

Les Sables de Lozère dans le Bassin parisien : nouvelles interprétations*

Jean-Pierre LARUE (1)
Robert ETIENNE (2)

The Lozère sands in the Paris Basin: new interpretations

Géologie de la France, n°2, 2000, pp. 81-94, 6 fig., 4 tabl.

Mots-clés : Sédimentologie, Minéraux lourds, Paléogéographie, Sables de Lozère, Bassin parisien.

Key words: Sedimentology, Heavy minerals, Palaeogeography, Lozère sands, Paris basin.

Résumé

Par une étude géomorphologique et sédimentologique des Sables de Lozère situés entre la Sologne et la Normandie, les auteurs cherchent à préciser les conditions de leur mise en place et leur âge. La détermination des minéraux lourds et des argiles montre qu'il s'agit d'une formation résiduelle polygénique très altérée. Les premiers dépôts des Sables de Lozère parisiens sont probablement associés à un vaste glacis penté vers le nord dont l'âge reste hypothétique. La subsidence de la Sologne a pu interrompre le transit des matériaux centraux et les dépôts existants ont subi une forte altération. Au Pliocène moyen, les variations eustatiques et la subsidence de la Basse-Seine favorisent le remaniement de la partie aval de l'épandage et la mise en place des Sables de Lozère normands. Le creusement des vallées, amorcé au Pliocène supérieur, stimule la karstification et la silicification des calcaires peu épais et fragiles. Enfin, le soulèvement de la Forêt d'Orléans active le fonctionnement du glacis amont, puis sa dissection par les affluents de la Seine. Ainsi, la tectonique joue le rôle principal pour expliquer la mise en place et les remaniements successifs de ces dépôts.

Abstract

The initial Lozère Sand deposits around Paris were laid down on a vast north sloping plain; the exact date of deposition is uncertain. Subsidence of the Sologne area may have interrupted the transfer of centrally located material and existing deposits were subject to strong weathering. In the Middle Pliocene, eustatic variations and subsidence of the Basse-Seine region favoured reworking of the upstream deposits and the deposition of Lozère Sands in the Normandy region.

Valley incision, initiated in the Upper Pliocene, stimulated karstification and silicification of the thin, poorly consolidated Beauce Limestone. Finally, uplift of the Orleans Forest activated the upstream plain area followed by dissection by tributaries of the Seine River. The study demonstrates the major role played by tectonics in the successive deposition and reworking of these deposits.

Introduction

L'historique le plus récent des Sables de Lozère a été fait par Ménillet (1993). Le terme « sables granitiques de Lozère » a été créé par Dollfus (1885) pour dési-

gner les sables en poches dans l'Argile à meulière de Montmorency, situés près de Palaiseau à proximité du lieu-dit Lozère. Etalés entre la Sologne et le Pays de Caux, ils longent la vallée de la Seine et couvrent les plateaux de Beauce, du Hurepoix et de Normandie, sur une cinquantaine de kilomètres de largeur (fig. 1). Par contre, on ne sait pas s'ils appartiennent à une seule ou à plusieurs formations : Cavelier *et al.* (1993) montrent un épandage unique alors que Cholley (1956) et Ménillet (1985) admettent l'existence possible de deux épandages successifs. De plus, leur âge fluctue entre le Burdigalien et le Pléistocène inférieur selon les auteurs : Denizot (1927), Vatan (1947), Pomerol (1951), Gras (1963), Elhai (1967), Dewolf (1982) en font le prolongement des Sables de Sologne burdigaliens, Kuntz *et al.* (1979), Freytet *et al.* (1989), Tourenq et Pomerol (1995) les datent du Pliocène moyen et Cavelier et Kuntz (1974) du Pliocène supérieur.

Pour tenter de lever une part de ces incertitudes, nous avons repris des études sédimentologiques sur des dépôts situés au sud-ouest de Paris et dans la région d'Evreux. Les échantillons prélevés et analysés sont localisés sur la figure 1 et sur le tableau 1. Plusieurs méthodes sont utilisées pour essayer de distinguer diffé-

* Manuscrit initial reçu le 10 septembre 1999, modifié le 15 novembre 1999, accepté définitivement le 14 septembre 2000.

(1) Géodynamique des milieux naturels et de l'environnement. Université de Paris XII-Val de Marne, 94010 Créteil Cedex, France.

(2) Laboratoire rhodanien de géomorphologie, Université Lumière-Lyon II, 69676 Bron Cedex, France.

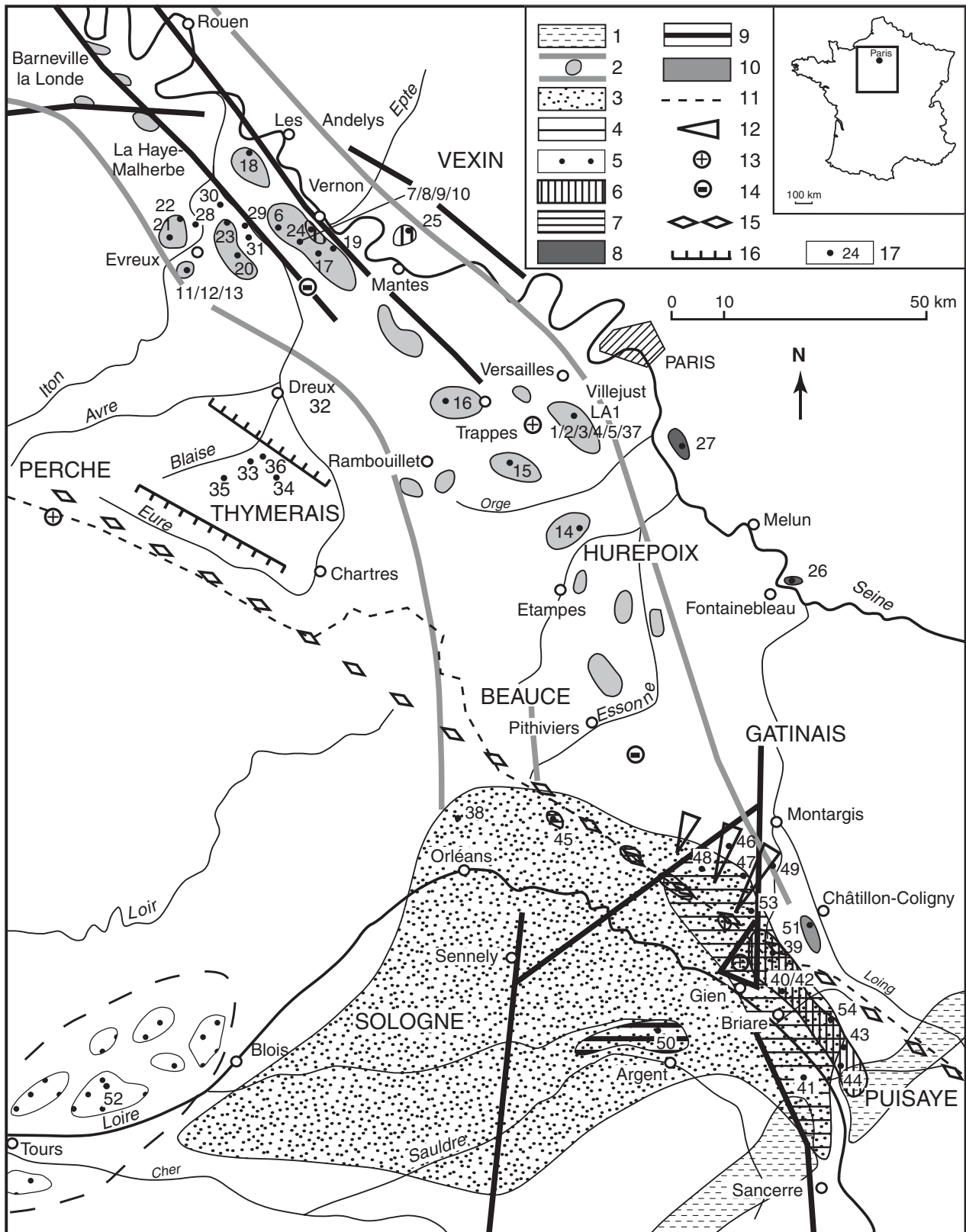


Fig. 1.- Carte de localisation.

1 : sables albiens du Sancerrois et de Puisaye ; 2 : extension des Sables de Lozère et lambeaux conservés ; 3 : Sables de l'Orléanais et de Sologne ; 4 : Sables du Bourbonnais ; 5 : Sables de Montreuil ; 6 : nappe du fleuve à augite ; 7 : cailloutis culminants ; 8 : hauts niveaux de la Seine ; 9 : nappe d'Argent-sur-Sauldre ; 10 : terrasse du Loing ; 11 : ligne de partage des eaux ; 12 : glacis quaternaire ; 13 : soulèvement ; 14 : subsidence ; 15 : faille ou flexure ; 16 : escarpement du plateau du Thymerais ; 17 : échantillon analysé.

Fig. 1.- Location map.

1: Sancerrois and Puisaye Albian sands; 2: Lozère Sands extension and preserved outcrop; 3: Orléanais and Sologne Sands; 4: Bourbonnais Sands; 5: Montreuil Sands; 6: augite bearing fluvial deposits; 7: Upper Gravel; 8: Seine River higher terraces; 9: Argent-sur-Sauldre fluvial deposits; 10: Loing terrace; 11: drainage divide; 12: Quaternary glacis; 13: uplift; 14: subsidence; 15: fault or flexure; 16: Thymerais plateau escarpment; 17: sample analyzed.

rentes nappes parmi ces matériaux azoïques de faciès semblables, principalement la détermination des minéraux lourds (tabl. 2) et des argiles (fig. 6), mais aussi pour quelques échantillons représentatifs, l'analyse granulométrique (fig. 5), la composition chimique et la teneur en hydroxydes de fer (tabl. 3). Pour cela, les poudres de la fraction < 50 µm ont été étudiées au microscope électronique à balayage muni d'un analyseur chimique et soumises à la diffractométrie des rayons X afin de déterminer les minéraux argileux. Les spectres ont été réalisés avec un diffractomètre de poudre muni d'une sonde à compteurs à scintillation, pour la raie K alpha du cuivre. La spectrométrie Mössbauer, technique décrite par Janot (1972) et Heller et Rosenzon (1981) rend possible une caractérisation des composés du fer. Séparés à partir des fractions sableuses comprises entre 80 µm et 500 µm selon la méthode classique de séparation au bromoforme (Parfenoff *et al.*, 1970), les minéraux lourds ont été déterminés au microscope optique. Les pourcentages de minéraux transparents (tabl. 2) ont été calculés à partir de l'analyse d'environ 300 grains. Outre la caractérisation des formations, ils renseignent sur l'origine des dépôts et sur les principaux flux. Les résultats sont comparés aux moyennes obtenues par d'autres auteurs (tabl. 4).

Géomorphologie et sites étudiés

La rareté des affleurements ne facilite pas l'identification des Sables de Lozère sur le terrain. Souvent masqués par la couverture limoneuse quaternaire, ils sont imbriqués avec l'Argile à meulière de Montmorency et présentent une base très irrégulière du fait des phénomènes karstiques affectant le substrat calcaire. Ils ne forment plus le chenal continu de la Sologne à la Manche figuré par les reconstitutions de Ledoux (1988) et Tourenq *et al.* (1991), mais plutôt des lambeaux résiduels conservés dans des poches karstiques ou à la faveur de subsidences locales. En Beauce, les limons quaternaires reposent plus souvent sur le substrat calcaire que sur les Sables de Lozère. Ces derniers sont mieux représentés au sud-ouest de Paris, sur le plateau de Trappes, et sur l'interfluve Seine-Eure, dans le secteur d'Evreux.

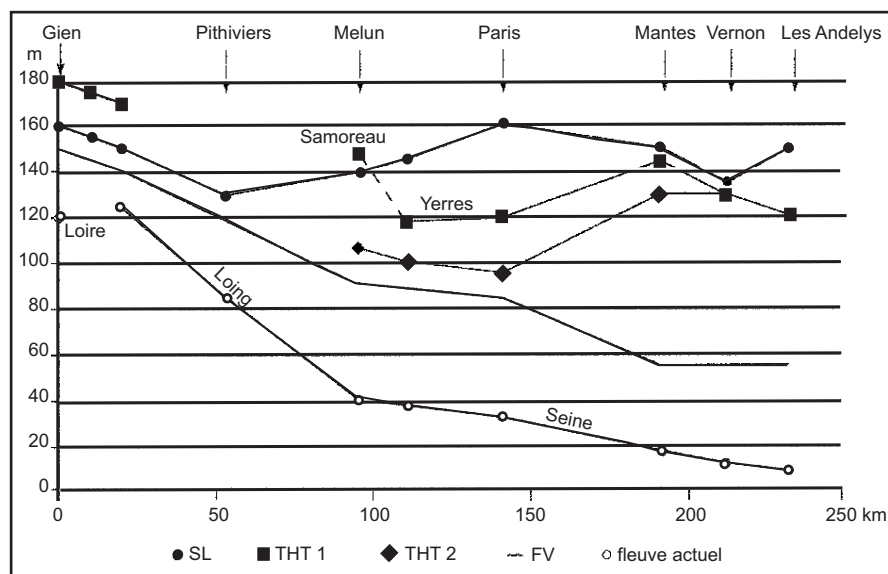


Fig. 2.- Profils longitudinaux de la Seine et des nappes détritiques anciennes entre Gien et Les Andelys. SL : Sables de Lozère ; THT : très haute terrasse ; Fv : haute terrasse.

Fig. 2.- Longitudinal profiles of the Seine River and older detrital deposits between Gien and Les Andelys.

SL: Lozère Sands; THT: higher terraces; Fv: high terrace.

De l'amont à l'aval, le profil longitudinal des lambeaux conservés ne dessine pas un plan incliné régulier (fig. 2) : les altitudes ne dépassent guère 130 m dans les régions de Pithiviers et d'Evreux, alors qu'elles atteignent 170 m au sud-ouest de Paris et 150 m vers Les Andelys. De Rambouillet au nord de Dreux, les Sables de Lozère sont situés en contrebas du plateau du Thymerais qui culmine à 170 m et domine celui du Drouais par un escarpement sinueux d'une trentaine de mètres de commandement qui correspond à l'ancien rivage limitant à l'ouest la surface d'abrasion marine rupélienne (Ménillet, 1994). Sur une même transversale, l'altitude varie également : au droit de Vernon, on trouve des sables de Lozère à 160 m sur le Crétacé de l'anticlinal de Vernon, à 145 m sur les argiles sparnaciennes du flanc nord (Kuntz et Wyns, 1976) et à 130 m sur les formations tertiaires de la rive gauche de la Seine, par contre, ils sont absents des plateaux de calcaire lutétien qui ne dépassent pourtant pas 140 m au nord-est de l'anticlinal. Dans la région de Rouen, ces dépôts s'étagent entre 60 m et 130 m (Wazi, 1988).

Les Sables de Lozère ont pu être observés à Villejust, à 20 km au sud-sud-ouest de Paris, au sommet du plateau structural de Beauce et près du coteau du Hurepoix qui le limite à l'est (fig. 3). La sablière qui exploite les Sables de Fontainebleau permet d'observer à sa partie

supérieure, sur un maximum de 5 m d'épaisseur, des passées de sables plus ou moins argileux ocre-rouille et des argiles à meulière (fig. 4). Les Sables de Lozère occupent des poches d'une dizaine de mètres de largeur et atteignent localement le substrat formé par les Sables de Fontainebleau qu'ils peuvent raviner. Dans l'une d'entre elles, du bas vers le haut, nous avons prélevé des sables meubles renfermant quelques graviers de quartz (éch. 5, fig. 4 et tabl. 1), des sables argileux (4), des argiles sableuses bariolées (3), puis des argiles sableuses ocre-beige incluant des blocs de meulière (2 et 1). Plutôt anguleux, ces derniers ont été mêlés aux Sables de Lozère par la cryoturbation. L'échantillon LA 1 a été prélevé à 2 m de profondeur dans une autre poche plus sableuse.

Au nord-est d'Evreux, le front d'une ancienne sablière, aujourd'hui occupée par la déchetterie de Mercey, entaille des sables à faciès de Lozère recouvrant ou pénétrant des niveaux altérés à meulière de Brie (Ménillet, 1993), Sables de Fontainebleau et argile verte à ocre. Epais de 9 à 10 m, gris et non oxydés comme à Villejust, ces sables ont conservé leur litage d'origine. Wazi (1988) et Pomerol (1996) y ont distingué une succession de quatre unités lithostratigraphiques disposées en deux séquences positives séparées par une surface de ravinement. Nous n'avons pu observer que les sables

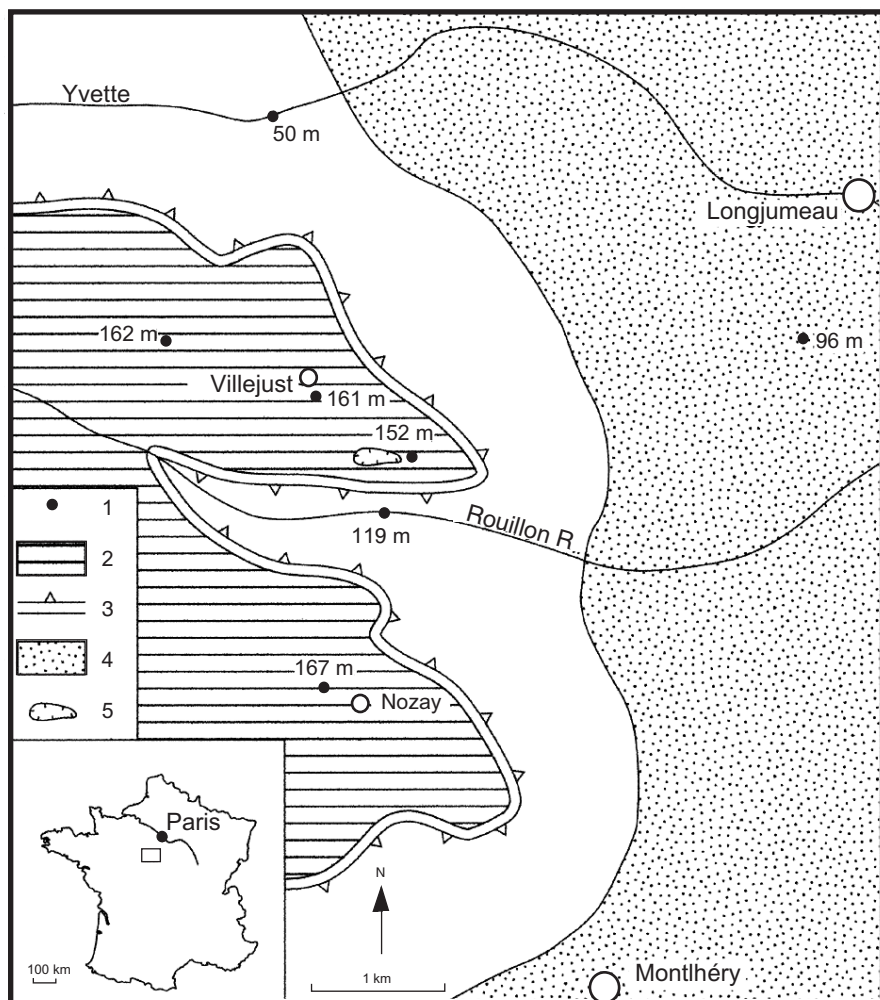


Fig. 3.- Cadre morphostructural de Villejust.
 1 : cote d'altitude ; 2 : plateau structural de Beauce ; 3 : coteau du Hurepoix ; 4 : plateforme de Brie ; 5 : sablière de Villejust.

Fig. 3.- Villejust morphostructural map.
 1: altitude in metre; 2: Beauce structural plateau; 3: Hurepoix slope; 4: Brie platform; 5: Villejust sand-quarry.

grossiers gris (10) qui ravinent l'argile verte et passent progressivement à des sables fins ocre à beige en litage horizontal (8 et 9), puis à des sables argileux ocre (7). La stratification lenticulaire montre des litages obliques inclinés vers le nord. Plus à l'est, légèrement en contrebas, les dépôts sablo-argileux, notés P2 sur la carte géologique d'Evreux (Pomerol *et al.*, 1977), renferment des silex et des quartz (24), les litages obliques ont fréquemment une orientation ouest-est.

A Arnières-sur-Iton, au sud-ouest d'Evreux, une poche karstique développée dans la craie a piégé des formations détritiques variées, allant du Stampien au Quaternaire selon les auteurs de la carte géologique d'Evreux. La base est formée de sables limoneux blonds (13), la partie centrale de sables argileux ocre-rouille (12) et la partie sommitale d'argiles sableuses à silex grossiers (11).

Résultats sédimentologiques

Les courbes granulométriques (3 et 10, fig. 5) indiquent des matériaux mal classés comportant une forte proportion d'argiles. Par comparaison, les dépôts de chenaux des cailloutis culminants (45) apparaissent mieux classés. Les grains de quartz sont en grande majorité non usés et souvent corrodés, à la différence des sables du Pays de Caux qui ont un émoussé marin (Tourenq *et al.*, 1991).

Sur le plan minéralogique, les Sables de Lozère apparaissent pauvres en espèces minérales. La faible teneur en feldspaths, souvent moins de 5 %, est une constante des Sables de Lozère. Elle permet de les distinguer des Sables de Sologne qui sont toujours riches en feldspaths (24 % en moyenne selon Rasplus, 1982). Les cortèges de minéraux lourds (tabl. 2) montrent l'association zircon-tourmaline-staurotite complétée par des

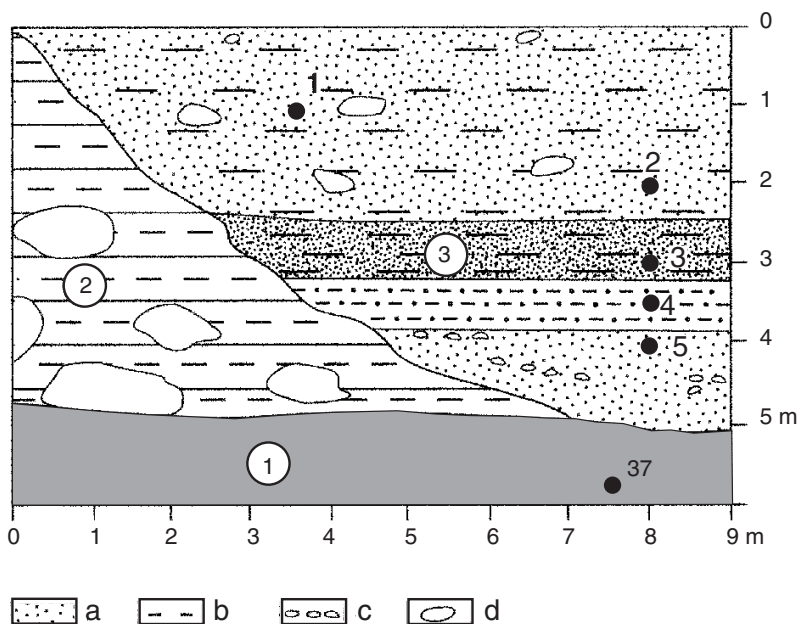


Fig. 4.- Coupe de Villejust et localisation des prélèvements.

1 : sables de Fontainebleau ; 2 : argiles à meulière ; 3 : sables de Lozère (a : sables, b : argiles, c : graviers ; d : blocs de meulière).

Fig. 4.- Villejust cross section and sample location.
 1: Fontainebleau Sands; 2: millstone with clay ; 3: Lozère Sands (a: sands; b: clay; c: gravels; d: millstone blocks).

teneurs notables en disthène, rutile et de faibles pourcentages d'andalousite. Ainsi caractérisés, les Sables de Lozère se distinguent bien des Sables du Thymerais, des argiles à silex et des Sables de Fontainebleau. Les seconds, conservés en poches dans une formation résiduelle à silex qui atteint 40 m d'épaisseur (Gigot, 1990 ; Ménillet, 1994), sont beaucoup plus riches en andalousite. Les argiles à silex renferment également plus d'andalousite. Les Sables de Fontainebleau s'individualisent par leurs fortes teneurs en tourmaline et disthène et leur pauvreté en staurotide et zircon (Riveline-Bauer, 1972). Le tableau 4 permet de comparer les moyennes obtenues par différents auteurs : malgré des résultats parfois sensiblement différents, en raison des variations latérales de composition, les Sables de Lozère se séparent bien des autres formations et en particulier des Sables de Sologne et du Bourbonnais. Par contre, leur composition en minéraux lourds est assez semblable à celle des sables albiens étudiés par Courel *et al.* (1972) et qui affleurent au nord du Sancerrois et en Puisaye (fig. 1).

Si les Sables de Lozère se distinguent bien des autres formations, ils sont loin d'être homogènes, tant sur le plan vertical que latéralement. Ainsi, à Villejust, la tourmaline devance le zircon dans la partie inférieure des dépôts alors que l'inverse se produit dans la partie supérieure, l'andalousite est plus abondante à la base (5) et dans le niveau argileux (3). A Mercey, l'évolution verticale apparaît différente : les sables inférieurs (10) contiennent plus de zircon et moins d'andalousite que ceux (9) qui les surmontent. A Arnières-sur-Iton, le pourcentage d'andalousite augmente du bas vers le haut. Dans la plupart des coupes, le sommet conservé des Sables de Lozère est marqué par une diminution de la tourmaline et de la staurotide compensée par une augmentation du zircon, du rutile, du disthène et locale-

n° éch	localisation	carte 1/50000	coordonnées	altitude	profondeur	lithologie
LA 1	SE Villejust	Corbeil Essonnes	593,3-108,7	155 m	2 m	sables
1	S Villejust	Corbeil Essonnes	593,1-108,7	155 m	1 m	argiles sableuses
2	SE Villejust	Corbeil Essonnes	593,3-108,7	155 m	2 m	argiles sableuses
3	SE Villejust	Corbeil Essonnes	593,3-108,7	155 m	3 m	argiles sableuses
4	SE Villejust	Corbeil Essonnes	593,3-108,7	155 m	3,50 m	sables argileux
5	SE Villejust	Corbeil Essonnes	593,3-108,7	155 m	4 m	sables
6	Champenard	Evreux	526,7-156,6	132 m	1 m	sables argileux
7	Mercey déchetterie	Evreux	531,5-155	130 m	1 m	sables argileux
8	Mercey déchetterie	Evreux	531,5-155	130 m	2,50 m	sables argileux
9	Mercey déchetterie	Evreux	531,5-155	130 m	3 m	sables fins
10	Mercey déchetterie	Evreux	531,5-155	130 m	5 m	sables grossiers
11	NE Arnières-sur-Iton	Evreux	511-145,5	120 m	2 m	argiles sableuses
12	NE Arnières-sur-Iton	Evreux	511-145,5	120 m	4 m	sables argileux
13	NE Arnières-sur-Iton	Evreux	511-145,5	120 m	6 m	sables limonneux
14	Chamarande	Etampes	591-91	145 m	0,50 m	argiles sableuses
15	NE Bonnelles	Rambouillet	577,8-102,5	146 m	0,50 m	sables argileux
16	Bauvais, 500 m S St Rémy l'Honoré	Rambouillet	566,5-116,6	175 m	0,50 m	limon argileux
17	Le Vivier, château d'eau	Mantes	540,4-148	143 m	2 m	argiles sableuses
18	1 km ouest Venables	Les Andelys	523-166,7	135 m	0,60 m	sables argileux
19	La Haie de Bérainville	Mantes	541,1-147,9	134 m	0,60 m	sables argileux
20	Miseray	Evreux	522-147,2	132 m	0,60 m	cailloutis argileux
21	Bois du Paradis	Evreux	509-151,6	136 m	0,50 m	cailloutis argileux
22	SSW Tourneville	Evreux	510,4-154,8	134 m	0,60 m	cailloutis argileux
23	W Chanteloup	Evreux	521,6-153,9	134 m	1 m	sables argileux
24	Forêt de Bizy	Evreux	533-154,6	130 m	1 m	sables argileux
25	Bois du Chénay	Mantes-la-Jolie	555,5-149,8	144 m	1 m	sables
26	Samoreau	Fontainebleau	631,7-79,8	147 m	0,60 m	grave argileuse
27	Forêt de Sénart	Corbeil Essonnes	611-108	84 m	1 m	grave
28	SE Tourneville	Evreux	512,2-155,5	75 m	2 m	alluvions Fx Iton
29	SW Jouy-sur-Eure	Evreux	523,5-150,1	65 m	1 m	alluvions Fy Eure
30	500 m N Les Faulx	Evreux	515,6-159,5	65 m	1 m	alluvions Fx Eure
31	500 m S Jouy-sur-Eure	Evreux	524,2-149,4	60 m	1 m	alluvions Fy Eure
32	500 m S Chérisy	Dreux	533-116	105 m	1 m	alluvions Fy b Eure
33	500 m SE Saulnières	Dreux	522-106,5	130 m	1 m	argile à silex
34	Chêne Chemu, château d'eau	Courville/Eure	524,8-98	195 m	1 m	limon argileux
35	1 km E St Maixne	Courville/Eure	515,5-99	195 m	1,50 m	Sables du Thymerais
36	1km E Aunay-sous-Crécy	Dreux	524,6-108	140 m	5 m	Sables du Thymerais
37	SE Villejust	Corbeil Essonnes	593,3-108,7	155 m	6 m	Sables de Fontainebleau
38	E Chevilly	Orléans	566,8-336,6	123 m	1,5 m	sables
39	S La Bussière	Châtillon-Coligny	630,5-303,8	163 m	3 m	sables
40	La Maison Mallet	Gien	630,3-297,7	165,6 m	5 m	sables argileux
41	E Le Petit-Tréquois	Gien	631,7-285,7	175 m	3 m	sables
42	La Maison Mallet	Gien	630,3-297,7	165,6 m	2 m	sables argileux
43	W La Boisotie	Gien	639,8-286,9	184 m	2 m	sables
44	W Vaupy	Gien	639,5-284,8	170 m	0,60 m	sables
45	Châtillon	Bellegarde-du-Loiret	594-338,5	168 m	0,80 m	sables
46	SW Thimory	Montargis	620,4-324,3	105 m	0,60 m	sables argileux
47	Varenes-Changy	Châtillon-Coligny	624,6-318,3	149 m	1 m	sables argileux
48	Le Gué-aux-loups	Châtillon-Coligny	616-318,8	125 m	0,60 m	sables argileux
49	Pressigny-les Pins	Montargis	321,5-629,7	118 m	2 m	sables
50	W Coullons	Argent-sur-Sauldre	607,8-290,9	166 m	0,60 m	sables argileux
51	Maltaverne	Châtillon-Coligny	637-313	140 m	6 m	sables
52	La Chevallerie	Amboise	494-275	107 m	2 m	sables argileux
53	Boismorand	Châtillon-Coligny	627,6-310,5	146 m	7 m	sables argileux
54	SE Briare	Gien	634,2-291,7	174 m	4 m	sables argileux

Tabl. 1.- Localisation et lithologie des échantillons étudiés.

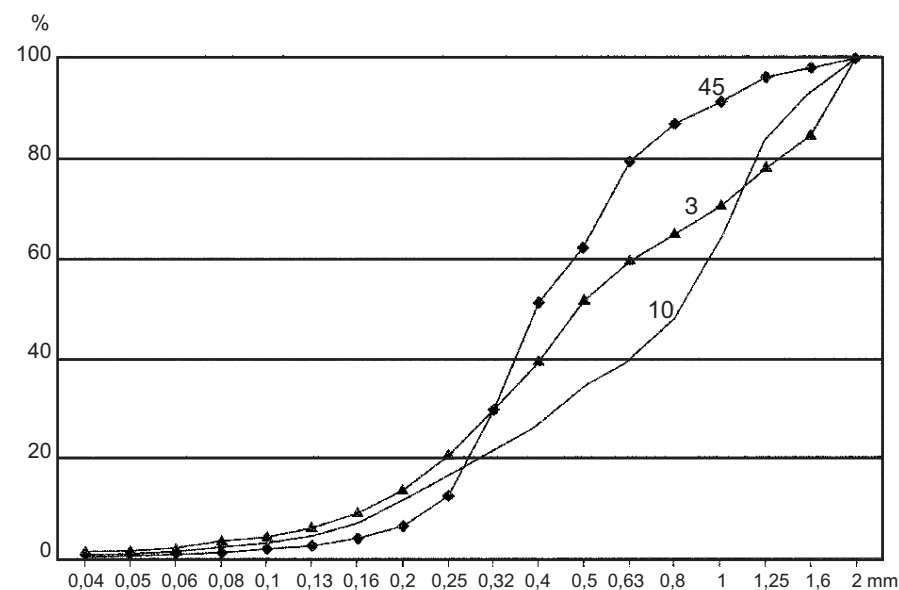
Tabl. 1.- Location and lithology of the studied samples.

Fig. 5.- Courbes granulométriques (échantillons localisés sur fig. 1).

3 : Sables de Lozère parisiens ; 10 : Sables de Lozère de Mercey ; 45 : cailloutis culminants, sommet butte de Châtillon.

Fig. 5.- Grain size distribution of the samples located on fig. 1.

3 and 10: Lozère Sands; 45: Upper gravel.



LES SABLES DE LOZÈRE DANS LE BASSIN PARISIEN

Formation	n°éch.	Zircon	Tourma- line	Mona- zite	Apatite	Corindon	Rutile	Brookite	Anatase	Grenat	Andalou- site	Sillima- nite	Stauro- tide	Disthène	Hornbl. verte	Hornbl. brune	Augite	Sphène	Feldsp.
LA 1	1	26,5	34,5	3,5			1				12	0,5	17	2,5			1		3
	2	59,5	15	1			8,5	0	0	1	1	1	6,5	6,5			0		12
	3	53	19	0			7	0	0	0,5	3	3	12,5	2			0		7
SL V	4	21,5	18	0,5			3,5	0,5	0,5	0	13	3,5	31,5	6,5			0,5		3
	5	32,5	25,5	0,5			7,5	0,5	0	0,5	3,5	4	20	5			0		3
	6	11,5	31,5	0			5,5	0	0	0	12,5	1,5	31,5	5,5			0		3
	7	34	24	0,9			5,5	0,2	0,1	0,4	7,5	2,25	20	5			0,3		5
SL M	8	32	24,5	0			6,5	1		0	2	1	22,5	10,5					
	9	25,5	24	0			3,5	0		0	4,5	1	33,5	8					
	10	50	18,5	1,5			2	1		0	3,5	2	19	2					
	11	19,5	31	0			4,5	0		0	10,5	2	27	5					
	12	36	23	0			5,5	0		1	2	2	23	7					
	13	33	24,2	0,3			4,4	0,4		0,2	4,5	1,6	25	6,5					
SL A	14	37,5	25				5				12,5	0	16	4					
	15	24	32				5	1			7	1	26,5	3,5					
	16	45,5	24				4,5				2	1	21,5	1					
	17	35,7	27				4,8				7,2	0,7	21,3	2,8					
	18	44	22				5			5	0		11	10					
SL	19	58	11,5	1,5		0,5	13				0		10	5					
	20	54	10			2	15			1	3		5	10					
	21	60	13			0,5	10	0,5			2	0,5	8	4	1,5				
	22	34,5	27				4,5				4,5	3	19	5,5					
	23	50,1	16,7				9,5				1,9		10,6	6,9					
	24	59	9				9	0		9	0		5	9					
P2	25	48	15				8	0		5	5		15	3					
	26	51	20				4	1,5		1,5	4		14,5	3					
	27	43	26,5				8	1,5		1	3	1	10	2	4				
	28	37,5	26,5			1	3,5	0		1	4,5	1	24	1					
	29	47,7	19,4				6,5	0,6		3,5	3,3		13,7	3,6					
FA 1	30	29,5	31,5	1,5	0,5		3	0,5		1	5	3	23,5	0	0		0,5		
	31	22	30	1	2,5		1	1		5	1	1	19	9	1		6		
	32	25,7	30,7	1,2	1,5		2	0,7		3	2	2	21,2	4,5	0,5		3,3		
THT	33	39	17				9				1		11	13	1	1			
HT	34	40,5	21	1			4,5			2,5	2		18,5	5		1	2	1	
Fx	35	32,5	26				9	1			1		22,5	2,5	1				
Fy	36	49	16	2,5	1,5		5	1,5		3	2	0,5	13	4					
Fx	37	58	15				3				0		13	10					
Fy	38	44,5	16,5				12			1	7	1	13	5					
Fy	39	41	25,5				4				4		21	4					
	40	45	19,8				6,6				2,8		16,5	5,1					
AS	41	33	28								24		5	10					
	42	28	50				0				21		0	0					
ST	43	50,5	16,5			1	16,5				6	1	5	2,5					
	44	5	39				2				24,5		27	2					
	45	29,1	30,7				2,3				15,7		10,7	1,5					
SF	46	8	57				2	3					16	10					15
SO	47	38	27			1	3		0,5	2,5	10	1	28	3	1				19
SS	48	60	10	3			1		1	2	2	2	16	2	1				27
SB	49	59,5	17,5	4			1			2	4	1	7	1					
	50	31	18	0,5		0,5	1,5	0,5		1,5	10	3,5	27,5	5				0,5	
	51	45,2	17,7	2,2			1,2			1,7	7	2,2	17,2	3				1,7	21
	52	31	4	1			2			4,5	0	1	28	3			2	22,5	1
FA 2	53	9,5	4,5	2,5						8,5	3,5	1	17,5	5			6	42	
	54	4	1	0	1				0,5	5	1	0,5	1	0	1		7	78	
	55	14,8	3,2	1,2						6	1,5	0,8	15,5	2,7			5	47,5	12
CC	56	27	24	0,5			2,5	0,5			6,5	0,5	29	8					1,5
	57	17	41	0						3	12,5	2	15,5	3	5	0	1		17
	58	22,5	38,5	3,5	2,5					1	11,5	1,5	12	1,5	5	0,5			
GQ	59	4	64,5	2						2	9	0	11	0,5	0	0	6		
	60	20	27	2						8	8	0	13	2,5	2	6	9	2,5	
	61	15,8	42,7	1,8						3,5	10,2	0,8	12,8	1,8	3	1,6	5,3		
TA	62	48,5	16	0,5		0,5	6,5				3	3	18	3,5			0,5		3
TL	63	17	21								11	1,5	44	3,5	2				10
SM	64	30	15				5				9	5	37	1					10
SL L	65	44	27				8						13	12					5
	66	42	22				8						16,5	11,5					5

Tabl. 2.- Composition en minéraux lourds et teneur en feldspaths des échantillons localisés sur la figure 1 et le tableau 1.

Les chiffres en italiques indiquent les moyennes pour chaque sous-ensemble.

SL V: Sables de Lozère de Villejust ; SL M : Sables de Lozère de Mercey ; SL A : remplissage d'Arnières-sur-Iton ; SL : sommet des Sables de Lozère ; P 2 : nappe caillouteuse ravinant les Sables de Lozère ; FA 1 : prolongement du fleuve à augite ; THT et HT : très haute et haute terrasses de la Seine ; Fx et Fy : alluvions de l'Eure et de l'Iton ; AS : argile à silex ; ST : Sables du Thymerais ; SF : Sables de Fontainebleau ; SO : Sables de l'Orléanais ; SS : Sables de Sologne ; SB : Sables du Bourbonnais ; FA 2 : nappe du fleuve à augite ; CC : cailloutis culminants ; GQ : dépôts remaniés ; TA : terrasse d'Argent-sur-Sauldre ; TL : terrasse du Loing ; SM : Sables de Montreuil ; SL L : Sables de Lozère du fossé de la Loire.

Tabl. 2.- Heavy-mineral and feldspar composition of the alluvial sheets (samples located on fig. 1 and tabl. 1).

Average figures in italics.

SL V: Villejust Lozère Sands; SL M: Mercey Lozère Sands; SL A: Arnières-sur-Iton depression; SL: to of the Lozère Sands; P 2: gravel deposits eroding the Lozère Sands; FA 1: augite bearing fluvial deposits; THT and HT: higher and high terraces; Fx and Fy: Eure and Iton alluvial deposits; AS: clay with flints; ST: Thymerais Sands; SF: Fontainebleau Sands; SO: Orléanais Sands; SB: Bourbonnais Sands; FA 2: augite bearing fluvial deposits; CC: Upper Gravel; GQ: reworked deposits; TA: Argent-sur-Sauldre terrace; TL: Loing terrace; SM: Montreuil Sands; SL L: Lozère Sands from the Loire trough.

Formation	n° éch.	profondeur (m)	médiane (µm)	hydroxydes (%)	Al	Si	Fe	K	Ca	Ti
SL V	3	3	460	72	30	42	10,5	1,3	0,9	1,6
SL V	5	4	490	75	27,2	42,5	11,3	0,9	0,8	1,3
SO	38	1,5		15	15,4	56	7,7	4,6	2	2,1
SS	39	4		25	26	49,6	5,7	5,8	0,2	0,1
SM	52	2		75	29	41,8	9,4	4	0,7	1,3
SB	41	3		77	22,8	44,1	14	5	0,9	0,8
CC	45	0,80	390	42	19,9	54	2,6	12	0	1,1

Tabl. 3.- Sédimentologie des dépôts : médiane, pourcentage d'hydroxydes de fer, composition chimique (teneur en aluminium, silice, fer, potassium, calcium et titane).

Tabl. 3.- Sedimentological features: mediane, iron-hydroxide percentage, mineral composition (aluminium, quartz, iron, potassium, calcium and titanium).

Formation	n° éch.	Zir- con	Tour- maline	Mona- zite	Corin- don	Rutile	Broo- kite	Grenat	Anda- lousite	Silli- manite	Staura- tide	Dis- thène	Hornbl- brune	Au- gite	Sphène
SL	20	37				7			7	2	22	5			
SO	23	31	2			4,5		4,4	4,4	11,6	1,4	16,4			
SF	3,5	60				2,5					14	13			
SB	35	24	2			3		2	5	4	14	2	2	0,5	4
SS	23	26	2			6		1,7	17	1	15	2			
SS sup	21	37	1	0,7		2	1	0,5	20	1,6	15	1,1		0,6	0,4
SS inf	23	40	0,7	0,4	2,6	1,7		4,4	13	1	12	1			0,4
Salbiens	42	15	0,5	0,5		8		0,8	2	1	23	9			

Tabl. 4.- Composition moyenne en minéraux lourds de diverses formations.

Selon Tourenq (1989) : SL : Sables de Lozère, SO : Sables de l'Orléanais, SF : Sables de Fontainebleau, SB : Sables du Bourbonnais, SS : Sables de Sologne ; selon Rasplus (1978, 1982) : SS sup : Sables de Sologne de surface, SS inf : Sables de Sologne inférieurs ; selon Courel *et al.* (1972) : sables albiens du Sancerrois et de la Puisaye.

Tabl. 4.- Average heavy-mineral composition, according to Tourenq: SL : Lozère Sands, SO: Orléanais Sands, SF: Fontainebleau Sands, SB: Bourbonnais Sands, SS: Sologne Sands; according to Rasplus: SS sup: Upper Sologne Sands, SS inf: Lower Sologne Sands; according to Courel et al.: Sancerrois and Puisaye Albian Sands.

ment du grenat. Enfin, des augites vert clair, non aciculaires, dont une taille est comprise entre 100 et 200 µm, ont été trouvées à Villejust, dans les argiles sableuses (3) de la partie moyenne de la coupe et dans l'échantillon LA 1 prélevé dans une poche sableuse, à 2 m de profondeur.

Les matériaux caillouteux notés P2 sur les cartes géologiques sont caractérisés par la présence systématique de grenat et par de plus forts taux de zircon. La variété minéralogique s'accroît dans les alluvions formant la première terrasse en contrebas de l'épandage précédent (24). Cette première terrasse contient toujours du grenat et de l'augite.

De l'amont à l'aval, la composition minéralogique se modifie sans qu'il soit possible de déceler de tendances nettes, si ce n'est que le zircon finit par l'emporter sur la tourmaline.

La détermination des argiles (fig. 5) apporte des informations complémentaires. Les Sables de Lozère sont caractérisés par la prédominance de la kaolinite sur

les smectites, alors que les Sables de Sologne (39) renferment en général plus de smectites. Sur le plan vertical, la teneur en kaolinite augmente vers le haut à Mercey, mais régresse légèrement dans le même sens à Villejust. Dans l'ensemble, le sommet des Sables de Lozère présente une plus faible cristallinité que la partie inférieure. La base du cblement de la poche d'Arnières-sur-Iton comporte de la calcite, comme les Sables de l'Orléanais.

La composition chimique (tabl. 3) montre que les Sables de Lozère sont riches en aluminium (Al) et en fer (Fe) et pauvres en potassium (K) alors que les Sables de Sologne contiennent plus de potassium et beaucoup moins de fer. La présence notable de calcium individualise les Sables de l'Orléanais. Les Sables du Bourbonnais ne se distinguent des Sables de Lozère que par une plus forte teneur en potassium.

Comme les Sables du Bourbonnais, les Sables de Lozère ont de forts pourcentages d'hydroxydes de fer : 72 à 77 % alors que les Sables de Sologne et les

cailloutis culminants donnent des chiffres inférieurs à 42 %.

Ainsi, bien que très hétérogènes, les Sables de Lozère se distinguent des formations voisines par leur forte altération qui se traduit par un très faible pourcentage de feldspaths et une relative pauvreté en espèces minérales.

Interprétations

Les milieux de sédimentation et l'altération

L'étude sédimentologique des Sables de Lozère atteste d'épandages fluviaux (Pomerol, 1951 ; Prévot, 1975 ; Wazi, 1988 ; Ménillet, 1993), mis en place par des cours d'eau en tresses balayant de vastes plaines alluviales. La superposition de lentilles à stratification oblique, tronquées à leur partie supérieure par les séquences suivantes, témoigne de barres sableuses et de chenaux (Allen, 1985). Les surfaces de ravinement observées à Mercey suggèrent la superposition de trois séquences successives. La plus ancienne est constituée de sables grossiers d'épandage fluvial surmontés de silts témoignant d'une sédimentation calme, fluvio-lacustre. Les sables argileux de la seconde, qui ravinent les silts et localement les sables de la précédente, marquent l'arrivée d'une nouvelle décharge détritique issue pour une large part du remaniement de cette dernière. Enfin les sables argileux à galets sommitaux indiquent une reprise d'érosion effectuée dans le cadre d'un réseau hydrographique mieux structuré et d'un climat plus humide (Wazi, 1988). Dans la région parisienne, les différences lithostratigraphiques sont moins nettes : les Sables de Lozère ne semblent représentés que par la première séquence de Mercey, sans qu'il soit possible de les relier chronologiquement. Toutefois, l'absence d'éroussé de la plupart des quartz suggère davantage le remaniement d'arènes granitiques que des transports lointains : Pomerol (1951) a émis l'hypothèse d'une désagrégation *in situ* de galets apportés par le fleuve des Sables de Lozère. Enfin, plus en aval, Tourenq *et al.* (1991) ont montré que « les Sables de Lozère normands, intercalés entre le Redonien de Valmont et les Sables de Saint-Eustache, témoignent de la présence de la mer dans

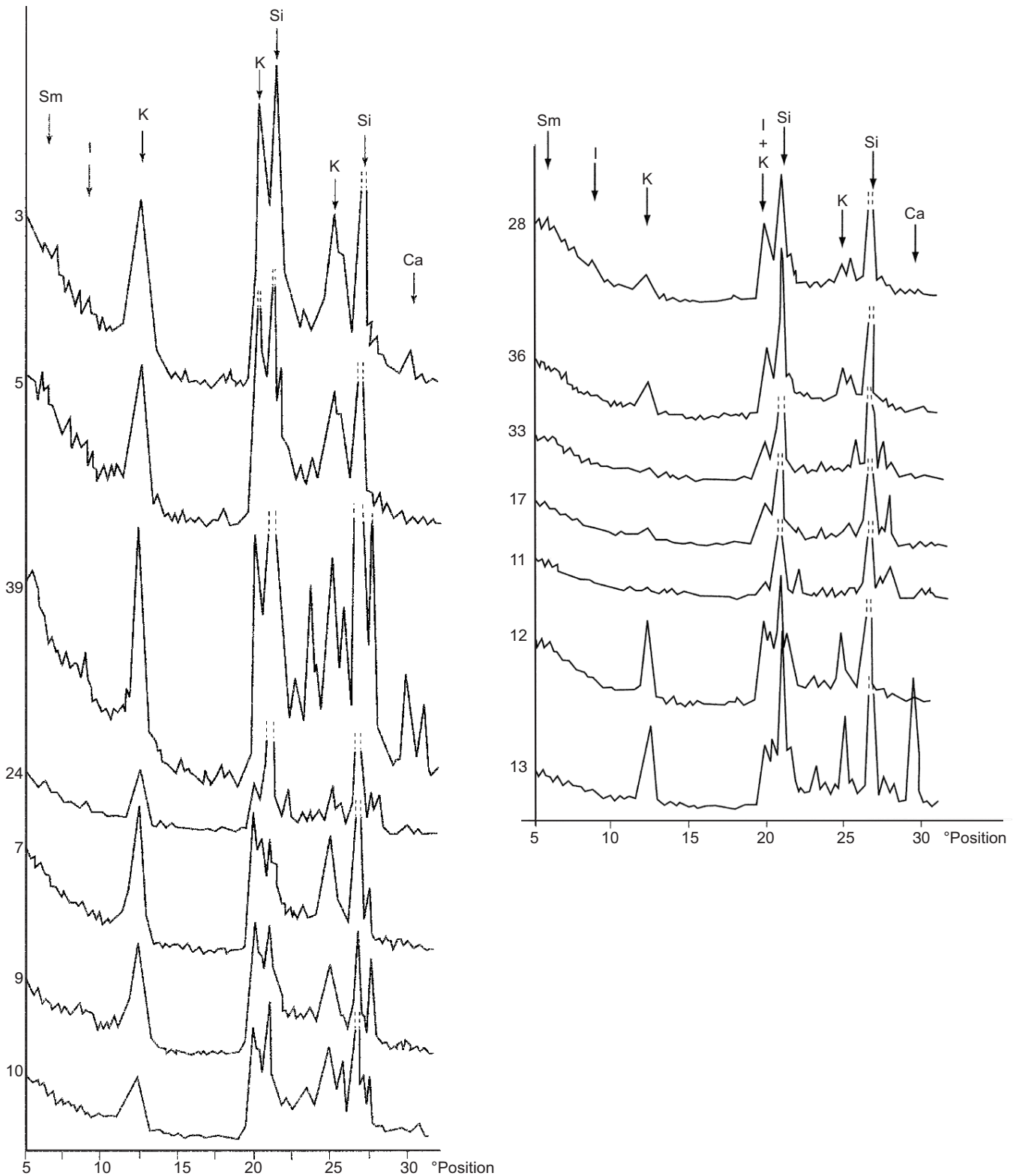


Fig. 6.- Spectres de diffraction des rayons X obtenus sur la fraction < 40 μm des échantillons localisés sur la figure 1.

Sm : smectite ; I : illite ; K : kaolinite ; Si : silice ; Ca : calcite.

3, 5 : Sables de Lozère parisiens ; 39 : Sables de Sologne ; 24 : nappe du fleuve à augite ; 7, 9, 10 : Sables de Lozère de Mercey ; 11, 12, 13 : poche d'Arnières-sur-Iton ; 17 : sommet argileux des Sables de Lozère ; 33 : argile à silex ; 36 : Sables du Thymerais ; 28 : alluvium Fx.

Fig. 6.- X ray diffraction spectra on samples located on Figure 1.

Sm: smectite; I: illite; K: kaolinite; Si: silica; Ca: calcite.

3, 5, 7, 9, 10: Lozère Sands; 39: Sologne Sands; 24: augite-bearing fluvial deposits; 11, 12, 13: Arnières-sur-Iton depression; 17: clayey upper part of the Lozère sands; 33: clay with flints; 36: Thymerais Sands; 28: alluvium Fx.

le Pays de Caux et la région de Pont-Audemer à l'époque où se déposaient les Sables de Lozère fluviatiles de la région parisienne ». Mais la concomitance des deux ensembles n'est pas démontrée.

Comme l'ont déjà remarqué Vatan (1947), Duplax et Pomerol (1948), les Sables de Lozère sont fortement altérés et pauvres en espèces minérales. La très faible teneur en feldspaths peut s'expliquer, soit parce qu'ils ont subi une forte altération postérieurement à l'accumulation, soit parce qu'ils sont issus du remaniement de formations déjà pauvres en feldspaths ou renfermant des feldspaths fortement altérés et de ce fait facilement détruits lors du transport.

L'altération *in situ* est prouvée par la corrosion des quartz détritiques, la décomposition des feldspaths et l'abondance des argiles d'illuviation kaoliniques (Ménillet, 1993). En effet, les feldspaths donnent les argiles de néoformation par perte de sodium, potassium et calcium et enrichissement relatif en aluminium et l'altération est d'autant plus forte que la granulométrie est fine (Pédro, 1968). Or, la destruction des feldspaths nécessite un climat chaud et humide qui ne semble pas avoir existé postérieurement à l'Eocène (Burchardt, 1978). Mais, les argiles peuvent être fournies par d'autres formations. Selon Ménillet (1985 et 1993), elles peuvent provenir d'une contamination, par illuviation, de limons argileux qui ont recouvert les Sables de Lozère (limons fluviatiles de fin de séquence du dépôt des Sables de Lozère ou limons loessiques très anciens argilisés) ou de la fraction argileuse des Argiles à meulière de Montmorency, lorsque les sables de Lozère sont en poche dans cette formation. Ils sont alors largement empâtés par de l'argile kaolinique néoformée dans les processus d'altération qui sont à l'origine de l'Argile à meulière de Montmorency. Les Sables de Lozère se sont mis en place avant l'encasement des vallées qui a favorisé la karstification et l'épaississement de l'Argile à meulière de Montmorency qui provient de transformations minéralogiques telles que « la néoformation de kaolinite, de phénomènes de désilicifications et de néoformations siliceuses ».

L'origine des épandages

De par leur composition, ils semblent provenir du Massif central et ont peut-être transité selon l'axe subméridien de la haute vallée du Cher si le fragment de *Pentacrinus nicoliti Desor* signalé par Vatan (1947) à Chamarande, près d'Étrechy, provient bien du Bathonien de la région de Lignières, en Berry. Toutefois, ces matériaux d'origine fluviatile devraient voir leur granulométrie se réduire progressivement vers l'aval. Or, si les dépôts du sud-ouest de Paris apparaissent bien plus fins que ceux de Sologne, la diminution de taille n'existe pas plus en aval : à Mercy, les sables sont souvent plus grossiers que dans la région parisienne. En outre, l'émoussé des grains de quartz est toujours médiocre. Cela peut suggérer une décomposition sur place de galets granitiques (Pomerol, 1951) ou témoigner d'apports latéraux et de remaniements.

Le remaniement de dépôts antérieurs a été mis en avant par Duplax et Pomerol (1948), Pomerol (1951) qui suggèrent que les Sables de Lozère résultent du remaniement des Sables de Sologne, en raison d'une composition similaire et d'un appauvrissement en feldspaths. Les feldspaths altérés de la formation solonote n'auraient pas résisté au transport. Cependant, nos résultats sédimentologiques montrent de grandes différences entre les deux ensembles : les Sables de Lozère sont toujours plus pauvres en espèces minérales et plus riches en disthène et rutile que les Sables de Sologne. Les variations de composition minéralogique enregistrées peuvent aussi s'expliquer par les remaniements successifs des substrats traversés et par des apports latéraux. Les épandages ont pu être alimentés vers l'aval, à partir du Mantois, par des Sables de Fontainebleau riches en tourmaline et disthène, et au niveau de la basse vallée de l'Eure, par des Sables du Thymerais contenant des minéraux du métamorphisme, staurotide, andalousite et disthène. Les plateaux du Perche ont pu enrichir les dépôts en rutile qui est bien représenté dans les alluvions anciennes des rivières en provenant (tabl. 2). Les poches de sables des argiles à silex, qui sont issus de divers sables tertiaires ainsi que de la fraction sableuse des couvertures loessiques, ont pu contribuer à l'augmentation locale de la teneur en andalousite. La diminution générale

du bas vers le haut de la tourmaline, minéral réputé très résistant (Pastre, 1987), plaide en faveur de nouveaux apports. Enfin, au sommet des coupes, l'apparition de grenat, minéral fragile, témoigne aussi de nouveaux apports, d'une altération moindre et d'une mise en place plus récente.

En amont, les Sables de Lozère n'ont laissé curieusement que très peu de témoins en Sologne. Toutefois, dans le fossé de la Loire (Debrand-Passard *et al.*, 1992), entre Châtillon-sur-Loire et l'ouest de Nogent-sur-Vernisson, on trouve des dépôts détritiques pauvres en feldspaths et en espèces minérales qui ressemblent beaucoup aux Sables de Lozère parisiens. À l'est de Briare, ils se situent sous la nappe à augite et entre Boismorand et Nogent-sur-Vernisson, ils se localisent probablement sous la partie supérieure des Sables de Sologne riches en andalousite (tabl. 4), car s'ils la ravaient, ils contiendraient de l'andalousite, ce qui n'est pas le cas. Leur composition (échantillons 53 et 54, tabl. 2) les rapproche des sables albiens de Puisaye étudiés par Courel *et al.* (1972). Cette découverte tend à prouver que les Sables de Lozère ne proviennent pas du remaniement des Sables de Sologne mais sont bien les témoins d'une paléo-Loire-Seine.

A quelle autre formation peut-on rattacher les Sables de Lozère ?

Les Sables du Bourbonnais datés du Pliocène supérieur (Tourenq, 1989) et les Sables de Lozère se ressemblent par leur richesse en fer incluant un fort pourcentage d'hydroxydes de fer et par la prédominance de la kaolinite. Mais les premiers sont plus riches en feldspaths et contiennent des minéraux montdoriers : quartz de ponce, zircon volcanique, sphène et hornblende, alors que les seconds en sont dépourvus.

Comme les Sables de Châtillon-sur-Loire (41), les Sables de Lozère présentent localement une forte teneur en andalousite, mais la ressemblance s'arrête là, car les premiers sont riches en feldspaths et leur partie supérieure contient des minéraux volcaniques (augite et hornblende brune) qui la relie aux Sables du

Bourbonnais (Larue, 1979) plutôt qu'aux Sables de Sologne (Tourenq, 1989).

Aussi altérés et conservés de la même façon que les Sables de Lozère, les Sables du Thymerais s'en distinguent par leur composition minéralogique différente. Leur âge reste hypothétique : Cholley (1939) et Lenormand (1963) ont envisagé un âge pliocène sur des arguments morphologiques, Dewolf (1982) un âge stampien sur leur similitude de composition en minéraux lourds avec les Sables de Fontainebleau, Ménillet (1994), observant les Sables du Thymerais cimentés en silcrète et adoptant l'âge éocène du silcrète du centre du bassin de Paris (Thiry, 1978 ; Thiry *et al.*, 1983), opte pour cet âge. Ils ont certainement alimenté les Sables de Fontainebleau stampiens qui ont à leur tour été repris dans l'épandage de Lozère.

Les Sables de Lozère ressemblent fortement aux Sables de Montreuil : même hétérométrie, même pauvreté en feldspaths, même forte teneur en hydroxydes de fer. Plus récents que les Sables de Sologne qui sont situés pour une partie sous les faluns (Ginsburg et Janvier, 1970, Dewolf, 1982), les Sables de Montreuil ont été qualifiés de post-helvétiques par Klein (1973) et par Mégny *et al.* (1980). Ils ressemblent aux Sables de Sologne par leur charge en graviers et galets d'origine locale (Rasplus, 1978). En observant des lentilles de marne compacte « présentant des empreintes de coquilles des Faluns » sous les Sables de Montreuil au nord-ouest de Nazelles, Lecointre (1931) pense qu'ils sont issus pour une part de la dissolution des faluns. Cette thèse est reprise par Vatan (1947) qui insiste sur l'efficacité des karstifications post-helvétiques, mais qui remarque aussi l'importance des faciès de transport dans les Sables de Montreuil. La découverte de quartz de ponces, certaine dans l'échantillon 52, date ces ou une partie de ces dépôts du Pliocène supérieur, mais ne permet pas de mettre en évidence un écoulement de la Loire vers l'Atlantique à cette période. En effet, l'absence de grenat et des autres minéraux caractéristiques des nappes pliocènes en provenance du Massif central, comme la hornblende et le sphène, semble interdire un transport lointain par la Loire-amont. Le mauvais classement des sédiments est un argument supplémentaire.

L'âge des épandages et les déformations tectoniques

En raison des remaniements, il est difficile de dater les Sables de Lozère. Gisant sur les plateaux de Beauce et du Hurepoix, les Sables de Lozère se sont mis en place avant l'encaissement des vallées qui a débuté dans la France du nord-ouest à la limite Miocène-Pliocène pour Elhaï (1963), vers 1 Ma seulement pour Antoine *et al.* (1998).

Les formations résiduelles à silex qui recouvrent localement les Sables de Lozère ne permettent pas de datation précise car elles sont polygéniques selon Laignel *et al.* (1998).

La présence d'augite, minéral provenant des éruptions de Limagne et du Devès dont les paroxysmes sont datés de 2 Ma et 1 Ma (Pastre, 1987 ; Brousse et Lefèvre, 1990), a son importance pour la datation de cette formation. Brajnikov (1942) trouve dans un échantillon de Sables de Lozère, à Trappes, 23 % « d'augite de couleur mauve clair, très fraîche et transparente », mais il ajoute « qu'elle se distingue sans peine des pyroxènes verts que l'on rencontre ailleurs dans le Bassin parisien ». George et Rivière (1944) observent des pyroxènes (diopside) dans les Sables de Lozère superficiels du bassin de l'Yvette qu'ils séparent des sables profonds associés aux argiles et formations siliceuses. En revanche, Duplaix et Pomerol (1948), Tourenq (1989) et Tourenq et Pomerol (1995) constatent l'absence de pyroxène dans la formation. Pourtant, trois échantillons prélevés à Villejust et analysés par Pelletier (Larue, 1979), puis par Etienne ont révélé la présence certaine d'augites. Si ces dernières provenaient bien des volcans centraliens, il faudrait alors rajeunir la partie moyenne et supérieure de la séquence de Villejust, en la situant vers 2 ou même 1 Ma, juste avant le début de l'encaissement des cours d'eau dans la surface polygénique des plateaux du Bassin parisien (Dewolf et Pomerol, 1997). 2 Ma, c'est la fin du remblaiement des Sables du Bourbonnais datés du Pliocène supérieur par Tourenq (1989). Cette dernière formation contient d'ailleurs des augites dans sa partie supérieure (Larue, 1979 ; Tourenq (1989) ; Menot *et al.*, 1997). Si l'on retient la date inférieure fournie par

les augites, une partie des Sables de Lozère pourraient représenter le prolongement des Sables du Bourbonnais dans le Bassin parisien et témoigner de la liaison Loire-Seine-Manche au Pliocène supérieur, voire au Pléistocène inférieur. Si l'on prend la date plus récente, les sables moyens et supérieurs de Villejust pourraient être un témoin de la nappe alluviale formant les très hautes terrasses de la Seine qui renferment quelques augites d'origine fluviatile (Tourenq et Pomerol, 1995). Toutefois, à Villejust, les augites, plus petites, sont probablement d'origine éolienne, on ne trouve pas de galets comme dans ces hautes terrasses et la topographie de terrasse légèrement encaissée dans la Formation des Sables de Lozère apparaît mal sur le terrain. Il n'y a donc aucune preuve de la poursuite de la liaison Loire-Seine. Enfin, la formation supérieure (1, 2) incluant des blocs de meulière semble résulter de remaniements lors des périodes froides du Pléistocène.

Les premiers épandages de Sables de Lozère décrits à la base de la coupe de Villejust et conservés entre la Sologne et la région de Mercey, ne sont pas contemporains de l'accumulation des Sables de Sologne, car, d'une part, les deux formations sont trop différentes et de l'autre, le corps principal des Sables de Sologne passe latéralement aux faluns, comme l'a montré Rasplus (1978), ce qui atteste un écoulement vers l'ouest et non vers le nord. Ils sont donc soit antérieurs, soit postérieurs.

S'ils sont antérieurs, ils ont dû se mettre en place sur un vaste glacis raccordant le Massif central à la Manche. Cela implique toutefois un basculement vers le nord qui s'accorde mal avec l'hypothèse de la lente migration de la subsidence depuis le centre du Bassin parisien jusqu'à la Sologne, du Stampien au Miocène (Cavelier et Pomerol, 1979). De plus, les sondages effectués en Sologne n'ont jamais révélé de Sables de Lozère sous les Sables et marnes de l'Orléanais, ni entre ceux-ci et les Sables de Sologne. Néanmoins, l'absence de témoins de Sables et marnes de l'Orléanais au nord de la Beauce pourrait s'expliquer par la subsidence de la Sologne qui aurait provoqué la fossilisation d'une partie de l'épandage sous les Sables de l'Orléanais et de Sologne et sa protection contre

l'altération chimique. Cela pourrait rendre compte de l'absence de faciès Lozère sous l'épais remblaiement.

S'ils sont postérieurs, ils ont dû raviner les Sables de Sologne avant que ces derniers ne soient recouverts par les Sables du Bourbonnais au Pliocène supérieur et par les cailloutis culminants conservés au sommet des buttes de la Forêt d'Orléans. Cela les place au Pliocène inférieur ou moyen et implique un soulèvement de la Sologne permettant l'élaboration d'un vaste glacis au nord, en pente vers la Manche. Les mouvements de compression connus au Miocène supérieur à terminal (Debrand-Passard, 1995) sont probablement à l'origine de ce basculement vers la Manche. Mais cela implique ensuite une nouvelle subsidence de la Sologne pour assurer la mise en place de la nappe des Sables du Bourbonnais.

Au nord de la Sologne, le glacis véhiculant les Sables de Lozère a fonctionné jusqu'au début du creusement des vallées, ce qui explique la forte altération, les nombreux remaniements et le comblement des dépressions karstiques façonnées au cours de l'abaissement des niveaux de base. Le soulèvement de la Sologne responsable de la position haute des cailloutis culminants au sommet des buttes de la Forêt d'Orléans est postérieur à la mise en place de ces cailloutis, soit 1,75 Ma (Larue, 1999). Cette inversion de relief a favorisé l'ablation des dépôts détritiques par les affluents conquérants de la Seine qui ont transporté une partie des matériaux des nappes des Sables du Bourbonnais et surtout du fleuve à augite, expliquant ainsi la présence d'augite, 40 m en contrebas dans les terrasses du Loing et de ses affluents (éch. 48 et 49), et dans la vallée de la Seine (éch. 25 et 27). Germaneau (1971) a émis une hypothèse semblable.

Les Sables de Lozère normands qui recouvrent le Redonien fossilifère à Valmont et à Fécamp datent du Pliocène moyen et/ou supérieur. Formant une séquence positive, ils ont été subdivisés en sables grossiers de Lozère, en sables fins de Valmont ou Saint-Eustache et en silts du Mont-Criquet qui pourraient correspondre aux silts et argile de La Londe datés du Reuvérien (Kuntz *et al.*, 1979 ; Clet-Pellerin et Huault, 1987 ; Clet-Pellerin, 1996). Ces formations fluvio-marines ont des compositions peu différentes des

Sables de Lozère parisiens car elles résultent probablement du remaniement de ces derniers. La transgression marine a été favorisée par la subsidence de la Basse Seine (Wazi, 1988).

La reconstitution du profil longitudinal de l'épandage des Sables de Lozère met en évidence le soulèvement du sud-ouest de la région parisienne et la subsidence de la région d'Evreux et de Pithiviers, même si les phénomènes de karstification ont pu engendrer certaines dénivellations locales. Postérieures à la fin du fonctionnement du glacis, ces déformations se sont poursuivies au Pléistocène inférieur car les terrasses anciennes sont aussi affectées (fig. 3). Si les matériaux sont bien en place, les différences d'altitude enregistrées sur le plan transversal témoignent de mouvements différentiels postérieurs à la mise en place des Sables de Lozère, comme le soulèvement de l'anticlinal de Vernon (Wyns, 1977) ou le rejeu des failles de la basse vallée de la Seine. En Normandie, Wazi (1988) indique que les poches de Sables de Lozère sont conservées le long de deux principaux accidents tectoniques, la faille de Fécamp-Lillebonne et la faille de Saint-Didier-des-Bois, qui ont rejoué au passage Pliocène-Pléistocène, suite à un relâchement distensif. Ces déformations se sont poursuivies au Pléistocène : en Normandie, la faille de Fourmetot a rejoué au Pléistocène inférieur puisqu'elle met en contact les sables de Lozère et des alluvions quaternaires (Lautridou *et al.*, 1999), dans la région parisienne, l'anticlinal de Meudon s'est soulevé de 25 m par rapport à la fosse de Saint-Denis depuis le Pléistocène moyen (Cailleux et Diffre, 1968).

Conclusion

Cette étude souligne la variabilité des faciès des Sables de Lozère et la difficulté pour dater précisément ces dépôts qui ont subi de nombreux remaniements. Seules des datations absolues, comme les mesures par résonance paramagnétique électronique RPE ou ESR, permettront de résoudre le problème paléogéographique de cet ou de ces épandages détritiques provenant directement ou indirectement du Massif central.

Dépôts corrélatifs d'une surface d'érosion polygénique (Dewolf et Pomerol,

1997), les Sables de Lozère témoignent aussi du fonctionnement d'une paléo-Loire-Seine. Les premiers dépôts, conservés entre la Sologne et la région de Mercey, sont associés à un vaste glacis penté vers le nord, dont l'âge reste hypothétique. S'ils sont antérieurs aux Sables de Sologne, c'est la subsidence de la Sologne qui a interrompu le transit des matériaux centraliens et les dépôts existants ont subi une longue altération. De nouveaux forages seraient alors utiles dans la région de Boismorand-Nogent-sur-Vernisson pour déterminer la position stratigraphique exacte des Sables de Lozère. S'ils sont postérieurs, ils se sont mis en place avant l'arrivée au Pliocène supérieur des Sables du Bourbonnais qui renferment des minéraux montdoriens et qui forment la partie supérieure du remblaiement solognot (Debrand-Passard *et al.*, 1998). Au Pliocène moyen, les variations eustatiques et la subsidence de la Basse-Seine ont pu favoriser le remaniement de la partie aval de l'épandage. A Villejust, la présence avérée d'augite placerait la partie moyenne des Sables de Lozère vers la fin du Pliocène supérieur ou même au début du Pléistocène, si ces augites provenaient bien des éruptions du Devès et de Limagne. Ce niveau à augites témoignerait aussi d'un vaste saupoudrage éolien vers 2 Ma, entre la cuvette bourbonnaise et la région parisienne, plutôt que de la poursuite d'une paléo-Loire-Seine. Par ailleurs, le creusement des vallées, amorcé au Pliocène supérieur, stimule la karstification et la silicification des calcaires peu épais et fragiles. En outre, le soulèvement de la Forêt d'Orléans active le fonctionnement du glacis amont puis sa dissection par les affluents de la Seine. Enfin la partie supérieure des dépôts conservés a été modelée par les processus périglaciaires du Weichsélien.

Les Sables de Lozère normands semblent être sensiblement contemporains des « sables rouges » du Massif armoricain qui, pour Van Vliet Lanoë *et al.* (1998), représentent « une succession de formations rétrogressives fluviales à estuariennes qui recouvrent les maxima eustatiques du Tortonien, du Messinien, du Zancléen et du Piacenzien », soit entre 8,5 et 3 Ma, et qui sont conservées grâce aux déformations tectoniques. Entre Angers et Laval, ces formations présentent en général deux nappes superposées : la partie supérieure est plus grossière et

moins altérée que les sables argileux sous-jacents (Larue et Grenèche, 1994).

Dans le Bassin aquitain, Dubreuilh *et al.* (1995) décrivent une évolution assez semblable. Au Miocène, les épandages détritiques issus du Massif central se déposent à sa périphérie sans rejoindre la « formation des sables fauves » des Landes nourrie par les Pyrénées. Durant le Pliocène et le Pléistocène inférieur, le phénomène s'inverse : les apports du

Massif central atteignent l'Atlantique et participent directement au comblement des Landes, alors que les produits des Pyrénées restent stockés sur le cône de Lannemezan.

Ainsi dans le Bassin aquitain et dans le Bassin parisien, la tectonique, en particulier le soulèvement du Massif central au Miocène supérieur, joue le rôle principal pour expliquer ces réorganisations hydrographiques successives.

Remerciements

Nous remercions A.M. Mercier (URA 449, Université du Maine) qui a effectué la détermination des minéraux argileux, M. Marandola (Paris XII) pour la mise au net des figures et les deux rapporteurs, C. Pomerol et F. Ménillet, qui ont amplement contribué à l'amélioration du manuscrit.

Références

- Antoine P., Lautridou J.P., Sommé J., Auguste P., Auffret J.P., Baize S., Clet-Pellerin M., Coutard J.P., Dewolf Y., Dugué O., Joly F., Laignel B., Laurent M., Lavollé M., Lebreton P., Lécolle F., Lefebvre D., Limondin-Lozouet N., Munaut A.V., Ozouf J.C., Quesnel F., Rousseau D.D. (1998) - Les formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations. *Quaternaire*, 9, 3, 227-241 et carte hors texte.
- Allen J.R.L. (1985) - Principles of physical sedimentology. G. Allen and Unwin Ltd, 272 p.
- Brajnikov B. (1942) - Sur les associations de minéraux lourds dans quelques formations post-crétacées du Bassin parisien (région sud de la Seine). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, 215, 491-493.
- Brousse R., Lefèvre C. (1990) - Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. Coll. des Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 364 p.
- Burchardt B. (1978) - Oxygen isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. *Nature*, 275, 121-123.
- Cailleux A., Diffre P. (1968) - Topographie de la base des alluvions quaternaires à Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 10, 535-541.
- 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. som. Soc. géol. Fr.*, 7, 16, 160-162.
- Cavelier C., Pomerol C. (1979) - Chronologie et interprétation des événements tectoniques dans le bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 21, 1, 33-48.
- Cavelier C., Clozier L., Debrand-Passard S., Pomerol C., Tourenq J. (1993) - Les écoulements fluviaux successifs issus du Massif Central dans le Bassin Parisien, tributaires de l'Atlantique ou de la Manche au Néogène-Pléistocène : relations avec la tectonique. Colloque Géologie de la France, SGF, BRGM, Paris, 2 p.
- Cholley A. (1939) - Le plateau du Thymerais. Etude morphologique. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 126-127, 19-23.
- Cholley A. (1956) - Carte morphologique du Bassin de Paris. Mém. et Doc. du CNRS, Centre Doc. Géo., 5, 103 p.
- Clet-Pellerin M. (1996) - Palynologie, paléoenvironnements et cycles glaciaire-interglaciaire. Applications au Plio-quaternaire de Normandie et de la vallée du Saint-Laurent. Mém. Habil. Dir. Rech., Caen, 190 p.
- Clet-Pellerin M., Huault M.F. (1987) - Les dépôts lagunaires du Reuvérien dans les argiles de La Londe (Normandie). *Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire*, 4, 195-202.
- Courel L., Feuillée P., Rat P., Seddoh F., Trescartes J. (1972) - Les sables albiens dans le sud-est du Bassin parisien. Analyse sédimentologique. Essai paléogéographique. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam.*, Fr., (2), 14, n° 2, 171-188.
- Debrand-Passard S. (1995) - Histoire géologique résumée du Sud du Bassin parisien. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, 32, 3, 15-25.
- Debrand-Passard S., Gros Y., Lablanche G., Menot J.C., Clozier L., Tourenq J. (1992) - Age, genèse et évolution du fossé de la Loire : nouvelle approche stratigraphique, morphologique et structurale. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, 29, 4, 63-74.
- Debrand-Passard S., Macaire J.J., Clozier L., Fleury R. (1998) - Particularités de l'évolution du système fluvial solognot dans le bassin de la Loire au Quaternaire. Corrélations possibles. *Géologie de la France*, n° 2, 55-68.
- Denizot G. (1927) - Les formations continentales de la région orléanaise. Thèse, Vendôme, Launay et fils Impr., 582 p.
- Dewolf Y. (1982) - Le contact Ile de France-Basse Normandie, évolution géodynamique. Mém. et Doc. de Géographie, CNRS, 253 p.
- Dewolf Y., Pomerol C. (1997) - Surfaces d'érosion polygéniques dans les formations cénozoïques du Bassin parisien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 168, 4, 473-482.
- Dollfus G.F. (1885) - Notice sur la nouvelle carte géologique des environs de Paris. C.R. 3^{ème} Congr. Géol. Inter., Berlin, 98-220.
- Dubreuilh J., Capdeville J.P., Farjanel G., Karnay G., Platel J.P., Simon-Coinçon R. (1995) - Dynamique d'un comblement continental néogène et quaternaire : l'exemple du bassin d'Aquitaine. *Géologie de la France*, n° 4, 3-26.
- Duplaix S., Pomerol C. (1948) - Sur les associations des minéraux lourds des sables granitiques miocènes à l'Ouest de Paris. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, 37-39.
- Elhaï H. (1967) - Les formations superficielles et le relief en Haute Normandie. *Norais*, 193-209.
- Freytet P., Dewolf Y., Joly F., Plet A. (1989) - L'évolution de la section Loire-Loing-Seine à la fin du Tertiaire. Réinterprétation géomorphologique des relations entre les Sables de Sologne et ceux de Lozère. Signification du complexe alluvial de la Montagne de Trin. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, 26, 2, 49-57.
- George P., Rivière A. (1944) - Sur les sables granitiques et les argiles à meulière du bassin de l'Yvette. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 218, 800-802.

- Germaneau J. (1971) - Remarques sur la présence d'augites du Massif central entre Seine et Loire. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, n° 8, 269-270.
- Gigot C. (1990) - Notice explicative de la feuille de Courville-sur-Eure à 1/50 000. BRGM, Orléans, 35 p.
- Ginsburg L., Janvier P. (1970) - Présence de sables helvétiques d'origine fluviatile sous les faluns du Bassin de Noyant-sous-le Lude. *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, (2), **42**, 2, 435-439.
- Gras J. (1963) - Le Bassin de Paris méridional, étude géomorphologique. Thèse Etat Lettres, Rennes, 494 p.
- Heller-Kallaï L., Rozenson I. (1981) - The use of Mössbauer spectroscopy of iron in clay mineralogy. *Phys. Chem. Minerals*, **7**, 223-238.
- Janot C. (1972) - L'effet Mössbauer et ses applications à la physique du solide et à la métallurgie physique. Masson, Paris, 234 p.
- Klein C. (1973) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires. Thèse Doct. Etat, Paris, Louis Jean Imp., Gap, 882 p.
- Kuntz G., Lautridou J.P., Cavelier C., Clet M. (1979) - Le Plio-quatenaire de Haute Normandie. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, **16**, 3, 93-126.
- Kuntz G., Wyns R. (1976) - Carte géologique Gisors à 1/50 000. BRGM, Orléans.
- Laignel B. (1997) - Les altérites à silex de l'ouest du bassin de Paris. Caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse, Rouen, 224 p.
- Laignel B., Quesnel F., Lecoustumer M.N., Meyer R. (1998) - Variabilité du cortège argileux des formations résiduelles à silex de l'ouest du bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **326**, 467-472.
- Larue J.P. (1979) - Les nappes alluviales de la Loire et de ses affluents dans le Massif Central et dans le Sud du Bassin Parisien : étude géomorphologique. Thèse d'Etat Géographie, Clermont II, multigraphiée, 543p. + annexes, 30 cartes et 129 planches.
- Larue J.P. (1999) - Le fleuve à augite dans le Bassin parisien : nouveaux éléments d'interprétation. *Géologie de la France*, n° 3, 11-16.
- Larue J.P., Grenèche J.M. (1994) - Les dépôts détritiques pliocènes du contact Massif Armoricain-Bassin Parisien entre Angers et Laval (France). *Geodinamica Acta*, **7**, 3, 158-168.
- Lautridou J.P., Auffret J.P., Baltzer A., Clet M., Lécolle F., Lefebvre D., Lericolais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Descombes J.C., Occhietti S., Rousseau D.D. (1999) - Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **170**, 4, 545-558.
- Lecointre G. (1931-32) - Révision de la feuille de Tours à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 187, **36**, 131-133.
- Ledoux B. (1988) - Paléomorphodynamique des formations détritiques du Massif Central au Pays de Caux. Conséquences sur l'évolution morphologique du Bassin de Paris. Mém. DEA, option Géomorphologie, Univ. Paris VII, 43 p.
- Lenormand P. (1963) - A propos de quelques sablières du Thymerais. Dipl. ét. sup., Inst. Géogr. Paris, 52 p.
- Mégny C. et coll. (1980) - Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. BRGM, 101.
- Ménillet F. (1985) - Les meulière et les argiles à meulière ; leurs rapports avec les surfaces néogène à quaternaire ancien du bassin de Paris. *Géologie de la France*, n° 2, 213-226.
- Ménillet F. (1993) - Les meulière du Bassin de Paris et les faciès associés. Rôle des altérations supergènes néogène à quaternaire ancien dans leur genèse. Document du BRGM, n° 222, 435 p.
- Ménillet F. (1994) - Notice explicative de la feuille de Dreux à 1/50 000. BRGM, Orléans, 67 p.
- Menot J.C., Debrand-Passard S., Clozier L., Gros Y., avec la collaboration de Cornet J., Pautrat Y., Simon-Coinçon R., Thiry M. (1997) - Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille La Charité-sur-Loire (494), Orléans, BRGM, 107 p.
- Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq J. (1970) - Les minéraux en grains, méthodes d'étude et détermination. Masson, 578 p.
- Pastre J.F. (1987) - Les formations plio-quatennaires du Bassin de l'Allier et le volcanisme régional (Massif Central, France). Thèse Sciences, Paris VI, 706 p.
- Pédro G. (1968) - Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Rev. Geogr. Phys. et Géol. dynam. Fr.*, **10**, 5, 457-470.
- Pomerol B., Pomerol C., Renard M., Wyns R., Dewolf Y. (1977) - Notice explicative de la feuille d'Evreux à 1/50 000. BRGM, Orléans, 17 p.
- Pomerol C. (1951) - Origine et mode de dépôt des sables granitiques miocènes entre Paris et la Manche. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **6**, I, 251-263.
- Pomerol C. (1996) - Mercey : sables de Lozère, argile à meulière. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, **33**, 1, 31-34.
- Prévot J. (1975) - Les meulière du sud de la région parisienne. Thèse 3^{ème} cycle, Paris VI, 136 p.
- Rasplus L. (1978) - Contribution à l'étude géologique des formations continentales détritiques tertiaires de la Touraine, de la Brenne et de la Sologne. Thèse Doct. Sci. Nat. ,Orléans, 3 vol., 454 p.
- Rasplus L. (1982) - Contribution à l'étude des formations continentales détritiques tertiaires du SW du Bassin de Paris. *Sciences géologiques*, 66, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 227 p.
- Riveline-Bauer J. (1972) - Contribution à l'étude sédimentologique et paléogéographique des sables de l'Oligocène du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **13**, 216-231.
- Thiry M. (1978) - Silicification de sédiments sablo-argileux de l'Yprésien du sud-est du bassin de Paris. Genèse et évolution de dalles de quartzite et silcrètes. *Bull. BRGM Fr.*, (2), section I, n° 1, 19-46.
- 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), **25**, 1, 31-40.

Tourenq J.(1989) - Les sables et argiles du Bourbonnais : une formation fluvio-lacustre d'âge pliocène supérieur, étude minéralogique, sédimentologique et stratigraphique. Document du BRGM, n° 174, 333 p.

Tourenq J., Kuntz G., Lautridou J.P. (1991) - Démonstration par l'exoscopie des quartz des conditions marines de mise en place des sédiments pliocènes (Sables de Lozère...) de Haute-Normandie. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **312**, (2), 855-862.

Tourenq J., Pomerol C. (1995) - Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif central, de l'existence d'une pré-Loire-pré-Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. *C.R. Acad. Sc. Fr.*, **320**, (2a), 1163-1169.

Tourenq J., Pomerol C., Pupin J.P. (1993) - Découvertes de zircons d'origine montdorienne dans les alluvions anciennes de la Montagne de Trin (Seine-et-Marne). Un nouvel élément de datation des premières nappes alluviales du Bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **316**, (2), 1099-1106.

Van Vliet Lanoë B., Laurent M., Hallégouët B., Margerel J.P., Chauvel J.J., Michel Y., Moguedet G., Trautman F., Vauthier S. (1998) - Le Mio-Pliocène du Massif armoricain. Données nouvelles. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **326**, 333-340.

Vatan A. (1947) - La sédimentation continentale tertiaire dans le Bassin de Paris méridional. Thèse Etat Sci., Paris, Ed. toul. de l'ingénieur, 215 p.

Wazi N. (1988) - Le Crétacé du Roumois (vallée de l'Oison) et le Tertiaire-Quaternaire des régions voisines de la basse vallée de la Seine (Haute-Normandie). Stratigraphie et tectonique. Thèse Univ. Rouen, 543 p.

Wyns R. (1977) - Tectonique récente dans l'ouest du Bassin de Paris: méthodes d'étude et bilan des déformations plio-quaternaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **19**, 5, 1093-1101.