

## DREUX

La carte géologique à 1/50 000  
DREUX est recouverte  
par la coupure suivante  
de la Carte géologique de la France à 1/80 000 :  
CHARTRES (N° 64)

Breuil- s/Iton	St-André- de-Eure	Houdan
Verneuil	DREUX	Nogent- le-Roi
La Loupe	Courville- s/Eure	Chartres

# CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

## DREUX

par  
F. MÉNILLET



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE,  
DES POSTES ET TÉLÉCOMMUNICATIONS  
ET DU COMMERCE EXTÉRIEUR  
BRGM  
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE  
DREUX À 1/50 000**

**par**

**F. MÉNILLET**

**avec la collaboration de**

**E. DUGUEY, L. FROBERT, P. HAVLICEK,  
M. ISAMBERT, C. MONCIARDINI, P. MAGET, A. PIERRET**

**1994**

**Éditions du BRGM  
Service géologique national**

**Références bibliographiques.** Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

— *pour la carte* : MÉNILLET F., HAVLICEK P., FROBERT L., DUGUEY E., GIGOT C., LEBRET P., PIERRET A., avec la collaboration de MONCIARDINI C. (1994). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Dreux** (216). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet et coll. (1994), 67 p.

— *pour la notice* : MÉNILLET F., avec la collaboration de DUGUEY E., FROBERT L., HAVLICEK P., ISAMBERT M., MONCIARDINI C., MAGET P., PIERRET A. (1994) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Dreux** (216). Orléans : BRGM, 67 p. Carte géologique par F. Ménillet *et al.* (1994).

© BRGM, 1994. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-1216-1

## SOMMAIRE

	Pages
<b>RÉSUMÉ</b>	5
<b>ABSTRACT</b>	6
<b>INTRODUCTION</b>	7
<i>SITUATION ADMINISTRATIVE</i>	7
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	7
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL - PRÉSENTATION     DE LA CARTE</i>	9
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS     D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	10
<b>DESCRIPTION DES TERRAINS</b>	11
<i>TERRAINS NON AFFLEURANTS</i>	11
<i>TERRAINS AFFLEURANTS</i>	13
<b>Formations mésozoïques</b>	13
<b>Formations superficielles</b>	18
<b>ÉVOLUTION TECTONIQUE</b>	47
<b>SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE</b>	50
<b>GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT</b>	52
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	52
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	53
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	55
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	57
<b>DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE</b>	61
<i>PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE</i>	61
<i>SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES,     ITINÉRAIRES</i>	61
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	62
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	66
<i>ÉTUDES ANALYTIQUES</i>	67
<b>AUTEURS</b>	67
<b>ANNEXES</b>	
<i>COUPES RÉSUMÉES DES FORAGES (tabl. 2)</i>	
<i>ANALYSES CHIMIQUES (MAJEURS) (tabl. 4)</i>	
<i>ANALYSES CHIMIQUES (TRACES) (tabl. 5)</i>	
<i>ANALYSES GRANULOMÉTRIQUES ET     MINÉRALOGIQUES (tabl. 6)</i>	

## RÉSUMÉ

La coupure Dreux de la Carte géologique de la France à 1/50 000 est située dans la partie septentrionale du département de l'Eure-et-Loir (Nord du Thymerais et Drouais) et à l'extrémité sud-est des plateaux normands (Nord de la vallée de l'Avre). Elle recouvre des plateaux à soubassement de craie, calcaire tendre connu localement sous le nom de « marne » en raison de son utilisation comme amendement pour neutraliser les terres acides. Déposée sous la mer il y a 65 à 100 millions d'années, la craie renferme des coquilles fossiles et est principalement constituée par les squelettes calcaires d'organismes microscopiques. L'étude de ces microfossiles a permis de dater l'âge de la formation des craies recueillies sur la carte Dreux. À l'affleurement, elles sont de plus en plus récentes du Sud-Ouest vers le Nord-Est. L'épaisseur de la masse de craie augmente dans cette même direction, les couches de craie les plus anciennes s'approfondissant vers le centre du Bassin parisien. La reconnaissance de cette disposition des terrains et de quelques dislocations (failles ou flexures) permettra de mieux comprendre les circulations d'eau et de les exploiter de manière plus rationnelle, la craie formant le principal « réservoir d'eau » utilisé dans la région.

En surface, la craie, riche en silex, est altérée et remplacée par une argile à silex plus ou moins sableuse (Formation résiduelle à silex), très épaisse en Thymerais (jusqu'à 40 m). Cette altération s'est poursuivie depuis le retrait de la mer de la craie jusqu'à nos jours. Mais entre-temps, il y a quelque 30 millions d'années, la mer qui a déposé les Sables de Fontainebleau, a réenvahi partiellement la région jusqu'au talus qui se suit de Saint-Lubin-des-Joncherets au Boullay-Mivoye. Le long de cette ligne, on retrouve les galets de silex roulés sur le rivage de cette mer à sa plus grande extension. Les sables, conservés seulement en poches dans les argiles à silex, ont été jadis exploités, mais ne forment pas de gisements suffisamment importants pour une extraction de dimension industrielle. Les gisements de galets d'alluvions (graves) ont presque tous été exploités ou sont « gelés » par l'urbanisation de l'agglomération de Dreux. L'utilisation des silex de la Formation résiduelle à silex, concassés en ballast, granulats et sable, a commencé malgré le handicap de la gangue argileuse. À la surface des plateaux, des limons apportés par le vent à l'état de poussières, en particulier pendant les dernières périodes froides et sèches du Quaternaire (vers -20 000 et -200 000 ans), forment les meilleures terres de cultures de la région.

## ABSTRACT

The sheet Dreux from the France national geological surveying at the 1/50 000 scale is located on the western border of Paris Basin in Cretaceous belt. Deeper bore-holes have reached glauconitic chalk from upper Cenomanian underlying the Turonian argileous chalk. The layers thicken NE toward the center of the basin. Coniacian and Santonian chinks can be seen in outcrops on slopes of the valley in the center and the northern part of the sheet. Campanian chinks are preserved only E and NE of Dreux city. Stratigraphy have been established with foraminifera. Flint layers are everywhere present. Chalk is capped by a thick weathering formation (RS) composed by flints inherited from chalk, red clay and sands. Probably of Eocene and Oligocene age, sands are mainly preserved in karstic fillings. Blocks of sandstones, some with silcrete fabric, occur on RS surface. A line of marine pebbles following a nearly straight slope marks the boundary of an upper Rupelian transgression. In the main valleys 3 Pleistocene alluvial terraces are locally preserved. Slopes looking north and eastward keep some loess deposits. Tectonics features are only layers thickening and hinge lines (flexures) or faults with little displacements.

## INTRODUCTION

### *SITUATION ADMINISTRATIVE*

La feuille Dreux est située pour l'essentiel dans le département de l'Eure-et-Loir, région Centre, à l'exception des communes localisées en bordure nord de la carte (Nord de l'Avre) qui appartiennent au département de l'Eure, région Haute-Normandie.

Liste des communes situées en totalité ou en partie sur la carte :

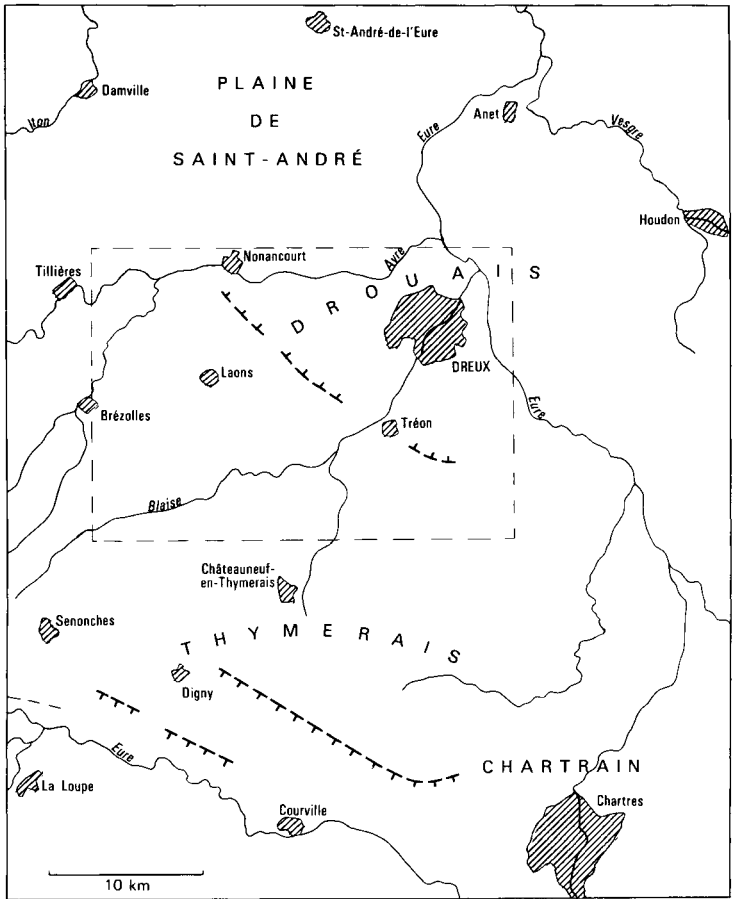
*Département de l'Eure* : Acon, Breux-sur-Avre, La Madeleine-de-Nonancourt, Mesnil-sur-l'Estrée, Muzy, Nonancourt, Saint-Germain-sur-Avre.

*Département de l'Eure-et-Loir* : Allainville, Aunay-sous-Crécy, Bérout-la-Mulotière, Boissy-en-Drouais, Boullay-les-deux-Églises, Le Boullay-Mivoye, Le Boullay-Thierry, Brézolles, Charpont, Chataincourt, Châteauneuf-en-Thymerais (moins de 1 km<sup>2</sup>), Chérizy, Crécy-Couvé, Crucey-Villages, regroupant les anciennes communes de Crucey, Maintenue et Vitray-sous-Brézolles ; Dampierre-sur-Avre, Dreux, Écluzelles, Escorpain, Fontaine-les-Ribouts, Garancières-en-Drouais, Garnay, Laons, Louvilliers-en-Drouais, Louvilliers-lès-Perche, Maillebois, regroupant les anciennes communes de Blévy, Dampierre-sur-Blévy, Maillebois et Saint-Maixme-Hauterive ; Marville-Moutiers-Brûlé, Le Mesnil-Thomas, Mézières-en-Drouais, Montreuil, Prudemanche, Puiseux, Revercourt, Saint-Ange-et-Torçay, Saint-Jean-de-Rebervilliers, Saint-Lubin-de-Cravant, Saint-Lubin-des-Joncherets, Saint-Rémy-sur-Avre, Saint-Sauveur-Marville, regroupant les anciennes communes de Marville-au-Bois et Saint-Sauveur-Levasville ; Sainte-Gemme-Moronval, Saulnières, Serazereux, Tremblay-les-Villages, regroupant les anciennes communes de Chêne-Chenu, Gironville-et-Neuville et Tremblay-le-Vicomte ; Tréon, Vernouillet, Vert-en-Drouais, Villeneuve-sur-Eure.

### *SITUATION GÉOGRAPHIQUE*

Le territoire couvert par la carte correspond (fig. 1) à la partie septentrionale du Thymerais (ou Thimerais), au Sud-Ouest du Drouais et à la frange méridionale de la plaine de Saint-André (ou campagne Saint-André ; en réalité un plateau). Les deux premiers prolongent vers le Nord l'ensemble Faux-Perche—Beauce d'Illiers. Ce sont des noms de pays d'origine historique, mais correspondant approximativement à des entités structurales et ils peuvent être conservés. La plaine de Saint-André termine vers le Sud-Est la succession des plateaux normands méridionaux.

Ces différents pays ont un aspect assez semblable. Ce sont des plateaux, un peu disséqués par le réseau hydrographique, à morphologie plus souvent ondulée que tabulaire. Ils sont très entaillés par deux affluents de la rive gauche de l'Eure : l'Avre et la Blaise. Tout le réseau hydrographique appartient au bassin-versant de l'Eure qui



Les talus qui limitent le plateau du Thymerais sont figurés par un ligne de tiretés avec barbelures du côté de la zone déprimée

**Fig. 1 - Les régions naturelles où s'inscrit la feuille à 1/50000 Dreux**



recoupe l'angle nord-est de la feuille. La Blaise traverse en oblique la carte, de Louvilliers-lès-Perche à Dreux. L'Avre, dont les sources sont en partie captées (feuille à 1/50 000 Verneuil) et conduites à Paris par un aqueduc, a un cours d'orientation W-E. Presque tous les autres cours d'eau, des ruisseaux, ont un écoulement temporaire et la plupart des vallons sont secs (écoulement hypodermique ou karstique). Deux directions prédominent dans le réseau hydrographique : SW-NE et SE-NW ; son ordonnance et ses anomalies seront traitées dans le chapitre « Évolution tectonique ».

Les parties les plus hautes du territoire cartographié (195 m), se situent en bordure méridionale de la feuille (Le Mesnil-Thomas, Tremblay-les-Villages), le plateau du Thymerais étant incliné du Sud vers le Nord. Au Nord du talus Nonancourt-Tréon-Le Boullay-Mivoye, l'altitude du plateau du Drouais dépasse rarement 140 m. La vallée la plus encaissée est celle de l'Eure, la rivière coulant à Montreuil à une altitude de 75 m, 60 m en contrebas du plateau du Drouais.

### *CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL PRÉSENTATION DE LA CARTE*

La carte Dreux est située dans l'auréole crétacée de l'Ouest du Bassin parisien à une faible distance de la limite d'érosion des dépôts tertiaires du centre du bassin. La transgression marine de l'Oligocène (Sables de Fontainebleau, d'âge rupélien) a atteint le domaine couvert par la carte. La trace d'un rivage, jalonné par des galets marins résiduels, se suit depuis Saint-Lubin-des-Joncherets jusqu'au Nord du Boullay-Mivoye. Ce paléorivage, souligné par un talus, sépare le plateau du Thymerais, au Sud et à l'Ouest, du plateau du Drouais, moins élevé, au Nord-Est.

Recouverte par une formation d'altération, la Formation résiduelle à silex (« Argile à silex » des anciens auteurs), la craie n'affleure que sur les versants des vallées. Elle présente un léger pendage vers le Nord-Est, de valeur supérieure à la pente topographique dans cette même direction, et la Formation résiduelle à silex recouvre des craies de plus en plus jeunes du Sud-Ouest au Nord-Est de la feuille. En Thymerais, la Formation résiduelle à silex est très épaisse (15 à plus de 40 m) et recouvre des craies du Turonien au Sud, du Coniacien et du Santonien au centre de la carte. En Drouais, cette formation d'altération est beaucoup moins puissante (3 à 15 m) et repose sur des craies d'âge santonien supérieur à campanien.

La Formation résiduelle à silex est très cryoturbée à la surface des plateaux et solifluée sur les versants. Elle renferme de nombreuses poches de sable (Sables du Thymerais, d'âge éocène possible et Sables de Fontainebleau, d'âge rupélien en Drouais). En surface, principalement en Thymerais, elle est parsemée de blocs de grès et de conglomérats correspondant à une ancienne carapace siliceuse (silcrète) démantelée. La Formation résiduelle à silex est recouverte par les limons.

D'origine éolienne, ces dépôts fins sont érodés et résiduels sur les versants exposés à l'Ouest et au Sud, mieux préservés et plus épais sur les versants regardant l'Est et le Nord où l'on observe des lentilles de loess typique.

Dans les vallées principales, des alluvions anciennes, graveleuses, sont conservées, en terrasses sur les versants et en fond de vallée où elles sont recouvertes par des alluvions récentes limono-sableuses.

### *TRAVAUX ANTÉRIEURS CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE*

La coupure à 1/50 000 Dreux correspond approximativement au quart nord-ouest de l'ancienne carte géologique à 1/80 000 Chartres dont la première édition (1873) est l'œuvre de A. Potier et la seconde (1905) celle de G. F. Dollfus. Elle se situe dans la lignée des 1/50 000 Nogent-le-Roi de F. Ménillet et M. Crahet (1971) et Saint-André-de-l'Eure de Y. Dewolf et G. Kuntz (1977). Comme pour ces dernières, nos connaissances de la structure du substrat crétacé ont été renouvelées par les études micropaléontologiques de C. Monciardini et une grande attention a été portée aux formations superficielles. Continuant ses recherches du 1/50 000 Courville vers le Nord, C. Gigot a recueilli tous les échantillons de sondages disponibles pour l'étude de la microfaune de la craie ; échantillons d'autant plus précieux que l'abondance des silex dans la craie et dans son épaisse couverture argileuse n'a pas permis d'effectuer des sondages de reconnaissance à la tarière mécanique.

L'ancienne conception de G.F. Dollfus (1890), supposant une succession assez serrée de rides anticlinales de direction NW-SE, a donc été infirmée par la micropaléontologie. La nouvelle structure mise en évidence (voir le schéma structural en marge de la carte) permet de comprendre certaines « anomalies » dans l'aquifère de la craie et sera utile pour les futures recherches d'eau.

Pour les éléments résiduels du Tertiaire, les levés, en particulier ceux de P. Havlicek, ont largement complété l'inventaire des blocs de grès et des poches de sables tertiaires figuré sur la carte géomorphologique de Y. Dewolf (1972). F. Ménillet a découvert, parmi les grès noduleux, des faciès typiques de silcrètes, accréditant l'hypothèse d'une ancienne carapace siliceuse en Thymerais. De nouvelles données analytiques font progresser le dossier des Sables du Thymerais dont l'âge varie dans la littérature, sans arguments décisifs, du Sparnacien au Pliocène.

En prémices au nouveau projet de recherche scientifique « Formations superficielles et géomorphologie », réunissant les compétences de chercheurs de l'Université, du CNRS, de l'INRA et du BRGM, avec les encouragements du Comité de la Carte géologique de la France,

un essai de figuration objective des formations superficielles a été tenté.

Les levés ont été effectués dans de bonnes conditions, en utilisant, dans la mesure du possible, les saisons les plus favorables (septembre à avril) et les travaux de terrassement de deux années consécutives. Les auteurs remercient les directeurs de chantiers pour leur accueil et leur compréhension.

La précision des contours et le niveau de connaissances des différentes formations sont limités par des conditions d'affleurement très inégales ; meilleures dans la partie nord-est de la feuille, très restreintes et superficielles dans les zones de plateau.

## DESCRIPTION DES TERRAINS

### *TERRAINS NON AFFLEURANTS*

#### **Anté-Turonien**

Sur le territoire couvert par la feuille, aucun sondage pétrolier n'est implanté. Les deux ouvrages profonds les plus proches : Marville 1, au Sud de Marville-au-Bois, sur la coupure Courville (Gigot, 1990) et Prey 1, en lisière septentrionale de la coupure Saint André-de-l'Eure (Dewolf et Kuntz, 1977), donnent une idée de la composition et de l'épaisseur des principales assises de la série mésozoïque anté-turonienne.

Les deux sondages ont rencontré des schistes lustrés du Paléozoïque à une profondeur voisine de 1 000 m ; en comptant un minimum de 150 m pour l'ensemble Turonien—Sénonien, on peut estimer l'épaisseur de la série mésozoïque locale à environ 1 100 m. La sédimentation du Jurassique et du Crétacé relève de milieux marins. Le tableau 1 résume les observations effectuées sur ces sondages.

#### **Crétacé supérieur**

Qu'ils soient ou non affleurants, ces dépôts sont subdivisés selon une échelle biostratigraphique fondée sur des zones de foraminifères benthiques et planctoniques (Monciardini 1978, 1980), utilisée depuis 1970 pour préciser les levés des cartes à 1/50 000 du bassin de Paris.

Alors que le Cénomaniens inférieur n'est pas atteint dans les forages pour recherche d'eau disponibles, les assises du **Cénomaniens moyen-supérieur** sont identifiées dans plusieurs d'entre eux, au Sud de la feuille (7-4, 7-35, 7-36 ; cf. tabl. 2, en annexe). Non échantillonnés, les sondages 5-38 et 8-19 ont vraisemblablement été foncés jusque dans ces assises. Dans les ouvrages étudiés, ont été pénétrées au plus sur 8 m (forage 7-4), des craies gris clair fossilifères, un peu glaucוניeuses, tendres ou indurées (sparitisées). Elles contiennent des bio-

Subdivision stratigraphie	Épaisseur présumée (mètres)	Lithologie probable
<b>Trias</b> ou <b>Permo-Trias</b>	20	Argiles bariolées avec possible intercalations de grès
<b>Jurassique</b>		
Charmouthien	30 à 40	Argiles noires et calcaires
Toarcien-Aalénien	30 à 40	Argiles et marnes à passées feuilletées ou micacées
Bajocien-Bathonien	160 à 180	Calcaires gris à beiges, oolitiques vers le haut
Callovo-Oxfordien	320 à 350	Partie inférieure : marnes et grès Partie supérieure : calcaires
Kimméridgien	110	Calcaires et marnes
Portlandien	70 à 100	Calcaires, marnes et grès
<b>Crétacé</b>		
Albien	50	Argiles vertes glauconieuses Sables verts, glauconieux Argiles grises sableuses (Gault)
Cénomanién	70 à 100	Partie inf. : marnes, grès et calcaires glauconieux Partie sup. : craie sableuse et glauconieuse

**Tableau 1. — Lithostratigraphie résumée de la série anté-turonienne**

clastes d'ophiurides et d'échinides, accompagnés ou non d'inocérames, de bryozoaires et silicisponges. *Rotalipora cushmani* et *R. greenhornensis* sont les marqueurs principaux des biozones C/b et C/c du Cénomanién moyen à supérieur (tabl. 3, en pages centrales). La disparition de ce genre et d'une association benthique spécifique du Cénomanién, marquent avec netteté l'articulation avec la biozone T/b assimilée au Turonien inférieur. Toutefois, la limite chronostratigraphique fondée sur les ammonites et utilisée dans le bassin anglo-parisien est un peu postérieure au repérage obtenu avec les foraminifères.

Les couches du **Turonien** ont été traversées dans ces mêmes sondages et atteintes dans trois autres : 2-5, 5-39 et 5-40. Elles sont tronquées par altération dans les sondages 7-4, 7-35 et 7-36. Seul l'ouvrage de Blévy-Chennevières (5-38), malheureusement non échantillonné, les a recoupées en totalité. La limite inférieure de l'étage est marquée par la disparition d'éléments crayeux verdâtres, probablement glauconieux. La limite supérieure, habituellement mise au sommet des craies argileuses à silex noirs, n'est pas nette dans ce sondage où, sous la craie blanche à silex gris, typique du Sénonien inférieur local, une quinzaine de mètres de craie jaunâtre à silex gris-noir ou « blonds » sont observés. L'épaisseur du Turonien apparaît donc comprise dans une fourchette de 30 à 45 m.

Au-dessous, le faciès typique du Turonien est une craie argileuse, parfois micacée, blanche à grise à silex noirs. Seul le Turonien des sondages 7-4, 7-35 et 7-36 a été étudié. Les silex n'y sont pas noirs, mais beiges, voire de teinte ambrée, probablement oxydés par altération. La craie est tendre, gris blanchâtre à gris clair. La macrofaune, en bioclastes, est dominée par des ophiurides et des inocérames, associés à des bryozoaires, des échinides et des silicisponges. Dans ces sondages, le Turonien étant tronqué par altération, seules les biozones *T/a* et *T/b* basale ont été repérées, sans que soient atteints les niveaux à *Marginotruncana helvetica*. Ces assises sont recouvertes par la Formation résiduelle à silex (RS).

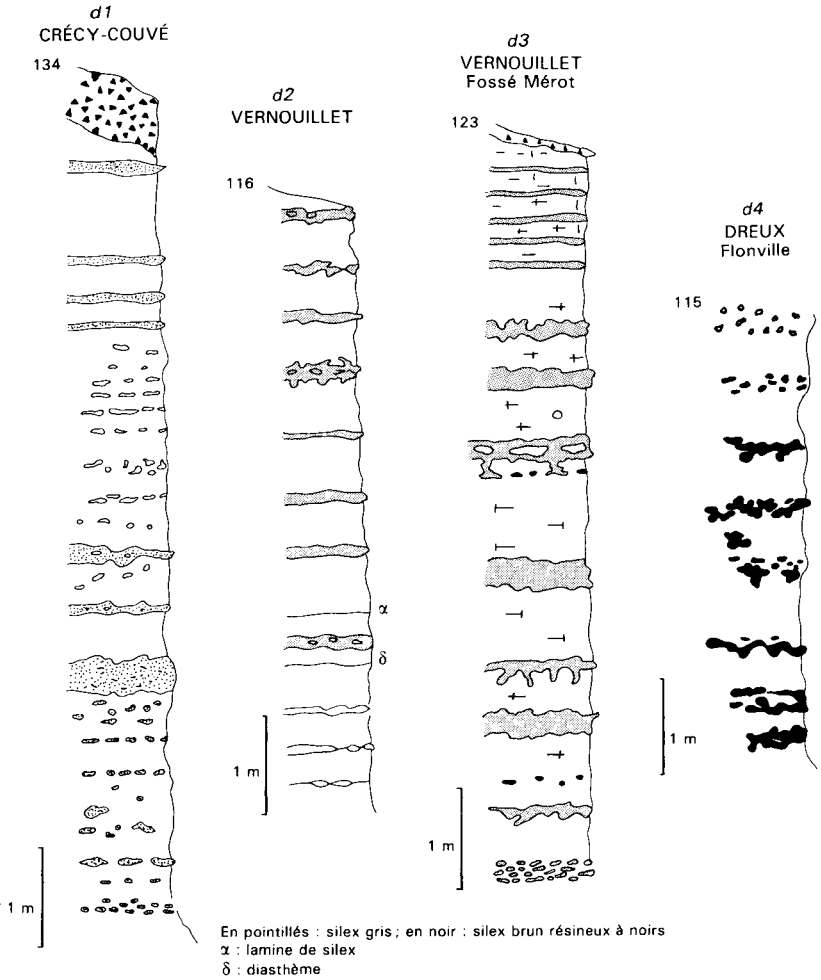
## TERRAINS AFFLEURANTS

### Formations mésozoïques

#### Crétacé supérieur

Les terrains affleurants les plus anciens sont rattachés au sommet du Coniacien, étage inférieur du super-étage Sénonien. Ils sont formés de craies plus ou moins dures riches en bryozoaires, à silex gris, souvent tabulaires. Au-dessus, les assises du Santonien sont constituées par les mêmes types de dépôts, à l'exception de leur partie sommitale où apparaissent des craies plus tendres à silex noduleux, irréguliers, noirs, qui se généralisent au Campanien. À défaut d'ammonites, l'échelle stratigraphique ancienne était fondée sur des échinides, patiemment récoltés dans les nombreuses carrières artisanales jadis exploitées. De telles récoltes n'étant plus possibles aujourd'hui, nous avons eu systématiquement recours à la micropaléontologie. Malheureusement, dans les craies du Coniacien et de la partie inférieure à moyenne du Santonien, la microfaune, peu compatible avec la prolifération des échinodermes et des bryozoaires, est pauvre et peu caractéristique. En contrepartie, dans celles du Santonien élevé et du Campanien, les biozones de foraminifères sont bien identifiables. Elles ont même été subdivisées en sous-zones, à valeur régionale.

La recherche de niveaux-repères et de discontinuités sédimentaires donne des résultats inégaux. Seul un niveau de craie noduleuse durcie du Santonien supérieur a pu être retrouvé dans plusieurs carrières où des corrélations ont pu être établies. De tels niveaux existent plus bas dans la série, mais ils n'ont pu être suivis, et les essais de corrélation entre les carrières sont restés vains. Par ailleurs, la lithologie des craies n'est pas suffisamment différenciée et la morphologie des bancs de silex varie trop latéralement. Quant à la carbonatométrie, 80 % des craies affleurantes contiennent un peu de dolomie (médiane 1,5 % sans différences entre le Santonien et le Campanien). Si le pourcentage maximum mesuré (7,45 %) appartient à une craie jaunâtre de la biozone *d*, statistiquement les craies durcies et colorées ne sont pas plus dolomitiques que les autres et certaines d'entre elles en sont dépourvues. Les pourcentages supérieurs à 4 % sont peu fréquents.



**Fig. 2 - Coupes lithologiques représentatives des différentes biozones de foraminifères du Santonien inférieur à moyen (d1 à d4) de la région drouaise (E.-et-L.)**

L'épaisseur de la série crayeuse du Sénonien, tronquée à sa partie supérieure par altération, augmente globalement du Sud-Ouest au Nord-Est, le pendage des couches étant supérieur à celui de la pente moyenne des plateaux. Elle atteint et dépasse éventuellement la centaine de mètres sous les hauteurs de la ville de Dreux. Vers le Nord-Est, les craies de la partie supérieure de la série sont de plus en plus jeunes. Vers le Sud-Est, la réduction d'épaisseur par altération va jusqu'à la disparition complète des assises du Sénonien dont l'élimination a été facilitée par une réduction de puissance des couches, vraisemblable dans cette direction.

**c4-5. Coniacien à Santonien. Craies blanches à jaunâtres, riches en bryozoaires, à niveau de silex gris souvent tabulaires (biozones de foraminifères b-c à f).** Ce sont des craies blanchâtres, souvent un peu jaunâtres dans les anciennes carrières, de dureté très variable, parfois grossières, rêches au toucher. Elles renferment de rares niveaux franchement durs, noduleux, en majorité jaunâtres. Les craies coniaciennes et santoniennes sont généralement massives, la stratification étant marquée essentiellement par des bancs ou niveaux de silex (fig. 2), omniprésents. Calculée sur près de 90 m de coupes, l'épaisseur moyenne de ces derniers est de 18 cm (médiane 15 cm, maximum 40 cm) et ils sont séparés par des masses de craie épaisses en moyenne de 50 cm (0,15 à 2 m). La moitié des niveaux de silex étant discontinus, le rapport silex/craie, en volume, ne dépasse pas 20 %. La teinte de ces silex est généralement grise, gris-blanc bleuâtre laiteux à gris-beige, plus rarement brune. Leur morphologie est variable, avec tous les types intermédiaires entre des bancs ou dalles à faces subparallèles et des nodules de forme irrégulière.

• **Formation assimilée au Coniacien moyen à supérieur (biozones b-c).** La pauvreté des associations microfauniques s'oppose à l'individualisation des biozones *b* et *c*, regroupées en une seule entité *b-c*, marquée par la présence de *Lingulogavelinella vombensis*. Des travaux récents (Pomerol *et al.*, 1987) tendent à placer la limite chronostratigraphique Coniacien—Santonien au sein de la biozone *c* et non à son toit.

À l'affleurement, les dépôts relatifs à *b-c* ne sont reconnus qu'au NNE de Torçay, en rive gauche de la Blaise et sur les coteaux de l'Avre en amont de Nonancourt. Ce sont des craies souvent assez grossières et partiellement recristallisées (sparitisées), où les bioclastes d'ophiurides et d'échinides prédominent encore sur les bryozoaires. Le sondage 6-27 les pénètre sur 23 m, leur base n'ayant pas été atteinte; en effet, la biozone basale *a* (zone à *Reussella kelleri*) n'est pas repérée. Au sommet, elles se terminent par un calcaire dur beige, grenu, en partie spathique, qui appartiendrait déjà au Santonien. À 10 et 15 m au-dessous de ce calcaire, des craies indurées à pigmentation de manganèse rappellent les «craies poivrées» de Normandie.

• **Ensemble assimilé au Santonien (biozone b-c terminale à f).** Le toit, déjà santonien, des craies de la biozone *b-c* est marqué par la





disparition brutale de *L. vombensis*. Au-dessus, les anciennes marnières ouvertes dans les coteaux de la Blaise, de Saulnières à Dreux et dans ceux de l'Avre de Nonancourt à Muzy, recoupent des craies appartenant essentiellement à la biozone *d*. Les bancs de silex gris y sont fréquents. L'épaisseur de ces craies est probablement comprise dans une fourchette de 70 à 90 m. Elles peuvent être subdivisées en sous-zones à valeur locale.

Dans la partie inférieure (sous-zone *d1*), les craies sont très bioclastiques et renferment plusieurs niveaux indurés. Les niveaux à rognons de silex paraissent plus nombreux que les silex en bancs. Les bioclastes de bryozoaires et d'échinides y prédominent ; les inocérames sont fréquents ; on y observe en outre des entroques, des polypiers isolés, des annélides et des petits brachiopodes. La microfaune, pauvre, est constituée d'individus de petite taille, peu caractéristiques.

Au-dessus (sous-zone *d2*), les craies bioclastiques, et comprenant le même cortège que dans la biozone sous-jacente, apparaissent en intercalations avec des craies plus fines. Les silex gris en dalles ou bancs sont fréquents (fig. 2).

La sous-zone *d3* est bien caractérisée au Sud-Est de Muzy, au débouché du vallon de Vaubreu sur la vallée de l'Avre. Dans cette coupe, les silex, toujours gris, ont une forme très irrégulière et la craie présente deux niveaux durs noduleux (fig. 2). À Dreux, sous la chapelle royale, les coupes de la « Petite-Falaise » et de la « Grande-Falaise » exposent la partie supérieure de la zone, à silex souvent épars, moins bien disposés en niveaux. Dans la partie supérieure de la coupe, un niveau de craie noduleuse jaunâtre marque approximativement le sommet de la biozone. Ce niveau noduleux a été retrouvé au Nord-Ouest de Dreux, dans la vallée de l'Avre en contrebas de l'hôpital des Bas-Buissons.

Avec la sous-zone *d4*, biostratigraphiquement bien repérable, apparaissent des niveaux et bancs à silex noirs noduleux de forme très irrégulière (fig. 2), assez semblables à ceux des craies campaniennes. Les craies sont moins bioclastiques, dépourvues d'annélides, polypiers et petits brachiopodes, mais contiennent encore des bryozoaires et des échinides. L'épaisseur des craies de cette biozone est vraisemblablement peu importante, comprise entre 5 et 10 m.

Même lithologie pour la biozone *e* : certains niveaux de craie sont encore assez durs. Les échinides prédominent sur les bryozoaires. L'épaisseur de cette biozone est peu importante, 5 à 10 m au plus. L'essentiel de la masse crayeuse semble appartenir à la partie inférieure de la zone, *Gavelinella laevis* étant encore présente aux côtés de *G. gr. laevis-cristata*, *G. cristata* et *G. clementiana costata*.

La biozone *f*, reconnue seulement en trois endroits, a une épaisseur extrêmement réduite, car à Chérizy comme sur le coteau de la chapelle royale à Dreux, on passe en 2 à 3 m de la biozone *e* à la biozone *g*. À la base de la carrière de Chérizy la transition se fait sans changement de lithologie significatif (fig. 3). L'assimilation de la limite Santonien—Campanien à la limite, d'ailleurs mal tranchée, entre *f* et *g*, est interprétative.

c6. **Campanien. Craie blanche, tendre, fine, à silex noirs à brun résineux en rognons de formes très irrégulières (biozones de foraminifères g à j).** De lithologie beaucoup plus monotone que les craies du Santonien, les assises du Campanien ne sont représentées qu'à l'Est d'une ligne brisée Charpont—chapelle royale de Dreux—Fermaincourt. Elles sont principalement représentées par la biozone la plus inférieure de l'étage (g).

À l'exception des 2 m inférieurs appartenant au sommet du Santonien (zones e et f), les 16 m du front de taille des grandes marnières de Chérizy recourent cette zone. Un phénomène de condensation semble donc intéresser une période allant du milieu ou de la partie supérieure de la biozone e à la partie inférieure de la biozone g, sans traces d'érosion ou de surface durcie. En haut de la côte des Osmeaux, en bordure de la route de Brissard (D 21-4), la biozone g est particulièrement riche en foraminifères planctoniques (marginotruncanidés, hedbergelles, hétérohélicidés).

Le sommet de la biozone g, marqué par l'apparition de *Bolivinoïdes* gr. *decoratus* évoluées (*B. rhombodecoratus*), n'a été identifié que dans les anciennes marnières de Brissard. Au sommet de ces carrières, dans les craies un peu altérées, on retrouve cette association complétée par *Gavellina stelligera*, *Eponides concinnus* et en l'absence de *Reussella cushmani*. L'ensemble est caractéristique de la biozone h. Il s'y ajoute *Gavelinopsis voltzianus*, marqueur de la biozone j. Ces observations témoignent à la fois de l'absence des craies de la zone i et d'un remaniement des craies de h dans celles de j. Cette lacune des craies de la zone i avait déjà été mise en évidence sur la feuille Nogent-le-Roi (Monciardini, 1989).

### Formations superficielles

Les formations superficielles constituent une couverture à peu près continue sur l'ensemble de la carte, le substrat crayeux n'affleurant que sur les fronts de taille des carrières et dans les terrassements profonds. En surface apparaissent presque partout des limons à silex, peu épais, mais dont la continuité est un obstacle aux différenciations cartographiques. Une attention particulière a été portée aux relations entre les formes du terrain et les coupes observées dans les formations superficielles. Une « morphologie étalonnée » et des indices superficiels (par exemple l'abondance relative des silex et des limons, la dimension des silex) ont été des guides précieux pour différencier des ensembles cartographiques dont les limites ne sont pas toujours fixées selon des critères parfaitement définis. Nombre d'entre elles ont une valeur indicative, spécialement sur les versants à très faible déclivité qui occupent des surfaces très étendues. En outre, la répartition de certaines formations superficielles, en particulier les lœss et leurs produits de remaniement, dépendent souvent de faibles variations de pente et d'ondulations mineures du terrain à une échelle beaucoup trop fine pour une figuration fidèle sur une carte à 1/50 000.

À l'exception de l'épaisse Formation résiduelle à silex et de ses poches de sable, la plupart des formations superficielles de la région s'ordonnent selon des toposéquences où la pente, l'importance du dénivelé et l'exposition jouent un rôle fondamental dans leur extension, leur épaisseur et leur composition.

Plus facile à déterminer que leur âge, leur mode de mise en place sert de critère principal pour leur différenciation et la détermination des unités cartographiques. Ainsi, sur la carte ont été distingués :

- des *dépôts résiduels* (Formation résiduelle à silex, sables en poches, blocs de grès et de conglomérats gisant épars à la surface des plateaux);
- des *dépôts éoliens* (lœss : poussières déposées par le vent);
- des *dépôts de versants* (matériaux remaniés par reptation et solifluxion sur les versants);
- des *dépôts fluviaux* (alluvions déposées par les rivières);
- des *dépôts colluviaux* (limons, sables et petits fragments de roches déposés en bas de versant et fond de vallon par les eaux de ruissellement).

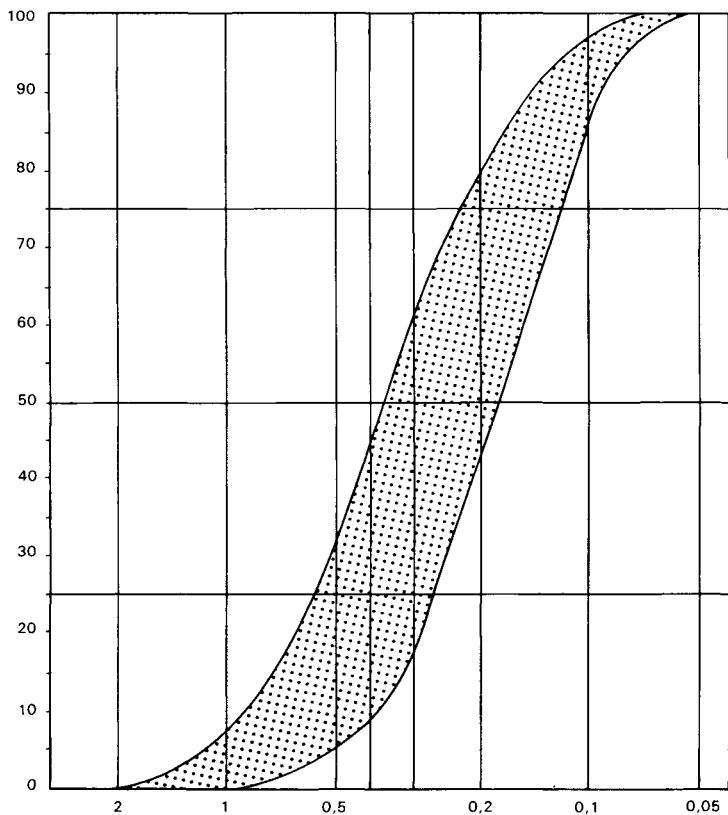
### **Dépôts résiduels et altérites**

#### **Âge tertiaire**

#### **Éocène probable. Sables du Thymerais, blocs de grès et de conglomérats (silcrète démantelé), poches d'argile**

● **Sables du Thymerais** (sables à grain moyen). Les Sables du Thymerais se présentent en poches dans la Formation résiduelle à silex. Ils affleurent parfois à la surface des champs, mais surtout dans de petites sablières, aujourd'hui toutes abandonnées sur le territoire couvert par la feuille et souvent remblayées. Les sondages montrent qu'il existe de nombreuses poches entièrement incluses dans la Formation résiduelle à silex. Ce sont des sables à grain fin à moyen, blanchâtres ou jaunâtres en profondeur, ocre ou rougeâtres dans leur partie supérieure, sur 1 à 3 m où ils sont très colmatés par des argiles d'illuviation et des oxydes de fer. Le meilleur affleurement de Sables du Thymerais se situe en dehors des limites de la feuille, à Saint-Maixme-Hauterive (carte à 1/50 000 Courville: Gigot, 1990)), 6 km au Sud-Est de Maillebois. Sur la présente carte, un affleurement remarquable a été cartographié à *Aunay-sous-Crécy* (notation e); les autres occurrences sont signalées ponctuellement par un figuré spécifique.

En poches ou mêlés à la Formation résiduelle à silex, les Sables du Thymerais ont été observés dans toute l'étendue de cette région, sans localisation préférentielle. Lors des levés, une trentaine d'indices de sables ont pu être repérés; la toponymie et la littérature (Laugel, 1861) en donnent une vingtaine d'autres. Ils sont signalés en sondages au-dessus de la Formation résiduelle à silex, en intercalation ou au-dessous. Ces dispositions correspondent probablement à des remplissages de poches ou de boyaux d'origine karstique. Les anciennes



**Fig. 4 - Faisceau granulométrique des Sables du Thymerais**  
Pourcentages pondéraux en ordonnées. Dimension des grains en abscisses

sablères donnent une idée de la dimension de ces poches : longueur, 25 à 150 m ; profondeur, 2 à 6 m. Au Nord-Ouest de Maillebois, le sondage 5-1 a traversé 12 m de sable avant de pénétrer dans la Formation résiduelle à silex.

La granulométrie des Sables du Thymerais varie peu (fig. 4 ; tableau 5, en annexe, éch. 51 à 68). Le mode est généralement compris entre 0,125 et 0,200 mm ; il dépasse 0,200 pour le tiers des échantillons, la fraction 0,200/0,315 étant toujours bien représentée, et la valeur de la médiane est dans l'ensemble un peu plus élevée que celle du mode (0,16 à 0,22 pour les sables à mode fin ; 0,23 à 0,36 pour les autres). Quelques sables sont un peu plus grossiers, en particulier ceux d'Aunay-sous-Crécy : mode supérieur à 0,315 ; médiane comprise entre 0,30 et 0,36 mm. Selon A. Laugel (1861), la granulométrie des Sables du Thymerais s'affine depuis le Perche en direction du Chartrain mais des faciès grossiers ont été rencontrés dans cette dernière région (Ménillet et Vermeire, 1971). Pour A. Cholley (1939) et P. Lenormand (1963), des sables grossiers, attribués au Pliocène, recouvriraient des sables plus fins d'âge stampien, mais les sondages effectués sur la carte à 1/50 000 Courville (Gigot, 1990) n'ont pas retrouvé cette superposition. Les Sables du Thymerais diffèrent des Sables de Fontainebleau par leur plus grande hétérométrie : indice d'hétérométrie Pomerol Hq nettement supérieur à 1, le plus souvent voisin de 1,5, pouvant atteindre 2,5.

Les Sables du Thymerais sont essentiellement constitués de grains de quartz de forme subanguleuse à arêtes fortement émoussées avec tous les stades intermédiaires vers un contour franchement arrondi, mais conservant presque toujours des concavités. Sous la loupe bino-culaire, ces grains, transparents ou laiteux, sont luisants et un peu dépolis (picotés). L'examen de la surface des grains au microscope électronique à balayage (MEB) révèle une histoire identique à celle qui a été reconnue pour les Sables du Thymerais de la carte à 1/50 000 Courville (Vinchon, 1988), à l'exception des formes d'authigenèse initiale d'origine quartzitique, des dépôts siliceux tardifs et des formes bactériennes :

- (1) épisode éolien - chocs en V, en coup d'ongle et plus rarement traînées de chocs ;
- (2) transport subaquatique (marin ?) - émoussé des formes et des figures ;
- (3) altération (météorique probable) - dissolution géométrique.

Étudié sur 10 échantillons dont 2 provenant de l'affleurement-type de Saint-Maixme (carte à 1/50 000 Courville), le cortège de minéraux lourds apparaît assez constant. En pourcentages cumulés, les minéraux ubiquistes et les minéraux de métamorphisme sont en quantité sensiblement égale. Le tableau ci-dessous figure les pourcentages médians calculés sur l'ensemble du concentré lourd, oxydes de fer exclus.

minéraux ubiquistes				minéraux de métamorphisme		
tourmal.	zircon	rutile	anatase	andalousite	staurotide	disthène
25	13	10	3	14	17	18



**Fig. 5 - Grès à faciès noduleux (fragment de silcrète)**  
(Dampierre-en-Blévy, E.-et-L.)

Abondantes dans leur partie superficielle altérée, les argiles qui empâtent les Sables du Thymerais sont essentiellement kaoliniques. Le reste de la fraction fine est constitué d'un peu d'illite et d'interstratifiés irréguliers illite/smectite.

À l'exception des parties altérées, argileuses, la composition chimique (détails sur le tableau 4, en annexe) des Sables du Thymerais est par ordre de pourcentages décroissant:  $\text{SiO}_2$  (89 à 96);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2 à 5);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,3 à 2);  $\text{TiO}_2$  (0,25 à 0,40);  $\text{K}_2\text{O}$  (< 0,05 à 0,35).

Parmi les éléments dosés en traces (B, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Sr, Y, Nb, Ag, Mo, Cd, Sn, Sb, Ba, La, Ce, W, Pb, Bi, Zr), 10 se trouvent en quantité nettement supérieure au seuil de détection (détails sur le tableau 5, en annexe). Valeurs médianes en grammes par tonne (ppm) pour 5 échantillons: B (36); V (18); Cr (22); Co (7); Ni (15); Cu (18); Zn (22); Sr (20); Ba (87); Zr (297).

L'âge des Sables du Thymerais est mal connu car ils n'ont guère fourni que des microfaunes remaniées du Crétacé à Saint-Maixme-Hauterive (Monciardini, *in* Gigot, 1990). Dans la littérature, leur âge oscille, sans arguments décisifs, entre le Sparnacien (Denizot 1927; Aufrère, 1931) et le Pliocène (Dollfus, 1904). Par « analogie de faciès », A. Cholley (1939) et Y. Dewolf (1972) en font un dépôt de bordure de la mer stampienne. Ils sont cependant moins bien triés, et si leur cortège de minéraux lourds est très similaire, ils ne contiennent pas de sphène. Les analogies de faciès des grès qui leur sont associés avec les silcrètes de l'Éocène moyen à supérieur du centre du bassin (Thiry, 1978, 1981), et la présence de blocs de silcrètes en relais depuis le cœur du bassin jusqu'au Thymerais, sont des arguments pour un âge plus ancien. Les morphologies des grains observés peuvent être héritées des grès paléozoïques (Fleury *et al.*, 1989) ou de sables littoraux crétacés de la bordure du Massif armoricain.

• **Blocs de grès.** La surface des champs du Thymerais est fréquemment parsemée de fragments et de petits blocs de grès. Volumineux en certains endroits, ces blocs étaient vraisemblablement beaucoup plus gros et plus nombreux dans les siècles passés. L'épierrage des champs et l'utilisation des grès comme pierre à bâtir et comme pierre de protection des entrées de ferme les a éliminés dans de nombreuses parcelles. Ces grès ont un grain fin à moyen avec parfois quelques grains grossiers épars; ils sont souvent teintés en ocre par des oxydes de fer, sinon ils sont gris ou beiges, blanchâtres et poreux quand ils sont altérés. À l'exception de leurs parties altérées, ils sont généralement très durs. Leur cassure est souvent nette, avec un reflet légèrement brillant, « lustré ». Par leur faciès, ces grès s'apparentent aux grès ladères du Chartrain, ainsi dénommés pour la faible valeur des terres où ils gisent (« ladre » = mauvais). Les grès les plus fins et les plus riches en argile silicifiée ont fréquemment un faciès noduleux présentant les figures caractéristiques des silcrètes, encroûtement silicieux d'origine pédologique. Ainsi, un bloc observé 1 km au Nord de Dampierre-en-Blévy (fig. 5) présente les structures en colonnettes et nodules « coiffés » décrites par M. Thiry (1978, 1981) dans l'Éocène de la Brie.

L'étude des grès au microscope montre d'assez nombreuses figures d'illuviation dont des argilanes silicifiées, des accumulations de pigmentation noire correspondant à des concentrations en oxydes de titane (anatase), plus abondants dans les faciès noduleux.

Les grès homogènes et les grès noduleux diffèrent par leur composition chimique :

— éléments majeurs (pourcentages), moyennes de 4 échantillons pour les grès homogènes et de 3 pour les grès noduleux (détails sur le tableau 4)

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>
grès homogènes	96,70	0,42	0,87	0,26
grès noduleux	93,90	0,36	0,57	3,41

— éléments en traces en grammes par tonne (ppm), moyennes (id. *supra*) sauf pour les éléments enrichis dans les grès noduleux (détails sur le tableau 5)

	B	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Ba	Zr
grès homogènes	35	14	65	7	26	20	14	19	98	272
grès noduleux	37	33 à 107	101 à 286	11 à 19	35	17	19	33 à 42	206 à 286	478 à 946

Par rapport aux grès homogènes, dont le cortège d'éléments en traces est sensiblement identique à celui des Sables du Thymerais, les grès noduleux présentent un enrichissement en titane (× 10 à 20), vanadium (× 2 à 6), chrome (× 1,5 à 4), cobalt (× 1,5 à 2,5), strontium (× 2), baryum (× 2 à 3), zirconium (× 1,5 à 2,5) et nobium (53 à 119 ppm, contre moins de 20 ppm dans les grès homogènes).

L'étude minéralogique des grès noduleux en diffractométrie de rayons X révèle que le titane se trouve principalement sous forme d'anatase (fourchette probable: 2 à 3 %), accompagné d'un peu de rutile. La composition en minéraux titanés de ces grès est donc nettement différente de celle des Sables du Thymerais, ce qui sous-entend une remobilisation presque complète du titane dans l'hypothèse d'une filiation sables-grès.

● **Grès ferrugineux.** Les grès ferrugineux sont fréquents. Leur teinte est habituellement ocre, brun rougeâtre pour les plus ferrugineux, observés en particulier 2 km à l'Est de Crucey, au bois des Mines où ils ont vraisemblablement été exploités.

● **Grès éolisés.** Certains grès présentent des marques très nettes d'éolisation: polissage mat conservant les irrégularités de la surface,



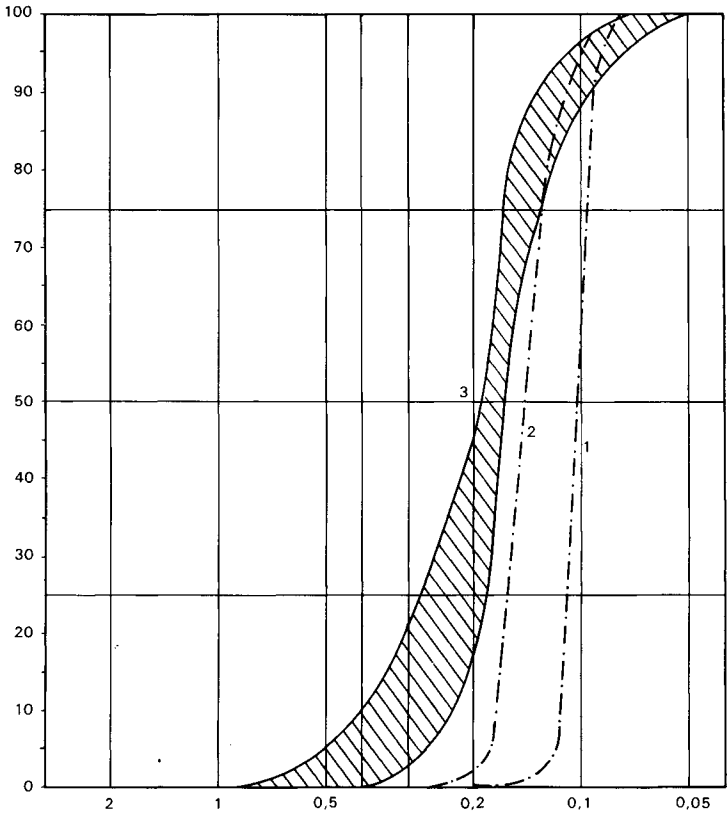
arêtes très finement émoussées, formes en dreikanter, en gomme usée pour les petits fragments. Les plus typiques ont été observés à l'Est de Saint-Lubin-de-Cravant, à Louvilliers-lès-Perche et à l'Est de Tremblay-les-Villages. Depuis les travaux de A. Cailleux (1942) et G. Mary (1964), l'éolisation des cailloux sur les plateaux du Massif armoricain et du bassin de Paris est généralement rapportée aux périodes froides et sèches du Quaternaire.

● **Blocs de brèches et de conglomérats à éléments de silex.** Aux blocs de grès sont souvent associés des blocs de conglomérats à éléments de silex. Dans de nombreux blocs on passe du grès au conglomérat, ce qui montre bien qu'ils sont apparentés. Les éléments, en répartition dense ou éparse sont des fragments de silex sains ou altérés. Certains sont oxydés et présentent le même faciès que les silex de la Formation résiduelle à silex. D'autres contiennent de menues esquilles de silex (Est de Saint-Lubin-de-Cravant, Nord-Est de Saint-Jean-de-Rebervilliers). De telles fragmentations d'éléments sont connues dans les silcrètes.

● **Poches d'argile plastique.** Des argiles blanches, plus ou moins panachées de rose, très plastiques, forment des poches d'extension limitée à Brézolles et Marville-Moutiers-Brûlé. Dans les travaux de l'aqueduc de l'Avre, G. Ramond (1896) signale de nombreuses poches d'argile entre Saint-Lubin-des-Joncherets et Dreux.

#### **Rupélien (Stampien supérieur) probable. Sables et grès de Fontainebleau, Calcaire d'Étampes probable**

● **Sables et grès de Fontainebleau.** Des poches de Sables de Fontainebleau ont été exploitées dans les faubourgs nord et est de Dreux, au Sud de Charpont, à Montreuil, en bordure de la forêt de Dreux, à Vert-en-Drouais et surtout aux environs de Nonancourt. Les sablières les plus accessibles sont celles de Charpont et du bois de la Buchaille à l'Est de La Madeleine-de-Nonancourt. On y exploitait un sable très fin, blanc, parfois teinté en jaune par des oxydes de fer. Les paillettes de mica blanc sont fréquentes. La partie supérieure des affleurements de sable est souvent empâtée par des argiles, d'origine illuviale probable, qui lui donnent une teinte rouge. Ces poches ont une origine karstique comme l'a bien observé Y. Dewolf (1972), en particulier dans l'ancienne sablière de Saint-Germain-sur-Avre, à l'Est du bois de la Bascule où les couches de sable sont ployées et pénétrées de masses de silex effondrées. Elles sont incluses dans la Formation résiduelle à silex et, pour les plus profondes d'entre elles, dans la craie. La dimension de ces poches est variable. Les poches qui ont été exploitées ont généralement un diamètre de quelques dizaines de mètres, les plus vastes dépassant la centaine de mètres pour une profondeur excédant rarement 5 m. Celle de la Sablonnière, au Nord de Dreux, a 500 m de long et plus de 10 m de profondeur (30 m selon A. Chollet, 1939, qui imaginait un profond ria envahi par la mer stampienne).



- 1 - Saint-Germain-sur-Avre, bois de la Bascule
- 2 - Montreuil, Fermaincourt
- 3 - Faisceau granulométrique des sables à proximité du rivage du Rupélien supérieur

**Fig. 6 - Courbes granulométriques des Sables de Fontainebleau**  
Pourcentages pondéraux en ordonnées . Dimension des grains en abscisses

Entre Saint-Lubin-des-Joncherets et La Poterie, une zone *riche en poches et lambeaux résiduels* de sable a été cartographiée sous la notation Rg<sub>2</sub>

Constitués essentiellement de grains de quartz, les Sables de Fontainebleau sont très fins et très bien triés. Leur mode est compris entre 0,08 et 0,20 mm. À proximité du rivage du Rupélien supérieur, ils sont moins bien triés (fig. 6 et tableau 6, échantillons 43 à 52) et leur granulométrie se rapproche de celle des Sables du Thymerais qu'ils ont probablement remaniés. Des sables moins fins ont été également observés dans le ravin de Fermaincourt, près du Dernier-Sou. C'est dans ce vallon que Hébert (1863) avait observé de l'argile plastique noire et jaune en contact subvertical avec le sable. L'argile n'a pu être retrouvée.

Leur cortège de minéraux lourds a été étudié pour les comparer aux Sables du Thymerais (sur fraction totale) :

	minéraux ubiquistes				minéraux de métamorphisme		
	tourm.	zircon	rutile	anat.	andal.	staur.	dist.
<i>Sables très fins</i>							
Charpont	33	8	13	3	8	tr	34
Nonancourt	24	11	12	1	12	9	30
<i>Sables de bordure</i>							
Acon	45	3	5	1	25	6	13
Tillières	25	11	14		21	2	26
Escorpain	30	23	18	5	8	3	17
<i>Sables du Thymerais</i>	25	13	10	3	14	17	18

La composition du cortège de minéraux lourds des Sables de Fontainebleau n'est pas très différente de celle des Sables du Thymerais. Si les premiers apparaissent plus pauvres en staurotide, certains échantillons de Sables du Thymerais en renferment peu. Par contre les Sables de Fontainebleau analysés contiennent un peu de sphène (1 %); ceux du Thymerais en sont dépourvus. L'andalousite n'est bien représentée que dans les faciès de bordure, comme l'avait déjà observé J. Riveline (1971) en Chartrain. Cet auteur y voit une origine locale ou armoricaine. Les Sables de Fontainebleau pourraient ici provenir en partie du remaniement des Sables du Thymerais, le sphène marquant un apport extérieur à la région.

L'étude chimique de deux échantillons de Sables de Fontainebleau de bordure (tableaux 4 et 5) ne montre aucune différence significative avec les Sables du Thymerais.

• **Blocs de grès.** Sur la zone d'abrasion du Rupélien on observe quelques blocs de grès (Montreuil, Côte-du-Tartre; Garnay, Cham-

bléan; Garancières-en-Drouais). Ces grès se distinguent des grès du Thymerais par leur grain plus homogène et une teinte très claire, presque blanche. Certains possèdent une patine rousse analogue à celle qui est indiquée comme caractéristique des grès stampiens de la région par Y. Dewolf et G. Kuntz (1977). Au microscope, ils ont une texture quarzitique ou microquartzitique.

Un grès récolté près d'Escorpain (Champillon), présentant un aspect proche des grès du Thymerais, montre au microscope un double ciment : le plus ancien, constitué de microquartz, est analogue à celui des grès du Thymerais ; le second est microquartzitique. Ce grès montre donc que la cimentation quartzitique est postérieure à la cimentation en microquartz. G. Ramond (1896) signale l'existence de nombreux poudingues le long de l'aqueduc de l'Avre, entre la vallée de Crampeau (Saint-Rémy-sur-Avre) et la vallée de l'Eure. Ces poudingues sont localisés au sommet de l'« Argile à silex ». Leur extension et leur dureté ont permis leur utilisation pour les travaux de construction de l'aqueduc.

• **Faciès conglomératiques jalonnant un rivage marin du Rupélien supérieur.** Des galets de silex très roulés (forme ovoïdale, voire sphérique) et des blocs de poudingue se suivent selon une ligne légèrement courbe, joignant l'Ouest de Nonancourt au Nord du Boullay-Mivoie, par Tréon. Cette ligne fait la jonction entre le conglomérat des Minières de Damville et le rivage du Rupélien supérieur qui suit la vallée de la Voise (Ménillet et Vermeire 1971). Le conglomérat de Damville a été daté du Stampien (= Rupélien) par H. Lemaître (1959), et plus précisément du Stampien supérieur par C. Cavelier et Y. Dewolf (1967). Le tracé de ce rivage a déjà été précisé par C. Klein (1975). Lors des levés, des affleurements supplémentaires de galets ont été reconnus aux environs de Tréon où il semble qu'il y ait eu plusieurs cordons littoraux. Les plus élevés se situent au voisinage de la cote 150.

Notons que le plateau situé au Nord-Ouest de ce rivage, correspondant approximativement à l'ancienne surface d'abrasion du Rupélien altérée, est parsemé de petits galets verdis, souvent remaniés dans les formations superficielles. Des galets verdis jalonnent la surface de transgression rupélienne dans de nombreux secteurs du bassin de Paris (Alimen, 1936).

• **Plaquettes de calcaire silicifié (Calcaire d'Étampes probable).** Des plaquettes de calcaires silicifiés à tiges de characées gisent sur le versant en rive gauche de l'Eure à la limite des communes de Luray et d'Écluzelles. Ces plaquettes appartiennent vraisemblablement au Calcaire d'Étampes dont l'extension dans la région est proche de celle de Sables de Fontainebleau.

### Âge tertiaire à quaternaire

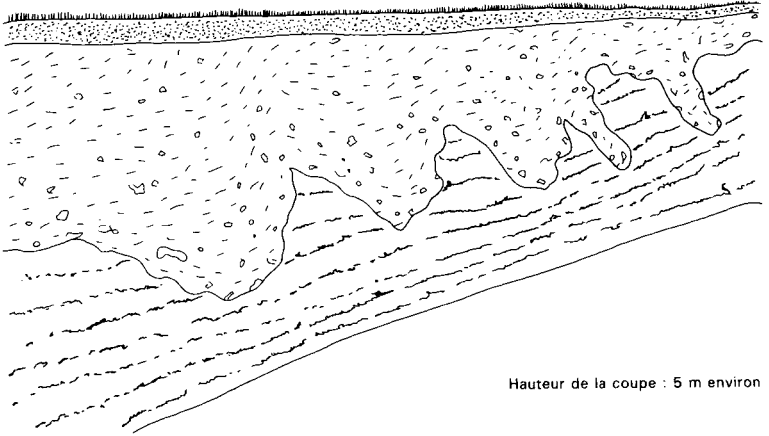
RS. **Formation résiduelle à silex.** Sur la carte, les zones où la formation à silex est subaffleurante (RS<sub>[1]</sub>) ont été distinguées de celles où

elle est recouverte par une couverture d'épaisseur irrégulière (50 cm à 2 m) de limons à silex (RS<sub>[2]</sub>). Dans les premières, les champs sont moins riches en limons et présentent de nombreux silex, assez gros, parfois branchus, et peu brisés. Bien que la formation à silex y soit généralement lessivée et décolorée en surface, de l'argile rouge ou bariolée est souvent remontée par les labours. Dans les secondes, les silex sont nombreux en surface et dépassent souvent une longueur de 10 cm, mais ils sont empâtés dans des limons plus francs. Les coupes montrent que cette couverture de limons riche en silex est solifluée ou colluvionnée. En haut de versant, elle est généralement peu épaisse (0,30 à 0,50 m) et, sous forêt, sa teinte est souvent très claire (sol lessivé). En bas de versant ou dans les parties déprimées de celui-ci, sa puissance peut atteindre et dépasser 2 m et elle présente souvent une superposition de couches subparallèles à la pente, qui diffèrent par l'abondance et la taille des silex ainsi que par l'abondance de la fraction limoneuse. Chaque couche représente une importante phase de gélifluxion ou de colluvionnement.

La Formation résiduelle à silex recouvre, dans son acception la plus large, l'« Argile à silex » des anciens auteurs (Thiry et Trauth, 1976). D'emblée, il est possible de distinguer les faciès très argileux, brun-rouge, assez homogènes et peu épais (en général moins de 15 m) du Drouais, et les faciès hétérogènes et épais du Thymerais.

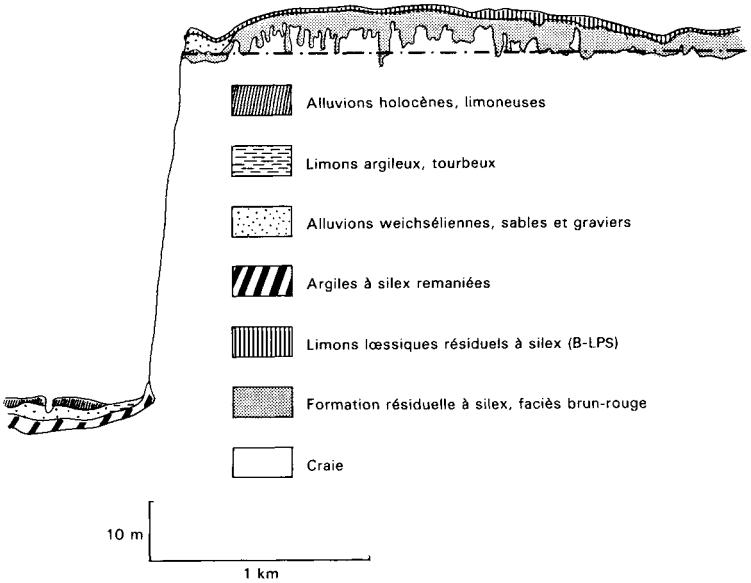
L'affleurement-type du faciès brun-rouge (teinte code Munsell 2,5 YR 4/4 à 5/6) peut être pris au sommet de la Côte-du-Tartre entre Montreuil et Dreux. L'argile est abondante et renferme des silex épars ou plus souvent subjointifs constituant plus de 50 % du matériau. Les silex sont brisés, les cassures pouvant être presque fraîches ou présenter une patine d'altération blanchâtre. Leur disposition est quelconque. À sa base, la formation pénètre la craie en poches (fig. 7) dont la profondeur peut atteindre et dépasser 5 m; dans les craies du Santonien, ces poches sont souvent aussi larges que profondes; dans celles du Campanien, elles sont fréquemment très étroites (fig. 8), en forme de puits plus ou moins cylindrique. Au sommet, la Formation résiduelle à silex est très cryoturbée; les silex sont très fragmentés et la formation est gélifluée dès que la surface du terrain présente une légère déclivité. Elle est recouverte soit par un cailloutis de petits silex anguleux ou légèrement émoussés (« cailloutis de base » des lœss), soit directement par des limons lœssiques.

Au Sud-Ouest de l'escarpement Nonancourt — Tréon — Le Boullay-Mivoye, la Formation résiduelle à silex est très épaisse, avec des puissances pouvant atteindre et dépasser 40 m. Seule sa partie supérieure affleure, sur une hauteur maximale d'une quinzaine de mètres, dans la carrière la plus profonde à Saulnières. Elle ne montre guère d'organisation. Les silex, la plupart fragmentés, sont généralement jointifs, leur taille allant des gros blocs (jusqu'à 70 cm) aux menues esquilles de la fraction sableuse. La gangue argileuse ou sablo-argileuse est généralement ocre à brun-ocre (7,5 YR 5/6 à 7/8) ou rosâtre (7,5 YR 8/3 à 2,5 YR 7/3), plus rarement rouge (jusqu'à 10 R 5/8) avec



Faciès brun-orange du Drouais  
Contact en poches avec la craie  
(Vernouillet, E.-et-L., nouvelle route des Corvées)

**Fig. 7 - Formation résiduelle à silex**



Profil géologique de l'aqueduc de l'Avre en forêt de Dreux (Ramond, 1897)

**Fig. 8 - Pénétration en poches étroites et profondes de la Formation résiduelle à silex dans les craies du Campanien**

des parties lie-de-vin (10 R 3/3) très ferrugineuses (tabl. 6). Les variétés roses et rouges sont souvent bariolées de blanc grisâtre. Des teintes vertes sont mentionnées dans des coupes de puits (3-32, 5-40). Les faciès roses sont souvent sableux ou associés à des argiles blanchâtres très plastiques représentant probablement des sédiments tertiaires résiduels.

Dans la coupe de l'aqueduc de l'Avre (fig. 9), G. Ramond (1897) distingue de haut en bas :

— un ensemble de « limons, argile sablonneuse, caillouteuse », épais de 10 à 15 m, exclu pour lui de l'argile à silex et correspondant à la partie supérieure de la Formation résiduelle à silex, seule accessible à l'observation ;

— en dessous, une « argile à silex normale », épaisse de 10 à 20 m, malheureusement non décrite, pouvant correspondre au « dépôt » à silex « en bancs bien réglés » intercalés dans « des argiles plastiques et d'une extrême pureté » observé par A. Laugel (1860, 1861) dans les puits des anciennes marnières ;

— à la base, une « argile à silex très désagrégée », épaisse de 5 à 15 m, plus encore au droit des poches les plus profondes pénétrant de quelques mètres dans la craie.

À tous les niveaux, des poches de sable et de sable argileux, attribués par l'auteur au Sparnacien, sont traversées par les puits et galeries de l'aqueduc. Des puits pour recherche d'eau recourent également des poches de sable : en tête, au milieu de la Formation résiduelle à silex (sondages 5-4, 7-35, 8-15) ; à sa base, pénétrant probablement dans la craie (feuille à 1/50 000 Courville). D'après les sondages de reconnaissance effectués plus au Sud (feuille à 1/50 000 Courville : Gigot, 1990), les sables profonds peuvent être rattachés aux Sables du Thymerais, conservés en surface uniquement en poches dans la Formation résiduelle à silex.

Le terme de « bief à silex », expression picarde introduite dans la littérature par N. de Mercey (1880) pour désigner un dépôt sableux à silex parfois émoussés, et souvent employé actuellement pour dénommer la partie supérieure cryoturbée de la Formation résiduelle à silex (Dewolf, 1972, 1982 ; Dewolf *et al.*, 1983), n'a pas été utilisé ici, en raison de son ambiguïté et pour suivre les recommandations du colloque sur les argiles à silex du bassin de Paris (1967). « Bief » sous-entend un remaniement par un courant d'eau, et la Formation résiduelle à silex ne présente pas ici de marques de lavage ou de tri par l'eau.

En l'absence d'échantillons de sondages, les données analytiques (tabl. 4, 5 et 6) concernent uniquement la partie supérieure de la formation. Presque tous brisés, les silex sont sains, pénétrés par des oxydes de fer, ou altérés. Plus fréquente à proximité des poches de sables, l'altération se produit sous forme d'un cortex blanchâtre ou ocre, poreux, parfois rendu rugueux en surface par la désilicification. Sur sa frange externe, le cortex prend souvent la teinte de l'argile qui

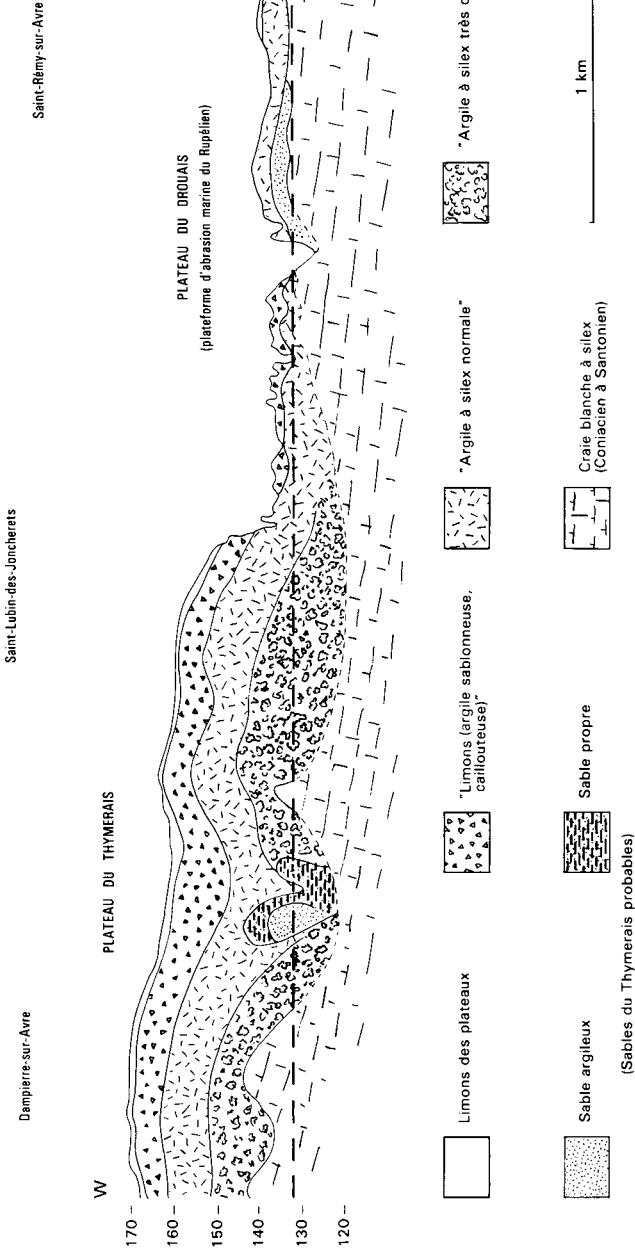


Fig. 9 - Profil géologique de l'aqueduc de l'Avre au franchissement de l'escarpement entre le Thymerais et le Drouais

D'après G. Ramond (1897)

Les termes du documents original sont entre guillemets



l'entoure. La matrice comprend des argiles, des oxydes de fer, des limons et occasionnellement des sables (tabl. 6). Dans les faciès non sableux, la fraction fine ( $< 2\mu\text{m}$ ) prédomine généralement sur la fraction limoneuse. À l'analyse au sédigraphe, les argiles comptent souvent pour plus de 80 % de la matrice. Quand elle est bien représentée, la fraction limoneuse présente, en microgranulométrie, une courbe assez semblable à celle des limons lœssiques altérés, et provient probablement d'une illuviation de lœss altérés du Pléistocène ancien ou moyen.

La nature des minéraux argileux est un des thèmes les plus traités par la littérature sur la Formation résiduelle à silex, depuis les recherches de B. Brajnikoff (1937) jusqu'à l'établissement d'un profil type d'altération de la craie (Thiry *et al.*, 1977, 1978), avec une évolution des minéraux argileux de la base au sommet du profil: smectites – smectites alumineuses – interstratifiés irréguliers smectites-kaolinite – kaolinite. Dans le cadre des levés de la feuille Dreux, des analyses ont été faites pour essayer de caractériser les différents faciès observés. Dans les faciès supérieurs du Thymerais (tabl. 6, éch. 27 à 38), la kaolinite prédomine largement (60 à 100 %, le plus souvent plus de 80 %), le reste de la fraction argileuse étant constitué par des interstratifiés irréguliers illite-smectites, d'un peu d'illite et plus rarement de traces de chlorite. Dans le faciès brun-rouge du Drouais (tabl. 6, éch. 25 et 26), les interstratifiés irréguliers sont souvent plus abondants que la kaolinite (80 % à Montreuil, Côte-du-Tartre). Les minéraux argileux des poches d'argiles à silex de la déviation de la RN 12 à Nonancourt ont été étudiés par P. Douillet *et al.* (1967). Ils sont constitués de smectite (beidellite ferrique probable), de kaolinite à écart réticulaire 001 compris entre 7,20 et 7,30, et d'un peu d'illite.

Cinq analyses chimiques de la matrice de la Formation résiduelle à silex, deux sur les faciès brun-rouge, trois sur la partie supérieure de la formation en Thymerais, ont été effectuées dans les laboratoires du BRGM (fluorescence X). La composition de la Formation résiduelle à silex y apparaît assez homogène (tabl. 4 et 5) et permet de présenter une moyenne en pourcentages pondéraux:  $\text{SiO}_2$  (46,88);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (24, 25);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (9,34);  $\text{CaO}$  (0,76);  $\text{MgO}$  (0,96);  $\text{K}_2\text{O}$  (0,91);  $\text{TiO}_2$  (0,86);  $\text{MnO}$  (0,05);  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,15).

Les éléments en traces ont été analysés par la méthode ICP (laboratoires du BRGM); teneurs en grammes par tonne (ppm): Li (79); Be (5); B (65); V (220); Cr (212); Co (38); Ni (111); Cu (53); Zn (202); Sr (126); Y (86); Nb (30); Ba (423); La (94); Ce (265); Pb (45); Zr (476).

Il est intéressant de comparer cette composition à celle des limons lœssiques supposés entièrement décalcifiés. Elle en diffère par l'augmentation, par un facteur multiplicateur 2 à 3, de l'alumine et du fer ainsi que des éléments en traces qui leur sont souvent liés: Li, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Y, La, Ce et Pb. Il y a donc une filiation possible par enrichissement en fer et en argile. Les faciès brun-rouge du Drouais

sont plus proches des limons par leurs teneurs identiques en  $P_2O_5$ ,  $K_2O$  et  $TiO_2$ . La partie supérieure de la Formation à silex du Thymerais diffère de ces derniers par une teneur plus élevée en  $P_2O_5$  ( $\times 2$ ),  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , Cr, Sr, Y, Nb, La, Ce, Pb. Le milieu géochimique de la Formation résiduelle à silex est trop différent de celui de la craie (Pomerol, 1984) pour permettre des comparaisons sur la composition en élément traces.

La composition en minéraux lourds (valeurs médianes pour 9 échantillons) apparaît plus proche de celle des limons que de celle des Sables du Thymerais :

	tourm.	zircon	rutile	anatase	andal.	staur.	dist.
RS	33	11	24	3	15	7	6
LP	49	11	11	1	18	4	5
Sables du Thymerais	25	13	10	3	14	17	18

L'absence de corindon, minéral peu altérable, régulièrement présent dans les craies de la région, doit être soulignée. Elle confirme que la majeure partie de la matrice de la Formation résiduelle à silex ne provient pas de l'insoluble de la craie.

*Âge de la Formation résiduelle à silex.* Comme l'a montré G.F. Dollfus (1891), parmi les diverses formations connues dans la littérature sous le nom d'« Argile à silex », certaines ont pu se former dès le Paléocène, être fossilisées ou rester à découvert et continuer d'évoluer tout au long du Tertiaire et du Quaternaire. En Chartrain (Ménillet et Vermeire, 1971 ; Thiry *et al.*, 1977), des argiles à silex peu épaisses sont recouvertes par des sédiments attribués au « Sparnacien » (Yprésien probable). En Thymerais, la Formation résiduelle à silex, épaisse, ne présente qu'une couverture de limons lœssiques du Pléistocène supérieur. Les lambeaux résiduels de sables et les blocs de grès et de conglomérats, d'âge éocène présumé, sont trop remaniés pour reconstituer la géométrie et la nature du milieu où ils se sont formés : réseau fluvial, cuvettes lacustres ou plate-forme marine.

Les blocs de conglomérats contiennent des silex altérés semblables à ceux que l'on rencontre habituellement dans la Formation résiduelle à silex. La genèse de cette dernière a donc débuté avant l'épisode de silicification au cours duquel ces conglomérats ont été cimentés. D'après le contexte régional (Thiry, 1981 ; Thiry *et al.*, 1983), leur formation pourrait dater de l'Éocène moyen à supérieur. En outre, la faible épaisseur de la formation sur les restes de la plate-forme d'abrasion du Rupélien en Drouais (fig. 9 et cartouche de la carte) et la présence de silex altérés parmi les éléments du poudingue qui jalonne le rivage du Stampien supérieur (*cf.* cartouche de la carte), sont des

arguments pour placer l'essentiel de la genèse de la Formation résiduelle à silex, en Thymerais, à l'Éocène.

Le faciès brun-rouge de la formation en Drouais est semblable à celui des argiles rouges à silex de Haute-Normandie, datées du Quaternaire par C. Cavelier et G. Kuntz (1974). La figure 9 montre un approfondissement de la base de la Formation résiduelle à silex au droit des principales vallées du Thymerais. Cette disposition et la présence de Sables du Thymerais piégés sous le fond des vallées, laissent présumer que la craie a continué de s'altérer au cours de l'approfondissement des vallées au Pléistocène.

### Âge quaternaire

**Remarques sur la chronologie du Quaternaire.** L'ancienne chronologie du Quaternaire, fondée sur la succession de 5 puis 7 glaciations alpines, qui était déjà difficile à utiliser dans le bassin de Paris, a été remise en cause par l'étude des sédiments marins quaternaires où l'on discerne une vingtaine de phases froides. La chronologie dite « nordique », établie en Europe septentrionale, est en constante évolution et apparaît encore très incertaine pour le Quaternaire moyen, au sens le plus large. Nous nous limiterons donc à donner quelques indications pour comprendre les termes utilisés dans cette notice.

*Holocène* : période post-glaciaire, depuis environ -10 000 ans.

*Pléistocène* ; termes de la chronologie nordique :

- *Weichsélien* : dernière période froide (-80 000 à -10 000 ans), équivalente de la « glaciation alpine » du Würm ;
- *Émien* : période tempérée comprise entre les deux dernières périodes froides (-200 000 env. à -80 000 ans ; cf. interglaciaire Riss-Würm) ;
- *Saalien* : « avant-dernière période froide » (-400 000 à -200 000 ans env.), très mal connue, comprenant probablement deux ou trois phases froides et souvent corrélée sans arguments étayés avec la « glaciation alpine » du Riss ;
- *Elstérien* : « période froide » précédente (-500 000 ans env.) ;
- *Cromérien* : « période tempérée », peut-être assez longue (200 000 ans ou plus), comprenant probablement plusieurs phases froides ; âge vers -700 000 ans environ.

**B-LPS. Limons à silex, cailloutis de silex brisés, anguleux ou légèrement émoussés, poches de limons anciens argileux, Formation résiduelle à silex cryoturbée.** Sur les plateaux et les légères déclivités exposées au Sud et à l'Ouest, les limons loessiques des plateaux (LP) renferment presque toujours des silex. En coupe, ces limons ont une épaisseur généralement inférieure à 1 m. D'aspect terreux, plus gris et moins homogènes que les loess francs, ils renferment une charge caillouteuse de petits silex brisés en proportion variable. Ce sont des loess récents résiduels, altérés, largement remaniés par gélifluxion, colluvionnement et par les engins agricoles.

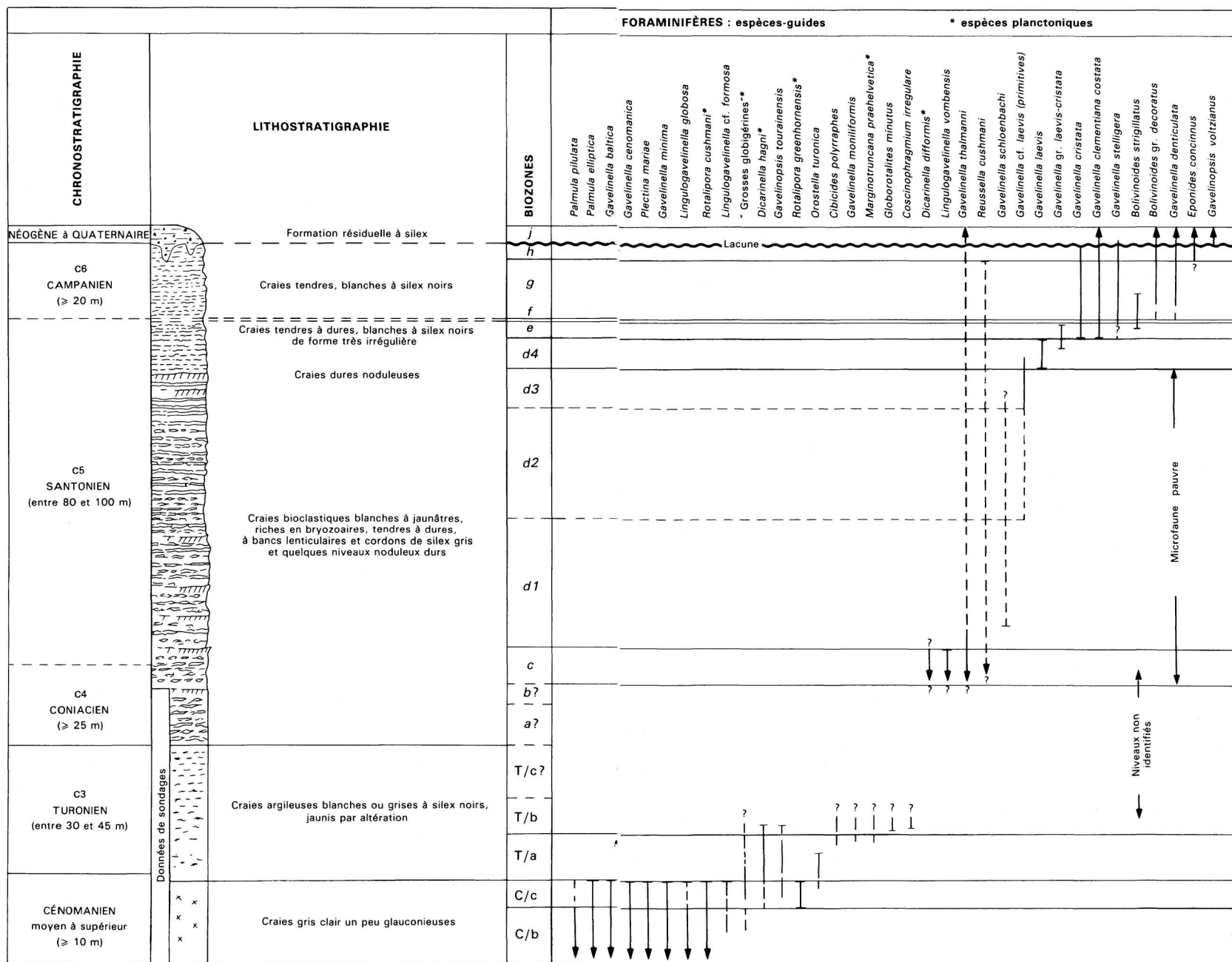


Tableau 3 - Synthèse stratigraphique du Crétacé supérieur  
Biozonation par les foraminifères (C. Monciardini)

Ces limons à silex reposent généralement sur un cailloutis de petits silex anguleux ou légèrement émoussés, avec localement des fragments de grès émoussés, épais au plus de quelques décimètres (jusqu'à 1 m). L'origine de ce cailloutis est liée au lavage, parfois à un remaniement par les eaux de ruissellement de la partie supérieure de la Formation résiduelle à silex, en contexte périglaciaire. Fréquent à la base d'un dépôt de cycle lœssique, il est généralement désigné sous le nom de « cailloutis de base » (de complexe lœssique). Il renferme souvent des fragments de silex émoussés et rubéfiés. Certains d'entre eux ressemblent aux silex rouges observés dans les formations argileuses éocènes, sous couverture, de la Beauce et de la Sologne (C. Martins, comm. orale) et pourraient être des témoins d'une formation résiduelle éocène. L'émoussé des silex et grès du cailloutis de base peut aussi provenir des phases d'éolisation pendant les périodes froides et sèches du Quaternaire, certains d'entre eux présentant des marques d'éolisation. Le cailloutis de base est très fréquent mais discontinu ; les limons à silex peuvent recouvrir directement la Formation résiduelle à silex, toujours cryoturbée dans sa partie sommitale. Les aspects les plus spectaculaires de cette cryoturbation sont des poches et fentes en coin remplies de limons lœssiques anciens. Le cailloutis de base, voire le sommet de la Formation résiduelle à silex, peuvent être localement cimentés par des oxydes de fer et de manganèse (voir *P*).

Les poches de limons lœssiques anciens sont très variables dans leurs dimensions, leur forme et leur contenu. Leur profondeur, généralement peu importante, peut cependant atteindre localement 5 m (aqueduc de l'Avre, au Nord de Dreux ; Ramond, 1896). En section, les formes étroites à fond pointu correspondent probablement à des sections obliques de fentes en coin ; les formes larges à d'anciennes dépressions comblées par le lœss, plus ou moins déformées par gélifluxion. Les poches les plus profondes ont une origine karstique. On peut distinguer trois principaux types de remplissage :

- des lœss beiges à pseudomycélium calcaire, déposés probablement dans une phase ancienne de la dernière période froide (Weichsélien) ;
- des limons lœssiques ocre, rarement carbonatés, plus compacts, qui peuvent être interprétés comme les lœss altérés de la période froide précédente (*cf.* LP<sub>1</sub>, tabl. 6, éch. 22, 23 et 24) ;
- des limons très argileux, brun-rouge bariolé ou non de gris, très compacts, de faciès intermédiaire entre les limons lœssiques altérés et la matrice de la Formation résiduelle à silex (tabl. 6, éch. 22 bis et 24 bis) ; ce sont vraisemblablement les restes d'horizons d'accumulation argileuse formés aux dépens de lœss anciens d'âge pléistocène inférieur ou moyen et plus ou moins mêlés aux produits de remaniement de la matrice de la Formation résiduelle à silex.

Lorsque ces différents matériaux sont superposés dans une même poche (on n'observe généralement que la superposition de deux limons), ils peuvent être séparés par un « cailloutis de base » à fragments de silex.

**F. Conglomérat à ciment ferro-manganique (« grison », variété d'aliols).** À la base des limons à silex, en limite avec la Formation résiduelle à silex, on observe souvent un conglomérat à débris de silex et ciment noir mat d'hydroxydes de fer manganésifères. Très fréquent sur le plateau de Laons et dans l'angle sud-ouest de la carte, ce conglomérat s'observe principalement dans des zones basses et humides, mal drainées. Il provient du lessivage du fer et du manganèse des horizons lessivés des sols de limons situés en amont dans le bassin-versant. Il n'est pas toujours parfaitement consolidé, mais peut être très dur et a été utilisé dans la construction de nombreuses églises de la région. Son épaisseur est fréquemment comprise entre 20 et 40 cm.

### **Dépôts éoliens**

LP; LP<sub>1</sub>; LP<sub>2</sub>. **Loëss et limons loëssiques plus ou moins altérés et mélangés ou faiblement remaniés.** Formations limoneuses déposées par le vent pendant les périodes froides et sèches du Quaternaire, les loëss ont recouvert la plupart des plateaux de la région et de nombreux versants exposés au Nord et à l'Est. Dans le périmètre de la feuille Dreux, la couverture loëssique a été très largement altérée, remaniée et érodée. Elle est donc essentiellement résiduelle et son épaisseur moyenne est nettement inférieure au mètre. La notation traditionnelle LP n'a été conservée que dans les zones où les loëss ont été le mieux préservés; ailleurs ils sont compris dans la notation B-LPS.

Dans les affleurements où les limons loëssiques LP ont pu être différenciés, deux ensembles se distinguent nettement par leur couleur et leur composition: LP<sub>1</sub>, brun-ocre, parfois calcaires (Saalien probable) et LP<sub>2</sub>, beaucoup plus clairs, brun-beige, souvent calcaires (Weichsélien). Quant ils sont associés, LP<sub>2</sub> recouvre LP<sub>1</sub>, un cailloutis, disposé parallèlement à la pente du versant, les séparant.

Les loëss n'ont bien été caractérisés que sur des affleurements d'extension limitée, sur des versants presque tous exposés au Nord ou à l'Est. Sur la rive gauche de la vallée de l'Eure, à Écluzelles, au Luat-Clairet, à Moronval et à Cussay; sur la rive droite de la vallée de l'Avre, à Saint-Lubin-des-Joncherets et à Saint-Rémy-sur-Avre; dans la vallée de la Blaise à Vernouillet, Garnay et Tréon.

Les affleurements de la vallée de l'Eure continuent la série des placages de loëss dont fait partie le gisement de Chaudon (feuille de 1/50 000 Nogent-le-Roi). Dans cette coupe de référence pour le Drouais et le Chartrain, F. Bordes (1954) a distingué quatre loëss superposés présentant, quand la succession est complète, un cailloutis de silex à la base et les restes d'un sol (horizon Bt) au sommet. Les deux loëss supérieurs sont attribués au Würm (Weichsélien I et II) et les deux inférieurs au « Riss » (Saalien probable). Entre ces deux ensembles, dans un cailloutis plus développé, F. Bordes (1954) a recueilli une industrie de type Acheuléen supérieur. Les coupes ob-

servées dans le domaine de la carte Dreux sont pour la plupart moins complètes et ressemblent à la coupe réduite, actuellement visible à Chaudon (Dewolf 1972, 1982), avec un lœss ancien brun-ocre (Saalien probable) couronné par un horizon d'accumulation argileuse (Bt) d'un paléosol généralement polyphasé (Éémien), surmonté d'un lœss beige à pseudomycélium calcaire (dépôt de calcaire blanc tendre dans les vides laissés par la nécrose de radicelles).

Dans la vallée de l'Eure, les coupes d'Écluzelles, Les Moineries et du Luat-Clairnet sont décrites par Y. Dewolf (1972). À Cussay, la succession est identique à celle du Luat-Clairnet.

Dans la vallée de l'Avre, au Sud de la poste de Saint-Rémy-sur-Avre, un terrassement a entaillé les lœss de versant sur une épaisseur de plus de deux mètres. La coupe se situe dans la partie terminale, en faible déclivité, d'un éperon orienté vers le Nord-Est. La coupe ne comprend qu'un seul lœss weichsélien LP<sub>2</sub>, mais montre un lœss encore calcaire sous le reste de paléosol éémien (épaisseurs en mètres):

LP<sub>2</sub>

- (D) 0,4 à 1,0 - lœss altéré, ocre, (horizon d'accumulation d'argile Bt), s'épaississant vers le bas de la pente en se chargeant de petits fragments de silex ne dépassant guère 2 cm de longueur (indices de remaniement);
- (C) 0,5 à 1,2 - lœss beige jaunâtre à pseudomycélium calcaire;

LP<sub>1</sub>

- (B) 1,00 - lœss altéré ocre (horizon Bt), contenant quelques petits silex épars (< 2 cm) et des pouppées calcaires ayant jusqu'à 3 cm de longueur;
- (A) > 0,25 - lœss beige jaunâtre à pseudomycélium calcaire.

Les données analytiques figurent sur les tableaux 4, 5 et 6.

Dans le bas de la côte descendant de La Poterie à Saint-Lubin-des-Joncherets, face au carrefour du Mallery, un élargissement de route a rafraîchi un talus de 6 à 7 m de hauteur. Le complexe lœssique est principalement constitué de lœss anciens (LP<sub>1</sub>) brun-ocre altérés; de haut en bas (épaisseurs en mètres):

Colluvions

- (F) 1,00 - limons gris-brun à petits silex

LP<sub>2</sub> possible

- (E) 0 à 0,50 - lœss beige à pseudomycélium calcaire (éch. 13)

LP<sub>1</sub>

- (D) 0,75 - limons ocre (éch. 14);
- (C) 0,15 - niveau à petits fragments de silex < 2 cm;
- (B) 1,50 à 2,00 - limons ocre (éch. 15), identiques à ceux de la couche (B), à silex épars < 3 cm, plus nombreux vers la base;

- (A) > 3,00 - Formation résiduelle à silex solifluée, à matrice semblable aux limons ocre, et silex ayant jusqu'à 30 cm de longueur.

(données analytiques sur tabl. 4, 5, 6)

Dans la vallée de la Blaise, Y. Dewolf (1972) reconnaît, à Aunay-sous-Crécy, une succession analogue à celle des lœss de la vallée de l'Eure. Les placages de LP sont particulièrement nombreux en rive gauche de la vallée, de Garnay à Dreux : les affleurements montrent principalement les lœss récents. Un terrassement près du pont du chemin de fer à Dreux a découvert 1,20 m de lœss weichséliens assez grossiers, sous un recouvrement épais de 2 m de limons à silex soliflués. À Garnay, dans le talus de la route au Nord de la motte féodale, les lœss anciens altérés présentent une teinte franchement ocre (code Munsell, 5 YR 6/6).

En dehors des vallées principales où ils forment des placages de faible extension sur forte pente, les lœss sont souvent préservés sur les versants en pente douce exposés au Nord ou à l'Est. Ils y sont généralement recouverts par des limons à silex B-LPS qui les masquent. Ils sont plus fréquents au Sud-Est du domaine cartographié. Y. Dewolf (1972) leur donne une extension assez grande. La coupe la plus complète connue est celle du bois du Moulin, au Sud de Tremblay-les-Villages (feuille à 1/50 000 Courville), qui montrait une superposition de lœss anciens (LP<sub>1</sub>) et récents (LP<sub>2</sub>), sous des faciès beaucoup plus hydromorphes que ceux des lœss des vallées, avec des accumulations de concrétions ferro-manganiques dont la coalescence forme le grison (S). La coupe du bois du Moulin a été finement étudiée, d'un point de vue pédologique, par N. Fédoroff (1967, 1982).

Dans le cadre de la carte Dreux, la seule coupe sur versant en pente douce montrant la superposition de plusieurs lœss est à Aunay-sous-Crécy, en rive gauche du vallon dit «vallée de Masserville»; de haut en bas, épaisseurs en mètres :

- (E) 0,80 à 0,90 - lœss altéré brun-ocre clair, avec de rares petits fragments de silex dans sa partie supérieure (éch. 7);  
(D) 0,70 à 0,80 - lœss beige clair, à pseudomycélium calcaire et petites concrétions calcaires < 2 cm (éch. 8);  
(C) 0,45 - lœss altéré brun rouge clair à gris, pseudomycélium calcaire (éch. 9);  
(B) 0,15 à 0,20 - id. avec nombreux fragments de silex < 2 cm;  
(A) > 0,60 - lœss brun-ocre clair, assez homogène (éch.10).

(analyses sur tabl. 4, 5, 6).

Au sédiagraphe, l'étude granulométrique des lœss montre qu'ils sont principalement constitués de particules comprises entre 2 et 50  $\mu\text{m}$ . Le mode, très étalé, de 10 à 40  $\mu\text{m}$ , culmine généralement à 20  $\mu\text{m}$ . La fraction argileuse, peut-être un peu supérieure à la réalité, le sédiagraphe surestimant généralement les particules fines, est de 25 à



35 % environ dans les loëss LP<sub>2</sub>, 30 à 40 % dans les loëss LP<sub>1</sub>, atteignant 50 % dans leurs parties altérées. La forte teneur en argile de ces derniers laisse présumer un mélange avec des produits de remaniement de la fraction fine de la Formation résiduelle à silex.

Étudiée en diffractométrie de RX, la composition minéralogique des loëss, si on excepte les variations de teneur en carbonate (0 à 20 %), apparaît assez constante : quartz prédominant, minéraux argileux, traces ou faibles quantités de feldspaths (plagioclases). Des traces de dolomite n'ont été identifiées que dans deux loëss (LP<sub>1</sub> de Saint-Rémy-sur-Avre ; LP<sub>2</sub> à Dreux). La fraction argileuse est constituée en moyenne de 10 % de kaolinite, 5 % d'illite et de 85 % d'interstratifiés irréguliers illite-smectite contenant plus de 60 % d'illite.

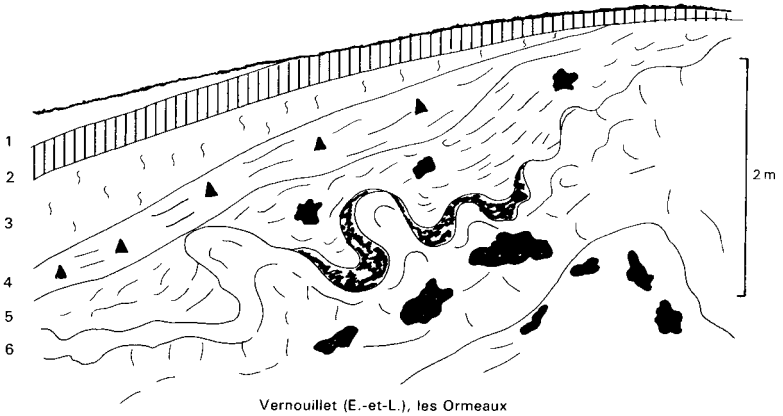
Le cortège de minéraux lourds (tableau ci-dessous) comprend, comme les sables tertiaires, de la tourmaline, des minéraux titanés et des minéraux de métamorphisme. Les pourcentages apparaissent plus liés à un site qu'à un niveau, les loëss LP<sub>1</sub> et LP<sub>2</sub> ayant souvent la même composition dans une coupe donnée. Les loëss provenant du Sud du domaine cartographié contiennent tous un peu de grenat.

	tourm.	zircon	rutile	anatase	andal.	staur.	dist.
Valeurs médianes pour 5 échantillons	49	11	11	1	18	4	5

Les tableaux 4 et 5 figurent la composition chimique de quelques loëss. La teneur en alumine, variant entre 6 et 10 %, confirme l'importance de la fraction fine. La présence de 3 à 4 % de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> explique la présence de concrétions ferrugineuses à la base des limons lessivés (grison). Les loëss de la vallée de l'Avre contiennent un peu plus de MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, V, Cr, Cu, Zn, Y, Ba, La, Ce.

### **Dépôts de versants**

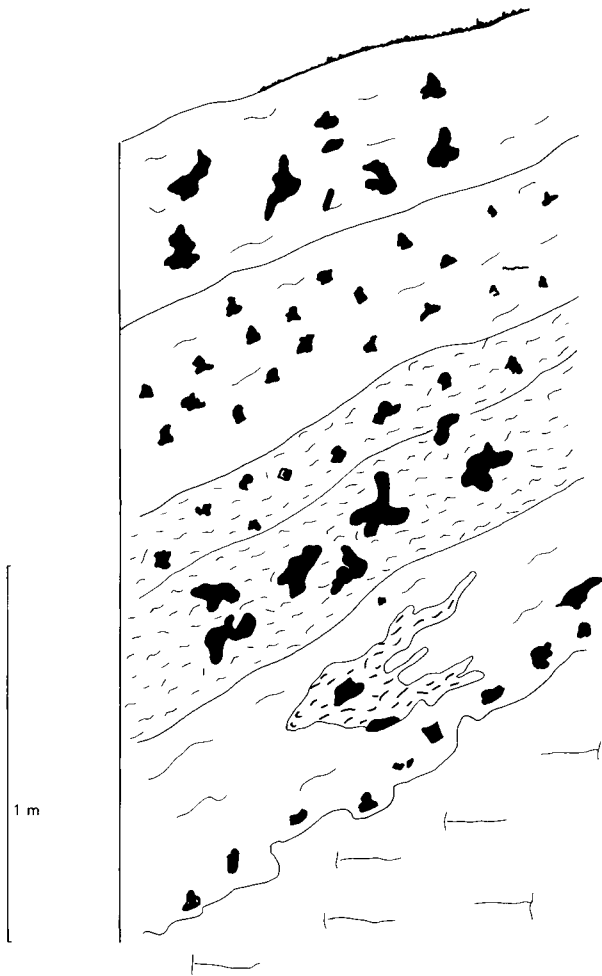
S/c ; S ; S/RS. **Remaniement, principalement par gélifluxion, de la Formation résiduelle à silex souvent mêlée de limons en surface.** La valeur de la pente a joué un grand rôle dans la mise en place des formations de versants. Elle sera retenue comme premier critère de différenciation. Sur versants en pente faible, les dépôts superficiels peuvent être rangés dans l'ensemble B-LPS et ils sont représentés par cette notation. Dès que la pente augmente des traces de fluage apparaissent (fig. 10). Sur les versants en forte pente, essentiellement localisés dans les vallées principales, les formations de versants ont une composition et une structure très différentes de l'unité cartographique B-LPS. La nature du substrat joue également un rôle important dans la composition de ces formations.



- 1 - Sol actuel sur colluvions
- 2 - Horizon d'accumulation argileuse (Bt) d'un sol sur loess
- 3 - Loess calcaire d'âge weichsélien probable
- 4 - Dépôt de géelifluxion à fragments de silex et matrice limono-argileuse
- 5 - Formation résiduelle à silex solifluée (type argile brun-rouge)
- 6 - Craie solifluée

**Fig. 10 - Coupe représentative d'un versant en pente modérée du Drouais exposé à l'Est** (dessin original de P. Havlicek)

● **Sur craie** (S/c). Sur substrat crayeux, les formations de versants sont généralement constituées par une série de couches disposées parallèlement à la pente (fig. 11). Mises en place lors des grandes périodes de dégel en condition périglaciaire (dégel superficiel sur sous-sol gelé en profondeur), les couches fluées ont tapissé des surfaces plus ou moins importantes sur le versant. Les irrégularités du versant jouent un grand rôle dans leur disposition qui ne peut être déterminée avec précision que par des études de détail. En général, les couches remaniant la Formation résiduelle à silex recouvrent les masses de craie solifluée, mais elles peuvent aussi être disposées en alternances irrégulières. Sur les versants exposés au Nord et à l'Est, des lentilles de loess, en place ou fluées, sont souvent intercalées dans les formations de versants. Les formations superficielles sur versants très inclinés sont souvent épaisses avec des puissances atteignant et dépassant



Alternance irrégulière de couches de craie et de Formation résiduelle à silex (figuré ondulé) gélifluées. Litage parallèle à la pente

**Fig. 11 - Exemple de formation de versant sur craie**  
Chérisy (E.-et-L.), vallon du Cul-d'Enfer  
(dessin original de L. Frobert)

souvent 4 m. La craie fluée est soit compacte avec un débit vaguement feuilleté, soit meuble et grumeleuse, parfois mélangée à des limons.

- Sur versants à **substrat mixte** (S), les couches sont presque uniquement formées de matériaux provenant de la Formation résiduelle à silex et des limons. Les couches sont plus épaisses et moins nombreuses (1 à 3).

- Sur versants constitués uniquement ou essentiellement de **Formation résiduelle à silex** (S/RS), celle-ci a généralement flué en masse comme on peut l'observer dans les carrières et à Dampierre-sur-Avre, au Sud du bois d'Ilou (Côte-d'Ilou). Le fluage, marqué par la disposition des gros silex parallèlement à la pente du versant, affecte toute la Formation visible; Côte-d'Ilou, le profil de l'entaille a 10 à 15 m de hauteur et 25 m de largeur au niveau du fond de la vallée.

### **Dépôts fluviatiles**

#### **Alluvions d'âge pléistocène (Elstérien à Weichsélien probable)**

Elles se présentent en terrasses emboîtées, plus ou moins érodées ou déformées par solifluxion: silex émoussés (graves) et sables un peu argileux. Cinq niveaux sont souvent regroupés (Fya-b, Fyc-e).

En terrasses étagées depuis le plateau du Drouais (surface d'abrasion de la mer stampienne, altérée) jusqu'au fond de la vallée, les alluvions anciennes ont été notées selon le système adopté sur la feuille Saint-André-de-l'Eure (Dewolf, 1977). En l'absence de faunes de vertébrés, il n'est pas possible de les dater avec précision. La fourchette d'âge est vraisemblablement comprise entre le Cromérien et le Weichsélien. En effet, le Cromérien est connu dans la vallée de l'Eure par le gisement de mammifères de Saint-Prest, 5 km au Nord-Est de Chartres. Situés dans une poche karstique une vingtaine de mètres au-dessus du niveau actuel de l'Eure, les sables et graviers de Saint-Prest se trouvaient probablement, au moment de leur dépôt, à une altitude voisine de la surface d'abrasion de la mer stampienne (140 à 145 m, en Chartrain).

#### **Fya-b. Alluvions situées 16 à 40 m au-dessus du niveau des rivières.**

En raison de l'érosion de la surface d'abrasion stampienne et du remaniement par gélifluxion des alluvions anciennes sur les pentes, aucun talus ne sépare les niveaux Fya et Fyb. Comme ils sont constitués par les mêmes matériaux, ils ne peuvent être différenciés.

Les alluvions Fya-b occupent des surfaces particulièrement étendues au Nord de l'Avre. Elles affleurent dans d'anciennes carrières à Acon, entre le Val-Joli et le bois d'Ilou (Côte-du-Moulin), à Dampierre-sur-Avre, Le Gérier et à La Madeleine-de-Nonancourt, bois de la Buchaille. Dans la vallée de la Blaise, si elles sont bien développées à

Garnay et Vernouillet, la seule coupe visible se trouve au sommet des anciennes sablières d'Aunay-sous-Crécy.

À la surface des champs et dans les coupes des talus, les alluvions F<sub>ya-b</sub> paraissent essentiellement constituées de galets de silex. La plupart des coupes de carrières montrent d'importantes intercalations sableuses, prédominantes dans certaines d'entre elles. Assez mal trié, ce sable a une granulométrie essentiellement comprise entre 0,125 et 0,8 mm, sans mode net. La taille moyenne des galets est voisine de 5 cm. Les alluvions F<sub>ya-b</sub> sont souvent résiduelles, leur épaisseur est peu importante, 3 m au maximum.

La coupe la plus complète est celle d'Acon, bois du Moulin. Les fronts de taille les plus étendus entaillent les alluvions jusqu'à leur limite, contre la Formation résiduelle à silex. À proximité de cette dernière, les silex anguleux prédominent sur les galets, également en silex. La partie inférieure de la masse alluviale est constituée par une couche grossière à galets (taille moyenne 6-7 cm), épaisse de 0,20 à 1,20 m, très ravinée par une couche sableuse d'épaisseur irrégulière (0,20 à 2,50 m) présentant des intercalations grossières lenticulaires, à galets moins grossiers que la couche inférieure. Cette couche de sables grossiers est elle-même ravinée par une formation grossière à galets, discontinue, érodée et plus ou moins remaniée. L'épaisseur totale des alluvions est comprise entre 2 et 3 m. Le matériau est peu argileux (moins de 20 % de fraction < 50 µm).

À Dampierre, le Gérier, les alluvions F<sub>ya-b</sub> sont beaucoup plus empâtées par des argiles d'illuviation (45 % de la matrice), mais seule leur partie supérieure est encore visible, sur une hauteur maximale de 1,50 m. Elles renferment des intercalations de sables argileux. À l'Ouest de La Madeleine-de-Nonancourt, au bois de la Buchaille, elles sont principalement constituées par une couche de sable grossier rouge à veines grises, assez empâtée d'argiles d'illuviation, épaisse de 1,2 m, surmontée par une couche résiduelle grossière à galets de silex dont la taille ne dépasse guère 10 cm.

Dans la vallée de la Blaise, au Sud de Vernouillet, Y. Dewolf (1972) décrit des coupes semblables à celle de la Buchaille. Au sommet des sablières d'Aunay-sous-Crécy, les Sables du Thymerais sont recouverts par 0,75 à 1,50 m d'alluvions grossières à fragments de silex faiblement émoussés dont la longueur ne dépasse pas 15 cm.

**F<sub>yb</sub>. Alluvions situées 16 à 35 m au-dessus du niveau des rivières.** Les alluvions F<sub>yb</sub> forment des terrasses étendues en rive droite de la Blaise à Vernouillet et Dreux, et dans la vallée de l'Eure à Sainte-Gemme-Moronval. Dans cette dernière localité, elles ont été exploitées dans une dizaine de carrières, presque toutes comblées. Une seule est encore l'objet d'une exploitation artisanale. Leur épaisseur atteint et dépasse localement 4 m. Les intercalations sableuses sont moins importantes que dans les alluvions F<sub>ya-b</sub>. La taille des galets est généralement comprise entre 3 et 10 cm. Ces alluvions sont empâtées d'argile

d'illuviation; le sol correspondant à cette illuviation a été étudié par N. Fédoroff (1966).

**F<sub>yc</sub>. Alluvions situées 7 à 15 m au-dessus du niveau des rivières.** Ces alluvions n'ont pu être individualisées qu'au Sud-Est de Montreuil, dans la vallée de l'Eure, près de La Chapelle-Saint-Martin, à Breux-sur-Avre et dans la vallée de la Meuvette, entre Brézolles et Le-Plessis-Dampierre. Un reste de front de taille dans les anciennes carrières situées près de La Chapelle Saint-Martin expose les alluvions sur une hauteur de 3 m. La base n'est pas visible, sauf sur un pinacle de craie. Des silex émoussés de 2 à 5 cm de longueur, emballés dans une matrice sablo-limoneuse, forment la partie inférieure du matériau. Ils sont recouverts par une séquence plus fine, positive (taille des grains se réduisant vers le haut), sablo-limoneuse.

Au Sud du carrefour D 928-D 16, la route recoupe en tranchée 7 m d'alluvions anciennes grossières reposant sur une craie qui affleure mal. Les alluvions sont pénétrées par des poches remplies de silt, étroites et profondes, dont l'origine n'a pu être élucidée (rigoles d'érosion près du talus, fentes en coin déformées par solifluxion ou vidange de puits karstiques dans la craie sous-jacente?).

Plus en amont, sur la carte à 1/50 000 Nogent-le-Roi, à Chaudon, les alluvions F<sub>yc</sub> sont recouvertes par des lœss anciens d'âge saalien probable, eux-mêmes surmontés par le cailloutis dans lequel F. Bordes (1954) a identifié une industrie de type Acheuléen. Les alluvions F<sub>yc</sub> ne pourraient donc être postérieures au Saalien ancien.

Dans la vallée de la Meuvette, les alluvions F<sub>yc</sub> forment une série de petites terrasses plus ou moins altérées par solifluxion. Visible uniquement en surface, le matériau est assez grossier et constitué de galets de silex émoussés de 6-7 cm de longueur, en moyenne. Dans le bassin de Paris, la hauteur d'une terrasse alluviale au-dessus du fond de la vallée diminuant généralement en remontant vers l'amont, il est possible que les alluvions F<sub>yc</sub> de la Meuvette soient contemporaines des alluvions F<sub>y<sub>b</sub></sub> de la vallée de l'Eure. Cependant, en l'absence d'arguments de datation décisifs, nous avons préféré utiliser un critère géométrique objectif.

**F<sub>yc-e</sub>. Alluvions situées 1 à 15 m au-dessus du niveau des rivières.** Dans les vallées de l'Eure, de la Blaise et de l'Avre, la « basse terrasse » est souvent mal individualisée et on observe habituellement un bas de versant légèrement incliné, avec une pente augmentant en direction du versant. Ces formes en glacis masquent généralement plusieurs niveaux d'alluvions; les talus qui devraient séparer les différents niveaux sont érodés ou masqués par des colluvions. En limite avec le fond de la vallée, le talus est souvent peu marqué et de faible hauteur (0,50 à 2 m). Localement (Fortisle, dans la vallée de la Blaise) ce talus est plus marqué, sa hauteur atteignant 5 m. Ne pouvant objectivement différencier les basses terrasses alluviales, nous avons préféré les regrouper.

Le matériau est assez grossier, la taille moyenne des galets étant comprise entre 5 et 7 cm, la longueur des blocs émoussés les plus gros atteignant 20 cm. À Muzy, dans le nouveau lotissement du Bourg-l'Abbé, une fouille profonde de 1,50 m a montré que le matériau est très empâté par une matrice sablo-limono-argileuse rougeâtre. Ici, il s'agit d'une très basse terrasse (Fy<sub>e</sub>) et le recouvrement colluvial est peu épais (0,30 à 0,50 m).

### Alluvions de fonds de vallées

Fz/Fy. **Alluvions d'âge holocène (limons et limons sableux) recouvrant des alluvions grossières d'âge weichsélien.** Les sondages effectués dans les fonds de vallées montrent que les alluvions fines holocènes recouvrent presque toujours des alluvions grossières plus anciennes: les «graviers de fond». Ce fait, général et bien connu dans le bassin de Paris, est interprété par la plupart des quaternaristes comme le remblaiement lié à la remontée du niveau marin, lors de la fin de la dernière période glaciaire.

Sous un recouvrement d'épaisseur très variable (0,20 à 1,50 m), les graviers de fond sont généralement grossiers mais peuvent renfermer des intercalations sableuses (Vernouillet). Ils ne sont pas toujours propres et peuvent être souillés d'un peu de limon argileux ou tourbeux. Leur épaisseur est assez variable: 2 à 9 m à Vert-en-Drouais et 3 à 7 m à Dampierre-sur-Avre, dans la vallée de l'Avre; 3 à 8 m (moyenne 4,5) à Montreuil, dans la vallée de l'Eure et 5 à 8 m (moyenne 6,5) à Vernouillet. Dans les vallées principales (Eure, Avre, Blaise), les éléments grossiers sont des fragments de silex nettement émoussés; dans les vallées secondaires, ces fragments sont peu émoussés, voire anguleux.

Le fond des vallées principales est tapissé de limons un peu argileux ou sableux gris, putrides dans les parties basses constamment humides (gley réduit), gris à beiges tachetés d'ocre (gley oxydé) dans les zones épisodiquement inondées. Dans l'ensemble leur épaisseur est assez faible (le plus souvent inférieure à 1 m), les zones de plus forte puissance correspondant au remblaiement d'anciens chenaux fluviaux.

Dans les secteurs mal drainés, le matériau est souvent *tourbeux* en surface (Fz/Fy<sub>(1)</sub>). Il s'agit plus de vases noires tourbeuses que de véritables tourbes.

### Remplissages des fonds de vallées secondaires

CFz. **Colluvions prédominantes. Limons, limons sableux et limons à silex.** Les fonds des vallées secondaires, la plupart sans écoulement permanent, sont occupés par des colluvions limoneuses difficiles à distinguer des colluvions de bas de versants (C et B-LPS). Le fond alluvial est mal individualisé ou de largeur très réduite, généralement inférieure à 10 m. Ces colluvions ont cependant été individualisées et représentées avec une largeur exagérée pour bien faire ressortir le

réseau hydrographique. Elles contiennent fréquemment des silex dont la taille peut atteindre et dépasser 5 cm. Leur épaisseur est généralement comprise entre 0,5 et 2 m, mais peut atteindre et dépasser localement 3 m (Laons, Sud-Est de Moreaulieu).

FzC. **Alluvions prédominantes. Limons, limons sableux, tourbe.** Dans les vallées un peu plus importantes, le fond alluvial est mieux individualisé. Les limons prédominent encore, mais leur charge en silex est généralement plus réduite, sporadique. Le fond de la vallée peut être hydromorphe et constitué de vases tourbeuses.

### ***Colluvions de bas de versants***

C/Fy. **Colluvions recouvrant des alluvions anciennes.** Dans les vallées principales, les colluvions masquent fréquemment des alluvions anciennes. La présence de silex émoussés épars dans le limon colluvial est généralement un indice de la présence d'alluvions au-dessous ou un peu plus haut dans le glacis colluvial.

Cy-z. **Colluvions indifférenciées, d'âge weichsélien à holocène. Limons à silex.** Les parties inférieures des versants, en pente douce, sont généralement tapissées de limons, renfermant fréquemment des silex fragmentés de petite taille, mais parfois des silex pouvant atteindre et dépasser 10 cm. Ces limons recouvrent généralement des formations de gélifluxion riches en silex. Leur épaisseur est plus importante dans les parties déprimées, mais faible dans les zones légèrement en relief où les formations de gélifluxion sont sub-affleurantes.

### ***Dépôts anthropiques***

X. **Remblais.** Seuls les remblais d'extension importante ont été figurés, à l'exclusion des remblais routiers et ferroviaires. Ils sont vraisemblablement épais sous les parties anciennes de la ville de Dreux. Les pistes les plus larges de l'ancien aérodrome de Vernouillet ont été figurées en remblais. Le plus méridional, au Sud des Yeublés, est actuellement exploité pour ballast. Les remblais sont également étendus dans l'aérodrome désaffecté de Crucey.

## **ÉVOLUTION TECTONIQUE**

### ***PRÉSENTATION DES STRUCTURES***

La structure actuelle de la région est soulignée par la disposition des couches du Crétacé supérieur (voir le schéma structural de la carte). Elle s'inscrit dans le contexte de la remontée des couches du Mésozoïque du Bassin parisien vers le Massif armoricain. La partie occidentale du bassin n'a pas été entièrement passive et elle est affectée,



dans la région, par deux structures importantes : l'axe du Merlerault (N110° à N115°) et l'accident de l'Huisne (N40°). Le premier est représenté dans le secteur de la haute Eure par les accidents de Courville et de Saint-Aubin-des-Bois qui limitent le panneau de Digny. Le second passe entre La Loupe et Senonches, semble se prolonger jusqu'à Blévy, dans la vallée de la Blaise, et être relayé vers le Nord-Est par la flexure de Dreux. Dans le territoire couvert par la carte, l'axe formé par l'accident de l'Huisne sépare un domaine nord-ouest constitué par un monoclinal incliné vers le Nord-Est, en direction du synclinal de l'Eure, et un domaine sud-est qui s'ordonne autour d'une structure que nous appellerons le demi-dôme du Thymerais. Il n'est pas exclu que la retombée orientale de ce dernier ne soit pas arrondie, mais rectiligne et jalonnée par une flexure de direction N30° qui pourrait se continuer vers le Nord, en s'atténuant, jusqu'à Houdan.

Au Nord de l'Avre, Y. Dewolf et G. Kuntz (1980) supposent l'existence d'une série de flexures ou de failles de faible rejet orientées NW-SE. Ces accidents suivant la direction des couches, il n'est pas exclu qu'une partie des discontinuités observées par ces auteurs soit liées à des variations de lithologie, l'ensemble Coniacien-Santonien renfermant des niveaux de craie durcie. Y. Dewolf (1972) a supposé que l'escarpement de Tréon, sur lequel s'appuie un rivage du Rupélien supérieur, est lié à un accident. Cependant, l'escarpement n'est pas rectiligne, mais légèrement courbe. Le rivage du Rupélien a pu se fixer à l'Est de Tréon contre le demi-dôme du Thymerais, et à l'Est de la localité sur des niveaux plus durs du Santonien. Malheureusement, l'étude micropaléontologique n'a pas permis d'établir une stratigraphie suffisamment fine dans le Santonien pour démontrer ou infirmer cet accident supposé.

## CHRONOLOGIE DES DÉFORMATIONS

### L'héritage hercynien

Les directions des principaux accidents : axe du Merlerault (N110°), faisceau faillé de l'Huisne (N40°), sont celles des fractures majeures dans le Massif armoricain. Les failles de Courville et de Saint-Aubin-des-Bois prolongent le faisceau d'accidents qui affecte l'extrémité orientale de la zone bocaine, à l'Est du Massif armoricain. En profondeur, on retrouve au moins un accident : la faille de Chartres, localisée approximativement sous la faille de Saint-Aubin, affectant le Jurassique (Héritier et Villemin, 1971 ; Desprez *et al.*, 1980). Les failles de Courville et de Saint-Aubin prennent probablement naissance dans le socle.

### Rôle de l'axe du Merlerault au Mésozoïque

Si nos connaissances sur les couches jurassiques de la région sont trop sommaires pour révéler le rôle de la structure sur la paléogéographie pendant cette période, l'axe du Merlerault a joué probablement un rôle dans la répartition des faciès au Cénomanién (Juignet, 1974).

## Néotectonique au Cénozoïque

Comprenant un fossé à remplissage éocène (fossé de l'Huisne), l'accident de l'Huisne a joué au cours du Tertiaire. Dans le domaine de la carte, la couverture tertiaire, réduite à de menus lambeaux et remaniée dans des poches karstiques, ne peut être utilisée pour dater la flexure de Dreux. Celle-ci affecte les terrains crétacés les plus jeunes représentés dans la région, les craies du Campanien. La fraîcheur des reliefs des escarpements de Courville et de Saint-Aubin-des-Bois laisse supposer un jeu récent des accidents orientaux de l'axe du Merlerault. Par contre, la surface d'abrasion du Rupélien est bien conservée en Drouais et ne montre guère de déformations. Les principaux jeux néotectoniques ont vraisemblablement eu lieu vers la limite Éocène—Oligocène. Si des mouvements postérieurs ont affecté la région, ce sont des mouvements épirogéniques à petite échelle qui l'ont soulevée sans la déformer.

### *OBSERVATIONS MICROTECTONIQUES*

Sur la feuille Dreux, seules les carrières de craie se prêtent à des mesures structurales. Quatre fractures, de rejet d'ordre centimétrique, ont été observées entre Dampierre-sur-Avre et Saint-Lubin-des-Joncherets. Deux ont une direction N40°. L'une apparemment listrique (faille normale se rapprochant de l'horizontale vers le bas) et superficielle avec un pendage de 60°W; la seconde avec un pendage de 85°E. Les deux autres ont des directions N20° (pendage 75°W) et N165° (pendage 85°E). On retrouve les directions de fracturation tardive les plus fréquentes dans le socle hercynien armoricain. Dans les autres carrières les diaclases sont rares sauf dans le vallon au Sud de la grande carrière de Tréon où les mesures sont très dispersées (7 diaclases d'orientations différentes : N5, N15, N30, N85, N100, N130 et N140°).

### *CONTRÔLE STRUCTURAL DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE*

Une comparaison entre le schéma structural et la géomorphologie montre nettement le lien entre la structure et les orientations des vallées et vallons dans de nombreux secteurs : direction N30 et N40 sur la bordure septentrionale du demi-dôme du Thymerais. Au Sud-Ouest de Blévy, la vallée de Saint-Martin présente aussi cette direction, selon la terminaison probable de l'accident de l'Huisne. Le cours complexe de la Blaise entre Blévy et Tréon correspond vraisemblablement à une succession de relais en N35 et N115, entre l'accident de l'Huisne et celui de Dreux. Cette dernière direction est plus discrète ailleurs.

## SYNTHÈSE GÉODYNAMIQUE RÉGIONALE

L'essentiel de nos connaissances sur la partie occidentale du bassin de Paris est consignée dans la Synthèse géologique du bassin de Paris (1980).

### Protérozoïque supérieur—Paléozoïque

Les données géophysiques et les rares sondages profonds nous permettent de présumer que les structures profondes, sous la couverture de dépôts secondaires, prolongent approximativement celles de la partie septentrionale du Massif armoricain, en particulier celles du Nord du Bocage normand.

Au Protérozoïque supérieur et au Paléozoïque, l'évolution géologique de la région est probablement analogue à celle des collines de Normandie :

- appartenance à un bassin marin externe briovérien au Protérozoïque supérieur ;
- plissement dans les zones externes de l'orogène cadomien, selon des directions WSW-ENE ;
- retour de la mer au Cambrien ou à l'Ordovicien ;
- plissement en plis à large rayon de courbure, de direction N110 à N120 lors de l'orogénèse hercynienne, au Carbonifère ;
- fracturation tardihercynienne selon des directions NNW-SSE et NNE-SSW ;
- importante érosion éliminant presque complètement les dépôts dévoniens et une partie des dépôts siluriens ;
- dépôts locaux de sables et argiles dans des cuvettes ou des fossés au Permien.

### Mésozoïque

La région n'est incorporée que tardivement à la marge occidentale du domaine triasique germanique (Keuper), avec des dépôts de milieu probablement plus fluvio-lacustre que lagunaire. Elle se situe à proximité du rivage à l'Hettangien, mais c'est la transgression du Domérien qui assure son occupation par la mer pour l'essentiel des temps jurassiques, où vont se succéder les dépôts marneux et argileux sombres de bassin épicontinental un peu confiné, et des dépôts calcaires de plate-forme soumise à une mer de forte énergie. Les dépôts argileux prédominant du Domérien à l'Aalénien, au Callovien et au Kimméridgien. La région est incorporée à la plate-forme armoricaine au Bajocien (dépôts de calcaires oolitiques) et à l'Oxfordien. Associés à des calcaires fins et des marnes, les dépôts détritiques sableux (grès) font leur réapparition au Portlandien, étage où s'amorce la régression qui va éliminer la mer d'une grande partie du bassin de Paris, en particulier dans la région.

La mer revient lors de la grande transgression de l'Albien qui va dépasser largement les limites actuelles du Massif armoricain. La

sédimentation est essentiellement détritique : sables et argiles, avec des apports en provenance du Massif armoricain. La glauconie est abondante. Au Cénomaniens, les dépôts deviennent de plus en plus calcaires jusqu'au faciès de craie glauconieuse ; l'essentiel des apports sableux étant cantonnés au Sud de l'axe du Merlerault. Au Turonien, la transgression s'affirme, avec des faciès de craie argileuse correspondant à des conditions plus distales de mer plus profonde (Pomerol, 1984). Une tendance régressive se manifeste au Turonien supérieur. Au Coniacien et au Santonien, la sédimentation reste assez proximale (profondeur probablement inférieure à 100 m), avec le dépôt de craie à bryozoaires et la formation de hardgrounds (surfaces durcies) liés probablement à des arrêts de sédimentation. L'histoire crétacée se termine par le dépôt des craies fines du Campanien, conservées seulement à l'Est de Dreux.

### **Cénozoïque**

Après la régression du Crétacé supérieur, la région évolue essentiellement en domaine continental avec des altérations importantes qui engendrent la puissante Formation résiduelle à silex. La mer n'intervient qu'au Rupélien supérieur où elle fixe un temps son rivage à la limite du Drouais et du Thymerais. À l'Éocène, probablement à l'Yprésien, se déposent des argiles plastiques et des sables, en domaine fluviatile ou lacustre. Une phase de silicification intervient vraisemblablement à l'Éocène supérieur pour former une carapace siliceuse (silcrète), ultérieurement complètement démantelée. Des dislocations hercyniennes ont joué au cours de l'Éocène : accident de l'Huisne et probablement axe du Merlerault. Ce dernier a peut être joué à la fin de l'Éocène et entraîné la déformation de la surface jalonnée par le silcrète.

Après la transgression marine du Rupélien, la plate-forme d'abrasion marine n'a pas été déformée. Une silicification quartzitique a affecté les sables rupéliens, plus particulièrement le long de l'escarpement qui limite leur extension. Cette disposition est favorable à l'hypothèse de M. Thiry *et al.* (1988) attribuant la silicification à la décharge d'une nappe phréatique au pied d'un talus ou d'un versant.

### **Quaternaire**

Le témoin de l'histoire quaternaire régionale le plus ancien est le gisement de mammifères de Saint-Prest au Nord-Est de Chartres, qui permet de présumer que l'enfoncement des vallées dans la plate-forme d'abrasion du Rupélien date du Quaternaire moyen (Cromérien ou post-Cromérien). Ce sont les périodes froides qui ont le plus contribué à la formation du paysage actuel, modelé à partir des surfaces léguées par l'histoire tertiaire — les plateaux du Thymerais et du Drouais : creusement des vallées par l'effet conjugué de l'abaissement du niveau marin et du soulèvement épirogénique probable de la région ; érosion, intense cryoturbation et gélifluxion, lors des grandes

périodes de dégel; altération modérée, lors des périodes de climat tempéré (« interglaciaires »).

La main de l'homme a marqué le paysage par les grands déboisements, depuis le Néolithique jusqu'à nos jours, entraînant un important colluvionnement à la base des versants, la création d'étangs, l'ouverture de carrières et tous aménagements et constructions.

## GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

### *OCCUPATION DU SOL*

L'utilisation du sol est principalement liée à la géomorphologie :

- sur les plateaux, les cultures prédominent ;
- les versants caillouteux exposés à l'Ouest et au Sud et les versants raides sont largement couverts de bois et de friches ;
- les versants en pente douce exposés à l'Est et au Nord sont largement cultivés ;
- le fond des vallées principales, quand ils ne sont pas urbanisés ou évidés en ballastières, sont exploités en prairies et en cultures entrecoupées par quelques bois et plantations de peupliers.

La nature du sous-sol, en particulier celle des formations superficielles, intervient largement dans cette répartition. Les cultures sont essentiellement développées sur des limons (LP, B-LPS) ; les bois sur la Formation résiduelle à silex, les formations solifluées à silex et les friches sur la craie.

Malgré l'abondance de la charge caillouteuse en silex, la majeure partie des sols est occupée par des cultures qui se sont largement développées aux dépens des prairies, l'élevage ayant régressé dans la région et la pratique du drainage ayant facilité le travail de la terre et augmenté les rendements. Sur les plateaux limoneux, (LP, B-LPS), prédominent des sols bruns lessivés dans l'Est de la feuille, et des sols lessivés à engorgement hivernal dans l'Ouest (Dupuis 1966). Aux cultures habituelles (céréales, colza, tournesol) s'ajoute, dans la partie nord-ouest de la carte, celle du lin, introduite au début du siècle par des agriculteurs d'origine belge. Sur les versants en pente douce exposés à l'Est et au Nord, les sols sont un peu plus variés, certains étant tronqués par érosion, d'autres enrichis en limon par un colluvionnement actif (sols peu évolués d'apport colluvial).

La Formation résiduelle à silex est le domaine des planosols (Isambert, 1984). Sous les bois en haut de versant, le lessivage latéral est intense et les premiers stades de la podzolisation peuvent apparaître quand la formation est très sableuse. Ces sols sont principalement occupés par une chênaie acidiphile à chêne rouvre, dégradée dans les sites mal exploités (bouleaux, sous-bois à canche flexueuse, genêt à balais et ajoncs dans les coupes).

Les versants où la craie est subaffleurante se reconnaissent de loin par leurs pelouses de teinte vert-jaune, quand elles ne sont pas grillées par le soleil d'été. Dans les sites les plus secs, ces prairies sont parsemées de genévriers. Souvent, la « friche à fruitiers » à églantiers, prunelliers, aubépines et des arbustes franchement calcicoles comme le cerisier de Sainte-Lucie et la viorne lantane, les envahissent. La végétation des friches calcicoles des coteaux de l'Eure est décrite par D. Lavergne et C. Bock (*in* Dewolf et Kuntz, 1977).

Sur les alluvions les plus anciennes (Fya-b) se sont développés des sols rouges, pouvant présenter les caractères de sols podzoliques (Fedoroff, 1966). Les horizons supérieurs, lessivés, ont été souvent érodés. L'épaisseur des horizons d'accumulation (Bt) atteint et dépasse souvent 2 m.

Les fonds des vallées principales présentent des sols très différenciés en fonction de l'importance de l'apport colluvial, de son ancienneté et de l'hydromorphie. Les sols peu évolués d'apport colluvial et les sols bruns conviennent aux cultures ; les sols temporairement inondés (pseudogley) sont exploités en prairies ; des peupleraies occupent les sols modérément hydromorphes ; des aulnaies ou des friches tourbeuses se maintiennent sur les sols constamment engorgés.

## ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

À l'exception des ouvrages importants, la plupart des constructions se fondent dans les formations superficielles. Celles-ci varient souvent dans un rayon de quelques mètres. La carte à 1/50 000 doit être considérée, pour les formations superficielles, comme un canevas qui indique la disposition et l'extension des principales d'entre elles. Son rôle n'est pas de remplacer les études spécifiques indispensables, appropriées à l'échelle d'une construction, mais de permettre l'interprétation des fouilles et des sondages, et notamment en indiquant à l'ingénieur les données générales spécifiques à chaque formation de la région cartographiée.

### **Problèmes posés par les fondations ; particularités des principales formations**

La *craie* blanche du Sénonien est une formation très épaisse et homogène, à l'exception des lits de silex. Ceux-ci, bien enchâssés dans la craie, ne constituent en général aucune gêne pour les fondations et se brisent au battage. L'ancrage des pieux doit faire l'objet d'une méthode de calcul particulière. La craie présente souvent en surface des poches d'altération profondes, en général remplies par la Formation résiduelle à silex. Elle est souvent creusée d'anciennes chambres d'exploitation (marnières souterraines). Les marnières peuvent être de simples cavités, ouvertes sur l'extérieur par un puits d'accès généralement remblayé sans précautions. Au fond du puits s'ouvrent parfois des galeries. Plus rarement (témoignage d'un agriculteur à Garancières-

en-Drouais), une rampe accessible à un tombereau permettait de remonter la marne extraite dans de vastes galeries pourvues de puits d'aération. Les anciennes marnières sont plus fréquentes sous les plateaux où la craie se trouve à faible profondeur (cf. fig. 9).

Le toponyme « bétoire » ou « bétoure » indique généralement la présence d'une cavité souterraine naturelle ou artificielle. Il est peu fréquent. Avant de construire sur les plateaux, il sera préférable de consulter les archives, les vieux cadastres et d'interroger les anciens agriculteurs. Un signe particulier (étoile à 3 branches) signale les dépressions pouvant correspondre à des bétoires; l'inventaire n'est pas exhaustif. La connaissance des anciennes carrières remblayées évitera bien de mauvaises surprises. Celles qui ont pu être identifiées figurent sur la carte.

La **Formation résiduelle à silex** est un matériau très hétérogène plus ou moins bien compacté. Sa perméabilité, variable selon les points, et sa matrice souvent argileuse, lui donnent une grande sensibilité aux variations de teneur en eau. Ses qualités géotechniques sont en conséquence très variables. Reposant sur une surface d'altération karstique de la craie, la formation peut être limitée avec celle-ci par des plans subverticaux. Ainsi, d'importants tassements différentiels sont à craindre pour des fondations établies à cheval sur la craie et la Formation résiduelle à silex.

Les **alluvions anciennes** présentent de bonnes caractéristiques de portance. Elles peuvent cependant renfermer des poches de sable limoneux et des rochers de grès. Leur épaisseur n'est pas très importante; aussi faut-il tenir compte des caractéristiques mécaniques des couches sous-jacentes, souvent altérées au contact des alluvions.

Les **alluvions actuelles** et subactuelles et les colluvions de fond de vallons, limoneuses et souvent baignées dans une nappe aquifère, sont très compressibles et dans bien des cas inutilisables comme assise de fondation, en particulier quand elles sont tourbeuses. Elles correspondent souvent aux zones inondables où les constructions sont, ou devraient être, interdites.

Les **limons de plateaux**, en surface, sont sensibles au gel et aux variations de teneur en eau. Les affouillements dus aux animaux fouisseurs ne sont pas à négliger. La résistance mécanique des limons est faible et ils peuvent donner lieu à des tassements importants. Si les sols sont panachés rouille et gris, un drainage devra protéger les constructions des eaux superficielles; on évitera alors les caves et les garages enfouis.

Les **colluvions** et les **formations de versants** sont très hétérogènes et d'épaisseur variable. Leur portance est faible, leur surface de base est souvent inclinée. Fréquemment en équilibre limite, ces formations sont facilement remises en mouvements surtout quand elles sont hydro-morphes. Deux types d'apports d'eau peuvent avoir lieu: eaux super-

ficielles gravitaires à éliminer par un drainage amont de l'ouvrage ; eaux profondes de « sources » qui doivent être captées. Une expertise sera nécessaire au cas par cas.

### **Problèmes de terrassements et de stabilité**

À l'exception des blocs de grès et de conglomérats, la plupart des terrains peuvent être terrassés à l'aide des engins de chantier habituels. Les formations meubles — limons, colluvions, sables — présentent des risques d'affouillement et sont très instables quand elles sont hydromorphes (bas de versants et fonds de vallées). Sur les versants, en particulier sur les versants en pente forte où le litage est généralement parallèle à la pente, la stabilité des terrains doit être étudiée avant tout mouvement de terre important. Les formations sableuses et limoneuses peuvent être rapidement érodées par les eaux de ruissellement.

### **Réemploi des matériaux**

Quand ils ne sont pas trop argileux, les limons pourront être utilisés pour enrichir les terres maigres et caillouteuses, fréquentes un peu partout. Généralement fins, les sables conviendront pour remblayer des tranchées. Les déblais les plus fréquents dégageront des matériaux riches en silex : Formation résiduelle à silex, formations de versants. Dans la plupart des cas, ils pourront être réutilisés, à condition d'utiliser une technique appropriée permettant de reconstituer un sol homogène, à l'abri des problèmes d'hydromorphie et d'érosion, avec un compactage sérieux. Grâce à ses nombreux silex, la craie peut être aussi réutilisée dans certaines conditions, et pour des constructions de faible portance.

## *SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES*

Dans le domaine cartographié, les activités d'extraction sont actuellement très limitées, se réduisant à trois carrières exploitant chacune un matériau différent :

- la craie pour marnage à Chérizy ;
- les sables et graviers d'alluvions à Dampierre-sur-Avre ;
- la Formation résiduelle à silex pour ballast et granulats, à Saulnières.

Par le passé, de nombreuses exploitations artisanales extrayaient la craie pour marnage, des sables pour remblai et maçonnerie, et des silex (Formation résiduelle à silex) tant pour l'empierrement des routes et des chemins que pour la construction des murs.

### **Pierre de taille**

Aucune exploitation actuelle. Jadis, les silex étaient largement employés dans la construction des murs, en association ou en concurrence



avec la brique. Dans les fermes et les maisons les plus cossues, les silex étaient taillés en moellons. Les blocs de grès servaient de pierres cornières pour protéger les porches des fermes, ou étaient taillés en pierre de seuil ou en gros moellons utilisés en association avec le grison pour la construction des églises.

### **Sables et graviers**

Après une intense exploitation dans la vallée de l'Eure, l'extraction des sables et graviers d'alluvions a pratiquement été arrêtée pour des raisons d'environnement. Seule subsiste la ballastière du Ménillet sur la commune de Dampierre-sur-Avre.

La plupart des poches de sable tertiaire d'une certaine extension ont été évidées, que ce soit les Sables du Thymerais ou les Sables de Fontainebleau. En association avec la brique pilée, ils servaient à faire des mortiers pour un marché très local. Les dernières sablières fournissaient essentiellement du matériau de remblai.

### **Terres à tuiles et briques**

En raison de la faible extension et de l'épaisseur réduite des limons lœssiques non remaniés et dépourvus de silex, l'industrie des tuiles et briques n'a jamais été très développée sur le territoire couvert par la feuille. Seules quatre carrières abandonnées n'ont pas été remblayées complètement : les carrières de la briqueterie de Brissard, au Nord-Est de la carte, des tuileries de Brézolles, de Tréon et d'Aunay-sous-Crécy, vallon de Masserville. Seule la dernière conserve un front de taille. Le souvenir des autres survit uniquement dans la toponymie (« la Tuilerie » à Mézières-en-Drouais) ou des noms de rues (Chambléan, Vernouillet, au Sud de la voie ferrée, à l'Ouest de la route de Sénonches).

### **Argile pour poterie**

Le seul témoin de cette activité est le nom du hameau de La Poterie, au Sud de Saint-Lubin-des-Joncherets. Sur le plateau entre Dreux et ce hameau, G. Ramond (1896) mentionne l'existence de nombreuses poches d'argile. Lors des levés, des argiles plastiques n'ont été observées qu'en poches métriques à Brézolles et Marville-Moutiers-Brûlé.

### **Craie pour marnage et chaux**

Les craies du Santonien terminal et du Campanien sont exploitées à Chérisy (Montagnes Salmon) pour marnage. Cette activité était jadis très répandue, et les craies du Santonien inférieur et moyen et même du Coniacien supérieur ont été extraites dans les très nombreuses carrières abandonnées des vallées de l'Eure, de l'Avre et de la Blaise, ainsi que dans des marnières souterraines (voir la rubrique géotechnique).

## **Fer**

Le souvenir de l'ancienne exploitation du fer est conservé par le toponyme « les Minières » (Nord-Est de Torçay, Sud-Est de Maillebois, Le Boullay-Thierry) et surtout le « Bois-des-Mines » 2 km à l'Est de Blévy. Ce dernier correspond à un gisement de grès ferrugineux. Trois types de matériaux ont pu être utilisés : très anciennement (époques celtique et romaine, Moyen-Âge), les concrétions ferromanganiques à la base des limons ; à ces mêmes époques ou plus tardivement, les grès ferrugineux et des accumulations de fer dans la Formation résiduelle à silex (Nonancourt ; Puzenat, 1939), probablement au contact avec la craie (argile ferrugineuse dite « terre brûlée »). Ces gisements étaient très limités et ne pouvaient être exploités que de façon artisanale, avec une main d'œuvre très bon marché.

## *RESSOURCES EN EAU*

L'ensemble de la carte est situé dans le bassin de l'Eure, cours d'eau qui paraît à l'extrémité Nord-Est de la carte.

Deux sous-bassins couvrent la presque totalité de la carte : l'Avre au Nord, et la Blaise qui traverse diagonalement la carte.

Les cours d'eau drainent les terrains crayeux du Crétacé supérieur qui renferment l'unique aquifère de la région, auquel s'ajoute celui des alluvions de l'Eure.

### **Alluvions de l'Eure**

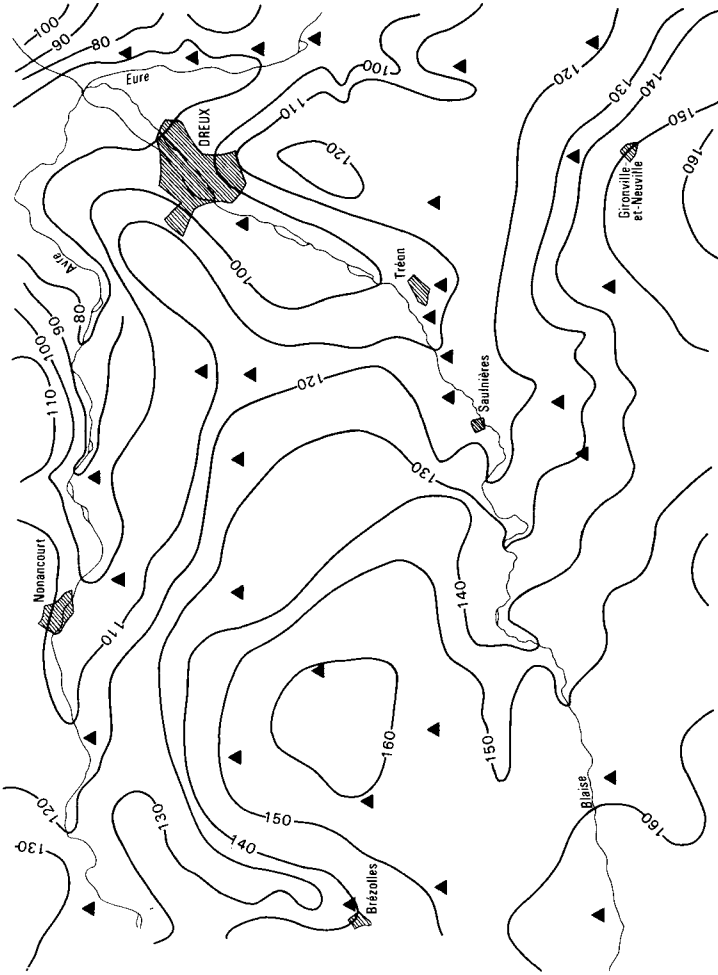
La partie inférieure des alluvions, formée d'éléments grossiers (gravier, galets), constitue un aquifère en liaison directe avec la craie sous-jacente. Son épaisseur réduite (2 m au maximum) fait que les ouvrages d'exploitation actuels entrent profondément dans la craie. Les caractéristiques hydrodynamiques de cet aquifère seul ne sont donc pas connues.

### **Craie**

La craie constitue pratiquement l'unique système aquifère sur l'étendue de la carte. Cependant, elle se présente différemment suivant le niveau stratigraphique qu'elle occupe :

- au Nord et Nord-Est, la craie du Sénonien, relativement franche, fournit des débits parfois très élevés ;
- au Sud et Sud-Ouest, la craie du Turonien et du Cénomaniens, marneuse, n'est que très peu aquifère, voire totalement improductive.

De plus, la craie n'est aquifère que lorsqu'elle est fissurée et altérée, conditions qui se rencontrent sur des structures géologiques précises et à l'aplomb des grands axes de circulation. C'est effectivement ce que l'on observe le long :



▲ Puits ou source où le débit spécifique est connu

**Fig. 12 - Carte piézométrique**  
Issu de "Synthèse hydrogéologique du bassin de l'Eure"  
BURGEAP, 1974, complété par mesures BRGM

- de la flexure SW-NE de Dreux (ouvrage n° 216-4-49, 216-4-66, 216-4-67, etc.);
- de l'escarpement NW-SE de Nonancourt—Tréon (216-2-5, 216-2-24, 216-3-9, 216-7-5, 216-8-15, etc.);
- de la vallée de l'Eure (216-4-67, etc.).

Par contre, dès que l'on s'écarte de ces conditions, la productivité devient très aléatoire et les échecs en recherche d'eau sont nombreux, même vers Dreux où la craie sénonienne est la plus épaisse (216-4-15, 216-4-71, etc.).

L'aquifère de la craie est donc de type discontinu. La nappe de la craie est libre.

La **carte piézométrique** (fig. 12) met en évidence le drainage de la nappe par les principaux cours d'eau, plusieurs sources étant des exutoires de trop-plein au contact des coteaux et des alluvions. Sous les plateaux, le niveau de l'eau est très bas, le plus souvent entre 20 et 40 m de profondeur. Les fluctuations saisonnières sont importantes sous les plateaux (jusqu'à 4 m au piézomètre 216-3-15).

La **productivité** est extrêmement variable et dépend donc des conditions stratigraphiques et structurales. Nous discernerons 3 secteurs :

- à l'extrémité nord-est, à Dreux, où la craie du Sénonien est la plus épaisse, ainsi que le long de la flexure et au droit des vallées.

Les débits peuvent atteindre 250 m<sup>3</sup>/h (216-4-66, 68, etc.), même 600 m<sup>3</sup>/h au 216-3-5, et les débits spécifiques atteignent 500 m<sup>3</sup>/h/m (216-4-45).

Mais hors de ces conditions, la craie n'est pratiquement plus aquifère (forage 416-4-7 : débit de 3 m<sup>3</sup>/h, transmissivité de 5.10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup>/s);

- au Nord d'une ligne passant par Brézolles—Saulnières—Gironville, où l'on trouve la craie du Santonien—Coniacien, et le long des accidents : les débits épuisés s'échelonnent de 20 à 200 m<sup>3</sup>/h (216-2-24) avec des débits spécifiques de 5 à 60 m<sup>3</sup>/h/m. Là encore, on peut trouver hors des secteurs particuliers des forages « secs ».

- au Sud, où seules sont conservées les craies du Turonien et du Cénomaniens : les meilleurs débits obtenus sont de l'ordre de 10 m<sup>3</sup>/h et les ouvrages improductifs sont nombreux. Cependant, on note une karstification qui peut être importante (source de la Blaise à l'étang de Dampierre-sur-Blévy) avec localement une liaison possible avec une fracturation tectonique (*cf.* schéma structural).

Du point de vue **chimie**, l'eau de la nappe de la craie est moyennement minéralisée, assez dure. Les caractéristiques moyennes sont :  
résistivité (Ω.cm) : 1800-2200

pH : 7,2-8,6

TH (°F) : 22-23

TAC (°F) : 15-23

Cl (mg/l) : 15 (moyenne); SO<sup>4-</sup> (mg/l) : 6-30; NO<sup>3-</sup> (mg/l) : 25-65.

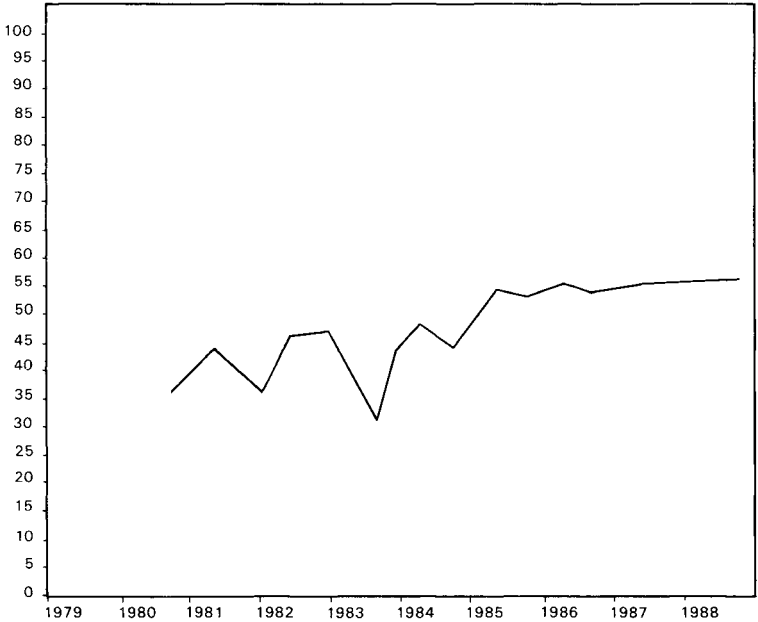


Fig. 13 - Évolution de la teneur en nitrate au forage 216-7-2

En ce qui concerne les nitrates, les historiques des mesures montrent une augmentation régulière, continue, qui traduit une contamination généralisée de la nappe (fig. 13).

Sur le plan **vulnérabilité**, la nappe de la craie est très exposée aux infiltrations de surface et aux activités humaines, malgré la couverture irrégulière d'argiles à silex, comme le montrent les fortes teneurs en nitrates. Une étude réalisée en 1989 (Ougier, 1990) a montré l'origine essentiellement agricole de cette pollution.

**L'utilisation** de l'eau est très générale, puisque la craie est l'unique réservoir d'eau souterraine actuellement.

Les captages d'eau potable sont nombreux, dispersés ; ils font parfois appel à des puits complexes afin d'améliorer la productivité.

Les captages industriels sont localisés à Dreux en fond de vallée.

Les forages agricoles sont relativement peu nombreux, en raison, essentiellement, de la forte probabilité de ne pas avoir de l'eau sous les plateaux.

### **Sables de l'Albien**

À 200 m de profondeur, en moyenne, les Sables verts forment un aquifère modeste, traversé un peu plus au Sud au forage de Marville (254-4-1).

L'épaisseur des sables est d'une dizaine de mètres. Cet aquifère n'a pas été testé dans cette région et reste donc à explorer.

### **Calcaires du Dogger**

Vers 800 m de profondeur, le calcaire oolitique du Dogger s'est révélé un peu aquifère au forage pétrolier de Marville (254-4-1). L'eau est un peu salée (0,58 g/l d'équivalent NaCl).

## **DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE**

### *PRÉHISTOIRE ET ARCHÉOLOGIE*

La littérature sur la préhistoire du domaine couvert par la carte est pratiquement inexistante. Lors des levés, les récoltes, en surface, de silex taillés ont été peu nombreuses, peu significatives et remises aux archéologues locaux. La pièce la plus intéressante est un biface taillé, de fracture fruste, trouvé à l'Est de Blévy.

Les mégalithes ont été inventoriés par J.L. Renaud et D. Jagu pour le Comité archéologique d'Eure-et-Loir. Plusieurs ont été détruits. À l'inventaire, il en subsiste quatre : Dampierre-sur-Avre, dolmen de Badainville; Écluzelles, dolmen «la Pierre de Pucre»; Montreuil, dolmen de Cocherelle, et Saint-Lubin-des-Joncherets (à l'origine à Dampierre-sur-Avre, hameau du Ménillet), dolmen «la Pierre au Bout».

Les mottes féodales du Plessis-Dampierre, de Saint-Rémy-sur-Avre et de Garnay ont été figurées sur la carte.

### *SITES CLASSÉS, SITES CLASSIQUES, ITINÉRAIRES*

Le territoire couvert par la feuille Dreux ne comprend pas de sites géologiques remarquables à une échelle régionale ou nationale. La plupart des affleurements de qualité sont des carrières en exploitation ou abandonnées, en général en domaine privé.

Pour chaque formation, les meilleurs affleurements sont mentionnés dans la description des terrains.

BIBLIOGRAPHIE

ALIMEN H. (1936) — Étude sur le Stampien du bassin de Paris. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 31, 310 p.

ALIMEN H., VATAN A. (1937) — Contribution à l'étude pétrographique des sables stampiens. *Bull. Soc. géol. Fr.* (5), t. VII, p. 141-162.

AUFRÈRE (1931) — L'interprétation morphologique des gisements fossilifères du Pliocène supérieur dans le bassin de Paris. *Congr. internat. géogr.*, Paris, t. II, p. 480-492.

BORDES F. (1954) — Les limons quaternaires du bassin de la Seine. *Arch. inst. paléont.*, mém. 26, p. 116-127.

BOURNÉRIAS M. (1968) — Guide des groupements végétaux de la région parisienne. S.E.D.E.S., Paris, 290 p.

BRAJNIKOV B. (1937) — Recherches sur la formation appelée « Argile à silex » dans le bassin de Paris. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, vol. X, fasc. 1 et 2, p. 7-90 et 109-130.

CAILLEUX A. (1942) — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n. sér., t. 21, mém. 46, p. 1-176.

CAILLEUX A. (1948) — Carte des actions périglaciaires quaternaires en France. *Bull. Serv. Carte. géol. Fr.*, n° 225, t. XLVIII, p. 1-7.

CAVELIER C., DEWOLF Y. (1967) — Sur une brèche marine à éléments continentaux du Stampien des environs de Damville (Eure). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 274-275.

CAVELIER C., KUNTZ G. (1974) — Découverte du Pliocène marin (Redonien) à Valmont (Seine-Maritime) dans le Pays de Caux. Conséquences sur l'âge post-Redonien des argiles rouges à silex de Haute-Normandie. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* (7), t. XVI, p. 160-162.

CHOLLEY A. (1939) — Le plateau du Thymerais. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, p. 801-803.

COLLOQUE SUR LES ARGILES À SILEX DU BASSIN DE PARIS (1967) — *Mém. h.s. Soc. géol. Fr.*, n° 4, 84 p.

COUTELLE A., ISAMBERT M. (1989) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Nogent-le-Rotrou (289). Orléans: BRGM. Notice explicative M. Isambert, A. Coutelle (1989), 23 p.

DENIZOT G. (1927) — Les formations continentales de la région orléanaise. *Ann. fac. Marseille*, 2<sup>e</sup> sér., III, 582 p., 12 pl. h.t.

DESPREZ N., LABOURGUIGNE J., MANIVIT J. (1980) — Évolution des principales structures du bassin de Paris de la fin du Dogger au début du Tertiaire. *Bull. inf. géol. bass. Paris* (17), n° 4, p. 61-67.

DEWOLF Y. (1972) — Carte géomorphologique détaillée de la France (1/50 000), feuille Dreux et notice explicative, 32 p. Paris: CNRS.

DEWOLF Y. (1982) — Le contact Île-de-France — Basse-Normandie. Étude géodynamique. *Mém. et doc. Géogr.*, 253 p., 13 pl. h.t.

DEWOLF Y., MATHIEU C., CALLOT G. (1983) — Les argiles à silex du bassin de Paris. Nouvelle mise au point. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXV, n° 1, p. 25-29.

DEWOLF Y., KUNTZ G. (1977) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Saint-André-de-l'Eure (180). Orléans: BRGM. Notice explicative par G. Kuntz avec la collaboration de Y. Dewolf, C. Bock, P. de la Quèrière, D. Lavergne, G. Verron, R. Wyns (1977), 44 p.

DEWOLF Y., KUNTZ G. (1980) — Présomptions de rejeux plio-quaternaires ou quaternaires, d'anciens accidents en Basse-Normandie, du Perche à la vallée de la Seine. Analyse de phénomènes de subsurface, repérés lors du levé des cartes géologiques et géomorphologiques à 1/50 000. *Bull. inf. géol. bass. Paris* (17), n° 4, p. 15-19.

DOLLFUS G.F. (1890) — Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 2, n° 14, p. 116-194.

DOLLFUS G.F. (1891) — Relations stratigraphiques de l'Argile à silex. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), 19, p. 883-900.

DOLLFUS G.F. (1904) — Révision de la feuille de Chartres. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 105, XVI, p. 1-3.

DOUILLET P., NICOLAS J., POMEROL C. (1967) — Étude minéralogique d'argiles d'altération du bassin de Paris. Problèmes de détermination. *Mém. h. sér. Soc. géol. Fr.*, n° 4, p. 15-19.

DUPUIS J. et collaborateurs (1966) — Carte pédologique de la France à l'échelle du millionième. INRA.

FÉDOROFF N. (1966) — Contribution à la connaissance de la pédogénèse quaternaire dans le SW du Bassin parisien. *Bull. Assoc. fr. ét. Quaternaire*, 2, p. 94.

FÉDOROFF N. (1967) — Un exemple d'application de la micromorphologie à l'étude des paléosols. *Bull. Assoc. fr. ét. Quaternaire*, 12, p. 193-209.



FÉDOROFF N., GOLDBERG P. (1982) — Comparative micromorphology of two late pleistocene palaeosols (in the Paris Basin). *CATENA*, 9, p. 227-251.

FLEURY L., CLÉMENT J.P., MÉNILLET F., MOGUEDET G., VINCHON C., FARJANEL G. (1989) — Les sables rouges et graviers, des plateaux et des karsts du Maine méridional. Étude sédimentologique. *Géol. de la France*, n° 1-2, p. 257-277, 17 fig., 2 pl. photo.

GIGOT C. (1990) — Carte géol. France (1/50000), feuille Courville-sur-Eure (254). Orléans: BRGM. Notice explicative par C. Gigot et coll. (1990), 35 p.

HÉBERT (1863) — Observations sur les principaux éléments du terrain quaternaire, sur les théories proposées pour en expliquer la formation, et sur l'âge de l'Argile à silex. *Bull. Soc. géol. Fr.* (21), p. 58-72.

HÉRITIER F., VILLEMIN J. (1971) — Mise en évidence de la tectonique profonde du bassin de Paris par l'exploitation pétrolière. *Bull. BRGM*, 2<sup>e</sup> sér., sect. 1, n° 2, p. 11-30.

ISAMBERT M. (1984) — Carte pédologique de la France à 1/100 000. Coupure 1-9, Châteaudun et notice. Service d'étude des sols et de la carte pédologique de France, INRA, Olivet.

JUIGNET P. (1974) — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Thèse, Caen, 2 vol., 786 p., 28 pl.

KLEIN C. (1975) — Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Normandie, Maine, Poitou septentrional, et contrées adjacentes. Thèse doctorat es Lettres (1973), Paris, 3 vol. 882 p., 32 pl., 6 tabl., 10 cartes. Fondation Baulig, t. XII et éd. Orphrys.

LAUGEL A. (1860) — Mémoire sur la géologie du département de l'Eure-et-Loir. *Bull. Soc. géol. Fr.* (2), t. XVII, p. 316-333.

LAUGEL A. (1861) — Note sur l'âge des silex et des grès dits ladères. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19, p. 153-159.

LEMAÎTRE H. (1959) — Présence de fossiles stampiens dans des conglomérats de silex au Sud d'Évreux (Eure). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 30.

LENORMAND P. (1963). — À propos de quelques sablières du Thymerais, D.E.S. inst. géogr., Paris, 38 + 14 p.

MARY G. (1964) — Le périglaciaire des environs du Mans (Sarthe, France). *Biuletyn Peryglacjalny*, Lodz, 13, p. 53-98.

MÉGNIEN C., MÉGNIEN F. (coord.) (1980) — Synthèse géologique du bassin de Paris. Vol. I : Stratigraphie et paléogéographie, Mém. BRGM n° 101, 466 p. ; vol II : Atlas, Mém. BRGM n° 102, 50 pl., 5 ann.

MÉNILLET F., CRAHET M. (1971) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Nogent-le-Roi (217). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet avec la collaboration de J.J. Châteauneuf, M. Crahet, N. Desprez, C. Jacob, C. Monciardini, G. Neau, J. Riveline-Bauer, N. Trauth (1971), 30 p.

MÉNILLET F., VERMEIRE R. (1971) — Carte géol. France (1/50 000), feuille Chartres (255). Orléans : BRGM. Notice explicative par F. Ménillet avec la collaboration de J.J. Châteauneuf, N. Desprez, O. de Villoutreys, C. Jacob, C. Monciardini, G. Neau, J. Riveline-Bauer, J. Tourencq (1971), 35 p.

MERCEY N. (de) (1880) — Note sur la confusion résultant de l'emploi de la dénomination d'Argile à silex appliquée à deux dépôts placés, l'un à la base, et l'autre au sommet de la série tertiaire de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, VII, p. 237-245.

MONCIARDINI C. (1989) — Profil « Écors Nord de la France » : corrélations biostratigraphiques entre quarante-six sondages sismiques intracrétaqués. *Géol. de la France*, n° 4, p. 39-48.

OUGIER L. (1990) — Évolution de la teneur en nitrates de la région Centre : département de l'Eure-et-Loir. Rapp. BRGM 30390 CEN 90.

POMEROL B. (1984) — Géochimie des craies du bassin de Paris. Utilisation des éléments traces et des isotopes stables du carbone et de l'oxygène en sédimentologie et en paléocéanographie. Thèse État, Paris 6, 531 p., 73 p. ann.

PUZENAT L. (1939) — La sidérurgie armoricaine. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, IV, p. 231-234.

RAMOND G. (1891) — Esquisse géologique de l'aqueduc de déviation vers Paris des sources de l'Avre. *Bull. Soc. géol. Fr.* (3), XIX, p. 953-965.

RAMOND G. (1896) — Étude géologique de l'aqueduc de l'Avre. C.R. congrès soc. sav., p. 159-197.

RAMOND G. (1897) — Déviation des sources de la Vigne et de Verneuil. Profil géologique de l'aqueduc. Préfecture de la Seine, ville de Paris, Direction des eaux.

RIVELINE-BAUER J. (1971) — Contribution à l'étude sédimentologique et paléogéographique des sables de l'Oligocène des bassins de Paris et de Belgique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. XIII, p. 216-231.

THIRY M. (1978) — Silicification des sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du Sud-Est du bassin de Paris. Genèse et évolution des dalles quartzitiques et silcrètes. *Bull. BRGM* (2<sup>e</sup> sér.), sect. 1, n° 1, p. 19-46, 2 pl. ph. h.t.

THIRY M. (1981) — Sédimentation continentale et altération associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du bassin de Paris. *Sci. géol.*, Strasbourg, mém. n° 64, 173 p., 10 pl. h.t.

THIRY M., AUBRY M.P., CAVELIER C., KUNTZ G., WYNS R., TRAUTH N. (1978) — Nature des smectites élaborées lors d'altérations lessivantes de la craie à silex du bassin de Paris. *Sci. géol.*, Strasbourg, bull. 31, 4, p. 163-172.

THIRY M., BERTRAND AYRAULT M., GRISONI J.C., MÉNILLET F. SCHMITT J.M. (1988) — Les Grès de Fontainebleau : silicifications de nappes liées à l'évolution géomorphologique du bassin de Paris durant le Plio-Quaternaire. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. IV, n° 3, p. 419-430.

THIRY M., CAVELIER C., TRAUTH N. (1977) — Les sédiments de l'Éocène inférieur du bassin de Paris et leur relation avec la paléoaltération de la craie. *Sci. géol.*, Strasbourg, bull. 30, 3, p. 113-128.

THIRY M. DELAUNAY A., DEWOLF Y., DUPUIS C., MÉNILLET F., PELLERIN J., RASPLUS L. (1983) — Les périodes de silicification au Cénozoïque dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XXV, n° 1, p. 31-40.

THIRY M., TRAUTH N. (1976) — Évolution historique de la notion d'argile à silex. *Bull. inf. géol. bass. Paris*, vol. 13, n° 4, p. 41-48.

VINCHON C. (1988) — Étude exoscopique d'échantillons de Sables du Thymerais. Rapp. BRGM 88 GEO/GAM 02.

#### DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Centre, avenue de Concyr, 45060 Orléans Cedex 2, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

## *ÉTUDES ANALYTIQUES*

Micropaléontologie : C. Monciardini.

Diffractométries RX : F. Pilliard, ingénieur géologue au BRGM

Minéraux lourds : P. Jézéquel, ingénieur géologue au BRGM

Granulométries : J. Cubizolles, technicien au BRGM ; interprétation  
F. Ménillet

Chimie : laboratoires du BRGM.

## **AUTEURS**

La notice a été coordonnée et rédigée pour l'essentiel par F. MÉNILLET, ingénieur géologue au BRGM, qui a tenu compte des nombreuses coupes et observations des différents auteurs de la carte.

Pour le Crétacé, les rapports d'études de C. MONCIARDINI, ingénieur géologue au BRGM, qui a revu cette partie du texte, ont été largement utilisés.

La partie hydrogéologie a été rédigée par P. MAGET, ingénieur géologue au BRGM.

M. ISAMBERT, ingénieur de recherches à l'Institut national de recherche agronomique (INRA), service d'étude des sols, a revu la partie « Formations superficielles » et les annexes, et la rubrique « Occupation du sol ».

Présentation au CCGF : 24 mars 1992.

Acceptation de la carte et de la notice : 16 mars 1993.

Impression de la carte : 1994.

Impression de la notice : octobre 1994.

## ANNEXES

TABLEAU 2. — COUPES RÉSUMÉES DE QUELQUES FORAGES

Commune	St-Lubin-des Joncherets	Garnay	Garnay	Garnay	Maillebois	Fontaine-les-Ribouts	St-Sauveur Marville	St-Sauveur Marville	St-Sauveur Marville	St-Sauveur Marville	Tremblay-les-Villages
Lieu-dit				Vallée Laurent	Chennevières		Levasville	Carrière à Douanau	Levasville	Ferme Bouchart	
Coordonnées	X Y	526,250 2-412,050	525,750 2-412,250	510,730 1-106,630	519,075 1-106,800	522,425 2-103,500	523,175 1-100,550	522,475 1-102,300	529,725 1-100,625		
Type	AEP				AEP						
N° d'archivage national	2 - 5	3 - 30	3 - 31	5 - 38	6 - 27	7 - 4	7 - 35	7 - 36	8 - 19		
Cote au sol	105	100	115	173	165	145	165	148	192		
Formation superficielle (avec sa notation)	C/S/Fy/S	C/Fy			B-LPS 162	B-LPS 143	B-LPS 163,5 RS (e de 152 à 154)	B-LPS 144	B-LPS 191		
RS formation résiduelle à silex (e + poche de sable)				e 163 RS							
Campanien											
Santonien	97	88	115	143,5 indiffér. (117)	142						
Coniacien	indiffér. 67	80 70*	65 60*		128 102*				159		
Turonien	65*			83*		125 105 97*	140 ≤ 121 115*	121 103 95*	128,5*		
Cenomanien supérieur											

\* : profondeur finale.

TABLEAU 4 — ANALYSES CHIMIQUES (MAJEURS)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P FEU
Limons lessivés											
0001	64.8	0.70	7.64	3.07	9.01	0.88	0.05	0.78	1.26	0.07	11.14
0002	81.2	0.76	6.37	3.30	1.29	0.40	0.03	0.38	0.71	0.06	4.88
0003	71.7	0.84	10.27	4.42	1.40	0.93	0.06	0.87	1.57	0.07	7.43
0004	62.6	0.66	7.49	2.86	9.43	1.38	0.05	1.03	1.41	0.09	12.36
Argiles limoneuses											
0005	71.2	0.84	12.01	5.92	0.68	0.68	0.05	0.46	1.17	0.07	7.31
Formation résiduelle à silex											
0006	47.0	0.64	21.73	9.06	0.89	1.09	0.04	0.20	1.01	0.07	17.55
0007	47.1	0.67	22.13	9.21	1.43	1.19	0.05	0.20	1.41	0.09	15.85
0008	47.4	1.03	28.43	7.24	0.40	0.24	0.03	0.20	0.51	0.16	13.86
0009	47.4	1.23	26.17	8.69	0.41	0.53	0.02	0.20	0.65	0.26	13.63
0010	45.9	0.75	22.80	12.51	0.67	0.74	0.37	0.20	0.95	0.15	14.29
Grès du Thymerais											
0011	94.3	3.35	0.30	0.40	0.10	0.20	0.03	0.20	0.05	0.05	0.21
0012	96.7	0.41	0.30	0.68	0.10	0.20	0.03	0.20	0.05	0.05	0.30
0013	97.2	0.12	0.70	0.31	0.10	0.20	0.02	0.20	0.05	0.05	0.40
0014	97.1	0.35	0.30	0.56	0.10	0.20	0.04	0.20	0.05	0.05	0.24
0015	92.3	4.60	0.47	0.92	0.10	0.20	0.04	0.20	0.05	0.05	0.32
0016	95.8	0.16	0.40	1.93	0.10	0.20	0.02	0.20	0.05	0.05	0.51
0017	95.2	2.27	0.30	0.42	0.10	0.20	0.03	0.20	0.05	0.05	0.33
Sables du Thymerais											
0018	95.3	0.27	1.98	0.31	0.10	0.20	0.02	0.20	0.05	0.05	0.98
0019	90.5	0.40	4.69	0.96	0.10	0.20	0.02	0.20	0.14	0.05	2.34
0020	93.5	0.26	2.31	0.79	0.13	0.20	0.02	0.20	0.15	0.05	1.86
0021	88.9	0.27	4.13	2.08	0.23	0.23	0.03	0.20	0.35	0.05	2.72
0022	94.8	0.37	2.13	0.35	0.10	0.20	0.02	0.20	0.05	0.05	1.14
Sables de Fontainebleau, faciès de bordure											
0023	88.4	0.29	4.90	2.14	0.10	0.20	0.02	0.20	0.16	0.05	2.89
0024	86.1	0.37	8.53	0.36	0.12	0.20	0.02	0.20	0.12	0.05	3.60

TABLEAU 5 — ANALYSES CHIMIQUES (TRACES)

	Li	Be	B	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Y	Nb	Mo	Cd	Ba	La	Ce	W	Pb	Zr
Limons tessiques																				
0001	20	2	61	60	57	12	15	20	47	109	23	20	5	3	372	26	62	34	17	829
0002	14	2	59	61	57	7	13	19	38	45	20	20	5	5	261	20	40	10	14	638
0003	30	2	72	83	85	14	40	31	66	83	31	20	5	4	525	30	73	10	22	748
0004	21	2	67	63	95	10	43	30	50	156	28	20	5	3	430	29	77	10	17	785
Argiles limoneuses																				
0005	36	2	70	112	105	13	49	31	95	63	27	20	5	4	415	25	58	13	24	852
Formation résiduelle à silex																				
0006	65	2	68	225	158	22	99	38	166	61	42	24	5	2	333	57	124	10	28	859
0007	86	5	70	192	161	51	139	50	257	65	48	20	5	2	384	47	289	10	36	355
0008	97	6	58	207	213	35	118	69	218	119	107	36	5	2	216	114	264	10	56	341
0009	94	7	61	268	351	22	121	58	199	299	187	42	5	2	279	175	374	10	66	391
0010	51	2	69	207	175	62	77	50	172	85	48	29	5	2	903	77	274	10	40	436
Grès du Thymerais																				
0011	10	2	34	61	163	14	32	10	31	37	20	82	7	7	244	20	11	35	19	682
0012	10	2	31	19	87	6	30	20	15	23	20	20	7	9	180	20	10	28	10	292
0013	10	2	33	10	24	8	22	25	13	14	20	20	5	4	39	20	10	20	12	293
0014	10	2	41	10	99	7	29	18	16	22	20	20	6	5	107	20	10	17	10	306
0015	10	2	46	107	286	19	40	21	12	42	22	119	8	2	285	20	17	34	28	946
0016	10	2	36	18	49	7	23	18	12	16	20	20	5	4	68	20	10	15	10	197
0017	10	2	30	33	101	11	32	20	13	33	20	53	8	2	206	20	10	25	10	478
Sables du Thymerais																				
0018	10	2	36	10	19	6	15	16	19	19	20	20	5	3	97	20	10	15	11	297
0019	10	2	39	31	33	8	17	26	22	30	20	20	5	3	72	20	10	14	10	455
0020	10	2	36	18	94	7	14	16	23	20	20	20	5	2	87	20	10	14	10	330
0021	10	2	43	27	22	8	21	18	30	23	20	20	5	2	120	20	10	10	10	280
0022	10	2	35	12	12	5	10	21	15	20	20	20	5	4	77	20	10	12	10	183
Sables de Fontainebleau, faciès de bordure																				
0023	10	2	37	35	35	7	14	16	24	20	20	20	5	2	89	20	10	10	10	222
0024	10	2	37	23	72	7	24	18	13	24	20	20	5	2	100	20	10	10	10	300





