay ($0^{\circ}13'E$, $47^{\circ}55'N$), près de la route du circuit automobile des 24 heures du Mans, l'argile à minerai de fer de la base du Cénomaniien est exploitée. C'est une argile finement sableuse et très glauconieuse, stratifiée en cuvettes. Des plaquettes de grès ferrugineux et de minerai de fer soulignent le fond des cuvettes. Un sol sableux contenant 65% de quartz éolisés recouvre l'argile; des grès roussards grossiers dessinent un pavage à sa base. Une grande fente en coin, haute de 2,40 m, large de 1 m au sommet, de 3 cm seulement à sa pointe, s'enfonce verticalement dans l'argile. Deux plaquettes de grès fin, l'encadrent à l'endroit où elle crève le fond de la cuvette. Un sable rouge granulométriquement identique à celui du sol la comble; 45% de ses quartz sont éolisés; la fente contient encore un petit galet de grès roussard éolisé qui provient du pavage. Cette fente est contemporaine de la grande phase d'éolisation: celle qui est responsable du pavage. Par ailleurs, le sommet de l'argile présente des involutions que soulignent les plaquettes ou les nodules de minerai de fer redressés, festonnant le haut de la carrière.

Les fentes en coin sont contemporaines des grandes actions éoliennes. Elles affectent particulièrement les terrasses, notamment celle de 15 m, mais se sont développées également dans les formations meubles comme l'argile à minerai de fer. Le revêtement éolien rencontré sur la terrasse de 27—30 m, sur celle de 15 m, sur l'argile à minerai de fer, serait un argument pour dater du même âge les fentes en coin décrites dans ce chapitre. Pour A. Cailleux et G. Taylor (1954), la genèse des fentes en coin est liée à un climat très froid, très sec avec peu de neige (moins de 200 mm par an). T. L. Péwé (1959) en décrit dans le McMurdo Sound Region (Antarctique), qui se forment sous un climat froid et aride. Après une première phase climatique froide caractérisée par des crues printanières, par des transports de blocs sur des radeaux de glace, par l'édification d'immenses terrasses grossières, par des coulées de solifluxion, s'est installée une phase climatique froide, sèche qui a provoqué l'éolisation et la réalisation de fentes en coin.

PHENOMENES EOLIENS

Dans les descriptions précédentes, sont apparus à plusieurs reprises, les faits de pavage éolien, de sables éolisés. Ils ont une bien plus grande extension dans les plaines des Hunaudières, du Narais, sur le flanc S des hauteurs de la Cité-des-Pins, sur la cuesta du Belinois, et le rebord du plateau d'argile à silex. Ces phénomènes éoliens se traduisent par des cailloux façonnés par le vent, formant un pavage à 40 cm sous le sol actuel, par des sables éolisés parfois amassés en dunes, par un paysage de déflation et de buttes rappelant les garas.

ACTION CORRASIVE: LES CAILLOUX EOLISES

Deux groupes de roches ont enregistré l'action du vent: les grès rous-sards cénomaniens et les grès tertiaires. Plusieurs types de grès roussards existent selon la finesse du grain, depuis les grès très fins jusqu'aux grès poudinguiformes à dragées de quartz soudées par un épais ciment ferrugineux. A côté des grès tertiaires à ciment de calcédoine, existent des poudingues formés de silex soudés par un ciment calcédonieux. L'action éolienne sur une roche se traduit, quelle que soit sa nature, par l'acquisition de facettes séparées par des arêtes particulières, d'une patine et d'une morphologie spéciale. Les caractères des arêtes correspondent exactement à ceux donnés par A. Cailleux (1942 a), c'est-à-dire: netteté, rayon de courbure dans le plan orthogonal aux faces inférieur à 1 mm, tracé planimétrique rectiligne ou légèrement courbe présentant parfois un point d'inflexion. Pour un galet considéré, leur nombre est variable, et cela en rapport avec la morphologie du fragment de roche.

Morphologie des cailloux façonnés par le vent

Cailloux plats: une arête périmétrique cerne une ou les deux grandes faces; parfois elle n'est que semi-périmétrique. La surface emprisonnée par cette arête est inférieure à celle délimitée par le contour du caillou; cela rend compte de la tendance du vent à abraser les faces latérales et à les faire converger vers l'intérieur. Quand le caillou a été retourné et a subi l'action éolienne sur les deux faces, leur raccordement se fait selon un profil parabolique. Les arêtes, qui séparent les faces latérales les unes des autres, ont disparu; le caillou a acquis un contour arrondi et l'aspect final rappelle une gomme d'écolier usée, plus usée du côté qui a été le plus longtemps au vent (fig. 10).

Cailloux à une seule arête: Ce sont pour la majorité des fragments

de roche dont le rapport de la longueur à la largeur dépasse 1,75 tandis que pour les plats le même rapport s'établit aux alentours de 1,35. L'arête s'allonge dans le plan sagittal, parfois un peu déportée vers un bord. L'aspect final tient du poinçon pour les longs et du toit pour les courts.

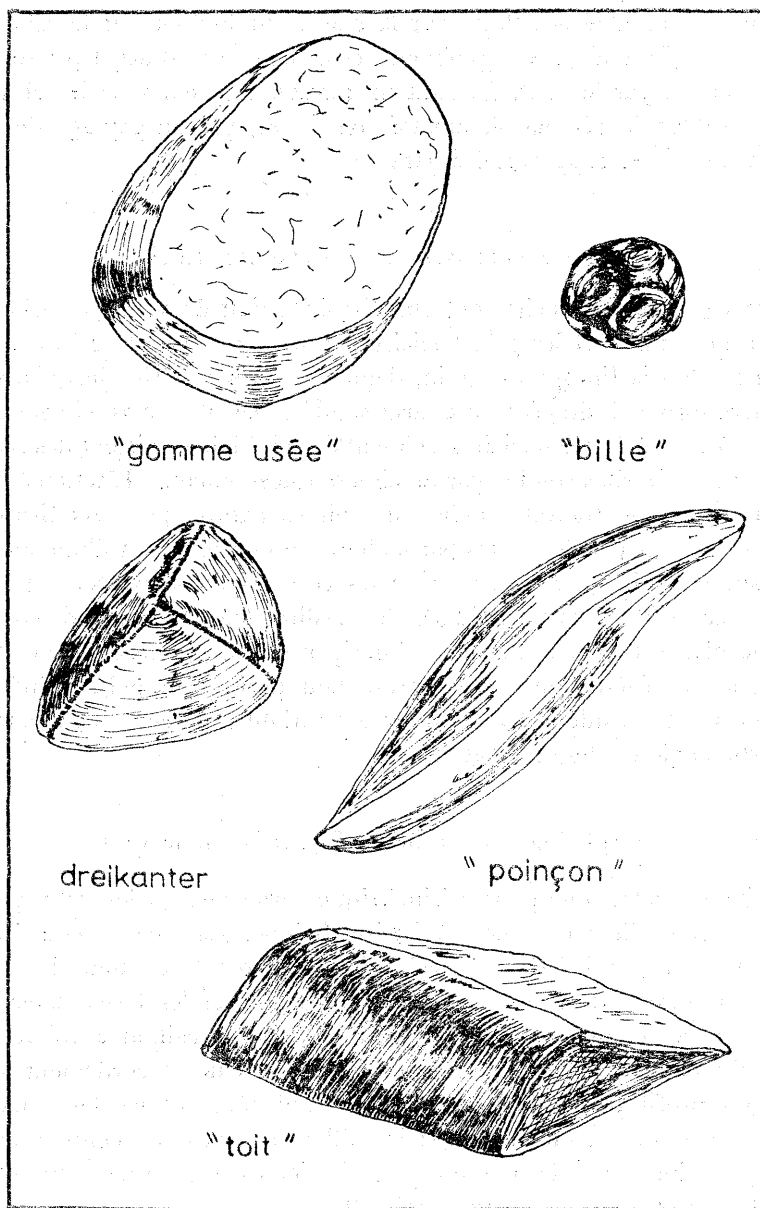


Fig. 10. Cailloux façonnés par le vent

DreikanTERS et cailloux à arêtes convergentes: aux *"dreikanTERS"* s'apparentent les pyramides et les troncs de pyramides à quatre arêtes convergentes. Mis à part les *"dreikanTERS"* qui ont cet aspect dès la fragmentation de la roche et dont le vent a adouci le modelé, la morphologie convergente est le fait de l'action éolienne; elle se caractérise par le rabatement des faces latérales vers l'intérieur. L'aspect final dépend de la morphologie initiale du bloc: les cailloux plats donnent les „gommes usées”, les cailloux allongés donnent les „poinçons” ou les „toits”, les cailloux épais acquièrent des faces convergentes, qu'ils soient originellement tabulaires ou quelconques. La symétrie de ces formes s'explique par le fait que le caillou a présenté chacune de ses faces latérales au vent, et les gros blocs qui pivotaient difficilement n'en ont qu'une d'usée, mais très usée.

„Billes” de grès roussard: Ce sont de petits cailloux ronds ou ovoïdes de 2 à 3 cm de diamètre; leurs quartz sont usés; ils possèdent le brillant, des autres roussards éolisés. Leur forme résulte de l'action du vent qui, au lieu de se manifester par des arêtes pour ces petites dimensions, s'exprime par l'acquisition d'un contour uni. Ces „billes” proviennent de petits fragments angulaires, mais ces cailloux légers roulaient sous l'action abrasive, offraient très rapidement tous les points de leur surface aux impacts des grains de sable, et au lieu d'acquérir des faces, ce qui demande un séjour prolongé dans la même position, devenaient ronds. Rien de semblable n'a été signalé dans la nature actuelle.

Cas des poudingues: Pour l'ensemble du bloc, la morphologie éolienne est comparable à celle du bloc de roussard fin: arête périmétrique, faces latérales rabattues vers l'intérieur. Pour les grès roussards poudinguiformes, deux cas s'observent: ou bien les dragées de quartz demeurent en relief et acquièrent des faces et des arêtes éoliennes, ou bien ils sont usés jusqu'au niveau du ciment (L. Dangeard 1946). Les silex des poudingues tertiaires restent en relief et acquièrent leurs propres faces; il s'agit en réalité de calcaires silicifiés qui enregistrent mieux l'abrasion éolienne que les silex de l'argile à silex.

Faces des cailloux éolisés

Trois types de cupules ornent les faces. Des cupules lancéolées, à arête éolisée, à fond poli, longues de 5 à 20 mm, creuses de 0,5 mm au maximum, s'alignent soit perpendiculairement aux grandes arêtes latérales comme le décrit A. Cailleux (1942 a), soit de façon oblique. Elles sont dues uniquement à la corrasion.

Dans le cas des blocs constitués par une alternance de lits fins et de plus gros, le vent a creusé des cupules allongées dans les lits grossiers. L'empla-

cement des cupules dues à la corrasion est imposé par la stratification, et même, certains cailloux débités selon celle-ci présentent des rainures qui mettent en relief les strates dures.

De grandes cupules à fond poli, cernées par des arêtes éolisées proviennent de l'écaillage thermique, car se trouvent au voisinage des blocs qui les portent des copeaux éolisés dont la forme coïncide avec celle des cupules; le vent les a uniquement remodelées.

Parfois, à côté de ces trois cas, existent des alvéoles à bord poli et luisant, à ouverture circulaire, creuses de 3 cm et plus. Ce seraient soit d'anciennes poches de dissolution biochimique, soit des alvéoles de désagrégation granulaire physique régularisées par l'abrasion éolienne.

La surface des cailloux éolisés est lisse, luisante. A. Cailleux (1942a) explique que l'aspect luisant provient du fin picotage des faces dû à l'impact des quartz, mais remarque qu'il peut résulter d'enduits ou d'imprégnations salines. Aucune croûte n'existe sur les grès tertiaires ou les grès roussards. Les vermiculures des cailloux à facettes du Sahara, leur patine noirâtre, n'existent pas ici. P. Bout (1952) n'en signale pas sur les blocs éolisés d'Islande. Faut-il y voir une différence provenant de ce que le Sahara a un climat désertique tropical, alors que la région du Mans connaissait au Quaternaire un climat désertique périglaciaire?

Les grès tertiaires éolisés abondent à Rossay ($0^{\circ}20'30''$ E, $47^{\circ}59'$ N) sur le versant S du plateau d'Auvours (H. Poser & Tricart 1950). Les roussards éolisés gisent innombrables sur le flanc S du plateau de la Cité-des-Pins, sur la butte d'Allonnes, sur le plateau des Canières ($0^{\circ}15'$ E, $47^{\circ}55'$ N), sur les flancs de la butte du Vieux Mans ($0^{\circ}11'$ E, $47^{\circ}53'$ N), sur la cuesta du Belinois, et sur le rebord du plateau d'argile à silex.

EXEMPLE DE PAVAGE EOLIEN: REGION DE ROSSAY

La butte témoin de Rossay domine la plaine des sables inférieurs du Cénomanien. A sa base, vers l'altitude 85 m, un niveau de grès calcaire épais de 2 m, intercalé dans les sables, a fourni les fossiles suivants: *Pecten affinité curvatus* Geinitz, *Terebratulla carantonensis*, *Rhynchonella grasiana*. Dans ce même niveau. L. Dangeard (1943) a trouvé des *Orbitolina concava*. J'en ai retrouvé dans le niveau homologue de la butte de la Buzardière ($0^{\circ}21'30''$ E, $47^{\circ}58'$ N). A l'altitude 110 m, un niveau supérieur de grès fossilifères existe. Au sommet, à la cote 125 m, des blocs de grès tertiaires gisent dans une argile rouge; le tertiaire n'est plus en place. Depuis le sommet jusqu'à la plaine du Narais, les blocs et la blocaille forment un pavage à 40 cm sous le sol actuel. Au sommet, une tranchée montre que

le sol sableux qui surmonte l'argile verte glauconieuse, contient des amas de blocs éolisés. Ces fragments de grès tertiaires qui portent la trace de la corrasion sur les deux faces sont empilés et non disposés régulièrement à plat. Environ 3 cailloux sur 10 gisent dans une position quelconque. 90% des quartz du sable fin qui les emballe sont éolisés. Le terrain pend de 1° environ, mais 10 m plus loin, une forte déclivité s'amorce. Sur les flancs, les blocs se rencontrent encore jusque vers l'altitude 90 m; en-dessous, seule la blocaille participe au pavage. Presque au bas du versant (pente 3°), les cailloux sont disposés sur une seule épaisseur; ils sont éolisés sur les deux faces, y compris les blocs de 40 cm; la végétation de bruyères et de lichens arénisent certains grès, détruisant le modelé éolien. 36 cailloux pavaient à plat une surface de 60 sur 60 cm; en s'éloignant vers la région plane, la densité du dallage décroît et la même surface ne fournit que 3 petits cailloux éolisés qui reposent sur un sable éolisé et que recouvre un sable dont 75% des quartz sont picotés. Au pied de la butte, le canal de l'étang de Mirson montre un pavage de grès tertiaires usés par le vent, de silex, de fragments de meulière tertiaire, inclus dans du sable éolisé. Par endroits le pavage dessine des festons de cryoturbation. Au-dessus, s'étale une nappe de cailloutis non usés comprenant des dragées de quartz céno-maniennes, des débris de spongiaires probablement turoniens, des silex cassés turoniens, des blocs tertiaires à écorce craquelée, des meulières à limnées. Elle s'étend depuis les hauteurs d'Ardenay (0°25'E, 47°59'N), 3 km à l'E, jusqu'à la dépression de Mirson, sur une épaisseur de 40 cm. Ces débris sont descendus des plateaux tertiaires et turoniens environnants; ils couvrent les flancs de la butte d'Ardenay, mais n'existent ni aux Tuffètes ni à Rossay. Cela rappelle une nappe d'épandage qui serait venue de l'E pour se terminer vers Mirson. Le canal de l'étang donne la succession chronologique suivante: éolisation, puis cryoturbation, puis étalement d'une nappe de cailloux.

La présence d'un pavage éolien sur de telles étendues implique un paysage nu, désertique où le vent travaillait sans le frein qu'aurait imposé la végétation; c'est la manifestation d'un climat désertique. Les éléments morphologiques permettent de dater relativement aux terrasses cette phase désertique. La plaine du Narais où est creusé l'étang de Mirson, appartient à la même surface plane que la terrasse de 12—15 m de l'Huisne. Sa formation est contemporaine ou postérieure à cette terrasse. La cryoturbation du canal de Mirson s'est développée en même temps que celle qui affecte le sommet de la terrasse de 12—15 m, ce qui fait qu'elle est postérieure au remblaiement de 12—15 m et peut-être contemporaine de celui de 6—8 m. Les cailloux éolisés sont pris dans la cryoturbation, emballés dans une masse de sables picotés, la phase corrasive avait commencé avant

la période cryoturbatrice. A la carrière de Pont-de-Gennes, la matrice sableuse de la grosse terrasse stratifiée contient de 10 à 15% de quartz éolisés, pourcentages nettement supérieurs à ceux du Cénomanien en place; la gangue sablo-glauconieuse verdâtre de la coulée solifluée compte 75% de quartz picotés ou mats; le sol qui recouvre le tout a 84% de ses quartz éolisés. La phase éolienne, commencée dès le début du remblaiement s'est poursuivie pendant et après la solifluxion. En résumé, la phase éolienne s'est développée pendant toute la période qui a présidé à l'édification de la nappe alluviale de Pont-de-Gennes et s'est poursuivie après; or cette carrière est à peine au-dessus de la rivière, c'est le dernier remblaiement.

La genèse du paysage peut être reconstituée de la façon suivante. Le climat froid s'est installé. La gélifraction a débité les grès tertiaires. Le vent a trouvé dans le sable l'abrasif qui lui a permis d'imprimer sa marque aux roches réceptrices comme les grès. La blocaille glissait sur les pentes, sollicitée par le déchaussement continu dont elle était l'objet, culbutait, si bien que les faces inférieure et supérieure subissaient l'action corrasive. H. Poser et J. Tricart (1950) voient, dans cette éolisation complète, une preuve de retournement par la solifluxion; A. Cailleux (1942 a) a constaté que le vent seul pouvait en être responsable; c'est ce qui s'est produit à Rossay. Le pavage de la plaine a été remanié par la cryoturbation. Puis le vent a accumulé un sol sableux éolisé au-dessus du pavage et des terrasses. Des crues ont provoqué l'étalement de la nappe de cailloutis non roulés qui recouvrent la plaine du Narais.

DEFLATION ET ACCUMULATION

Ensemble cuesta du Belinois, plateau de Mulsanne

Le plateau de Mulsanne (0°15'E, 47°54'30"N) est dominé par des buttes tabulaires ou coniques qui dessinent un axe orienté ENE—WSW parallèlement à la cuesta du Belinois. Elles sont séparées par des couloirs très larges à fond plat; le plus important de ces couloirs s'abaisse vers l'WSW, et se raccorde à une vallée active qui se jette dans la Sarthe. Les buttes coniques et tabulaires ont toutes la même structure géologique caractérisée par des horizons uniquement sableux sans la moindre strate de grès roussard dur; il s'agit de sables cénomaniens en place; parfois au sommet existe une concrétion ferrugineuse friable à la main, sans rapport lithologique avec les grès durs éolisés qui forment pavage sur les flancs des éminences sableuses.

Deux buttes tabulaires encadrent le grand couloir décrit ci-dessus, celle du château d'eau de Mulsanne au S (0°14'30'E, 47°55'N), celle du

camp de Mulsanne au N du flanc S de cette dernière, un petit thalweg à profil transversal très doux, dirigé vers le SW, détache une butte conique. La butte, le thalweg, le versant S ont été labourés; cela a ramené en surface le pavage de rousards violets éolisés; il s'étend uniquement sur le versant S de la butte tabulaire, depuis le sommet jusqu'à mi-pente. La cuesta du Belinois qui fait face au S, le flanc S de la butte du château d'eau sont également pavés de rousards éolisés à 40 cm sous le sol actuel. Un peu à l'E de ces hauteurs ($0^{\circ}15'E$, $47^{\circ}55'N$), une série de mamelons coniques, séparés par des cols à profil très doux, s'érigent dans la lande; des rousards violets éolisés de toutes formes y compris les billes, couvrent leurs flancs et sont accumulés dans les dépressions; le sable de couverture ne compte pratiquement pas de quartz éoliens: 4 à 8%. La plus haute de ces éminences domine la région aplanie de 17 m et culmine vers 85 m de même que les tables sableuses précédemment décrites (fig. 11). A l'intérieur du Cir-

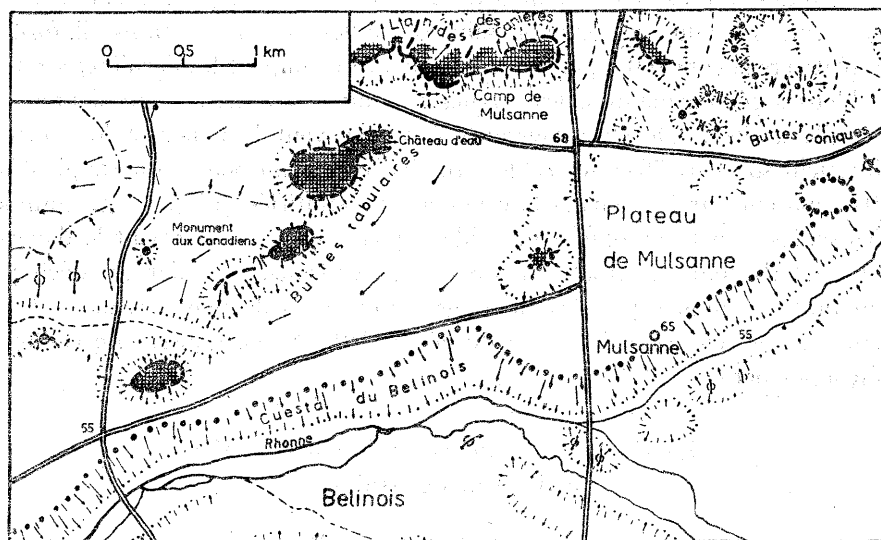


Fig. 11. Carte géomorphologique des environs de Mulsanne

cuit automobile des 24 heures du Mans ($0^{\circ}14'E$, $47^{\circ}56'N$), de beaux rousards éolisés durs, tapissent les pentes de trois buttes coniques; elles ont une altitude relative au plateau sableux de 15 à 18 m et un diamètre de base 80 à 120 m comme les précédentes. Une autre identique à celles-ci se dresse près du monument aux Canadiens ($0^{\circ}13'30'E$, $47^{\circ}54'N$).

C'est à ce paysage que L. Dangeard (1946) a attribué un caractère de relief modelé par le vent, évoquant les garas sahariennes, tables rocheuses qui émergent brutalement d'une plaine sableuse et qui sont entaillées par

des couloirs aplanis; la grande étendue du pavage rappelant un reg. A ce paysage se rattachent les buttes tabulaires du Vieux Mans ($0^{\circ}11'E$, $47^{\circ}53'N$), de Monnoyer ($0^{\circ}10'30''E$, $47^{\circ}52'30''N$), les deux mamelons jumeaux de la Chouanne ($0^{\circ}10'30''E$, $47^{\circ}51'N$), l'éminence conique près d'Arnage ($0^{\circ}11'E$, $47^{\circ}55'30''N$), qui portent tous des grès roussards éolisés. Le relief de Mulsanne se prolonge vers Brette-les-Pins ($0^{\circ}20'E$, $47^{\circ}55'N$) et vers Ruaudin ($0^{\circ}15'30''E$, $47^{\circ}57'N$) avec de nouvelles tables sableuses et de nombreux cônes.

Rebord du plateau d'argile à silex entre Ecommoy et Brette-les-Pins

L. Dangeard a décrit le pavage éolien à la Drouetterie près d'Ecommoy ($0^{\circ}16'E$, $47^{\circ}50'N$). Les sablières installées dans le coteau entre Ecommoy et Brette-les-Pins par Saint-Mars-d'Outillé ($0^{\circ}20'E$, $47^{\circ}52'30''N$) le révèlent. Le talus cénomanien sableux s'enlève en deux temps; il forme replat vers la cote 100 m, et s'élève à nouveau recoupant les dernières strates sableuses cénomaniennes, les marnes à huîtres, les marnes turoniennes et l'argile à silex. De gros roussards éolisés pavent le palier et le versant inférieur sous 20 à 30 cm de sables grossiers contenant peu de quartz picotés. Ils reposent sur les roussards cénomaniens stratifiés obliquement comme les sables et pétrographiquement identiques à ceux qui forment le dallage et dont ils sont les „roches mères”. Par endroits, le palier est découpé en buttes coniques par des thalwegs conformes à la pente et des sillons subséquents en coup de gouge dirigés S 240—N 60, tapissés de cailloux façonnés par le vent.

Région entre hauteurs de la Cité-des-Pins et Plateau de Mulsanne

Le versant S des hauteurs de la Cité-des-Pins s'abaisse vers la plaine des Hunaudières. Une sablière située sous la piste de karting des 24 Heures du Mans ($0^{\circ}13'E$, $47^{\circ}58'N$) montre un pavage de blocs de poudingue et de grès roussards éolisés qui soulignent le plan incliné du versant; au-dessus, s'enfle une coupole de sables très éolisés, elle atteint au sommet de sa courbe 2 m de flèche et se raccorde à la couverture du dallage classiquement épaisse de 20 à 30 cm (fig. 12 et 13). C'est une accumulation éolienne postérieure au pavage. Au pied de la pente, un ressaut sableux est constitué par des sables éolisés non stratifiés; il s'allonge WSW—ENE parallèlement au coteau; il commence par une butte conique à l'W et s'abaisse et s'amincit pour disparaître vers l'E. C'est une accumulation de sable

éolisé au pied d'un versant, due à un vent soufflant du SW ce qui a donné ce profil fuyant vers l'E.

La carrière de la Chevalerie, bien que située près de la Sarthe, peut s'inscrire dans le cadre de la plaine des Hunaudières. A l'extrémité du bassin S, quelques monticules sableux constitués de sables picotés se dressent sur la terrasse de 6—8 m; deux rides successives, longues d'environ

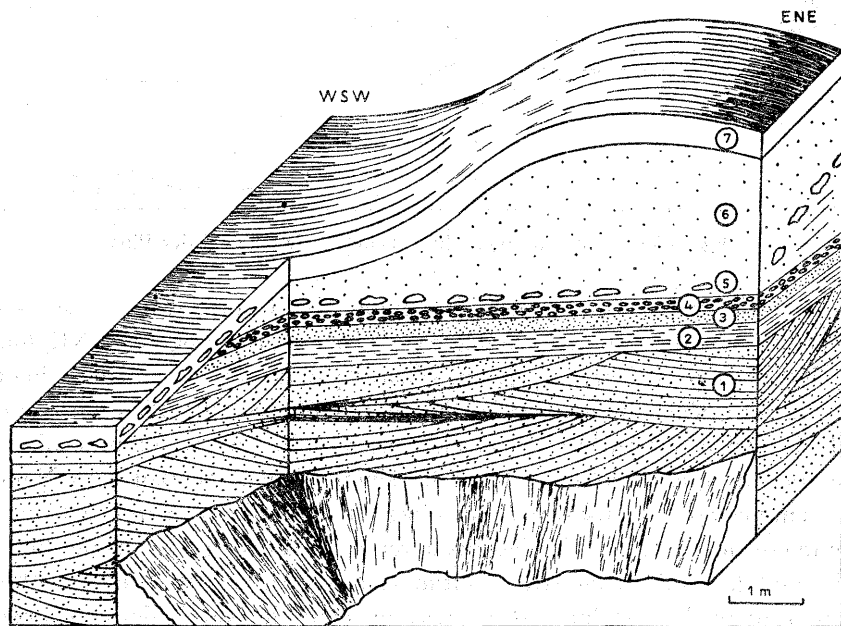


Fig. 12. Karting des 24 Heures

1. Cénomaniens; sable à stratification entrecroisée; 2. argile; 3. sable; 4. quartz roulés; 5. pavage de rous-sards éolisés; 6. dune; 7. sol éolien

100 m, larges à la base de 30 m, hautes de 4 à 5 m, séparées par un couloir, s'allongent perpendiculairement à la direction W 290—E 110; la pente des versants est de l'ordre de 15°. Ce sont des dunes établies postérieurement au remblaiement de 6—8 m.

Dans la plaine des Hunaudières, l'argile à minerai de fer, base du Cé-nomanien affleure. Au Frêne (0°13'E, 47°55'30"N), un pavage de grès ferrugineux éolisés existe directement sur l'argile à minerai de fer. Au Gripay (0°13'E, 47°55'N), des grès rous-sards grossiers ne provenant pas de l'argile à minerai de fer, dessinent un dallage. Vers les Mortes-Oeuvres (0°13'E, 47°58'N), vers la Chênaie et les Basses-Gouttières (0°14'E, 47°58'N), 20 à 30 cm de dragées de quartz revêtent le sable cénomaniens, aussi bien dans les zones planes que sur les petites déclivités; il ne s'agit pas d'une assise cénomaniens qui formerait une surface structurale.

Les couloirs de Roncheray ($0^{\circ}20'E$, $48^{\circ}N$) et des Commerreries ($0^{\circ}20'30''E$, $47^{\circ}59'N$) établissent la communication entre les plaines des Hunaudières et du Narais. Leur fond, leurs flancs fournissent quelques grès roussards et tertiaires éolisés. Il n'y a pas de ruisseau; il n'y a plus de thalweg net, tout ce qui y ressemble est fermé par une barre sableuse

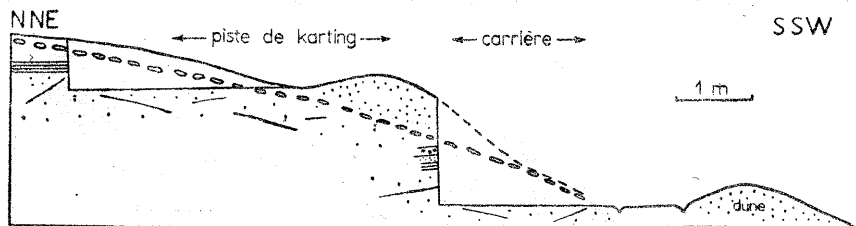


Fig. 13. Coupe du pied du versant S de la Cité-des-Pins

transversale au corridor. Dans le couloir des Commerreries, une série de sillons largement ouverts vers le SW, se refermant en ogive au NE, longs de 300 m et plus, larges de 50 m, séparés par des crêtes sableuses hautes de 7 à 8 m, s'allongent selon la direction $N\ 60^{\circ}-S\ 240^{\circ}$. Plus loin vers le NE, la surface est ridée transversalement; le sable qui la compose n'a que très peu de quartz éolisés. Avant le débouché dans la plaine du Narais, des éminences sableuses portent blocs et blocaille tertiaires éolisés, et dominant de 17 à 20 m des bassins surcreusés. Puis c'est la plaine du Narais dont le fond en cuvette se situe vers les Aurais ($0^{\circ}23'E$, $47^{\circ}59'N$), et non au pied de la butte d'Ardenay où coule le Narais dans un chenal tourbeux taillé presque à flanc de coteau. A la sortie du couloir, se profilent quelques monticules sableux, hauts de 5 à 6 m, allongés perpendiculairement à la direction $N\ 60^{\circ}-S\ 240^{\circ}$, la même que celle des sillons. Ils reposent sur le pavage éolien; un sable légèrement glauconieux dont plus de 75% des quartz sont picotés les composent de la base au sommet. Ce sont des petites dunes érigées postérieurement au pavage. Puis la plaine s'élargit vers l'Huisne recouverte de sable éolien jusque sur les terrasses.

RESUME DES OBSERVATIONS: ORIGINE DU PAYSAGE

La région est caractérisée par l'existence de vastes plaines allongées WSW—ENE: les plaines des Hunaudières et du Narais; par des buttes coniques et tabulaires séparées par des couloirs à fond plat, et dont les flancs S sont pavés de roussards éolisés emballés dans un sable comptant peu de quartz picotés; par l'absence de strates de grès roussards dans la structure des buttes, ce qui rend mystérieuse l'origine des galets sculptés

par le vent; par l'absence de sable, c'est-à-dire d'abrasif, au-dessus de l'argile à minerai de fer pourtant dallée de grès ferrugineux éolisés; par l'absence de quartz picotés dans les couloirs; par l'accumulation de dragées de quartz cénomaniennes dans certaines zones de la plaine des Hunaudières; par des sillons ouverts au SW fermés en ogive au NE; par un sol sableux éolisé, par des dunes au pied des coteaux et sur les basses terrasses.

Les cailloux sculptés par le vent témoignent d'une action corrasive. L'absence de sable sur l'argile à minerai de fer, de quartz picotés sur les dallages du SW dans les couloirs, sur les buttes coniques, le pavage évocateur de reg prouvent la déflation. Le sol éolien, les dunes sont les faits de l'accumulation. La direction des sillons, la perpendiculaire à l'allongement des dunes, la grande densité des roussards éolisés sur les versants S, indiquent un vent dominant qui venait de l'WSW; A. Cailleux (1942 b) a décrit une dune quaternaire édifiée par un vent d'W à Dourdan près de Paris. Quelle importance attribuer à ces phénomènes, notamment à la déflation? Est-elle responsable du dégagement total des buttes coniques et du décapage de la plaine des Hunaudières jusqu'à l'argile à minerai de fer?

La présence d'un pavage de roussards durs violets, contraste avec l'absence de strates de roussards durs dans la structure géologique des buttes. Il faut admettre que ces blocs éolisés résultent de la démolition d'assises de grès roussards, aujourd'hui disparues, situées au-dessus de la cote 85 m. Au sommet du plateau tabulaire du Vieux Mans ($0^{\circ}11'E$, $47^{\circ}53'N$), vers 87 m d'altitude, gisent d'énormes dalles de roussards de plus de 3 m sur 3 m, épaisses de 40 à 50 cm. Cela confirme l'hypothèse envisagée, c'est-à-dire la descente sur place de blocs de roussards provoquée par le soufflage du sable. L'étude géomorphologique des photographies aériennes montre que le réseau de couloirs entre les buttes coniques, dessine un réseau hydrographique fossile qui se raccorde aux thalwegs actifs du Roule-Crotte au N et du Rhonne au S. La reconstitution des phénomènes conduit à imaginer un plateau supérieur de Mulsanne culminant vers 90 m d'altitude, et disséqué par ce réseau hydrographique. Quand la ou les périodes froides désertiques ont régné, la gélifraction a débité les blocs de roussards; le vent s'est engouffré dans les vallées, les a élargies, aplanies; il a raboté les pentes, évasé les cols, déchaussés les blocs, balayés les sables si bien que ceux-ci sont descendus sur place. L'abrasif sableux usait les roussards et était emporté puisqu'il n'y a plus de quartz picotés.

Le même processus s'est déroulé sur le rebord du plateau d'argile à silex, sur le versant S des hauteurs de la Cité-des-Pins qui a été dégagé jusqu'à ce que le flanc coupe la terrasse qui dès lors a protégé cette hauteur contre la déflation.

Pour désigner ce relief remodelé par le vent, dans un cadre sableux,

sous un climat désertique froid, afin de distinguer des garas sahariennes à sommet rocheux, qu'il évoque, je propose le terme de *vindkulle*⁴.

Il a été pensé que l'Huisne aurait pu creuser l'importante plaine des Hunaudières en coulant au S des hauteurs de la Cité-des-Pins. Topographiquement cela paraît possible puisque la trouée de Roncheray (0°20'E, 48°N) établit la communication entre la vallée du Roule-Crotte et celle de l'Huisne. Or il n'y a pas de terrasses alluviales dans cette région. De plus le ruisseau de Gué-Perray coupe en deux tronçons le remblaiement de 40 m; sa vallée a été creusée progressivement depuis l'édification de la haute terrasse. Ce ruisseau; issu de la nappe d'eau de l'argile à minerai de fer vers 60 m d'altitude, naissait au-dessus de 85 m; à Bossay, deux niveaux phréatiques existent, l'un à 120 m, l'autre à 95 m. Ces nappes ont pu alimenter des ruisseaux dont le couloir des Commergeries pourrait être un reste de thalweg. De même un ruisseau de Roule-Crotte antérieur, descendu des formations tertiaires a commencé le creusement des Hunaudières. Le vent a chassé les sables qui ont abrasé les plaquettes de grès ferrugineux; il a arasé les reliefs sableux, ne laissant d'eux que les grès roussards sculptés; il a vanné les sables concentrant les dragées de quartz; il a ramoné les couloirs faisant disparaître toute trace de lit, creusé les sillons là où sa violence croissait à l'entrée des corridors. Il a surcreusé dans les plaines des Hunaudières et du Narais; il a abandonné les sables dans les plaines élargies et sur les terrasses et même sur le plateau d'argile à silex dont le sol est parfois sableux. H. Poser et J. Tricart (1950) parlent d'un transport jusque dans la région de Chartres à 80 kilomètres vers l'ENE. Le vent a édifié de petites dunes au pied des versants et dans les plaines. P. Bout (1955) a assisté à un tel phénomène en Islande. La déflation manifestement prouvée par le relief évocateur de garas, par le pavage évocateur de regs, par le surcreusement l'a nettement emporté sur l'accumulation représentée par quelques dunes et un sol sableux éolisé. Le vent a rencontré au périglaciaire, dans cette région, quatre conditions qui ont favorisé son action érosive: présence d'un terrain sableux facile à éroder et qui fournissait l'abrasif quartzueux; existence de cuestas perpendiculaires à son axe de déplacement; présence de roches capables d'enregistrer la corrasion; existence de vallées orientées selon son axe de déplacement.

Les dunes de la Chevalerie édifiées sur la terrasse de 6—8 m prouvent que l'action éolienne s'est poursuivie après le dernier remblaiement. H. Tintant (1960) décrit la même chose à propos des dunes de la vallée de la Saône; il les date d'une période éolienne postérieure au Würm. Le canal

⁴ *Vindkulle*: du suédois *vind* = vent, et *kulle* = hauteur.

de Mirson montre que l'action corrasive avait commencé avant la période cryoturbatrice finale. Le relief éolien fossile date au plus tard de la période froide qui a vu l'édification du dernier remblaiement, celui de 6—8 m, et la phase éolienne s'est prolongée après. Cependant, la matrice sableuse de la terrasse de 12—15 m contient jusqu'à 20% de quartz picotés; une phase éolienne antérieure à celle datée ci-dessus s'est manifestée pendant la construction du niveau de 12—15 m. L'action du vent au périglaciaire a conduit la région à un paysage qui ressemble extraordinairement à un paysage de type désertique saharien: zones surcreusées, décapées de leur sable, couvertes de graviers et de grès sculptés par le vent, figurant des regs; couloirs éoliens; aplanissement quasi général qui respecte les éminences coniques et tabulaires reprofilées par le vent. Mais à l'image des pays périglaciaires actuels comme l'Islande, il n'y a pas de croûte désertique, ni de vermiculures, ni de pâtime noirâtre sur les cailloux.

CONCLUSIONS GENERALES

DATATION DES TERRASSES ET DES PHENOMENES PERIGLACIAIRES

Nombre des terrasses

Les auteurs s'accordent pour reconnaître une terrasse de 12—15 m et une de 30—40 m. L. Dangeard (1944) divise le niveau supérieur en deux terrasses, l'une de 27—30 m nettement visible à la Californie (quartier SE du Mans), l'autre de 40 m qui constitue le plateau de la 'Cité-des-Pins' (quartier S du Mans). H. Poser et J. Tricart décrivent une terrasse de 6—8 m. A propos de la Loire, dont la Sarthe est tributaire, G. Denizot (1928) signale un niveau de 6—7 m qu'il considère comme un dédoublement du gradin de 12—15 m. La carrière de la Gautrie (0°11'E, 47°57'30''N), démontre l'indépendance des deux plus bas niveaux. L'étude de la série alluviale de l'un et de l'autre constate un même régime d'édification. Les mêmes conditions se sont reproduites après une période de creusement qui se traduit par un affleurement de 5 m de sables cénomaniens entre les deux remblaiements. L'Huisne possède quatre terrasses étagées.

Signification du remblaiement

L'étude des gros blocs conduit à leur attribuer une signification périglaciaire. A Pont-de-Gennes, le dernier remblaiement est recouvert par des coulées de solifluxion; des conditions périglaciaires existaient à la fin

de ce remblaiement. La grosse terrasse stratifiée témoigne d'un cours d'eau puissant, donc d'un climat capable de fournir brutalement une grande masse d'eau. H. Poser et J. Tricart (1950) ont observé dans le niveau de 12—15 m des festons de cryoturbation dans la masse de la terrasse et recouverts par des strates alluviales, ce qui leur fournissait un argument pour admettre un âge périglaciaire pour le remblaiement de 12—15 m, et partant de là pour tous les autres. Je n'ai malheureusement pu renouveler ces observations. Cependant, la puissance des alluvionnements au-dessus des gros blocs, leur largeur, leur stratification, la présence brutale de blocs vers le sommet de certaines carrières, conduisent à penser que la totalité du remblaiement est périglaciaire. Mais pourquoi les gros blocs sont-ils pratiquement localisés à la base et non dispersés dans toute la masse? Pour répondre à cela, voici le schéma imaginé de l'évolution d'une phase climatique périglaciaire. Le froid s'installe progressivement, accentue les crues printanières des rivières. La chasse d'eau brutale creuse, déblaie les vallées sableuses que la végétation abandonne, tandis que la solifluxion, les éboulis commencent à descendre les matériaux grossiers vers les thalwegs; la rivière, insuffisamment gelée, ne peut encore les transporter. Au maximum de la phase froide, l'hiver gèle profondément les cours d'eau; aux débâcles se fait le transport des blocs par radeaux de glace. Au retrait du froid, les blocs et les matériaux descendent encore les pentes, mais la glace ne peut les flotter; les crues roulent encore les galets et les graviers, elles déblaient les coulées de solifluxion, stratifient les matériaux. Les crues s'atténuent avec la diminution du froid; seuls les petits galets, les graviers et les sables sont encore déplacés. Quand une phase plus rigoureuse apparaît, de nouveaux blocs sont flottés. Enfin, alors que la solifluxion se poursuit, trouvant dans l'absence de végétation un facteur propice, les cours d'eau se réduisent à quelques chenaux, ne déplacent que sables et graviers, peinent à se frayer un lit dans leurs alluvions et finalement les abandonnent pour les terrains sableux qui offrent plus de facilité de creusement. C'est ce que tendrait à prouver l'examen du tracé actuel des cours de l'Huisne et de la Sarthe, qui évitent autant que possible leur basse terrasse.

Datation des terrasses et des phénomènes

Quatre remblaiements donc quatre stades périglaciaires. H. Poser et J. Tricart (1950) datent le palier de 6—8 m du Würmien, celui de 12—15 m du Rissien, celui de 27—30 m du Mindélien. Ils ne parlent pas de celui de 40 m; représente-t-il le Günz dans l'esprit de cette succession? Ou plutôt, certains niveaux ne sont-ils pas les stades d'une même période

froide, caractérisée par des oscillations climatiques? Quoiqu'il en soit, la terrasse de 6—8 m est würmienne, comme les nappes solifluées de Pont-de-Gennes et de Champagné, comme la cryoturbation de la Pécardière, comme les fentes en coin et les phénomènes éoliens. Mais si la terrasse correspond à une phase climatique périglaciaire froide caractérisée par des crues violentes, le dallage éolien, les fentes en coin, les dunes et le sol éolien datent d'une phase froide plus sèche tardiglaciaire. A la période froide du niveau de 12—15 m, peut-être rissienne, se rattache en dehors du remblaiement, la nappe solifluée de la Béguinière, postérieure à la terrasse, mais coupée par le chenal réduit du sommet, donc antérieure au creusement qui a précédé le niveau de 6—8 m.

EVOLUTION DE LA REGION AU QUATERNAIRE

A la fin de la phase froide qui a vu l'édification de la terrasse de 40 m, l'altitude moyenne de la région des Hunaudières et du Narais était de l'ordre de 85 m, altitude absolue de ce remblaiement. Les assises tertiaires qui couronnaient la contrée étaient déjà en partie détruites; aujourd'hui seules en restent les buttes témoins de Rossay, des Tuffètes et d'Allonnes. Des ruisseaux descendus des niveaux phréatiques du Tertiaire ou du Turonien entaillaient déjà la région. Une nouvelle phase périglaciaire a provoqué le remblaiement de 27—30 m. Le cours inférieur de l'Huisne s'est déplacé vers le N. La Sarthe contourne, comme maintenant, la butte d'Allonnes par l'E et coule directement vers le SE. A la phase froide suivante qui crée la terrasse de 12—15 m, l'Huisne s'est déplacée vers le S entre Pont-de-Gennes et Champagné, vers le N entre Champagné et le Mans; la Sarthe coulait plus à l'E que maintenant; le secteur des Hunaudières et du Narais était déjà disséqué par les ruisseaux qui trouvaient dans les terrains sableux un facteur facilitant le creusement. Une période éolienne a régné à cette époque donnant les quartz picotés que contient la matrice sableuse de la base du remblaiement. Au Würmien, l'Huisne se déplace vers le N entre Pont-de-Gennes et le Mans, contourne par le N le plateau d'Auvours à cause d'une capture. Elle rejette vers l'W la Sarthe qui sape sa terrasse de 18—24 m. Le vent venu de l'WSW, souffle les sables des thalwegs, de la vallée des Hunaudières, du corridor des Commergeries, de la région du Narais; il sculpte les blocs et transforme le paysage en un désert pierreux, plat, d'où surgissent des tables sableuses et des buttes coniques. Les conditions changent, les crues des rivières disparaissent, le remblaiement est achevé, mais un froid plus sec demeure et la région devient un désert froid, et sec; tandis que les fentes en coins naissent, le

vent parachève son oeuvre, surcreuse les plaines des Hunaudières et du Narais, chasse les sables, les accumule contre les versants, recouvre les terrasses y compris la dernière et les zones E d'un sol sableux; il édifie les dunes. Puis le climat actuel s'installe.

Bibliographie

- Bernard, A. 1939 — Afrique septentrionale et occidentale. *Géographie universelle*, t. 11.
- Berthois, L. 1949 — Remarques sur la statistique granulométrique dans l'étude des sables. *Circulaire du CREO*, nov.
- Berthois, L. 1952 — Abaques pour le calcul de l'indice des galets. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 3 année.
- Bietlot, A. 1940 — Méthode d'analyse granulométrique. Application à quelques sables éocènes de Belgique. *Bull. Soc. Géol. Belgique.*, t. 64.
- Bigot, A. 1932 a — Formations de solifluxion. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, 8 sér., vol. 5; p. 18—19.
- Bigot, A. 1932 b — Rôle de solifluxion dans la morphologie des collines de Normandie et du Maine. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 195; p. 1355—1357.
- Bourcart, J. 1928 — L'action du vent à la surface de la terre. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, p. 26—54, 194—205.
- Bourcart, J. 1947 — Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviales. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 5 sér., t. 17; p. 395—402.
- Bout, P. 1952 — Etudes de géomorphologie dynamique en Islande. *Actualités Scient. et Indust. Expéditions Polaires Franç.*
- Bout, P., J. Corbel, M. Derruau, L. Garavel, C. P. Peguy 1955 — Géomorphologie et glaciologie en Islande Centrale. *Norv.*, t. 2; p. 461—573.
- Boyé, M. 1950 — Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund Nord—Oriental, Groenland *Expédition Polaires Franç.*
- Brochu, M. 1957 — Dynamique actuelle de la glace sur les rives du Saint-Laurent — érosion et sédimentation. *C. R. Acad. Sci.*, t. 244; p. 2534—2536.
- Cailleux, A. 1942 a — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, N. Sér., t. 21, mém. 46.
- Cailleux, A. 1942 b — Une dune fossile à Dourdan (Seine-et-Oise). *Bull. Soc. Géol. France*, 5 sér., t. 12; p. 229—232.
- Cailleux, A. 1958 a — Cailloux éoliens et solifluxion en France et en Europe septentrionale. *C. R. som. Soc. Géol. France*, 5 sér., t. 8; p. 719.
- Cailleux, A. 1958 b — Actions éoliennes en France et notamment dans le Massif armoricain. *B. S. G. M. Bretagne.*; p. 42—48.
- Cailleux, A., G. Taylor 1954 — Cryopédologie. Etude des sols gelés. *Expédition Polaires Franç.*, 4.
- Cailleux, A., J. Tricart 1959 — Initiation à l'étude des sables et des galets.
- Capot-Rey, R. 1953 — Le Sahara français.

- Chaput, E. 1913 — Essai de synchronisation des alluvions anciennes de la Loire et de ses affluents. *C. R. Acad. Sci.*, t. 156; p. 358—360.
- Chaput, E. 1917 — Recherche sur les terrasses alluviales de la Loire et de ses principaux affluents. Lyon-Paris.
- Chaput, E. 1919 — Des variations du niveau de la Loire et de ses affluents pendant les dernières périodes géologiques. *Ann. Geogr.*, no 158, 28 année; p. 81—98.
- Dangeard, L. 1943 — Observations sur la feuille du Mans au 1 : 80 000°. *Bull. Carte Géol. France*, no 212, t. 44.
- Dangeard, L. 1944 — Nouvelles observations sur la feuille du Mans au 1 : 80 000°. *Bull. Carte Géol. France*, 10 216, t. 45.
- Dangeard, L. 1946 — Modèle éolien d'âge quaternaire conservé dans la région mancelle. *Geogr. franç.*, séance du samedi 2 fevr.
- Dangeard, L., P. Bassompierre, 1943 — Sur de nombreux cailloux sculptés et patinés par le vent observés aux environs du Mans. *Bull. Soc. Lim. Norm.*, sér. 9, t. 3.
- Delaunay, P. 1936 — Le sol sarthois. *Quaternaire*, 4.
- Denizot, G. 1921 — Monographie de la Loire. *Bull. SF. M. Bret.*, II; p. 430.
- Denizot, G. 1928 — Nouvelles notes sur les alluvions des environs d'Angers et sur la vallée d'Anjou. *Bull. Soc. Et. Sci. d'Angers*, N.S., t. 58; p. 71—83.
- Derruau, M. 1958—62 — Précis de géomorphologie. Paris.
- Guillier, 1886 — Géologie du département de la Sarthe.
- Lugeon, M. 1921 — Sur un nouvel exemple du striage du lit fluvial. *C. R. Acad. Sci.*, t. 172; p. 828.
- Milon, Y. 1935 — L'influence de la solifluxion sur le modelé récent en Bretagne. *C. R. som. Soc. Géol. France*; p. 84—86.
- Milon, Y. 1936 — Quelques problèmes de morphologie armoricaine. *B.S.G.M. Bretagne* 1935—1939; p. 17—18.
- Milon, Y., A. Cailleux 1943 — Sur certaines modalités de ruissellement. *C. R. som. Acad. Sci.*, t. 217; p. 214—216.
- Milon, Y., L. Dangeard 1928 — Sur l'importance des phénomènes de solifluxion en Bretagne pendant le Quaternaire. *C. R. Acad. Sci.*, t. 187; p. 136—138.
- Musset, R. 1929 — Relief du Haut Maine. *Ann. Géogr.*, t. 38.
- Péwé, T. L. 1959 — Sand wedge polygons in the McMurdo-Sound region, Antarctica. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 257.
- Poser, H., J. Tricart 1950 — Terrasses et phénomènes périglaciaires dans la vallée de l'Huisne en amont du Mans (Sarthe). *Bull. Soc. Géol. France*, 5 sér., t. 20; p. 381—391.
- Quaternaire et morphologie — Colloques nationaux du CNRS, Editions du CNRS — Lyon 11—13 oct. 1952.
- Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Bassin parisien, sept.-oct. 1955. *Bull. Soc. Géol. France*, 6, sér. t. 5.
- Roux, J. 1960 — Sur les causes des anomalies de la Seine durant le glaciaire. *C. R. som. Soc. Géol. France*; p. 238.
- Tardy, 1869—1870 — Sur des stries observées sur les grès de Fontaibleau à la Padole. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 2 (27); p. 561—570.
- Ters, M. 1959 — Etude géomorphologique de la région littorale vendéenne. Thèse Lettres, Rennes.

- Tintant, M. 1960 — Les dunes quaternaires de la vallée de la Saône. *Bull. Sci. Bourgogne*, t. 20.
- Tricart, J. 1947 — Méthode d'étude des terrasses. *Bull. Soc. Géol. France*, 5 sér., t. 17; p. 559—575.
- Tricart, J. 1949—52 — La partie orientale du Bassin de Paris. t. 2 — L'évolution morphologique au Quaternaire. Paris.
- Wegmann, E. G. 1938 — Geological investigations in Southern Greenland. *Meddelelse om Groenland*, vol. 113, no 2.

Guy Mary

Caen

PERYGLACJAŁ OKOLIC MANS

(DEP. SARTHE, FRANCJA)

Streszczenie

Zarys treści

Obszar le Mans posiada szereg wyraźnych cech plejstocenijskich zjawisk peryglacialnych. W dolinach rzek Sarthe i Huisne rozwinięte są 4 terasy zbudowane z gruboziarnistych osadów warstwowych, które zawierają słabo zaokrąglone ziarna. Obecność wielkich bloków paleozoicznych i prekambryjskich w osadach terasowych rzeki Sarthe, około 80 km poniżej miejsca ich pochodzenia świadczy o transporcie na krach lodowych. Otoczaki krzemienne pochodzące z wysoczyzn zbudowanych z gliny zawierającej krzemienie świadczą o soliflukcyjnym zasypianiu dolin. Rzeki jednak były dostatecznie potężne aby przemieścić osady soliflukcyjne i nadać im strukturę warstwową. Wiatr przekształcił krajobraz wychodni piasków cenomańskich. Deflacja rozszerzyła, wyrównała i pogłębiła doliny, pozostawiając jedynie wzgórza stożkowe i stoliwa oraz pokrywę kamieniste złożone z kamieni rzeźbionych przez wiatr.

Miasto Mans leży przy zbiegu rzek Huisne i Sarthe. Huisne płynie z ENE ku SWS poprzez obszar mezozoiczny i trzeciorzędowy. Sarthe płynąc z północy na południe przecina utwory mezozoiczne, a 50 km powyżej Mans przecina obszar zbudowany z utworów prekambryjskich i paleozoicznych stanowiących wschodni kraniec Masywu armorykańskiego. Na prawym brzegu rzeki Huisne rozwinięte są 4 terasy o wysokościach względnych 6—8 m, 12—15 m, 27—30 m i 40 m. Terasa najwyższa wznosi się do 85 m n.p.m. dominując ponad całą okolicą. W dolinie rzeki Sarthe występują jedynie 3 terasy niższe.

Akumulacja każdego poziomu terasowego rozpoczynała się od osadzania grubych bloków. W dolinie Huisne były to bloki piaskowców

trzeciorzędowych, a w dolinie Sarthe — piaskowców trzeciorzędowych i skał paleozoicznych. Wyżej leży potężna seria słabo zaokrąglonych otoczków, która ku górze przechodzi w serię coraz bardziej piaszczystą. W dolinie rzeki Sarthe jednak, w górnej części terasy 6—8 m pojawia się drugi poziom dużych bloków, choć słabiej wykształcony niż dolny. Wielkie bloki skał paleozoicznych były przenoszone przez kry lodowe. Niektóre bloki piaskowca trzeciorzędowego posiadają na powierzchni rysy powstałe na skutek tarcia bloków o inkrustowaną kamieniami powierzchnię wiecznej zmarzliny. Rysy te powstały podczas powolnego śpłyzywania samych bloków w czasie ich przenoszenia przez soliflukcyjne strumienie błotne. Obecność takich bloków w aluwjach jest rezultatem działania procesów peryglacyjnych. Górne części serii akumulacyjnych uległy zaburzeniom mrozowym. Dwie dolne terasy zostały przykryte przez soliflukcyjny materiał pochodzący z turońskich osadów glaukonitowych. Warunki peryglacyjne panowały tu jeszcze po zakończeniu ostatniego zasypania.

Na południe od teras rzeki Huisne, pomiędzy Sarthe na W i skrajem wysoczyzny zbudowanej z gliny zawierającej krzemienie na E, rozciąga się równina, nad którą wznoszą się pagórki ostańcowe. W ich podłożu występują rudonośne iły i piaski cenomańskie, a na powierzchni leżą piaskowce trzeciorzędowe. Te same utwory budują kuestę opadającą na S, gdzie występują osady jurajskie. Wzdłuż krawędzi kuesty ciągnie się szereg piaszczystych wzgórz stożkowych i stoliw. Kuesta, południowy skraj stoliw, wzgórz stożkowe oraz równinne obszary zarówno piaszczyste jak i ilaste, pokryte są brukiem rudych głazów eolizowanych znajdujących się na głębokości 40 cm pod glebą współczesną. Natomiast stoki wzgórz ostańcowych pokrywa płaszcz eolizowanych okruchów piaskowca trzeciorzędowego. W obniżeniach między wzgórzami spotyka się bruzdy deflacyjne. We wschodniej części obszaru piasek eolizowany przykrywa wszystkie terasy i wypełnia kliny zmarzlinowe. U stóp południowych stoków i na powierzchni najmłodszego, 6—8 m zasypania terasowego wznoszą się wydmy. Po wytworzeniu się tej ostatniej terasy panował bardzo zimny i suchy klimat peryglacyjny. Okres ten cechował silny rozwój procesów eolicznych wywołanych dominującym wiatrem WSW. Intensywna działalność wiatru była uwarunkowana: (1) obecnością piasków cenomańskich podatnych na wywiewanie i erodowanie dzięki zawartości kwarcowego materiału żłobiącego; (2) istnieniem dolin zorientowanych zgodnie z kierunkiem panującego wiatru; (3) obecnością kuest prostopadłych do kierunku przemieszczania piasku; (4) obecnością skał podatnych na korrozję. Piasek niesiony przez wiatr szlifował rude i trzeciorzędowe piaskowce; na równinie Hunaudières zostały usunięte utwory powierzchniowe aż do serii ilów rudonośnych; wiatr wyżyłił bruzdy defla-

cyjne w obniżeniach między wzgórzami, rozszerzył i wyrównał doliny w brzeżnej części kuesty, przekształcił stoki wzgórz stożkowych i stoliw. Rzeźba obszaru przypomina krajobraz pustynny typu saharyjskiego z brukiem pustynnym i wzgórzami-świadkami. Mimo tego podobieństwa jest on jednak wytworem pustynnych procesów peryglacjalnych, z których najważniejsza była deflacja.



Photo 1. La Pécardière. Bloc de grès tertiaire à la base de la terrasse de 12—15 m



Photo 2. La Rouvelière. Petit bloc de quartzite primaire au sommet de la terrasse de 6—8 m



Photo 3. La Beguinière. Fente en coin au sommet de la terrasse de 12—15 m



Photo 4. Grès éolisés en forme de „gomme d'écolier usée”



Photo 5. Grès éolisés: *dreikanter* et „poinçons”



Photo 6. Grès roussards éolisés en billes



Photo 7. Pavage éolien dégagé au pied de la butte de Rossay

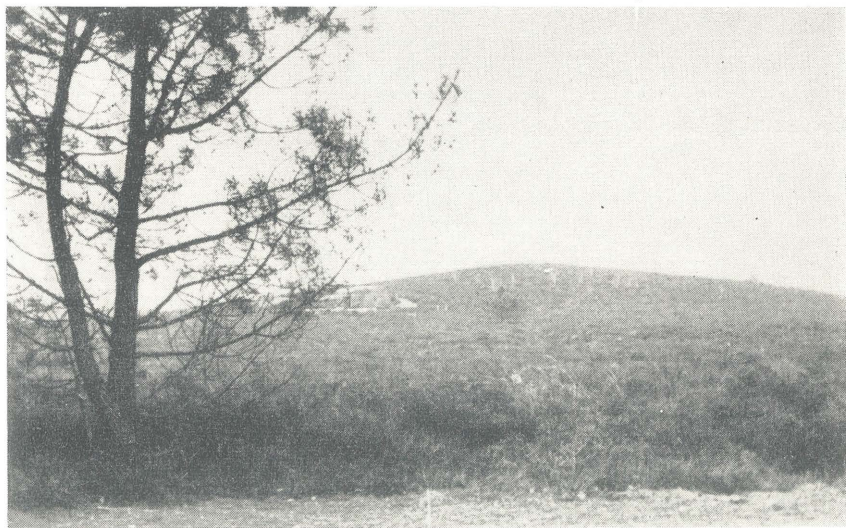


Photo 8. Mulsanne ($0^{\circ}15'E$, $47^{\circ}55'N$). Butte conique reprofilée par le vent