

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE 1
U.F.R. DE GÉOGRAPHIE

THÈSE

Discipline : Quaternaire et Préhistoire

Christine CHAUSSE

**Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne,
approches géométrique et chronostratigraphique
et
l'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des
occupations du Paléolithique inférieur de Soucy**

Soutenu le 26 Novembre 2003 devant un jury composé de :

M. Jean SOMMÉ, Président
M. Alain TUFFREAU, Directeur de Thèse
M. Jean-Pierre LAUTRIDOU, Rapporteur
M., David LEFÈVRE, Rapporteur
M. Paul HAESAERTS, Examineur

À Éloi et Marie-Louise

Remerciements

Au moment de présenter ces travaux, fruit de plusieurs années de recherche, je tiens à remercier les nombreuses personnes qui ont contribué à leur réalisation. Ces lignes ne peuvent débuter que par un hommage à Monsieur Michel LÉGER qui, en m'initiant à la géomorphologie et au Quaternaire, est à l'origine de ce mémoire.

Je suis, tout d'abord, très sensible à l'honneur que me font les cinq personnes qui ont accepté de juger ce travail ; qu'ils trouvent ici l'expression de tous mes remerciements.

Monsieur Alain TUFFREAU qui a accepté, il y a quelques années, d'assurer la direction de mes recherches. Je tiens à lui exprimer ma profonde gratitude pour avoir dirigé, relu et encouragé ce travail avec le regard du Préhistorien.

Monsieur Jean SOMMÉ dont je ne saurais oublier la disponibilité et les conseils qu'il m'a prodigués ; qu'il trouve ici l'expression de mes plus vifs remerciements pour avoir relu l'ensemble de ce manuscrit et être le président de mon jury de soutenance.

Monsieur David LEFÈVRE dont l'expérience dans le domaine alluvial le prédisposait à siéger dans ce jury. Je lui suis reconnaissante d'avoir accepté d'être examinateur de mes études.

Monsieur Jean-Pierre LAUTRIDOU dont les travaux réalisés à Bréau en 1985 constituent l'une des assises de mes recherches. Je le remercie de sa participation à l'examen de mes travaux.

Monsieur Paul HAESAERTS : ses nombreuses études de séquences pléistocènes européennes le destinaient tout particulièrement à juger ma contribution à l'établissement du cadre chronostratigraphique de la basse vallée de l'Yonne. Je lui sais gré de participer à ce jury.

Je tiens particulièrement à souligner combien les résultats présentés ici sont redevables à l'équipe de base que nous formons depuis plusieurs années avec Nelly CONNET et Vincent LHOMME. En souvenir des premiers pas effectués à Soucy et en hommage à une longue et fructueuse collaboration, je tiens à exprimer à ces collègues et amis ma profonde gratitude pour

leur aide précieuse et leurs corrections pertinentes lors de la lecture critique et fastidieuse de ce travail.

D'autres collègues ont également pris de leur temps et mis leurs compétences à ma disposition pour m'accompagner sur le terrain, m'aider dans l'interprétation des lames minces et des datations, alimenter ma réflexion ou effectuer une seconde lecture critique de certains chapitres. Je tiens donc à exprimer ma reconnaissance à Pierre ANTOINE, Gisèle ALLENET, Jean-Jacques BAHAIN, Pierre FREYTET, Anne GEBHARDT, Vincent KRIER, Catherine KUZUCUOGLU, Chantal LEROYER, Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Jean-François PASTRE, Annie ROBLIN-JOUVE, Pierre VOINCHET. Ils ont chacun contribué à l'avancement de mes travaux car les discussions que nous avons eues, leurs conseils, leurs analyses constructives ont toujours beaucoup compté pour moi.

Je suis particulièrement reconnaissante envers Tatiana MUXART et Charles LECŒUR, Directeurs successifs du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon pour m'avoir accueillie dans cette équipe et m'avoir permis ainsi la réalisation de nombre d'analyses. Je souhaite vivement les en remercier comme l'ensemble des membres et personnels de ce laboratoire pour l'aide ou les encouragements qui m'ont été prodigués.

Qu'il me soit aussi permis de rendre hommage tant aux membres du Service Régional d'Archéologie de Bourgogne qui ont eu en charge le département de l'Yonne ainsi que ceux de l'Institut National pour la Recherche Archéologique Préventive. Paul-André BESOMBES, Frédérique BOURA, Pascal DUHAMEL, Jean-Olivier GUILHOT, Claude MORDANT, Yves PAUTRAT, Michel PRESTREAU et Jean-Paul DEMOULES, Jean-Pierre GIRAUD, Yannick FILLODEAU, m'ont fait confiance, ont su encourager mes travaux et m'ont aidée à leur réalisation tant sur le terrain que lors de sa rédaction !

Je dois également beaucoup à tous les archéologues qui m'ont confié l'étude géomorphologique des sites dont ils avaient la responsabilité et ceux avec qui j'ai collaboré lors de ces travaux. Que Anne AUGEREAU, Céline BÉMILLI, Sylvain COLLET, Fabrice MULLER, Frédéric SÉARA ainsi que ceux que je risque d'avoir oublié soient assurés de ma gratitude !

J'ai grand plaisir à souligner la dette toute particulière que j'ai envers le personnel de la gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy et notamment Monsieur ROBLOT. Je lui suis particulièrement reconnaissante de m'avoir fourni toutes les données des géomètres sans lesquelles mes recherches n'auraient pu aboutir.

Je souhaiterais aussi citer les amis qui m'ont soutenue, voire bien souvent supportée, dans cette recherche. Que Jean-Luc ASSINARRE, Sylvie CAU, Sylvie DEFFRESSIGNE, Patrick IDRAME, Pascale PILARECK, Dimitri SARPALAZOS trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude pour leur appui et leur encouragement. Je ne saurais terminer sans évoquer l'estime que je porte à Catherine KUZUCUOGLU et Chantal LEROYER. En souvenir de nos virées sur terrains glissants et de nos soirées pétillantes passées et à venir.

Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approche géométrique et chronostratigraphique

et

l'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy

Table des matières

Volume 1 : Texte

Introduction	p. 14
1^{ère} Partie - Contexte de l'étude : cadre géologique, historique, méthodologie et cadre chronostratigraphique	p. 18
1 - Cadre de l'étude	p. 19
1.1 - Cadre géomorphologique et structural général	p. 19
1.2 - Les données morphostructurales et géologiques locales	p. 20
2 - Historique et limites des données sur les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne	p. 21
2.1 - Historique	p. 21
2.2 - Les travaux récents dans les vallées de la Seine et de la Somme	p. 24
3 - Méthode d'approche pour l'étude du système d'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne	p. 26
3.1 - Les sources documentaires	p. 26

3.2 - La distribution cartographique des données de sondage	p. 29
3.3 - Méthode d'élaboration du profil longitudinal.....	p. 29
4 - Éléments d'analyse chronostratigraphique	p. 30
4.1 - Méthode d'approche	p. 30
4.2 - Le cadre retenu	p. 31
2^{ème} Partie - Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne :	
géométrie, cyclicité, chronostratigraphie	p. 33
1 - La dernière incision	p. 34
1.1 - Le profil longitudinal de la dernière incision.....	p. 34
1.2 - La Nappe de Fond	p. 35
1.3 - Profils stratigraphiques de la Nappe de Fond au sud de Sens.....	p. 35
1.3.1 - La Nappe de Fond dans la gravière d'Étigny « le-Brassot ».....	p. 35
1.3.2 - Évolution de la plaine alluviale d'Étigny au Tardiglaciaire.....	p. 38
1.4 - Données stratigraphiques sur la plaine alluviale actuelle au nord de Sens.....	p. 38
1.4.1 - Saint-Denis-lès-Sens, « le Pré-Aubert ».....	p. 38
1.4.2 - Saint-Denis-lès-Sens, « la Belle-Oreille ».....	p. 40
1.5 - Synthèse des éléments recueillis sur la Nappe de Fond.....	p. 42
2 - La Nappe de Gron (± 3 m d'altitude relative).....	p. 43
2.1 - La Nappe de Gron dans le profil longitudinal	p. 43
2.2 - Les données sur la Nappe de Gron d'après les sites en gravière	p. 44
2.2.1 - La gravière de Saint-Julien-du-Sault.....	p. 45
2.2.1.1 - Le comblement sableux du paléochenal principal de la « Voie-Creuse ».....	p. 45
2.2.1.2 - Le comblement du paléochenal latéral des « Boulins »	p. 47
2.2.1.3 - Géométrie des formations fluviatiles fines de la Nappe de Gron	
à Saint-Julien-du-Sault	p. 48
2.2.2 - La gravière d'Étigny / Gron	p. 49
2.2.2.1 - Le comblement fluviatile du paléochenal latéral du « Brassot-ouest »	p. 50
2.2.2.2 - La parcelle du « Fond-des-Blanchards ».....	p. 53
• Le niveau d'occupation paléolithique « C ».....	p. 53
• Les niveaux d'occupation paléolithiques « D ».....	p. 54
• L'analyse par Résonance Paramagnétique Électronique	p. 56
2.2.2.3 - La parcelle du « Chemin-de-l'Évangile »	p. 57
• Profil stratigraphique synthétique	p. 58

2.3 - Conclusions pour la Nappe de Gron.....	p. 61
3 - La Nappe de Sens (± 5 m d'altitude relative).....	p. 64
3.1 - La Nappe de Sens dans le profil longitudinal.....	p. 64
3.2 - La plaine du « Haut-Chambertrand ».....	p. 66
3.3 - La nappe alluviale de « Bréau-Maladrerie » dans la vallée de la Seine.....	p. 68
3.4 - Conclusions pour la Nappe de Sens « Chambertrand ».....	p. 70
4 - La Nappe d'Évry (± 10 m d'altitude relative).....	p. 72
4.1 - La Nappe d'Évry dans le profil longitudinal.....	p. 72
4.2 - La coupe d'Armeau.....	p. 74
4.3 - Conclusions pour la Nappe d'Évry.....	p. 75
5 - La Nappe de Misy (± 15 m d'altitude relative).....	p. 75
5.1 - La Nappe de Misy dans le profil longitudinal.....	p. 76
5.2 - Les analyses par Résonance Paramagnétique Électronique.....	p. 76
5.3 - Le profil stratigraphique de Véron.....	p. 77
5.4 - Conclusions pour la Nappe de Misy.....	p. 79
6 - La Nappe de Soucy (± 20 m d'altitude relative).....	p. 79
6.1 - La Nappe de Soucy dans le profil longitudinal.....	p. 80
6.2 - La Nappe de Soucy dans la gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy.....	p. 80
6.2.1 - Les données stratigraphiques synthétiques.....	p. 81
6.2.1.1 - Les formations fluviatiles.....	p. 81
6.2.1.2 - Les formations de versant.....	p. 82
6.2.2 - Les données biostratigraphiques.....	p. 84
6.2.2.1 - La malacofaune.....	p. 84
• La biozone Scy 1.....	p. 84
• La biozone Scy 2.....	p. 85
• La biozone Scy 3.....	p. 86
• La biozone Scy 4.....	p. 86
• La biozone Scy 5.....	p. 87
• La biozone Scy 6.....	p. 87
• La biozone Scy 7.....	p. 88
• L'évolution de la malacofaune.....	p. 88
6.2.2.2 - Les micromammifères.....	p. 89
6.2.2.3 - La grande faune.....	p. 92
6.2.3 - Les données aminostratigraphiques et géochronologiques.....	p. 93
6.2.3.1 - Datation par racémisation des acides aminés sur coquilles de mollusque.....	p. 93

6.2.3.2 - Datation par Résonance Paramagnétique Électronique sur quartz	p. 94
6.2.3.3 - Datation par Uranium/Thorium sur émail dentaire	p. 95
6.3 - Conclusions pour la Nappe de Soucy	p. 95
7 - Les nappes alluviales antérieures à la Nappe de Soucy	p. 96
7.1 - La Nappe de La Tombe (± 30 m d'altitude relative)	p. 96
7.2 - La Nappe de Courlon (± 40 m d'altitude relative)	p. 97
7.3 - La Nappe de Serbonnes (± 50 m d'altitude relative)	p. 97
7.4 - La Nappe de Vinneuf (± 60 m d'altitude relative)	p. 97
7.5 - La Nappe de Cuy (± 65 m d'altitude relative)	p. 98
7.6 - La Nappe du Troncy (± 80 m d'altitude relative)	p. 98
8 - Les formations détritiques du sommet des plateaux	p. 99
9 - Bilan des acquisitions sur les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne	p. 100
9.1 - Une répartition étagée parallèle	p. 102
9.2 - Une distribution étagée en palier	p. 102
9.3 - Méandre conservateur à l'amont, lit rectiligne et vidange à l'aval	p. 108
9.4 - Une succession lithologique élémentaire répétitive pour les nappes les plus récentes	p. 111
9.5 - Cyclicité des dépôts de couverture	p. 114
9.6 - Modèle d'évolution régionale	p. 116
9.7 - Critique des données géochronologiques	p. 117
10 - Interprétation chronostratigraphique du système d'étagement des nappes alluviales ; l'apport de l'étude des couvertures de versant	p. 119
10.1 - La séquence de référence de « Bréau-Maladrerie » et le positionnement chronostratigraphique des Nappes de Sens, Gron et de Fond	p. 120
10.1.1 - Rappel des données et de l'hypothèse chronostratigraphique pour la séquence de « Bréau-Maladrerie ». Proposition chronostratigraphique pour la mise en place de la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m)	p. 120
10.1.2 - Proposition chronostratigraphique pour la mise en place de la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m)	p. 121
10.1.3 - Position de l'incision responsable de l'étagement de la Nappe de Gron	p. 122
10.1.4 - Proposition chronostratigraphique pour la mise en place de la Nappe de Fond	p. 123
10.1.5 - Conclusions	p. 125
10.2 - La séquence de référence de Soucy « les-Grandes-Pièces » et le positionnement chronostratigraphique des Nappes de Soucy, Misy et Évry	p. 125
10.2.1 - Les hypothèses quant à la position chronostratigraphique de la couverture	

de versant de la Nappe de Soucy (alt. Relative : ± 20 m).....	p. 127
10.2.1.1 - Le Pléistocène supérieur dans les séquences stratigraphiques du plateau du Sénonais	p. 128
• La coupe de Sergines.....	p. 128
• Les profils de l'autoroute A5.....	p. 129
10.2.1.2 - Position du Pléistocène supérieur dans la séquence de versant de Soucy	p. 130
10.2.1.3 - Les séquences sédimentaires anté eemienne	p. 133
• Les données sur le plateau du Sénonais	p. 133
• Les données pour la moitié nord de la France	p. 133
• Position stratigraphique des deux horizons de sol anté eemien de Soucy et problème d'attribution chronostratigraphique	p. 136
10.2.2 - Hypothèse quant à la position chronostratigraphique des Nappes de Misy et d'Évry	p. 138
10.2.2.1 - La séquence de Véron et le positionnement chronostratigraphique de la Nappe de Misy (alt. relative ± 15 m)	p. 139
10.2.2.2 - La séquence d'Armeau et le positionnement chronostratigraphique de la Nappe d'Évry (alt. relative ± 10 m)	p. 139
11 - Critiques des données chronostratigraphiques sur les hautes formations alluviales	p. 140
12 - Rythme et conditions de l'enfoncement de l'Yonne	p. 143
13 - Le système de terrasses de la basse vallée de l'Yonne ; un nouvel axe de recherche sur les formations alluviales du Bassin de Paris	p. 147
3^{ème} Partie - Les gisements du Paléolithique inférieur de Soucy ; modèle d'insertion dans les paléoenvironnements successifs et position dans le cycle climato-sédimentaire	p. 153
1 - Présentation générale et problématiques	p. 154
2 - Les données stratigraphiques à l'échelle de la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy	p. 156
3 - Approche stratigraphique des gisements paléolithiques de Soucy	p. 159
3.1 - Le gisement de Soucy 1	p. 159

3.1.1 - Rappel des données	p. 159
3.1.2 - Une occupation sur une berge vive	p. 161
3.1.3 - Les remaniements et les processus d'altération ultérieurs	p. 162
3.1.4 - Conclusions.....	p. 164
3.2 - Le gisement de Soucy 5	p. 164
3.2.1 - Les données de l'observation stratigraphique	p. 165
3.2.2 - Synthèse de l'évolution morphostratigraphique et malacologique	p. 166
• Les sables et graviers [2] de la base des profils	p. 167
• Le comblement sableux [3] des ré-entailles fluviales	p. 168
• Le sol grisâtre [4]	p. 169
• Les sables limoneux jaunes [5]	p. 170
3.2.3 - Conclusions.....	p. 170
3.3 - Le gisement de Soucy 3	p. 171
3.3.1 - Spécificité de la méthode d'approche	p. 172
3.3.2 - Les observations stratigraphiques le long de la bande E.....	p. 173
3.3.3 - Les données de l'analyse micromorphologique	p. 176
• Les sables limoneux supérieurs (unité [X]).....	p. 176
• Les sables limoneux ± graveleux et les graviers sableux inférieurs (unité [S])	p. 177
• Les sables et limoneux sableux qui comblent la dépression orientale.....	p. 180
3.3.4 - Les données de l'analyse malacologique	p. 181
• Les assemblages malacologiques issus des sédiments de la butte	p. 181
• Les assemblages malacologiques issus du comblement de la dépression orientale	p. 182
3.3.5 - Synthèse des observations réalisées sur le site de Soucy 3	p. 183
3.3.6 - La coupe K1	p. 184
• Les données de l'observation stratigraphique	p. 184
• Les raccords stratigraphiques avec le gisement de Soucy 3.....	p. 185
3.3.7 - Conclusions synthétiques pour le gisement de Soucy 3.....	p. 186

4 - Signification dynamique des dépôts alluviaux fins de la gravière des

« Grandes-Pièces »	p. 188
4.1 - Principe de l'image C-M.....	p. 188
4.2 - L'échantillonnage pour le traitement granulométrique et méthode de traitement des prélèvements.....	p. 191
4.3 - Présentation de l'image C-M obtenue.....	p. 193
4.3.1 - L'image C-M globale.....	p. 193
4.3.2 - Les sables et graviers [2] dans l'image C-M.....	p. 193
• Les sables et graviers [2] de la coupe K1	p. 194
• Les sables et graviers [2] de la coupe sud de Soucy 5	p. 195
• Une activité hydrodynamique contrastée dans un lit fluvial à chenaux multiples.....	p. 196

4.3.3 - Les sédiments sableux [3] dans l'image C-M	p. 197
• Les remblaiements sableux [3] du profil K1 et les sables du gisement de Soucy 3 (unités [M] et [S])	p. 197
• Les remblaiements sableux [3] de la coupe Sud du gisement de Soucy 5	p. 198
• Les remblaiements sableux [3] du gisement de Soucy 1	p. 199
• Conclusions sur les formations sableuses	p. 200
4.3.4 - Les sables limoneux du segment R-S de l'image C-M	p. 201
4.3.5 - Les limons calcaires [6] dans l'image C-M	p. 202
5 - Les étapes de la construction de la plaine alluviale de Soucy	p. 203
5.1 - Le cailloutis fluviatile grossier	p. 203
5.2 - Mise en place du chenal A	p. 204
5.3 - Mise en place d'un lit fluvial à chenaux multiples	p. 204
5.4 - La mise en place du chenal B et ses bras latéraux	p. 205
5.5 - Fonctionnement du chenal B et l'isolement de la plaine d'inondation	p. 206
5.6 - Stabilisation de la plaine alluviale et pédogenèse	p. 207
5.7 - Limonage sur la plaine alluviale	p. 208
5.8 - Mise en place d'une cuvette marécageuse	p. 208
6 - Signification climatique des dépôts alluviaux fins de Soucy	p. 209
6.1 - Un milieu tempéré continental	p. 209
6.2 - Un milieu ouvert à l'échelle du bassin versant	p. 210
6.3 - Un enregistrement de fin d'interglaciaire	p. 212
7 - Les conditions du passage à une morphologie de versant	p. 213
8 - Conclusions et perspectives	p. 216
Conclusions Générales	p. 220
Bibliographie	p. 226

Volume 2 : Illustrations et annexes

1 - Liste des figures et figures annoncées dans le texte	p. 3
2 - Annexe A : les données des sondages géotechniques	p. 104
• Avertissements	p. 105
• Cartes	p. 110
• Tableau des données.....	p. 114
3 - Annexe B : Description détaillée des profils lithologiques de la gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy p. 146	
• Les coupes A et J1.....	p. 148
• La coupe D.	p. 162
• Les coupes C1, C2 et C3	p. 171
• La coupe C4	p. 178
• Les coupes M1 et M2	p. 181
• Les observations stratigraphiques le long de la coupe E	p. 185
• Synthèse de l'information stratigraphique	p. 194

INTRODUCTION

Jusqu'au début des années quatre-vingt-dix, les formations quaternaires de la vallée de l'Yonne n'ont fait l'objet que de rares études, contrairement à celles des bassins de la Seine aval et de la Somme. L'attention portée aux gisements paléolithiques régionaux, situés en contexte alluvial, apparaît encore plus restreinte.

Pourtant l'intérêt scientifique de ce secteur, particulièrement riche en vestiges, a été perçu dès le début du vingtième siècle. En effet, à la suite d'une rencontre avec Victor Commont (Hure, 1922), Augusta Hure publiait un état de la distribution des vestiges lithiques en fonction de leur répartition dans le système étagé des terrasses alluviales reconnues dans le secteur de Sens (Hure, 1926, 1927b). Ces travaux précurseurs, qui constituent les premières démarches chronostratigraphiques dans la vallée de l'Yonne, ont été malheureusement abandonnés après les dernières parutions de cet auteur (1927).

Les recherches ont été en partie reprises au début des années soixante-dix par Jean-Pierre Michel (1972) et l'édition des cartes géologiques du B.R.G.M.¹. Ces travaux sont guidés par une démarche quelque peu différente avec le souci essentiel d'une reconnaissance cartographique, mais la dimension chronostratigraphique est rappelée à travers le rappel des études d'Augusta Hure.

Le bassin de l'Yonne suscite enfin quelques intérêts à la fin des années quatre-vingts. Ces derniers travaux sont menés dans le cadre de l'opération d'archéologie préventive de l'autoroute A5 (Melun-Sens-Troyes). Ils se sont intéressés aux couvertures limoneuses qui jalonnent le plateau du Sénonais à l'est de la vallée de l'Yonne et qui localement recouvrent certains des hauts niveaux alluviaux (Deloze *et al.*, 1994). Les auteurs constatent alors la quasi « *absence de matériel acheuléen dans les formations sédimentaires antérieures au Saalien, à l'inverse des précédents travaux de synthèse (Hure, 1922, puis Girard-Farizy, 1984) qui concluaient à une bonne fréquence de l'Acheuléen* » (Deloze *et al.*, 1994).

Le caractère contradictoire de ces deux énoncés relève plus de lacunes d'informations que de divergences d'opinions. Elles procèdent uniquement d'une reconnaissance fragmentaire des formations quaternaires du bassin de l'Yonne en raison de la ténuité des résultats des travaux antérieurs qui, bien qu'initialisés relativement tôt par A. Hure, n'en demeurent pas moins sommaires.

La découverte fortuite, en octobre 1994 dans la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy, d'un gisement du Paléolithique inférieur compris dans une nappe alluviale ancienne est à l'origine de la reprise des études sur les formations sédimentaires du Pléistocène et le Paléolithique dans la basse vallée de l'Yonne. Inédite dans le sud-est du Bassin parisien, cette découverte ne pouvait devenir essentielle à la compréhension des premiers

¹ Bureau de la Recherche Géologique et Minière.

peuplements paléolithiques de l'Europe du nord-ouest que si elle se trouvait précisément positionnée au sein des formations pléistocènes.

La mise au jour, dans les années qui ont suivi, de cinq autres gisements du Paléolithique inférieur à Soucy n'a fait que renforcer cette nécessité tout en soulignant le besoin d'une approche paléogéographique. Depuis, la mise au jour de gisements du Paléolithique moyen, du début du Paléolithique supérieur et du Paléolithique final compris dans des sédiments fluviatiles appartenant à d'autres nappes alluviales est venue enrichir les premières découvertes.

Il incombait alors, dans un secteur presque vierge de toute étude, d'insérer les formations fluviatiles qui contiennent les différents gisements paléolithiques dans le système d'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne. L'établissement d'un cadre chronostratigraphique fiable, alors inexistant dans la région, est apparu indispensable.

Les recherches ont été menées avec deux objectifs. Le premier a été de replacer les nappes alluviales qui fossilisent ces occupations préhistoriques dans l'évolution globale de la vallée au cours du Quaternaire. Le second, plus ciblé, s'est attaché à l'étude de l'évolution de la plaine alluviale qui a fossilisé à Soucy six gisements du Paléolithique inférieur. Les travaux présentés se structurent selon cette double approche :

- la **première partie** constitue une présentation succincte du **contexte de l'étude** : le **cadre géologique, l'historique des recherches, la méthodologie et le cadre chronostratigraphique retenus**, sont présentés succinctement,

- la **deuxième partie** des travaux propose une présentation des **nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne**. Leur **géométrie**, la **cyclicité** des dépôts alluviaux et détritiques qui les recouvrent, **l'interprétation chronostratigraphique** du système d'étagement sont exposés, détaillés et analysés.

L'étude débute par la présentation du schéma de l'étagement des nappes alluviales. Ces travaux jettent les bases d'une individualisation géométrique dans laquelle la Nappe de Soucy qui contient les gisements du Paléolithique inférieur, est replacée. Bien qu'encore incomplet, ce schéma de l'étagement constitue une proposition raisonnée permettant d'articuler une approche chronostratigraphique d'une partie du système de l'étagement des nappes.

Celle-ci est alimentée par des observations lithostratigraphiques qui intègrent des résultats biostratigraphiques et géochronologiques. Ces observations lithostratigraphiques rendent compte de la rythmicité des dépôts sédimentaires et ce modèle est comparable à celui observé dans le bassin de la Somme (Sommé *et al.*, 1984 ; Antoine, 1990) où le

système d'étagement résulte d'une « *évolution morpho-sédimentaire cyclique à commande climatique* ».

L'analyse chronostratigraphique proprement dite est basée sur l'étude d'un certain nombre d'enregistrements litho- pédostratigraphiques des couvertures colluviales qui constituent un *terminus ante quem* pour les nappes alluviales sur lesquelles elles reposent. La reconnaissance d'horizons ou couches repères dans les coupes et leur corrélation avec des séquences sédimentaires locales puis régionales constituent les fondements de l'hypothèse chronostratigraphique proposée.

Insérée dans le système d'étagement des nappes alluviales et dans le schéma chronostratigraphique, l'étude de la Nappe de Soucy est présentée en troisième partie de ces travaux. Cette recherche participe à la progression des connaissances sur les milieux alluviaux du Pléistocène moyen du sud-est du Bassin de Paris jusque là imparfaitement connus.

■ la **troisième partie** s'attache à proposer un **modèle d'insertion des gisements du Paléolithique inférieur de Soucy dans les paléoenvironnements successifs** et à cerner leur **position dans le cycle climato-sédimentaire**.

Les différentes approches menées dans le cadre des fouilles exhaustives de quatre des six gisements paléolithiques ont permis de reconstituer le schéma de l'évolution de la plaine alluviale contemporaine des occupations préhistoriques. Cette reconstitution, fruit d'un travail interdisciplinaire, a été menée dans le double but de re-situer chacun des niveaux d'occupation dans les paysages successifs à l'échelle de l'ancienne plaine alluviale et d'établir une chronologie relative entre les différents gisements du Paléolithique inférieur fouillés.

1^{ère} PARTIE

CONTEXTE DE L'ÉTUDE : CADRE GÉOLOGIQUE, HISTORIQUE, MÉTHODOLOGIE ET CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

1 - CADRE DE L'ÉTUDE

1.1 - Cadre géomorphologique et structural général

L'Yonne prend sa source sur le Mont Prenelay (Nièvre), sur la bordure nord du massif du Morvan à une altitude de 855 m NGF environ. Elle se jette dans la Seine à Montereau (Seine et Marne), aux confins du Sénonais et de la Brie, à une altitude de 47 m NGF (fig. 1). Son cours se déroule sur 293 km selon un axe sud-sud-est – nord-nord-ouest. Du sud vers le nord, sa vallée sépare les plateaux du Tonnerrois, du Pays d'Othe et du Sénonais à l'est de la vallée, des côtes du Nivernais, des collines de la Puisaye et du plateau du Gâtinais à l'ouest de l'axe d'écoulement. Son bassin, qui s'étend sur 10 887 km², est drainé par quatre affluents principaux, du sud au nord : la Cure, le Serein, l'Armançon et la Vanne. Cet ensemble géographique s'intègre dans la partie sud-orientale du Bassin de Paris.

Le bassin sédimentaire de Paris s'insère entre les blocs hercyniens Armoricaïn, Arverno-Vosgien et Ardennais. Sa genèse remonte au Permien, époque à laquelle débute sa subsidence. L'affaissement graduel du bassin permet au domaine marin d'envahir le bassin qui progresse depuis le nord-est à partir du sillon de l'Eifel et de la dépression Sarroise (Trias, Lias). Au cours du Jurassique les transgressions s'avancent à partir du seuil du Bray, au nord-est, tandis qu'au Crétacé la progression du domaine marin s'organise à partir du seuil de Bourgogne au sud-est du bassin. La succession des transgressions au cours du Secondaire met en place une importante série sédimentaire interrompue à la fin du Jurassique par une courte période d'émersion (Tricart, 1949 ; Pomerol, 1978 ; Mégnien, 1980 ; Haguénauer et Hilly, 1987).

À la fin du Crétacé, au début du Maestrichtien, l'émersion du bassin débute, entrecoupée de périodes de transgressions. Cette sédimentation Tertiaire, plus lacunaire, s'accompagne de mouvements tectoniques intenses, en relation avec les orogénèses pyrénéenne et alpine, qui relèvent les bordures hercyniennes. Ces mouvements, en produisant le gauchissement du bassin, accentuent l'ensemble des pendages produits par la subsidence. Cette accentuation est sensible surtout à l'ouest et guide, dès le Miocène, l'installation du réseau hydrographique qui converge vers le centre du bassin, essentiellement à partir de ses marges sud et sud-est épargnées par les transgressions stampienne, aquitaniennne et helvétienne (Tricart, 1949 ; Pomerol, 1978 ; Mégnien, 1980).

Au Pliocène, la dernière transgression est contingentée à l'ouest du bassin. Sur le domaine continental, elle est contemporaine d'épandages détritiques ou d'écoulements fluviaux d'origine centralienne qui préfigurent les écoulements actuels (Sables du

Bourbonnais, Sables de Sologne/de Lozère). À la fin du Pliocène et au début du Pléistocène, les écoulements fluviaux principaux se fixent au droit des tracés actuels et débutent leur incision marquée, au début du Quaternaire, sur les sections aval des cours les plus importants (Pomerol, 1978 ; Mégnien, 1980).

Au cours du Quaternaire, l'enfoncement des cours d'eau sur le domaine continental est réalisé dans un contexte général de soulèvement du Bassin de Paris. Il fait apparaître par le jeu de l'érosion, un système de « *plate-formes structurales emboîtées limité par des cuesta* » (fig. 1) (Pomerol, 1973). Le processus révèle peu à peu, sur la bordure orientale du bassin, un relief monoclin à pendage général nord-ouest caractéristique, dont l'origine est issue, tour à tour, des processus de subsidence du bassin et des jeux de relèvement des bordures au cours du Secondaire puis du Tertiaire (Pomerol, 1978).

La vallée de l'Yonne s'inscrit dans le « *géotype oriental* » du Bassin parisien qui se définit par « *le développement de formes arquées et concentriques de cuesta interrompues par les percées conséquentes de rivières convergentes* » (Dewolf, 1987). Le long du tracé conséquent de la vallée de l'Yonne, Cl. Mégnien (1960) décompte huit cuesta et corniches taillées dans les faciès les plus résistants des terrains jurassiques et crétacés depuis le massif du Morvan. La confluence de l'Yonne avec la Seine à Montereau est réalisée au pied de la cuesta d'Ile de France, façonnée dans les calcaires tertiaires (fig. 2). Entre le Massif du Morvan où l'Yonne prend sa source et sa confluence avec la Seine, l'Yonne traverse deux vastes dépressions ; la dépression de Terre Plaine façonnée dans les terrains argileux liasiques qui bordent immédiatement au nord le massif cristallin du Morvan, et la dépression du Crétacé inférieur, taillée dans des sables et argiles, située entre Auxerre et Joigny et qui sépare les terrains calcaires et marneux du Jurassique au sud, des terrains crayeux du Crétacé supérieur au nord.

La basse vallée de l'Yonne correspond à la partie encaissée uniquement dans les terrains du Crétacé supérieur (fig. 3). D'amont en aval, cette section débute avec le franchissement de la cuesta du Turonien au niveau de Joigny et prend fin au pied du front de la cuesta d'Ile de France au niveau de la confluence avec la Seine.

1.2 - Données morphostructurales et géologiques régionales

La basse vallée de l'Yonne, domaine de notre approche, est donc inscrite dans les seuls terrains crayeux du Crétacé supérieur. Les altitudes du plateau, en rive droite, décroissent régulièrement du sud où elles culminent à 240 m, vers le nord où elles atteignent 180 m sur l'interfluve qui domine la confluence Seine-Yonne. L'Yonne entaille

successivement les faciès crayeux du Turonien puis ceux du Sénonien. L'encaissement du cours actuel de l'Yonne est de l'ordre de 130 m en moyenne.

À l'amont, la traversée des faciès turoniens, constitués d'une craie compacte qui se présente en bancs massifs, détermine une vallée étroite large de un à deux kilomètres qui décrit des méandres encaissés, notamment au niveau de Saint-Julien-du-Sault et d'Étigny/Gron (fig. 3). Entre Joigny et Villeneuve-sur-Yonne, la vallée s'organise selon un défilé dont les pentes escarpées laissent souvent apparaître la roche en place comme à Rosoy en rive droite.

Au débouché du défilé, à l'aval de Villeneuve-sur-Yonne/Passy, la vallée s'élargit (fig. 3). Elle entaille peu à peu les terrains sénoniens représentés, pour les premiers, par les craies blanches à silex du Coniacien. Jusqu'à la confluence avec la Seine, le fond de la vallée s'étale sur une largeur constante de l'ordre de 2 à 3 km. La vallée présente un profil perpendiculaire dissymétrique, bordée à l'ouest par un talus plus ou moins abrupt, au dénivelé d'une centaine de mètres développé sur un kilomètre entre la concavité basale et le rebord du plateau. À l'est, le talus présente un dénivelé moins important (de l'ordre de 50 m sur 3 km) qui se raccorde au fond de vallée par un glacis qui s'étend sur 2 km en moyenne.

Au sortir des derniers terrains du Turonien, au nord de Rosoy, le lit actuel de l'Yonne suit un tracé globalement rectiligne qui longe le pied du versant occidental, jusqu'à Pont-sur-Yonne (fig. 3). Plus à l'aval, et jusqu'à la confluence avec la Seine, le cours développe une série de méandres libres qui lui permettent de divaguer de part en part de sa plaine alluviale actuelle (fig. 3).

2 - HISTORIQUE ET LIMITES DES DONNÉES SUR LES NAPPES ALLUVIALES DE LA VALLÉE DE L'YONNE

2.1 - Historique

En 1922, dans un article intitulé *le Sénonais Préhistorique*, A. Hure constituait un inventaire, commune par commune, des vestiges pré- et protohistoriques et paléontologiques à partir de ses travaux dans la vallée de l'Yonne et des collections rassemblées par des prospecteurs locaux. De cet inventaire ressort, en filigrane, une répartition des vestiges contenus dans les formations fluviales en fonction de leur situation présumée par rapport au fond de vallée actuel. La démarche reste cependant

incertaine car les découvertes évoquées sont isolées et ne bénéficient pas d'une localisation rigoureuse. Par ailleurs, contrairement à la démarche poursuivie pour les tufs de la vallée de la Vanne (Hure, 1912), aucune des découvertes n'est replacée dans son contexte stratigraphique local.

Cependant, cet article marque un tournant dans les travaux d'A. Hure. Elle y évoque sa rencontre avec V. Commont qui, de toute évidence, a ré-orienté sa démarche dans l'approche des gisements paléolithiques ; cette influence est perceptible dans ses travaux ultérieurs. Dès lors, elle tente systématiquement d'insérer les vestiges dans une stratigraphie qu'elle élabore à l'échelle de la basse vallée de l'Yonne. Elle s'intéresse aux couvertures limoneuses qui couvrent les plateaux à partir d'observations réalisées dans des tranchées militaires de la première guerre mondiale (Hure, 1924). Elle recherche les profils les plus dilatés, situés dans des « *dépressions* », et dresse rapidement leur description basée sur la couleur, la texture et l'effervescence à l'acide des sédiments. Elle remarque que ces limons contiennent deux générations d'industrie lithique. La plus récente, qualifiée de moustérienne, est située dans leur partie supérieure, la plus ancienne est découverte à la base des limons et livre une industrie également qualifiée moustérienne mais à « *larges éclats Levallois* ». Elle conclut que la mise en place de ces limons des plateaux s'est déroulée lors « *du stade entier du moustérien* ». Ce constat selon elle, permet dès lors d'établir un « *parallélisme entre cette formation ... (et) d'autres formations du même âge... (situées sur) ... les terrasses quaternaires (des) vallées actuelles* ». Ainsi, en 1926, elle publie un article sur les sablières de Vinneuf et de Courlon qu'elle positionne à une altitude de « *110 m (soit) 53 m au-dessus de l'Yonne* » (fig. 4). Les sables constitutifs ont livré « *un niveau moustérien* » qui se distingue par la « *fréquence de ses lames* ». Elle raccorde ces dépôts fluviatiles aux limons des plateaux évoqués ci-avant. En 1927, elle aboutit, dans un article intitulé *les terrasses de la vallée du nord de l'Yonne*, à un schéma d'étagement de trois « *terrasses* », établi dans le secteur de Sens (Hure, 1927b).

- La première terrasse distinguée, affleure à une altitude de « *70-72 m* ». Elle est constituée de « *sables et graviers* » qui peuvent être sous-tendus par des « *sables et limons* ». Dans la gravière du Brisson², la base de la terrasse a livré « *une station du moustérien en place* » remarquable par sa richesse (fig. 4).
- La deuxième terrasse qui affleure entre « *75 (et) 85 m* », s'emboîte partiellement, d'après l'auteur, dans la troisième. Repérée sur le confluent Yonne-Vanne, sa base est constituée de limons qui peuvent être épais de deux mètres et dans lesquels des « *silex de types Levallois* » ont été retrouvés. Elle est recouverte par un « *læss jaune calcaireux* », lui-

² Ancienne gare est de Sens.

même surmonté par un « *lehm* (contenant des) *silex* (...) *de l'époque du Renne* ».

- La troisième terrasse située entre « 85 (et) 90 m » a été repérée à Soucy. Elle est dilatée sur « 3 à 6 m » d'épaisseur et comprend des « *silex préhistoriques de faciès Chelléen* ».

Les cartes géologiques au 50 000^{ème} éditées au cours des années 1967-1972 (Neau *et al.*, 1971, 1973, 1976 ; Motti *et al.*, 1973) distinguent, quant à elles, un système de six nappes notées Fy à Ft reconnues lors de campagnes de prospections pédestres, essentiellement d'après l'altitude de leurs affleurements (fig. 4). Les formations alluviales paraissent installées sur des replats en pente douce, d'autant plus nets qu'ils occupent une situation en haut de versant. Ces replats sont séparés les uns des autres par des glacis, recouverts de formations remaniées, qui masquent en bas de versant les dernières formations alluviales, compliquant l'individualisation voire la reconnaissance des formations fluviatiles les plus récentes. Les premières attributions chronologiques quant à la mise en place de ces différentes formations alluviales ont été émises à titre d'hypothèse sur la base d'arguments paléontologiques et préhistoriques trop rares et mal localisés. Ainsi, les nappes antérieures à la nappe Fx pourraient être « *mindéliennes* » du fait de la découverte d'industries acheuléennes dans la nappe dite Fv à Vinneuf (cote altimétrique : 110 m). La nappe Fy qui occupe le fond de vallée et a livré des industries moustériennes dans la carrière du « Brisson » est rapportée au « *Würm* ».

À la même époque, une étude est menée sur les formations alluviales du bassin amont de la Seine par J.-P. Michel (1972). Pour la vallée de l'Yonne, l'auteur enregistre quatre niveaux de terrasses fluviatiles antérieures à la nappe actuelle d'après l'altitude des affleurements recensés.

- Ainsi, les altitudes relatives pour la « *basse terrasse* » sont situées entre les valeurs 8 - 20 m.
- La « *moyenne terrasse* » est placée une altitude relative de 20 à 38 m.
- La haute terrasse est positionnée à une altitude relative de l'ordre de la quarantaine de mètres.
- Enfin, la « *très haute terrasse* » culmine à une soixantaine de mètres au-dessus du cours actuel de l'Yonne.

Il définit, par ailleurs, un groupe de nappes dont l'altitude relative est intermédiaire entre la « *basse* » et la « *moyenne terrasse* » et s'interroge sur la possibilité qu'il puisse se rattacher de façon partagée aux catégories des « *basses* » et des « *moyennes terrasses* ».

Dans le même temps, mais dans la vallée de la Seine, juste à l'aval de la confluence Seine-Yonne, R. Paepe (1969), puis A. Roblin (1980) et enfin J.-P. Lautridou (1985) entreprennent l'étude de la couverture limoneuse qui scelle une nappe alluviale ancienne de la Seine à Bréau-Maladrerie, près de Montereau (Seine et Marne) (fig. 4). En plaçant la mise en place de sa base au Weichselien ancien, les auteurs rapportent celle de la nappe alluviale caillouteuse sous-jacente au Saalien.

L'individualisation cartographique précise des différentes nappes à partir des seules données altimétriques de surface selon un axe perpendiculaire à l'axe de la vallée, est donc apparue malaisée pour les auteurs des cartes géologiques. Les plus anciennes, situées en haut de versant, ne se distinguent pas du fait des raccords qui s'établissent en glaciaires, tandis que des couvertures colluviales masquent celles localisées en bas et pied de versant. De fait, ces travaux ne permettent pas l'établissement de relations longitudinales rigoureuses d'un affleurement à l'autre ainsi que le traduit la démultiplication locale des nappes types³, démultiplication qui montre cependant la complexité de l'agencement des différentes formations fluviatiles les unes par rapport aux autres. La réalité du dispositif de répartition altimétrique des nappes alluviales de la vallée de l'Yonne nécessite de reconsidérer la géométrie de ces dépôts à travers les schémas définis sur les systèmes d'étagement de la Seine moyenne et de la Somme.

2.2 - Les travaux récents dans les vallées de la Seine et de la Somme

Sur la base d'observations menées dans le méandre de Mantes (Yvelines) dans la vallée de la Seine, F. Lécolle (1980, 1982 et 1989) établit que les nappes alluviales correspondent à des cycles sédimentaires dans lesquels cinq phases principales sont distinguées (fig. 5). La première se manifeste par une phase érosive intense qui détermine « *des tronçatures (...) dans les nappes précédemment déposées et se prolongent par un surcreusement du bed-rock correspondant (...) à l'enfoncement (du fleuve) à une époque donnée* » (étape 4, fig. 5). Suit une phase de sédimentation fluviatile fine (étape 5, fig. 5). Elle est suivie par un retour du froid qui s'accompagne d'abord d'une érosion mineure (étape 1, fig. 5), puis du dépôt d'éléments grossiers (étape 2, fig. 5). La dernière étape (étape 3, fig. 5) qui se déroule toujours dans un contexte rigoureux, voit la mise en place de dépôts plus fins en réponse à des contrastes saisonniers moins importants. En fin de période froide, une nouvelle phase d'érosion intense intervient ; elle permet une nouvelle incision du plancher rocheux (retour à l'étape 4, fig. 5). L'auteur rappelle que certains

³ Localement la nappe Fw se décline en Fw1 et Fw2.

termes peuvent être absents du fait de processus d'érosion, restreignant les corrélations stratigraphiques longitudinales, à la différence des phases érosives fondamentales (étape 4, fig. 5) qui, elles, peuvent être repérées et suivies car elles s'impriment dans le substrat rocheux qu'elles entaillent. Il définit ainsi « *une nappe alluviale (...) comme l'ensemble des dépôts compris entre deux phases érosives intenses qui ont laissé leur empreinte dans le bed-rock par un palier d'érosion d'altimétrie facilement repérable et de présence régionale constante* » (Lécolle, 1980). Cependant, il apparaît dans certains cas que certaines phases érosives n'ont pas entamé le plancher. Une nappe peut ainsi « *représenter plusieurs cycles sédimentaires qui définissent autant de sous-nappes* » (Lécolle, 1989).

Dans la région mantaise, seize replats d'érosion taillés dans le substrat ont été dénombrés (fig. 6) (Lécolle, 1989). Un talus au dénivelé de 1 à 2 m les sépare les uns des autres. Ces paliers d'érosion sont associés à vingt-trois cycles sédimentaires, aux lithofaciès répétitifs, qui représentent chacun une unité sédimentaire, révélatrice globalement d'une péjoration climatique, compte tenu du caractère grossier des dépôts et des restes fauniques et malacologiques que chacune contient. La séquence observée sur le cours moyen de la vallée de la Seine couvre l'ensemble du Pléistocène moyen et supérieur (Lécolle, 1989).

Dans le bassin de la Somme, à la suite des travaux entrepris par V. Commont (1910, 1991) puis par F. Bourdier (1969), P. Haesaerts et C. Dupuis (1986) reprennent les travaux sur l'étagement des nappes en considérant les seules données altimétriques enregistrées à la base des dépôts. L'agencement retenu tient compte de la pente du talweg actuel de la vallée. La répartition longitudinale proposée distingue une dizaine de nappes alluviales dont la distribution est parallèle à l'inclinaison du plancher de la nappe de fond. L'ensemble du système d'étagement couvre une période de 800 000 ans. Chacune des nappes constitue une « *entité morphologique et sédimentaire* » spécifique, composée à la base d'un cailloutis grossier, surmonté de formations sédimentaires fines souvent tronquées. Chacune des nappes représente le bilan sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire où la mise en place du cailloutis fluviatile de base est réalisée en contexte périglaciaire, tandis que le dépôt des formations fines intervient sous des conditions de type Tardiglaciaire ou début Glaciaire (Sommé, 1984 ; Sommé *et al.*, 1984 ; Haesaerts et Dupuis, 1986).

L'approche est poursuivie, dans le bassin de la Somme, par P. Antoine (1990). Elle débouche sur la synthèse exhaustive des données déjà acquises, augmentées de résultats inédits obtenus à partir de nouvelles références altimétriques et stratigraphiques. Cette synthèse permet à l'auteur de mettre en évidence neuf planchers d'incision antérieurs à la Nappe de Fond, séparés les uns des autres par des écarts altimétriques de valeur constante (fig. 7). Chacun des planchers est surmonté d'une nappe alluviale unique qui présente le même bilan sédimentaire d'une nappe à l'autre et dans lequel se succèdent des graviers

fluviales déposés sous des conditions périglaciaires surmontés de formations fines mises en place sous des conditions tempérées continentales. Le caractère répétitif du système d'étagement des nappes alluviales du bassin de la Somme et la similitude des bilans de sédimentation successifs qui coiffent chaque plancher d'incision conduit l'auteur à confirmer l'hypothèse selon laquelle « *chaque nappe alluviale correspond au bilan morpho-sédimentaire d'un cycle Glaciaire-Interglaciaire* » énoncée sous la forme de cycle climato-sédimentaire par F. Bourdier dès 1938 (Bourdier, 1938 ; Bourdier et Lautridou, 1974). L'enregistrement global corrélé de façon systématique avec les données obtenues à partir des études pédostratigraphiques sur les formations limoneuses de couverture permet à l'auteur de proposer une interprétation chronostratigraphique pour l'ensemble du système d'étagement des nappes du bassin de la Somme. Cette lecture couvre les derniers 900 000 ans (Antoine, 1990).

3 - MÉTHODE D'APPROCHE POUR L'ÉTUDE DU SYSTÈME D'ÉTAGEMENT DES NAPPES ALLUVIALES DE LA BASSE VALLÉE DE L'YONNE

La reprise de l'étude sur l'étagement des nappes alluviales de la vallée de l'Yonne que nous avons entamée en 1997 (Chaussé, 1997) est inspirée des travaux menés par F. Lécolle (1980, 1989) dans la vallée de la Seine et par P. Haesaerts et C. Dupuis (1986) puis par P. Antoine (1990) dans le bassin de la Somme. Elle s'appuie, ainsi que le recommandent ces auteurs, sur la valeur de la cote altimétrique du plancher d'érosion qui supporte chacune des nappes telles qu'elles ont été définies par F. Lécolle (1980).

3.1 - Les sources documentaires

Les valeurs des différents paliers d'érosion dans la vallée de l'Yonne ont été obtenues à partir du dépouillement exhaustif des données des sondages géotechniques réalisés dans le cadre de la prospection de gisements de granulats, de la mise en place de tracés linéaires ferroviaires ou routiers et de travaux de prospection privés (puits, urbanisme, pétrole...) (cf. annexe A).

Ces données ont été reportées sur un document cartographique, établi à partir de l'assemblage des cartes IGN au 50 000^{ème} de Montereau, Sergines, Sens et Joigny (Motti *et al.*, 1973 ; Neau *et al.*, 1971, 1973 et 1976) (fig. 8). Ce document regroupe l'ensemble des sondages positionnés selon leurs coordonnées Lambert.

La principale source d'information provient des travaux prospectifs menés par les grandes entreprises d'extraction de granulats qui exploitent des parcelles couvrant plusieurs dizaines d'hectares (Redland, Compagnie Sablière de la Seine, GSM, pour l'essentiel et pour la vallée de l'Yonne). Dans le souci d'évaluer les volumes de matériaux alluvionnaires effectivement exploitables, le plancher rocheux est systématiquement recherché par forages, lesquels sont établis selon un maillage qui varie de 50 à 100 m selon les exploitations. Chacun des sondages détaille également l'épaisseur des sédiments dits « de découverte⁴ ».

Les entreprises plus modestes, quant à elles, ne disposent pas d'une documentation géotechnique. Elles sont implantées surtout à l'amont de la basse vallée de l'Yonne (section d'Auxerre à Joigny), œuvrent sur des gisements déjà connus généralement sub-affleurants et extraient « au jugé » sur des surfaces plus réduites. Ce secteur ne dispose donc pas de données exhaustives provenant des entreprises de granulats.

Les activités des unes et des autres sont surtout concentrées sur la plaine alluviale actuelle de l'Yonne. Toutefois, et depuis peu, un certain nombre de carrières appartenant aux plus grandes entreprises s'installe sur les versants de la vallée de l'Yonne, comme à Soucy ou encore à la Tombe (Seine et Marne) dans la vallée de la Seine sur la confluence Seine-Yonne. L'installation de ces exploitations sur les versants de la vallée est motivée par la recherche de nouveaux gisements en réponse à l'épuisement des stocks de la plaine alluviale actuelle mais aussi en réponse aux arrêtés préfectoraux qui interdisent de plus en plus les extractions en fond de vallée, là où la pression urbaine et écologique est la plus forte.

La seconde source provient de travaux linéaires élaborés à l'occasion de la mise en place de tracés routiers, autoroutiers ou ferroviaires. Depuis les années soixante-dix ces travaux se sont multipliés le long de la vallée de l'Yonne.

Ainsi la première ligne ferroviaire à grande vitesse (TGV) raccordant Paris à Lyon traverse du nord au sud la vallée de la Seine à l'amont de la confluence Seine-Yonne avant de longer le rebord du plateau Sénonais en rive droite de la vallée de l'Yonne jusqu'aux environs de Soucy (données SNCF). Le tracé de l'autoroute A5 (Paris-Troyes) double celui de la ligne TGV depuis Melun jusqu'à Soucy, puis bifurque plus à l'est au-delà

⁴ « Les sédiments de découverte » désignent, pour les exploitants de granulats, des matériaux impropres à l'exploitation. Ils regroupent des sédiments dont la granulométrie est inférieure à 4 mm ainsi que des matériaux où les textures sont mélangées.

(données de la Société des Autoroutes Paris-Rhin-Rhône). Un raccord autoroutier entre l'A5 et l'A6, l'autoroute A160, franchit d'est en ouest la vallée de l'Yonne au nord de Sens⁵. Au cours des années 1980-1990 ; la Route Nationale 6 a été déviée à l'est de Sens et à l'ouest de Joigny afin de délester les centres-villes du trafic routier (données CETE⁶, Direction Départementale de l'Équipement).

Ces nouveaux tracés empruntent le fond de vallée actuel. Les sondages réalisés dans le cadre de ces travaux bénéficient tous d'une localisation en coordonnées Lambert et d'une cote NGF. Cependant, de par la nature des aménagements, conçus de façon à minimiser la valeur des pentes des ouvrages par rapport à la topographie du terrain naturel, les différents tracés sont alternativement établis sur des remblais et sur des terrassements. En fonction du projet retenu, les sondages peuvent ne pas avoir été établis jusqu'au substrat rocheux, dont la reconnaissance est indispensable dans le cadre des travaux présentés ici.

La troisième source provient de nombreux sondages ponctuels réalisés pour des besoins divers à la demande de particuliers et de collectivités⁷. La qualité de l'information provenant de ces forages est inégale d'un sondage à l'autre. Ainsi, certaines localisations Lambert manquent, ou sont imprécises, compliquant le positionnement des sondages. Les cotes altimétriques apparaissent parfois, elles aussi, incertaines dans le détail. Enfin, établis pour des besoins spécifiques, ces sondages n'atteignent pas de façon systématique le substrat rocheux.

La quatrième source provient de données bibliographiques. Le secteur de la confluence Seine-Yonne est quasiment dépourvu de données de sondages en raison, notamment, de l'inexploitabilité des carottages provenant des carrières de Villeneuve-la-Guyard, installées sur la plaine alluviale actuelle. En effet, les données provenant de ce secteur n'ont pu être retenues en raison de la forte imprécision des cotes altimétriques de la topographie actuelle (les nivellements ont été moyennés à 60 m NGF pour tous les sondages), qui ne permet pas de restituer la valeur NGF du plancher rocheux.

La restitution longitudinale du plancher de la Nappe de Fond a cependant pu être réalisée grâce à l'introduction de données provenant de la vallée de la Seine. Ces données qui ont été extraites de sources bibliographiques (Mégny, 1979 ; Roblin-Jouve, 1980 et *in litteris* ; Descombes, 1982), privilégient le secteur situé immédiatement à l'aval de la confluence. Cette collecte non exhaustive de sondages géotechniques à l'aval de la confluence a été étendue sur quelques kilomètres en amont de cette dernière, dans la vallée

⁵ L'autoroute A160 est aujourd'hui rebaptisée sous le sigle A19 ; les données proviennent de la SAPRR.

⁶ Laboratoire régional des Ponts et Chaussées, Autun (Saône et Loire).

⁷ Urbanisme, captages, recherches en ressources..., données CETE, collectées auprès de la Banque du Sous-Sol du BRGM de Dijon (Côte d'Or).

de la Seine afin d'intégrer les travaux de Cl. Mégnien (1979), localisés entre La-Tombe et Chatenay-sur-Seine ainsi que ceux de A. Roblin-Jouve autour de Marolles (Roblin-Jouve, 1980 et *in litteris*, 1999). Ces dernières observations complètent les données TGV/A5 au niveau du franchissement de la Seine qui ont été intégrées dans le présent travail.

Ainsi, la prise en compte des données sur la vallée de la Seine en Bassée permet de raccorder le profil longitudinal du plancher de la Nappe de Fond de l'Yonne à celui de la Nappe de Fond de la Seine à l'aval de la confluence, mais aussi d'établir le profil longitudinal de l'incision maximale pour la vallée de la Seine, de part et d'autre de la confluence.

3.2 - La distribution cartographique des données de sondage

Le dépouillement de l'ensemble de cette documentation fait état de 425 points d'observation pour les travaux de voirie et les prospections isolées (cf. annexe A). Ces points sont inégalement répartis sur les quatre feuilles IGN au 50 000^{ème} (fig. 8). Les grands travaux qui regroupent l'essentiel des sondages établis sont plutôt concentrés sur la bordure occidentale du Plateau du Sénonais et sur la plaine alluviale actuelle de l'Yonne autour de Sens. Un certain nombre de points établis autour de Joigny complète cette répartition surtout concentrée au nord du secteur d'étude.

La somme des sondages établis pour le compte des gravières regroupe plus de 500 points d'observation. Essentiellement implantés dans le fond de la vallée, leur localisation s'établit « en grappe » correspondant aux périmètres des carrières situées sur les communes, d'amont en aval, de Saint-Julien-du-Sault, Passy/Étigny/Gron, Pont-sur-Yonne, Soucy et Vinneuf.

3.3 - Méthode d'élaboration du profil longitudinal

L'établissement du profil en long du plancher de la Nappe de Fond selon l'axe longitudinal de la vallée permet de préciser la valeur de l'inclinaison du dernier plancher d'érosion correspondant à la dernière incision. Le profil établi constitue dès lors un profil de référence à partir duquel la répartition des nappes alluviales antérieures peut être appréciée sur la base des différents écarts altimétriques qui séparent chacun des planchers d'érosion de celui de la Nappe de Fond.

La fiabilité du profil du plancher de la dernière incision repose sur un volume de données d'observation suffisant, réparties à intervalle régulier le long de l'axe d'étude. Dans la basse vallée de l'Yonne, les sondages géotechniques pour la Nappe de Fond se répartissent selon une maille qui varie de deux à cinq kilomètres.

Le profil longitudinal que nous présentons a été bâti à partir d'un axe théorique dit des distances cumulées, exprimé en kilomètre (fig. 8). Son origine a été fixée par convention sur le point de confluence Seine-Yonne situé à Montereau. Dans la vallée de l'Yonne, cet axe des distances se présente sous une forme segmentée de façon à suivre au plus près le tracé de l'actuel fond de vallée dans sa partie médiane. Cet axe a été établi jusqu'à Joigny et s'étend sur une distance de 67 km.

L'axe des distances dans la vallée de la Seine de part et d'autre de la confluence a été construit sur le même principe. Le point de confluence Seine-Yonne représente également l'origine théorique à partir de laquelle les distances ont été calculées. Cependant, afin d'éviter toute confusion, les distances établies par rapport au point de confluence ont été discriminées en précisant la situation amont ou aval des données présentées dans le tableau des données de l'annexe A.

Le report, le long de cet axe théorique des distances, des données de sondages qui ont livré une séquence sédimentaire fluviale permet de distinguer onze niveaux d'incision distincts antérieurs au dernier plancher d'érosion. Ils s'échelonnent entre ± 3 et ± 80 m d'altitude relative au-dessus du plancher de l'incision maximum (fig. 10).

4 - ÉLÉMENTS POUR UNE APPROCHE CHRONO-STRATIGRAPHIQUE

4.1 - Méthodes d'approche utilisées

L'insertion du système de terrasses de la basse vallée de l'Yonne dans un cadre chronostratigraphique nécessite de considérer chacun des dépôts selon la succession lithostratigraphique enregistrée, la valeur des variables biostratigraphiques contenues dans les unités stratigraphiques repérées et les mesures géochronologiques obtenues pour ces mêmes unités.

Les premières données biostratigraphiques ont pu être rassemblées sur un nombre restreint de nappes alluviales en raison du caractère récent de l'approche. Néanmoins, les

études associent des analyses palynologiques menées par Ch. Leroyer⁸ et G. Allenet⁹, malacologiques réalisées par N. Limondin-Lozouet¹⁰, des approches sur les petits mammifères et la grande faune mammalienne conduites respectivement par Th. van Kolfschoten¹¹ et C. Bémilli¹².

Outre les analyses au radiocarbone¹³, des données géochronologiques ont été obtenues à partir de deux méthodes isotopiques complémentaires. La Résonance Paramagnétique Électronique (RPE) a été mise en œuvre par P. Voinchet¹⁴, tandis que des datations, encore inédites, par Uranium-Thorium (U-Th) sur émail dentaires ont été réalisées par J.-J. Bahain¹⁵. Enfin, une approche aminochronologique a été entamée par S. Occhietti¹⁶.

Les propositions bio- et géochronologique ainsi dégagées ont été confrontées à une étude litho- pédostratigraphique des séquences sédimentaires détritiques qui recouvrent les différentes catégories de nappes alluviales définies. Elle combine des enregistrements de terrains et des observations de laboratoire et sous microscope. En permettant d'établir un cadre lithostratigraphique local, cette étude litho- pédostratigraphique a débouché sur une analyse chronostratigraphique du système de terrasses le plus récent de la vallée de l'Yonne par corrélation avec des séquences sédimentaires de valeur locale puis régionale.

4.2 - Le cadre chronostratigraphique retenu

Du fait de leur appartenance commune au même bassin sédimentaire de Paris, il nous apparaît nécessaire de raccorder le schéma litho- pédostratigraphique dégagé de l'étude des séquences sédimentaires de la vallée de l'Yonne avec ceux des bassins de la Seine et de la Somme. L'Yonne appartient en outre au bassin hydrographique de la Seine avec laquelle elle conflue au sud-est de Paris. Enfin, la vallée de l'Yonne et plus particulièrement sa section aval partage avec la vallée de la Somme une configuration géologique comparable. Les deux vallées sont incisées dans le même substrat crayeux du Crétacé.

⁸ Centre National de Préhistoire (CNP), Périgueux (24).

⁹ Institut National de la Recherche Archéologique Préventive (INRAP), Bordeaux (33) et Centre National de Préhistoire (CNP), Périgueux (24).

¹⁰ CNRS, Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591, Meudon (92).

¹¹ Faculty of Archaeology, Leiden University (Pays-Bas).

¹² Institut National de la Recherche Archéologique Préventive (INRAP), Paris (75), et Maison de L'Archéologie et de l'Ethnologie, Université de Nanterre (92).

¹³ Centre de Datation par le RadioCarbone, Université Claude Bernard – Lyon 1, Villeurbanne (69) et CEA/CNRS, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette (91).

¹⁴ UMR 6569, Laboratoire de Préhistoire, Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris (75).

¹⁵ UMR 6569, Laboratoire de Préhistoire, Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris (75).

¹⁶ GEOTOP, Université du Québec, Montréal (Canada).

Étudiés depuis plusieurs décennies, les bassins de la Seine moyenne et aval et de la Somme ont fourni un certain nombre de séquences lithologiques. Les corrélations entre ces séquences et aussi celles observées en Belgique et en Bretagne ont contribué à l'élaboration de synthèses lithostratigraphiques débouchant sur une interprétation chronostratigraphique (Sommé *et al.*, 1980 ; Lautridou *et al.*, 1986).

L'acquisition de nouveaux résultats a abouti à l'amendement des premières synthèses lithostratigraphiques régionales avec notamment l'introduction de nouvelles données sur des formations marines repérées le long des côtes depuis les Flandres jusqu'au Cotentin, sur des formations fluviatiles enregistrées dans la moyenne vallée de la Seine, dans les vallées de la Somme et du Lys et enfin sur des séquences de versant observées tant en Picardie qu'en Normandie (Antoine *et al.*, 1998).

Ce cadre lithostratigraphique précis pour la moitié nord de la France propose l'établissement de raccords entre les séquences lithostratigraphiques, conforté par des données paléontologiques et géochronologiques (fig. 9). L'interprétation chronostratigraphique avancée est fondée sur la corrélation entre les séquences lithostratigraphiques étudiées et les enregistrements climatiques globaux.

Établie à l'échelle du Bassin de Paris, cette synthèse lithostratigraphique et son interprétation chronostratigraphique constituent le cadre de référence des travaux présentés dans ce mémoire.

2^{ème} PARTIE

LES NAPPES ALLUVIALES DE LA BASSE VALLÉE DE L'YONNE : GÉOMETRIE, CYCLICITÉ, CHRONOSTRATIGRAPHIE

Le dépouillement de la documentation géotechnique (annexe A) et le positionnement des différentes formations fluviatiles repérées le long du profil longitudinal de la basse vallée de l'Yonne ont permis de dégager le schéma de l'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne qui distingue onze planchers d'incisions antérieurs au plancher rocheux de l'actuelle nappe de fond (fig. 10). Leur répartition altimétrique, pour les plus récents, est sub-parallèle au profil longitudinal de l'incision maximum.

Leur individualisation est basée sur la confrontation du profil en long avec des profils transverses réalisés à partir de la documentation géotechnique constituée dans le cadre des ouvrages de voirie ou d'extraction de granulats pour l'essentiel (fig. 12 à 19). Ces profils perpendiculaires, en précisant la morphologie du toit du substrat Crétacé, ont permis de fixer le modelé de chaque creusement imputable à l'enfoncement du cours.

Chacun des planchers est recouvert par des dépôts fluviatiles, scellés pour les plus récents, par des sédiments issus du démantèlement des versants. La présentation et l'analyse de chacune des formations sont présentées à la suite de l'exposé de la géométrie de chacun des planchers d'incision.

1 - LA DERNIÈRE INCISION

1.1 - Le profil longitudinal de la dernière incision de l'Yonne

Le profil de la dernière incision a été représenté à partir d'une ligne qui rejoint les *minima* enregistrés pour les cotes altimétriques du plancher rocheux (fig. 10). Il est établi depuis Joigny jusqu'à Pincevent à l'ouest de Montereau. À l'amont, il est situé à une altitude de 68 m NGF et atteint 40,5 m NGF au droit de la confluence Seine-Yonne. Il descend jusqu'à 36,2 m NGF au niveau de Pincevent. La pente moyenne est de l'ordre de 0,45 ‰ (soit un dénivelé moyen de 0,45 m par kilomètre). La morphologie du profil en long est structurée par des paliers à pente faible (comprise entre 0,23 ‰ et 0,32 ‰) séparés les uns des autres par de brèves ruptures de pente à plus forte déclivité (0,84 à 1,74 ‰).

L'établissement du profil en long de la dernière incision constitue le profil de référence à partir duquel la distribution des nappes alluviales antérieures à la Nappe de Fond peut être appréciée (fig. 10 et 11). Le positionnement de chacune de ces nappes par

rapport au profil longitudinal du plancher de la Nappe de Fond ainsi que leur description quand leur observation a été possible sont exposés après la présentation de la dernière nappe qui tapisse le fond actuel de la vallée.

1.2 - La Nappe de Fond

La Nappe de Fond qui repose sur la dernière incision atteint en moyenne 6 à 8 m d'épaisseur. Elle est constituée de deux corps sédimentaires principaux distingués grâce à la documentation géotechnique et différentes observations menées dans les gravières (fig. 12 à 19).

À la base, la première assise est composée d'un matériau grossier silico-calcaire. Il comprend une fraction sableuse composée à 30 % de quartz. Les sables sont associés à des éléments grossiers (fractions supérieures à 20 mm) dominés par des éléments calcaires non crayeux qui représentent entre 35 et 40 % des cortèges et des silex qui constituent entre 15 et 25 % des cortèges (Doridot et Lesauvage, 1972). Cette première unité est développée sur 5 à 6 m d'épaisseur en moyenne.

Les matériaux grossiers sont surmontés par des sédiments fins sablo-limoneux. À Marsangy, au sud de Sens, A. Roblin-Jouve (*in* Schmider, 1992) a montré que les limons fluviatiles étaient apparentés aux formations limoneuses présentes sur les plateaux environnants et les versants. D'après l'auteur, leur mise en place résulterait d'une phase d'érosion calée à la fin du Pléniglaciaire Weichselien/début du Tardiglaciaire. Cette première phase d'incision aurait été suivie d'un nouvel approfondissement des talwegs des cours d'eau principaux qui atteint les planchers rocheux. Cet épisode se serait produit à la fin du Tardiglaciaire, plus précisément au cours du Dryas récent et du Préboréal (Roblin-Jouve et Rodriguez [coll.], 1997 ; Lautridou *et al.*, 1999).

1.3 - Profils stratigraphiques de la Nappe de Fond au sud de Sens

1.3.1 - La Nappe de Fond dans la gravière d'Étigny « le-Brassot »

Le gisement alluvionnaire d'Étigny « le-Brassot » est situé au sud de Sens en rive gauche de l'Yonne. Les gravières sont installées dans une boucle de méandre qui s'étend sur 3 km² environ (fig. 8, 17, 20 et 21) (Chaussé *in* Connet *et al.*, 1999). L'enregistrement

stratigraphique à Étigny « le-Brassot » s'établit comme suit (fig. 22 et 23) (de bas en haut) :

[1] : Le cailloutis grossier constitutif de la Nappe de Fond repose sur la craie à une cote altimétrique qui varie de 59 à 60,5 m NGF d'est en ouest. Le toit crayeux présente une surface globalement plane qui remonte doucement vers l'ouest. Cette surface est interrompue, à l'ouest, par un surcreusement dans le plancher crayeux de 2 à 3 m de profondeur et d'une largeur à l'ouverture de l'ordre de 80 à 90 m (fig. 17). Le cailloutis alluvial grossier [1] (taille des éléments centimétrique à décimétrique) est développé sur une épaisseur de 5 à 6 m.

[2] : Le cailloutis est surmonté par un sable jaune plus ou moins argileux [2] devenant plus limoneux au sommet de l'unité (fig. 17, 22 et 23). Ce corps sédimentaire est dilaté sur 2 m d'épaisseur au plus. Il comble localement des entailles façonnées dans le cailloutis grossier de la base.

[3] : Le toit des sables limoneux supporte un sol gris [3] de structure polyédrique et qui contient des particules et fragments de charbons. Ce sol, épais d'une quarantaine de centimètres, est perturbé localement par des recarbonatations secondaires (pseudomycelium) qui apparaissent dans l'unité supérieure (Coupe A et Sondage I, fig. 22 et 23). Cet horizon de recarbonatation supérieur a été repéré uniquement le long des profils occidentaux.

[4], [5] : Le sol gris est développé de part et d'autre d'une entaille longitudinale, profonde d'environ 2 m et large d'une soixantaine de mètres, creusée dans les sables limoneux et le cailloutis grossiers (fig. 22). La base du paléochenal est comblée par des tourbes et argiles organiques [4]. Elles sont scellées par des sables moyens à grossiers [5] à structure lenticulaire qui passent latéralement à des sables lités lesquels recouvrent localement l'horizon gris [3].

[6] : L'ensemble est nappé par des sables limoneux jaunes homogènes [6], développés sur une épaisseur moyenne de 1 m (fig. 22 et 23).

[7] : Le sol actuel [7] est développé sur le sommet des matériaux [6]. Il comprend un horizon d'illuviation d'argiles développé entre 40 et 60 cm de profondeur qui surmonte un horizon de recarbonatation (à pseudomycélium) développé le long des chenaux du réseau racinaire.

Sur la rive gauche du paléochenal, une occupation de la fin du Paléolithique supérieur a été repérée à la base du sol gris [3] sur la coupe A (fig. 21, 22 et 23). Sur les deux *loci* reconnus, un seul a fait l'objet d'une fouille de sauvetage en 1998, tandis que le second a été mis en réserve (Connet *et al.*, 1999). Le *locus* sud a été fouillé sur une surface de 237 m² (fig. 24). Il a livré un peu plus de 8 000 restes, dont seulement 1,2 % de restes fauniques représentés essentiellement par *Rangifer tarandus* et *Cervus elaphus* (Bémilli *in*

Connet *et al.*, 1999). La dernière datation radiocarbone obtenue sur des restes de Renne situe l'occupation autour de $12\,630 \pm 90$ BP¹⁷, soit au cours de l'interstade du Bølling (fig. 23) Cette attribution apparaît en accord avec les caractéristiques de l'industrie lithique, que certains traits rapprochent des ensembles du Magdalénien final du Bassin parisien (Connet *et al.*, 1999).

Le profil sédimentaire observé à Étigny « le-Brassot » présente un certain nombre de similitudes avec d'autres séquences sédimentaires de la moitié nord de la France qui montrent également un sol gris dont la construction a été rapportée à l'oscillation de l'Allerød (Antoine, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997 et 2000 ; Gebhardt, 1997). Une série de prélèvements sédimentaires a donc été effectuée afin de replacer dans la chronologie du Tardiglaciaire l'unité sédimentaire [3]. Trois types d'échantillons ont été récoltés. Les échantillonnages malacologique et palynologique ont donné lieu à deux études menées respectivement par N. Limondin-Lozouet et Ch. Leroyer/G. Allenet (Connet *et al.*, 1999 ; Pastre *et al.*, 2000). Les études sédimentaires et micromorphologiques sont toujours en attente.

Les prélèvements palynologiques sont issus d'une part du comblement organique [4] repéré à la base du paléochenal (sondage Nord-1), d'autre part du sol gris [3] repéré de part et d'autre du paléochenal (coupe A et sondage I) (fig. 21, 22 et 23). Les résultats obtenus sur le sol gris [3] ne sont pas exploitables en raison du mauvais état de conservation des stocks polliniques (Leroyer et Allenet *in* Connet *et al.*, 1999). Les assemblages polliniques obtenus sur les tourbes et argiles organiques qui comblent la base du paléochenal ont par contre livré des spectres dominés par le pin devant le bouleau, le genévrier et le saule, assemblage caractéristique de la deuxième partie de l'Allerød (Leroyer et Allenet *in* Connet *et al.*, 1999 ; Leroyer, 1997 ; Pastre *et al.*, 2000).

Les prélèvements malacologiques ont été extraits de la coupe A et du sondage I (fig. 21 et 23). Trois malacozones ont été distinguées (malacozones E1, E2 et E3, Limondin-Lozouet *in* Connet *et al.*, 1999). L'interprétation de la succession malacologique enregistrée à Étigny « le-Brassot » ainsi que les caractéristiques de la malacozone E2 d'Étigny prélevée dans le sol gris [3] permettent de situer la mise en place de la base du profil relevé au Tardiglaciaire et de caler la malacozone E2 à l'Allerød (fig. 23) (Limondin-Lozouet *in* Connet *et al.*, 1999 ; Pastre *et al.*, 2000).

Trois datations au radiocarbone par SMA¹⁸ ont été réalisées à la base, au milieu et au sommet du sol gris [3] à partir de fragments de charbons récoltés dans les sédiments du sondage I (fig. 21 et 23). Les deux dates obtenues sur la moitié inférieure de l'horizon

¹⁷ Enregistré sous le n° Oxa 10 096 (Lyon).

¹⁸ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement et UMS 2004 Tandétron, Gif-sur-Yvette (91).

placent son élaboration au cours de la deuxième partie de l'Allerød ($11\,330 \pm 90$ BP et $11\,270 \pm 90$ BP¹⁹) ce qui corrobore également les résultats de l'analyse malacologique.

1.3.2 - Évolution de la plaine alluviale d'Étigny au Tardiglaciaire

Le sommet du cailloutis fluviatile grossier est recouvert par des sables et limons fluviatiles dans lesquels un niveau d'occupation magdalénien final a été mis au jour. Les datations ¹⁴C du niveau situent la mise en place des sables [2] au cours de l'oscillation du Bølling. Le niveau d'occupation paraît être installé sur la rive occidentale d'un bras latéral de la rivière. Faute d'étude sur les séquences stratigraphiques de la fouille même, aucun élément ne permet d'estimer si l'installation est contemporaine du fonctionnement des écoulements dans le paléochenal.

Dans la stratigraphie, l'étape suivante est marquée par la mise en place d'un sol gris [3] développé aux dépens des sables [2]. Les faunes malacologiques et les datations au radiocarbone s'accordent pour replacer sa formation au cours de l'Allerød, seconde oscillation du Tardiglaciaire. Ce sol marque une phase de stabilisation relative de la plaine alluviale qui alors n'était plus soumise au débordement de la rivière. À la base du paléochenal, l'analyse palynologique des tourbes [4] montre qu'elles se sont formées au cours de la même période. Le milieu était alors confiné et à l'écart du ou des écoulements fluviatiles principaux. D'après les différents enregistrements et marqueurs, l'ensemble du secteur paraît en voie d'assèchement au cours de l'Allerød. Les cortèges polliniques décrivent un boisement clair, dominé par la pinède et associé à de larges étendues herbeuses à connotation héliophile voire steppique.

1.4 - Données stratigraphiques sur la plaine alluviale actuelle au nord de Sens

1.4.1 - Saint-Denis-lès-Sens, le « Pré-Aubert »

Un diagnostic archéologique a été mené sur la parcelle du « Pré-Aubert », à Saint-Denis-lès-Sens, au nord de Sens (fig. 8, 15 et 25) (Lhomme *et al.*, 2000a). L'emprise du diagnostic est située sur le fond actuel de la vallée en rive droite de l'Yonne.

¹⁹ Respectivement enregistrées sous les n° Gif A 666 et Gif A 667.

Une description stratigraphique du remblaiement sablo-limoneux a été réalisée sur l'un des trois sondages profonds établis afin de vérifier la qualité du remblaiement fluvial supérieur.

Le cailloutis alluvial grossier a été atteint à une profondeur moyenne de 2 m. D'après les données géotechniques les plus proches, le toit du sénonien est placé à 51,6 m NGF²⁰ (fig. 15). Le cailloutis est recouvert par des sables et limons fluviaux à la base desquels un paléosol a été reconnu. De bas en haut (fig. 25) :

[7] : > à 195 cm : Galets (taille pluricentimétrique à décimétrique) et sables.

[6] : 180 - 195 cm : Sable moyen homogène.

[5] : 180 cm : Lit de graviers et galets (taille centimétrique à pluricentimétrique).

[4] : 145/160 - 180 cm : Limon argileux de teinte brun-grisâtre. Structure grumeleuse à polyédrique fine. Micro-porosités bien développées. Contient de nombreux restes malacologiques.

[3] : 80/95 - 145/160 cm : Limon sableux jaune à vermiculations blanchâtres (carbonates) de taille millimétrique à plurimillimétrique développées sur les quarante premiers centimètres. Sans structure. Quelques restes malacologiques. À 120 cm, niveau de concrétions calcaires qui peuvent atteindre une taille de 5 cm. Apparition de taches rouille d'oxydation vers 110 cm devenant envahissantes et bleutées (réduction) à la base de l'horizon. Ces traits d'oxydo-réduction pénètrent en langue dans l'horizon inférieur [4].

[2] : 45 - 80/95 cm : Limon argileux brun devenant plus sableux et argileux à la base (horizon Bt). Structure polyédrique à prismatique. Présence éparse d'un petit gravier (taille centimétrique). Contient des restes coquilliers. Réseau racinaire bien développé. Limite inférieure en langue.

[1] : 0 - 45 cm : Limon plus ou moins argileux, brun foncé. Sans structure. Horizon agricole.

Le cailloutis [7] reconnu à la base du profil est surmonté par des sables [6] et des limons sur lesquels s'est développé un horizon grisâtre [4]. Épais d'une trentaine de centimètres, il contient de nombreux restes coquilliers qui ont fait l'objet d'une première analyse. Le test pratiqué par N. Limondin-Lozouet a révélé que l'association malacologique reconnue était caractéristique des assemblages de malacofaunes du Tardiglaciaire weichselien (N. Limondin-Lozouet *in oralis*, 2000). L'étude complète de la

²⁰ Données A160, sd n° 23 ; annexe A.

colonne de prélèvements (en attente) devrait pouvoir préciser cette première attribution chronologique pour les formations fines qui recouvrent, au « Pré-Aubert », la nappe de cailloutis grossiers [7].

1.4.2 - Saint-Denis-lès-Sens, la « Belle-Oreille »

La parcelle de la « Belle-Oreille » à Saint-Denis-lès-Sens, au nord de Sens, est située immédiatement sur la rive droite de l'Yonne (fig. 8 et 15). Elle a fait l'objet de fouilles archéologiques menées par E. Zangatto dans le cadre des travaux autoroutiers A160.

Deux occupations ont été reconnues. La première correspond à une occupation néolithique, tandis que la seconde a été rapportée à la période laténienne (Zangatto *in oralis*, 1995).

Un enregistrement stratigraphique a été mené lors de l'intervention de sauvetage. Il combine les informations géotechniques acquises par l'aménageur de part et d'autre du lit mineur de l'Yonne (annexe A, données A160) et nos propres travaux réalisés dans le cadre des fouilles (Chaussé, 1996).

Le profil stratigraphique et synthétique présenté est perpendiculaire à l'axe du chenal actuel de l'Yonne. Il s'étend d'est en ouest sur environ 500 m (fig. 26). L'accès à la parcelle située sur la rive gauche de l'Yonne nous ayant été interdit, le remblaiement fluvial sur ce secteur n'a pas pu faire l'objet d'observations détaillées.

Le toit de la craie est situé à la cote 57 m NGF. Sur la rive droite, le substrat est apparu perforé par une importante cavité karstique développée sur une vingtaine de mètres de profondeur. Elle est colmatée par des argiles dite de « *dissolution* » d'après les minutes du document géotechnique consulté (sd. n° 98, annexe A ; fig. 15 et 26). Ces argiles sont mêlées à des sables et éboulis crayeux rencontrés à la base du colmatage.

Le substrat crayeux est recouvert par des matériaux fluviaux dilatés entre 3 et 6 m d'épaisseur. Dans le détail, on observe, de bas en haut (fig. 26) :

[1] : Une nappe constituée d'un cailloutis grossier [1] est développée sur une épaisseur variant de 1,50 à 5 m.

[2], [3] : Sur la rive droite, elle est nappée par des sables [2] piégés dans les irrégularités négatives du toit du cailloutis grossier, surmontés par des limons brun-foncé [3] dans lesquels les vestiges néolithiques ont été mis au jour. L'ensemble n'excède pas une épaisseur de 1,20 m.

[4] : Cailloutis grossier, sables et limons sont entaillés à l'ouest par le lit actuel de l'Yonne. À l'est, ils sont recoupés par des limons argileux bruns [4a]. Ces limons se raccordent latéralement à des argiles hydromorphes [4b] qui comblent une dépression longitudinale incisée dans le cailloutis grossier sur une profondeur de 2 m. Les vestiges laténiens sont apparus à l'interface des limons et argiles et de l'horizon agricole supérieur.

[T] : En rive gauche, aucune observation n'a pu être menée. Cependant la documentation géotechnique révèle la présence d'un important comblement tourbeux [T] dilaté sur environ 3 m d'épaisseur (sd. n° 101, annexe A). Il flanque le talus du versant de la vallée.

Par rapport à l'ensemble des données géotechniques recueillies sur le secteur, la nappe alluviale observée à la « Belle-Oreille » est installée sur un plancher crayeux situé à 57 m, soit en altitude relative, 5 à 6 m au dessus de l'incision maximale placée à 51,6 m (fig. 15). Cette nappe est entaillée par le lit mineur actuel de l'Yonne.

Deux hypothèses peuvent être proposées. Soit le dépôt des matériaux est corrélatif de l'installation du lit actuel de l'Yonne le long du versant ouest de la vallée, auquel cas le remblaiement grossier peut être attribué au glaciaire weichselien. La mise en place du comblement alluvial ne paraît pas, alors, avoir été précédé d'une phase d'incision. Soit le lit mineur de l'Yonne s'est installé sur des dépôts grossiers appartenant à une nappe alluviale plus ancienne.

Nous ne pouvons privilégier aucune des deux hypothèses par manque d'élément d'analyse. Le long du tracé A160 (fig. 15), un système de paléochenaux à comblement sableux à tourbeux installé dans le cailloutis grossier a été reconnu sur la plaine alluviale actuelle, en rive droite de l'Yonne actuelle. Le système s'étend latéralement sur environ 1 800 m. Il montre à l'évidence la migration très récente du lit mineur actuel de l'Yonne d'est en ouest. Cependant, l'absence de données d'observation et le défaut d'élément de datation sur ces remblaiements, notamment tourbeux, limitent dans l'immédiat toute perspective de compréhension de la géométrie des formations fluviales sur ce secteur.

1.5 - Synthèse des éléments recueillis sur la Nappe de Fond

Le profil longitudinal du plancher de la Nappe de Fond, suivi sur 70 km, s'organise selon une succession de paliers à pente nulle à faible (0 ‰ à 0,32 ‰) séparés par des ruptures de pente à fort dénivelé (0,84 ‰ à 1,74 ‰). Entre ces ruptures de pente, l'inclinaison du plancher d'incision tend globalement à se réduire à l'approche du confluent (fig. 10).

D'après les seules données des exploitants de granulats, le profil transversal du plancher de la Nappe de Fond apparaît structuré par des surcreusements taillés sur 1 à 2 m dans le substrat sénonien. Leur suivi en plan dans la documentation cartographique des gravières permet de les assimiler à un réseau de chenaux façonnés probablement lors du creusement du substrat ou de la mise en place du cailloutis grossier. En effet, ils apparaissent uniquement remblayés par des alluvions grossières. Cependant, le défaut de données détaillées dans ce type de documentation ne permet pas de l'affirmer formellement.

De même, la géométrie et la stratigraphie du remblaiement grossier n'ont jamais pu être distinguées sur le terrain en raison des hauts niveaux de la nappe phréatique qui ont toujours interdit l'enregistrement des données. Pour les mêmes raisons, la collecte de matériaux ligneux compris dans le cailloutis grossier aux fins de datations au radiocarbone n'a pu être réalisée alors que de tels vestiges sont régulièrement remontés lors des travaux d'extraction²¹. Ainsi, aucune donnée chronologique quant à la mise en place de la Nappe de Fond n'est jusqu'à présent disponible.

Du fait du potentiel archéologique contenu dans les sédiments fins qui recouvrent les alluvions grossières, le suivi stratigraphique est un peu mieux organisé et a permis de recueillir un certain nombre d'informations. Celles-ci documentent essentiellement les deux interstades du Tardiglaciaire.

À Étigny « le-Brassot », les premiers dépôts fins qui surmontent le cailloutis fluviatile grossier ont été rapportés au Bølling d'après les datations ¹⁴C de restes osseux provenant d'un niveau d'occupation magdalénien final compris dans leur partie sommitale. Leur mise en place pourrait s'être organisée à partir d'un petit paléochenal qui traverse du sud au nord le secteur (fig. 20, 21 et 22). Au cours de l'Allerød, la plaine alluviale sur ce même secteur s'est asséchée. Le chenal a évolué vers un milieu marécageux de type bras mort tandis que ses berges se stabilisaient ainsi que le traduit l'élaboration d'un sol gris

²¹ La publicité tardive de telles découvertes a empêché jusqu'à présent toute collecte.

(unité [3], fig. 22 et 23). La végétation était dominée alors par un boisement clair dominé par les pins d'après les données polliniques (Connet *et al.*, 1999 et *supra*).

Ce sol gris, repéré également au « Pré-Aubert » (unité [4], fig. 25), constitue un horizon repère dans de nombreuses vallées du Bassin de Paris. Il marque une période de relative stabilisation morphogénique au cours de laquelle les tracés fluviaux ont adopté un système d'écoulement à chenal unique dans un milieu relativement ouvert marqué par l'extension de *Betula* et de *Pinus* (Roblin-Jouve et Rodriguez, 1997 ; Leroyer, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997 ; 2000 ; Antoine *et al.*, 2000b). Plus généralement, ce sol a été repéré régulièrement en Europe du nord-ouest, notamment en Grande-Bretagne (Preece, 1994 ; Catt, 1996), aux Pays-Bas (Van Geel *et al.*, 1989 ; Bohncke, 1993), en Belgique et en Allemagne (Paepe, 1971 ; Walker *et al.*, 1994), en Suède et au Danemark (Berghlund *et al.*, 1994).

Les premières observations réalisées à Étigny « le-Brassot » mais également au « Pré-Aubert » ne sont pas en contradiction avec ces éléments de synthèse récents tirés de l'étude de séquences du Bassin parisien. Toutefois, les données pour l'oscillation de l'Allerød en particulier et pour le Tardiglaciaire plus généralement restent encore trop fragmentaires dans la basse vallée de l'Yonne où aucun profil ne documente, de manière détaillée, l'ensemble de la période.

2 - LA NAPPE DE GRON (± 3 m d'altitude relative)

La Nappe de Gron a été reconnue pour la première fois dans la boucle du méandre de Gron/Étigny au sud de Sens (fig. 8, 17 et 20) à l'occasion d'un diagnostic archéologique qui a livré, au « Fond-des-Blanchards », une occupation du Paléolithique moyen en place comprise dans des sédiments fluviaux (Collet *et al.*, 1997 ; Lhomme *et al.*, 1999). À Gron, les formations fluviales sont scellées par une couverture argilo-limoneuse rubéfiée qui souligne une surface d'érosion jalonnée par un cailloutis de silex géoliffractés d'origine alluviale (fig. 17). Le plancher d'incision situé au niveau des kilomètres 39-40, domine d'environ 3 m celui de la Nappe de Fond (fig. 10).

2.1 - La Nappe de Gron dans le profil longitudinal

Le repérage de la Nappe de Gron est établi en continu depuis Joigny jusqu'à la confluence (fig. 10 et 11). Elle a été rencontrée plus particulièrement :

- Sur la confluence Seine-Yonne, le long du tracé TGV/A5 (kilomètres 2-5), la Nappe de Gron est placée à ± 43 m NGF, alors que le plancher de la Nappe de Fond est, ici, fixé à ± 40 m NGF (fig. 12).
- Sur le secteur de Villeblevin/Vinneuf (kilomètres 11-14), le plancher de la Nappe de Gron apparaît à une altitude de ± 46 m NGF, soit 3 m au dessus de celui de la Nappe de Fond (± 43 m NGF) (fig. 10).
- Sur le secteur de Gisy/Pont-sur-Yonne (kilomètres 21-24), le plancher de la Nappe de Gron est placé à $\pm 54,5$ m NGF alors que celui de la Nappe de Fond est situé autour de 51,7 m NGF (fig. 14).
- Au nord de Sens, le long du raccord autoroutier A160 (kilomètres 28-30), son plancher est apparu autour de 54,5 m, tandis que celui de la Nappe de Fond est fixé à 51,5 m NGF (fig. 15).
- Plus au sud, elle est apparue sur le secteur de Saint-Julien-du-Sault (kilomètres 52-55) où son plancher a été reconnu à ± 68 m NGF, soit 2,5 m au dessus du plancher d'incision de la Nappe de Fond ($\pm 65,5$ m NGF) (fig. 18).
- Enfin, elle a été rencontrée le long de la déviation de Joigny/Base-de-Loisirs (kilomètres 60-65), à l'amont de la confluence Vrin-Yonne où le plancher d'incision est fixé à ± 70 m NGF (altitude du plancher de la Nappe de Fond situé à $\pm 67,5$ m NGF) (fig. 19).

Dans la boucle de méandre de Étigny/Gron, la Nappe de Fond s'emboîte partiellement dans celle de Gron (fig. 17). En surface, les raccords entre les deux nappes s'établissent par un glacis en pente douce. La même configuration a été observée à Saint-Julien-du-Sault (fig. 18) et le long de la confluence Seine-Yonne (fig. 12).

2.2 - Les données sur la Nappe de Gron d'après les sites en gravière

Seules deux gravières exploitant la Nappe de Gron ont fait l'objet d'une surveillance archéologique combinée à des observations stratigraphiques. Les observations ont été

menées sur plusieurs parcelles situées dans les gravières de Saint-Julien-du-Sault (parcelles des « Boulins » et de la « Voie-Creuse »), et d'Étigny/Gron (parcelles de Gron « Fond-des-Blanchards », « Chemin-de-l'Évangile » et parcelle d'Étigny « le-Brassot-ouest ») (fig. 8).

2.2.1 - La gravière de Saint-Julien-du-Sault

Deux parcelles non contiguës, d'environ deux hectares, ont fait l'objet d'un suivi stratigraphique (fig. 27). Le premier suivi, à la « Voie-Creuse », est relativement complet, c'est à dire que l'ensemble de l'emprise de la future extraction a été sondé et les différentes formations enregistrées (Chaussé, 1998). Le second suivi, réalisé sur la parcelle des « Boulins » au moment du terrassement des sédiments de « découverte », s'est limité au relevé de deux profils stratigraphiques et s'avère donc beaucoup plus partiel (Lhomme *et al.*, 1998a). Les raccords stratigraphiques d'une parcelle à l'autre entre les différents corps sédimentaires alluviaux n'ont pu être établis.

2.2.1.1 - Le comblement sableux du paléochenal principal de la « Voie-Creuse »

Un profil sud-ouest/nord-est a été relevé à partir des sondages de diagnostic, disposés à équidistance les uns des autres (fig. 27 et 28). Il est localisé sur la bordure orientale d'un paléochenal principal (chenal P) dont le tracé globalement sud-nord a pu être restitué à partir de l'exploitation des données géotechniques de la gravière (fig. 27). L'épaisseur trop importante des sédiments dits de « découverte », compris dans la partie centrale du paléochenal, a conduit l'exploitant de la gravière à renoncer à l'extraction sur toute la superficie occidentale de l'emprise. Par conséquent, le relevé stratigraphique ne s'étend pas jusqu'à la limite ouest de la parcelle.

On peut faire les observations suivantes, de bas en haut (fig. 28) :

[8] : Le toit du cailloutis grossier [8] de la base de la nappe s'abaisse vers l'ouest. À l'est, il apparaît à 74 m NGF dans le sondage n° 31 et atteint 73 m NGF au droit du sondage n° 27.

[7] : Il est surmonté localement par des petits graviers sableux [7].

[6] : L'entaille dans le cailloutis grossier est remblayée par des alluvions constituées de sables lités moyens à fins [6], développés sur une épaisseur maximum de 150 cm, localement interstratifiées de lits limono-calcaires blancs plus ou moins épais [6c]

(sondages n° 27 à 29). Le sondage n° 27 enregistre la superposition de quatre bancs sableux [6a] à [6d] épais de 40 à 60 cm. Chacun comprend à son sommet des traits de recarbonatation secondaire (pseudomycélium) associés à une porosité de type canaliculaire qui perturbe l'agencement lité des sables. Ces horizons de recarbonatation sont épais au plus d'une dizaine de centimètres. Chacun traduit la suspension des processus d'alluvionnement sur la bordure orientale du paléochenal principal, permettant aux processus d'altération pédologique de prendre le relais.

[5] : Le sommet des sables [6] est recouvert par un lit mince constitué de granules crayeuses mêlées à des sables [5]. Ce lit a été reconnu dans les sondages les plus occidentaux, les plus proches du versant crayeux de la vallée.

[4] : L'ensemble est recouvert par des limons sableux jaunes [4] épais d'une cinquantaine de centimètres à interstratifications locales de lits sableux à graveleux. Ils représentent les derniers termes de la sédimentation fluviatile sur la parcelle de la « Voie-Creuse ». Le sommet de l'unité comprend des traits de recarbonatation discrets (pseudomycélium).

[3] : Le sommet des matériaux limoneux est nappé, dans le sondage n° 31, par une couverture argilo-limoneuse massive aux teintes rouge-brun [3] qui emballe un cailloutis de silex roulés et épars. Sa limite inférieure est tranchée. La rubéfaction de cette unité stratigraphique est la traduction de processus d'altération pédologique. Cependant, la netteté de sa limite inférieure, associée à la présence éparse d'un cailloutis (taille centimétrique) contenu dans l'unité, semblent évoquer une mise en place d'origine colluviale et non un sol décarbonaté développé aux dépens des limons et sables fluviatiles inférieurs [4].

[2] : L'ensemble est surmonté par un horizon limoneux de couleur nettement plus brune [2] qui emballe un cailloutis de silex épars associé à un gravier calcaire discret.

[1] : Horizon agricole.

Le profil stratigraphique perpendiculaire à l'axe du chenal montre un remblaiement sableux [6] installé dans une entaille du cailloutis grossier de base [8]. Ce remblaiement est dilaté sur au moins 160 cm d'épaisseur. Les sables constitutifs [6] présentent une structure lenticulaire et une sous-structure particulière. Dans le sondage n° 27 (fig. 28), le sommet de chacun des trois premiers bancs sableux est envahi par des traits de recarbonatation secondaire. Ces trois petits horizons de recarbonatation, épais d'une dizaine de centimètres chacun, traduisent le début d'une altération pédologique et donc la suspension momentanée de la dynamique fluviatile.

L'ensemble est surmonté par des formations de versant limoneuses à cailloutis dans lesquelles deux unités sédimentaires se distinguent (unités [3] et [2]).

Un calage géochronologique par Résonance Paramagnétique Électronique (RPE) a été tenté sur des sables interstratifiés dans le cailloutis grossier de la base (unité [8]). Les prélèvements ont été collectés dans la parcelle immédiatement située au nord de celle de la « Voie-Creuse » pendant les travaux d'extraction des granulats. L'échantillonnage a été réalisé dans la partie la plus externe de la nappe, le long de la bordure occidentale de l'extraction (fig. 27). Les âges obtenus situent la mise en place du cailloutis grossier entre 255 ± 38 et 292 ± 44 ka (tabl. 1 ; Voinchet, 2002).

2.2.1.2 - Le comblement du paléochenal latéral des « Boulins »

Le relevé stratigraphique de la coupe 1 de la parcelle des « Boulins » (fig. 27 et 29) a été réalisé au moment des travaux d'extraction des sédiments de « découverte ». Cette coupe a livré des restes osseux associés à un niveau charbonneux. L'ensemble du profil a été échantillonné pour des analyses micromorphologiques (en attente), tandis que les restes osseux ont été confiés à C. Bémilli pour détermination puis à un laboratoire pour l'obtention d'une datation au radiocarbone (en cours). Les restes osseux ont été attribués à du Renne (*Rangifer tarandus*) et portent des stigmates de fractures intentionnelles sur os frais (Bémilli *in oralis*, 1998).

De bas en haut, on distingue (fig. 29) :

[7] ; [6] - Le toit du cailloutis grossier [7] est surmonté par une assise sableuse épaisse de 40 à 120 cm. Il s'agit de sables fins, lités, bleutés [6b] et de sables plus grossiers lités [6a].

[5] - Ils sont recouverts par une couche constituée de sables et petits graviers fluviaux non structurés [5] qui comblent une dépression (d'envergure latérale inconnue) façonnée dans les sables sous-jacents [6]. Cette couche est épaisse d'une vingtaine de centimètres et le contact avec le matériau sous-jacent est souligné par un cailloutis roulé discontinu. Son sommet est jalonné par des particules charbonneuses associées à un fragment osseux appartenant à un Renne.

[4] - Le niveau [5] est recouvert par des sables limoneux plus homogènes [4]. Un niveau plus grisâtre [4b] développé sur une quarantaine de centimètres se détache à mi-remplissage et pourrait représenter un horizon pédologique immature développé aux dépens du matériau fluvial.

[3] - Le sommet des sables limoneux est localement recouvert par un petit lit mince constitué d'un petit gravier crayeux [3]. Le contact est tranché. Des *artefact* lithiques ont été repérés en position secondaire dans cette unité.

[2] - L'ensemble est nappé par un horizon limono-sableux brun-rouge, décarbonaté [2], développé sur une trentaine de centimètres d'épaisseur. Il est apparu homogène et présente une structure polyédrique fine.

[1] - Il est surmonté par des limons plus ou moins sableux, nettement plus argileux à leur base [1]. L'ensemble présente une structure prismatique. Développée sur une épaisseur de 80 cm, cette unité est parcourue par une porosité canaliculaire d'origine biologique qui se prolonge plus ou moins jusque dans les sables limoneux fluviaux [4] où elle est envahie par des carbonates secondaires.

Le profil observé montre la superposition de deux unités sédimentaires principales. Il distingue à la base des formations fluviales grossières à fines (unités [7] à [4]) scellées par des formations de versant constituées de calcaires détritiques (unité [3]) puis limoneuse (unités [2] et [1]).

Un calage géochronologique par RPE sur quartz a été tenté sur les sables fluviaux constitutifs de la base de l'unité [6a]. Les résultats obtenus replacent la mise en place de cette unité alluviale entre 158 ± 24 et 175 ± 26 ka BP (fig. 29 ; tabl. 1) (Voinchet, 2002).

Les premières formations détritiques (unité [3]) sont la manifestation d'une phase de démantèlement des talus crayeux dans un contexte global de péjoration climatique. L'unité [2] limoneuse suivante présente quant à elle une organisation finement polyédrique qui traduit une restructuration de l'unité par la glace de ségrégation lors d'une période prolongée d'alternance gel-dégel (Pissart, 1970 ; van Vliet-Lanoë, 1988). Localement ces limons colmatent des fentes qui perforent les limons et sables inférieurs [4] et [5]. Les plus importantes, bien que peu fréquentes, ont un développement vertical qui peut atteindre le mètre. Ces figures correspondent à des fentes de gel.

2.2.1.3 - Géométrie des formations fluviales fines de la Nappe de Gron à Saint-Julien-du-Sault

La Nappe de Gron à Saint-Julien est constituée d'un corps graveleux, surmonté de formations fines, sableuses à limoneuses (fig. 18).

Dans les parcelles des « Boulins » et de la « Voie-Creuse », ces dernières formations occupent des dépressions d'axe globalement sud-nord creusées dans le cailloutis alluvial de base. Elles matérialisent deux paléochenaux (fig. 18 et 27). Le chenal P est le plus important de par son envergure latérale (de l'ordre de 150 à 200 m) et sa profondeur (de l'ordre de 6 m). Il longe le rebord externe de la nappe alluviale immédiatement antérieure (fig. 18). Le second, le chenal L, est situé plus à l'est (fig. 18 et 27). Il est large d'une centaine de mètres, et son tracé apparaît parallèle au premier.

Certaines unités du comblement sableux situées en bordure du chenal P de la parcelle de la « Voie-Creuse » présentent des traits pédologiques (recarbonatations secondaires), scellés par des sables fluviatiles francs (fig. 28, sondage n° 27, unité [6]). Ces traits sont la manifestation de plusieurs épisodes d'assèchement de la frange riveraine du chenal intercalés entre des phases d'alluvionnement relativement énergiques (structures lenticulaires, textures sableuses grossières).

Il ne peut être exclu que les processus d'alluvionnement responsables du dépôt des sables lenticulaires et lités de la base du paléochenal P (unité [6], fig. 28) soient également à l'origine de la mise en place des sables lités à structure lenticulaire qui tapissent la base du paléochenal L (unité [6], fig. 29). Mais les relations stratigraphiques entre les deux paléochenaux P et L n'ont pu être établies. Par conséquent, les écoulements dans les deux systèmes fluviaux ont pu être diachroniques.

2.2.2 - La gravière d'Étigny/Gron

La gravière d'Étigny/Gron²² s'étend sur une superficie de 300 hectares environ. Elle extrait par phase de quelques hectares par an un gisement alluvionnaire compris dans la boucle d'un méandre de l'Yonne, à quelques kilomètres au sud de Sens (fig. 8 et 20). Ce gisement alluvionnaire est réparti sur la Nappe de Fond et la Nappe de Gron. Nous rappelons que la parcelle d'Étigny « le- Brassot », présentée ci-avant, est située sur la commune d'Étigny et a livré une occupation du Paléolithique final associée à une séquence sédimentaire du Tardiglaciaire weichselien (cf. *supra* ; Connet *et al.*, 1999).

Trois autres parcelles situées sur la Nappe de Gron ont fait l'objet d'un suivi archéologique et stratigraphique : les parcelles du « Fond-des-Blanchards » et du « Chemin-de-l'Évangile » sont situées sur la commune de Gron, tandis que la parcelle du « Brassot-ouest » appartient à la commune d'Étigny (fig. 20). Toutes sont localisées dans la partie occidentale de la boucle du méandre et sont distantes du cours actuel de l'Yonne entre 1 et 2 km environ. Dissociées dans l'espace, chacune s'étend sur une superficie comprise entre un et deux hectares.

Les observations réalisées lors de l'ouverture des sondages de diagnostic archéologique ont révélé l'existence d'un système de dépressions longitudinales, entaillées dans le cailloutis alluvial grossier. Ces dépressions avaient déjà été repérées dans la documentation géotechnique (fig. 17). Ces incisions sont comblées par des sables fluviatiles qui matérialisent des paléochenaux.

²² L'extraction s'étend sur le territoire de trois communes, principalement Étigny, Gron et une petite partie de Rosoy (fig. 20).

Dans la parcelle du « Fond-des-Blanchards » à Gron (fig. 17 et 20), l'incision reconnue est d'une envergure latérale de 150 à 200 m à l'ouverture et est développée sur une profondeur de 5 à 6 m d'après la documentation géotechnique. Un important gisement du Paléolithique moyen a été mis au jour. Il est situé en bordure du paléochenal et est compris dans les formations alluviales sableuses sommitales qui le remblaient (Lhomme *et al.*, 1999). Ce gisement est actuellement mis en réserve.

Dans la parcelle du « Chemin-de l'Évangile », toujours à Gron (fig. 20), les sondages ont permis de mettre au jour un paléochenal à remplissage sableux. Son envergure latérale est d'au moins 50 m. Les limites de l'emprise de l'extraction interdisent de vérifier son extension totale. Son remplissage est développé sur au moins 5 m d'épaisseur. En effet, sa base n'a pas été atteinte lors du diagnostic archéologique. La bordure orientale du paléochenal repéré a livré une occupation rapportée au début du Paléolithique supérieur (Connet *et al.*, 2001).

Les sondages réalisés dans la parcelle du « Brassot-ouest », située plus à l'extérieur de la boucle de méandre, ont confirmé l'existence d'une entaille fluviatile à comblement sableux signalée dans la documentation géotechnique (fig. 17 et 20). Le paléochenal apparaît plus étroit (100 à 150 m à l'ouverture) et un peu moins profond (de l'ordre de 4 m) que celui repéré au « Fond-des-Blanchards » (Muller *et al.*, 1999).

2.2.2.1 - Le comblement fluviatile du paléochenal du « Brassot-ouest »

Les observations stratigraphiques menées dans la parcelle du « Brassot-ouest » (fig. 19, 30 et 31) ont été réalisées à la suite de la mise au jour d'un petit amas de débitage (fig. 32) localisé dans l'angle nord-est de l'emprise de l'extraction (fig. 30). Ce tout petit niveau d'occupation est compris dans le comblement alluvial sommital d'un paléochenal (chenal BO) repéré le long de la limite occidentale de l'emprise (fig. 20 et 30) (Connet et Lhomme *in* Muller *et al.*, 1999). À l'ouest, le paléochenal est limité par la remontée du toit du cailloutis alluvial grossier.

Un sondage profond a été implanté dans l'axe du remblaiement sableux, à un peu plus de 200 m au sud de la fouille (fig. 30). Ce sondage traverse l'ensemble du comblement sableux du paléochenal BO et les raccords stratigraphiques entre le secteur de la fouille et le remblaiement du paléochenal ont pu être établis.

La séquence stratigraphique observée dans le sondage A s'établit comme suit du bas vers le haut (fig. 31) :

- [11] : > à 450 cm : Sable grossier et galets de taille pluricentimétrique à décimétrique.
- [10] : 400-450 cm : Sable grossier lité.
- [9] : 370-400 cm : Sable moyen à grossier à structure litée légèrement oblique.
- [8] : 250-370 cm : Ensemble de bancs sableux à limoneux à structure lenticulaire. La structure interne de chacun des bancs sableux est litée avec interstratification de lits à particules plus fines ou plus grossières.
- [7] : 168-250 cm : Limon argileux jaune-grisâtre, plus argileux à la base. L'ensemble présente une sur-structure en plaquettes fines, devenant plus grossières vers la base de l'assise. La sous-structure est finement litée. On note la présence de concrétions carbonatées au sommet des limons. Les traits de recarbonatation disparaissent progressivement en profondeur. Un fragment osseux isolé a été rencontré à la base de la couche entre 240 et 250 cm.
- [6] : 160-168 cm : Lit de sables fins et clairs. La structure est litée. Le contact entre ce petit banc sableux d'origine fluviatile et les sables limoneux supérieur est discordant. Sa base est soulignée par un petit cailloutis alluvial dont les éléments n'excèdent pas une taille centimétrique.
- [5] : 95-160 cm : Sable limoneux jaune de plus en plus sableux vers la base. Le sommet de l'unité est envahi par des traits de recarbonatations secondaires (pseudomycélium), qui s'organisent en profondeur en langues étroites. Ils sont associés à des concrétions carbonatées blanchâtres et des enduits argileux compris dans la porosité du sédiment. Ces derniers peuvent atteindre une taille centimétrique. Les traits de recarbonatation secondaire disparaissent progressivement avec la profondeur laissant apparaître une structure litée diffuse. Des faunes malacologiques sont comprises dans cet ensemble. Stratigraphiquement, le gisement paléolithique moyen du « Brassot-ouest » est contenu dans cette unité.
- [4] : 80-95 cm : Argile brun foncé-chocolat, légèrement sableuse et de structure massive. La limite inférieure s'organise en petites langues ou flammèches dont les teintes brun-foncé s'estompent très rapidement dans l'unité inférieure sablo-limoneuse jaune. Les flammèches traversent un petit lit de graviers détritiques crayeux [4ca] sans le perturber (la taille des particules n'excède pas le centimètre). Ce gravier apparaît émoussé et certaines faces présentent un enduit argileux.
- [3] : 80 cm : Lit de cailloutis de gros module (taille pluricentimétrique) constitué de galets de silex. Ce cailloutis a été repéré sur l'ensemble de la parcelle à la base de l'horizon sablo-argileux brun-rouge [2b]. La limite avec l'horizon inférieur est tranchée.
- [2b] : 35-80 cm : Sable limono-argileux brun-rouge de plus en plus argileux vers la base (horizon Bt). La structure est polyédrique menue à tendance grumeleuse vers 50 cm

de profondeur. Les faces des agrégats présentent des enduits argileux. Des teintes rouges plus soutenues envahissent peu à peu la base de l'horizon.

[2a] : 30-35 cm : Sable limoneux légèrement argileux de couleur brun-rouge et non structuré (horizon éluvié).

[1] : 0-30 cm : Labours.

L'origine fluviatile des formations comprises entre 95 et 450 cm de profondeur (unités [11] à [5], fig. 31) ne fait aucun doute. L'activité hydrodynamique responsable de leur mise en place paraît se réduire au fur et à mesure du remblaiement du chenal BO. Le comblement passe ainsi des sables grossiers à la base (unités [10] à [8]), à des sédiments dominés par des limons au sommet du profil (unités [7] à [5]).

La première unité limoneuse [7] pourrait correspondre à des sédiments décantés dans un milieu baigné par des eaux calmes à stagnantes du fait de leurs caractéristiques texturale (limons) et structurale (structure en plaquette, sous-structure litée). La seconde couche limoneuse [5], plus riche en sables que la précédente, pourrait correspondre à des dépôts de plaine d'inondation du fait de l'absence d'une structure litée franche. L'interstratification d'un lit nettement plus sableux [6] entre les deux couches limoneuses montre qu'une reprise momentanée des écoulements concentrés est intervenue dans ce paléochenal en voie d'assèchement.

Les formations fluviatiles sont scellées par une couverture de versant argileuse à limoneuse, peu épaisse (moins de 1 m) et altérée. Deux unités pédo-sédimentaires se distinguent nettement (unités [4] et [2]). Elles sont encadrées par des lits de matériaux détritiques issus du démantèlement des versants ou de la nappe alluviale caillouteuse (unités [4ca] et [3]).

La première unité pédo-sédimentaire [4] est représentée par une argile lourde de couleur brun-chocolat. La couche est développée sur le sommet d'un petit lit de granules crayeuses [4ca]. Celui-ci apparaît être le reliquat d'une colluvion mise en place à la suite d'un épisode de démantèlement des versants crayeux. L'accumulation d'argile sur le toit du niveau détritique crayeux provient de la libération sur place d'argiles de décarbonatation à la suite de l'altération de la couverture détritique. Un début d'entraînement des argiles en profondeur est enregistré. Il se manifeste par un contact avec l'unité fluviatile inférieure [5] organisé en flammèches, lesquelles sont prolongées par un réseau de fissures verticales. Les fissures concentrent des carbonates précipités (pseudomycelium et enduits) entraînés à la suite de la décarbonatation du sommet du profil.

L'unité [4] est recoupée entre 75 et 80 cm de profondeur par un lit de cailloutis alluvial grossier (taille décimétrique) [3]. Ce lit a été repéré sur l'ensemble de la parcelle du « Brassot-ouest ». Il est systématiquement situé à la base de l'unité [2] supérieure. À l'ouest du paléochenal, le lit de cailloutis grossiers ravine le sommet du cailloutis alluvial grossier dans lequel est incisé le chenal BO. Le dépôt [3] correspond à une colluvion alimentée probablement par les matériaux fluviatiles grossiers sub-affleurants au moment de sa mise en place.

La colluvion caillouteuse est surmontée par un sable argilo-limoneux brun-rouge [2]. Il présente à la base une structuration polyédrique fine [2a] produite par la glace de ségrégation (Pissart, 1970 ; van Vliet-Lanoë, 1988) qui s'estompe au sommet de l'unité [2b]. L'enrichissement progressif en argiles depuis le sommet de la couche et la présence d'enduits sur les faces des polyèdres montrent que les processus d'illuviation actuels ou sub-actuels se sur-imposent à l'ancienne structuration polyédrique de l'horizon brun-rouge [2b].

2.2.2.2 - La parcelle du « Fond-des-Blanchards »

La parcelle du « Fond-des-Blanchards » est située plus à l'intérieur de la boucle du méandre d'Étigny/Gron à 2 000 m environ du cours actuel de l'Yonne (fig. 20). Les travaux de diagnostic archéologique préalables à l'ouverture de la gravière ont permis de mettre au jour un important gisement du Paléolithique moyen à industrie moustérienne de type Quina, constitué de plusieurs niveaux d'occupation (Lhomme *et al.*, 1999). Les découvertes sont apparues en deux temps, en 1996 puis en 1999 (Collet *et al.*, 1997 ; Lhomme *et al.*, 1999). Devant l'importance du gisement paléolithique moyen, la parcelle a été mise en réserve. Les observations stratigraphiques présentées et menées dans le cadre des différentes évaluations ne constituent qu'une première ébauche de l'étude en attendant l'ouverture de la fouille du gisement.

• *Le niveau d'occupation « C »*

Le premier diagnostic archéologique mené en 1996 mettait au jour un niveau d'occupation Paléolithique moyen (niveau C) reconnu par sondages au centre de la parcelle (fig. 33 et 34). Ce niveau, qui contient des restes lithiques et fauniques (*Rangifer*), est apparu au contact d'un sable limoneux fluviatile et d'une couverture sablo-argileuse décarbonatée épaisse de 100 à 150 cm au plus (Collet *et al.* 1997).

Les conditions d'intervention à l'époque n'ont pas permis le levé de détail de cette couverture ni de la séquence fluviatile inférieure dans le périmètre de la découverte. Néanmoins, un relevé sommaire établi le long du front de taille qui limite au nord la

parcelle montre que cette couverture est interstratifiée par une série de lits constitués de galets de silex (coupe nord, fig. 33 et 35). Les lits présentent un pendage est général, parallèle à la pente topographique actuelle et soulignent localement les irrégularités négatives de la topographie du toit de la nappe alluviale. Par ailleurs, le diamètre des éléments montre globalement un affinement des granulométries vers l'est (décimétrique à centimétrique), c'est à dire vers l'aval de la pente actuelle. Ces éléments permettent de considérer que la mise en place de cette couverture est d'origine colluviale. En l'état actuel des observations, on ne peut exclure que cette couverture ait été l'objet de processus d'altération postérieurs à son dépôt, permettant la progression du front d'altération dans les sédiments fluviatiles de la nappe alluviale sous-jacente, notamment ceux qui encadrent le niveau d'occupation « C », lequel apparaît de part et d'autre du front de décarbonatation.

La couverture limoneuse et le niveau paléolithique « C » sont piégés dans une dépression longitudinale du sommet de la nappe alluviale. Cette dépression est comblée par des sables lités et bordée à l'est par la remontée du toit du cailloutis alluvial grossier (fig. 33). Cette dépression longitudinale matérialise un paléochenal. Au nord et au sud de la parcelle, le comblement sableux est dissocié de part et d'autre de deux bancs graveleux. Cette configuration, qui demanderait à être vérifiée plus précisément par l'établissement de tranchées profondes, paraît esquisser un système d'écoulement à chenaux multiples qui distingue un premier bras (bras A) installé à l'est de la parcelle et large d'une vingtaine de mètres, d'un second bras (bras B), plus large (30 à 40 m), localisé au nord-ouest de la parcelle (fig. 33 et 35). D'après la documentation géotechnique de la gravière, le lit fluvial du « Fond-des-Blanchards » s'étendrait sur une envergure latérale de l'ordre de 150 à 200 m pour une profondeur maximale de 5 à 6 m (fig. 17).

• *Les niveaux d'occupation « D »*

Dans le but d'apprécier l'extension globale du niveau d'occupation identifié en 1996, une nouvelle évaluation a été réalisée en 1999 sous la forme de petits sondages situés en périphérie du niveau paléolithique « C » (tranchée T1 à T4, fig. 33). Les nouveaux travaux ont mis au jour trois autres niveaux d'occupation du Paléolithique moyen distincts (baptisés « D1 » à « D3 »), compris dans des sables fluviatiles. Ces dernières découvertes sont toutes concentrées au nord de la découverte initiale de 1996. Chacun des niveaux recèle des restes lithiques sous la forme d'amas de débitage associés à des restes fauniques représentés par du Renne pour l'essentiel (Lhomme *et al.*, 1999). Dans le cadre de cette évaluation et avec le souci de ne pas détruire les raccords stratigraphiques avant la fouille du gisement, aucun d'eux n'a pu être raccordé avec le niveau archéologique « C ».

Les tranchées de sondage (tranchées T1 à T4, fig. 33) dans lesquelles les différents niveaux d'occupation « D » ont été mis au jour sont disposées perpendiculairement les unes par rapport aux autres (fig. 36, 37 et 38). Les tranchées ont été approfondies jusqu'à l'apparition des vestiges archéologiques. En l'absence de ceux-ci, elles ont été poursuivies jusqu'à une profondeur de 150 cm. Elles ont fait l'objet d'une lecture stratigraphique qui distingue trois niveaux d'occupation successifs (fig. 36 et 37). L'analyse a permis en outre d'établir que les installations sont contemporaines du fonctionnement des écoulements qui ont emprunté le bras A, repéré à l'est de la parcelle (fig. 33).

On observe de bas en haut :

[7] : La couche relevée à la base des profils en T2 et T3 (fig. 37) est constituée d'un petit gravier fluviatile [7] sur lequel repose le niveau d'occupation préhistorique le plus ancien « D3 ». Ce niveau paléolithique a également été repéré dans le log 4 de la tranchée T1 (fig. 36). Il associe des restes fauniques, principalement représentés par du Renne et des *artefact* lithiques plus ou moins concentrés autour des restes osseux. Des galets de taille pluricentimétrique à décimétrique également disposés sur le sommet du gravier pourraient s'intégrer au niveau d'occupation proprement dit. Cette surface graveleuse dans la tranchée T3 est quasiment plane. Dans les tranchées T2 et T1, le sommet du gravier plonge progressivement et respectivement vers l'est et le sud. L'extension vers l'est de cette dépression n'a pas été perçue dans la mesure où d'autres amas lithiques, altimétriquement plus élevés, ont été mis au jour à l'extrémité orientale de la tranchée T2, interdisant tout approfondissement. Le niveau d'occupation paléolithique « D3 » est installé sur le sommet du gravier fluviatile (fig. 36, 37 et 38). Vers l'est, l'abaissement du sommet du gravier matérialise une dépression périphérique qui paraît avoir été également occupée par les Hommes, d'après la présence d'*artefact* mis au jour dans la tranchée T2.

[6] : Le sommet du gravier [7] est recouvert en discordance par des sables fins lités [6] (fig. 36 et 37). Le litage observé accuse un très léger pendage est. Ces sables scellent le niveau d'occupation « D3 » et comblent la dépression orientale repérée dans les tranchées T2 et T1. Le dépôt du matériau sableux lité [6] traduit une reprise de l'activité hydrodynamique sur l'ensemble du secteur d'observation après l'abandon du site par les Hommes préhistoriques.

[5] : Les sables fins lités [6] sont recouverts, dans la tranchée T3, en discordance par une deuxième couche sableuse [5] (fig. 37). Elle est constituée de sables fins à moyens, lités, à pendage est. Dans ces sables, des petits lits de graviers sont localement interstratifiés. Par rapport aux sables fins inférieurs [6], la présence de graviers dans l'unité, montre que l'activité hydrodynamique à l'origine du dépôt de ce banc était relativement plus contrastée.

[4] : Les sables à graviers lités sont recoupés par un lit sableux, graveleux à caillouteux [4]. Il montre, dans la tranchée T2, une disposition concave qui souligne la morphologie d'un petit chenal (fig. 36). Dans la tranchée T1, on observe une démultiplication de

niveaux sédimentaires plus grossiers encadrés par des couches sableuses et des lits de graviers (fig. 35).

[3] : Un petit lit de sables fins lités plan recouvre le lit caillouteux sur la bordure ouest de la tranchée T2 [3] (fig. 36). Ce banc n'a pas été repéré ni en T3 ni en T1, probablement démantelé lors de la mise en place des sables ultérieurs. Le sommet des sables fins et du lit caillouteux inférieur supportent le deuxième niveau d'occupation repéré « D2 » (fig. 36, 37 et 38).

[2] : L'ensemble est recouvert par des sables moyens [2] à pendage concave qui remblaient la dépression orientale. Le sommet de l'assise est interstratifié de lentilles constituées de sables plus grossiers. Latéralement à l'ouest (tranchée T3), le sédiment s'enrichit progressivement en limons et emballe un petit gravier épars (fig. 37).

[1] : Il est recouvert par des limons sableux clairs [1] (fig. 36 et 37). Le sommet du dépôt est perturbé par des traits de recarbonatation qui progressent le long d'un réseau de fissures et chenaux verticaux, à partir de la couverture sablo-limoneuse brun-rouge supérieure. Le dernier niveau d'occupation « D1 » a été repéré dans la tranchée T4 sur le sommet de cet horizon d'accumulation de carbonates secondaires (fig. 36, 37 et 38).

Le gisement moustérien est situé dans le prolongement sud d'un banc graveleux médian repéré le long de la coupe nord de l'emprise (fig. 33). Le comblement sableux du lit fluvial s'organise de part et d'autre de ce banc selon deux bras. L'ensemble des niveaux d'occupation repérés est localisé sur la rive gauche du bras oriental A (fig. 33). L'observation stratigraphique des assises sableuses qui surmontent le gravier basal dans le bras A montre que l'activité hydrodynamique était relativement contrastée avec alternance de périodes de mise en eaux et de période d'émersion permettant l'installation des Hommes (fig. 36 et 37). Les occupations successives ne paraissent pas localisées en bordure d'un écoulement principal. En effet, la largeur totale du bras A ne semble pas excéder une vingtaine de mètres (fig. 33). Ce bras peut donc correspondre à un écoulement secondaire, dont l'alimentation provient d'un chenal principal en période de hautes eaux. L'affinement global des dépôts, de la base vers le sommet du remblaiement, pourrait traduire l'abandon progressif des écoulements sur le secteur. Mais, ce bras peut aussi occuper une situation latérale dans un système d'écoulement en tresse, constitué de multiples chenaux relativement larges, peu profonds et mobiles, dont l'extension latérale pourrait s'étendre au delà du périmètre de la parcelle. La restitution du milieu et la compréhension de la conservation ou de l'érosion des vestiges pour chacun des niveaux d'occupation repérés devront passer nécessairement par la restitution des différentes étapes de la construction de cette ancienne plaine alluviale.

• *L'analyse par Résonance Paramagnétique Électronique*

Une datation RPE sur quartz a été tentée sur les sables de l'unité sédimentaire [6] prélevés dans la tranchée T3 (fig. 36 et 37). L'analyse réalisée sur un seul échantillon par P. Voinchet (2002) a livré un âge situé aux alentours de 278 ± 42 ka BP pour la mise en place de l'un des derniers niveaux sédimentaires de la séquence (tabl. 1).

Cette donnée ne s'accorde pas avec les datations communément admises pour le Moustérien de type Quina, qui situent d'une manière large et dans la moitié sud de la France, son développement entre 60 et 75 ka BP (Mellars, 1986 ; Bourguignon *in* Lhomme *et al.*, 1999).

Afin de lever l'ambiguïté que ces données soulèvent, il serait souhaitable que des datations par thermoluminescence soient engagées sur un ou plusieurs des niveaux d'occupation ainsi que sur différentes couches sédimentaires constitutives de la séquence fluviatile observée.

2.2.2.3 - La parcelle du « Chemin-de-l'Évangile »

La parcelle du « Chemin-de-l'Évangile » est située sur la commune de Gron à quelques centaines de mètres au nord de la parcelle du « Fond-des-Blanchards » (fig. 20). Elle est distante du lit actuel de l'Yonne d'environ 1 km.

En octobre 2001, un diagnostic archéologique a permis la découverte de trois gisements du Paléolithique (fig. 39) (Connet *et al.*, 2001). Les gisements Évangile 1 et Évangile 2, ont livré chacun une industrie magdalénienne comprise dans la couverture de versant, limoneuse et décarbonatée qui scellent les dernières formations fluviatiles.

Le gisement Évangile 3 est compris, quant à lui, dans les sédiments sableux fluviatiles sous-jacents. Il a livré une industrie plus ancienne rapportée au début du Paléolithique supérieur. Les *artefact* lithiques, sont associés à des restes osseux attribués à un équidé et un cervidé (Bémilli *in* Connet *et al.*, 2001). L'ensemble paraît s'organiser autour de deux foyers mis au jour sur les quelques 20 m² finement fouillés dans le cadre de cette évaluation (fig. 40) (Connet *et al.*, 2001). L'extension sud du gisement paléolithique a été vérifiée lors d'une seconde campagne de diagnostic menée en septembre 2002 (Lhomme *et al.*, 2002).

Outre son intérêt quant à l'étude des premières industries du Paléolithique supérieur, le gisement Évangile 3 présente l'avantage d'être compris dans une séquence stratigraphique relativement dilatée et surtout contrastée.

L'ensemble repose sur un plancher crayeux qui apparaît sur le secteur à une cote moyenne de 61,2 m, soit environ 3 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond

(± 58 m NGF) (fig. 41). Dans le profil longitudinal de l'étagement des nappes alluviales de la vallée de l'Yonne (fig. 10), cet écart altimétrique caractérise la Nappe de Gron définie au « Fond-des-Blanchards » à quelques centaines de mètres au sud du « Chemin-de-l'Évangile » (fig. 20).

D'après les sondages géotechniques de l'exploitant de granulats, la nappe caillouteuse qui surmonte le plancher sénonien au « Chemin-de-l'Évangile », est développée sur une épaisseur de l'ordre de 5 à 6 m (fig. 41). Elle est surmontée de dépôts sableux à limoneux qui à l'ouest de la parcelle paraissent remblayer une incision installée dans le cailloutis alluvial grossier. Les sédiments fluviaux sableux contiennent le niveau d'occupation du Paléolithique supérieur ancien (Évangile 3, fig. 41).

• *Profil stratigraphique synthétique*

Plusieurs profils stratigraphiques ont été relevés, sur le gisement paléolithique et en périphérie (fig. 39). Leur synthèse a abouti à la distinction de quatre unités sédimentaires principales. À la base des profils, une première unité alluviale a été distinguée. Elle est scellée par une couche limoneuse carbonatée, elle-même recouverte par une seconde unité fluviale. L'ensemble est nappé par des formations de versant relativement épaisses.

Dans le détail, dix couches ont été identifiées ; de bas en haut (fig. 42) :

Description le long de la coupe-sondage 100 (fig. 42)

> à **65 m NGF** : Niveau d'apparition de graviers et de galets. Non observé du fait de l'éboulement de la séquence.

65,8 - 65 m : Sables grossiers bleutés (gley). Non observé dans le détail en raison de la présence de la nappe phréatique.

[10] - 66,6 - 65,8 m : Sables lités qui s'organisent selon un empilement de couches globalement horizontales, où les sables constitutifs selon les couches sont ± limoneux, ± fins, ± moyens ou ± grossiers. L'ensemble est ± oxydé.

[9] - 67,2 - 66,6 m : Limon carbonaté, beige, homogène, légèrement plus sableux à la base. Structure œillée fine (longueur : 5 mm en moyenne). Présence de malacofaunes.

[8] - 67,3-67,2 m : Lit de graviers et cailloutis fluviaux. Les tailles dans leur plus grande longueur varient de 5 mm à 5 cm.

Suite de la description le long de la coupe de synthèse A (fig. 42)

- [7] - **68,6-68 m** : Sables lités francs, interstratifiés de lits/lentilles à particules roulées plus grossières. Sous-structure particulière. Présence discrète de malacofaunes. Le niveau d'occupation paléolithique (Évangile 3) est contenu au sommet des sables.
- [6] - **69-68,5 m** : Sables limoneux jaune-grisâtre. Structure polyédrique nette. Présence de nombreux petits points noirs de taille millimétrique (*a priori*, petits nodules ferromanganiques). Présence de traits de recarbonatation secondaire sous la forme de nodules ± pulvérulents de taille centimétrique et absence d'enduit argileux sur les faces des polyèdres. Microporosité très bien exprimée. Présence discrète de malacofaunes. Limite inférieure nette et digitée.
- [5] - **69,4-69 m** : Sable fin devenant limoneux au sommet. Couleur jaune. Structure litée nette à la base de plus en plus confuse au sommet. Les 20 à 30 cm supérieurs sont perturbés par des traits d'illuviation (enduits argileux) et des traits de recarbonatation (revêtements blanchâtres poudreux) installés dans la porosité du matériaux et développés à partir de la base de l'unité [4] sus-jacente. Présence discrète de malacofaunes. Passage rapide à l'unité inférieure.
- [4] - **69,9-69,4 m** : Argile limoneuse de structure massive, plus polyédrique sur les 20 cm de la base. Les tons sont brun tirant sur l'orangé, plus foncé à la base de l'unité. La microporosité est bien exprimée au sommet de l'unité, plus discrète à la base. Limite inférieure digitée.
- [3] - *Unité individualisée uniquement le long de la coupe C (fig. 39 et 41)*. Limon argileux, plus argileux à la base, de couleur brun tirant sur le gris. Structure polyédrique à tendance prismatique. Nombreuses porosités et microporosités. Présence éparse d'un petit cailloutis de silex d'aspect usé (taille centimétrique et *infra*). Les vestiges lithiques rapportés au Magdalénien ont été repérés à la base de cette unité sur le gisement Évangile 2 (fig. 39).
- [2] - **71-69,9 m** : Limon argileux brun-jaune, ± sableux. Enrichi en argile sur les 50 premiers cm (horizon Bt sub-actuel). Porosité et microporosité bien exprimées, qui diminuent fortement avec l'augmentation de la profondeur. Quelques cailloutis (silex usés de taille centimétrique et *infra*) sont distribués de façon éparse. La limite inférieure est soulignée par un lit discontinu de cailloutis de silex usé (taille centimétrique et *supra*). Des éléments céramiques ont été retrouvés sur toute l'épaisseur de l'unité.
- [1] - **71,3-71 m** : Terre végétale, horizon agricole.

La séquence stratigraphique observée présente deux unités fluviatiles nettement distinctes séparées l'une de l'autre par un ensemble limoneux carbonaté beige [9]. L'ensemble est scellé par des formations de versant.

– En raison de l’immersion des formations sableuses de la base (unité [10], fig. 42), peu de remarques peuvent être avancées à leur sujet. L’organisation litée d’ensemble, la relative homogénéité texturale des sables constitutifs des différentes couches ne laissent toutefois aucun doute quant à l’origine fluviatile du dépôt. La grossièreté des matériaux permet de le re-situer plutôt dans la partie active d’un système d’écoulement.

– Une couche limoneuse [9] recouvre ce premier ensemble. Bien que légèrement plus sableuse à la base, elle se caractérise par son homogénéité texturale. Elle apparaît également carbonatée. Ces qualités la rapprochent des formations lœssiques²³ carbonatées qui apparaissent en Europe du nord-ouest au cours du Pléniglaciaire moyen et supérieur (Paepe et Sommé, 1970 ; Sommé *et al.*, 1986). Toutefois, les données les plus récentes situent l’arrivée des premiers lœss calcaires au cours du Pléniglaciaire inférieur entre 55/60 et 65/70 ka (Antoine *et al.*, 1999 ; Antoine *et al.*, 2001). Ces limons présentent enfin une structure lamellaire à polyédrique fine caractéristique d’une re-structuration par le gel (van Vliet-Lanoë, 1988). Un premier examen pollinique a montré que les pollens n’avaient pas été conservés, interdisant toute analyse palynologique (Allenet et Leroyer *in* Lhomme *et al.*, 2002).

– Les limons [9] sont recouverts par une seconde formation fluviatile constituée d’au moins quatre unités sédimentaires distinctes (unités [8] à [5], fig. 42). Elles sont plutôt composées de sables lités devenant limoneux au sommet de la formation. Un horizon pédologique peu marqué et développé dans les sables limoneux de l’unité [6] s’intercale dans la succession stratigraphique. Il marque un arrêt momentané des processus de sédimentation fluviatile.

Le niveau d’occupation du Paléolithique supérieur ancien est compris au sommet de l’unité sédimentaire fluviatile [7] inférieure. Elle se caractérise par une relative homogénéité du matériau sableux. Ces sables lités sont interstratifiés de lits plus grossiers constitués de petits graviers roulés. Les Hommes préhistoriques paraissent s’être installés dans une plaine alluviale drainée par des écoulements fluviaux actifs au moment de l’occupation du site Évangile 3. Un rapide examen des faunes malacologiques précise que les cortèges sont relativement pauvres et marqués par la présence de Succinées, espèces qui évoluent dans des biotopes humides (N. Limondin-Lozouet, *in oralis* 2002). Des conclusions plus élaborées seront fournies à l’issue de l’étude complète de la séquence du gisement.

Les premières datations radiocarbones tentées sur du matériel osseux appartenant au niveau d’occupation n’ont donné aucun résultat en raison d’un manque de collagène.

²³ Cependant, nous ne saurions définitivement conclure en ce sens en l’absence des données granulométriques.

D'autres mesures ont été engagées sur des ossements brûlés. Les âges obtenus situent l'occupation entre 23 380 et 21 750 ans²⁴. Ces données constituent un âge minimum. En effet, l'établissement de mesures ¹⁴C sur des ossements calcinés rajeunit l'âge des échantillons ainsi que le rappellent les propos de M. Hatfield, du Laboratoire Beta Analytic (*in litteris*, 2002).

La reprise de l'activité hydrodynamique est clairement enregistrée lors de la mise en place de l'unité supérieure [5] composée d'une nouvelle série de sables lités devenant limoneux au sommet.

– Le dernier ensemble est composé de formations de versant (unités [4] à [1], fig. 42). L'unité [4] est une argile limoneuse décarbonatée qui recouvre les derniers matériaux fluviatiles. Relativement homogène, cette unité pourrait correspondre à un horizon d'illuviation construit aux dépens des matériaux fluviatiles sous-jacents [5]. Mais l'absence d'une structuration nette, le faible développement de la microporosité semble plaider en faveur d'une mise en place d'origine colluviale. Les traits d'illuviation et de recarbonatation repérés au sommet de l'unité sous-jacente [5] pourraient par conséquent être corrélatifs des altérations pédologiques ultérieures qui ont affecté les unités [2] et [3] du sommet de la séquence sédimentaire. Quoiqu'il en soit, cette unité marque le passage à une paléogéographie de versant. Au moment de sa mise en place, les écoulements fluviatiles avaient définitivement déserté le secteur.

Les limons argileux brun-gris prismatiques à polyédriques de l'unité [3] n'ont été repérés que dans une dépression localisée du sommet des argiles limoneuses sous-jacentes [4]. Ils sont apparus bien structurés et envahis par une microporosité, résultats de processus de pédogenèse. La présence d'*artefact* magdaléniens repérés à la base de l'horizon indiquerait que la construction de ce sol s'est déroulée au cours du Tardiglaciaire weichselien. Sa couleur brun-grisâtre qui semble traduire une teneur relative en matière organique pourrait le rapprocher des sols construits au cours de l'oscillation de l'Allerød. Des vérifications sont cependant nécessaires ; elles passent par une description fine et exhaustive des caractéristiques pédologiques de cet horizon et de leur confrontation avec les sols de l'Allerød déjà étudiés.

Les limons argileux plus ou moins sableux supérieurs [2] présentent la particularité de contenir des tessons de céramique, surtout concentrés dans la moitié supérieure de l'unité. Associés à un cailloutis de silex, ces tessons révèlent que l'unité correspond à un important dépôt colluvial (plus d'un mètre d'épaisseur par endroit) d'âge Holocène.

²⁴ Enregistrés sous le n° Beta 163549, laboratoire Beta Analytic, Miami, Floride, États Unis.

2.3 - Conclusions pour la Nappe de Gron

La Nappe de Gron est établie sur un plancher d'incision qui domine de ± 3 m celui de la Nappe de Fond (fig. 10 et 11).

— À Saint-Julien-du-Sault, comme à Étigny/Gron (fig. 17 et 18), le cailloutis grossier de base est incisé par un important paléochenal, repéré le long de la bordure externe de la nappe. Des incisions plus étroites et moins profondes ont été également observées, notamment au « Brassot-ouest » à Étigny/Gron et aux « Boulins » à Saint-Julien-du-Sault. Dans les comblements sableux des lits fluviaux principaux ou secondaires, des indices et sites paléolithiques ont été mis au jour. Les plus importants sont situés sur la commune de Gron au « Fond-des-Blanchards » et au « Chemin-de-l'Évangile ». Les deux gisements paléolithiques sont situés en bordure de deux écoulements dont les fonctionnements respectifs sont contemporains de chacune des deux occupations préhistoriques. Celles-ci s'inscrivent par conséquent dans une paléogéographie de plaine alluviale drainée par un système fluvial.

Le développement de cette paléogéographie de plaine alluviale et l'évolution du système d'écoulement n'apparaissent cependant pas simples. Les dernières observations menées à Gron « Chemin-de-l'Évangile » ont en effet montré que deux systèmes d'écoulement diachroniques avaient fonctionné sur cette plaine. Ils sont séparés dans la stratigraphie et donc dans le temps par une période de net assèchement au cours de laquelle des limons probablement lössiques se sont mis en place. Leur qualité carbonatée pourrait les rattacher aux premiers dépôts lössiques du Pléniglaciaire inférieur (Antoine *et al.*, 1999).

L'intercalation d'une phase à sédimentation éolienne entre deux phases de sédimentation fluviale démontre l'existence d'une rupture majeure dans la construction de la Nappe de Gron. Cette interruption est associée au retour momentané à une dynamique de versant et à l'émergence de conditions froides et sèches résolument pléniglaciaires. Cette rupture dans les conditions de dépôts nous permet ainsi de dissocier dans la Nappe de Gron deux sous nappes alluviales. Emboîtées l'une dans l'autre, elles représentent le bilan morphosédimentaire de deux cycles de sédimentation fluviale d'âge différent. Si le premier est associé à une phase érosive importante responsable du recreusement du substrat sénonien repéré à une altitude relative de ± 3 m, le plus récent n'a pas été précédé d'un approfondissement du plancher crayeux.

— Les formations fluviatiles de la Nappe de Gron contiennent plusieurs sites du Paléolithique :

- Au « Fond-des-Blanchards », le gisement préhistorique correspond à une occupation du Paléolithique moyen rapportée à un Moustérien de type Quina. Dans le sud de la France, cette industrie lithique paraît se développer entre la fin du Weichselien ancien et la fin du Pléniglaciaire inférieur (Mellars, 1986).
- Au « Chemin-de-l'Évangile » l'occupation, rapportée au début du Paléolithique supérieur apparaît plus tardive. Ces industries se développent à partir de 38 ka.

— Les mesures RPE sur quartz ont été établies sur les sédiments fluviatiles de l'unité [2] du « Fond-des-Blanchards » (fig. 36) et sur les sables de l'unité [6a] des « Boulins » (fig. 29). Elles situent la mise en place des matériaux alluvionnaires entre 278 ± 42 et 158 ± 24 ka BP (tabl. 1 ; Voinchet, 2002). Le grand écart entre les mesures RPE établies sur la Nappe de Gron aux « Boulins » et au « Fond-des-Blanchards » ainsi que la distorsion entre ces mesures et les dates communément admises tant pour les industries du Moustérien de type Quina (75-60 ka) que pour celles du Paléolithique supérieur ancien (postérieur à 38 ka BP) invitent à considérer ces données géochronologiques avec une grande prudence. Il en est de même quant aux mesures radiocarbones établies sur des fragments de faune brûlés appartenant au gisement Évangile 3 du paléolithique supérieur ancien. Comprises entre 24 et 21 ka, elles constituent un âge minimum compte tenu de la qualité calcinée du matériel daté.

Quoiqu'il en soit, ces découvertes tout à fait nouvelles permettent plutôt de situer les phases d'alluvionnement responsables de la fossilisation des différents gisements au cours de la première moitié du Weichselien.

— La Nappe de Gron est scellée par une couverture de versant. Les premiers dépôts sont détritiques et crayeux. Ils ont été repérés tant dans la gravière de Saint-Julien-du-Sault, aux « Boulins » (unité [3], fig. 29) que dans celle d'Étigny/Gron, au « Brassot-Ouest » (unité [4ca], fig. 31). Ce niveau, si lacunaire soit-il, provient du démantèlement des versants et signale le passage à une paléogéographie de versant dans le cadre d'une péjoration climatique. Aux « Boulins », la formation remanie des *artefact* lithiques du Paléolithique (N. Connet, *in oralis* 1998).

Les formations limoneuses qui les recouvrent s'avèrent complexes à hiérarchiser en raison du manque de lisibilité des stratigraphies enregistrées et en l'absence d'une lecture micromorphologique. Globalement, on distingue quatre unités limoneuses : les deux

premières ont été repérées surmontant directement soit les premiers graviers détritiques calcaires soit les derniers sédiments fluviatiles :

- On observe une unité limono-argileuse dont les teintes tirent sur le brun-rouge. Elle se singularise surtout par sa structure massive (unité [3] de la « Voie-Creuse », fig. 28 ; unité [4] du « Chemin-de-l'Évangile », fig. 42).
- La seconde, de couleur également brun-rouge, se caractérise par une structure nettement polyédrique fine qui traduit l'action de la glace de ségrégation (unité [2a] du « Brassot-Ouest », fig. 31 ; unité [2] des « Boulins », fig. 29). L'acquisition de cette structure est réalisée sous des conditions périglaciaires.
- Localement, on observe au sommet des limons brun-rouge une unité également limoneuse caractérisée par des teintes plus grises, une porosité biologique et une structuration polyédrique large bien exprimées. Ces caractéristiques désignent un paléosol dont la construction date peut-être de l'Allerød, d'après le niveau d'occupation magdalénien mis au jour à sa base sur le gisement du « Chemin-de-l'Évangile » (unité [3], fig. 42).
- L'unité limoneuse la plus récente est plutôt brune et enrichie en sables et limons aux dépens des argiles (unité [2b] du « Brassot-Ouest » fig. 31 ; unité [2] du « Chemin-de-l'Évangile » fig. 42 ; unité [2] de la « Voie-Creuse » fig. 28 ; unité [1] des « Boulins », fig. 29). Elle contient des *artefact* protohistoriques et supporte le sol actuel.

3 - LA NAPPE DE SENS (± 5 m d'altitude relative)

Dans la basse vallée de l'Yonne, la Nappe de Sens a été repérée sur la plaine du « Haut-Chambertrand » à l'occasion des travaux de diagnostic archéologique sur le contournement sud de Sens de la Route Nationale 60 (kilomètres 37-38) (fig. 8 et 16) (Nowicki et Chaussé, 1996). Son plancher d'incision est situé à une altitude relative de l'ordre de 5 à 6 m (65,5 m NGF) au dessus de celui de la Nappe de Fond (60 m NGF) (fig. 10, 11 et 16).

Elle a été précédemment repérée dans la vallée de la Seine dans les sablières du « Petit-Fossard » et de « Bréau-Maladrerie », au niveau de la confluence Seine-Yonne par R. Paepe (1969) puis A. Roblin-Jouve (1980) (fig. 4, 8 et 10) (sondage n° 12, annexe A,

kilomètres 0-2 à l'aval de la confluence). Son plancher est placé à 46 m NGF, soit ± 6 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (40 m NGF) (fig. 10 et 11).

3.1 - La Nappe de Sens dans le profil longitudinal

Le plancher d'incision de la Nappe de Sens-Chambertrand est bien identifié sur le secteur de la confluence et dans la vallée de Seine. Plus à l'amont, dans la vallée de l'Yonne, sa reconnaissance est plus lacunaire.

- Sur l'interfluve qui sépare les vallées de la Seine et de l'Yonne, le long du tracé TGV, entre Marolles et Barbey en Seine et Marne (kilomètres 5-7), son plancher est fixé à 46,5 m NGF, soit ± 5 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (41,4 m NGF) (fig. 10, 11 et 12).
- Sur le secteur de Vinneuf/Villeblevin (kilomètres 11-13), un plancher placé, en rive droite à ± 53 m NGF, pourrait marquer le niveau d'incision de la Nappe de Sens, soit ± 7 m au dessus du plancher d'érosion le plus profond (± 46 m NGF) (fig. 10, 11 et 13).
- Plus à l'amont, au sud de Pont-sur-Yonne (kilomètres 23-24), un niveau d'incision placé à ± 57 m NGF domine d'environ 5,5 m le plancher de la Nappe de Fond ($\pm 51,4$ m NGF) (fig. 10, 11 et 14).
- Au nord de Sens, sa reconnaissance est moins nette du fait du manque de points de sondage et de leur éparpillement. Le long du tracé de l'autoroute A160 (kilomètres 37-38), un plancher rocheux repéré à 57,5 m NGF, domine de 6 m le plancher de la Nappe de Fond placé à 51,5 m NGF, mais le lit actuel de l'Yonne est installé sur ce plancher (fig. 10, 11 et 15).
- Dans la boucle d'Étigny/Gron (kilomètres 39-40), toujours en rive gauche, elle est apparue sur un niveau d'incision calé à 65,5 m NGF, tandis que le plancher de la Nappe de Fond est fixé à 59 m NGF, soit à une altitude relative de 6,5 m (fig. 10, 11 et 17).
- Enfin à l'amont du secteur d'étude, en rive gauche, elle a également été localisée le long de la déviation de Joigny à 72,5 m NGF (kilomètres 61-64) soit 5 m au dessus de la base de la Nappe de Fond (67,5 m NGF) (fig. 10 et 11) et à Saint-Julien-du-Sault (kilomètres 53-54) (72,5 m NGF) à 6 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (65,5 m NGF) (fig. 10, 11 et 19).

Les corps sédimentaires de la nappe alluviale qui surmontent ce plancher d'incision n'ont jamais été observés lors des différents travaux de voirie du fait, soit de l'ancienneté des aménagements, soit des contraintes d'intervention qui obligeaient à l'implantation de sondages peu profonds, notamment le long de la déviation sud de Sens (fig. 8). En gravière et à l'heure actuelle, cette nappe ne fait pas l'objet d'extraction en raison de la forte épaisseur des sédiments de « découverte » qui surmontent le granulat exploitable, en particulier à Saint-Julien-du-Sault ou dans la boucle de méandre d'Étigny/Gron (fig. 8). En effet, dans les deux gravières, les données géotechniques positionnées uniquement le long de la bordure interne de la nappe montrent un corps graveleux de base épais de 2 à 7 m (fig. 17 et 18). Il est surmonté d'unités plus sableuses à limoneuses, dilatées sur 2 à 3 m et installées, semble-t-il, à Gron, dans une dépression du plancher caillouteux (fig. 7). L'ensemble est scellé par une importante couverture argilo-sableuse à limoneuse rubéfiée, développée entre 2 et 5 m d'épaisseur²⁵. Du fait de l'absence de données d'observation, nous ne pouvons établir un descriptif de cette nappe alluviale.

En surface, elle s'individualise par la présence d'un talus externe relativement net qui la sépare des deux nappes postérieures, notamment à l'amont de la vallée sur la « plaine-de-Chambertrand » au sud de Sens, à Étigny/Gron et Saint-Julien-du Sault où le dénivelé est de l'ordre de 2 à 3 m (fig. 16, 17 et 18).

3.2 - La plaine du « Haut-Chambertrand » le long de la déviation sud de Sens

Des travaux de diagnostic archéologique ont été réalisés le long de l'emprise d'un nouveau tracé routier de la RN 60 qui contourne par le sud la ville de Sens selon un axe est-ouest, perpendiculaire à l'axe d'écoulement de l'Yonne (fig. 8) (Nowicki et Chaussé, 1996).

En rive droite de l'Yonne, le tracé de l'emprise de la route emprunte d'est en ouest la plaine du « Haut-Chambertrand » qui domine de 2 à 3 m le « Bas-Chambertrand », plaine développée sur la bordure du lit mineur actuel de la rivière (fig. 16). Les observations menées sur la plaine alluviale actuelle du « Bas-Chambertrand » sont incomplètes en raison des crues de novembre 1996 qui ont interdit l'accès au terrain.

La plaine du « Haut-Chambertrand » s'étend sur une largeur de 1 500 m environ (fig. 43). Les sondages réalisés le long de l'emprise de l'ouvrage ont été implantés sur les seules extrémités est et ouest de la plaine. En effet, la partie centrale de la plaine était occupée par une ancienne gravière actuellement en friche. La plupart des sondages réalisés

²⁵ Selon les documents de l'exploitant.

a atteint le sommet de la nappe alluviale grossière. Il est apparu déprimé à l'est du « Haut-Chambertrand ». Cette dépression, profonde de 2 m, s'étend d'est en ouest sur 300 m environ. Elle est comblée par des sables roux lités intercalés de lits plus fins ou plus grossiers. La nappe alluviale est scellée par une couverture limoneuse peu épaisse mais relativement homogène sur l'ensemble de la plaine du « Haut-Chambertrand ».

Le levé synthétique de la stratigraphie des formations fines qui surmontent le cailloutis alluvial grossier de la base s'établit comme suit (de bas en haut) (fig. 44) :

- [8] - > à **200 cm** : Cailloutis alluvial grossier (taille centimétrique à décimétrique), constitutif de la nappe alluviale inférieure.

- [7] - **140 - 200 cm** : Sables plus ou moins limono-argileux de couleur rouille, à interstratification de lits de graviers fluviaux (taille centimétrique). Les sables roux apparaissent de mieux en mieux lités en profondeur.

- [6] - **100 - 140 cm** : Limon sableux gris-brun à structure prismatique fine. Présence de taches noirâtres à périphérie rouille sur l'ensemble de l'horizon.

- [5] - **100 cm** : Lit discontinu de cailloutis, constitué de silex géolifracés (taille centimétrique à pluricentimétrique).

- [4] - **70 - 100 cm** : Limon plus ou moins sableux à structure polyédrique fine. La porosité du sommet de l'unité est occupée par des vermiculations blanchâtres carbonatées (pseudomycélium).

- [3] - **70 cm** : Lit discontinu de cailloutis, constitué de silex d'origine alluviale et géolifracés (taille centimétrique à pluricentimétrique).

- [2b] - **50/60 - 70 cm** : Limon calcaire plus ou moins sableux, de couleur brun clair à taches rouilles devenant bleues à la base. La structure est massive.

- [2a] - **30 - 50/60 cm** : Limon argileux plus ou moins sableux brun à structure prismatique. La limite inférieure de l'horizon s'organise en langue. Cet horizon correspond à l'horizon d'accumulation d'argile actuel ou sub-actuel (horizon Bt).

- [1] - **0 - 30 cm** : Horizon agricole.

La dépression comblée par les sables roux [7] qui a été reconnue à l'est du « Haut-Chambertrand » correspond probablement à une incision fluviale de grande largeur remblayée par des sables lités interstratifiés de lits discontinus de graviers roulés. La géométrie des dépôts n'a cependant pas pu être relevée du fait des conditions

d'intervention. En conséquence, nous ne pouvons établir si le comblement correspond à un système d'écoulement à chenal unique ou à chenaux multiples.

La couverture (unités [6] à [2]) qui scelle l'ensemble se distingue des dépôts alluviaux par une texture limoneuse relativement homogène qui la rapproche des formations lœssiques. De couleur globalement claire, cette couverture présente néanmoins à la base deux unités plus foncées et structurées (unités [6] et [4]) qui pourraient correspondre à des paléosols. Ils sont encadrés par des lits discontinus de cailloutis détritiques.

3.3 - La nappe alluviale de « Bréau-Maladrerie » dans la vallée de la Seine

A. Roblin-Jouve (1980), dans la continuité des travaux de R. Paepe (1969) et M. Turland et P.L. Vincent (*in* Neau *et al.*, 1973) a défini une « *basse terrasse* ». Elle a été reconnue au sud de Montereau, au pied du versant nord du plateau du Gâtinais dans la vallée de la Seine. Cette nappe a été observée dans différentes sablières de « Bréau-Maladrerie », du « Petit-Fossard » et de « Beauchamp » situées dans la commune de Varennes-sur-Seine (fig. 8). Son plancher crayeux a été reconnu à la cote de 46 m (Roblin-Jouve, 1980), soit ± 6 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond que nous avons restitué (fig. 10, 11 et annexe A, sondage n° 12, kilomètre 0-2 aval de la confluence).

La gravière de « Bréau-Maladrerie » a fait l'objet d'observations dès la fin des années soixante par R. Paepe (1969). L'auteur avait reconnu au sommet du cailloutis alluvial grossier un « *paléosol d'âge interglaciaire* », séparé des sédiments grossiers inférieurs et des « *sables jaunes stratifiés* » supérieurs par une « *zone à fentes de gel* ».

Ré-étudié successivement par A. Roblin-Jouve (1980) et J.-P. Lautridou (1985), le profil a fait l'objet de nouvelles observations, suivies d'une série d'analyses. Treize couches sédimentaires, surmontant la nappe alluviale, ont été définies (fig. 45, Lautridou, 1985). Elles se regroupent selon trois unités principales. La plus récente est composée de « *limons jaunes à granules de craie (couches [5] et [4]) (surmontés par) un sol brun (couches [3] à [1])* ». Elle repose sur « *des limons à dominante brunâtre (couches [8] à [6])* ». L'ensemble est sous-tendu par « *un complexe limono-sableux humifère à fentes de gel (couches [13] à [9])* ». Dans le détail J.-P. Lautridou (1985) distingue :

- **couche [1] de 0 à 20 cm** : Limon humifère noirâtre (horizon A).
- **couche [2] de 20 à 55 cm** : Limon argileux brunâtre marron (7,5 YR 4/4) à structure polyédrique : horizon Bt.
- **couche [3] de 55 à 80 cm** : Limon assez argileux marron (7,5 YR 4/4) légèrement carbonaté à granules de craie, à zones brunes et nombreux conduits de lombrics.
- **couche [4] de 80 à 120 cm** : Limon jaunâtre (10 YR 7/4) à nombreux granules de craie et à structure granulaire.
- **couche [5] de 120 à 180 cm** : Limon identique au précédent ; entre les deux horizons il y a un cailloutis de granules crayeux très irrégulier.
- **couche [6] de 180 à 230 cm** : Limon identique au précédent mais feuilleté (2-3 mm). Entre les couches 5 et 6, il y a un cailloutis de granules de craie déformé en langues de type kesselt.
- **couche [7] de 230 à 270 cm ou 340 (à gauche)** : Limon légèrement brunâtre (10 YR 7/4) à structure feuilletée (feuilletés de 0,5 à 0,8 cm d'épaisseur). Le passage de 7 à 6 est progressif.
- **cailloutis de 270 à 290 cm** : de petits silex (1-2 cm) de granules de craie, à matrice limoneuse jaune (10 YR 7/4).
- **couche [8] de 290 à 370 cm** : Limon brunâtre (10 YR 7/4) un peu plus foncé que le précédent [7], à structure feuilletée et à taches grises diffuses d'hydromorphie. Deux bandes limoneuses jaunes (10 YR 7/4) le traversent de 209 à 310 et de 330 à 345 cm. Un autre cailloutis se place à la base de [8].
- **couche [9] de 370 à 430 cm** : Limon sableux brun-ocre (10 YR 5/6) devenant plus sableux vers le bas, à marbrures d'hydromorphie.
- **couche [10] de 430 à 450 cm** : Sable fin ocre à taches noires ferro-manganiques ; passage progressif de [9] à [10].
- **couche [11] de 450 à 520 cm** : Limon sableux grisâtre gleyifié au sommet (450 à 470) puis gris-noirâtre (10 YR 6/3). Des grandes fentes de gel longues de 1,7 m et larges de 4 cm, remplies du sable ocre sus-jacent s'ouvrent au sommet de cet horizon.
- **couche [12] de 520 à 580 cm** : Sable limoneux (10 YR 6/6) à marbrures d'hydromorphie et à taches orange.
- **couche [13] de 580 à 620 cm** : Sable gris-jaune.

– *couche [14] > 620 cm : Nappe alluviale grise, de graviers et de galets.*

D'après les analyses granulométriques (Lautridou, 1985), la séquence sédimentaire de « Bréau-Maladrerie » est dominée par les fractions limoneuses provenant d'apports lœssiques.

Le « *complexe limono-sableux humifère inférieur* » (couches [13] à [9]) renferme des malacofaunes de steppes forestières très ouvertes d'après l'association de *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*, *Helicella geyeri*, *Helicella* sp., *Monachoides incarnata* et *Discus rotundatus* (éch. 1 et 2, fig. 45 ; Puisségur *in* Lautridou, 1985). L'examen micromorphologique de la couche [11] révèle une « *accumulation d'argile et des assemblages pédologiques* (qui traduisent) *une pédogenèse* » d'après A. Roblin-Jouve (1980). Il s'agirait d'une « *altération sans illuviation* » selon J.P. Lautridou (1985).

Les « *limons à dominante brunâtre* » supérieurs (couches [8] à [6]) contiennent des faunes de mollusques caractéristiques des lœss (*Trichia hispida*, *Pupilla muscorum* ; éch. 4 à 6, fig. 45 ; Puisségur *in* Lautridou, 1985). Cependant, l'examen micromorphologique de la couche [6] à « *limon brun feuilleté* », montre que les apports proviennent pour une part du versant (ruissellement ou colluvionnement) (Roblin-Jouve, 1980). La mise en place des matériaux a été suivie d'une petite pédogenèse (Roblin-Jouve, 1980), caractérisée par une « *organisation en agrégats* » et des « *traces de matières organiques* » (Lautridou, 1985).

Les « *limons jaunes à granules de craie* » (couches [5] et [4]) sont constitués d'un lœss qui contient 30 % de « *craie gélivée* » (Lautridou, 1985). Ils renferment toujours une faune constituée de mollusques à connotation steppique (Puisségur *in* Lautridou, 1985).

La succession litho-pédostratigraphique enregistrée pour la couverture de la nappe de « Bréau-Maladrerie » a été corrélée par J.-P. Lautridou (1985) avec la séquence lœssique observée dans la coupe 4 de Saint-Pierre-lès-Elbeuf au sud-est de Rouen (Seine Maritime) (fig. 45). À Saint-Pierre-lès-Elbeuf, deux horizons humifères ([5bis] et [5ter]) scellent un paléosol de type brun lessivé (Elbeuf I ; [6]) et sont recouverts par des matériaux lœssiques qui s'enrichissent dans un second temps en matériaux carbonatés [4] (Lautridou, 1985). Les deux horizons humifères de Saint-Pierre-lès-Elbeuf ont fait l'objet d'une étude micromorphologique réalisée par N. Fedoroff et P. Goldberg (1982). Ils correspondent à des sols gris forestiers caractérisés par des revêtements argileux poussiéreux et silteux, associés à de nombreux traits et figures de bioturbation. Les deux horizons qui recouvrent le sol brun lessivé rapporté au dernier interglaciaire (Elbeuf I ; [6]) se seraient mis en place au cours du Weichselien ancien (Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Lautridou, 1985).

Ainsi, à « Bréau-Maladrerie » le développement de la malacofaune steppique et forestière reconnue dans le « *complexe humifère inférieur* » (couches [13] à [9], fig. 45) apparaît être significatif d'une phase de dégradation des conditions climatiques globales, intervenue lors du passage du dernier interglaciaire au dernier glaciaire (Lautridou, 1985).

3.4 - Conclusions pour la Nappe de Sens

Dans la basse vallée de l'Yonne, la Nappe de Sens est établie sur un plancher d'incision qui domine de 5 à 6 m celui de la Nappe de Fond. Elle est séparée de la Nappe de Gron, postérieure, par un talus saillant, notamment le long de la section amont de la basse vallée de l'Yonne. Les alluvions constitutives de cette nappe ont fait l'objet d'observations stratigraphiques limitées du fait de l'absence de gravière en extraction.

Sa couverture, en rive gauche, apparaît relativement épaisse et altérée, notamment à Gron et à Saint-Julien-du-Sault (fig. 17 et 18) d'après les minutes des sondages géotechniques des exploitants de granulats. En rive droite, sur la plaine du « Haut-Chambertrand » (fig. 16, 43 et 44), une telle séquence n'a pas été reconnue. Les profils relevés montrent que la nappe supporte une mince couverture limoneuse dans laquelle on distingue plusieurs unités. Certaines des unités inférieures ont été pédogénésées. Bien que cette coupe n'ait pas fait l'objet d'une approche très approfondie, il est possible de proposer quelques corrélations stratigraphiques avec le profil limoneux de « Bréau-Maladrerie » (fig. 45). En effet, d'après le profil longitudinal de l'étagement des nappes alluviales, la Nappe de Sens se raccorde géométriquement dans la vallée de la Seine à l'aval du confluent, à une nappe alluviale scellée par la séquence lœssique de « Bréau-Maladrerie » (fig. 8 et 10).

Les deux séquences, à « Bréau-Maladrerie » et « Haut-Chambertrand », montrent ainsi la superposition de limons calcaires et de limons bruns (unités [2] et [3/4] de « Haut-Chambertrand » ; unités [4] et [6/7] de « Bréau-Maladrerie » ; fig. 44 et 45) ; les limons bruns inférieurs présentant une structure finement polyédrique ou feuilletée caractéristique d'une restructuration par des processus de gel-dégel (Pissart, 1970 ; van Vliet-Lanoë, 1988). Ces unités limono-calcaires et brunes sont séparées sur les deux profils par un cailloutis (unité [3] de « Haut-Chambertrand » ; niveau [K] ou « Kesselt » à « Bréau-Maladrerie »). D'après les corrélations lithostratigraphiques établies entre le profil de « Bréau-Maladrerie » et la séquence limoneuse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf dans le bassin aval de la Seine, la mise en place des deux unités couvre le Pléniglaciaire moyen et supérieur (Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Lautridou, 1985).

Au « Haut-Chambertrand », l'horizon limono-sableux inférieur [6] (fig. 44) peut être corrélé soit avec les premiers lœss inférieurs du profil de « Bréau-Maladrerie » (unités [7/8], fig. 45) soit avec les limons sableux sous-jacents [9]. D'après les corrélations litho- pédostratigraphiques établies entre les séquences de Saint-Pierre-lès-Elbeuf et « Bréau-Maladrerie », la mise en place des unités a été rapportée au début du Pléniglaciaire/fin du Weichselien ancien (Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Lautridou, 1985).

À Bréau, les formations limoneuses comprennent plus en profondeur des limons grisâtres [11] traversés par des fentes de gel (fig. 45) qui n'ont pas été repérés dans le profil du « Haut-Chambertrand » (fig. 44). Ils s'intègrent dans un « *complexe limono-sableux humifère inférieur* » rapporté au Weichselien ancien d'après les raccords établis avec la séquence lœssique du bassin aval de la Seine (fig. 45) (Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Lautridou, 1985).

La Nappe de Sens est scellée par une couverture limoneuse complexe, constituée de limons calcaires reposant sur des limons bruns. L'ensemble recouvre un complexe de sols humifères bien repéré à « Bréau-Maladrerie », plus lacunaire sur la Plaine du « Haut-Chambertrand ». La construction de ces paléosols humifères inférieurs a été rapportée au Weichselien ancien d'après les corrélations litho- pédostratigraphiques établies avec la séquence lœssique de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Lautridou, 1985). D'après cette proposition, la mise en place de la Nappe de Sens, sur laquelle repose la séquence limoneuse de « Bréau-Maladrerie », serait antérieure au Weichselien ancien.

4 - LA NAPPE D'ÉVRY (± 10 m d'altitude relative)

La Nappe d'Évry a été définie d'après la documentation géotechnique d'une gravière aujourd'hui abandonnée. Elle est située en rive droite de l'Yonne, sur la commune d'Évry, au lieu-dit « la-Vallée », à une dizaine de kilomètres au nord de Sens (kilomètres 25-26) (fig. 8). Son plancher d'incision est fixé à une altitude de 61,4 m NGF, soit un décalage de 9,8 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (51,6 m NGF) (fig. 10 et 11).

4.1 - La Nappe d'Évry dans le profil longitudinal

Cette nappe qui repose sur un plancher d'incision situé à une altitude relative de ± 10 m a également été repérée en d'autres points de la vallée :

- Sur le secteur de la confluence, cette nappe a été isolée au nord de Barbey (Seine et Marne) (kilomètres 7-8), où son plancher apparaît à une altitude de $\pm 51,4$ m NGF soit environ 9,8 m au dessus de celui de la Nappe de Fond fixé à $\pm 41,6$ m NGF (fig. 10, 11 et 12).
- Au nord de Sens, le long du tracé autoroutier A160 (kilomètres 28-29), son plancher est fixé à une altitude de 61 m NGF soit 9,2 m au dessus de celui de la Nappe de Fond (51,8 m NGF) (fig. 10, 11 et 15).
- Dans le prolongement oriental de la plaine du « Haut-Chambertrand », au sud du tracé de la déviation est de Sens, le plancher d'incision de la Nappe d'Évry est situé à 68 m NGF soit 9,8 m au dessus de celui de la Nappe de Fond (58,2 m NGF) (fig. 10, 11 et 16).
- Le long de la déviation de Joigny (kilomètres 61-62), son plancher est situé à 77,2 m NGF alors que le plancher de la Nappe de Fond est établi à 67,6 m NGF, soit un écart de 9,6 m (fig. 10, 11 et 19).

La Nappe d'Évry ne fait actuellement l'objet d'aucune exploitation de granulats qui pourrait permettre son observation. Elle a échappé, en outre, à toute investigation lors de la construction de l'autoroute A160 dans la mesure où le tracé a été conçu sur des remblais. Cette contingence a limité les diagnostics archéologiques aux seuls horizons de surface.

Dans la vallée de la Seine, en Bassée, elle est actuellement exploitée industriellement dans la carrière du Levant, à proximité du village de La-Tombe (Seine et Marne) (fig. 4). Elle ne fait l'objet d'aucune observation stratigraphique. Les travaux de J.P. Michel (1972) dans la gravière du « Gours-aux-Lions », située dans « *la basse terrasse de 10-15 m* », près de La-Tombe (fig. 4), ont montré que cette nappe était constituée de « *galets de granite et d'autres roches éruptives (...) ainsi que de gros grains de quartz et de feldspath (...) qui forment 42 % de la fraction sableuse* ». L'auteur situe ici l'ancienne confluence de l'Yonne avec la Seine, soit à 9 kilomètres en amont de la confluence actuelle.

4.2 - La coupe d'Armeau

Le village d'Armeau est situé sur la rive droite de l'Yonne à un peu moins d'une vingtaine de kilomètres au sud de Sens (fig. 8). Les travaux de dégagement d'un talus pour l'extension d'un parking à la sortie nord du village ont livré un abondant mobilier lithique. Composés d'*artefact* du Paléolithique supérieur et moyen, les restes ont longtemps été ramassés sans que des études aient été engagées.

A. Roblin-Jouve et C. Girard (1982) ont entamé au début des années quatre-vingts le relevé du profil stratigraphique, développé sur 5 à 6 m d'épaisseur, afin de positionner les vestiges préhistoriques dans la séquence sédimentaire (fig. 46). Les auteurs ont distingué trois unités principales, notées A, B et C, regroupant quinze sous-unités sédimentaires dont la succession est décrite comme suit, de la base vers le sommet :

Formation A : Galets de silex et craie en bouillie (couches [2] à [4]). Elle repose sur la craie (couche [1]). À la base, la couche [2] est constituée de trois horizons de rognons de silex et galets de granit emballés dans une matrice argileuses brun-rouge. L'horizon intermédiaire est plus riche en graviers de quartz et d'orthose. Se succèdent ensuite une couche de craie en bouillie contenant des rognons siliceux (couche [3]) et enfin une couche de gros rognons de silex également emballés dans une matrice argileuse brun-rouge (couche [4]).

L'unité A est constituée d'un empilement de couches de galets emballés dans des argiles brun-rouge. Les couches [2], [3] et [4] ont livré du mobilier rapporté au Paléolithique moyen. Les couches [2] et [4] « *portent des traces de pédogenèse* ». L'ensemble repose sur le substrat crayeux qui a été situé à la cote 76 m NGF. Ce premier ensemble constitue un dépôt d'origine alluviale en place selon les auteurs.

Formation B : Dépôts fins et crayeux (couches [5] à [8]). La formation B présente une unité lithologique : des matériaux fins de couleur grise, sables crayeux, petits graviers calcaires anguleux au litage oblique puis une vase remplissant une cuvette, sur le flanc raviné de la butte. Épaisse de 1 m, la formation ne dépasse pas le sommet de la précédente et ne contient pas de vestiges archéologiques.

L'unité B rassemble une succession de lits composés de sables crayeux ou de petits graviers calcaires. L'ensemble correspond au comblement d'un ravin où des dépôts de décantation alternent avec des dépôts crayeux issus du démantèlement du talus.

Formation C : Galets et limons (couches [9] à [14]). C'est la plus étendue. Épaisse de 3 m elle recouvre la précédente. Les différentes couches présentent un pendage oblique en direction de la rivière. Elles sont constituées d'abord de lits de galets mêlés à de

la craie jaune poudreuse ou à du lœss en poche (couches [9], [10], [11]), puis d'un limon jaune crayeux riche en graviers au sommet (couche [12]) et enfin d'un limon brun grumeleux (couche [13]). Ces limons peu épais contiennent quelques poches de cailloutis. Un mince cailloutis de silex violacé termine la formation (couche [14]). De gros rognons de silex emballés dans de la craie poudreuse (couche [15]) fossilisent les 3 formations précédemment décrites.

L'unité C regroupe un ensemble de couches dominées soit par des galets mélangés à de la craie ou des limons soit par des limons. La couche [13], de couleur brune et de structure grumeleuse, témoigne, selon les auteurs, d'une phase de pédogenèse. Des pièces de facture paléolithique supérieur ont été retrouvées à la base de l'ensemble, « *aux limites des couches 9-10* ».

La coupe d'Armeau distingue à la base une unité fluviatile en place (formation A) qui repose sur un plancher situé à la cote de 76 m NGF soit environ 10 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (± 66 m) (fig. 10). Cet écart altimétrique paraît désigner l'appartenance des formations fluviatiles d'Armeau (formation A) à la Nappe d'Évry.

Les formations de versant qui la scellent regroupent deux dépôts successifs (unités B et C) d'après les observations de A. Roblin-Jouve et C. Girard (1982). Ils traduisent le passage à une paléogéographie de versant dont le dernier volet (alternance de dépôts crayeux et limoneux ; unité C, fig. 46) a contribué à la régularisation du talus.

4.3 - Conclusions pour la Nappe d'Évry

La Nappe d'Évry repose sur un plancher d'incision qui domine d'une dizaine de mètres celui de la Nappe de Fond (fig. 10 et 11). Le long des transects perpendiculaires, elle est séparée des nappes postérieures par un talus plus ou moins bien marqué qui permet son individualisation relative dans la topographie actuelle. La reconnaissance de ce talus par les auteurs des cartes géologiques les a souvent conduit à classer cette nappe dans la catégorie Fx de la nomenclature adoptée par le BRGM (fig. 4). Elle a été reconnue à La-Tombe, sur l'interfluve qui domine la confluence Seine-Yonne, où elle est classée en « *basse terrasse de 10-15 m* » selon la dénomination adoptée par J.-P. Michel (1972). Là, elle est constituée d'alluvions d'origine centralienne qui révèlent que les dépôts ont été mis en place par un ancien cours de l'Yonne. La reconnaissance de ces alluvions, aujourd'hui situées en position de versant dans la vallée de la Seine et à une dizaine de kilomètres à l'amont de l'actuelle confluence Seine-Yonne, a permis de localiser à La-Tombe une ancienne confluence Seine-Yonne (Michel, 1972).

L'absence d'étude de séquence sédimentaire en gravière interdit dans l'immédiat d'aller plus en avant dans l'approche de la Nappe d'Évry. Il semblerait, cependant et d'après la documentation géotechnique des tracés autoroutiers TGV-A5 et A160 (fig. 12 et 15), qu'elle soit dilatée sur 5 à 6 m d'épaisseur et constituée d'une importante assise sableuse ou limoneuse (de l'ordre de 2 m) qui surmonte le cailloutis grossier de base le long du transect A160 (fig. 15). Les faciès fluviatiles fins, sableux à limoneux, sont préférentiellement conservés le long de la bordure externe de la nappe.

Plus à l'amont, à Armeau, des observations réalisées par A. Roblin-Jouve et C. Girard (1982) montrent que deux générations de dépôts de versant scellent les formations fluviatiles constitutives de cette nappe.

5 - LA NAPPE DE MISY (± 15 m d'altitude relative)

La Nappe de Misy a été repérée au lieu dit « les-Vignes-du-Carreau », commune de Misy, le long du tracé TGV à l'amont de la confluence Seine-Yonne au pied du talus du plateau du Sénonais (kilomètres 8-9 ; fig. 10, 11 et 12). Le plancher rocheux n'a pas été atteint dans les sondages géotechniques. Les alluvions grossières ont été rencontrées jusqu'à un niveau de 58 m NGF. Le plancher de la Nappe de Fond étant fixé à 42 m NGF, le décalage est d'au moins 16 m. D'après la documentation géotechnique, elle apparaît uniquement constituée d'un cailloutis grossier épais d'environ 5 m.

5.1 - La Nappe de Misy dans le profil longitudinal

Cette nappe a également été repérée plus en amont et dans la vallée de la Seine :

- Elle a été repérée sur un replat qui domine la confluence de l'Yonne-Oreuse aux kilomètres 25-26 (fig. 10 et 11). Son plancher apparaît à une altitude de 67,2 m NGF²⁶ tandis que celui de la Nappe de Fond est situé à 51,6 m NGF soit un écart altimétrique de l'ordre de 15,6 m (fig. 17). Les alluvions sont essentiellement grossières et peu épaisses (de l'ordre du mètre). Elles sont recouvertes par une importante couverture limoneuse

²⁶ Annexe A, sd. n° 48, feuille 2617, TGV/I.

ou colluviale dilatée sur deux mètres environ d'après la documentation géotechnique.

- À l'amont de la basse vallée de l'Yonne, le long de la déviation de Joigny, le plancher de la Nappe de Misy est situé à la cote 81 m NGF, soit 13 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (fig. 10 et 11).
- Dans la vallée de la Seine, au niveau de la confluence Seine-Yonne, A. Roblin-Jouve situe une « *moyenne terrasse* », localisée entre Cannes-Écluses et Esmans (Seine et Marne) dont le plancher est établi à une altitude de 57,3 m NGF²⁷, soit 17 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (40,2 m NGF). Le plancher de cette nappe reconnue dans la vallée de la Seine, semble se raccorder dans le profil longitudinal avec celui repéré à Misy (kilomètres 9-10) et au kilomètre 26 (fig. 10 et 11).

5.2. - Les analyses par Résonance Paramagnétique Électronique sur quartz

Aucune extraction de granulats n'exploite la Nappe de Misy dans la basse vallée de l'Yonne. Aussi, dans la perspective d'établir des mesures géochronologiques, la recherche des affleurements s'est particulièrement concentrée sur les excavations signalées par la documentation géotechnique et encore visibles sur le terrain.

Les deux anciennes gravières situées à Misy et à Évry (respectivement kilomètres 9-10 et kilomètre 26, fig. 10) ont livré des fronts de taille relativement accessibles. Des prélèvements ont été réalisés dans des lits sableux compris dans le cailloutis alluvial grossier inférieur.

Les mesures obtenues pour ces deux sablières replacent la mise en place de la nappe de cailloutis grossiers entre 263 ± 40 et 285 ± 42 ka (tabl. 1) (Voinchet, 2002).

Une troisième mesure a été réalisée sur une séquence alluviale fraîchement dégagée, située dans le village de Véron à un peu moins d'une dizaine de kilomètres au sud de Sens (fig. 8 et 10). Les résultats de l'analyse ont donné un âge relativement voisin (286 ± 32 ka) de ceux obtenus à Évry et Misy (tabl. 1).

Toutefois, cette séquence stratigraphique ne bénéficie d'aucune donnée permettant l'établissement de la valeur altimétrique de son plancher rocheux. Mais la concordance du résultat obtenu à Véron avec les deux mesures établies dans les gravières d'Évry et de Misy ainsi que la position altimétrique de la séquence de Véron dans le profil longitudinal

²⁷ Annexe A, sd. n° 6 et 15, feuille 2517, vallée de la Seine, d'après A. Roblin-Jouve, 1980.

de l'étagement des nappes rendent vraisemblable son appartenance à la catégorie des Nappes de Misy (fig. 10). Aussi, présenterons-nous ci-après le profil observé à Véron.

5.3 - Le profil stratigraphique de Véron

Le profil relevé (fig. 47) a été observé à la suite de l'ouverture d'un affouillement pour l'implantation d'un silo à Véron. Établie sur une profondeur de 3 m environ, l'excavation n'a pas atteint la nappe de cailloutis alluvial grossier. L'observation est par conséquent partielle ; de bas en haut, on distingue :

- [11] : > à 205 cm : Profil non accessible dans le détail : éboulement de la paroi. De 205 à 350 cm au moins, le sédiment est sableux et lité. Sous-structure particulière. L'unité paraît se structurer selon un empilement de couches.

- [10] : 200 - 205 cm : Lit de cailloutis roulés et grossiers (taille centimétrique à décimétrique).

- [9] : 160 - 200 cm : Sables lités devenant plus limoneux au sommet. Sous-structure particulière. Les lits sableux sont épais de 3 à 4 cm à la base et s'amincissent vers le sommet jusqu'à atteindre une épaisseur centimétrique, ce à mesure de l'enrichissement progressif en limons. Sur le sommet de l'unité on rencontre de façon éparse et discrète des petites taches blanchâtres de carbonates re-précipités, associées à un réseau de microporosités lui aussi discret. Entre 170 et 194 cm de profondeur, un niveau d'accumulation de concrétions ferro-manganiques a été observé.

- [8] : 140 - 160 cm : Sables lités, plus grossiers en sommet d'assise. Ces sables sont interstratifiés de lits de petits cailloutis roulés, dont les tailles sont centimétrique à pluricentimétrique.

- [7] : 130 - 140 cm : Niveau caillouteux constitué pour l'essentiel d'éléments d'origine alluviale, mêlés à des éclats de silex. L'ensemble est emballé dans un sable clair.

- [6] : 105 - 130 cm : Banc caillouteux constitué d'éclats de silex. L'ensemble est emballé dans un sable argileux brun foncé.

- [5] : 75 - 105 cm : Argile limoneuse de couleur brun-jaunâtre, de plus en plus argileuse vers la base de l'horizon. La structure est polyédrique à prismatique. L'ensemble est parcouru par une microporosité nettement mieux exprimée par rapport aux deux niveaux limoneux supérieurs.

[4] : **70 - 75 cm** : Lit lâche de cailloutis constitué d'éclats de silex émoussés, de taille millimétrique à pluricentimétrique.

[3] : **50 - 70 cm** : Limon sableux ± argileux brun-rougeâtre qui emballe un cailloutis émoussé épars. L'ensemble est traversé par des galeries qui proviennent de l'horizon de surface. La structure est polyédrique fine à granulaire. La microporosité est peu exprimée.

[2] : **20 - 50/70 cm** : Limon argileux, brun ± rouge de plus en plus argileux vers la base. Il est traversé par le réseau racinaire actuel et des galeries biologique. Il emballe un cailloutis épars, d'aspect émoussé et de taille centimétrique. La structure est prismatique. La microporosité est moyennement exprimée. La limite avec l'horizon inférieur s'organise en langues étroites développées sur une vingtaine de centimètres de hauteur.

[1] : **0 - 20 cm** : Horizon agricole.

Le profil relevé montre que les sédiments fluviatiles fins (unités [11] à [8], fig. 47) sont surmontés par une couverture de versant constituée en alternance de cailloutis (unités [7], [6] et [4]) et de limons argileux non carbonatés (unités [5], [3] et [2]). Ceux-ci matérialisent plusieurs pédogenèses construites sur des matériaux limoneux. Les différentes pédogenèses se manifestent par une brunification et un enrichissement relatif en argile associés pour chacune des trois unités à une structuration spécifique.

Les niveaux caillouteux traduisent des épisodes de démantèlement des versants. Ils révèlent autant de phases de péjoration des conditions climatiques. La dernière de ces phases paraît avoir affecté l'unité [3] caractérisée par une structure polyédrique fine à granulaire. En effet, d'après les travaux menés par A. Pissart (1970) puis B. van Vliet-Lanoë (1976 et 1988) sur l'action de la glace de ségrégation dans les sols, cette structuration est d'origine cryogénique.

5.4 - Conclusions pour la Nappe de Misy

La Nappe de Misy repose sur un plancher rocheux qui domine d'environ 15 m celui de la dernière nappe alluviale. Dans le profil longitudinal de l'étagement des nappes alluviales, elle est la quatrième nappe antérieure à la Nappe de Fond (fig. 10 et 11).

Les trois mesures géochronologiques établies par RPE sur différentes séquences fluviatiles appartenant à cette catégorie de nappe sont cohérentes entre elles et situent sa mise en place entre 262 ± 30 et 286 ± 32 ka BP (tabl. 1 ; Voinchet, 2002).

À Véron, les sédiments fins constitutifs de cette nappe sont surmontés par des formations de versant développées sur une épaisseur de près de 150 cm (fig. 47). Elles sont constituées de deux principaux dépôts détritiques grossiers, encadrés par des limons pédogénéisés. Le sol actuel apparaît construit aux dépens d'un ancien horizon perturbé par une structuration cryogénique.

6 - LA NAPPE DE SOUCY (± 20 m d'altitude relative)

La Nappe de Soucy a été repérée en 1994 lors des travaux d'extraction dans la gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy, au nord de Sens (kilomètres 29-30, fig. 8 et 15) (Lhomme *et al.*, 1994). L'altitude du plancher rocheux est située à 72 m NGF, soit un décalage de 20,4 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (51,6 m NGF) (fig. 10, 11 et 15).

À Soucy, la nappe a livré, entre 1994 et 1997, six gisements du Paléolithique ancien regroupant neuf niveaux d'occupation distincts (Lhomme et Connet, 2001). Tous sont compris dans les sédiments fluviaux fins qui surmontent la nappe de cailloutis inférieure (Chaussé *et al.*, 2000).

6.1 - La Nappe de Soucy dans le profil longitudinal

Selon les données géotechniques, la Nappe de Soucy n'a été identifiée qu'en deux points dans la basse vallée de l'Yonne. Le troisième point est représenté par des données de terrain observées à Michery.

- La Nappe de Soucy a également été repérée au niveau du contournement de la RN 60 de Sens, à Gron « emprunt » (kilomètres 39-40), où son plancher est fixé à une altitude de $\pm 77,5$ m NGF, soit un écart de 19,3 m par rapport au plancher d'incision de la Nappe de Fond placé ici à 58,2 m NGF (fig. 10, 11 et 16) (Lhomme et Chaussé, 1998b). À l'« emprunt » de Gron, la nappe graveleuse de la base est développée sur une épaisseur de 4 à 5 m (fig. 16 et 48). Elle est surmontée de sables lités, épais au mieux de 1 à 2 m. Les datations par résonance

- paramagnétique électronique situent leur mise en place entre 306 ± 45 et 355 ± 51 ka BP (tabl. 1 ; Voinchet, 2002).
- La Nappe de Soucy a été également reconnue plus à l’amont, le long de la déviation de Joigny (kilomètres 64-65, fig. 10, 11 et 19) où son plancher apparaît à une altitude de 86 m NGF soit un décalage de 18 m par rapport au plancher de la Nappe de Fond (68 m NGF).
 - À l’aval de Sens, au niveau du village de Michery, la nappe Fw de la nomenclature BRGM (fig. 4) paraît appartenir à la catégorie des Nappes de Soucy compte tenu de la position altimétrique de l’affleurement (entre 74 et 75 m NGF) le long du profil longitudinal de l’étagement des nappes (fig. 10). Des datations par RPE sur quartz ont été établies sur des sables rubéfiés prélevés dans une petite sablière à l’abandon. Elles ont livré un âge de 509 ± 80 ka (tabl. 1 ; Voinchet, 2002).

6.2 - La Nappe de Soucy dans la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy

La gravière des « Grandes-Pièces » a fait l’objet d’enregistrements stratigraphiques généraux établis selon des transects est-ouest, étendus sur plusieurs centaines de mètres (fig. 65 à 69). Ces relevés ont été organisés au fur et à mesure de l’avancée des travaux d’extraction. Les transects ont été enrichis d’une information litho-stratigraphique plus précise élaborée à partir de l’observation de profils détaillés, relevés au vingtième. Les relevés détaillés sont disséminés le long des différents transects ou le long des limites d’emprise de la carrière (fig. 65). Ils ont fait l’objet d’échantillonnages systématiques qui ont alimenté les approches chronostratigraphique et paléoenvironnementale développées ci-après. Ces profils et leur analyse spécifique ont été regroupés dans l’annexe B.

6.2.1 - Les données stratigraphiques

L’information stratigraphique réunie à la suite de l’observation et de l’étude des transects et profils détaillés a été résumée sur un profil synthétique (fig. 49).

À Soucy, la nappe alluviale est développée sur environ 8 à 10 m d’épaisseur. Elle est composée de deux unités fluviales qui distinguent à la base un cailloutis grossier surmonté par des formations sableuses à limoneuses. L’ensemble est scellé par des formations de versant.

6.2.1.1 - Les formations fluviatiles

Les formations fluviatiles sont constituées de dépôts divers qui remblaient plusieurs systèmes d'écoulement nettement distincts (fig. 50). La géométrie détaillée de ces différents ensembles sédimentaires est développée plus particulièrement dans la seconde partie de ces travaux qui traite des paléoenvironnements de l'ancienne plaine alluviale et de leur évolution. Nous livrons ici une description très résumée de la succession lithologique.

De la base vers le sommet, on observe (fig. 49 et 50) :

- [0] : Cailloutis alluvial grossier. Cette formation repose sur les craies du Sénonien percées par endroit par des cavités karstiques.

- [1] : Sables fluviatiles qui remblaient un premier chenal A, repéré à l'ouest de la gravière. Le gisement préhistorique de Soucy 6 est compris dans ces matériaux qui bordent en rive gauche le chenal A.

- [2] : Sables et graviers fluviatiles qui remblaient un lit fluvial à chenaux multiples. Celui-ci a été repéré dans la partie médiane de la gravière. Le gisement de Soucy 5 « niveau II » a été repéré dans cette unité sédimentaire.

- [3] : Sables fluviatiles constitués de plusieurs sous-unités sédimentaires, toutes déposées par des écoulements qui transitaient par le chenal B. Celui-ci a été repéré à l'ouest de la gravière. Les différents matériaux sableux recouvrent le lit majeur du chenal B et remblaient un réseau de bras latéraux. Ils ont fossilisé plusieurs gisements préhistoriques : Soucy 5 « niveau I », Soucy 1 et Soucy 3 « niveau P ».

- [4] ; [4g] : Horizon grisâtre [4], développé aux dépens des sables [3]. Un gley [4g] a été observé dans le fond du chenal B.

- [5] : Sables limoneux jaune qui recouvrent l'ensemble des dépôts. Le système d'écoulement responsable de leur mise en place n'a pas été observé dans les limites de l'emprise de la gravière. Les gisements paléolithiques de Soucy 3 « niveau S » et de Soucy 5 « niveau 0 » sont compris dans cette unité.

- [6] : Limons calcaires finement lités, uniquement repérés dans la partie sud-est de la gravière.

6.2.1.2 - Les formations de versant

Les formations de versant les plus anciennes reposent sur une surface d'érosion qui recoupe les dernières formations fluviales. Cette surface d'érosion qui accuse une pente de l'ordre de 1,2 % le long du transect M (fig. 50), est doucement inclinée vers l'ouest. L'étude précise de l'ensemble des formations est détaillée dans l'annexe B. Nous présentons ici un résumé synthétique et interprétatif des données de terrain (fig. 49 et 50).

[7] : La surface d'érosion est jalonnée par des sables et graviers crayeux [7] observés le plus souvent sous la forme de lambeaux épais, au mieux, d'une quarantaine de centimètres d'épaisseur. Ces lambeaux, relativement continus à l'est des transects, sont apparus de plus en plus lacunaires et fins vers l'ouest (fig. 50). Au nord de la gravière, le long de la coupe E, le granulats crayeux [D] qui atteint une épaisseur de deux mètres, est lité à la base. Un examen micromorphologique réalisé à la base de la formation a montré que sa mise en place avait remanié des fragments de sols plus anciens et avait procédé d'une redistribution de proche en proche des particules constitutives selon une disposition laminaire brève, parallèle à la paléopente (annexe B). L'agencement laminaire des particules apparaît être le produit d'un tri sous l'effet de la fonte rapide de plaques neigeuses. Il suggère que les premiers dépôts se sont produits lors de conditions plutôt froides et humides.

[8] : L'ensemble est recouvert par des sables argileux brun-rouge [8], développés au mieux sur 50 à 60 cm d'épaisseur. Ils présentent une structure polyédrique fine (2 à 3 cm) bien prononcée. Les agrégats sont envahis par une microporosité relativement dense à l'intérieur de laquelle des enduits argileux lisses et sombres ont été observés. La base de cette unité souligne l'inclinaison vers l'ouest du glacis façonné antérieurement. Un examen micromorphologique (annexe B, coupe A) a montré que cette unité était constituée de la superposition de deux paléosols **SLGP II** et **SLGP III** de type brun lessivé. Nettement distincts, ils apparaissent chacun de rang interglaciaire. Des revêtements plus grossiers qui remanient des papules sont intercalés entre les deux phases d'illuviation (sous-unité [8b]). Ces traits marquent une dégradation des conditions climatiques qui est intervenue entre l'élaboration des deux paléosols.

[9] : Les sables argileux brun-rouge sont recouverts par un banc de cailloutis épais de 10 à 40 cm [9]. Il est apparu continu sur l'ensemble des transects (fig. 49 et 50). Il est doucement incliné vers l'ouest, parallèlement à la pente du glacis. Il est constitué de gélifractions de silex grossièrement lités qui présentent tous une patine blanche. Les éléments ont une taille moyenne comprise entre 5 et 7 cm dans leur plus grande longueur. Sa mise en place a procédé de processus de gélifluxion qui ont en partie remanié le paléosol SLGP II immédiatement inférieur.

[10] : Des sables limoneux brun-orangé [10] ont été localement repérés le long d'une dépression du toit du cailloutis gélifractions [9] (fig. 49). Cette unité est développée sur 20 à 30 cm d'épaisseur au mieux. Elle est envahie par une microporosité bien marquée, associée à des enduits argileux sombres. Sous microscope, son examen a

révélé un horizon d'illuviation complexe marqué par la superposition de revêtements argileux devenant de plus en plus poussiéreux à silteux. Ce paléosol **SLGPI** mis en place dans un contexte interglaciaire enregistre peu à peu une dégradation des conditions environnementales.

[11] ; [11a] : Un banc de sables plus ou moins crayeux [11] comprenant un petit cailloutis de silex géolifracés (taille centimétrique à pluricentimétrique) et des graviers est développé sur une quarantaine de centimètres d'épaisseur (fig. 49 et 50). Ils parachèvent le comblement de la dépression du sommet du cailloutis géolifracés [9] le long du transect J (fig. 50). Vers l'ouest, il n'est représenté que par un petit cailloutis de silex géolifracés [11a] discontinus qui recoupe le sommet des sables limoneux brun-orangé inférieur (unité [10]/ SLGP I). Le cailloutis [11a] s'est mis en place par cryoreptation d'après son examen sous microscope (annexe B, coupe A).

[12] ; [12a] : L'ensemble est recouvert par des limons sableux bruns [12] qui peuvent atteindre 1 m d'épaisseur, le long des profils les plus orientaux. À leur base, la racine d'un horizon de sol boréal [12a] a été identifié après un examen sous microscope.

[13] : Les limons sableux supportent le sol actuel caractérisé par un horizon d'accumulation d'argile repéré entre 0,50 et 1 m sous la surface topographique.

Les formations de versant qui scellent les sédiments fluviatiles à Soucy distinguent plusieurs générations de dépôts interstratifiées de paléosols de rang interglaciaire : SLGP I, SLGP II et SLGP III.

Les dépôts alluviaux inférieurs ont été mis en place par plusieurs systèmes d'écoulement nettement distincts dans l'espace. D'après nos observations, ces différents systèmes ponctuent la migration d'ouest en est d'un ancien cours de l'Yonne.

6.2.2 - Les données biostratigraphiques

Les sédiments fluviatiles fins de la gravière des « Grandes-Pièces » (unités [2] à [5] ; fig. 49) renferment de nombreux restes paléontologiques bien conservés et porteurs d'une information paléoenvironnementale. La collection recueillie rassemble des vestiges coquilliers et osseux.

6.2.2.1 - La malacofaune

Les sédiments fluviaux fins appartenant aux remblaiements sableux et sablo-limoneux du lit fluvial et du chenal B (unités [2] à [5], fig. 49, 50 et 51) se sont révélés fossilifères en restes coquilliers. De fait, ces formations ont fait l'objet de plusieurs campagnes de prélèvements²⁸ dont le traitement et l'analyse ont été confiés à N. Limondin-Lozouet (*in* Chaussé *et al.*, 2000 et Limondin-Lozouet, 2001).

Très sensibles aux changements du milieu, les mollusques sont caractéristiques de biotopes spécifiques et ont été classés selon différents groupes écologiques par J.J. Puisségur (1976). Leur identification et l'analyse des assemblages permettent ainsi de caractériser les conditions paléo-environnementales spécifiques pour chacun des prélèvements sédimentaires. L'évolution des assemblages au sein des stratigraphies ainsi que leur comparaison d'un profil à l'autre permettent de documenter à la fois les variations latérales du milieu et les modifications qui sont intervenues au fur et à mesure de l'aggradation sédimentaire.

À Soucy, l'analyse de l'évolution de la malacofaune dans la succession sédimentaire observée a permis de mettre en évidence sept malacozones (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001 et inédit). Les quatre premières (zones Scy1 à Scy4 ; tabl. 4.1 et 4.2, 5.1 et 5.2) ont été analysées à partir de prélèvements sédimentaires réalisés dans les sédiments fluviaux le long des coupes M1/M2, C3, D et J1 (fig. 50, 51, 71, 77 et annexe B). Les trois dernières (Scy5 à Scy7 ; tabl. 4.1 et 4.2, 5.1 et 5.2) ont été définies dans deux unités sédimentaires carbonatées appartenant aux formations de versant qui scellent la nappe alluviale (fig. 50, 51 et annexe B).

• *La biozone Scy1*

la biozone Scy1 a été individualisée à la base des comblements sableux [3a] installés dans les ré-entailles du lit fluvial le long du profil M2 (éch. Ma-1 ; fig. 51 et 77). Elle a également été reconnue dans des sédiments sableux à graviers [2'] qui sous-tendent les sables lités [3] le long du profil C1/C2/3 (éch. Ma-0 ; fig. 51 et annexe B4) ou encore à la base des sables lités [3c] le long du profil J1 (éch. Ma-1 ; fig. 51 et 71) (tabl. 3.1 et 3.2).

Les effectifs de la malacozone Scy1 sont variables tandis que la diversité est moyenne. La conservation des restes malacologiques est dans l'ensemble médiocre en raison de la corrosion des coquilles (tabl. 3.1 et 3.2) (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001).

²⁸ Chacun des prélèvements équivaut à 10 litres de sédiments en moyenne.

Les associations reconnues dans cette première biozone se caractérisent par le développement des faunes aquatiques mélangées à différentes espèces issues de biotopes terrestres. Les proportions entre taxons terrestres et aquatiques sont variables d'un profil à l'autre. Le mélange de faunes provenant de milieux distincts indique le remaniement de la malacofaune. Dans le contexte de plaine alluviale défini ci-avant, l'enregistrement malacologique et l'équilibre inégal entre les espèces terrestres et aquatiques illustrent l'action d'écoulements distincts dans l'espace ; les sables [3a] du profil M2 comblent l'un des petits chenaux entaillés dans le lit fluvial (fig. 77 et 69) tandis que les sables [3c] et les graviers sableux [2'] des profils J1 et C2/3 flanquent les deux rives du chenal B (fig. 66 et annexe B4).

• *La biozone Scy2*

La malacozone Scy2 a été mise en évidence dans les sables fins lités [3b] et [3c] qui s'étalent, en rive droite, sur le lit majeur du chenal B le long des profils M2 (éch. Ma-2 à Ma-4) et J1 (éch. Ma-2 à Ma-4) (tabl. 3.1 et 3.2 ; fig. 50 et 51). Elle a également été reconnue sur sa rive gauche le long du profil C1/C2/3, contenues dans des sables plus ou moins lités [3] (éch. Ma-1 et Ma-2). Le long de la coupe D, la biozone Scy2 a été identifiée dans des sables plus ou moins lités [3] qui sous-tendent l'horizon grisâtre [4] (éch. Ma-1) (annexe B3 et B4).

La conservation des restes coquilliers est meilleure pour les échantillons de la biozone Scy2 (tabl. 3.1 et 3.2). Les assemblages reconnus sont également apparus très diversifiés et sont dominés par des espèces évoluant dans différents milieux terrestres. Parmi les taxons reconnus, les mollusques vivant dans un environnement ouvert et les mésophiles sont prépondérants. Ils sont associés à des populations qui s'épanouissent dans des milieux plus fermés, semi-forestiers à forestiers. L'association reconnue ainsi que la diversité spécifique impliquent des conditions globales de type interglaciaire. Parmi les espèces inféodées au milieu forestier, la présence d'*Aegopis klemmi*, de *Perforatella bidentata* et de *Clausilia pumila* sont caractéristiques de milieu forestier humide ; les deux dernières ont une répartition actuelle centre-européenne. La subsistance des taxons aquatiques sur quelques profils (profil M2, tabl. 3.1 et 3.2 ; fig. 51) ne reflète qu'un milieu localement stagnant. L'ensemble décrit un environnement globalement ouvert qui admet des zones boisées, développé dans un contexte tempéré de type continental (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001).

• *La biozone Scy3*

La biozone Scy3 a été identifiée dans l'horizon grisâtre [4] développé aux dépens des sables lités inférieurs [3c] qui s'étalent sur la rive gauche du chenal B le long du profil M2 (éch. Ma-5 à Ma-8) (tabl. 3.1 et 3.2 ; fig. 50, 51 et 77). Elle a également été reconnue dans le même horizon développé aux dépens de sables plus ou moins lités [3] reconnus dans les coupes C2/3 (éch. Ma-3 ; fig. 51, annexe B4), D (éch. Ma-2 et Ma-3 ; fig. 51, annexe B3) et E (unité [C] ; fig. 51, annexe B7) (tabl. 4.1 et 4.2 ; fig. 51).

La malacozone Scy3 est constituée presque exclusivement de taxons terrestres dominés par les mésophiles et les espèces de milieu ouvert (tabl. 3.1 et 3.2). Par rapport à la biozone précédente, ceux-ci progressent aux dépens des groupes forestiers et semi-forestiers qui régressent tant en quantité qu'en diversité. La part de la fraction aquatique dans les assemblages devient insignifiante. L'ensemble décrit un milieu terrestre plus ouvert et plus sec par rapport à celui défini dans la biozone Scy2 (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001).

• *La biozone Scy4*

La malacozone Scy4 a été repérée dans les sables limoneux jaunes [5] qui scellent l'horizon grisâtre [4] le long des coupes M2 (éch. Ma-8 et Ma-9), C2/3 (éch. Ma-4 à Ma-9), et D (éch. Ma-4 à Ma-7) (tabl. 3.1 et 3.2 ; fig. 50 et 51) (annexe B).

La biozone Scy4, comme la précédente, est constituée presque exclusivement de taxons terrestres. La tendance vers l'ouverture du milieu, enregistrée précédemment, se poursuit nettement dans les assemblages avec la progression des mollusques de terrain découvert. Parmi ceux-ci, la part des taxons steppiques se renforce aux dépens des espèces mésophiles. L'évolution traduit un assèchement notable du milieu qui admet ponctuellement des zones marécageuses d'après le développement local de mollusques de milieu stagnant reconnus dans la coupe D (tabl. 3.1 et 3.2 ; fig. 51 et annexe B3) (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001).

• *La biozone Scy5*

La biozone Scy5 a été définie à partir de restes coquilliers collectés à la base du granulat crayeux de l'unité [D] de la coupe E (fig. 51 et annexe B ; éch. Ma-5 à Ma-7) corrélé au granulat crayeux de l'unité [7] du profil de synthèse (fig. 49) (tabl. 4.1 et 4.2).

La biozone Scy5 est uniquement constituée de taxons terrestres dominés par *Vallonia costata* et *Pupilla muscorum* devant *Trichia hispida* et *Vallonia excentrica* auxquels s'ajoute des coquilles de *Pupilla sterri*. Si les premiers définissent un milieu fondamentalement ouvert, la présence de *Pupilla sterri*, qui est une espèce xérophile, évoque un milieu également sec. Un cortège secondaire de mollusques thermophiles évoluant dans des milieux forestiers complète cependant l'assemblage (*Clausilia bidentata*, *Ena montana*, *Azeca goodali*). Présent dans les assemblages des biozones Scy2 à Scy4 définies dans les sables alluviaux antérieurs, le cortège de thermophiles de la zone Scy5 s'en distingue de par une moindre diversité spécifique et des effectifs qui globalement diminuent. La persistance des taxons thermophiles forestiers au sein d'un assemblage dominé par des espèces de milieu froid à tendance sèche évoque une phase de transition climatique qui pourrait être replacée au cours de la fin d'un interglaciaire ou du début d'un glaciaire (Limondin-Lozouet, *in oralis* 2002).

• *La biozone Scy6*

Les restes coquilliers de la biozone Scy6 ont été retrouvés dans la partie centrale à sommitale du granulats crayeux (unité [D]) de la coupe E (fig. 51 et annexe B7 ; éch. Ma-8) équivalent à l'unité [7] du profil de synthèse (fig. 49) (tabl. 4.1 et 4.2).

Comme pour la biozone précédente, l'assemblage Scy6 est dominé par *Vallonia costata* et *Pupilla muscorum* devant *Trichia hispida* et *Vallonia excentrica*. Elle s'en distingue par la diminution de *Pupilla sterri* et la quasi disparition des taxons thermophiles. L'état d'usure de leur coquille signale en outre leur remaniement. Par rapport à la zone Scy5 reconnue à la base de l'unité [7], l'assemblage recueilli au sommet de cette même unité sédimentaire traduit une nette accentuation de la dégradation des conditions climatiques (Limondin-Lozouet, *in oralis* 2002).

• *La biozone Scy7*

La biozone Scy7 a été définie à partir des restes coquilliers collectés dans des sables crayeux de l'unité [11] de la coupe C2 (fig. 51 et annexe B4, éch. Ma-1 et Ma-2 et fig. 49) (tabl. 4.1 et 4.2).

La pauvreté spécifique caractérise l'assemblage de mollusques qui est nettement dominé par *Trichia hispida* devant *Pupilla muscorum*. Ces éléments définissent des conditions climatiques sévères, froides et sèches, caractéristiques de phases pléni-glaciaires (Limondin-Lozouet, *in oralis* 2002).

• *L'évolution de la malacofaune*

Les malacofaunes recueillies dans la gravière des « Grandes-Pièces » proviennent des unités fluviatiles et des formations de versant qui les recouvrent. L'enregistrement est toutefois discontinu.

– Dans les sédiments fluviatiles fins de la nappe alluviale, l'évolution de la malacofaune montre le passage d'un environnement aquatique (biozone Scy1) à un milieu terrestre (biozones Scy2 à Scy4). Ce passage traduit la diminution de l'impact de la rivière sur sa plaine alluviale. Les espaces nouvellement libérés de la pression du cours d'eau évoluent vers un milieu terrestre colonisé par des faunes très diversifiées (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000).

Les assemblages reconnus et notamment l'association des taxons forestiers de la biozone Scy2 (*Aegopis klemmi*, *Clausilia pumila*, *Perforatella bidentata*) impliquent des conditions interglaciaires de type continental. Cet interglaciaire peut être rapporté à l'une des périodes tempérées du Pléistocène moyen d'après la présence de certains taxons. En effet, *Aegopis klemmi*, espèce aujourd'hui éteinte, apparaît dans plusieurs sites européens du Pléistocène moyen. *Perforatella bidentata* est, quant à elle, une espèce qui n'a jamais été signalée dans les dépôts postérieurs à l'Eemien (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001).

Dans les sédiments fluviatiles, l'enregistrement de l'évolution de la faune de mollusques est partiel. En effet, les remblaiements fins du chenal A, dont la mise en place est antérieure au fonctionnement du lit fluvial et du chenal B, sont apparus stériles en restes malacologiques. Il en est de même pour le chenal Nord repéré le long de la coupe E (annexe B). L'étude malacologique n'a ainsi concerné qu'une partie de la sédimentation fine de l'ancienne plaine alluviale et il apparaît tout à fait probable que l'enregistrement biostratigraphique ne reflète qu'une partie de la phase tempérée.

Cette appréciation est corroborée par les caractéristiques et l'évolution de la faune malacologique depuis la biozone Scy2 jusqu'à la biozone Scy4. Bien que constituée de taxons forestiers à semi-forestiers, la malacozone Scy2 est déjà dominée par des espèces évoluant dans des milieux découverts. L'évolution des assemblages traduit ensuite une nette accentuation de cette ouverture qui s'accompagne de l'assèchement de la plaine alluviale. Cette évolution pourrait être corrélative de l'éloignement relatif des écoulements qui ont migré latéralement sur la plaine alluviale. Cependant, la progression des taxons steppiques est combinée à la baisse des effectifs des taxons mésophiles ainsi qu'à la chute continue de la diversité spécifique. Il est possible que cette évolution soit le signal d'une

dégradation plus globale des conditions climatiques (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001).

– Une malacofaune nettement distincte a été recueillie dans les unités [7] et [11] appartenant aux deux seules unités carbonatées reconnues dans les formations de versant supérieures (fig. 49). Dans les coupes stratigraphiques, ces deux unités sont nettement dissociées, séparées l'une de l'autre par des paléosols et un cailloutis géliflué. Elles apparaissent par ailleurs l'une comme l'autre discontinues le long des différents profils observés.

Les malacozones Scy5 et Scy6 ont été reconnues dans la même unité [7]. La persistance à la base de l'unité de taxons thermophiles forestiers au sein d'un assemblage dominé par des espèces de milieux ouverts à affinité xérophile désigne le début d'une dégradation climatique qui peut être replacée à la fin d'un interglaciaire ou au début d'une phase glaciaire (zone Scy5). Ces conditions s'accroissent nettement vers le sommet de l'unité (zone Scy6) qui enregistre la quasi disparition des espèces thermophiles.

La biozone Scy7 reconnue dans l'unité [11] est marquée par l'extrême pauvreté de la diversité spécifique. Les deux taxons présents, *Trichia hispida* et *Pupilla muscorum*, signale des conditions steppiques caractéristiques d'une phase pléni-glaciaire.

6.2.2.2 - Les micromammifères

Outre les malacofaunes, les sédiments fluviatiles fins de la nappe alluviale ont livré également des restes de petits vertébrés. Un premier inventaire a été dressé par Th. van Kolfschoten (*in* Lhomme *et al.*, 2000b) à partir de restes issus des sédiments sableux de l'unité [3] prélevés sur le gisement de Soucy 5 (fig. 51).

Une seconde série de restes fauniques, confiée à Th. van Kolfschoten est actuellement en cours d'étude. Elle provient de prélèvements réalisés le long du profil M1 (unités [3] à [5] ; fig. 51) et dans le gisement de Soucy 3 (unité [3], sous-unités [M] à [X] ; fig. 80). Les résultats à venir compléteront ultérieurement les informations paléo-écologiques et biostratigraphiques extraites des propos de Th. van Kolfschoten (*in* Lhomme *et al.*, 2000b).

Les restes de micromammifères recueillis dans les sables fins [3b] repérés au niveau du gisement de Soucy 5 (fig. 51) sont modestes en terme de quantité et relativement abîmés, mais ils fournissent une information environnementale et biostratigraphique. Parmi les taxons identifiés, l'auteur a reconnu les restes appartenant au groupe des Rongeurs (*Castor fiber*, *Clethrionomys glareolus*, *Arvicola terrestris cantiana*, *Microtus arvalis*,

Microtus agrestis, *Microtus gregalis*) et des Insectivores (*Talpa europaea*, ainsi qu'un Soricidae indéterminé).

- D'un point de vue paléoenvironnemental, l'assemblage de petits vertébrés recueillis à Soucy caractérise un espace composite qui décrit un environnement boisé (*Clethrionomys glareolus*) relativement ouvert (*Microtus arvalis*, *Microtus agrestis*, *Microtus gregalis*), développé en bordure d'un milieu aquatique (*Castor fiber*, *Arvicola terrestris cantiana*) sous des conditions climatiques tempérées. Les restes d'espèces caractéristiques des milieux froids tel le Lemming, ou tempérés chauds tel le Loir, n'ont pas été retrouvés dans l'assemblage (van Kolfschoten *in* Lhomme *et al.*, 2000b).

- *Arvicola* est un campagnol présent depuis le début du Pléistocène moyen. L'évolution de l'épaisseur de l'émail qui recouvre les molaires du Rat taupier fournit une information biostratigraphique. Les études menées sur l'émail dentaire de la molaire M1 du Rat taupier montrent une diminution constante de l'indice SDQ²⁹ au cours du Pléistocène moyen et supérieur (Koenigswald et van Kolfschoten, 1996). Cette évolution, perçue à travers l'étude des restes dentaires d'un certain nombre de sites du nord-ouest de l'Europe, s'est déroulée au cours de la deuxième partie du Pléistocène moyen (von Koenigswald et van Kolfschoten, 1996 ; van Kolfschoten, 1993). La comparaison des différents spécimens issus de gisements distincts permet d'élaborer une chronologie relative.

- Ainsi, le Rat taupier mis au jour à Soucy est plus primitif que les individus recueillis dans les travertins d'Erhingsdorf (Allemagne) datés par RPE entre 115 et 200 ka (Schwarcz *et al.*, 1988 ; Mania, 1995a).

Il apparaît aussi antérieur aux individus recueillis dans le gisement de Maastricht-Belvédère (Pays-Bas) (Kolfschoten van *in* Lhomme *et al.*, 2000b) où l'unité 4 (sables alluviaux) a été datée par TL et RPE entre 220 ± 40 et 270 ± 22 ka (van Kolfschoten *in* van Kolfschoten et Roebroeks [ed.], 1985 ; Huxtable et Aitken *in* van Kolfschoten et Roebroeks [ed.], 1985).

Il paraît, enfin plus ancien que le Rat collecté dans le gisement de Cagny-l'Épinette (vallée de la Somme) où la nappe alluviale a été datée par RPE de 296 ± 53 ka (Laurent *et al.*, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000a). Des données plus récentes par analyses RPE/U-Th combinées situent sa mise en place entre 289 ± 43 et 318 ± 48 ka (Bahain *et al.*, *in* Tuffreau [dir.], 2001).

²⁹ SDQ ou Enamel thickness quotient = (trailing edge/ leading edge) x 100 (Koenigswald et van Kolfschoten, 1996).

– L’*Arvicola terrestris cantiana* de Soucy présente par contre des caractères plus évolués que les exemplaires retrouvés dans les gisements de Miesenheim I en Allemagne ou Boxgrove en Angleterre (van Kolfschoten, *in* Lhomme *et al.*, 2000b). Les deux gisements sont antérieurs à la glaciation elsterienne (Robert, 1994 ; van Kolfschoten et Turner, 1995 ; Koenigswald et van Kolfschoten, 1996).

– Le Rat taupier de Soucy est comparable aux individus retrouvés dans les gisements de Bilzingsleben et de Schöningen en Allemagne (van Kolfschoten, *in* Lhomme *et al.*, 2000b ; Koenigswald et van Kolfschoten, 1996).

À Bilzingsleben, les restes ont été mis au jour dans les travertins d’une nappe alluviale ancienne de la vallée du Wipper (Bilzingsleben II) dont les dates de mise en place, obtenues par les méthodes RPE et U-Th, s’étalent entre 280 et 414 ± 45 ka (Schwarcz *et al.*, 1988 ; Mania, 1995b). Dans le système d’étagement des nappes alluviales de la vallée du Wipper, la Nappe Bilzingsleben II est au moins la quatrième nappe antérieure à la nappe de fond (Mania, 1995b). En considérant que les nappes postérieures se sont chacune installées sur un plancher d’érosion distinct façonné au cours d’un seul cycle glaciaire, les auteurs avancent une attribution possible des travertins au stade isotopique 9, sans exclure toutefois une attribution au stade 11 du fait des âges obtenus (Schwarcz *et al.*, 1988).

Les remplissages sédimentaires de chenaux distincts observés dans la carrière de Schöningen (Allemagne), ont livré différents assemblages polliniques qui définissent plusieurs phases interglaciaires (Thieme *et al.*, 1995 ; Urban, 1995). Le remplissage sédimentaire dans lequel l’Interglaciaire localement dit de « *Reinsdorf* » a été décrit a livré des restes de *A. terrestris cantiana*. Cette période tempérée est apparue antérieure à l’Interglaciaire dit de « *Schöningen* » qui, reconnu dans la même carrière mais dans une séquence sédimentaire distincte, est daté de 180 à 227 ka BP et replacé au stade isotopique 7 (Urban, 1995 ; Urban *et al.*, 1995). D’après l’auteur, « *l’Interglaciaire de Reinsdorf* » peut être rapporté soit au sous-stade isotopique 7c soit au stade isotopique 9, tandis que H. Thieme *et al.* (1995) privilégient un parallèle avec l’« *Interglaciaire de Bilzingsleben II* »³⁰.

L’analyse d’une première série de restes de micromammifères collectée sur le gisement de Soucy 5 montre que la mise en place des sédiments fluviatiles fins (unité [3] ; fig. 49 et 51) s’est produite au cours d’une phase tempérée de la deuxième partie du Pléistocène moyen. Le stade d’évolution de l’émail dentaire de *A. terrestris cantiana* est comparable à celui observé sur les molaires d’*Arvicola* issues des gisements de

³⁰ « *Probably, it is identical with the interglacial of Bilzingsleben II (350,000-412,000 BP)* » Thieme *et al.*, 1995.

Schöningen et de Bilzingsleben II en Allemagne et rapportés à « l'interglaciaire Holsteinien sensu lato » (van Kolfschoten *in* Lhomme *et al.*, 2000b).

D'après l'assemblage recueilli, le milieu apparaît plutôt ouvert tout en admettant des zones de boisement. Cette dernière remarque est en accord avec les conclusions de l'analyse malacologique qui décrit, pour la malacozone Scy2 reconnue dans la même couche (coupes M1 et M2, fig. 51), une faune de milieu tempéré évoluant dans un espace découvert comportant des zones à végétation plus développée (Limondin-Lozouet, *in* Chaussé *et al.*, 2000).

6.2.2.3 - La grande faune

Les restes fauniques de grands mammifères n'ont pas fait l'objet d'une recherche systématique dans la gravière des « Grandes-Pièces » bien que l'ensemble des faciès fluviatiles ait livré de tels vestiges. Le *corpus* rassemblé provient pour l'essentiel de la fouille des différents gisements paléolithiques de Soucy 1, Soucy 3 « niveau P » et Soucy 5 « niveaux II et I ». Dans la stratigraphie de la nappe alluviale, ces niveaux d'occupation paléolithique sont antérieurs ou contemporains de l'élaboration du sol grisâtre de l'unité [4] (cf. *infra*) (fig. 49 et 51).

Associés aux restes lithiques, les vestiges fauniques mis au jour sont vraisemblablement le reflet de prélèvements intentionnels réalisés par des Hommes préhistoriques dans une population faunique dont la richesse spécifique globale nous échappe. Aussi, l'assemblage recueilli doit-il être considéré avec prudence quant à sa signification paléoenvironnementale.

Le spectre faunique, tous gisements confondus, rassemble des restes d'Aurochs (*Bos primigenius*), de Bison (?), de Cerf (*Cervus elaphus*), de Daim (*Dama clactoniana*), de Mégacéros (*Megaloceros* sp.), de Chevreuil (*Capreolus capreolus*), de Sanglier (*Sus scrofa*), de Cheval (*Equus* sp., *Equus caballus*), de Rhinocéros (*Dicerorhinus mercki*) et de Proboscidiens (*Palaeoloxodon antiquus* et *Mamutus trogontheri*). Des carnivores et des rongeurs tels l'Ours (*Ursus* sp., *Ursus arctos* ?), un canidé (*Canis* sp.) et un Castor (*Castor fiber*) complètent cet assemblage (David et Guadelli *in* Lhomme *et al.*, 1996a ; Bémilli et Guérin *in* Lhomme *et al.*, 2000d ; Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 2000b ; Bémilli et Louguet *in* Lhomme *et al.*, 2000e;).

L'association faunique reconnue est caractéristique d'un environnement tempéré en accord avec les résultats de l'analyse des mollusques et des micromammifères. Certaines espèces, telles le Cerf, le Sanglier et le Chevreuil évoluent dans des milieux plutôt boisés, tandis que le Rhinocéros de Merck semble préférer un habitat plus ouvert constitué d'une

forêt claire. L'Aurochs et le Cheval, quant à eux, constituent un groupe inféodé aux espaces plus ouverts. L'ensemble décrit un paysage mixte constitué de prairies et de zones forestières (Lhomme *et al.*, 2000d) dont le développement est antérieur à la mise en place de l'unité sablo-limoneuse jaune [5] (fig. 49 et 51).

6.2.3 - Les données aminostratigraphiques et géochronologiques

Afin de positionner dans la chronologie du Quaternaire les dépôts fluviatiles et les gisements du Paléolithique de la gravière des « Grandes-Pièces » qu'ils contiennent, plusieurs méthodes de datations, relatives ou absolues, ont été mises en œuvre :

- Les mesures aminochronologiques sur coquilles de mollusque ont été réalisées par S. Occhietti (*in* Chaussé *et al.*, 2000).
- Les mesures par Résonance Paramagnétique Électronique (RPE) sur quartz ont été menées par P. Voinchet (*in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Voinchet, 2002).
- Enfin, des dates ont été obtenues également par la méthode Uranium/Thorium (U-Th) appliquée à des restes dentaires. Les analyses menées par J.-J. Bahain sont inédites.

6.2.3.1 - Datation par racémisation des acides aminés sur coquilles de mollusques

Les datations relatives établies par racémisation des acides aminés sur coquilles de mollusques ont été engagées à partir de restes prélevés dans l'unité sédimentaire [3b] du gisement de Soucy 5 (fig. 50, 73 et 77 ; tabl. 6 ; Occhietti, *in* Chaussé *et al.*, 2000). Les résultats obtenus replacent la mise en place des fossiles au cours d'un interglaciaire qui ne paraît pas antérieur au stade isotopique 9 des courbes océaniques. Toutefois les rapports d'épimérisation sont apparus insuffisamment élevés et ne permettent pas de trancher en faveur de l'une ou l'autre des deux dernières périodes interglaciaires du Pléistocène moyen, corrélables aux stades isotopiques 9 et 7 des courbes océaniques (Imbrie *et al.*, 1984 ; Bassinot *et al.*, 1994). Le calcul d'un âge plus précis nécessite l'acquisition de nouvelles données permettant l'élaboration d'une échelle aminochronologique pour la basse vallée de l'Yonne. Cette échelle est à l'élaboration. Des mesures sur coquilles de mollusques provenant du sol gris de l'Allerød d'Étigny sont en cours de réalisation (sd. I, unité [3] ; fig. 23). Elles seront mises en parallèle avec les âges radiocarbone obtenus sur cette même couche. Un nouvel examen des données aminochronologiques de Soucy sera réalisé à l'issue de ces résultats à venir.

6.2.3.2 - Datations par Résonance Paramagnétique Électronique sur quartz

Six échantillons de sables ont fait l'objet de mesures par RPE sur quartz (tabl. 1 ; Voinchet, 2002). Ils proviennent pour une part de lits sableux interstratifiés dans la nappe de cailloutis grossiers (unité [0]) repérés à la base de la coupe M1 et à la base du gisement de Soucy 3, le long du transect K (éch. n° So9806 et So9801 ; fig. 77 et 67). D'autres ont été prélevés dans les faciès fluviatiles fins qui surmontent la nappe caillouteuse. Ils appartiennent essentiellement aux unités [3] et [2] observés le long de la coupe M1 (éch. n° So9805, So9804 et So9803 ; fig. 69 et 77) et de la coupe Sud-Soucy 5 (éch. n° So9802 ; fig. 69 et 73).

Sur les six mesures réalisées, quatre fixent la mise en place de la nappe alluviale entre 336 ± 50 et 352 ± 55 ka (éch. n° So9801, So9803, So9804, So9805, tabl. 1). Deux mesures ont livré des âges nettement inférieurs compris entre 106 ± 20 et 171 ± 26 ka BP (respectivement éch. n° So9806 et So9802). Les mesures établies sur l'échantillon So9802 peuvent être considérées comme erronées dans la mesure où il s'agit d'un premier échantillonnage réalisé par nos soins sans que des précautions aient été prises pour s'assurer de sa non contamination³¹. Prélevé dans les règles, l'âge relativement plus récent du second (So9806) s'explique plus difficilement.

6.2.3.3 - Datations par Uranium-Thorium sur émail dentaire

Les restes dentaires qui ont servi à l'établissement des mesures par U-Th proviennent de différents niveaux d'occupation préhistorique reconnus sur les gisements de Soucy 3 et Soucy 5 (fig. 80 et 74 ; tabl. 2). Des restes dentaires plus ou moins roulés ont également été prélevés dans des sables et graviers de l'unité [2] qui sous-tend le niveau d'occupation « II » le long de la coupe Sud de Soucy 5 (fig. 74 ; tabl. 2). Dans la succession lithologique définie, les échantillons recueillis proviennent des unités sédimentaires [2] et [3] (fig. 49 et 51 ; tabl. 2).

Les résultats obtenus par J.-J. Bahain (inédit) situent les occupations et l'une des phases d'alluvionnement (unité [2] de Soucy 5) entre 323 ± 34 et 378 ± 28 ka (moyennes pondérées ; tabl. 2).

³¹ En l'occurrence, cet échantillon a subi une irradiation artificielle due à un séchage artificiel. Cette irradiation est sans nul doute à l'origine du rajeunissement de son âge. De ce fait, ce résultat n'a pas été pris en compte.

6.3 - Conclusions pour la Nappe de Soucy

la Nappe de Soucy repose sur un plancher d'incision qui domine d'une vingtaine de mètres celui de la Nappe de Fond (fig. 10 et 11).

Dans la gravière des « Grandes-Pièces », elle est constituée d'une nappe de cailloutis grossiers recouverts par plusieurs dépôts alluviaux fins. Ceux-ci ont fossilisé six gisements du Paléolithique inférieur regroupant neuf niveaux d'occupation distincts (Lhomme et Connet, 2001).

Les matériaux alluviaux fins ont été déposés par plusieurs systèmes d'écoulements fluviaux dont l'activité s'est étalée au cours d'un épisode tempéré à caractère continental. Cette période peut être rapprochée de l'un des interglaciaires de la deuxième partie du Pléistocène moyen d'après les assemblages malacologiques et les faunes de petits mammifères (Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001 ; van Kolfschoten *in* Lhomme *et al.*, 2000b).

Les données géochronologiques (U-Th et RPE) replacent le dépôt des matériaux fluviaux entre 305 et 400 ka avec une moyenne groupée pour les âges U-Th entre 350 et 400 ka., pour les âges RPE entre 305 et 350 ka (Voinchet, 2002 ; Bahain, inédit). Les résultats RPE obtenus à Soucy s'accordent également avec ceux calculés sur les sables de la nappe alluviale repérée à Gron « emprunt » (tabl. 1). Seule, l'unique mesure établie pour la même nappe à Michery s'éloigne des résultats RPE relativement cohérents obtenus à Soucy et Gron (Mic9901, fig. 17 ; tabl. 1).

Même si la datation des formations fluviales appartenant à la Nappe de Soucy doit être poursuivie, la concordance des résultats géochronologiques déjà acquis tant aux « Grandes-Pièces » qu'à Gron « emprunt » tend à valider les données recueillies. Ces datations situent la mise en place de la Nappe de Soucy au cours des stades isotopiques 11, 10 et 9 des enregistrements océaniques (Bassinot *et al.*, 1994). Compte tenu de la qualité des faunes comprises dans les formations alluviales fines de la gravière des « Grandes-Pièces » qui révèle un milieu tempéré à connotation continentale, la construction de la plaine alluviale sablo-limoneuse paraît être contemporaine soit de l'interglaciaire du stade isotopique 11 soit de l'interglaciaire du stade isotopique 9.

7 - LES NAPPES ALLUVIALES ANTÉRIEURES À LA NAPPE DE SOUCY

Les cinq nappes immédiatement antérieures à la Nappe de Fond ont été repérées plus ou moins régulièrement le long de l'axe d'écoulement à partir de Joigny. Elles sont diversement documentées à partir d'observations de terrain menées, pour l'essentiel, dans des gravières.

Les cinq nappes antérieures à la Nappe de Soucy ont été identifiées principalement sur le secteur aval de la vallée de l'Yonne le long de la voie TGV (fig. 8). La documentation géotechnique de cet ouvrage constitue souvent l'unique source de données sur ces plus hautes nappes. En effet, aucune de ces formations n'a pu être étudiée *de visu*. En conséquence, les données pour ces hauts niveaux alluviaux sont fragmentaires et doivent être considérées avec prudence.

7.1 - La Nappe de La Tombe (± 30 m d'altitude relative)

- Cette nappe a été signalée par Cl. Mégnien (1979) au « Bois-Galant », sur la commune de La Tombe (Seine et Marne). Son plancher d'incision apparaît à une altitude relative de ± 30 m (plancher de la nappe à 72 m NGF, plancher de la Nappe de Fond placé à 42 m NGF) au nord de Misy, à quelques 500 m au sud du gisement éponyme (kilomètres 9-10) (fig. 10, 11 et 13).

- Sur la rive gauche, entre les kilomètres 10 et 11, son plancher apparaît à la cote de 75 m NGF soit 29 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (fig. 11 et 14).

- Plus à l'amont, en rive droite, elle a été repérée également au nord de Gisy (kilomètres 24-25) où son plancher est fixé à une altitude de 82 m NGF tandis que celui de la Nappe de Fond est placé à une altitude de 51,6 m NGF, soit un écart altimétrique de 30,4 m (fig. 10, 11 et 14).

- Plus à l'amont encore, elle est apparue le long de la déviation est de Sens (kilomètres 32-35). Son plancher est situé à une altitude de 86 m NGF tandis que celui de la Nappe de Fond est fixé à 57 m NGF soit un décalage de l'ordre de 29 m (fig. 10 et 11).

7.2 - La Nappe de Courlon (± 40 m d'altitude relative)

– Cette nappe a été repérée sur la commune de Courlon à la « Croix-Saint-Anne » (kilomètres 15-16). Son plancher (90 m NGF) est établi à une quarantaine de mètres au dessus de celui de la Nappe de Fond (entre 48 et 50 m NGF) (fig. 10, 11 et 12).

– Plus à l'amont, aux kilomètres 26-27, des formations alluviales ont été repérées au niveau d'un plancher placé à 92 m NGF, soit 40,4 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond situé à 51,6 m NGF (fig. 10 et 11).

Dans le village de Vinneuf, rue Guichard, l'arrière cour d'une petite entreprise a été agrandie aux dépens du versant façonné dans les formations fluviatiles d'une ancienne nappe alluviale. Celle-ci est répertoriée sous l'abréviation Fw de la dénomination de la carte géologique (fig. 4) (Neau *et al.*, 1973). Altimétriquement, ces alluvions se raccordent à la Nappe de Courlon. Une datation par RPE sur quartz a été établie dans des sables fluviatiles appartenant à la nappe de cailloutis inférieure. L'âge du dépôt se situerait autour de 463 ± 72 ka (Voinchet, 2002 ; tabl. 1, fig. 10).

7.3 - La Nappe de Serbonnes (± 50 m d'altitude relative)

la Nappe de Serbonnes, a été repérée au lieu-dit « Pierre-Gruotte ». Elle est représentée par un unique point d'observation situé aux kilomètres 18-19 (fig. 12). Son plancher d'incision apparaît à une cinquantaine de mètres (99 m NGF) au dessus de celui de la Nappe de Fond (plancher situé entre 49 et 50 m NGF) (fig. 10 et 11).

7.4 - La Nappe de Vinneuf (± 60 m d'altitude relative)

La Nappe de Vinneuf a été repérée lors des opérations de sauvetage archéologique préalables à la construction de l'autoroute A5 au lieu-dit les « Hauts-Massous » (Deloze *et al.*, 1994) (kilomètres 11-12). Son plancher est placé autour de la cote 104 m NGF soit ± 61 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond situé à une altitude de 43 m NGF (fig. 10, 11 et 12).

D'après les observations menées lors des opérations archéologiques, les formations fluviatiles ont été déformées par soutirage lors de l'élaboration de dolines dont l'une a accueilli une occupation du Paléolithique moyen (Deloze *et al.*, 1994 ; Gouédo, 1999).

Pour sa part, A. Hure (1926) a reconnu « *une industrie acheuléenne (taille bifaciale) non roulée* », comprise à la base d'une séquence fluviatile localisée autour de la cote 110 m à Vinneuf au lieu-dit « la-Forêt », à environ 500 mètres au sud des « Hauts-Massous » (fig. 4).

7.5 - La Nappe de Cuy (± 65 m d'altitude relative)

– La Nappe de Cuy a été localisée sur une petite éminence nommée « Haut-de-la-Lune » aux kilomètres 27-28 (fig. 10, 11 et 15). Son plancher a été repéré à une altitude de 116 m NGF soit un écart de 64,4 m par rapport à celui de la Nappe de Fond situé à 51,6 m NGF.

En raison du manque de points d'observation et du petit écart altimétrique qui la sépare de la Nappe de Vinneuf précédente, la Nappe de Cuy peut s'apparenter à celle de Vinneuf, située plus à l'aval le long du profil longitudinal (fig. 10).

7.6 - La Nappe du Troncy (± 80 m d'altitude relative)

Cette nappe a été signalée par les auteurs de la carte géologique (feuille de Montereau) culminant à une altitude de 133-138 m NGF au lieu-dit du « Troncy »³², commune de Courlon (kilomètres 16-17) (fig. 10, 11 et 14). Sa base se situerait autour de 80 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond placé entre les cotes 46 et 48 m. Elle a également été repérée en rive gauche au sud-ouest de Champigny (kilomètres 14-15) où son plancher est établi à une altitude de 132 m NGF soit environ 87,5 m au dessus du plancher de la Nappe de Fond (fig. 11).

La constitution minéralogique de cette nappe à « Troncy » a été analysée par J. Tourenq *et al.* (1978). Les cortèges rencontrés sont originaires du Morvan et apparentés à ceux reconnus dans la formation alluviale de la Montagne de Trin (Tourenq *et al.*, 1993). La formation de la Montagne de Trin a été repérée sur le plateau du Gâtinais, au niveau de la confluence actuelle Loing-Orvanne, située à une dizaine de kilomètres à l'ouest de la vallée de l'Yonne (fig. 2). La reconnaissance de zircons volcaniques d'origine montdorienne compris dans les assemblages minéralogiques de la Montagne de Trin a

³² Sa désignation « Troncy » étant antérieure à nos travaux, nous avons gardé cette acception, plutôt que de préférer une identification par le nom de la commune comme ci-avant.

permis aux auteurs de proposer un âge fini Pliocène/début Pléistocène pour la mise en place de ces alluvions (Tourenq *et al.*, 1993).

8 - LES FORMATIONS DÉTRITIQUES DU SOMMET DES PLATEAUX

Des formations détritiques constituées de sables et de galets jalonnent la surface des plateaux. Elles matérialisent des systèmes d'écoulement fluviaux antérieurs à l'encaissement des vallées. Les quelques données rassemblées à partir des forages géotechniques ont été introduites dans notre exposé afin de compléter le tableau de l'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne.

Au sud de Champigny, une formation sablo-graveleuse, épaisse de 18 m affleure sur le sommet du plateau du Gâtinais à la cote altimétrique de 185 m (kilomètre 16) (fig. 11). L'écart entre son plancher et le plancher de la Nappe de Fond est de l'ordre de 120 m.

Sur le plateau d'Othe, au sud de la vallée de la Vanne, le long du tracé TGV (kilomètre 41), des formations détritiques sablo-graveleuses sub-affleurantes ont été repérées sur une épaisseur de l'ordre de 12 m (fig. 11). Le plancher crayeux est placé à une altitude de 185 m en moyenne soit 126 m environ au dessus du plancher d'incision de la dernière nappe alluviale.

Ces matériaux fluviaux sont probablement apparentés à l'une ou à l'autre des différentes formations détritiques d'origine centralienne qui jalonnent la surface des plateaux de part et d'autre de l'actuelle vallée de l'Yonne.

Les plus anciens témoins de cette sédimentation ont été retrouvés à la Brûlerie au nord de Joigny à une altitude de 180-190 m NGF (fig. 11) (Cavelier *et al.*, 1971). Les dépôts sont constitués par des lignites à débris de bois qui ont été rapportés à l'Helvétien (Miocène moyen) d'après une analyse pollinique (Cavelier, *in* Mégnién [dir.], 1980). La mise en place de la formation serait contemporaine ou immédiatement antérieure aux épandages fluviodeltaïques (Sables de Sologne) qui s'étendent sur les plateaux du sud du Bassin de Paris, de la Touraine au Gâtinais (Cavelier, *in* Mégnién [dir.], 1980).

D'autres dépôts, reconnus sur les secteurs de Sergines sur le plateau du Sénonais et de Chéroy sur le plateau du Gâtinais, ont été rapportés au Pliocène (Neau *et al.*, 1973 ; Cavelier, *in* Mégnién [dir.], 1980). Ils peuvent être ainsi contemporains de l'épandage des

Sables de Lozère au Pliocène moyen (3,5 Ma), lesquels prolongeraient au nord les Sables de Sologne supérieurs, le long de l'actuelle vallée du Loing (Duplaix et Pomerol, 1948 ; Tourenq et Pomerol, 1995).

Cette surface *a priori* Pliocène, a été ravinée sur le plateau du Sénonais par des écoulements qui ont abandonné des matériaux détritiques, les uns installés sur des lambeaux de l'Yprésien ou du Cuisien à 150-160 m NGF (Courgenay, Fontaine-la-Gaillarde ; fig. 2 et 11), les autres piégés dans des anfractuosités de la craie à 170-180 m NGF (Dixmont, les Bordes ; fig. 2 et 11). Certains des dépôts présentent des faciès lacustres parfois très épais (12,5 m à Courgenay, fig. 2) qui ont livré des spectres polliniques marqués par des taxons froids et tempérés, rapportés au « Villafranchien » (Cavelier *et al.*, 1971). Cependant, dans le cadre de cette unique publication, les observations n'ont pas été replacées dans leur contexte morphostratigraphique. Il n'est pas exclu qu'un remaniement soit intervenu. Il aurait pu être apprécié par une étude palynologique exhaustive.

Quoiqu'il en soit, il ressort que des épandages détritiques mio-pliocènes jalonnent une surface d'érosion. Leur situation actuelle au sommet du plateau du Sénonais précise que leur mise en place est antérieure à l'encaissement général du réseau hydrographique. L'ensemble des gisements qui ont livré de telles formations détritiques mériterait une nouvelle approche dans la perspective d'obtenir des éléments chronologiques plus précis. Les premières datations d'un certain nombre d'épandages détritiques qui jalonnent la surface du plateau devraient fournir prochainement quelques nouveaux éléments de réflexion (travaux en cours de M. Laurent et P. Voinchet).

9 - BILAN DES DONNÉES OBTENUES SUR LES NAPPES ALLUVIALES DE LA VALLÉE DE L'YONNE

Les différents travaux engagés dans la basse vallée de l'Yonne permettent de dresser un premier constat à partir des données nouvellement acquises.

La répartition des valeurs altimétriques des planchers d'érosion établie à partir de la documentation géotechnique a permis de dégager un schéma qui distingue onze replats d'incision antérieurs au plancher de la Nappe de Fond (fig. 10). Ces replats d'incision supportent onze nappes alluviales distinctes (fig. 11). Trois des six dernières nappes ont

fossilisé différents gisements paléolithiques. Le bilan de l'enfoncement du cours, en prenant en compte les formations détritiques du sommet des plateaux et *a priori* issues d'écoulements fluviaux mio-pliocènes, est de l'ordre de 120 m.

La répartition longitudinale des niveaux d'incision les plus récents est strictement parallèle au profil en long du dernier plancher qui supporte la Nappe de Fond (fig. 10). Celui-ci est organisé selon une succession de paliers qui sont séparés les uns des autres par une rupture de pente. Les profils longitudinaux des planchers d'incision immédiatement antérieurs se décomposent également selon une série de paliers, chacun encadré par une rupture de pente (fig. 10). Ces ruptures de pente sont placées à la verticale de celles qui structurent le plancher d'incision de la Nappe de Fond.

Les écarts altimétriques qui séparent les différents planchers d'érosion le long du profil longitudinal sont de l'ordre de deux à cinq mètres pour les niveaux d'incision les plus récents contre une dizaine de mètres pour les plus anciens (fig. 10). L'amplitude de l'enfoncement du cours de l'Yonne paraît donc se réduire au fur et à mesure de l'encaissement de la rivière.

Chacun des planchers d'incision supporte une nappe alluviale. Les plus récentes sont constituées à la base d'un cailloutis alluvial grossier surmonté de dépôts fluviaux fins sableux à limoneux. Les différents gisements paléolithiques mis au jour depuis 1994 ont tous été retrouvés dans les sédiments fluviaux fins de la Nappe de Fond à Étigny « le-Brassot », de la Nappe de Gron au « Fond-des-Blanchards » et au « Chemin-de-l'Évangile » et de la Nappe de Soucy aux « Grandes-Pièces ». À l'exception de la Nappe de Fond, chacune est scellée par une couverture sablo-limoneuse altérée plus ou moins épaisse, qui comprend au moins un niveau caillouteux provenant du démantèlement des versants.

Les différentes nappes alluviales repérées dans la basse vallée de l'Yonne sont distribuées préférentiellement le long du versant oriental de la vallée, tant d'après nos données que d'après celles du BRGM (fig. 11 et 4). Cette répartition asymétrique des nappes est flagrante pour les nappes les plus anciennes, mais moins évidente pour les nappes les plus récentes qui ont été repérées autant de part et d'autre du fond actuel de la vallée.

9.1 - Une répartition étagée parallèle

L'agencement des cinq dernières nappes dans le profil longitudinal fait apparaître (exception faite de la Nappe de Misy pour laquelle les données sont lacunaires) une répartition strictement parallèle au profil en long de la base de la Nappe de Fond (fig. 10). La distribution verticale des nappes se caractérise par des décalages altimétriques relativement réguliers qui varient de 2 à 5 m. Pour les nappes les plus anciennes, où les données sont plus rares, le parallélisme de la distribution longitudinale ne peut être établi, tandis que les écarts altimétriques verticaux enregistrés, qui varient entre 5 et 10 m, sont apparus plus importants.

La régularité tant dans la dispersion longitudinale que verticale des dernières nappes rejoint les observations réalisées sur le système d'étagement des nappes alluviales des vallées de la basse et moyenne Seine et de la Somme (Lautridou *et al.*, 1974 ; Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Antoine, 1990 ; Lefèbvre *et al.*, 1994). Dans la vallée de la Somme, P. Antoine (1993) a montré que le système regroupait un ensemble de « 9 nappes alluviales régulièrement étagées (...) et subparallèles à la Nappe de Fond ». Pour la basse et moyenne vallée de la Seine jusqu'à Montereau, le nombre de nappes alluviales se monte à huit (Lautridou *et al.*, 1999), exception faite sur le secteur compris entre Mantes et Vernon à l'aval de Paris, où seize replats d'érosion supportent seize terrasses semi-emboîtées (fig. 6) (Lécolle, 1989).

Les observations effectuées dans le cadre de la présente approche montrent que le système d'étagement des nappes alluviales de la vallée de l'Yonne se prolonge dans la vallée de la Seine de part et d'autre de la confluence pour les cinq dernières nappes (Nappe de Fond incluse) (fig. 10). Ce constat permet d'avancer que les deux systèmes d'étagement, celui de la Seine et celui de l'Yonne, ne diffèrent pas fondamentalement. Les investigations devront être poursuivies dans la Bassée car la reconnaissance, dans ce secteur, de seulement huit nappes alluviales étagées, nous apparaît être la conséquence d'un manque d'observation³³.

9.2 - Une distribution étagée en palier

Dans la vallée de l'Yonne, le profil longitudinal de la dernière incision s'incline selon une pente moyenne de l'ordre de 0,45 ‰. Loin d'être régulière, sa configuration s'organise selon quatre paliers en pente douce, interrompus par quatre ruptures de pente d'une déclivité comprise entre 0,84 à 1,74 ‰ (fig. 10). Ces ruptures sont situées, d'amont

³³ Cette remarque a également été formulée dans un article récent (Lautridou *et al.*, 1999).

en aval, aux kilomètres 44-46 sur le contact lithologique Coniacien-Turonien, aux kilomètres 28-32 dans les craies du Santonien, aux kilomètres 14-20 dans les craies du Campanien inférieur et enfin aux kilomètres 6-8 à l'aval de la confluence sur le contact entre les derniers terrains du Secondaire (Campanien supérieur) et les sables et argiles de l'Yprésien (Tertiaire). La valeur de l'inclinaison de chacun des paliers tend à diminuer vers l'aval, à l'approche de la confluence avec la Seine (0,32 ‰ entre les kilomètres 45-67 à 0,23 ‰ de part et d'autre de la confluence).

La répartition longitudinale des cinq derniers planchers d'incision enregistre également quatre ruptures de pente placées au droit de celles repérées le long du plancher de la Nappe de Fond (fig. 10). Seul, le décalage de part et d'autre du contact Turonien-Coniacien n'apparaît pas enregistré pour le plancher d'incision ± 20 m.

Des ruptures de pente qui jalonnent le profil longitudinal de la dernière incision ont été également repérées dans la basse vallée de la Seine et dans la vallée de la Somme (Lautridou *et al.*, 1984 ; Antoine, 1990 et 1993). Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer l'accentuation des dénivelés le long du profil longitudinal de la dernière incision. On peut éliminer d'emblée l'influence des variations eustatiques qui déterminent, dans la basse vallée de la Seine, un « *knickpoint* » (Lautridou *et al.*, 1984).

L'une des hypothèses retenues considère que les contacts lithologiques, en permettant le cheminement préférentiel de l'eau le long de la discontinuité, ont favorisé les processus de dissolution et d'érosion aux dépens des roches les plus poreuses où les moins massives.

Dans la vallée de l'Yonne, certaines de ces ruptures coïncident avec des contacts lithologiques marqués telles celles des kilomètres 43-46 et 6 à l'aval de la confluence Seine-Yonne (fig. 10). La première correspond au passage de la craie compacte à bancs massifs du Turonien à la craie plus tendre et litée à silex noirs du Coniacien inférieur. La seconde correspond à la limite entre la craie blanche du Campanien et les sables et argiles de l'Yprésien (Tertiaire). L'accentuation des dénivelés au niveau des contacts peut être expliquée par l'affouillement préférentiel de la rivière aux dépens de faciès lithologiques relativement plus tendres et poreux ainsi que cela a été également observé dans les vallées de la Seine et de la Somme où une rupture de pente dans l'inclinaison moyenne des talwegs est relevée au niveau du contact lithologique Turonien-Coniacien (Lebret, 1984 ; Antoine, 1990).

Cependant, la même interprétation est discutable pour les autres ruptures de pente relativement marquées, placées dans la vallée de l'Yonne, dans les craies du Campanien (kilomètres 14-20) et du Santonien (kilomètres 28-32) (fig. 10). La première correspond au passage de la craie plus compacte du Campanien inférieur à la craie fine et moins dure du

Campanien supérieur. La seconde est placée dans les seules craies du Santonien qui sont relativement homogènes. Les craies du Campanien supérieur et du Santonien présentent dans le détail une porosité légèrement plus importante (autour de 39 %) par rapport aux craies encadrantes (36 à 37 %) (Mégny, 1979). La texture plus poreuse de ces craies pourrait avoir permis une imbibition relative plus élevée entraînant une plus grande sensibilité aux processus d'érosion physico-chimiques. Toutefois, les variations de la porosité totale entre les différents faciès crayeux du Sénonien, comprises entre 0,6 et 4 % (Mégny, 1979), ne paraissent pas suffisamment marquées pour produire une érosion différentielle des différents matériaux crayeux incisés.

P. Antoine (1990) suggère, pour la vallée de la Somme, que certaines accentuations de dénivelé dans le profil en long de la dernière incision pourraient être expliquées par un surcreusement induit par la connexion de drains secondaires sur le cours principal. J.P. Bravard et F. Petit (1997) précisent en outre que c'est l'injection d'une charge plus grossière à partir d'un affluent dans le cours principal qui peut induire ces discontinuités longitudinales. De fait, dans la basse vallée de l'Yonne, les deux ruptures de pentes dans le profil longitudinal placées dans les craies du Santonien et du Campanien inférieur sont effectivement situées immédiatement à l'aval des confluences de la Vanne, et de l'Oreuse (fig. 10).

On peut considérer que l'injection d'une charge issue d'un bassin versant étendu sur 185 km^2 comme celui de la Vanne puisse effectivement générer une discontinuité peu après le confluent avec l'Yonne aux kilomètres 28-32. Mais le même raisonnement est plus difficile à défendre si l'on considère que la discontinuité aux kilomètres 15-20 est due à l'injection de la charge de l'Oreuse. Son bassin versant ne s'étend en effet que sur 21 km^2 et l'amplitude de la discontinuité est tout aussi importante que celle repérée aux kilomètres 28-32 (fig. 10). Bien sûr, on peut considérer que la discontinuité résulte non de l'injection de la seule charge drainée par l'Oreuse mais de l'injection réunie des charges de la Mauvotte et du ruisseau des Tournantes. Cependant, les bassins versants rassemblés de l'Oreuse, de la Mauvotte et du ruisseau des Tournantes couvrent à peine une superficie de 40 km^2 .

Par ailleurs, les nappes antérieures à la Nappe de Fond observent pareillement des décalages altimétriques de même amplitude placés au droit de ceux observés le long du profil longitudinal de la dernière incision (fig. 10). Dans ces cas de figure, force serait de reconnaître que les conditions hydrodynamiques spécifiques sur ces confluences et qui auraient été responsables des surcreusements pour la Nappe de Fond ont été récurrentes lors de chaque épisode d'enfoncement de l'Yonne. En l'état actuel des données, cette hypothèse ne peut être étayée en l'absence d'approche sur ce réseau secondaire ainsi que sur les nappes alluviales situées sur ces confluences. Aussi l'exploration d'explications d'ordre structural permet-elle d'ouvrir d'autres perspectives.

Cl. Mégnien (1960) rappelle que l'ensemble de la région est parcouru par des ondulations courtes anticlinales et synclinales qui modifient localement le pendage des couches du Crétacé. Ces ondulations reprennent les directions ENE-OSO varisques ou ONO-ESE armoricaines. Une ride synclinale et une ride anticlinale ont été repérées respectivement à la base du Campanien à Saint-Martin-du-Tertre (nord-ouest de Sens) sur le versant ouest de la vallée de l'Yonne (kilomètres 28-32) et à la base du Coniacien sur le secteur de Passy (sud-est de Sens) au niveau des kilomètres 43-46 (fig. 10). L'une et l'autre coïncident avec les deux ruptures de pente qui structurent les différents planchers d'incision autour de Sens. Il apparaît possible que ces rides aient guidé l'enfoncement du talweg, si tant est que les plis aient été affectés par des déformations tout au long des phases de creusement et d'alluvionnement qui ont suivi. L'analyse de la morphologie du lit actuel de la rivière apporte des éléments qui s'accordent avec l'hypothèse tectonique avancée :

- La réponse d'un cours d'eau à chenal unique à un soulèvement localisé est l'accentuation de la sinuosité de son lit immédiatement à l'aval de la zone de surrection. Cette adaptation du tracé du lit mineur contribue ainsi à la diminution de la vitesse de l'écoulement induite par l'augmentation de la pente (Ouchi, 1985 ; Schumm *et al.*, 2000). Le développement du vaste méandre repéré sur le secteur d'Étigny/Gron (kilomètres 37-42) juste en aval de la ride anticlinale de Passy pourrait bien résulter d'une accentuation de la déformation du pli (fig. 3, 10).

- À l'inverse, dans les zones touchées par des processus de subsidence, la réponse du cours d'eau est la recherche d'un tracé rectiligne afin d'augmenter la vitesse de l'écoulement en compensation de l'abaissement de la valeur de la pente (Schumm et Khan, 1972 ; Schumm *et al.*, 2000). Dans la vallée de l'Yonne, au niveau et en aval du synclinal de Saint-Martin-du-Tertre (kilomètres 28-32), on constate effectivement que le lit actuel de la rivière observe un tracé parfaitement rectiligne développé entre les kilomètres 22-32 (fig. 3, 10). Là aussi, la configuration du tracé actuel de la rivière pourrait résulter de son adaptation à l'accentuation de la ride synclinale.

Une observation vient étayer cette hypothèse. Le long de ce dernier tronçon de vallée, le talweg actuel de l'Yonne est façonné au droit de planchers d'incision qui dominant de 3 à 6 m celui de la Nappe de Fond (fig. 11, 15). Le lit mineur de l'Yonne a pu s'installer par divagation latérale au droit de ces niveaux de plancher si ceux-ci ont été surbaissés. D'après les observations rassemblées sur ce secteur (fig. 15), la subsidence paraît avoir joué entre la fin du Pléniglaciaire weichselien, période au cours de laquelle les derniers cailloutis de la Nappe de Fond se mettent en place et l'Actuel.

Une dernière hypothèse peut enfin être avancée pour expliquer la configuration en palier du profil longitudinal du dernier plancher d'incision. Le dépouillement des sondages géotechniques ainsi que certaines observations menées sur le plancher crétacé d'une

sablière ont permis la reconnaissance de cavités karstiques identifiées sur deux planchers d'incision distincts au niveau des kilomètres 29-30.

La première cavité a été repérée à Saint-Denis-lès-Sens « Belle-Oreille » dans l'un des sondages géotechniques situé en bordure de l'Yonne au niveau du franchissement de la rivière le long de l'autoroute A160, au pied de la rupture de pente façonnée dans la craie santonienne aux kilomètres 29-30³⁴ (fig. 15 et 26). La nappe alluviale repose sur la craie à la cote 57 m, soit sur un replat d'incision qui domine de 5 à 6 m le plancher de la Nappe de Fond. Le substrat crayeux qui supporte la nappe est perforé par une cavité d'une vingtaine de mètres de profondeur. La cavité est colmatée par des sables mêlés à des éboulis crayeux et une argile marron-jaune dite de « dissolution » devenant dominante à la base d'après les minutes du document géotechnique.

D'autres cavités, de moindre envergure, ont également été repérées *de visu* lors des travaux d'extraction de la gravière des « Grandes-Pièces », dans le plancher de la Nappe de Soucy à Soucy. Le plancher est, ici, situé à une altitude relative de ± 20 m, entre les kilomètres 29-30 (fig. 15). À Soucy, ces cavités sont apparues noyées par un aquifère.

Le profil du plancher de la nappe de ± 20 m, mais également les nappes intermédiaires placées entre cette dernière et la Nappe de Fond (Nappes de Évry ; ± 10 m, Sens ; ± 5 m et Gron ; ± 3 m) enregistrent également une accentuation nette des dénivelés entre les kilomètres 28-32 (fig. 10). L'étagement des ruptures de pente de chacun des planchers d'incision au niveau des kilomètres 28-32 coïncide avec la présence de cavités karstiques repérées dans les planchers crayeux pour au moins deux niveaux d'incision distincts placés à ± 5 et ± 20 m d'altitude relative.

En dépit d'une somme de données moindre (en raison notamment de l'inaccessibilité des données géotechniques pour la Seine-et-Marne), l'étagement des premières nappes alluviales apparaît également en décalé de part et d'autre de la rupture de pente localisée entre les kilomètres 14-20 (fig. 10). Là, deux anomalies de la cote du substrat ont été localisées sur le plancher de la Nappe de Fond à l'aval de la rupture de pente placée dans le Campanien, entre les kilomètres 9 et 14 (points 9 et 11, feuille 2517, annexe A).

Le plancher de la Nappe de Fond accuse un dénivelé continu de l'ordre de 0,23 ‰ entre Vinneuf à l'amont de la confluence (kilomètres 14-15) et Pincevent (kilomètres 5-6) à l'aval de la confluence. Les deux sondages géotechniques établissent qu'un remblaiement sablo-graveleux surmonte le plancher crayeux situé aux cotes 38 et 39 m NGF, soit entre 3 et 5 m sous le profil proposé du plancher de la Nappe de Fond (fig. 10). Ces deux cotes, très en dépression par rapport au profil longitudinal du plancher de la Nappe de Fond reconstitué, introduisent une discontinuité majeure impliquant un surcreusement important qui n'aurait cependant pas été prolongé vers l'aval. Ceci apparaît aberrant étant donné la régularité des dénivelés entre chaque rupture de pente observée le

³⁴ Sondage n° 98, feuille 2617, tracé A160 - annexe A.

long du profil longitudinal de la dernière incision dans la vallée de l'Yonne, mais aussi dans la vallée de la Seine, de part et d'autre de la confluence³⁵.

En effet, la restitution du plancher de la Nappe de Fond dans la vallée de la Seine, établie à partir de données bibliographiques (Mégnyen, 1979 ; Roblin-Jouve, 1980 et *in litteris* ; Descombes, 1982 ; données TGV - annexe A -) montre que les deux profils élaborés pour les vallées de l'Yonne et de la Seine se superposent parfaitement de part et d'autre de la confluence (fig. 10). Ceci tend à démontrer la fiabilité du profil longitudinal du dernier plancher d'incision de l'Yonne retenu et permet de considérer que les deux points en dépression constituent deux anomalies négatives et localisées du toit du substrat calcaire.

À la lumière des informations enregistrées sur les planchers d'incision d'altitude relative de ± 5 et ± 20 m entre les kilomètres 28-32 (fig. 10 et 15), ces deux points pourraient représenter également deux cavités karstiques pour lesquelles la voûte³⁶ se serait effondrée, piégeant ainsi les matériaux alluviaux au moment ou après leur dépôt par la rivière ainsi que nous l'avons constaté *de visu* dans l'une des cavités qui perfore le plancher de la gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy.

Le manque de données d'observation de terrain pour l'ensemble des planchers rocheux repérés de part et d'autre de chacune des ruptures de pente interdit dans l'immédiat de généraliser. Mais, si le fait devait être systématique, on peut d'ores et déjà s'interroger sur la relation entre chacune des ruptures et la présence d'une zone peut-être plus fragilisée par un système de diaclases ou de failles. Celles-ci constituent avec les joints de stratification, les plans préférentiels de fragilité et de perméabilité de la roche favorables à l'élaboration d'un karst. Si tel est le cas, le tracé de ces accidents apparaît sub-perpendiculaire à l'axe globalement sud-nord de la vallée.

Cl. Mégnyen (1979) a dressé l'inventaire des accidents cassants pour la région. La direction dominante des failles est sub-méridienne. Elles ont été repérées plus au sud du secteur d'étude, de part et d'autre de la vallée de l'Yonne, donc plutôt à l'écart de l'axe de la vallée (fig. 63). De fait, ces fractures ne paraissent pas être responsables des déclivités qui structurent les différents planchers d'incision.

Par contre, d'après le même auteur, les diaclases sont nombreuses et affectent la craie sénonienne dans son ensemble. Il s'agit, pour l'essentiel, de diaclases sub-verticales dont certaines admettent un rejet d'ordre centimétrique impliquant une origine tectonique (Mégnyen, 1979). Si nombre d'entre elles apparaissent sub-méridiennes, d'autres

³⁵ C'est en raison de la position aberrante de ces deux points que le profil longitudinal du dernier plancher d'incision de l'Yonne a été prolongé jusqu'en aval de la confluence et complété par mesure de vérification par la restitution du profil longitudinal de la dernière incision dans la vallée de la Seine de part et d'autre de la confluence.

³⁶ Dans le forage n° 98, transect A160 (fig. 15 et 26), cette voûte est épaisse de 3 m.

présentent une orientation NO-SE à NE-SO, sub-perpendiculaire à l'axe de la vallée de l'Yonne.

La lithologie, la connexion de drains secondaires, le cadre structural et la présence d'un karst développé peut-être à la faveur d'un réseau de diaclases sont les hypothèses avancées pour expliquer la configuration en palier de l'étagement des nappes enregistrée dans la basse vallée de l'Yonne. Faute de données d'observation plus pertinentes et surtout plus systématiques, aucune n'emporte la faveur. On ne peut exclure non plus que les différents paramètres évoqués aient, de façon combinée et à des degrés divers, participé à l'élaboration de cette répartition longitudinale en palier pour les cinq des six dernières nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne.

9.3 - Méandre conservateur à l'amont, lit rectiligne et vidange à l'aval

Le lit actuel de l'Yonne distingue de part et d'autre du secteur Paron-Sens deux tronçons. À l'amont, le lit s'organise selon des méandres encaissés, tandis qu'à l'aval, il observe un tracé quasi rectiligne jusqu'à Pont-sur-Yonne (fig. 3). Cette succession dans la morphologie du tracé du lit actuel de la rivière coïncide avec la présence ou non de la Nappe de Gron.

- La Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) n'a pas été reconnue autour de Sens, en particulier sur la « Plaine-de-Chambertrand » ni sur le secteur de Saint-Denis-lès-Sens/Saint-Clément (fig. 11).

- Sur la « Plaine-de-Chambertrand » au sud de Sens, la Nappe de Fond s'emboîte directement dans la Nappe de Sens (fig. 16). Le plancher d'incision d'altitude relative ± 3 m n'a pas été reconnu et paraît avoir été gommé lors de l'incision responsable du façonnement du plancher de la Nappe de Fond. Cette retouche importante du substrat sénonien s'est sans doute accompagnée de la vidange des dépôts de la Nappe de Gron dans ce secteur.

- Au nord de Sens sur les secteurs de Saint-Denis-lès-Sens et Saint-Clément (tracé A160/ « Belle-Oreille » et « Pré-Aubert »), le plancher d'incision de la Nappe de Fond est encadré à l'est et à l'ouest par le plancher d'incision situé à ± 3 m d'altitude relative (fig. 15). Vers l'ouest, ce plancher d'incision se raccorde par un petit talus à un second replat situé à une altitude relative de ± 5 m. Ce dernier s'étend jusqu'au pied du versant occidental de la vallée. Le lit mineur actuel de l'Yonne est installé au droit de ce plancher. En bordure du lit mineur, au droit du plancher ± 5 m, sur la parcelle de la « Belle-Oreille »

(fig. 15), le toit des alluvions grossières supporte des occupations néolithiques et protohistoriques comprises dans une couverture limoneuse qui n'excède pas 80 cm d'épaisseur. Dans la parcelle du « Pré-Aubert », au droit du plancher d'érosion de la Nappe de Fond, le cailloutis alluvial grossier est scellé par une couverture limoneuse à la base de laquelle un sol attribué à l'Allerød (cf. *supra*) a été repéré (fig. 25). La présence de paléochenaux à remplissage organique (non étudiés, ni datés), repérés entre les secteurs du « Pré-Aubert » à l'est et de la « Belle-Oreille » à l'ouest (fig. 15), ainsi que les éléments chronologiques obtenus sur ces deux secteurs semblent traduire la migration latérale du cours de l'est de sa plaine alluviale vers l'ouest depuis le Tardiglaciaire et sans doute tout au long de l'Holocène. L'absence d'une couverture d'altération sur les alluvions grossières qui jalonnent les planchers d'incision à ± 3 et ± 5 m d'altitude relative sur le secteur de la « Belle-Oreille », à Saint-Denis-lès-Sens (fig. 26), semble indiquer, en outre, une vidange partielle ou complète des dépôts alluviaux plus anciens, vidange qui ne paraît d'ailleurs pas s'être accompagnée d'une retouche des planchers d'incision antérieurs.

Bien qu'il existe de nombreux hiatus d'observation et que les observations relevées n'aient pas fait l'objet d'une approche chronologique³⁷, il semblerait que la Nappe de Gron n'ait pas été conservée, ou mal, le long du tracé rectiligne de la vallée, tout au moins sur le secteur en périphérie de Sens. Sur la « Plaine-de-Chambertrand », la vidange des dépôts corrélatifs paraît s'être accompagnée du démantèlement de l'avant-dernier plancher d'incision. Vidange et démantèlement pourraient s'être produits lors du façonnement du plancher de la Nappe de Fond. À Saint-Denis-lès-Sens, les planchers d'incision immédiatement antérieurs à celui de la Nappe de Fond semblent avoir été conservés. La migration du lit mineur de l'Yonne d'est en ouest à une époque relativement récente a sans doute été responsable du démantèlement d'une partie des dépôts plus anciens. Mais on peut supposer aussi que ce démantèlement soit plus ancien et soit intervenu lors de l'incision qui a précédé la mise en place de la Nappe de Fond. Cette dernière phase d'incision pourrait ne pas avoir entamé les planchers d'incision antérieurs. Le manque d'études et d'éléments chronologiques sur ce secteur ne permettent pas de conclure.

- Par contre, sur la section amont de la basse vallée de l'Yonne, à Étigny/Gron et Saint-Julien-du-Sault (fig. 8, 17 et 18), la Nappe de Gron, paraît être systématiquement conservée dans les lobes convexes de méandres encaissés dans le Sénonien. Elle est séparée de la Nappe de Fond par un surcreusement placé sur la bordure externe de son palier. Il matérialise un paléochenal inscrit dans le substrat crayeux. Le surcreusement entre la Nappe de Gron et la Nappe de Fond caractérise une troncature fondamentale, relayée en surface par la reconnaissance d'une couverture sablo-limoneuse altérée non

³⁷ Datation des remplissages organiques compris dans les paléochenaux entre autre.

observée sur le toit de la Nappe de Fond. Cette troncation constitue donc une discordance stratigraphique majeure.

Le surcreusement latéral du substrat crayeux, placé sur la bordure interne du palier, paraît initialiser l'élaboration d'un nouveau plancher d'incision. Latéralement, celui-ci apparaît systématiquement affecté par une série de surcreusements plus profonds (de l'ordre de 2 à 3 m) et larges à l'ouverture de 20 à 80 m en moyenne. Le suivi de la topographie du toit du substrat crayeux dans les deux sablières montre que ces dépressions correspondent à des entailles de direction globalement longitudinale, parfois et alternativement confluentes ou diffluentes qui matérialisent des chenaux. La morphologie transversale des planchers d'incision peut être comparée à une « tôle ondulée » (fig. 17 et 18). Le passage d'un plancher d'incision au suivant est matérialisé par le creusement d'une nouvelle entaille plus profonde installée sur la bordure interne du plancher. Le remblaiement alluvial qui a suivi s'appuie contre les dépôts fluviatiles immédiatement antérieurs.

Cette configuration semi-emboîtée des nappes les plus récentes, à l'amont du tracé, dans les méandres d'Étigny/Gron et de Saint-Julien-du-Sault, associée à un chenal surcreusé, rappellent le dispositif géométrique enregistré, de manière plus détaillée et surtout plus répétitive, dans le méandre de Moisson près de Mantes-la-Jolie par F. Lécalle (fig. 6) où chaque nappe est séparée de la précédente par un chenal de surcreusement latéral (Lécalle, 1980 ; 1989). Il participe à la fois d'une incision et d'un déplacement latéral, responsable de l'accentuation du méandre par rotation de son axe aux dépens de la rive concave soumise à l'érosion. L'accentuation progressive du méandre par érosion de sa rive concave a permis la conservation des dépôts fluviatiles antérieurs situés sur la rive convexe par mise en relief de la nappe lors de l'incision qui a suivi. Après une période interglaciaire ou interstadiaire, le retour du froid s'accompagne d'une érosion latérale qui progresse le long des rives convexes des méandres et façonne des replats d'érosion plans. Ces replats sont recouverts par des dépôts essentiellement caillouteux inclinés en direction de l'extérieur du lobe du méandre. L'incision verticale qui intervient en fin de période froide prélude le façonnement d'un nouveau replat d'incision qui s'accompagne également d'un déplacement latéral. Cette phase d'érosion majeure se place lors d'une période caractérisée par « *une abondance d'eau et un transport sans dépôt* » (Lécalle, 1989) (fig. 5). Le déplacement latéral continu enregistré dans les méandres encaissés de la moyenne vallée de la Seine a autorisé la conservation de la majeure partie des dépôts alluviaux intra-glaciaires pour les glaciations saaliennes et weichseliennes où les phases interstadiennes sont représentées. La répétitivité de l'enregistrement du cycle glaciaire-interstadiaire a amené l'auteur à considérer ces méandres encaissés comme « *conservateurs* » (Lécalle, 1989).

Dans le méandre encaissé d'Étigny/Gron, la géométrie de détail des formations grossières appartenant à la Nappe de Gron n'a pas été observée. Nous ne saurions établir si effectivement l'unité fluviatile grossière se structure selon un ensemble de dépôts inclinés vers l'extérieur du méandre, ce qui pourrait permettre d'apprécier le déplacement latéral progressif du cours aux dépens de sa rive concave. Cependant, l'existence d'un surcreusement latéral en bordure externe de la nappe le suggère. Ces données demanderont à être confirmées lors de l'étude prochaine des gisements paléolithiques du « Fond-des-Blanchards » et du « Chemin-de-l'Évangile » à Gron.

9.4 - Une succession lithologique élémentaire répétitive pour les nappes les plus récentes

Chacun des douze planchers d'incision repérés, supporte des dépôts fluviatiles. Cinq des six dernières nappes alluviales (Nappe de Fond incluse) ont fait l'objet d'un suivi stratigraphique plus ou moins détaillé (Nappe de Fond à Étigny, Nappe de Gron à Gron et Saint-Julien-du-Sault, Nappe de Sens sur la « Plaine-de-Chambertrand » au sud de Sens, Nappe d'Évry à Véron et Nappe de Soucy à Soucy « les-Grandes-Pièces » et Gron « emprunt »).

Toutes les observations montrent que chaque nappe est constituée de deux unités sédimentaires superposées (fig. 52). La base du comblement est composée d'un cailloutis alluvial grossier, surmonté par des dépôts alluviaux plus fins sableux à limoneux. Des sédiments organiques ont été repérés en association avec les comblements fluviatiles fins de la Nappe de Fond, la plus récente.

Chacun des planchers est recouvert par un cailloutis alluvial grossier associé à des blocs gréseux de plusieurs mètres cubes chacun qui jalonnent la surface incisée dans le substrat. Le toit du cailloutis apparaît également déprimé au droit des talwegs taillés dans la craie (fig. 17 et 18). Pour les nappes les plus récentes et plus particulièrement pour la Nappe de Fond et la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) dans les gravières d'Étigny/Gron et Saint-Julien-du-Sault, le remblaiement caillouteux qui suit l'incision du substrat crayeux, s'appuie sur le comblement alluvial du bord interne de la nappe précédente (fig. 17 et 18). Cet arrangement des remblaiements les uns par rapport aux autres détermine un dispositif semi-emboîté des nappes les plus récentes les unes par rapport aux autres. Il est particulièrement remarquable sur le secteur d'Étigny/Gron où les nappes immédiatement antérieures à la Nappe de Fond sont développées à l'intérieur d'une boucle de méandre de l'Yonne (fig. 8).

Sur la confluence Seine-Yonne, la géométrie de l'étagement des nappes les plus récentes semble plus originale. Le dispositif paraît s'organiser en caisson ou compartiment

où chaque nappe est cloisonnée, séparée de la nappe antérieure et postérieure, par une saillie du substrat crayeux (fig. 12). Le manque de données d'observation dans les sablières de la Bassée interdit d'établir le bien fondé de ce premier examen.

Pour les Nappes de Fond, de Gron (alt. relative : ± 3 m) et de Soucy (alt. relative : ± 20 m), les dépôts sableux sont préférentiellement localisés au droit des surcreusements qui incisent la nappe grossière sous-jacente. Ces entailles à comblement sableux matérialisent des paléochenaux qui ont livré sur leurs bordures des occupations du Paléolithique ancien, moyen, supérieur et final respectivement à Soucy « les-Grandes-Pièces », Gron « Fond-des-Blanchards » et « Chemin-de-l'Évangile » et Étigny « le-Brassot » (fig. 49, 36, 42, 22 et 52). Ces dépôts sableux montrent que les écoulements concentrés au droit des entailles façonnées dans le substrat crayeux ont perduré au delà de la période qui a vu la mise en place du remblaiement caillouteux de base. L'un des talwegs, incisé dans le plancher de la Nappe de Fond à Étigny « le-Brassot », a fonctionné jusqu'au Tardiglaciaire weichselien sous la forme d'un bras-mort d'après les assemblages polliniques contenus dans les argiles organiques et tourbes qui tapissent sa base (Connet *et al.*, 1999). Actuellement, il est toujours matérialisé dans la topographie par une gouttière peu profonde (fig. 22). Elle a été empruntée par des écoulements lors de crues qui ont charrié des graviers et cailloutis, mêlés à des *artefact* protohistoriques.

Chacune des nappes les plus récentes de la basse vallée de l'Yonne se caractérise par des dépôts grossiers surmontés par des alluvions fines dont les plus fortes épaisseurs ont été rencontrées à la verticale de chenaux inscrits dans le plancher crayeux sous-jacent. Cette succession lithologique et sa répétitivité (fig. 52) sont des traits communs que les nappes de la basse vallée de l'Yonne partagent avec celles du bassin de la Somme (Sommé *et al.*, 1984 ; Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Antoine, 1990). Si le cailloutis fluvial grossier de base correspond à un dépôt mis en place dans un contexte périglaciaire (Bourdier et Lautridou, 1974), le remblaiement plus fin sableux à limoneux supérieur témoigne, d'après des données plus récentes, d'une mise en place sous des conditions interglaciaires de type continental (Munaut, 1988 ; Antoine, 1990).

Les approches menées sur les formations alluviales de la vallée de l'Yonne dans leur ensemble ne permettent pas, pour le moment, de déboucher sur le même constat, une seule nappe ayant fait l'objet d'une étude détaillée à Soucy. Les premières analyses réalisées sur les dépôts alluviaux fins de la Nappe de Soucy dans la gravière des « Grandes-Pièces », ont toutefois montré que les assises fluviales sableuses puis limoneuses supérieures se sont effectivement mises en place au cours d'un interglaciaire du Pléistocène moyen à caractère continental (Chaussé *et al.*, 2000).

Ce premier résultat, ainsi que le caractère répétitif des lithofaciès pour chaque nappe alluviale permettent de rapprocher d'un point de vue lithostratigraphique les bilans sédimentaires pour les nappes récentes de la basse vallée de l'Yonne avec ceux enregistrés dans le bassin de la Somme plutôt qu'avec ceux de la vallée de la Seine. Dans le bassin de la Somme, l'alternance pour chacune des nappes de dépôts grossiers puis fins, ainsi que le contexte interglaciaire de la sédimentation fluviatile fine déduit des analyses biostratigraphiques ont conduit P. Antoine (1990) à considérer que chaque nappe alluviale représentait « *le bilan sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire en domaine fluviatile* ». À l'opposé, dans la moyenne vallée de la Seine, il a plutôt été montré que « *la sédimentation interglaciaire est quasiment absente* » (Lécolle, 1989) tandis que dans la basse vallée, les dépôts de plusieurs périodes glaciaires et interglaciaires sont empilés ou juxtaposés (Lautridou *et al.*, 1984).

Si certaines données recueillies dans la vallée de l'Yonne (fig. 52) s'accordent avec le modèle d'évolution cyclique mis en évidence dans le bassin de la Somme, d'autres semblent montrer que la mise en place de certaines nappes pourrait s'inscrire au cours d'un cycle intra-glaciaire.

Dans les gravières de Gron et de Saint-Julien-du-Sault, la troncature fondamentale entre la Nappe de Fond et la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) est soulignée par un surcreusement placé sur la bordure externe de chaque palier (ou la bordure interne du palier précédent) (fig. 17 et 18). Ce surcreusement matérialise un paléochenal incisé dans le substrat crayeux. D'après l'observation des profils stratigraphiques relevés sur le secteur d'Étigny/Gron, le positionnement de cette troncature entre la Nappe de Gron et la Nappe de Fond (fig. 17) est conforté par la reconnaissance en surface d'une couverture sablo-limoneuse altérée et issue en partie du démantèlement des versants (fig. 29 et 31), non reconnue sur le sommet de la Nappe de Fond (fig. 23 et 25). Cette couverture marque le passage à une dynamique de versant et constitue une discordance stratigraphique majeure qui permet d'individualiser clairement les deux nappes.

Les sédiments alluviaux fins constitutifs de la Nappe de Gron mis au jour à Gron « Fond-des-Blanchards » et « Chemin-de-l'Évangile » ont fossilisé différents niveaux d'occupation en place appartenant respectivement au Moustérien de type Quina et au Paléolithique supérieur ancien. Bien que ces gisements préhistoriques dans la vallée de l'Yonne ne bénéficient que d'un calage chronologique encore précaire, ils peuvent être néanmoins replacés au cours du dernier glaciaire. Par extension, on peut considérer que les sables et limons fluviatiles qui les fossilisent et qui appartiennent à la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) se sont mis en place au cours de la même période.

Par conséquent, les deux nappes alluviales les plus récentes dans la vallée de l'Yonne, la Nappe de Fond et la Nappe de Gron, semblent s'être installées au cours du

dernier glaciaire Weichselien. Elles paraissent représenter le bilan morphosédimentaire de deux sous-cycles appartenant au dernier cycle glaciaire-interglaciaire (fig. 52).

Ainsi, les observations réalisées dans la vallée de l'Yonne ont montré que la succession sédimentaire enregistrée était cohérente avec les observations effectuées dans le bassin de la Somme, où chaque nappe représente le bilan sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire (fig. 52) (Antoine, 1990). Cependant, quelques données montrent que certains dépôts fluviaux, notamment ceux appartenant à la Nappe de Gron et à la Nappe de Fond, pourraient s'être mis en place dans le cadre d'un même cycle intra-glaciaire. Compte tenu de cette observation, et faute d'étude, il serait spéculatif d'arrêter un schéma interprétatif d'ensemble quant à la valeur environnementale de l'alluvionnement fin pour les différentes nappes alluviales de la vallée de l'Yonne.

9.5 - Cyclicité des dépôts de couverture

L'examen stratigraphique des couvertures de versant qui scellent les cinq nappes alluviales immédiatement antérieures à la Nappe de Fond a montré que les dépôts débutaient par un cailloutis crayeux ou de silex issu de l'érosion des versants (Nappe de Gron à Saint-Julien-du-Sault, fig. 29 ; Nappe d'Évry à Armeau, fig. 46 ; Nappe de Misy à Véron, fig. 47 ; Nappe de Soucy à Soucy, fig. 49), ou de sédiments limono-sableux provenant en partie d'apports lœssiques (Nappe de Sens à « Haut-Chambertrand » et « Bréau-Maladrerie », fig. 44 et 45). La mise en place de ces formations signale l'arrêt définitif des écoulements fluviaux et le passage à une morphologie de versant. L'accumulation de ces premiers dépôts colluviaux résulte du démantèlement des talus crayeux, de formations superficielles diverses issues de remaniements antérieurs ou de paléosols, puis de leur entraînement plus en aval le long de la pente. La déstabilisation des versants intervient en milieu ouvert, non protégé par une couverture arborée et caractérise des conditions globalement périglaciaires.

Cependant à Soucy, les premiers graviers crayeux de l'unité [7] (fig. 49) qui recouvrent immédiatement la nappe alluviale comprennent une faune malacologique encore relativement diversifiée (malacozone Scy5, tabl. 4.2) qui exclut de placer le dépôt au cours d'une phase typiquement pléniglaciaire. Si l'association *Vallonia costata* et *Pupilla muscorum* devant *Trichia hispida*, *Vallonia excentrica* et *Pupilla sterri* traduit bien un environnement ouvert et même relativement sec³⁸, la persistance dans l'assemblage de taxons thermophiles forestiers tels *Clausilia bidentata*, *Perforatella bidentata*, *Ena*

³⁸ Du fait de la présence de *P. sterri*.

montana ou *Azeca goodali* évoque plutôt une période de transition climatique qui évolue vers un début de phase glaciaire (Limondin-Lozouet, *in oralis* 2002). Ce résultat montre, à Soucy, que l'apparition d'une paléogéographie de versant est antérieure à l'émergence de conditions strictement pléniglaciaires.

Il s'accorde avec les conclusions avancées à l'issue de l'étude des séquences de versant du bassin de la Somme (Antoine, 1990). Celles-ci situent l'installation des premières formations colluviales dès la fin de la phase interglaciaire où elle est associée au déplacement latéral du lit de la rivière « *dans une ambiance climatique contrastée de type Début Glaciaire* ». L'incision qui est intervenue ultérieurement a abouti à l'individualisation en terrasse de la nappe alluviale. Toujours dans la Somme à Cagny-la-Garenne, celle-ci se produit avant l'apparition des conditions pléniglaciaires, dans un contexte climatique encore Début Glaciaire (Antoine, 1990 ; Antoine *et al.*, 2000a).

Pour les Nappes de Misy (alt. relative : ± 15 m) (à Véron) et de Soucy (alt. relative : ± 20 m) (fig. 47, 49 et 52), l'aggradation sédimentaire détritique qui suit les derniers sédiments fluviaux, s'organise selon une alternance de paléosols et de dépôts grossiers. Ces derniers sont parfois remplacés par une formation ou un paléosol re-structuré par gélivation comme à Véron (unité [3], cf. *supra*, fig. 47).

Le groupe formations-de-versant/paléosol représente la réponse litho-pédostratigraphique à un cycle glaciaire-interglaciaire. Les formations détritiques issues de l'érosion des versants sont dans leur ensemble mises en place dans le cadre d'une péjoration climatique tandis que le développement du paléosol constitue l'expression d'une phase de stabilisation des versants dans un contexte climatique de type interglaciaire (Bourdier, 1938 ; Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Antoine, 1990). Dans chacune des deux séquences de la vallée de l'Yonne, à Véron et Soucy (fig. 47 et 49), l'enchaînement successif de dépôts colluviaux et de leur paléosol conjoint décrit ainsi respectivement trois et quatre cycles climato-sédimentaires (fig. 52).

Bien que plus lacunaire, le même schéma se retrouve globalement pour la Nappe de Évry (alt. relative : ± 10 m) à Armeau (fig. 46 et 52) et la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m) à « Bréau-Maladrerie » (fig. 45 et 52). La séquence sédimentaire de versant à Armeau se distingue quelque peu du modèle cyclique dans la mesure où seules les phases détritiques correspondant à deux cycles climato-sédimentaires distincts sont exprimées alors qu'aucun des paléosols associés ne paraît avoir été conservé. À « Bréau-Maladrerie », un unique cycle climato-sédimentaire est enregistré dans les limons de couverture de la Nappe de Sens. D'après les travaux de J.-P. Lautridou (1985), il couvre le dernier cycle glaciaire. Il débute, en effet, par la mise en place de limons plus ou moins sableux sur lesquels sont construits des sols humifères datés du début du glaciaire Weichselien (cf. *supra*).

Dans les couvertures de versant de la vallée de l'Yonne, un à plusieurs cycles climato-sédimentaires s'enchaînent au sommet de quatre des six dernières nappes alluviales représentant chacune le « *bilan sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire en domaine fluviatile* » (Antoine, 1990). Pour les séquences qui scellent les Nappes de Soucy, Misy, Évry et Sens, la disparition d'un cycle de couverture est systématiquement enregistrée dès lors que l'on passe à une nappe altimétriquement plus basse donc plus récente (fig. 52). Selon ce schéma et compte tenu des informations environnementales recueillies, la mise en place dans un contexte tempéré des sédiments fluviatiles fins d'une nappe alluviale apparaît globalement contemporaine de l'élaboration du premier paléosol développé au dessus de la nappe alluviale immédiatement antérieure.

La succession cyclique des dépôts, la dégressivité du nombre de cycles associée à la juvénilité des nappes alluviales, enfin la contemporanéité globale entre les derniers dépôts fluviatiles fins et le premier paléosol sur les colluvions qui recouvrent la nappe immédiatement précédente rejoignent les observations menées dans le bassin de la Somme (Antoine, 1990). Elles s'en distinguent seulement de par la nature des matériaux détritiques sédimentés qui, dans l'Yonne, proviennent essentiellement du démantèlement des versants crayeux et non de l'aggradation éolienne laquelle domine plutôt dans le bassin de la Somme.

9.6 - Modèle d'évolution régionale

La cyclicité des dépôts observée tant dans les différentes formations alluviales que dans les formations de versant qui les recouvrent (fig. 52) conduit à valider pour l'Yonne l'hypothèse d'un système d'« *évolution morpho-sédimentaire cyclique à commande climatique* » (Antoine, 1990) comparable dans ses grandes lignes avec la modélisation élaborée dans le bassin de la Somme (Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Antoine, 1990) :

- En effet, dans les deux vallées, chaque nappe alluviale est constituée systématiquement d'un dépôt grossier mis en place en contexte périglaciaire, surmonté de matériaux fluviatiles fins sédimentés au cours d'une période tempérée d'après les marqueurs biostratigraphiques. L'ensemble constitue le bilan sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire.

- Chaque nappe est recouverte par une couverture de versant composée en alternance de dépôts détritiques issus du démantèlement des versants et de paléosols qui marquent chacun un épisode de stabilisation du milieu. Dans les deux vallées de la Somme et de l'Yonne, le passage à une nappe inférieure, d'âge plus récent, enregistre la disparition d'un cycle de couverture constitué du binôme dépôts-détritiques/paléosol.

La concordance des observations menées dans des bassins hydrographiques nettement distincts comme ceux de la Somme et de l'Yonne, situés dans la grande moitié nord-ouest de la France, permet d'étendre le modèle d'« *évolution morpho-sédimentaire cyclique à commande climatique* » défini dans le bassin de la Somme à une échelle largement régionale.

9.7 - Critique des données géochronologiques

Dans la basse vallée de l'Yonne les données géochronologiques ont été obtenues grâce à deux catégories de mesures. Les mesures par Résonance Paramagnétique Électronique sur quartz (RPE), réalisées par P. Voinchet (2002) ont porté sur plusieurs échantillons sableux appartenant à différentes nappes alluviales disséminées le long de l'axe de l'étude (fig. 8). Les mesures par Uranium-Thorium (U-Th) ont été appliquées à l'émail dentaire de restes fauniques collectés dans plusieurs niveaux d'occupation du Paléolithique inférieur compris dans des sables fluviatiles constitutifs de la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m) à Soucy (fig. 8 et 49). Ces travaux réalisés par J.-J. Bahain sont inédits. Enfin des mesures au radiocarbone ont été obtenues sur des restes osseux recueillis également dans des niveaux d'occupation du Paléolithique supérieur et final compris dans des sédiments fluviatiles appartenant aux Nappes de Gron (alt. relative : ± 3 m) et de Fond. Les résultats obtenus suscitent un certain nombre de commentaires.

- Il faut tout d'abord remarquer qu'aucune date ne documente les nappes antérieures à la Nappe de Soucy. L'absence de profil stratigraphique constitue la principale raison de cette carence. Toutefois, la Nappe de Courlon (alt. relative : ± 40 m) a pu être prélevée à Vinneuf pour l'obtention d'une mesure RPE (tabl. 1, fig. 10 et 53). L'unique donnée acquise (463 ± 72 ka) ne se prête dans l'immédiat à aucun commentaire en l'absence de toute autre donnée de comparaison.

- Pour les formations alluviales plus récentes, il est remarquable de constater la grande cohérence d'un certain nombre de résultats RPE et U-Th obtenus pour chacune des nappes de Soucy et de Misy (tabl. 1 et 2 ; fig. 10 et 53) :

- Pour la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m), les mesures RPE sont réparties pour une partie dans la gravière des « Grandes-Pièces » (fig. 8 et 49), pour l'autre dans des formations sableuses fluviatiles observées le long du tracé routier de Gron « emprunt » (fig. 8 et 48). Enfin, un échantillonnage provenant d'un front de carrière abandonnée, localisée à Michery (fig. 8), a fait l'objet d'une mesure unique. À l'exception de deux résultats dont celui isolé de Michery (Mic9901 et So9806 ; tabl. 1), l'ensemble des

données obtenues montre une relative homogénéité des mesures. Huit sur dix sont en effet comprises entre 306 ± 45 et 355 ± 51 ka (tabl. 1 ; fig. 53) (Voinchet, 2002).

Les données U-Th ont été établies sur l'émail dentaire de restes fauniques prélevés uniquement dans la Nappe de Soucy à Soucy « les-Grandes-Pièces ». Les mesures de dix échantillons sur douze ont livré un âge compris entre 333 ± 50 et 399 ± 60 ka (tabl. 2 ; fig. 53) (Bahain, inédit ; Voinchet, 2002). Elles s'accordent globalement avec les données RPE en dépit d'un écart plus important entre les valeurs extrêmes. Sur la base de ces résultats et de leur cohérence, les deux auteurs s'entendent pour situer le dépôt des sables et des dents contenues dans ces sédiments au cours des stades isotopiques 9, 10, 11 (fig. 53).

– La Nappe de Misy (alt. relative : ± 15 m) a fait l'objet d'un échantillonnage RPE dans deux gravières abandonnées à Évry et Misy ainsi que dans une excavation réalisée pour l'installation d'un silo à Véron (fig. 8). Là encore, les résultats obtenus, compris entre 263 ± 40 et 286 ± 32 ka, sont concordants entre eux (tabl. 1). Ils permettent de proposer un âge compris entre les stades isotopiques 8 et 9 (fig. 53 ; Voinchet, 2002).

- Pour les nappes les plus récentes les résultats font défaut ou sont incohérents.

- Aucun échantillonnage n'a pu être réalisé pour les Nappes d'Évry (alt. relative : ± 10 m) et de Sens (alt. relative : ± 6 m). Comme pour les nappes les plus anciennes, aucun profil stratigraphique ne nous a été accessible.

- Une campagne d'échantillonnage pour datation RPE a, par contre, été effectuée pour l'avant dernière nappe, la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m). Ils ont été prélevés dans les gravières de Saint-Julien-du-Sault et d'Étigny/Gron (fig. 8). Les données obtenues s'étalent entre 158 ± 24 et 292 ± 44 ka (fig. 17 et 18 ; tabl. 1 ; fig. 53). Leur dispersion certaine incite à la prudence quant à toute déduction chronologique. Cette précaution s'impose d'autant que les sédiments sableux de cette nappe renferme à Gron « Fond-des-Blanchards » et « Chemin-de-l'Évangile » des industries du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur dont l'émergence est plutôt positionnée après 100 ka (cf. *supra*).

Il faut reconnaître aussi que les tentatives de datation par RPE sur quartz pour des formations alluviales *a priori* récentes (âge présumé antérieur à 100 ka) se sont révélées décevantes dans leur ensemble (J.-J. Bahain, *in oralis* 2002), notamment dans le bassin de la Somme où d'autres méthodes de datations isotopiques ont été préférées (Antoine *et al.*, 2000 ; fig. 7).

Il a donc été tenté une première mesure au radiocarbone. Elle a été établie sur un reste osseux brûlé issu du gisement paléolithique du « Chemin-de-l'Évangile 3 » (fig. 2).

L'âge obtenu, compris entre 21 et 23 ka³⁹, constitue un âge minimum compte tenu de la qualité calcinée du matériel daté. Il ne saurait, lui non plus, être retenu.

Du fait des résultats non concluants, les investigations les plus récentes pour la datation des dernières nappes de la vallée de l'Yonne s'orientent aujourd'hui vers d'autres approches, notamment la Thermoluminescence et la RPE sur le centre Titane⁴⁰.

10 - INTERPRÉTATION CHRONO-STRATIGRAPHIQUE DU SYSTÈME D'ÉTAGEMENT DES NAPPES ALLUVIALES LES PLUS RÉCENTES DE LA BASSE VALLÉE DE L'YONNE ; L'APPORT DE L'ÉTUDE DES COUVERTURES DE VERSANT

Dans la vallée de l'Yonne, la datation du système d'étagement des nappes alluviales a été organisée à partir de différentes méthodes d'analyse (RPE, U-Th, radiocarbone, aminochronologie). Ces études, combinées à des données biostratigraphiques, encore trop rares, permettent d'extraire un premier schéma d'interprétation chronologique. Toutefois, les données acquises restent encore insuffisantes. En effet, nombre de nappes du système d'étagement, parmi les plus anciennes⁴¹, n'ont pas fait l'objet de mesures. Pour d'autres nappes, parmi les plus récentes⁴², les données établies présentent certaines contradictions.

L'ambiguïté de certains résultats géochronologiques, l'existence possible de plusieurs nappes alluviales couvrant un seul cycle mais reposant chacune sur des planchers d'incision distincts nécessitent de contrôler le schéma chronologique qui se dessine par l'analyse pédosédimentaire des séquences stratigraphiques de versant et l'établissement de corrélations lithostratigraphiques avec des ensembles sédimentaires bénéficiant d'un calage dans la chronologie du Quaternaire. La vallée de l'Yonne recèle deux séquences stratigraphiques de référence qui permettent d'articuler une analyse chronostratigraphique étendue à l'ensemble du système nappe alluviale-couverture de versant :

³⁹ L'âge est compris entre 23 380 et 21 750 BP. Miami, Beta Analytic, n° 163 549.

⁴⁰ Les mesures RPE établies par P. Voinchet (2002) et présentées dans ces travaux ont été réalisées sur le centre Aluminium.

⁴¹ Il s'agit des nappes antérieures à la Nappe de Soucy.

⁴² Il s'agit en l'occurrence de la Nappe de Gron.

- La première est située à « Bréau-Maladrerie ». Il s'agit d'une séquence de couverture de versant qui recouvre la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m) (fig. 8). Elle a été étudiée par J.-P. Lautridou (1985).
- La seconde est située dans la gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy (fig. 8). Elle recouvre la nappe alluviale du même nom (alt. relative : ± 20 m).

10.1 - La séquence de référence de « Bréau-Maladrerie » et le positionnement chronostratigraphique des Nappes de Sens et Gron

La couverture lœssique observée à « Bréau-Maladrerie » (fig. 45) scelle une ancienne nappe alluviale. Bien que située dans la vallée de la Seine, cette nappe se raccorde altimétriquement à la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m) reconnue dans la vallée de l'Yonne (fig. 10). Étudiée dans les années quatre-vingts, la couverture limoneuse de « Bréau-Maladrerie » fournit un premier calage bio- et pédostratigraphique qui permet de formuler une hypothèse chronostratigraphique pour les trois dernières formations alluviales du système d'étagement des nappes de la vallée de l'Yonne. Elle couvre la fin du Pléistocène moyen et le Pléistocène supérieur.

10.1.1 - Rappel des données et de l'hypothèse chronostratigraphique pour la séquence de « Bréau-Maladrerie ». Proposition chronostratigraphique pour la mise en place de la Nappe de Sens

Les études réalisées sur la séquence de couverture lœssique de « Bréau-Maladrerie » (fig. 45) ont montré que les derniers sédiments fluviatiles, sur lesquels elle repose (unités [13] et [14]), étaient recouverts par un « *complexe humifère inférieur* » (unités [9] à [12]) apparenté aux sols gris forestiers du Weichselien ancien d'après la position stratigraphique et les assemblages malacologiques que ce complexe recèle. L'ensemble est recouvert par un lœss inférieur ancien (unités [6] à [8]) puis un lœss carbonaté (unités [4] et [5]) dont la mise en place est rapportée au Pléniglaciaire supérieur (cf. *supra* ; Lautridou, 1985 ; Antoine *et al.*, 1998).

Selon cette analyse, la couverture limoneuse qui scelle la Nappe de Sens à « Bréau-Maladrerie », s'est mise en place au début du glaciaire Weichselien. D'après

l'interprétation chronostratigraphique de J.-P. Lautridou (1985), la séquence pédolithostratigraphique couvre le dernier glaciaire et l'Holocène. En terme de bilan climato-sédimentaire, elle ne représente qu'un cycle glaciaire-interglaciaire (fig. 52) qui couvre les stades isotopiques 5d-a à 1 (fig. 54).

Cette hypothèse permet de proposer pour la mise en place des cailloutis grossiers et sables fluviatiles, constitutifs de la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m), un âge Saalien-Eemien *stricto-sensu*, corrélé respectivement aux stades isotopiques 6 et 5e des sondages océaniques (fig. 54).

10.1.2 - Proposition chronostratigraphique pour la mise en place de la Nappe de Gron

Dans le système d'étagement mis en évidence dans la vallée de l'Yonne, la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) est immédiatement postérieure à la Nappe de Sens (fig. 10). En positionnant la mise en place de la Nappe de Sens au cours du cycle Saalien-Eemien *stricto-sensu*, l'incision qui a conduit à sa mise en relief puis au dépôt de la Nappe de Gron postérieure se situent nécessairement au cours d'une étape ultérieure.

La succession stratigraphique observée dans la Nappe de Gron au « Chemin-de-l'Évangile » apporte un certain nombre de précisions d'ordre chronostratigraphique. Les observations réalisées ont conduit à distinguer deux unités fluviatiles principales séparées l'une de l'autre dans la stratigraphie par des limons lœssiques et carbonatés (unité [9], fig. 42). Ces derniers pourraient être corrélés avec les premiers lœss calcaires qui se mettent en place, d'après la littérature la plus récente, au cours du Pléniglaciaire inférieur (Antoine *et al.*, 1999).

Selon ce schéma, le dépôt des matériaux fluviatiles les plus anciens (unité [10], fig. 42) pourrait ainsi être antérieur au Pléniglaciaire inférieur et dater du Weichselien ancien, tandis que la mise en place des formations alluviales les plus récentes (unités [8] à [5], fig. 42) lui serait postérieure et replacée au cours du Pléniglaciaire moyen (fig. 54). Ces deux formations fluviatiles nettement séparées et témoignant probablement à deux paléogéographies de plaine alluviale distinctes paraissent représenter deux sous-nappes alluviales reposant sur le même plancher d'incision (alt. relative : ± 3 m).

Dans le cadre de cette proposition, la plus ancienne des sous-nappes appartenant à la Nappe de Gron et les premières formations de versant qui à « Bréau-Maladrerie » scellent la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m) apparaissent subcontemporaines et positionnées au

Weichselien ancien. L'incision verticale responsable de l'étagement de la Nappe de Sens paraît se placer, alors, à un stade précoce du Weichselien ancien (fig. 54).

Le développement d'une première plaine alluviale associée au fonctionnement d'un écoulement au cours du Weichselien ancien est raisonnable d'après l'âge présumé des niveaux du Paléolithique moyen compris dans des formations fluviatiles de Gron « Fond-des-Blanchards » (cf. *infra*). Toutefois, et dans l'immédiat, l'absence de raccord stratigraphique avec le secteur du « Chemin-de-l'Évangile » doit inviter à la prudence.

Replacer la mise en place de la seconde sous-nappe alluviale au cours de tout ou partie du Pléniglaciaire moyen n'est pas incompatible avec la succession litho-pédostratigraphique enregistrée à Gron « Chemin-de-l'Évangile » (fig. 42).

Les caractéristiques macroscopiques de l'unité [6] (fig. 42) du profil du « Chemin-de-l'Évangile » désignent un horizon de sol bioturbé à nodules ferro-manganiques, non ou faiblement lessivé développé aux dépens de matériaux fluviatiles fins. Bien qu'il n'est pas encore fait l'objet d'une étude spécifique, le développement du sol peu marqué de l'unité [6] peut être contemporain, de par sa position stratigraphique, avec l'élaboration des gley de tundra qui ont été remplacés au Pléniglaciaire moyen entre 30 et 59 ka (stade isotopique 3 ; Antoine *et al.*, 1998). En effet, il est difficile de raccorder stratigraphiquement le sol [6] du « Chemin-de-l'Évangile » avec les sols steppiques plus anciens de la fin du Weichselien ancien (autour de 65-70 ka), dans la mesure où cet horizon recouvre, à Gron « Chemin-de-l'Évangile », un niveau d'occupation du Paléolithique supérieur ancien dont l'âge présumé apparaît de loin postérieur à la fin du Weichselien ancien.

Pour conclure, rappelons que cette analyse qui propose la mise en place de la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m), constituée de deux sous-nappes, entre le début de Weichselien et la fin du Pléniglaciaire moyen ne repose pour l'instant, sur aucune donnée géochronologique véritablement pertinente (cf. *supra*). La proposition chronostratigraphique qui est présentée ne s'appuie que sur des analyses stratigraphiques partielles et des données chronoculturelles nécessairement insuffisantes. En conséquence, il ne saurait s'agir dans l'immédiat que d'une hypothèse de travail dont le principal atout est de poser un regard cohérent sur l'ensemble des faits collectés.

10.1.3 - Position de l'incision responsable de l'étagement de la Nappe de Gron

L'étagement de la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) a procédé d'une nouvelle phase d'encaissement de la rivière. L'incision a précédé l'installation du cailloutis grossier de la Nappe de Fond. La phase d'encaissement peut être replacée à la fin du Pléniglaciaire moyen ou au début du Pléniglaciaire supérieur (fig. 54).

Les derniers dépôts fluviatiles de la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) se sont *a priori* mis en place au cours du Pléniglaciaire moyen. Ils sont recouverts par des formations de versant dont les premières sont matérialisées par une colluvion limono-argileuse au « Chemin de l'Évangile » (unité [4], fig. 42) ou des sables et graviers crayeux à Étigny et Saint-Julien-du-Sault (unité [4ca] au « Brassot-ouest » et [3] aux « Boulines », fig. 31 et 29). Elles signalent le retour des processus d'érosion des talus et le passage définitif à une morphologie de versant. En n'admettant aucun hiatus d'érosion et de sédimentation majeur, cet épisode paraît s'inscrire entre la fin du Pléniglaciaire moyen (stade isotopique 3) et le début du Pléniglaciaire supérieur (stade isotopique 2).

En effet, localement, à Saint-Julien-du-Sault « les Boulines » et à Étigny « le Brassot-ouest », les premiers dépôts détritiques sont recouverts par des formations limoneuses brun-rouge à structure finement polyédrique (unité [2], fig. 29 ; unité [2a], fig. 31). Si leur mise en place paraît procéder du remaniement de formations superficielles pédogénisées, l'acquisition de la structure finement polyédrique est attribuable à une alternance des processus gel-dégel dans des conditions nettement périglaciaires (Pissart, 1970 ; van Vliet-Lanoë, 1988). Celles-ci ont été globalement réunies au cours du Pléniglaciaire supérieur (stade isotopique 2).

10.1.4 - Proposition chronostratigraphique pour la mise en place de la Nappe de Fond

Dans le système d'étagement mis en évidence dans la vallée de l'Yonne, la Nappe de Fond succède à la Nappe de Gron (fig. 10). Comme pour les autres nappes étudiées, elle est constituée à la base d'un cailloutis grossier recouvert de formation fine sableuse à limoneuse. Elle s'en distingue cependant de par l'absence de toute couverture de versant (fig. 23 et 25).

D'une manière générale, le dépôt du cailloutis grossier constitutif des différentes nappes de fond observées dans le Bassin de Paris est globalement rapporté au Pléniglaciaire weichselien (Pastre *et al.*, 2000 ; Antoine *et al.*, 2000b).

Mais certaines données de la vallée de la Seine suggèrent que la nappe la plus récente du système d'étagement s'est déposée à la suite d'un encaissement récent du fleuve positionné à la fin du Pléniglaciaire supérieur. C'est ainsi que dans la vallée de la Seine moyenne et aval, deux nappes alluviales, Rouen I et Rouen II, couvrant le dernier cycle climatique Weichselien-Holocène ont été reconnues. La plus récente, Rouen I, a été rapportée à l'extrême fin du glaciaire weichselien (Porcher, 1975 ; Lécolle, 1980 ; 1989 ; Lefèbvre *et al.*, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000a).

A. Roblin-Jouve a reconnu le même dispositif immédiatement à l'aval de la confluence Seine-Yonne sur le secteur de Pincevent (Lautridou *et al.*, 1999). Selon l'auteur l'encaissement aurait débuté avant le Bølling et aurait incisé le plancher rocheux. Ces conclusions sont basées sur la mise en évidence d'une cote altimétrique du plancher rocheux de l'ordre de 36 m NGF, très en dépression par rapport aux moyennes établies sur le secteur de Pincevent. En fait, les conclusions doivent être relativisées. La cote de 36 m rencontrée sur le secteur de Pincevent se place immédiatement à l'aval du contact des calcaires du Sénonien et des sables et argiles de l'Yprésien (fig. 10). Il est possible, comme nous le croyons, que la valeur de cette cote soit attribuable plus à l'affouillement préférentiel de la rivière, qui pénètre dans des terrains relativement plus tendres ainsi que cela a été mis en évidence plus à l'amont au niveau du contact Turonien-Sénonien, qu'à un encaissement récent du fleuve.

Aussi la morphologie globale du dépôt de la Nappe de Rouen I dans la vallée de la Seine diffère des observations réunies pour la Nappe de Fond de l'Yonne. La Nappe de Rouen I est installée dans une gouttière étroite, alors que la Nappe de Fond de l'Yonne s'étale sur une largeur de 800 à 1 000 m et se développe sur une épaisseur de 5 à 8 m en moyenne le long des transects perpendiculaires établis (fig. 12, 15, 16, 17 et 19).

Enfin, dans la vallée de l'Yonne, la sédimentation fine débute dès la Tardiglaciaire, notamment à Étigny « le-Brassot », tandis que plus en aval, dans la vallée de la Seine à Bazoches aux environs de la confluence Seine-Yonne, les remblaiements fins colmatent dès le début du Bølling un système d'écoulement en tresse d'après l'analyse des données polliniques (Leroyer, *in oralis* 2002).

Faute de mesure géochronologique, il est difficile de dater dans la vallée de l'Yonne le début de la mise en place de la Nappe de Fond. Néanmoins, il ne semble pas que l'on puisse rapporter l'intégralité du cailloutis grossier à la fin du Pléniglaciaire/début du Tardiglaciaire comme dans la basse vallée de la Seine d'après la morphologie du dépôt et l'importance des volumes de sédiments mis en cause. Par ailleurs, les premiers dépôts fins qui recouvrent le cailloutis grossier dans la vallée de l'Yonne se mettent en place précocement au cours du Tardiglaciaire puisqu'ils ont été rapportés, sur la base d'études biostratigraphiques et des mesures au radiocarbone, au Bølling à Étigny « le-Brassot », ou

au début du Bølling à Bazoches (confluence Seine-Yonne) (Pastre *et al.*, 2000 ; Leroyer, *in oralis*, 2002).

Ces réserves quant à une attribution fin-Pléniglaciaire/début-Tardiglaciaire pour le début de la mise en place du cailloutis grossier de la Nappe de Fond de l'Yonne, conduisent à envisager une attribution plus ancienne qui pourrait se placer à la suite de la transition entre le Pléniglaciaire moyen et supérieur (fig. 54). L'hypothèse présente en outre l'avantage de s'inscrire dans la continuité de l'évolution morphosédimentaire mise en évidence pour la Nappe de Gron précédente. Le cailloutis alluvial grossier de la Nappe de Fond occuperait ainsi la même position chronologique que les dépôts détritiques crayeux et les colluvions qui scellent les derniers dépôts alluviaux de la Nappe de Gron.

10.1.5 - Conclusions

La mise en place de la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m) paraît pouvoir être positionnée au cours du cycle Saalien-Eemien *stricto-sensu*, d'après l'analyse pédo- et biostratigraphique de la séquence de versant de « Bréau-Maladrerie » qui la recouvre. Cette analyse menée par J.-P. Lautridou (1985) a montré que le profil limoneux débutait par un complexe de sol dont la construction a été replacée au Weichselien ancien (fig. 54).

Les deux dernières nappes alluviales, la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) et la Nappe de Fond, ont été mises en place au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire qui couvre le Weichselien et l'Holocène.

L'incision préalable au façonnement du plancher de la Nappe de Gron paraît se placer au cours du Weichselien ancien (sous-stades isotopiques 5d à 5a) et peut-être à un stade précoce du Weichselien ancien. La position chronologique de l'incision responsable du façonnement du plancher de la Nappe de Fond est par contre plus imprécise. Toutefois, certains arguments s'accordent pour la situer à la transition Pléniglaciaire moyen-Pléniglaciaire supérieur (stades isotopiques 3 et 2).

Si ce dernier point devait être vérifié par l'étude séquentielle des stratigraphies, l'exploitation des données paléontologiques et l'obtention de calages géochronologiques fiables, il s'agirait alors de deux nappes intra-glaciaires. L'existence de deux nappes intra-glaciaires nuance et enrichit, en domaine fluvial, le modèle « *d'évolution morphosédimentaire cyclique à commande climatique* » (Antoine, 1990) définit dans le bassin de la Somme. En s'intégrant dans la seule phase du glaciaire weichselien, la Nappe de Gron et la Nappe de Fond, altimétriquement distinctes, montrent que les hydrosystèmes fluviaux

ont pu également apporter une réponse morpho-sédimentaire à des oscillations climatiques secondaires, telles celles enregistrées au cours de la phase interstadaire du Pléniglaciaire moyen.

10.2 - La séquence de référence de Soucy « les-Grandes-Pièces » et le positionnement chronostratigraphique des Nappes de Misy et Évry

D'après la proposition chronostratigraphique retenue pour la mise en place de la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m), les nappes alluviales altimétriquement plus élevées sont antérieures à la fin du Pléistocène moyen. L'une de ces nappes, la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m, fig. 10) constitue notre seconde séquence de référence stratigraphique (fig. 8).

Son positionnement dans la chronologie du Quaternaire n'a pas encore fait l'objet d'une analyse pleinement aboutie. Seuls, ont été présentés les résultats des études géochronologique et biostratigraphique menées uniquement sur certaines des unités fluviales (cf. *supra*). Mais le contrôle des données à partir de l'interprétation chronostratigraphique de la couverture de versant n'a pas été réalisé.

Bien que la présentation détaillée des profils de la gravière des « Grandes-Pièces » ait été exposée dans l'annexe B et qu'un résumé synthétique de la succession sédimentaire ait été présentée ci-avant (fig. 49), nous tenons à rappeler un certain nombre de points avant d'entamer l'analyse de la séquence de versant :

- La nappe alluviale est composée de deux corps sédimentaires principaux constitués d'un cailloutis fluvial grossier surmonté de dépôts alluviaux fins sableux à limoneux (unités [1] à [6] ; fig. 49). D'après les restes fauniques⁴³ recueillis dans les sables et limons supérieurs, les sédiments fins de la nappe alluviale se sont déposés dans un milieu tempéré continental. Les données géochronologiques situent la mise en place de la nappe alluviale au cours des stades isotopiques 11, 10 et 9 des courbes océaniques (tabl. 1 et 2 ; fig. 53). Cette proposition n'est en contradiction ni avec les données aminochronologiques (tabl. 6) ni avec les données biostratigraphiques, notamment les micromammifères (Lhomme *et al.*, 2000b).

- Les premières formations de versant reposent sur une surface d'érosion qui signale l'abandon de la plaine alluviale par les processus d'écoulement et matérialise le passage à une dynamique de versant. Les formations de versant distinguent six unités pédo-

⁴³ Grande faune mammalienne, micromammifères et mollusques.

lithosédimentaires principales notées des plus anciennes aux plus récentes de [7] à [13] (fig. 49) :

- L'unité [7] recoupe les dernières formations fluviales. Il s'agit d'un dépôt détritique plus ou moins grossier composé essentiellement d'un petit granulat crayeux. Sa base contient une malacofaune de transition climatique caractéristique d'une fin d'interglaciaire ou d'un début glaciaire (zone Scy5, tabl. 4.1 et 4.2 ; cf. *supra*).
- L'unité [8] construite aux dépens des matériaux précédents, correspond à un sol polyphasé constitué de deux horizons Bt de sol brun lessivé SLGP III (unité [8a]) et SLGP II (unité [8c]).
- L'unité [9] suivante correspond à un banc de silex géoliffractés plus ou moins lités.
- L'unité [10] est un sol de type brun lessivé, noté SLGP I, construit sur des matériaux sablo-limoneux.
- L'unité [11] suivante correspond à un dépôt détritique sablo-crayeux à cailloutis de silex piégé dans une dépression de la paléotopographie. Elle contient une faune malacologique exclusivement dominée par *Trichia hispida* et *Pupilla muscorum* caractéristique d'un environnement pléniglaciaire. Latéralement, cette unité n'est représentée que par un petit niveau de cailloutis de silex géoliffracté [11a].
- L'unité [12] est un dépôt globalement plus limoneux et caractérisé sous microscope par la quasi absence de trait. La base de l'unité [12a] recense par contre un certain nombre de revêtements plus humifères caractéristiques de conditions boréales.
- Enfin, le sol actuel [13] est développé au sommet de l'unité [12].

Dans la succession litho- pédostratigraphique observée, trois épisodes de démantèlement des versants ont été enregistrés. Ils sont représentés par des dépôts détritiques plus ou moins grossiers. Des plus anciens aux plus récents, on observe des sables et graviers crayeux [7], une formation constituée de silex géoliffractés [9] dont l'organisation plus ou moins litée est parallèle à l'inclinaison de la pente de la surface d'érosion et une formation discontinue mêlant sables et particules crayeuses à quelques silex (géoliffracts et alluvions) [11] (fig. 49). Ces dépôts témoignent chacun d'une phase de déstabilisation des versants crayeux [7] ou de leur couverture colluviale [9], [11] et alluviale [7], [11].

Chacun des trois dépôts détritiques est encadré par des paléosols de rang interglaciaire. Le plus récent, SLGP I (unité [10]), est construit sur des sables limoneux qui surmontent un banc de cailloutis géoliffractés [9]. Les paléosols SLGP II et III sont

superposés et appartiennent à la même unité sédimentaire [8]. Le plus ancien, SLGP III, est développé aux dépens du granulat sablo-crayeux [7].

10.2.1 - Les hypothèses sur la position chronostratigraphique de la couverture de versant de la Nappe de Soucy

L'évolution pédo- lithostratigraphique mise en évidence dans la couverture de versant de la Nappe de Soucy fait apparaître une alternance de phases de déstabilisation des versants représentées par des dépôts détritiques plus ou moins grossiers et de phases de stabilisation du milieu matérialisées par l'élaboration de pédogenèses (annexe B).

Cette alternance est contrôlée par l'évolution des conditions environnementales globales dont le mécanisme a été initialement exposé par F. Bourdier (1938). Les périodes de refroidissement qui ont déterminé l'ouverture des milieux et ainsi accru leur sensibilité aux processus d'érosion ont succédé à des périodes de réchauffement marquées par la végétalisation du milieu et la stabilisation des formations superficielles. La répétitivité des termes sédimentaires dépôts-détritiques/pédogenèse décrit la succession de plusieurs cycles climatiques glaciaire-interglaciaire.

L'analyse chronostratigraphique du profil de Soucy que nous proposons est fondée sur la reconnaissance d'unités litho- pédostratigraphiques repères, distinguées en raison de leurs caractéristiques et de leur position dans le profil. Elles ont été comparées avec d'autres unités provenant de séquences sédimentaires analysées et calées dans la chronologie du Quaternaire. La première étape a consisté à identifier et positionner dans la couverture de versant de Soucy le sol du dernier interglaciaire. Cette première étape s'est appuyée sur des comparaisons que nous avons pu établir avec certaines séquences limoneuses étudiées sur le plateau du Sénonais.

10.2.1.1 - Le Pléistocène supérieur dans les séquences stratigraphiques du plateau du Sénonais

Le plateau du Sénonais qui s'étend à l'ouest de la vallée de l'Yonne (fig. 2), est nappé par des limons qui, d'une manière générale, n'excèdent pas trois mètres d'épaisseur. Deux études leur ont été consacrées. La première a été réalisée par J.P. Lautridou (1985) sur un profil limoneux exceptionnellement dilaté, repéré le long d'un talus de route à Sergines (fig. 4). La seconde, plus récente, a eu pour cadre la construction de

l'autoroute A5 Paris-Lyon qui traverse du nord au sud le plateau du Sénonais (fig. 4). Les observations et études ont été menées par V. Krier et V. Deloze (*in Deloze et al.*, 1994).

Les deux séquences étudiées constituent deux profils de référence chronostratigraphique locale. Elles représentent chacune le bilan sédimentaire du Pléistocène supérieur. Les séquences débutent par un paléosol attribué à l'interglaciaire Eemien dont la reconnaissance dans la séquence de Soucy est indispensable pour permettre le positionnement chronologique des formations sédimentaires antérieures.

• *La coupe de Sergines*

La coupe de Sergines, dilatée sur près de 7 m d'épaisseur, comprend plusieurs unités sédimentaires développées au dessus du substrat sénonien (fig. 55). Leur mise en place débute au cours du dernier interglaciaire (Lautridou, 1985).

L'unique témoignage de l'unité la plus ancienne [15] a été reconnu ponctuellement le long du profil. Il est représenté par un sable argileux rouge qui correspond à la base d'un « *sol lessivé* » développé sous des conditions tempérées en contexte interglaciaire. Il est recouvert par des limons anciens à poupees (unités [13] et [14]). Les sables argileux [15] ont été rapportés au dernier interglaciaire Eemien *stricto-sensu*.

Le dépôt suivant [12], est représenté par un cailloutis de silex surmonté par un horizon limoneux à « *maculations rougeâtres* » [11]. Ce dernier est recouvert par un horizon limono-argileux brun-foncé [10]. Il est séparé d'un second horizon limono-sableux brun moins foncé supérieur [6] par des formations limoneuses à lits de cailloutis (unités [9], [8] et [7]). D'après leurs caractéristiques micromorphologiques qui mettent notamment en évidence l'importance de la bioturbation, ces deux horizons brun-foncé [6] et [10] se rapprocheraient des sols de type gris forestier dont la construction remonte au Weichselien ancien.

L'ensemble est scellé par des limons brun-jaune (unités [5] à [2]) plus brunâtres à la base [5], plus carbonatés au sommet [2], interstratifiés de lits de petits cailloutis. Les faunes malacologiques recueillies dans ces limons sont dominées par des espèces de milieu ouvert (*Trichia hispida*, *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*)⁴⁴. La mise en place des derniers dépôts a été replacée au Pléniglaciaire supérieur.

• *Les profils de l'autoroute A5*

La couverture limoneuse a été ré-examinée plus récemment à partir de l'étude de cinq gisements situés le long du tracé de l'autoroute A5 qui longe la bordure occidentale du plateau du Sénonais. Les profils situés à Molinons, Lailly « Beauregard » et « Fond-de-

⁴⁴ Déterminations réalisées par J.-J. Puisségur *in* J.-P. Lautridou, 1985.

la-Tournerie », Villeneuve-l'Archevêque et Vinneuf « Haut-Massous » (fig. 4) ont livré des séquences sédimentaires qui documentent essentiellement le Pléistocène supérieur depuis le dernier interglaciaire Eemien (Krier *in* Deloze *et al.*, 1994).

– La plupart des séquences débute par un paléosol [9]⁴⁵ caractérisé par une pédogenèse tempérée raccordée à l'interglaciaire Eemien *stricto sensu* (fig. 56). À Molinons, ce sol [9] est construit sur des matériaux sablo-limoneux ruisselés [10]. Sous microscope, il se caractérise par plusieurs phases d'illuviation argileuse constituées en alternance de « *ferriargilanes* » et de « *siltanes* », recouverts par des traits d'illuviation argileux jaune passant au sommet à des revêtements silteux brun.

– La limite avec les formations supérieures correspond à une discontinuité sédimentaire attribuée à une phase d'érosion responsable du remaniement par cryoreptation du paléosol. Sur certains profils, elle est marquée par un niveau de cailloutis [8].

– L'ensemble est surmonté par une accumulation de dépôts limono-sableux remaniés selon des processus de ruissellement, de colluvionnement et de cryoreptation [7].

– Ils supportent un horizon grisâtre [6], marqué par des revêtements « *silto-organiques* » passant à des revêtements plus grossiers. D'après les auteurs, cette unité correspond à un horizon de sol lessivé boréal rapporté au Weichselien ancien. Des niveaux d'occupation du Paléolithique moyen ont été retrouvés dans cet ensemble (Deloze *et al.*, 1994 ; Gouédo, 1999).

– Les dépôts limono-sableux sont recouverts par des matériaux limoneux à limono-sableux géliflués [5] sur lesquels une seconde pédogenèse de type boréal [4], plus discrète que la précédente, a été mise en évidence. Cet horizon a également été rapporté au Weichselien ancien (Deloze *et al.*, 1994).

– Les derniers dépôts [3], nettement plus limoneux, correspondent à la base à des loess ruisselés, localement interstratifiés de lits de cailloutis. Ils sont surmontés par des loess calcaires [2], mis en place au cours du Pléniglaciaire supérieur.

– Le sol sub-actuel [1] est développé au sommet des dernières formations limoneuses.

10.2.1.2 - Position du Pléistocène supérieur dans la séquence de versant de Soucy

La succession sédimentaire enregistrée sur le plateau du Sénonais est corrélable avec celle observée au dessus du cailloutis [9] de Soucy. De la base vers le sommet (fig. 57) :

⁴⁵ Par mesure de simplification, la numérotation des unités que nous avons adoptée dans notre propos est distincte de celle utilisée par Deloze *et al.* (1994).

– La position stratigraphique et les caractéristiques sédimentaires du paléosol [9] des profils A5 et [15] du profil de Sergines permettent de le corrélérer avec le Sol de Rocourt (Gullentops, 1954), ou d’Elbeuf I (Lautridou et Verron, 1970 ; Lautridou, 1985) selon que l’on retient la dénomination pédostratigraphique adoptée pour la Picardie ou la Normandie. Sa construction remonte à l’interglaciaire Eemien (Deloze *et al.*, 1994 ; Lautridou, 1985 ; Gullentops, 1954 ; Antoine *et al.*, 1998). À Soucy, il peut être corrélé globalement avec le sol SLGP I (unité [10]) d’après sa position stratigraphique et ses caractéristiques micromorphologiques.

En effet, sur certains profils positionnés en haut de versant à Molinons et Lailly (Deloze *et al.*, 1994), le sol du dernier interglaciaire repose, comme à Soucy, sur un important cailloutis grossier de silex géolifracés.

Les caractéristiques micromorphologiques observées tant à Soucy (SLGP I, unité [10], annexe B)⁴⁶ qu’à Molinons (unité [9]) montrent la superposition de plusieurs traits pédologiques qui s’enrichissent progressivement en particules plus grossières et lits organiques. Ces éléments définissent un sol polygénique qui traduit l’évolution d’un milieu tempéré vers des conditions plus humides et fraîches dans un contexte plus ouvert. L’horizon témoigne d’une évolution des conditions climatiques globales, mais n’est qu’en partie attribuable au dernier interglaciaire *stricto-sensu*, rapporté au seul stade isotopique 5e des courbes océaniques. Ainsi que cela est observé dans nombre de cas, il intègre également des traits caractéristiques de conditions plus boréales postérieures qui émergent au cours du Weichselien ancien (Haesaerts et van Vliet-Lanoë, 1974 ; van Vliet-Lanoë, 1986, 1988, 1990 ; Antoine *et al.*, 1999).

– À Sergines, le complexe de sols boréaux (unités [10] et [6], fig. 55 et 57) est développé au dessus d’un cailloutis grossier. Les deux horizons principaux sont séparés par un petit niveau de cailloutis (*cailloutis 5*) (Lautridou, 1985).

Sur les profils A5 (fig. 56 et 57), les sols boréaux [6] et [4] reposent sur une discordance stratigraphique soulignée par des matériaux remaniés par colluvionnement et cryoreptation [8] (Deloze *et al.*, 1994). Le complexe de sols distingue également deux horizons dont le dernier, l’unité [4] (fig. 56), s’est élaboré sous des conditions nettement plus boréales.

Dans les systèmes pédostratigraphiques régionaux du Bassin de Paris, ces horizons partagent les mêmes caractéristiques et position stratigraphique que les complexes de sols gris forestiers à isohumiques calés au Début Glaciaire à Harmignies (Belgique) (Haesaerts et van Vliet-Lanoë, 1981), Saint-Sauflieu dans la vallée de la Somme (Antoine, 1989 ; Antoine *et al.*, 1999) et dans le bassin de la Seine moyenne et aval à Mantes-la-Ville,

⁴⁶ On observe plusieurs générations de traits d’illuviation. Les plus anciens correspondent à des revêtements argileux jaune limpides bien orientés, recouverts par des argilanes brun-rouge foncé. Les derniers traits d’illuviation sont brun-foncé, poussiéreux et plus ou moins enrichis en matière organique (annexe B).

Chaudon et Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Vazart, 1983 ; Fedoroff et Goldbert, 1982) (Antoine *et al.*, 1998).

À Soucy, un tel pédocomplexe nettement marqué n'a pas été observé. Les derniers traits micromorphologiques repérés dans le sol SLGP I (unité [10] ; annexe B) représentent la racine d'un horizon plus ou moins humifère surimposé à l'horizon d'illuviation eemien *stricto sensu* (cf. *supra*).

– Plus difficile est l'attribution chronostratigraphique de la sous-unité [12a] de Soucy. Ses caractéristiques micromorphologiques la rapprochent de la catégorie des sols bruns nettement boréaux. Elle repose sur l'unité [11] qui contient une association de mollusques caractéristique d'un pléniglaciaire selon N. Limondin-Lozouet (*in oralis* 2002) (zone Scy7, tabl. 4.1 et 4.2 ; fig. 51). D'après ces dernières observations, la position de ces deux couches pourrait être rapportée au Pléniglaciaire ancien et moyen. Auquel cas, elles se raccordent globalement à l'unité [3] des profils A5, peut-être [5] à [3] du profil de Sergines (fig. 57).

Le long des profils A5, les limons bruns décarbonatés (unité [3], fig. 57) sont interstratifiés par des lits de cailloutis de silex. A Molinons et Vinneuf, leur mise en place s'est accompagnée de processus de cryoreptation. Les dépôts se seraient mis en place au cours du Pléniglaciaire ancien et moyen (Deloze *et al.*, 1994).

À Sergines, la couche [3] se caractérise par une association de malacofaunes qui signale un réchauffement par rapport aux conditions froides et humides antérieures (Puisségur *in* Lautridou, 1985). Elle pourrait être re-située au Pléniglaciaire moyen (fig. 57).

– Le dernier ensemble reconnu dans les profils du plateau du Sénonais est représenté par des limons carbonatés (unités [2] des profils A5 et de Sergines ; fig. 57) (Lautridou, 1985 ; Deloze *et al.*, 1994). Les dépôts limoneux carbonatés d'origine éolienne sont largement répandus sur les plateaux du nord et de l'ouest du Bassin de Paris (Sommé 1977 ; Lautridou, 1985 ; Antoine, 1990 ; Antoine *et al.*, 1998). Leur mise en place a été globalement rapportée au Pléniglaciaire supérieur (Antoine *et al.*, 1998).

Bien qu'ils ne soient pas carbonatés, les limons sableux de l'unité [12b] de Soucy se caractérisent par une absence de traits d'illuviation et par une structure lamellaire discrète qui traduit l'action de la glace de ségrégation. Ils pourraient s'agir d'un dépôt ruisselé localisé dont la mise en place s'est faite en parallèle aux dépôts carbonatés régionaux. La part dominante de la fraction limoneuse dans cette unité montre que le sédiment pourrait avoir été alimenté principalement par des produits détritiques éoliens (annexe B).

La succession lithologique enregistrée dans les formations sédimentaires qui recouvrent l'unité caillouteuse [9] de Soucy est corrélable dans son ensemble avec les séquences limoneuses du Pléistocène supérieur du Bassin de Paris (fig. 57). La corrélation est fondée sur la reconnaissance d'horizons de sols boréaux qui surmontent directement un horizon de sol de rang interglaciaire attribué à l'Eemien et représenté à Soucy par le sol SLGP I (unité [10]). Cet enchaînement pédosédimentaire qui traduit le passage d'un environnement tempéré à des conditions nettement plus boréales a été régulièrement enregistré dans les formations limoneuses du Bassin de Paris et de l'Europe du nord-ouest (Sommé, 1977, Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Vazart, 1983 ; Lautridou, 1985 ; van Vliet-Lanoë, 1988 et 1990 ; Antoine, 1988 et 1990 ; Loch *et al.*, 1997 ; Antoine *et al.*, 1999). Dans la synthèse récente établie pour le bassin parisien, les auteurs s'accordent pour replacer cette succession de paléosols au cours de l'interglaciaire Eemien et du début du glaciaire Weichselien (Antoine *et al.*, 1998).

10.2.1.3 - Les séquences sédimentaires anté-eemiennes

Les formations limoneuses et de versant antérieures au Pléistocène supérieur sont plus rarement recensées dans le sud-est du Bassin de Paris. Sur le plateau du Sénonais, le long du tracé de l'autoroute A5, des dépôts immédiatement antérieurs au dernier interglaciaire Eemien ont cependant pu être mis en évidence à la base de certains profils (fig. 56) (Deloze *et al.*, 1994).

• Les données sur le plateau du Sénonais

Sur les gisements de Lailly et de Molinons, le sol Eemien repéré dans les différents profils repose de façon quasi systématique sur un banc de cailloutis géliflué épais de 30 à 50 cm. Constitué de silex grossiers mêlés à des sables [11] (fig. 56), sa mise en place a été globalement rapportée au glaciaire Saalien (Deloze *et al.*, 1994).

Le cailloutis repose en général sur des argiles brunes dites de décalcification, développées au sommet du substrat crayeux. Localement à Molinons et à Vinneuf, un horizon altéré [12] s'intercale entre le cailloutis et les argiles brunes de décalcification. Il est constitué d'un limon brun-rouge mêlé à des sables (Deloze *et al.*, 1994).

Sur le plateau du Sénonais, les caractéristiques de ces horizons Bt profondément enfouis n'ont pas été décrites d'un point de vue micromorphologique. Cependant, à Vinneuf comme à Molinons, ils sont situés sous un niveau caillouteux relativement épais et occupent la même position stratigraphique que l'unité [8] observée dans la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy (fig. 49 et 57).

À Soucy, un examen micromorphologique (cf. coupe A, annexe B) a révélé que l'unité [8] correspondait à un sol polygénique. Celui-ci est constitué de la superposition de deux horizons Bt de sol brun lessivé SLGP II (unité [8c]) et SLGP III (unité [8a]) nettement distincts. Du fait de leur position dans la stratigraphie de Soucy, leur élaboration est nécessairement antérieure au dernier interglaciaire. Leur pédogenèse remonte au moins au Pléistocène moyen si l'on n'admet aucun hiatus de sédimentation et d'érosion majeur.

• *Les données pour la moitié nord de la France*

Les dépôts de couverture mis en place au cours du Pléistocène moyen sont souvent limités à des séquences lœssiques situées plus au nord du domaine de cette étude. D'une manière générale, ces formations sont discontinues et ne bénéficient pas d'un cadre géochronologique et chronostratigraphique qui fasse consensus. Cependant, plusieurs séquences de référence existent dans la moitié nord de la France. Ces séquences sont situées dans la vallée de la Seine à Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Lautridou, 1985), en Alsace à Achenheim (Heim *et al.*, 1982 ; Buraczynski, 1982 ; Lautridou *et al.*, 1985 ; Lautridou *et al.*, 1986) et dans la vallée de la Somme à Mautort (Antoine, 1990).

— La formation de Saint-Pierre-lès-Elbeuf est développée au dessus d'une ancienne nappe alluviale de la Seine, dite « *terrasse de Saint-Pierre-lès-Elbeuf* », située à une altitude relative de ± 30 m (fig. 58). La séquence, dilatée sur une vingtaine de mètres d'épaisseur environ, regroupe plusieurs dépôts lœssiques séparés les uns des autres par quatre paléosols de rang interglaciaire, nommés du sommet vers la base du profil, Elbeuf I à Elbeuf IV (Lautridou *et al.*, 1974 ; Lautridou, 1985).

La mise en place du plus récent (Elbeuf I⁴⁷) a été rapportée au dernier interglaciaire Eemien (Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Lautridou, 1985 ; Antoine *et al.*, 1999). Le plus ancien, Elbeuf IV⁴⁸, est recouvert par de fins dépôts fluviatiles eux-mêmes scellés par un tuf à malacofaunes (Lautridou *et al.*, 1974). Cette dernière succession de dépôts est considérée comme s'inscrivant dans un même interglaciaire qui a été rapporté au stade isotopique 11 des courbes océaniques d'après l'assemblage malacologique reconnu dans le tuf (Rousseau *et al.*, 1992 ; Lautridou *et al.*, 1999). L'assemblage collecté est en effet comparable à celui issu du tuf de Vernon qui a fait l'objet de datations par la méthode U-Th. Les mesures qui ont livré des âges compris entre 350 et 400 ka BP corroborent les données biostratigraphiques (Lécolle *et al.*, 1990 ; Rousseau *et al.*, 1992 ; Lautridou *et al.*, 1999). À partir de ces éléments, les deux autres paléosols qui s'intercalent entre

⁴⁷ Il s'agit d'« un horizon B textural de sol brun lessivé, dégradé, ayant subi une gleyification, puis l'action du gel » (Lautridou *et al.*, 1974).

⁴⁸ Elbeuf IV est « un horizon B textural très fortement développé » (Lautridou *et al.*, 1974).

Elbeuf I et Elbeuf IV ont chacun été remplacés, pour Elbeuf II⁴⁹ au cours de l'interglaciaire intra-saalien, pour Elbeuf III⁵⁰ au cours de l'interglaciaire Holsteinien⁵¹ (Lautridou *et al.*, 1999).

— À Achenheim en Alsace, la séquence lœssique est développée sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur cumulée (fig. 59). Elle est composée de quatre dépôts principaux séparés les uns des autres par quatre pédocomplexes baptisés du plus récent au plus ancien Achenheim I à IV (Heim *et al.*, 1982 ; Buraczynski, 1982 ; Lautridou *et al.*, 1985 ; Lautridou *et al.*, 1986). Une faune malacologique interglaciaire à taxons méditerranéens et lusitaniens a été mise au jour à la base des « *læss anciens inférieurs* » qui sous-tendent le sol III d'Achenheim. La similitude des successions litho-pédostratigraphiques observées à Achenheim et Saint-Pierre-lès-Elbeuf et la présence d'une faune de mollusque spécifique reconnue à leur base permettent d'établir des corrélations entre les sols I, II et III d'Achenheim et d'Elbeuf (Lautridou *et al.*, 1985). Les datations par thermoluminescence réalisées sur le profil stratigraphique s'accordent globalement avec l'analyse chronostratigraphique de la séquence d'Achenheim (Buraczynski et Butrym, 1984).

— Dans la vallée de la Somme, quatre cycles sédimentaires glaciaire-interglaciaire ont été mis en évidence dans une séquence limoneuse développée au dessus d'une ancienne nappe alluviale à Mautort (Antoine, 1990). Elle comprend trois paléosols antérieurs à l'Actuel (fig. 60).

Le plus récent, Mautort I, est surmonté par un sol gris forestier semblable à l'un des sols de Saint-Sauflieu du Début Glaciaire. Ces caractéristiques permettent de rattacher sa construction à l'interglaciaire Eemien (Antoine, 1990 ; Antoine *et al.*, 1998).

À la base du profil, ont été repérés deux autres paléosols de type brun lessivé qui se superposent directement. Les sols Mautort II et Mautort III correspondent chacun à deux horizons d'illuviation séparés l'un de l'autre par un niveau d'oxydation et d'oxydo-réduction. L'auteur a rapporté les deux pédogenèses successives au seul et même interglaciaire intra-saalien corrélé au stade isotopique 7 des courbes océaniques (Antoine, 1990).

Cette hypothèse propose le dédoublement du sol du pénultième interglaciaire correspondant chacun aux deux épisodes tempérés équivalents aux sous-stades isotopiques 7c et 7a des courbes océaniques. Ils seraient séparés par une péjoration climatique

⁴⁹ Elbeuf II est décrit comme un « *sol brun lessivé, dégradé et gleyifié* » (Lautridou *et al.*, 1974).

⁵⁰ Elbeuf III est caractérisé par un « *horizon B textural à double pédogenèse, soliflué, évoluant vers un sol brun légèrement gleyifié, le tout ayant subi l'action du froid* » (Lautridou *et al.*, 1974).

⁵¹ *Sensu* W.H. Zagwijn (1992).

rapportée au sous-stade 7b (Antoine, 1990). Cette hypothèse a également été avancée à propos du « *pédocomplexe de Cagny* » par P. Haesaerts et C. Dupuis (1986). Le pédocomplexe de Cagny (Somme) distingue à la base le sol SL1-2 surmonté par le sol SL3 (fig. 61). Localement, ils sont séparés l'un de l'autre par une colluvion, préservée dans un chenal. En dehors de la dépression, les deux horizons SL1-2 et SL3 n'ont pu être distingués que par une analyse micromorphologique (Haesaerts et Dupuis, 1986), distinction démontrée par la suite par S. Balescu (1988) grâce à une approche par thermoluminescence relative.

La proposition retenue pour la vallée de la Somme présente l'avantage d'être cohérente avec le modèle d'interprétation du système d'étagement des nappes alluviales où chacune représente le bilan morphosédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire. Les données de l'étagement ont en effet mis en évidence deux nappes alluviales (Montières et Argœuves) qui sont étagées entre la Nappe d'Étouvie (cycle Saalien-Eemien ; stades isotopiques 6-5e) et la Nappe de l'Épinette (cycle Elsterien-Holsteinien ; stades isotopiques 10-9) (fig. 7). La Nappe d'Argœuves se serait ainsi mise en place au cours des stades isotopiques 8-7c, celle de Montières au cours des stades isotopiques 7b-7a (Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Antoine, 1990). Selon ce schéma, le bilan sédimentaire de l'interglaciaire intra-saalien corrélé au stade isotopique 7 est scindé selon deux nappes altimétriquement distinctes. La datation globale du système d'étagement par aminostratigraphie puis géochronologie a permis de valider la proposition basée sur une analyse chronostratigraphique (Bates, 1993 ; Laurent *et al.*, 1994 ; Antoine *et al.*, 2000a).

En résumé, les données sur les couvertures de versant et lœssiques dont la mise en place est immédiatement antérieure à l'interglaciaire Eemien montrent qu'il existe un interglaciaire intra-saalien corrélé avec le stade isotopique 7 des courbes océaniques. Dans le bassin de la Somme à Cagny-la-Garenne et à Mautort, les analyses ont révélé que cet interglaciaire était représenté par deux pédogenèses distinctes de type brun lessivé représentant chacune deux phases tempérées. Entre les deux paléosols, une péjoration climatique est nettement mise en évidence, notamment à Cagny-la-Garenne où elle est représentée par une colluvion sableuse (Haesaerts *et al.*, 1984 ; Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Balescu, 1988 ; Antoine, 1990).

• ***Position stratigraphique des deux horizons de sol anté-Eemien de Soucy et problème d'attribution chronostratigraphique***

À Soucy, l'unité [8] (fig. 49) est constituée de deux sols SLGP II et III (sous-unités [8c] et [8a]) qui n'ont été définies qu'après un examen sous microscope (coupe A,

annexe B). Les deux sous-unités représentent chacune deux horizons d'illuviation distincts de sol brun lessivé marqués par des revêtements argileux spécifiques. Ces deux horizons correspondent donc à deux cycles pédosédimentaires distincts. Sous microscope, les traits d'illuviation sont séparés par des revêtements argilo-poussiéreux à limono-sableux brun terne qui remanient des papules [8b]. L'enrichissement en particules plus grossières indique l'émergence d'une période intermédiaire au cours de laquelle le milieu était nettement plus ouvert et les conditions climatiques plus fraîches et humides. Le remaniement de fragments de sols plus anciens précise, en outre, une sensibilité certaine du milieu aux processus d'érosion (Cremaschi *et al.*, 1990)

D'après la position stratigraphique et les caractéristiques des deux sols de Soucy SLGP II et III, deux propositions chronostratigraphiques peuvent être avancées selon que la séquence de Soucy est corrélée avec celle de Elbeuf/Achenheim ou celle de Mautort (fig. 62) :

■ Les deux sols SLGP II et III occupent la même position chronologique que les sols Elb II/Ach II et Elb III/Ach III reconnus à Elbeuf et Achenheim. Selon ce schéma et d'après l'analyse chronostratigraphique des profils normand et alsacien, les sols SLGP II et SLGP III de Soucy seraient alors corrélables avec les interglaciaires des stades isotopiques 7 et 9 des courbes océaniques.

Selon cette première proposition, les différentes unités sédimentaires sous-jacentes au sol Eemien *sensu lato* de Soucy (SLGP I, unité [10] ; stade isotopique 5) pourraient se replacer (fig. 62a) :

- pour le cailloutis de silex gélifracté [9], au cours du Saalien supérieur (stade isotopique 6),
- pour le sol SLGP II (unité [8c]), au cours de l'interglaciaire intra-saalien (stade isotopique 7),
- pour le niveau [8b], au cours du Saalien inférieur (stade 8),
- pour le sol SLGP III (unité [8a]), au cours de l'interglaciaire Holsteinien (*sensu* Zagwijn, 1992) (stade isotopique 9),
- pour l'unité de granulat crayeux [7], au cours du glaciaire Elsterien (stade isotopique 10),
- pour les formations fluviatiles fines (unités [6] à [2]) de la Nappe de Soucy mises en place dans un contexte interglaciaire d'après les faunes malacologiques et mammaliennes (unités [6] à [3]), au cours du stade isotopique 11.

■ Les deux sols SLGP II et III de Soucy peuvent être rapprochés des deux sols tempérés de l'interglaciaire intra-saalien reconnues à Cagny (SL3 et SL1-2) et Mautort (Mautort II et III). Ils ont été rapportés respectivement aux sous-stades 7a et 7c des courbes océaniques (fig. 62b). Selon cette seconde proposition, les différentes unités sédimentaires sous-jacentes au sol Eemien *sensu lato* de Soucy (SLGP I, unité [10] ; stade isotopique 5) pourraient se replacer :

- pour le cailloutis de silex géoliffracté [9], au cours du Saalien supérieur (stade isotopique 6),
- pour le sol SLGP II (unité [8c]), au cours du sous-stade 7a de l'interglaciaire intra-saalien (stade isotopique 7),
- pour le niveau [8b], au cours du sous-stade isotopique 7b de l'interglaciaire intra-saalien,
- pour le sol SLGP III (unité [8a]), au cours du sous-stade isotopique 7c de l'interglaciaire intra-saalien,
- pour l'unité à granulat crayeux [7], au cours du Saalien inférieur (stade isotopique 8),
- pour les formations fluviatiles fines de la Nappe de Soucy (unités [2] à [6]) mises en place dans un contexte interglaciaire d'après les faunes malacologiques et mammaliennes, au cours de l'Holsteinien (*sensu* Zagwijn, 1992) (stade isotopique 9).

Cette hypothèse qui propose la bi-partition du pénultième interglaciaire selon deux phases tempérées est admise d'après les données polliniques (Zagwijn, 1973 ; de Beaulieu *et al.*, 2001), les courbes des enregistrements océaniques (Martinson *et al.*, 1987 ; Bassinot *et al.*, 1994) et les courbes de restitution des températures hivernales (Rousseau, 1989). Cependant, elle n'est encore que rarement reconnue dans les analyses des profils pédosédimentaires sauf en Picardie à Mautort et Cagny (Antoine, 1990 ; Balescu, 1988), mais également en Allemagne à Ariendorf (Balescu, 1988 ; « *sol de Kärlich* » dédoublé⁵²) et aux Pays-Bas à Maastrich-Belvédère (Huijzer et Mùcher, 1993). Le caractère polycyclique du sol [8] (SLGP II-III) de Soucy s'accorde avec ces observations pédostratigraphiques recueillies plus au nord du domaine de cette étude. Il constitue un

⁵² Signalons cependant que les dernières synthèses établies pour la séquence d'Ariendorf ne reconnaissent pas les résultats de S. Balescu (1988). De nouvelles mesures TL et surtout Ar/Ar sur ponces volcaniques rapportent en effet à l'interglaciaire du stade isotopique 7 le sol qui scelle les lœss LDII (Schirmer, 1995) et non à l'Eemien comme l'avait avancé S. Balescu. D'après ces nouveaux résultats, le « *sol de Kärlich* » de S. Balescu apparaît s'être mis en place au cours du Saalien inférieur (stade isotopique 8). Toutefois, ces résultats nouveaux sont remis en question par G. Bosinski (1995) qui maintient l'attribution eemienne pour le sol développé aux dépens des lœss LDII d'après l'analyse des micromammifères et suggère que les ponces ont été remaniées.

argument en faveur de la seconde proposition qui privilégie la constitution de deux sols tempérés au cours de l'interglaciaire intra-saalien (stade isotopique 7). Selon cette proposition, les dépôts fluviatiles fins sous-jacents constitutifs de la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m) se seraient mis en place au cours de l'interglaciaire du stade isotopique 9 (fig. 54), ce qui n'est pas en contradiction ni avec les données géochronologiques (fig. 53) ni l'étude des petits mammifères (cf. *supra*).

10.2.2 - Hypothèse quant à la position chronostratigraphique des nappes de Évry et Misy

Les données acquises pour la séquence des « Grandes-Pièces » de Soucy permettent d'étendre l'analyse chronostratigraphique au système nappes-alluviales/couverture-de-versant compris entre la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m) et la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m). Elle tient compte des informations dégagées de l'étude de la coupe de lœss de « Bréau-Maladrerie » (Lautridou, 1985), qui dans la vallée de la Seine, scelle une nappe altimétriquement comparable à la Nappe de Sens.

Les données sur les couvertures de versant recouvrant les Nappes de Misy (alt. relative : ± 15 m) et d'Évry (alt. relative : ± 10 m) sont certainement insuffisantes faute de profils véritablement pertinents et d'études approfondies. Toutefois, l'interprétation chronostratigraphique que nous proposons tient compte de l'évolution morphosédimentaire cyclique enregistrée dans les profils observés et intègre les données géochronologiques recueillies pour la Nappe de Misy (alt. relative : ± 15 m).

10.2.2.1 - La séquence de Véron et le positionnement chronostratigraphique de la Nappe de Misy

La couverture de versant observée à Véron et qui recouvre la Nappe de Misy (fig. 47) distingue deux dépôts détritiques à cailloutis grossiers (unités [7-6] et [4]) surmontés chacun par un paléosol. Le plus récent (Véron I ; unité [3]) est perturbé par une structure finement polyédrique qui évoque une restructuration sous l'effet de la glace de ségrégation dans un contexte périglaciaire (Pissart, 1970 ; van Vliet-Lanoë, 1988). Cette restructuration est postérieure à la construction du paléosol. En prenant en compte cette observation, l'analyse stratigraphique des formations de versant qui recouvrent les derniers dépôts fluviatiles (unité [8]) de la Nappe de Misy à Véron dénombre trois cycles de dépôts-détritiques/paléosols corrélables chacun à un cycle glaciaire-interglaciaire (fig. 52).

Selon ce schéma, le paléosol Véron I (fig. 54) immédiatement antérieur au sol actuel, peut être corrélé au sol du dernier interglaciaire Eemien *sensu lato* (stade isotopique 5). La construction du paléosol Véron II sous-jacent peut être rapportée à l'épisode tempéré immédiatement précédant et rapporté au seul sous-stade isotopique 7a dans la mesure où nous admettons son expression dans la séquence de Soucy (cf. *supra*). Selon cette proposition, et en tenant compte du modèle d'évolution cyclique, le dépôt de la Nappe de Misy (alt. relative : ± 15 m) peut-être replacé au cours des stades isotopiques 8-7c (fig. 54). Ceci n'est pas en contradiction avec les mesures RPE réalisées sur des sables prélevés dans la nappe de cailloutis (à Évry et Misy) ou dans les premiers sables qui la surmontent à Véron (tabl. 1 ; fig. 52). Ces mesures, qui s'étalent entre 263 ± 40 et 286 ± 32 ka BP, situent la mise en place de la nappe alluviale grossière inférieure et des premiers sables qui la surmontent au cours du stade isotopique 8 (fig. 53) correspondant au Saalien inférieur.

10.2.2.2 - La séquence d'Armeau et le positionnement chrono-stratigraphique de la Nappe d'Évry

Dans le système d'étagement des nappes de la vallée de l'Yonne, la Nappe d'Évry (alt. relative : ± 10 m) est immédiatement postérieure à la Nappe de Misy (fig. 10). Ainsi que cela a été mentionné, elle n'a jamais été observée en gravière. Toutefois, sa couverture a fait l'objet d'un examen à Armeau par A. Roblin-Jouve et C. Girard (1982) (fig. 46). Le profil relevé est adossé au pied du versant et cette position abritée a permis le piégeage et la fossilisation de matériaux détritiques. Directement issus du démantèlement du talus crayeux, les sédiments se sont accumulés sur une épaisseur de 5 à 6 m.

L'analyse stratigraphique du profil a permis aux auteurs de distinguer deux générations de dépôts de versant (*formations B et C*) qui surmontent le cailloutis alluvial grossier (*formation A*). En terme de bilan de sédimentation, ces deux générations correspondent apparemment aux seules phases glaciaires de deux cycles glaciaire-interglaciaire distincts (fig. 52).

Selon cette hypothèse, les dépôts détritiques les plus récents ou « *formation C* » peuvent être attribués globalement au dernier glaciaire Weichselien (stades isotopiques 5d-a à 2) (fig. 54). La formation détritique sous-jacente « *B* » pourrait être positionnée au glaciaire Saalien supérieur (stade isotopique 6). Dans la continuité de ce schéma, les dépôts fluviaux de la Nappe d'Évry, se seraient mis en place au cours du seul interglaciaire intra-saalien (sous-stades isotopiques 7b-7a).

Ce schéma, qui propose le dépôt de la Nappe d'Évry (alt. relative : ± 10 m) au cours de la seule phase interglaciaire intra-saaliennne, s'est voulu cohérent avec la position

chronologique admise pour la Nappe Sens (alt. relative : ± 5 m) qui lui est immédiatement postérieure et pour la Nappe de Misy (alt. relative : ± 15 m) qui lui est immédiatement antérieure (fig. 54). L'hypothèse n'apparaît pas non plus déraisonnable dans la mesure où un tel schéma a également été proposé puis démontré dans la vallée de la Somme pour la Nappe de Montières (fig. 7 ; Antoine *et al.*, 2000a).

11 - CRITIQUES DES DONNÉES CHRONO-STRATIGRAPHIQUES SUR LES HAUTES FORMATIONS ALLUVIALES

L'interprétation chronostratigraphique du système d'étagement des nappes les plus récentes de la basse vallée de L'Yonne que nous proposons s'appuie sur la synthèse des données stratigraphiques, biostratigraphiques et géochronologiques. Pour les nappes antérieures à la Nappe de Soucy, les éléments d'analyse sont nettement plus lacunaires.

Seule la Nappe de Courlon (alt. relative : ± 40 m) a pu faire l'objet d'une mesure RPE sur quartz qui a donné un âge de 428 ± 61 ka (fig. 10 et 53 ; tabl. 1 ; Voinchet, 2002). S'agissant d'un résultat isolé et dissocié de toute analyse séquentielle, il ne saurait être, pour le moment, pris en compte dans l'élaboration de l'hypothèse chronostratigraphique présentée ci-avant.

D'autres données chronologiques ont été réunies sur les plus hauts niveaux alluviaux. J. Tourenq et Ch. Pomerol (1995) ont identifié une pré-Yonne dont les témoins sédimentaires ont été repérés sur la Montagne de Trin, à la confluence Seine-Loing (Dewolf *et al.*, 1988, 1994) (fig. 2). Ce haut niveau alluvial qui associe des cortèges minéralogiques issus du Morvan et des zircons volcaniques est apparenté, de par son contenu minéralogique, aux dépôts alluviaux de la Nappe du Troncy (alt. relative : ± 80 m) (fig. 10 et 11) (Tourenq *et al.*, 1978 ; Tourenq *et al.*, 1993). Le fonctionnement de cette pré-Yonne à zircons volcaniques a été situé de façon large « *entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène basal* »⁵³ (Tourenq *et al.*, 1993).

⁵³ Soit entre 3,3/3 et 1,6/1,2 Ma. « ...on peut noter que la datation la plus ancienne est celle du début des émissions des ponces montdoriennes vers 3 Ma (Reuvérien) et que la présence de zircons volcaniques dans l'échantillon 4, à la base des plus récentes alluvions, indique que la Montagne de Trin a été très précocement contaminée, lors du premier drainage organisé qui suit les éruptions montdoriennes, antérieurement au Günz (Pléistocène inférieur)... » (Tourenq *et al.*, 1993).

La mise en place de la formation Trin-Troncy à zircons volcaniques serait antérieure au « *fleuve à augite* » (Tourenq et Pomerol, 1995) qui jalonne, dans la vallée de la Seine, la première phase d'encaissement (entre 30 et 40 m) et témoigne encore d'une alimentation en provenance du Massif Central. Les écoulements empruntaient alors le « *couloir du Loing* » à partir des environs de Gien jusque dans la région de Montereau. Leur reconnaissance le long de l'axe de la Seine jusque dans la région de son embouchure actuelle montre à l'évidence que le détournement de la Loire vers la Touraine n'était pas réalisé au moment de leur dépôt. La mise en place de ces formations a été calée à 1 Ma du fait de la présence d'augite d'origine volcanique, absente dans les dépôts antérieurs des Sables de Lozère datés de $\pm 3,5$ Ma (Tourenq, 1972 ; Tourenq *et al.*, 1978 ; Macaire, 1983 ; Tourenq et Pomerol, 1995 ; Lautridou *et al.*, 1999 ; Antoine *et al.*, 2000a).

Dans la vallée de l'Yonne, la Nappe du Troncy (alt. relative : ± 80 m) constituerait donc le premier témoignage d'un système d'écoulement pré-figurant l'Yonne et alimenté par des produits détritiques en provenance, comme aujourd'hui, du Massif du Morvan. La nappe alluviale située au Bois du Troncy culmine, d'après nos observations, à une altitude relative de ± 80 m (plancher à ± 130 m NGF) au dessus du plancher de la Nappe de Fond de l'Yonne (fig. 10). Cette nappe est apparue encaissée de 40 à 50 m dans les craies du Sénonien qui supportent des formations détritiques d'âge Mio-Pliocène (Cavelier *et al.*, 1971) situées à une altitude relative moyenne de 120 m au dessus de la base du lit actuel de l'Yonne.

À Trin, les alluvions (plancher situé autour de 130 m NGF) sont également apparues encaissées dans une surface d'érosion dite « *fondamentale* » jalonnée, dans la région de Fontainebleau, par les Sables de Lozère (Pliocène) et des dépôts appartenant à un « *système pré-Loing* » d'après les analyses de P. Freytet (1988) et P. Freytet *et al.* (1989).

Selon ces données, un système d'écoulement pré-figurant l'Yonne fonctionnait à la fin du Pliocène/début du Pléistocène. Cet écoulement fluvial Plio-pléistocène apparaît encaissé de 40 m sous la surface d'érosion recouverte de place en place par les matériaux détritiques mio-pliocènes. La première phase d'encaissement de l'Yonne serait ainsi largement antérieure à la première phase d'incision reconnue de la Seine jalonnée par la formation à augite qui a été rapportée à 1 Ma. Mais elle peut être contemporaine de la phase d'incision initiale qui dans la moyenne vallée de la Seine s'est manifestée à la fin de Pliocène, début du Pléistocène, par un faible enfoncement du paléo-fleuve (Cavelier *et al.*, 1979 ; Lefèvre, 1988).

Il nous faut cependant émettre un certain nombre de réserves :

– La Nappe du Troncy n'est pas calée dans la chronologie du Quaternaire, autrement que par le parallèle avec la formation de la Butte de Trin, parallèle établi sur une base minéralogique. L'obtention d'un calage plus précis par le biais d'une approche paléomagnétique et des datations par Résonance Paramagnétique Électronique nous apparaît indispensable afin de confirmer ou non la proposition de J. Tourenq *et al.* (1993). En effet, il ne peut être exclu que la Nappe du Troncy soit dérivée du remaniement d'une formation apparentée à celle de la Butte de Trin.

– Par ailleurs, l'activité explosive des Monts Dore s'est étalée entre 3,8 et 0,3 Ma (Pastre et Cantagrel, 2001). Au cours de cette période, plusieurs phases pyroclastiques caractérisées par des émissions ponceuses se sont succédé. Toutes ont produit des zircons notamment entre 3,5 et 3 Ma, autour de 2,6 Ma, entre 2,4 et 1,4 Ma, entre 1 et 0,6 Ma et enfin entre 0,3 et 0,2 Ma. Il n'est pas possible, en l'état actuel des recherches, de discriminer les zircons appartenant à l'une ou l'autre de ces ponces trachytiques (Pastre *in oralis*, 2000). L'émission des zircons volcaniques, présents dans les formations fluviales de la Montagne de Trin et de la Nappe du Troncy, peut être par conséquent plus récente que ne l'admettent J. Tourenq *et al.* (1993).

– Les pyroclastites qui ont livré des associations à clinopyroxènes verts (augites) correspondent aussi à différentes coulées de ponces trachytiques et latitiques (Pastre et Cantagrel, 2001). Ces produits ont été émis au cours des différentes phases de l'activité des Monts Dore. Les plus anciennes phases sont datées de la fin du Pliocène, entre 3,1 et 2,8 Ma, et autour de 2 Ma. Des ponces trachytiques à clinopyroxènes verts ont également été émises au début du Pléistocène. Elles ont été datées entre 2 et 1,5 Ma. Les phases les plus récentes ont été rapportées au Pléistocène moyen, autour de 0,75 Ma et entre 0,4 et 0,2 Ma (Pastre et Cantagrel, 2001). Là encore, le calage chronologique à 1 Ma, admis pour la mise en place de la plus ancienne des nappes alluviales de la vallée de la Seine, peut être remis en question puisque des émissions trachytiques à clinopyroxènes verts ont été reconnues avant et après 1 Ma.

Les approches sur les plus hauts niveaux alluviaux dans le sud-est du Bassin de Paris sont à reprendre dans le but d'acquérir des calages chronologiques fiables. Elles devront également intégrer des approches sur les formations détritiques attribuées au Pliocène qui jalonnent la surface des plateaux du Sénonais et du Gâtinais afin de poser les bases d'une analyse chronologique et morphologique du passage du Pliocène au Quaternaire.

12 - RYTHME ET CONDITIONS DE L'ENFONCEMENT DE L'YONNE

En nous fiant aux données de J. Tourenq *et al.* (1993) qui établissent que la Nappe du Troncy s'est mise en place entre 2 et 3 Ma, l'encaissement de l'Yonne serait de 80 m en 2,5 Ma. Le rythme d'enfoncement moyen serait de l'ordre de 3,2 m tous les 100 000 ans. Cette valeur est nettement inférieure à celles établies dans les vallées de la Somme et de la Seine où l'encaissement des deux fleuves est compris entre 5 et 6,5 m tous les 100 000 ans (Lefèbvre *et al.*, 1994).

La Nappe du Troncy n'étant pas datée précisément, l'estimation du rythme de l'enfoncement de l'Yonne peut être réévaluée à partir des âges obtenus pour la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m). La multiplication des mesures et leur relative concordance font de cette nappe une référence géochronologique. Située à une altitude relative de ± 20 m, la mise en place de la nappe a été calée au Pléistocène moyen autour d'une date moyennée à 350 ka (Voinchet, 2002, Bahain, inédit). Le rythme de l'enfoncement pour les cinq dernières nappes de la vallée de l'Yonne serait alors de l'ordre de 5 à 6 m tous les 100 000 ans, valeur qui la rapproche de celles obtenues dans les vallées de la Somme et de la Seine (Lefèbvre *et al.*, 1994).

Les valeurs obtenues dans les vallées de la Seine et de la Somme sont du même ordre de grandeur que la vitesse de surrection du Bassin de Paris (Colbeaux *et al.*, 1980 ; Lefèbvre *et al.*, 1994). Un certain nombre de travaux a montré, en effet, qu'au cours du Quaternaire, le Bassin de Paris était affecté par un mouvement épirogénique positif d'ensemble, associé à une activité néotectonique. Le soulèvement est particulièrement manifeste sur la marge nord-ouest du bassin (Pomerol, 1965 et 1978 ; Wyns, 1977 ; Colbeaux *et al.*, 1980). Les travaux menés par J. Fourniguet (1980, 1987) dans le bassin parisien ont montré la poursuite actuelle de mouvements verticaux significatifs. Il est par conséquent admis que l'enfoncement généralisé du réseau hydrographique est la conséquence du soulèvement global du bassin, plus particulièrement de sa marge nord-ouest, entre Normandie et Picardie (Wyns, 1977 ; Kuntz et Lautridou, 1979 ; Colbeaux *et al.*, 1980 ; Antoine, 1990 ; Lautridou *et al.*, 1999).

Située au sud-est du Bassin de Paris, la basse vallée de l'Yonne est placée à l'écart de la zone centrale de cette activité surrectionnelle. D'une façon générale, le secteur sud-est du bassin apparaît actuellement relativement stable d'après les données de J. Fourniguet (1987). S'il existe une relation entre la vitesse de surrection du Bassin de Paris sur sa marge nord-ouest et les valeurs moyennes de l'enfoncement du réseau

hydrographique dans les bassins de la Seine moyenne et aval et de la Somme comme le suggèrent D. Lefèvre *et al.* (1994), les valeurs obtenues quant au rythme d'enfoncement de l'Yonne à partir du Pléistocène moyen (de l'ordre de 5 à 6 m tous les 100 000 ans) pourraient également rendre compte d'une activité épirogénique positive du secteur.

Des accidents tectoniques encadrent l'axe de la vallée de l'Yonne et disparaissent au nord de Sens (fig. 63) (Neau *et al.*, 1971 et 1976 ; Mégnien, 1979). Le tracé de la faille de Précy, de direction NNE traverse la vallée de l'Yonne entre Villevallier et Villecien au sud (fig. 3 et 10, kilomètres 58-59) avant de longer le rebord oriental du plateau du Sénonais. Son tracé paraît avoir guidé la section de la vallée de l'Yonne entre Villevallier et Armeau dont la bordure orientale se confond avec le tracé de la faille. Cette faille appartient à une zone de fractures de direction sub-méridienne qui affectent le substrat sénonien avec un rejet vers l'ouest de l'ordre de la trentaine de mètres (Neau *et al.*, 1971 et 1976). Aucune approche ne permet à l'heure actuelle d'établir si cet accident a connu des rejeux plus récents. J. Fourniguet (1987), pour sa part, distingue sur le plateau du Sénonais, entre les vallées de l'Yonne et de la Seine un « *axe antiforme* » orienté globalement nord-sud, développé à l'est de la zone de fracture sub-méridienne, parallèlement à la vallée de la Seine (fig. 64). L'auteur suggère des rejeux actuels qui se manifesteraient par le soulèvement de cet axe.

Dans la vallée de la Seine, à une cinquantaine de kilomètres à l'amont de la confluence Seine-Yonne, sur le secteur de Romilly-sur-Seine (fig. 64), P. Benoit et J.M. Grisoni (1992) ont montré l'existence d'une dépression tectonique, marquée par un enfoncement des terrains du Jurassique et du Crétacé qui affecte également les alluvions actuelles et anciennes de la Seine. À Méry-sur-Seine (Aube), l'affaissement du compartiment ouest le long de la faille de Vittel est de l'ordre de 5 à 10 m.

À partir d'une approche morphométrique, effectuée au sud de la région de Fontainebleau entre les vallées de l'Essonne et de l'Yonne, P. Freytet (1988) a mis en évidence un soulèvement général du plateau qui limite au sud la vallée de la Seine. Plus précisément, cette activité tectonique se serait manifestée par l'effondrement sud et la remontée nord des compartiments qui encadrent les actuelles vallées de l'Essonne et du Loing et par le soulèvement de la bordure est du compartiment oriental qui sépare aujourd'hui la vallée du Loing de celle de l'Yonne (fig. 64). L'amplitude du soulèvement de la bordure est du dernier compartiment serait d'au moins 50 m. Le début de cette activité néotectonique a été situé à la fin du Pliocène, début du Pléistocène. Elle serait postérieure à la mise en place des hauts niveaux alluviaux de la Montagne de Trin (Freytet *et al.*, 1989). Les conclusions avancées par les auteurs (Freytet, 1988 et Freytet *et al.* 1989) ne sont pas en contradiction avec les données de J. Fourniguet (1987) qui montrent effectivement la poursuite actuelle du relèvement vers l'est et du basculement vers l'ouest

de la bordure orientale du plateau du Gâtinais en relation avec un réseau de failles nord-sud, implanté le long de la vallée de l'Yonne (fig. 64).

Ces mouvements sur le plateau du Gâtinais se sont inscrits dans un contexte de soulèvement général du nord du Bassin de Paris qui ont abouti au déversement de la Loire vers l'ouest (Macaire, 1981, 1983 ; Freytet *et al.*, 1989). Dans le sud du Bassin de Paris, le détournement de la Loire, induit par des mouvements épirogéniques positifs, a permis l'individualisation du réseau hydrographique du Loing et de l'Essonne (Freytet, 1988 ; Freytet *et al.* 1989), mais sans doute et également à l'individualisation du réseau hydrographique de l'Yonne.

En effet, mis à part les plus hauts niveaux alluviaux de la Nappe du Troncy qui semblent se répartir de part et d'autre de l'axe actuel de la vallée de l'Yonne, les autres nappes apparaissent préférentiellement distribuées le long du talus oriental de la vallée et ce plus particulièrement sur la section de la vallée entre Sens et Pont-sur-Yonne/Champigny, tant d'après nos données que de celles du BRGM (fig. 4 et 11). La vallée présente d'ailleurs un profil nettement dissymétrique où le versant ouest, relativement escarpé, est directement façonné dans les craies du Sénonien.

Si l'on postule que le soulèvement de la bordure orientale du plateau du Gâtinais décelé par P. Freytet (1988) a été continu au cours du Quaternaire, le relèvement pourrait avoir interdit ou limité les dépôts alluviaux sur le versant occidental de la vallée de l'Yonne du fait de la rapidité des mouvements verticaux qui ont affecté le versant occidental de la vallée de l'Yonne par rapport au rythme d'enfoncement de la rivière. Les dépôts peuvent aussi ne pas avoir été conservés du fait de la vigueur des processus d'érosion sur ce versant caractérisé par l'augmentation continue de sa pente et dont le profil est en perpétuel déséquilibre. D'après la distribution asymétrique des nappes alluviales dans la basse vallée de l'Yonne, les différentes étapes de l'incision semblent s'être réalisées par enfoncement préférentiel du talweg le long du plateau du Gâtinais en cours de soulèvement. Cette incision s'est produite en parallèle du façonnement d'un glaciais par glissement des cours successifs le long du talus oriental.

Cette répartition contrastée des nappes alluviales de part et d'autre de la vallée de l'Yonne est surtout remarquable pour les nappes les plus anciennes qui ont été essentiellement repérées le long du versant oriental de la vallée. Les écarts altimétriques qui les séparent sont de l'ordre de la dizaine de mètres en moyenne et déterminent une disposition étagée du système (fig. 10). Cependant, un certain nombre de données issues du dépouillement des données géotechniques (annexe A) pourrait représenter des niveaux de planchers d'incision intermédiaires entre ceux, mieux documentés, qui ont été reconnus et retenus. Ainsi, quelques points situés respectivement à une altitude relative de ± 23 et de ± 33 m qui supportent des matériaux fluviatiles s'intercalent-ils entre les planchers d'incision $\pm 20 - \pm 30$ m et $\pm 30 - \pm 40$ m (fig. 10). Les données trop lacunaires pour les

nappes les plus anciennes interdisent, dans l'immédiat, de fixer définitivement cette première répartition de l'étagement pour les nappes les plus anciennes.

Les nappes les plus récentes enregistrent entre elles des écarts altimétriques de l'ordre de 2 à 5 m et s'emboîtent partiellement les unes dans les autres. Elles sont, d'autre part, réparties de part et d'autre de l'axe de la vallée. D'après les premières données chronologiques obtenues pour la Nappe de Soucy (cf. *supra*), le resserrement des décalages altimétriques entre les nappes les plus récentes (depuis la Nappe de Soucy jusqu'à la Nappe de Fond) exprime la diminution de l'amplitude de l'enfoncement du cours d'un plancher d'incision à l'autre à partir du Pléistocène moyen. En première analyse, la réduction des écarts altimétriques combinée à une meilleure répartition des nappes de part et d'autre de l'axe de la vallée peuvent apparaître consécutives de la diminution, voire de l'arrêt, des mouvements verticaux. Cependant, le rythme de l'enfoncement moyen de la rivière est de l'ordre de 5 à 6 m tous les 100 000 ans depuis le Pléistocène moyen. Ce rythme est comparable à celui reconnu dans le bassin de la Seine moyenne et aval et le bassin de la Somme, où l'encaissement général du réseau hydrographique est réalisé dans un contexte général de soulèvement (Wyns, 1977 ; Fourniguet, 1987). Si l'on admet que l'enfoncement général du réseau hydrographique dans le nord-ouest du Bassin de Paris est corrélatif de l'amplitude de l'élévation, l'activité épirogénique positive, à partir du Pléistocène moyen, a été au moins équivalente dans le sud-est du Bassin de Paris qui enregistre des rythmes d'encaissement comparables.

13 - LE SYSTÈME DE TERRASSES DE LA BASSE VALLÉE DE L'YONNE ; UN NOUVEL AXE DE RECHERCHE SUR LES FORMATIONS FLUVIATILES QUATERNAIRES DU BASSIN DE PARIS

Les données acquises, depuis 1994, sur les formations alluviales de la basse vallée de l'Yonne sont de plusieurs ordres :

– **Géométrique** : la basse vallée de l'Yonne recèle un système de onze nappes alluviales antérieures à la Nappe de Fond (fig. 10 et 11). Elles sont disposées sur onze planchers d'incision distincts dont les plus récents s'organisent parallèlement à

l'inclinaison du dernier plancher d'érosion selon des décalages altimétriques constants. Cette distribution régulièrement étagée et strictement parallèle des nappes alluviales les plus récentes dans la basse vallée de l'Yonne a également été relevée dans les vallées de la Somme et de la Seine (Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Antoine, 1990 ; Lécolle, 1989 ; Lefèbvre *et al.*, 1994 ; Lautridou *et al.*, 1999 ; Antoine *et al.*, 2000). La distribution longitudinale des nappes de la basse vallée de l'Yonne s'intègre par conséquent dans les mêmes modèles géométriques que les grandes vallées du nord-ouest du Bassin de Paris.

– **Climato- morphosédimentaire** : l'ensemble des nappes alluviales étudiées de la basse vallée de l'Yonne se caractérise par la superposition de deux unités fluviales. Elles sont recouvertes par des formations de versant constituées en alternance de dépôts détritiques et de paléosols (fig. 52).

- La base des formations fluviales est composée d'un cailloutis grossier périglaciaire, surmonté de sables et limons déposés au cours de phases tempérées. Les résultats obtenus pour la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m) montrent que les dépôts fins se sont mis en place dans un contexte interglaciaire marqué par la continentalité du milieu. Cette succession élémentaire répétitive ainsi que le caractère continental du remblaiement fin ont également été observés dans le bassin de la Somme où les études ont montré qu'elle constituait le bilan sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire (Sommé *et al.*, 1984 ; Sommé, 1984 ; Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Munaut, 1988 ; Antoine, 1990).

- Les premières formations détritiques qui recouvrent les derniers dépôts alluviaux soulignent l'abandon de la plaine alluviale et le passage définitif à une paléogéographie de versant. D'après les observations réunies dans la séquence de Soucy, celles-ci se mettent en place dans un contexte de transition climatique de type début glaciaire. Ceci tendrait à montrer que l'incision responsable de l'étagement de la nappe alluviale se produit avant l'émergence de conditions nettement pléniglaciaires. La même lecture événementielle peut être proposée pour la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m) où la phase responsable de son encaissement paraît se produire au cours du Weichselien ancien. Ces éléments s'accordent avec les données acquises pour les nappes alluviales du bassin de la Somme où l'incision est positionnée au début de la phase glaciaire de chacun des cycles (Sommé, 1984 ; Antoine *et al.*, 2000a).

- Dans la vallée de l'Yonne, les nappes alluviales sont recouvertes de formations de versant qui se structurent selon une alternance de dépôts détritiques et de paléosols. Les premiers ont été mis en place au cours de péjorations climatiques tandis que les seconds ont été construits lors de l'émergence de conditions globales plus clémentes. Leur alternance décrit une succession de cycles glaciaire-interglaciaire (fig. 52). Cette évolution cyclique est développée dans la continuité de celle qui structure les bilans sédimentaires en domaine fluviale. Le passage d'une nappe alluviale à une autre altimétriquement plus

basse donc d'âge plus récent est marqué par la disparition dans les formations de versant d'un cycle de couverture. Cette observation permet de positionner au cours de la même période d'amélioration climatique les derniers dépôts alluviaux fins et le premier paléosol construit sur la nappe alluviale immédiatement antérieure. Ce modèle d'évolution morphosédimentaire cyclique est conforme à celui observé dans le bassin de la Somme où il a été initialement mis en évidence (Haesaerts et Dupuis, 1986 ; Antoine, 1990 ; Antoine *et al.*, 2000a).

- Le modèle de réponse morphosédimentaire aux variations climatiques majeures du Quaternaire s'enrichirait dans l'Yonne d'un résultat supplémentaire. Il a pu être montré que plusieurs nappes altimétriquement distinctes s'étaient déposées au cours de la seule phase glaciaire d'un même cycle climatique. Bien que les données chronologiques fassent encore défaut, il semblerait que l'individualisation altimétrique de ces nappes intra-glaciaires concorde avec des variations climatiques de moindre importance accompagnant le passage d'une phase interstadiaire vers un pléniglaciaire. Ainsi, l'incision qui a conduit à la distinction altimétrique de la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) et la Nappe de Fond se serait produite entre la fin du Pléniglaciaire moyen et le début du Pléniglaciaire supérieur (fig. 52 et 54).

- Cette réponse morphosédimentaire à une modification « mineure » des conditions climatiques coïncide avec le resserrement des écarts altimétriques des planchers rocheux, constaté entre les nappes de Sens, Gron et de Fond (fig. 10). L'écart moyen entre les planchers est de 2,5 m contre 5 m en moyenne pour ceux qui séparent les nappes antérieures à la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m). D'après les remarques présentées ci-avant, il apparaît que le resserrement des écarts entre les planchers d'incision résulte de la conservation d'un bilan de sédimentation et d'un seuil d'incision intermédiaires compris entre deux cycles glaciaire-interglaciaire majeurs. Ces étapes morphosédimentaires intermédiaires ne paraissent avoir été préservées que localement, en position très externe comme dans la boucle de méandre de Étigny/Gron.

Le bilan de l'étude menée sur le système d'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne permet de définir onze cycles morphosédimentaires. Seuls les six plus récents ont été diversement documentés (fig. 52). Les informations litho-pédologiques, biostratigraphiques et bioclimatiques, géochronologiques extraites de l'étude de différents profils permettent de jeter les bases d'une interprétation chronostratigraphique du système d'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne.

– **Chronostratigraphique** : l'interprétation chronostratigraphique du système d'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne s'est limitée aux six

dernières nappes (fig. 54). Elle a pris en compte les analyses biostratigraphiques et géochronologiques. Ces dernières ont été considérées dès lors que les différents résultats obtenus étaient cohérents entre eux. L'analyse chronostratigraphique du système d'étagement est fondée sur l'étude litho- pédostratigraphique de deux séquences de référence situées, l'une à « Bréau-Maladrerie », l'autre à Soucy « les-Grandes-Pièces ».

- La première correspond à une couverture limoneuse qui scelle la Nappe de Sens (alt. relative : ± 5 m). Étudiée dans les années quatre-vingts (Lautridou, 1985), sa mise en place a été rapportée au Weichselien d'après la reconnaissance à sa base d'un complexe de sols humifères, Bréau I, rattaché au Weichselien ancien.

- La seconde, la séquence de Soucy, est composée d'une unité fluviatile scellée par des formations de versant. L'unité fluviatile correspond à la nappe éponyme de Soucy (alt. relative : ± 20 m). La présentation de cette séquence et son analyse ont fait l'objet d'un exposé détaillé dans le cadre de ces travaux. Trois paléosols de type brun lessivé, SLGP I, SLGP II et SLGP III ont été reconnus dans les formations de versant supérieures. Le plus récent a été corrélié avec le sol de Rocourt rapporté à l'Eemien *sensu lato* (Gullentops, 1954). Les deux plus anciens, SLGP II et III se confondent en un horizon polyphasé. Ils ont été rapprochés des sols de Mautort II et III reconnus dans le bassin de la Somme et rapportés à l'interglaciaire intrasaalien biphasé du stade isotopique 7 (Antoine, 1990). Cette interprétation permet de caler les dépôts fluviatiles fins inférieurs et constitutifs de la Nappe de Soucy au cours de l'interglaciaire Holsteinien *sensu W. H. Zagwijn* (1992), corrélié au stade isotopique 9. Cette lecture n'est pas en contradiction ni avec les données géochronologiques (RPE et U-Th) mesurées sur émail dentaire et sédiments fluviatiles (fig. 53), ni avec l'analyse des restes de petits mammifères recueillis dans les matériaux alluviaux (Lhomme *et al.*, 2000b).

Le positionnement des deux séquences dans la chronologie du Quaternaire a permis d'étendre l'interprétation chronostratigraphique à l'ensemble du système d'étagement des nappes alluviales postérieures à la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m). Ce positionnement prend en compte le caractère cyclique de l'évolution morphosédimentaire enregistrée. Notamment, elle permet de replacer au sein d'un même interglaciaire les derniers dépôts alluviaux fins d'une nappe alluviale et le premier paléosol brun lessivé développé dans les formations de versant surmontant la nappe alluviale directement antérieure. Ainsi, nous proposons de placer les dépôts de (fig. 54) :

- La Nappe de Soucy (alt. relative : 20 m)
→ cycle Elsterien-Holsteinien
(stades isotopiques 10-9)

- La Nappe de Misy (alt. relative : 15 m)
→ cycle Saalien inf.-début de l'interglaciaire intra-saalien
(stades isotopiques 8-7c)

- La Nappe d'Évry (alt. relative : 10 m)
→ Péjoration du stade isotopique 7-fin de l'interglaciaire intra-saalien
(sous-stades isotopiques 7b-7a)

- La Nappe de Sens (alt. relative : 5 m)
→ cycle Saalien sup-Eemien *stricto-sensu*
(stades isotopiques 6-5e)

- La Nappe de Gron (alt. relative : 3 m)
→ sous cycle Weichselien ancien/pléniglaciaire inf. – Pléniglaciaire moy.
(stades isotopiques 5d/a-3)

- La Nappe de Fond (alt. relative : 0 m)
→ sous cycle Pléniglaciaire sup-Tardiglaciaire/Holocène
(stades isotopiques 2-1)

Cette proposition d'interprétation constitue une hypothèse chronostratigraphique courte dans la mesure où nous avons considéré que les bilans de sédimentation se sont succédé sans hiatus majeur et qu'aucun plancher d'incision n'a été supprimé lors d'un processus d'encaissement de la rivière. Si une telle lacune venait à être mise au jour, la proposition chronostratigraphique serait bien évidemment à reconsidérer. Il en est de même si la suite des approches devait aboutir à réviser la position chronostratigraphique des événements intervenus lors de l'interglaciaire complexe intrasaalien (corrélé avec le stade isotopique 7). Dans les deux cas, l'adoption d'une chronologie plus « longue » sera requise et pourrait déboucher au décalage vers un cycle glaciaire-interglaciaire plus ancien pour la mise en place de la Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m). Les résultats géochronologiques obtenus pour celle-ci ainsi que pour la Nappe de Misy (alt. relative : ± 15 m) ne s'opposeraient pas à une telle éventualité (fig. 53).

– **Données chronostratigraphiques lacunaires pour les nappes les plus anciennes du système d'étagement** : les nappes comprises entre la Nappe de Soucy et la Nappe du Troncy ne bénéficient, à l'heure actuelle, d'aucune étude stratigraphique et chronologique. Nous ne saurions par conséquent avancer une quelconque hypothèse quant à leur attribution chronologique respective. Dans tous les cas, d'après les résultats obtenus sur les

nappes alluviales les plus récentes, leur mise en place apparaît antérieure à la deuxième moitié du Pléistocène moyen.

Quelques données bibliographiques (Tourenq *et al.*, 1993) documentent la plus ancienne des nappes alluviales reconnues, la Nappe du Troncy (alt. relative : ± 80 m). Elle est encaissée d'une quarantaine de mètres dans les craies du Sénonien. Elle comprend des minéraux issus du Massif du Morvan ainsi que des zircons volcaniques. Les premiers manifestent déjà d'une alimentation en provenance du Massif du Morvan, massif sur lequel l'Yonne actuelle prend sa source. Les seconds permettent de situer sa mise en place à la fin du Pliocène, début du Pléistocène d'après les corrélations établies avec les matériaux alluviaux de la Montagne de Trin (Tourenq *et al.*, 1993). D'après les auteurs, la première phase d'encaissement de l'Yonne pourrait être antérieure à celle admise pour la Seine (1 Ma) (Lautridou *et al.*, 1999).

Cette première attribution demande cependant à être confirmée. En effet, par manque de connaissance sur les plus hauts niveaux alluviaux ainsi que sur les formations détritiques qui jalonnent les plateaux du Gâtinais et du Sénonais, on ne peut exclure totalement un remaniement. Il est, de plus, possible que les zircons volcaniques aient été émis postérieurement d'après les données les plus récentes qui ont établi une téphrostratigraphie contrôlée par des datations au Potassium-Argon et Argon-Argon (Pastre et Cantagrel, 2001).

– **Structurale** : Un certain nombre d'observations converge pour reconnaître une activité néotectonique. Celle-ci apparaît toutefois complexe.

- Il semblerait tout d'abord que des rejeux aient permis le basculement de blocs le long de structures faillées localisées sur le plateau du Gâtinais, tandis que le plateau du Sénonais connaîtrait une accentuation de l'axe antiformal qui le traverse du nord au sud (fig. 64) (Freytet *et al.*, 1989, Fourniguet, 1987). Cette configuration peut expliquer la dissymétrie du profil de la basse vallée de l'Yonne, marqué par un versant occidental abrupt et un versant oriental au modelé plus étalé et doux.

- Localement et d'après la géométrie des formations fluviales le long de l'axe de la vallée de l'Yonne, on constate une structuration en palier de profils longitudinaux distincts. Certaines des déclivités coïncident avec des structures synclinale et anticlinale, associées pour certains plateaux d'incision à des cavités karstiques. La poursuite de l'accentuation de ces structures au cours des différentes phases d'encaissement de la rivière constitue un argument permettant d'expliquer la permanence des ruptures de pente le long de plusieurs niveaux de profils longitudinaux. L'hypothèse néotectonique n'est pas contredite par l'examen morphologique du tracé du lit actuel de l'Yonne. Les sections à méandres reconnues sont localisées au niveau de l'anticlinal repéré et peuvent correspondre à une zone toujours en cours d'élévation. Les sections au tracé plus rectiligne

coïncident avec la présence d'une structure synclinale qui pourrait être soumise à des mouvements subsidents.

3^{ème} PARTIE

LES GISEMENTS DU PALÉOLITHIQUE INFÉRIEUR DE SOUCY : MODÈLE D'INSERTION DANS LES PALÉOENVIRONNEMENTS SUCCESSIFS ET POSITION DANS LE CYCLE CLIMATO- SÉDIMENTAIRE

Parmi les formations fluviatiles observées dans la basse vallée de l'Yonne, seule la Nappe de Soucy observée dans la gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy a fait l'objet d'une étude stratigraphique complète, intégrée à la fouille et l'étude de plusieurs gisements préhistoriques compris dans les sédiments alluviaux constitutifs de cette nappe. Ces occupations s'inscrivent dans une paléogéographie de plaine alluviale qui, à l'image de celles d'aujourd'hui, était constituée d'une mosaïque de milieux à l'évolution complexe. La définition de ces paysages, l'insertion de chacun des niveaux d'occupation dans ce paysage composite et l'étude précise de son évolution ont constitué la matière d'une recherche nouvelle présentée dans la troisième partie de ces travaux

1 - PRÉSENTATION GÉNÉRALE ET PROBLÉMATIQUE

La gravière des « Grandes-Pièces » est une extraction de matériaux alluvionnaires. Installée dans la commune de Soucy à moins d'une dizaine de kilomètres au nord-est de Sens, elle est située sur le versant oriental de la vallée de l'Yonne (fig. 8) et s'étend sur une superficie totale d'environ 35 ha (fig. 65). Dans le système d'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne présenté ci-avant, la Nappe de Soucy est la cinquième nappe alluviale antérieure à la Nappe de Fond (fig. 10 et 11).

Les formations fluviatiles fines de la gravière des « Grandes-Pièces » recèlent six gisements paléolithiques en place regroupant neuf niveaux d'occupation distincts. Mis au jour entre 1994 et 1997, ils ont été numérotés de Soucy 1 à Soucy 6 (fig. 65) (Lhomme et Chaussé, 1996 ; Lhomme *et al.*, 1996a ; Lhomme et Connet, 2001). Cette numérotation correspond à leur ordre d'apparition au cours de la surveillance archéologique menée pendant les travaux d'extraction des matériaux alluvionnaires.

Les gisements de Soucy 1, 3, 5 et 6 ont fait l'objet de fouilles, ceux de Soucy 2 et 4 ont été protégés. Les gisements de Soucy 5 et Soucy 3 recèlent plusieurs niveaux d'occupation. À Soucy 5, trois niveaux d'occupation superposés ont été mis au jour. Ils ont été désignés dans le texte par « niveau 0 », « niveau I » et « niveau II ». Le « niveau 0 » représente l'occupation la plus récente, le « niveau II », l'occupation la plus ancienne. Le gisement de Soucy 3 a livré, quant à lui, deux niveaux d'occupation également distincts et

superposés. Le plus récent a été nommé « niveau S »⁵⁴, il est situé à quelques dizaines de centimètres au dessus d'un second niveau, beaucoup plus riche, dit « niveau P »⁵⁵.

Les neuf niveaux d'occupation repérés ont livré une industrie rapportée au Paléolithique inférieur, associée à de nombreux restes fauniques. Cette industrie peut être qualifiée d'acheuléenne pour les sites de Soucy 1 et 3 « niveau P » (Lhomme *et al.*, 1996a).

D'après les datations géochronologiques, les données biostratigraphiques et chronostratigraphiques (cf. *supra*), les Hommes préhistoriques se sont installés dans une ancienne plaine alluviale de l'Yonne au cours de l'interglaciaire du stade isotopique 9 du Pléistocène moyen qui peut être rapporté à l'Holsteinien *sensu* Zagwijn (1992).

Dès les premières découvertes préhistoriques intervenues fin 1994, il est apparu important de caractériser les différentes étapes de la construction de la plaine alluviale afin d'insérer chacun des gisements paléolithiques étudiés dans le schéma évolutif des paléoenvironnements fluviaux. Cette démarche était motivée également par le souci d'établir une chronologie relative entre les différents gisements préhistoriques.

Cette restitution a été entreprise à partir de la caractérisation écologique, morphologique et dynamique des différents dépôts alluviaux fins afin de définir leur appartenance aux différentes unités morphosédimentaires constitutives d'une plaine alluviale.

L'approche a été menée à différentes échelles :

- À l'échelle de la gravière, l'établissement de transects stratigraphiques étalés sur plusieurs centaines de mètres a permis de fixer la géométrie d'ensemble des différentes unités sédimentaires (fig. 66 à 69).
- Ces observations ont été complétées par l'étude détaillée de certains profils stratigraphiques regroupés dans l'annexe B. Les informations recueillies précisent certains aspects des étapes de la construction de la plaine alluviale.
- Le dernier niveau de lecture a été réalisé à l'échelle des emprises des gisements paléolithiques fouillés. Il s'agissait de positionner chacune des occupations dans l'évolution morpho-sédimentaire de la plaine alluviale et de préciser les conditions de conservation des niveaux archéologiques.

⁵⁴ S pour niveau d'occupation Supérieur.

⁵⁵ P pour niveau d'occupation Principal.

2 - LES DONNÉES STRATIGRAPHIQUES À L'ÉCHELLE DE LA GRAVIÈRE DES « GRANDES-PIÈCES »

L'établissement de la géométrie générale des dépôts a été réalisé à l'échelle de la gravière à partir du relevé de plusieurs transects stratigraphiques orientés est-ouest. Situés dans la moitié sud de la gravière⁵⁶, ils s'étendent sur une longueur comprise entre 300 et 400 m (fig. 65 ; 66 à 69). Le dernier transect, nommé M (fig. 69), est beaucoup plus détaillé que les précédents du fait d'un pas d'enregistrement établi tous les 10 m au lieu de 25 m pour le premier transect J (fig. 66)⁵⁷. Les transects en général et le transect M, en particulier, détaillent la géométrie de l'édifice alluvial ; de bas en haut (fig. 66 à 69) :

– **[0]** : La base de la nappe est constituée d'un cailloutis grossier à galets de calcaire et de silex, associé à quelques éléments granitiques et gréseux [0]. Cette formation caillouteuse, épaisse de 1 à 4 m, n'a pas fait l'objet d'un enregistrement précis du fait de la levée de l'hypothèque archéologique sur cette unité sédimentaire. Cependant, certaines observations informelles ont pu être réunies à la faveur d'un suivi ponctuel. Ainsi, le plancher sénonien est apparu localement sur-creusé longitudinalement au droit du chenal A, mais également plus à l'est au droit des gisements de Soucy 3 et Soucy 5. Ces surcreusements matérialisent des talwegs incisés dans le substrat sénonien. Le long du tracé de ces incisions, le plancher crétaé est apparu perforé par des cavités karstiques noyées actuellement par un aquifère.

La nappe caillouteuse comprend des blocs gréseux de plusieurs mètres cubes qui jalonnent le plancher crayeux. Elle présente une stratification générale horizontale. Localement, des lits et bancs sableux, plus ou moins épais (50 cm à 1,50 m) et relativement larges (> à 50 m) sont interstratifiés dans le cailloutis grossier. Ces matériaux remblaient un système d'écoulement en tresse qui a remanié des restes osseux et lithiques (bifaces acheuléens notamment).

– Cette première unité est recoupée par des formations sableuses et de graviers, localisées préférentiellement dans des dépressions plus ou moins profondes d'axe longitudinal, matérialisant des paléochenaux incisés dans le cailloutis grossier. Ces paléochenaux ont été empruntés par des écoulements qui se dirigeaient vers le nord d'après la valeur des cotes altimétriques prises à la base des incisions.

– **[1]** : Le premier chenal, nommé A, est situé dans la moitié ouest de la gravière. Encaissé de 2 m environ dans la nappe de galets inférieure, il est développé, à la base, sur une largeur de 120 à 130 m. Il reprend le tracé de l'un des talwegs creusé dans le substrat crayeux. Son comblement essentiellement sableux [1] s'organise par accrétion latérale depuis sa

⁵⁶ Les premières opérations archéologiques ne sont intervenues qu'après la découverte fortuite du premier gisement paléolithique (Soucy 1) alors que 20 ha, situés au nord de la gravière, avaient été exploités sans surveillance (fig. 65).

⁵⁷ Le pas d'enregistrement initialement fixé à 25 m a peu à peu été ramené à 10 m en raison de passages latéraux sédimentaires rapides ou de la mise au jour d'unités latérales originales et fugaces essentiellement repérés dans les formations fluviales fines.

bordure occidentale. La morphologie des dépôts désigne une sinuosité dans un cours méandrique (Leopold *et al.*, 1964). Le gisement de Soucy 6 a été mis au jour dans les sables lités qui flanquent à l'ouest la bordure du chenal A (fig. 65 et 69).

– [2] : Des incisions ont été repérées à l'est du chenal A (fig. 66 à 69). Elles recoupent l'extrémité orientale du chenal A (unité [1]) le long du transect K (fig. 67) ou sont installées dans le cailloutis alluvial grossier inférieur [0] (fig. 68 et 69). Ces incisions sont peu profondes, de l'ordre du mètre et s'étendent sur une bande active large d'une centaine de mètres au moins. L'extension latérale de ce lit fluvial à l'est de la gravière n'a pu être perçue dans sa totalité du fait des limites de l'extraction. Ce lit fluvial à chenaux multiples est comblé par des lits de graviers, interstratifiés de sables lités [2] dans lesquels est compris le gisement de Soucy 5, « niveau II » (fig. 69).

– [3] : Plus à l'est, la gravière est occupée par le chenal B. Il est développé, à la base, sur une largeur de 80 à 100 m le long des transects J, K, L (fig. 66 à 68). Il n'a pas été observé le long du transect M du fait des limites de l'emprise de l'extraction (fig. 65). Ce chenal ré-entaille le cailloutis grossier inférieur [0] sur une épaisseur de 1 m environ. Sa rive gauche est parcourue par un lacs d'entailles fluviales étroites (quelques mètres) à remplissages sableux [3a] et [3b] séparées les unes des autres par des buttes de graviers (fig. 67 et 69). Le gisement de Soucy 3, « niveau P » a été mis au jour sur le sommet de l'une de ces buttes (fig. 67). Le sommet des remplissages sableux passent progressivement à des sables fins lités [3c] à la base desquels le « niveau I » de Soucy 5 a été reconnu (fig. 67 et 69). À l'est, le long du transect J (fig. 66), les sables fins lités [3c] se rattachent à un banc de convexité qui flanque le talus occidental du chenal B. Le gisement de Soucy 1 est positionné au sommet des sables du banc de convexité. À l'ouest les sables [3c] s'étalent jusqu'à l'extrémité distale de la plaine et recouvrent en discordance les remblaiements sableux [1] du chenal A. Les lits sableux s'étirent à mesure que les gradients granulométriques s'affinent.

– [4] : Sur le lit majeur du chenal B, le long des transects J, M et K (fig. 66, 67 et 69), les sables lités supportent un horizon grisâtre [4], souligné à la base par de nombreuses et volumineuses concrétions carbonatées, dont certaines peuvent atteindre une taille de 5 cm. Les teintes très ténues de cet horizon ont, sans conteste, échappé à sa reconnaissance sur le transect L⁵⁸ (fig. 66 et 68). Le long du transect M (fig. 69), son développement latéral est plan et couvre la largeur de l'emprise de la gravière, soit environ 300 m. Le « niveau S » de Soucy 3 a été reconnu dans les sables fins lités de la base de l'unité [4]. Le long du transect J, le fond en berceau du chenal B, est comblé par des sables associés à un cailloutis non structuré qui s'individualise par des teintes bleutées [4g] (fig. 66). Cette unité, qui matérialise un gley, recouvre la terminaison en biseau des sables déposés par accrétion latérale mis en place antérieurement.

– [5] : L'ensemble du dispositif est scellé par une assise sablo-limoneuse jaune [5] qui est apparue homogène et non structurée. Localement, des lits discontinus de petits cailloutis alluviaux mêlés à des sables sont interstratifiés dans cette unité. Son épaisseur varie d'est en ouest de 2,50 à 0,50 m (fig. 66 à 69). Elle parachève le comblement du lit mineur du chenal B et recouvre l'horizon grisâtre [4] développé sur son lit majeur le long du transect M (fig. 69). Le gisement de Soucy 5, « niveau 0 » est compris à la base de l'unité.

⁵⁸ Les observations et relevés le long de ce transect ont été succincts en raison de la rapide reprise des travaux d'extraction.

– [6] : Les ultimes dépôts alluviaux, développés sur 20 à 40 cm d'épaisseur, sont des limons calcaires blanchâtres [6]. Recoupés par les premières formations de versant, ils n'ont été observés qu'au sud-est de la gravière sur une superficie de 1 000 m² environ (fig. 67 et 69).

Plusieurs systèmes d'écoulements ont été identifiés dans les formations fluviales fines de la nappe alluviale. Leur fonctionnement diachronique ponctue la migration vers l'est du paléo-cours de l'Yonne (Chaussé *et al.*, 2000).

Un premier chenal, le chenal A, de type méandrique, est installé à l'ouest de la gravière. Encaissé dans le cailloutis grossier inférieur [0] sur une profondeur de 2 m en moyenne, il est développé sur une largeur de 120 à 130 m (fig. 66 à 69).

Le deuxième système d'écoulement identifié correspond à un lit fluvial à chenaux multiples qui recoupe en partie le remblaiement sableux [1] du chenal A le long du transect K (fig. 67). Ce lit fluvial peu profond (de l'ordre du mètre) et large d'une centaine de mètres environ est remblayé par des sables et graviers [2].

Les sables et graviers du lit fluvial sont ré-entaillés par des incisions plus étroites comblées par des sables [3a] et [3b]. Les remplissages passent progressivement au sommet des remblaiements à des sables fins lités [3c]. Ils se raccordent à l'ouest à un banc de convexité qui borde la rive gauche du chenal B. Le chenal B, reconnu à l'est de la gravière, constitue le troisième système d'écoulement. Il est encaissé dans le cailloutis grossier inférieur [0] sur une profondeur de 1 m environ et s'étend latéralement sur une largeur de 80 m (fig. 66 à 69).

Après une phase de stabilisation marquée par le développement d'un horizon grisâtre [4] et d'un milieu stagnant installé dans le fond du chenal B [4g] (fig. 66, 67 et 69), les processus de recouvrement fluviale reprennent.

Ils sont matérialisés par le dépôt de sables limoneux jaunes [5] (fig. 66 à 69). Le système d'écoulement responsable de la mise en place de ces matériaux plus fins et homogènes n'a pas été reconnu dans les limites de la sablière. Il est possible qu'il ait été installé plus à l'est, hors emprise.

Les derniers matériaux constitutifs de la plaine alluviale ont été repérés à l'extrémité est de la gravière. Il s'agit de limons blanchâtres finement lités [6] (fig. 67 et 69). Là encore, le système d'écoulement à partir duquel s'est organisé ce dernier dépôt fin n'a pas été identifié dans les limites de l'extraction.

3 - APPROCHE STRATIGRAPHIQUE DES GISEMENTS PALÉOLITHIQUES DE SOUCY

Trois sites préhistoriques sur les six découverts ont fait l'objet d'une approche stratigraphique détaillée, parfois inégale. Il s'agit des gisements de Soucy 1, 3 et 5 (fig. 65). Le gisement de Soucy 6, bien qu'il ait été fouillé, a fait l'objet d'observations stratigraphiques plus lacunaires qui n'ont été replacées que dans la géométrie générale des dépôts.

3.1 - Le gisement de Soucy 1

Le gisement de Soucy 1 est le premier des six gisements paléolithiques inférieur mis au jour dans les formations alluviales fines de la gravière des « Grandes-Pièces » le long du transect J (fig. 66). La fouille a procédé d'un sauvetage urgent qui s'est déroulé au cours du printemps 1995 (Lhomme *et al.*, 1995a ; Lhomme et Chaussé, 1996).

Le niveau archéologique est dilaté sur 15 à 25 cm d'épaisseur et s'étend sur 394 m². Il a livré 522 restes fauniques et 2 083 restes lithiques, dont 293 galets bruts (fig. 70). Les vestiges fauniques sont représentés par *Bos primigenius*, *Cervus elaphus*, *Dicerorhinus mercki*, *Equus* sp., *Capreolus capreolus*, *Castor fiber*, *Sus* sp. et *Ursus* sp. (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 2000d ; Bémilli, thèse en cours). Son extension est limitée au nord et à l'est par deux fronts de taille (coupes J et B, fig. 70). Au sud et à l'ouest de l'emprise de la fouille, le niveau disparaît progressivement. Le site ne correspond qu'à la portion conservée d'une occupation préhistorique plus vaste.

3.1.1 - Rappel des données

Le niveau d'occupation est contenu dans la partie sommitale de l'unité fluviatile [3c] de la coupe J1 (fig. 71). Elle est constituée de sables moyens à fins lités qui se rattachent latéralement à l'est à un banc de convexité. Celui-ci flanque le talus occidental du chenal B le long du transect J (fig. 66). Vers l'ouest, les sables [3c] s'étalent en s'abaissant doucement jusqu'à l'extrémité distale de la plaine alluviale où ils recouvrent, en discordance, le remblaiement sableux du chenal A. Leur gradient granulométrique s'affine en direction de la partie externe de la plaine alluviale. Le long du transect J, au droit du gisement de Soucy 1, le sommet de l'unité [3c] supporte l'horizon grisâtre [4]. L'ensemble

est apparu en légère élévation par rapport au banc de convexité à l'est et aux sables lités à l'ouest qui s'étendent sur la plaine (fig. 66).

Le niveau d'occupation est compris dans les sédiments constitutifs de cette ride alluviale. D'après les données de la fouille, le niveau altimétrique moyen des vestiges archéologiques présente une pente légèrement inclinée vers l'est en direction du chenal B (fig. 71) (Lhomme *et al.*, 1995a ; Lhomme *et al.*, 2000d). La présence de lits de graviers mêlés à des cailloutis alluviaux (taille comprise entre 1 et 5 cm) disposés de part et d'autre du niveau d'occupation montre que l'installation préhistorique est contemporaine du fonctionnement des écoulements qui alimentaient le chenal B.

Cependant, ceux-ci ne paraissent pas avoir perturbé l'organisation des vestiges paléolithiques. Les vestiges apparaissent globalement en position primaire en raison des nombreuses connexions anatomiques relevées (bas de patte, portions de carcasse), de la fraîcheur des restes lithiques (absence d'éroussé des tranchants et de patine) et de la présence de très petits éclats de silex (41 % des restes lithiques mesurent moins de 20 mm, Lhomme *et al.*, 1995a et 2000d). Pourtant de nombreux galets, au nombre de 148, ont été retrouvés en association avec le niveau d'occupation. Ils sont concentrés sur 12 m² au nord-est de la fouille (fig. 70) autour d'une défense d'éléphant antique (*Palaeoloxodon antiquus*) et leur taille dans leur plus grande longueur est comprise entre 5 et 25 cm. L'hypothèse d'une origine alluviale du dépôt a été écartée en raison de l'absence de particules de taille intermédiaire entre celle des galets et des sables fins lités qui les contiennent. Aussi, ces éléments grossiers sont parfaitement circonscrits dans l'espace ; il ne s'agit pas d'un dépôt de type « laisse de crue » où les éléments sont dispersés et s'affinent en direction de la partie externe de la plaine alluviale. Enfin, l'hypothèse d'une origine alluviale explique difficilement que ces galets soient constitués de roches gréseuse, granitique et calcaire dans des proportions qui varient selon les matériaux de 10 à 27 % alors que dans les dépôts grossiers strictement alluviaux de la nappe alluviale, ces roches constituent entre 0,5 et 5 % des cortèges pétrographiques (Lhomme *et al.*, 1995a et 2000d).

Les faunes malacologiques recueillies dans les sables lités [3c] du gisement de Soucy 1 (coupe J1, éch. Ma-2, Ma-3 et Ma-4, fig. 71) appartiennent à la malacozone Scy2 présentée ci-avant (tabl. 3.1 et 3.2). Les mollusques terrestres sont majoritaires et parmi eux, prédominent ceux qui vivent dans les milieux ouverts. Cependant, la part des taxons mésophiles et forestiers n'est pas négligeable. L'ensemble indique que le milieu était globalement ouvert mais incluait des zones forestières (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000) en accord avec l'analyse des restes osseux des grands mammifères retrouvés dans le niveau archéologique (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 2000d).

De tous les profils étudiés, la malacozone Scy2 de la coupe J1 se singularise par la bonne représentation des mollusques aquatiques de milieu courant (tabl. 3.1 et 3.2). Ces assemblages sont dominés par *Ancylus fluviatilis* qui est un taxon rhéophile exigeant une eau vive et oxygénée. Cet élément suggère que le secteur était régulièrement touché par des écoulements, qui en circulant dans le chenal B, ont contribué à la construction du banc de convexité.

3.1.2 - Une occupation sur une berge vive

Les données de l'observation stratigraphique et les analyses malacologiques s'accordent pour reconnaître que les sables fins de l'unité [3c] de la coupe J1 ont été déposés par des écoulements fluviaux. Cependant, la géométrie de l'unité sédimentaire qui décrit une ride alluviale légèrement sur élevée en bordure du chenal B, ainsi que la part importante des mollusques terrestres dans l'assemblage malacologique précisent que le secteur était situé plus ou moins en retrait du lit mineur tout en étant régulièrement atteint par les écoulements, probablement lors des périodes de hautes eaux.

Contenu dans la partie sommitale des sables fins lités [3c], le niveau préhistorique de Soucy 1 apparaît être une occupation installée sur cette berge vive. La cohérence des assemblages lithiques et osseux, la bonne représentation des *artefact* lithiques les plus menus montrent que les processus de recouvrement fluvial ont été suffisamment pondérés pour interdire le remaniement des vestiges après l'abandon du site. La moindre turbulence peut être expliquée par la position du niveau d'occupation dans la partie interne du banc de convexité où les recouvrements sédimentaires procèdent de dépôts issus plutôt d'une suspension (Bravard et Petit, 1997).

Toutefois, il ne peut être exclu totalement que l'occupation soit contemporaine de l'élaboration du sol grisâtre [4] développé aux dépens des sables fins lités [3c]. De même, la position des *artefact* par rapport à l'échantillonnage malacologique situe le niveau d'occupation au sommet de la malacozone Scy2 (fig. 71 ; tabl. 3.2). Il est possible que l'installation préhistorique soit contemporaine de la malacozone Scy3 suivante qui définit un milieu strictement terrestre (tabl. 3.2) associé à la formation du sol grisâtre [4] (cf. *supra*). De plus, la définition d'un milieu terrestre non touché par l'activité hydrodynamique s'accorde avec les conclusions de l'approche archéologique qui constatent que les vestiges sont globalement en position primaire (Lhomme *et al.*, 2000d).

L'édifice alluvial, au droit du gisement de Soucy 1, est recoupé par les premières formations de versant (fig. 71 et 66). Leur mise en place est responsable du démantèlement

d'une partie du niveau d'occupation ainsi que des dernières formations fluviatiles. Du fait de ce hiatus sédimentaire, il n'est pas possible, le long du profil J1, de restituer l'évolution du milieu, tant d'un point de vue malacologique que pédostratigraphique, au delà de l'unité sédimentaire [3c].

3.1.3 - Les remaniements et les processus d'altération ultérieurs

Sur le gisement de Soucy 1, l'unité [3c] a été de surcroît affectée ultérieurement par des processus d'altération pédologique et un léger remaniement cryogénique qui ont participé à la perturbation partielle du niveau archéologique.

Les formations fluviatiles [3c] de la coupe J1 (fig. 71) sont recoupées par une surface d'érosion jalonnée par des sables crayeux [7] mis en place lors d'une péjoration climatique. Ces formations détritiques, issues du démantèlement des versants, ont été retrouvés à l'état de lambeaux le long du profil J1. D'après l'examen sous microscope des matériaux alluviaux (lames A-1 et A-2, coupe A, annexe B), leur mise en place s'est de toute évidence accompagnée d'une dynamique gélive ainsi que le montre l'acquisition d'une structure lamellaire rencontrée dans l'unité [3c] et colonisée par des traits d'illuviation mis en place ultérieurement.

Ceux-ci témoignent de la mise en place d'un sol brun lessivé polycyclique [8] développé sous conditions tempérées, aux dépens des sables et graviers crayeux [7] après la décarbonatation quasi complète du dépôt (cf. *supra*). Sous microscope, deux phases d'illuviation ont été reconnues dans l'unité sablo-argileuse [8] de la coupe A (SLGP II et III, annexe B). Elles sont séparées, d'après l'observation des traits micro-texturaux, par une phase plus grossière limoneuse à sableuse, qui s'accompagne en profondeur de revêtements argileux orangé et poussiéreux. Dans les sables fluviatiles [3c], cet événement est associé à des traits de recarbonatation en position de revêtement (calcitanes). La progression du front de décarbonatation s'est organisée à la faveur de la porosité cryogénique et se matérialise par des poches qui perforent plus ou moins profondément les sables lités fluviatiles [3c]. Si d'une façon générale, le niveau archéologique est apparu sous le front de décarbonatation, localement il est traversé par ce front ou bien se situe à son contact (fig. 71). Au droit de ces poches et sur leur périphérie immédiate, les restes osseux de grande taille sont apparus plus corrodés par rapport à l'état de conservation moyen des vestiges fauniques tandis que les éléments de plus petites tailles (fragments osseux et esquilles) sont apparus déficitaires par rapport aux concentrations moyennes enregistrées par ailleurs.

Le complexe de sols brun lessivé (SLGP II et III, sous-unités [8c] et [8a]) est scellé par un cailloutis constitué de silex géli fractés [9] (fig. 71 et annexe B). Épais de 20 à 40 cm en moyenne, le cailloutis a été observé en continu le long des différents fronts de taille de la gravière (fig. 66 à 69). Sa mise en place a été réalisée par géli fluxion sous conditions périglaciaires (cf. annexe B) d'après l'observation d'une microstructure en ovoïde généralisée repérée au contact des cailloutis [9] et des sables argileux brun-rouge [8]. Plus en profondeur (coupe A, lames A-5 à A-1, annexe B), les observations micromorphologiques ont enregistré le passage progressif d'une microstructure en ovoïde à une microstructure lamellaire puis lamellaire discontinue dans les sédiments alluviaux [3c]. Ces traits microstructuraux générés par la glace de ségrégation, sont la manifestation de la cryoreptation du sol vers l'aval de la pente au cours d'une période prolongée d'alternance gel-dégel (van Vliet-Lanoë et Valadas, 1983 ; van Vliet-Lanoë, 1987 et 1988). Dans les sables [3c] qui contiennent le niveau d'occupation, la structuration lamellaire apparaît moins continue et développée le long des discontinuités texturales sans fractionnement ni remaniement des éléments structuraux. L'intensité du déplacement cryogénique apparaît nulle à faible. Toutefois, les sables et micrites constitutifs de l'assise alluviale [3c] sont localement perforés par des microfentes dans lesquelles s'entassent des ovoïdes et des papules. Ces figures, ponctuelles, sont à rapprocher des fentes, qui en plan dessinent un réseau de polygones de petite envergure (1,50 m de diamètre en moyenne) et disparaissent rapidement sous le niveau d'occupation préhistorique. Leur mise en place a pu être responsable du fractionnement d'une partie du matériel osseux, tel un costal de rhinocéros fracturé de part et d'autre de l'une des fentes (Lhomme *et al.*, 2000d).

Le banc de cailloutis géli fractés [9] est recouvert par un horizon sablo-limoneux brun-orangé (sol SLGP I, unité [10]) épais d'une vingtaine de centimètres (fig. 71). Il est recoupé par un second niveau de cailloutis géli fractés [11a] plus fin et discontinu que le précédent (fig. 71 ; coupe A, annexe B). D'après les observations en lame mince, cette colluvion sablo-limoneuse [10] supporte un sol de type brun lessivé à lessivé boréal développé sous des conditions tempérées atlantiques à continentales. En profondeur, dans l'horizon sablo-limoneux brun-rouge (unité [8] ; fig. 71 et annexe B, coupe A), les traits d'illuviation occupent la porosité cryogénique. Ils ont été rencontrés jusque dans l'unité sédimentaire alluviale inférieure [3c]. Ces processus d'illuviation ont contribué localement à l'approfondissement du front de décarbonatation, notamment le long des fentes de gel du réseau polygonal, participant dans une certaine mesure à l'altération du matériel osseux contenu dans le niveau d'occupation.

L'ensemble est recouvert par une formation plus limoneuse [12] (coupe A, annexe B). Les transferts de particules qui affectent la base de cette unité [12a] n'ont pas été reconnus dans les horizons qui sous-tendent le banc de cailloutis géli fractés [9] et ne

paraissent pas avoir participé aux processus d'altération qui ont perturbé le niveau d'occupation préhistorique de Soucy 1.

3.1.4 - Conclusions

L'occupation paléolithique de Soucy 1 s'est déroulée au cours d'un épisode climatique tempéré d'après les assemblages de mollusques et la grande faune mammalienne. Elle était installée dans une plaine alluviale et occupait plus précisément la partie interne du banc de convexité qui flanque la bordure occidentale du chenal B.

L'occupation apparaît contemporaine des écoulements qui empruntaient le chenal B, lesquels ont participé à la construction du banc de convexité (unité [3c]). Le milieu était alors ouvert tout en admettant des zones de boisements d'après les caractéristiques de la malacozone Scy2.

Les processus de mise en place et d'altération des formations de versant qui surmontent les sables fluviatiles [3c] ont contribué à la perturbation partielle du niveau préhistorique.

L'action du gel est sensible au cours de deux épisodes périglaciaires intervenus au moment du dépôt des sables crayeux [7] et du cailloutis gélifracté [9]. Ils ont été responsables du fractionnement d'une partie du matériel osseux mais n'ont pas contribué au remaniement intense du niveau d'occupation dans son ensemble. En effet, les assemblages lithiques et surtout osseux sont cohérents. Ces derniers bien que fragmentés, ont livré, entre autre, des portions entières de carcasses d'Aurochs et de Rhinocéros (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 2000d).

Les processus d'altération pédologique ont, quant à eux, participé à l'approfondissement du front de décarbonatation dans les sédiments fluviatiles [3c]. La progression du front d'altération a été facilitée par l'exploitation de la porosité cryogénique et a participé dans une certaine mesure à l'altération des restes osseux.

3.2 - Le gisement de Soucy 5

Le gisement de Soucy 5 (fig. 65) a été mis au jour au début de l'année 1996 à 3 m sous la surface topographique actuelle. Il a livré trois niveaux d'occupation paléolithiques distincts et superposés qui ont été fouillés au début du printemps 1996 (fig. 72) (Lhomme *et al.*, 1997 ; Lhomme *et al.*, 2000b). Ces niveaux d'occupation sont contenus dans des dépôts fluviatiles compris entre le cailloutis alluvial grossier de la base [0] et les sables

limoneux jaunes supérieurs [5] (fig. 69). Les observations stratigraphiques menées sur et autour du gisement de Soucy 5 ont permis de préciser la nature et la géométrie d'un certain nombre de dépôts fluviaux.

3.2.1 - Les données de l'observation stratigraphique

La succession stratigraphique sur le gisement de Soucy 5 a été appréciée à partir du relevé et de l'analyse de la coupe Sud qui borde le front méridional de l'emprise de la fouille et de la coupe Nord-Sud qui traverse le gisement sur son tiers occidental (fig. 73 à 76).

— La coupe Sud du gisement de Soucy 5 s'étend sur 25 m environ. Elle n'a pu être observée dans son intégralité⁵⁹. Le profil a été relevé selon trois segments :

- Berme Ouest. Longueur 4 m, carrés C2, D2, E2, F2/3 et G3 (fig. 73).
- Berme Médiane. Longueur 3 m, carrés K4, L4/5 et M5 (fig. 74).
- Berme Est. Longueur 3,60 m, carrés U8, V8, W9 et X9 (fig. 75).

— La coupe Nord-Sud du gisement de Soucy 5 s'étend sur 7 m environ (fig. 76). Elle est perpendiculaire à la précédente et disposée sur le tiers ouest de l'emprise (carrés G6 à G12).

Les coupes du gisement de Soucy 5 sont situées à 20-25 m au nord des profils M1 et M2 (fig. 64 et 77 et annexe B). Les raccords lithologiques ont par conséquent été possibles. Ceux-ci sont mentionnés au fur et à mesure des descriptions stratigraphiques (fig. 77). L'ensemble des profils relevés sur le gisement de Soucy 5 distingue quatre unités sédimentaires.

On observe dans le détail et de la base vers le sommet (fig. 69 ; 73 à 76) :

– [2] : Des sables et graviers lités [2] au pendage sub-horizontale recouvrent le cailloutis grossier inférieur [0] sur une épaisseur de l'ordre du mètre en moyenne. Les sables et graviers sont interstratifiés par des lits sableux à granoclassement positif, développés sur quelques centimètres d'épaisseur. Positionnés au sommet de l'unité [2], ils sont séparés les uns des autres par des lits peu épais (3 cm au plus) constitués de sables fins homogènes et cohérents, de couleur bleutée (fig. 73 à 75). L'un de ces lits comprend le niveau d'occupation « II » de Soucy 5. L'ensemble est recouvert par un gravier lité, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur le long des bermes médiane et occidentale (fig. 73 et 74). En plan et le long du

⁵⁹ En raison de l'avance prise par la fouille par rapport au début de l'intervention stratigraphique.

transect M (fig. 69 et 78a), ces matériaux remblaient des incisions larges (20 à 40 m et plus), peu profondes (1 m) qui matérialisent un système d'écoulement à chenaux multiples (lit fluvial).

Le long des bermes Ouest, Est et le long de la coupe Nord-Sud, les sables et graviers [2] sont recoupés par des entailles qui ceignent le gisement au nord, à l'est et à l'ouest (fig. 73 à 76).

– [3] : Ces entailles sont remblayées par des sables et graviers lités [3a] (berme Est et Ouest, fig. 73 et 75), recouverts par des sables lités devenant bleutés [3b] et fins au sommet du remblaiement [3c]. Les litages sont soulignés par des lits de sables plus fins, ou des graviers. Les pendages concaves des lits sableux ou de graviers [3a] et [3b] situés à la base des incisions, tendent vers l'horizontale au sommet des sables fins lités [3c]. En plan (fig. 78b), ces entailles étroites (moins d'une dizaine de mètres en moyenne) s'organisent selon un lacs de petits chenaux alternativement confluants et diffluants.

Le matériau sableux [3b] le long de la berme Ouest emplit des mottes pédogénéisées de couleur brune (fig. 73). Elles évoquent des lambeaux de sol effondrés dans le chenal par sapement de la berge puis traînés sur une faible distance par les courants avant d'être ensevelies dans les sables fluviaux. Ces structures sont associées à des figures de glissement qui s'enracinent le long du talus de la butte de graviers lités [2] ainsi que des *artefact* lithiques et des petits blocs de grès remaniés (taille décimétrique). Ces pièces ne sont pas en relation stratigraphique avec le « niveau II » et proviennent soit de son démantèlement, soit du démantèlement d'un autre niveau d'occupation non repéré et situé plus à l'amont. Les observations montrent ainsi que la mise en place des sables à la base des incisions qui ceignent la butte s'est accompagnée de l'érosion peu ou prou des berges immédiates.

– [4] : Le sommet des sables lités [3c], le long de la coupe Sud et des coupes M1 et M2, est souligné par des teintes ténues grisâtres [4] qui masquent plus ou moins la structure litée encore sensible, repérée notamment par des lits de sables plus grossiers (fig. 73, 75 et 77). Cet horizon grisâtre [4] est prolongé, à la base, par des traits de recarbonatation secondaire qui se présentent sous la forme de pseudomycélium ou de concrétions carbonatées souvent volumineuses (taille pluricentimétrique) le long des profils M1 et M2 (fig. 77). Sur le gisement de Soucy 5, l'occupation préhistorique du « niveau I » est positionnée à la base de cet horizon [4] (fig. 73).

– [5] : Il est surmonté par une épaisse unité sablo-limoneuse jaune homogène [5]. Le contact entre cette unité et l'horizon grisâtre [4] sous-jacent est franc souligné parfois par un lit discontinu de petits cailloutis le long des coupes M1/M2. Le niveau d'occupation « 0 » de Soucy 5 est contenu à la base de cette unité (fig. 73).

3.2.2 - Synthèse de l'évolution morphostratigraphique et malacologique

Du fait de la complexité de l'arrangement latéral et longitudinal des différents corps sédimentaires les uns par rapport aux autres, l'évolution morphostratigraphique présentée à partir de l'enregistrement des données de terrain en plan et en coupe intègre

simultanément les résultats de l'analyse malacologique construite à partir des échantillons prélevés le long des profils M1/M2 (fig. 76) et de la coupe Sud du gisement de Soucy 5 (fig. 73 à 75).

• ***Les sables et graviers [2] de la base des profils***

L'unité fluviatile inférieure est représentée par des sables et graviers lités [2] qui incisent le sommet de la nappe de galets inférieure le long du transect M (fig. 69). L'épaisseur de cette première unité est de l'ordre du mètre. Sur les profils M1/M2 et la coupe Sud de Soucy 5, les litages sont d'une façon générale sub-horizontaux (fig. 73 à 75 et 77). L'observation des sables et graviers à litage sub-horizontale dans un rayon de 100 m autour du gisement de Soucy 5, montre que ces matériaux appartiennent à un vaste épandage, disséqué ultérieurement par des incisions moins profondes et plus étroites (fig. 78a).

Les sables et graviers [2] appartiennent à des dépôts fluviatiles mis en place dans un système d'écoulement relativement dynamique, compte tenu de la grossièreté des sédiments. L'absence de trait pédologique, notamment de carbonates secondaires, tend à montrer que le secteur n'était pas stabilisé par la mise en place d'une végétation. L'extension latérale des sables et graviers, leur grossièreté, leur qualité particulière, leur organisation générale sub-horizontale, caractérisent un système de bancs graveleux longitudinaux (Miall, 1985) appartenant à un lit fluvial large (de l'ordre de la centaine de mètres au moins) et peu profond (1 m).

L'analyse de la malacofaune contenue dans ces sédiments (malacozone Scy1, coupe Sud-Soucy 5, échantillon Ma-1, fig. 77 ; tabl. 3.1 et 3.2) montre le mélange de populations terrestres et aquatiques et la corrosion des coquilles. Ces caractéristiques, qui désignent le remaniement des faunes, précisent que la mise en place de ces dépôts s'est accompagnée du démantèlement des berges (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000).

L'occupation préhistorique du « niveau II » de Soucy 5 a été repérée dans ou sur le sommet d'un petit lit de sables fins bleutés interstratifié dans les graviers sableux [2] (fig. 73 et 74). D'une superficie de 80 m² environ, il regroupe plus de 1 800 restes lithiques et fauniques qui s'étendent sur une surface plane (fig. 72a) (Lhomme *et al.*, 1997, Lhomme *et al.*, 2000b). Les restes fauniques sont représentés par des ossements de Cervidé (*Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*), d'Équidé (*Equus* sp.), et de Rhinocéros (*Dicerorhinus mercki*) (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 1997 ; *in* Lhomme *et al.*, 2000b ; Bémilli, thèse en cours).

Le matériau sableux bleuté est apparu cohérent par rapport aux sables et graviers qui l'encadrent (débitage en plaquette polyédrique). Sa cohésion a été, de toute évidence,

garante de la préservation du « niveau II », lors de la mise en place des sables et graviers supérieurs. En effet, les amas de façonnage étudiés ne sont pas apparus démantelés (Lhomme *et al.*, 2000b).

Manifestement, le « niveau II » de Soucy 5 apparaît être une occupation installée dans le lit d'un chenal secondaire momentanément asséché, qui s'intègre dans un lit fluvial plus large.

Chacune des coupes relevées sur le gisement de Soucy 5 (fig. 73 à 76) montre que les sables et graviers [2] sont recoupés aux extrémités orientale, occidentale et septentrionale de l'emprise de la fouille par des incisions remblayées par des graviers puis des sables [3]. L'édifice alluvial à sables et graviers [2] a été démantelé lors de la mise en place d'incisions périphériques. L'extension du « niveau II » (75 à 80 m²) reconnue lors de la fouille, est fixée par cette limite d'érosion (fig. 72a).

• *Le comblement sableux [3] des ré-entailles fluviales*

La phase d'incision est responsable de la mise en relief des graviers lités inférieurs [2]. Elle a détourné les graviers de l'unité [2] selon une succession de buttes allongées longitudinalement qui ont été repérées sur l'ensemble du secteur autour du gisement de Soucy 5 (fig. 78b et 69). Ces incisions s'organisent selon un réseau de petits chenaux organisés en lacis alternativement confluaux et diffluaux, remblayés par des sables [3].

Les malacofaunes analysées à la base du remplissage sableux [3a] le long des coupes M1 et M2 (biozone Scy1, éch. Ma-1 et Ma-2, fig. 77 et tabl. 3.1 et 3.2) montrent le même type d'association qui a été reconnu dans la partie sommitale des sables et graviers [2] de la coupe sud (biozone Scy1, éch. Ma-2, fig. 77 et tabl. 3.1 et 3.2) (Limondin-Lozouet, *in* Chaussé *et al.*, 2000). Le milieu apparaît toujours instable du fait du remaniement des faunes terrestres avec les faunes aquatiques. Cependant, comparée aux assemblages recueillis dans les graviers sableux [2] de la coupe sud de Soucy 5 (fig. 77 et tabl. 3.1 et 3.2), la part relative des effectifs terrestres par rapport aux effectifs aquatiques tend à diminuer. Ceci pourrait traduire une retouche moins agressive des berges au moment du dépôt des premiers sables [3a].

Les sables lités [3b] et fins lités [3c] ont livré un assemblage malacologique qui se rattache à la biozone Scy2 caractérisée par des associations spécifiques d'un milieu terrestre et ouvert associées à des espèces liées au domaine forestier (cf. *supra*) (coupe M2, éch. Ma-3 et Ma-4 ; coupe M1, éch. Ma-3 à Ma-6, fig. 77 ; tabl. 3.1 et 3.2) (Limondin-Lozouet, *in* Chaussé *et al.*, 2000). Dans les sables lités [3b] de la coupe M1 (fig. 77), la

persistance dans les assemblages de taxons de milieu aquatique mais stagnant souligne que l'assèchement des petits chenaux a été graduel. Dans les dépôts sédimentaires, le passage des sables [3a] aux sables fins lités supérieurs [3c] est également progressif et n'est marqué par aucune discordance stratigraphique.

L'occupation préhistorique du « niveau I » de Soucy 5 a été repérée au sommet des sables lités [3b] ou à la base des sables fins lités [3c] (fig. 73 et 74). Le niveau d'occupation est constitué de près de 4 500 restes lithiques et fauniques confondus répartis sur environ 150 m² (fig. 72b) (Lhomme *et al.*, 1997, Lhomme *et al.*, 2000b). Les artefacts fauniques sont représentés par des restes de Cervidé (*Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *Megaloceros* sp.), d'Équidé (*Equus* sp.), de Boviné (*Bos/Bison*), de Suidé (*Sus* sp.), du Rhinocéros (*Dicerorhinus mercki*), d'Ursidé (*Ursus arctos*) et de Castoridé (*Castor fiber*) (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 1997 et *in* Lhomme *et al.*, 2000b ; Bémilli, thèse en cours).

D'après l'analyse des restes malacologiques (malacozone Scy2), le niveau d'occupation s'intègre, dans un milieu terrestre globalement ouvert qui comprend des zones de boisement. La destruction des raccords stratigraphiques latéraux avant l'intervention archéologique à l'ouest et à l'est de l'emprise de la fouille, a interdit d'établir si l'occupation était directement riveraine d'écoulements qui auraient perduré dans les incisions fluviales appartenant au système d'écoulement en lacis. Un élément peut cependant être avancé en faveur de cette hypothèse. La limite de répartition des vestiges paléolithiques du « niveau I » au nord de la fouille est abrupte (fig. 72b), jalonnée par un cailloutis alluvial épars, organisé plus ou moins en ruban (V. Lhomme *in oralis*, 2001). À cela s'ajoute le fait que cette limite de répartition des vestiges est sensiblement identique à celle qui souligne au nord l'extension du « niveau II » plus ancien (fig. 72a). À partir de ces éléments, il est possible de considérer que les écoulements qui ont érodé au nord le niveau d'occupation « II » aient perduré au moment mais également au delà de l'installation des Hommes sur le « niveau I ».

• *Le sol grisâtre [4]*

Les teintes grisâtres observées au sommet des sables fins lités [3c] évoquent l'élaboration d'un petit sol légèrement brunifié [4], auquel s'associent en profondeur des traits de recarbonatation (nodules, pseudomycelium). Sa mise en place traduit l'arrêt des processus d'alluvionnement, permettant ainsi la re-précipitation des carbonates après leur mise en solution partielle. L'installation d'une végétation est par ailleurs perceptible grâce à la fossilisation par les carbonates du réseau de prospection racinaire qui se présente sous la forme de manchons de calcite.

L'interprétation est vérifiée par l'étude de l'assemblage malacologique qui montre la prédominance des taxons terrestres contenus dans l'horizon grisâtre [4] observé le long des coupes M1 et M2 (malacozone Scy3, Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000, fig. 77 et tabl. 3.1 et 3.2). L'association reconnue s'individualise de la malacozone Scy2 précédente, par la régression des groupes forestiers, le maintien des espèces semi-forestières et l'extension des mollusques de terrain découvert. À l'élaboration de ce sol, correspond ainsi le retrait de la couverture arborée ou à son éclaircissement.

• ***Les sables limoneux jaunes [5]***

Les sables limoneux jaunes [5] sont apparus très homogènes d'un point de vue textural. Cette unité contient une seule et unique malacozone (malacozone Scy4, coupe M2, fig. 77 et tabl. 3.1 et 3.2) qui est constituée d'espèces terrestres. Les assemblages sont dominés par des taxons vivant dans un milieu ouvert. Ceux-ci progressent de façon continue au fur et à mesure de l'aggradation sédimentaire, aux dépens des taxons mésophiles et hygrophiles (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000).

Le « niveau 0 » de Soucy 5 est compris à la base des sables limoneux jaunes [5], à une trentaine de centimètres au dessus du contact horizon grisâtre [4]/sables limoneux jaunes [5] (fig. 73 et 77). Il s'étend sur 170 m² et ne regroupe que 176 restes lithiques et fauniques très dispersés (fig. 72c) (Lhomme *et al.*, 1997 ; Lhomme *et al.*, 2000b). L'assemblage des restes fauniques se compose d'ossements de Cervidé (*Cervus elaphus*), d'Équidé (*Equus* sp.) et de Boviné (*Bos/Bison*) (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 1997 ; *in* Lhomme *et al.*, 2000b ; Bémilli, thèse en cours).

3.2.3 - Conclusions

À l'issue de cette synthèse morphostratigraphique menée sur le secteur de Soucy 5, il apparaît que les trois niveaux d'occupation du gisement de Soucy 5 s'intègrent chacun dans des contextes morfo-sédimentaires distincts :

– les Hommes préhistoriques qui ont occupé le « niveau II » se sont installés dans l'un des chenaux appartenant à un lit fluvial large et peu profond. Le milieu était alors instable d'après le mélange des faunes malacologiques et leur corrosion (zone Scy1). Cependant, la découverte d'amas de débitage non démantelés (Lhomme *et al.*, 2000b) montre que l'installation s'est produite à un moment où le chenal était asséché peut-être lors d'une période d'étiage.

– Au lit fluvial à chenaux multiples succèdent des écoulements concentrés dans un lacis de chenaux plus étroits. Ils ont disséqué les comblements grossiers [2] du lit fluvial puis ont été remblayés par des sables [3a]. Les berges n'apparaissent pas alors stabilisées d'après le remaniement dans les premiers comblements sableux de mottes pédogénésées et le mélange des faunes de mollusques terrestres et aquatiques (zone Scy1).

La mise en place des derniers sables [3b/c] qui parachèvent le remblaiement des chenaux correspond à l'émergence progressive d'un environnement terrestre d'après l'assemblage des faunes malacologiques (zone Scy2). Le milieu apparaît globalement ouvert mais admet des zones boisées, tandis que des plans d'eau stagnante subsistent probablement dans des dépressions résiduelles installées dans les lits d'anciens chenaux. Les Hommes préhistoriques du « niveau I » se sont installés sur un secteur non touché par les écoulements ainsi que le montre la cohérence des assemblages lithiques et fauniques (Lhomme *et al.*, 2000b). Il est possible cependant que l'occupation ait été bordée par des écoulements plus ou moins actifs ou de plans d'eau qui auraient perduré dans l'un ou l'autre des petits chenaux organisés en lacis. La destruction des raccords stratigraphiques latéraux avant l'intervention archéologique a interdit de vérifier la pertinence de ce schéma. Toutefois, le caractère abrupt de la limite nord de répartition des vestiges paléolithiques du « niveau I » suggère que des flux se sont maintenus dans un bras et ont été suffisamment vigoureux pour éroder le niveau archéologique après son abandon.

– L'assèchement du milieu est manifeste au cours de la période suivante où un sol grisâtre [4] s'élabore sur le sommet des sables fins lités [3c]. Les faunes malacologiques (zone Scy3) comprises dans cet horizon ne contiennent effectivement que quelques taxons aquatiques.

– La mise en place des sables limoneux jaunes [5] qui scellent le sol grisâtre [4] est réalisée dans un contexte spécifiquement terrestre situé à l'écart des écoulements fluviaux d'après les assemblages de mollusques (zone Scy4). Le « niveau 0 » de Soucy 5, compris à la base de ces dépôts, est contemporain du début de leur mise en place.

3.3 - Le gisement de Soucy 3

Dans la gravière des « Grandes-Pièces », l'emprise du gisement de Soucy 3 est placée dans le même prolongement des emprises des gisements de Soucy 5 et de Soucy 1 (fig. 65). Le site a été repéré en 1995 à 2,5 m environ sous la surface topographique actuelle (Lhomme *et al.*, 1995c) et a livré deux niveaux d'occupation distincts. Leur fouille s'est organisée de la fin du printemps à la fin de l'automne 1996 (Lhomme *et al.*, 1996b).

Le niveau d'occupation le plus ancien et aussi le plus riche, dit « niveau P », s'étend sur une surface de plus de 500 m² et a livré environ 15 000 restes lithiques et fauniques (fig. 79). Ces derniers représentent 59,6 % des vestiges (Lhomme *et al.*, 1996b). L'assemblage de restes osseux regroupe des restes de Cervidé (*Capreolus capreolus*, *Cervus elaphus*, *Megaloceros* sp.), d'Équidé (*Equus* sp.), de Rhinocéros (*Dicerorhinus* sp.), de Canidé (*Canis* sp.), de Bovidés (Bos/Bison) et de proboscidien (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 1996b ; Bémilli, thèse en cours).

Le « niveau P » est compris dans un sable à petits cailloutis alluviaux (taille centimétrique) devenant plus sableux à l'est. Ces sables sont scellés par des sables plus limoneux qui contiennent le second niveau d'occupation, dit « niveau S ». Celui-ci a livré environ 200 restes lithiques et fauniques confondus, répartis de façon éparsée sur une surface d'environ 115 m².

3.3.1 - Spécificité de la méthode d'approche

L'approche qui a été menée sur le gisement de Soucy 3 est particulière à plus d'un titre :

- Les observations stratigraphiques menées sur le gisement de Soucy 3 ont été réalisées à partir d'un profil établi le long de la bande E qui traverse la moitié nord de la fouille (fig. 79). Les relevés ont été menés à partir d'un enregistrement précis réalisé à mesure de l'avancement de la fouille de la bande E, ce afin de suivre les plus légères variations latérales du matériau sédimentaire. Ces précautions d'enregistrement ont été prises en raison de l'homogénéité apparente du sédiment.

- Les données de la stratigraphie établie sur le terrain ont été détaillées, dans un second temps, par une lecture pédo-stratigraphique sous microscope à partir de blocs sédimentaires prélevés en colonne le long de la bande E, au niveau des carrés de fouille E 14 (2 lames minces), E 23 (5 lames minces), E 28 (2 lames minces), E 35 (5 lames minces) et E 48 (6 lames minces) (fig. 79).

- L'ensemble des observations a été augmenté d'une information sur la malacofaune contenue dans les sédiments du gisement et prélevée également en colonne selon une maille de 10 cm le long des carrés E 14 (7 prélèvements), E 28 (10 prélèvements) et E 48 (12 prélèvements). L'analyse des assemblages a été menée par N. Limondin-Lozouet (1999) (fig. 79 ; tabl. 5.1 et 5.2).

– Enfin, des observations plus détaillées ont pu être réalisées à l'ouest du gisement de Soucy 3, le long du transect K (coupe K1, fig. 65, 67 et 81) avant sa destruction. Elles complètent avantageusement les informations recueillies sur le site même.

Cette approche fine et plus extensive a permis de reconstituer la paléotopographie de détail du site qui a accueilli les Hommes préhistoriques du « niveau P » de Soucy 3 et d'apprécier les variations écologiques du milieu immédiat tant latéralement que verticalement.

3.3.2 - Les observations stratigraphiques le long de la bande E

Avertissement : D'après les données morphostratigraphiques recueillies sur le gisement de Soucy 3, les unités sédimentaires qui contiennent les deux niveaux d'occupation mis au jour appartiennent à des faciès latéraux développés en marge de l'unité sableuse [3]. Par mesure de lisibilité, nous avons opté pour une identification alphabétique de [M] à [Z] de ces sous-unités.

Les observations stratigraphiques relevées le long de la bande E (fig. 80) ont permis de mettre en évidence une morphologie de berge doucement inclinée vers l'est (carrés E 14 à E 39) qui se raccorde à une entaille orientale d'origine fluviale (carrés E 43 à 48) par l'intermédiaire d'un replat puis d'une banquette (carrés E 39 à E 43). De bas en haut, on observe :

- Le gravier lité [2] d'un banc longitudinal

Le gisement de Soucy 3 est sous-tendu par le cailloutis alluvial grossier appartenant à la nappe de galets de base [0]. Le toit du cailloutis grossier dessine une légère éminence qui borde à l'est le chenal A, le long du transect K (fig. 67).

La butte caillouteuse est nappée par un gravier [2] quelque peu sableux (diamètre moyen des éléments compris entre 1 et 2 cm), sec, non cohérent et lité (litage horizontal). Sur le gisement de Soucy 3 et au droit du carré E 48, le gravier est apparu développé sur une épaisseur de 100 à 120 cm environ (fig. 80).

- Le gravier sableux

Entre les carrés E 14 et E 43 (fig. 80), les graviers lités [2] sont surmontés par des graviers plus sableux [M] doucement inclinée vers l'est. Epais d'une vingtaine de centimètres au plus, le matériau s'apparente au gravier lité sous-jacent du point de vue de la granulométrie des éléments grossiers. Il s'en distingue cependant, par la cohérence du matériau, l'absence de litage et une charge en fine plus importante.

Le gravier sableux [M] est limité à l'est par une dépression qui s'étend entre les carrés E 44 à E 48. Le flanc de cette dépression est remblayée par un mélange sableux et

caillouteux sec non structuré [N]. Cette entaille, profonde d'environ 80 cm, n'a été observée que sur une largeur de 5 m en raison de la limite de l'emprise de la fouille.

Les sables et cailloutis secs [N] qui flanquent la dépression sont, d'un point de vue textural, apparentés aux graviers lités [2]. Cependant, l'absence de structuration ainsi que leur disposition contre le flanc ouest de l'entaille, indiquent que la mise en place du cailloutis sableux [N] provient de l'écroulement de la frange orientale du gravier lité [2] et du gravier sableux [M] qui le recouvre.

- Colluvion caillouteuse et sables alluviaux [O], [P], [Q], [R]

Le sommet du gravier sableux [M], depuis le carré E 14 jusqu'au carré E 29 (fig. 80), est souligné par un lit plus ou moins continu, constitué de galets de silex [O] pour l'essentiel. Ce lit observe une pente générale qui s'incline vers l'est.

Dans le détail, la pente du cailloutis est segmentée. Elle apparaît subhorizontale, à l'ouest, sur le faite de la butte entre les carrés E 14 et E 17. Là, la densité du cailloutis alluvial grossier est importante mais sa distribution est lâche. Localement, des éléments sont jointifs associant des galets de toutes tailles (5 à 10 cm pour les plus importants) jusqu'aux graviers. L'hétérométrie granulométrique des éléments constitutifs, le caractère jointif localement préservé du cailloutis, caractérisent un dépôt d'origine alluviale de type laisse de crue en position primaire.

Entre les carrés E 18 et E 28, la densité des cailloutis [O] ainsi que leur taille diminuent progressivement le long d'une pente de l'ordre de 5 % (déclivité de 5 cm par m). Au niveau de la concavité basale (E 27), les éléments les plus grossiers dépassent rarement le centimètre dans leur plus grande longueur. L'enregistrement d'un gradient granulométrique et d'un gradient de densité décroissants vers l'aval de la pente montre que la mise en place de ce cailloutis procède de processus de colluvionnement. Le cailloutis provient du démantèlement partiel du banc de galets et graviers qui couronne le sommet de la butte.

Entre les carrés E 29 et E 37, des sables et graviers mêlés à des fragments de roches calcaires non roulés [P] (tailles centimétriques) reposent sur un replat plus ou moins plan, façonné sur le sommet du gravier sableux [M]. Épaisse d'une vingtaine de centimètres, cette couche s'étend latéralement sur 8 m environ et est apparue non structurée. Elle est scellée par un banc de galets [Q] (tailles comprises en 2 et 10 cm) dont les éléments sont jointés par des graviers et des sables (carrés E 31 à E 35). Sa mise en place est d'origine fluviatile.

Le sable à graviers et fragments calcaires [P] et le banc de galets [Q] sont flanqués à l'est par des sables lités [R], développés sur 12 à 15 cm d'épaisseur. Ils s'étendent latéralement sur une largeur de 4 à 5 m, entre les carrés E 34 et E 40. Constituée d'un sable moyen lité à sous-structure particulière, cette unité comprend quelques fragments calcaires. La texture uniquement sableuse de ce lit ainsi que sa structure litée indiquent que le sédiment est issu d'un dépôt fluviatile. Lors de sa mise en place, il a remanié les sables à fragments calcaires [P] déposés antérieurement.

- Pédogenèse et occupation préhistorique [S]

L'ensemble est recouvert par des sables limoneux plus ou moins graveleux [S] (fig. 80) qui s'étendent latéralement sur environ 25 m, entre les carrés E 14 et E 38. Épaisse de 25 à 30 cm en moyenne, cette unité scelle le niveau à cailloutis colluvionnés [O] sur la paléopente ainsi que le banc de cailloutis alluvial grossier [Q] installé sur le replat médian.

Cette unité se singularise par son hétérogénéité texturale et sa relative cohérence. Les éléments les plus grossiers, graviers et petits cailloutis (taille centimétrique à pluricentimétrique), sont plutôt concentrés dans la partie inférieure de l'assise et leur densité diminue progressivement vers le sommet de la couche. Si d'une manière générale, leur

distribution est apparue aléatoire, localement, ils s'organisent selon des lits plus ou moins continus, parallèles à la paléotopographie repérée.

Cette unité présente, en outre, la plus forte concentration en traits de recarbonatation observés sur les profils du gisement de Soucy 3. Ils sont représentés par des concrétions de taille plurimillimétrique dispersées dans le sédiment, des encroûtements plus ou moins épais, qui enduisent généralement la face supérieure des cailloutis et des concentrations pulvérulentes blanchâtres filiformes, de taille millimétrique à pluricentimétrique, parfois branchues et souvent groupées en réseau. Ces figures de recarbonatation et la structure agrégée traduisent une pédogenèse.

Le sable limoneux à graviers [S] contient le niveau préhistorique « P ». D'une manière générale, les pièces archéologiques sont dispersées sur l'ensemble de l'épaisseur de la couche, soit sur 25 à 30 cm. La moyenne altimétrique des *artefact* lithiques et des restes fauniques place le niveau d'occupation dans la partie médiane de l'unité (fig. 80).

- Des sables et cailloutis [U] sur une banquette bordé à l'est par une dépression comblée par des sables [V]

Le sable limoneux plus ou moins graveleux [S] s'interrompt relativement brusquement à l'est, au delà du carré E 38, recoupé par une petite entaille d'une quinzaine de centimètres de profondeur (fig. 80). Le plancher de cette entaille, qui s'étend latéralement sur 5 m environ, dessine une banquette doucement inclinée vers l'est.

La banquette est armée, à la base, par un cailloutis alluvial grossier [T] dont les tailles, dans leur plus grande longueur, varient du centimètre au décimètre. En plan et localement, le cailloutis s'organise en nappes circonscrites, chacune d'une superficie de l'ordre du mètre carré au maximum. Les éléments sont alors jointifs et associés à un cailloutis plus menu, mêlé à quelques graviers fluviatiles. Entre ces nappes de cailloutis, la répartition des éléments et particules les plus grossiers s'organise selon une disposition en ruban lâche, globalement orientée nord-sud. Cette disposition alignée évoque une redistribution de proche en proche par une lame d'eau courante.

L'ensemble est scellé, sur une dizaine de centimètres d'épaisseur, par des sables moyens à grossiers lités et oxydés [U]. Sur la banquette sableuse, les vestiges préhistoriques les plus enfouis sont apparus disposés sur le sommet des nappes de cailloutis grossiers repérées [T]. Les pièces archéologiques les plus hautes ont été retrouvées dans les sables [U] qui recouvrent, sur une dizaine de centimètres d'épaisseur, les galets inférieurs. Les vestiges paléolithiques observent alors une répartition en ruban, qui se confond avec celle qui localement structure la distribution des galets [T]. L'état de surface de l'ensemble des *artefact* est apparu corrodé. Les éclats de silex présentent un lustré et les fragments osseux, une patine oxydée (Lhomme *et al.*, 1996b), contrairement aux restes retrouvés plus en hauteur sur la butte.

La banquette sableuse est recoupée à l'est, au niveau du carré E 43, par une dépression comblée par des sables et graviers devenant plus sableux à limoneux en sommet d'assise [V]. Cette unité sédimentaire remanie quelques *artefact* lithiques et osseux et est interstratifiée par des lits de galets, de graviers et de sables. L'ensemble présente une teinte bleutée.

- Les derniers dépôts sablo-limoneux [X], [Y], [Z]

L'unité [S] est recouverte par un lit constitué de galets, cailloutis et graviers alluviaux localement imbriqués [W] et associés à des amas de malacofaunes (fig. 80). Ce lit,

repéré latéralement entre les carrés E 23 à E 33, s'étale sur une dizaine de mètres de largeur et observe une disposition plan.

Sur la butte, il est scellé par une formation sablo-limoneuse [X] graviers épars. Cette unité, relativement homogène, a été reconnue sur une largeur de 23 m environ, entre les carrés E 15 et E 37. Elle présente quelques traits de recarbonatation (concrétions carbonatées et pseudomycelium) qui sont apparus nettement moins nombreux par rapport à ceux observés dans l'horizon inférieur [S].

Cette couche comprend le niveau paléolithique le plus récent découvert sur le gisement de Soucy 3. Peu étendu (une centaine de mètres carré), le « niveau S » ne regroupe que 200 pièces (Lhomme *et al.*, 1996b).

Latéralement, au niveau du carré E 37, les sables limoneux [X] passent à des sables plus ou moins oxydés [Y] devenant plus limoneux au sommet [Z]. Ils parachèvent le comblement de la dépression reconnue au droit du carré E 48. Le remblaiement est interstratifié par des lits de sables et de graviers qui traduisent la persistance des courants hydriques. Quelques traits de recarbonatation ont été observés dans le remplissage.

3.3.3 - Les données de l'analyse micromorphologique

Des lames minces ont été montées à partir de quatre colonnes de prélèvements sédimentaires dispersées le long de la bande E (fig. 80). Leur examen permet d'individualiser trois unités pédostratigraphiques. Ces trois unités ont été identifiées dans (de haut en bas et d'ouest en est) :

- les sables limoneux supérieurs (unité [X]) qui couronnent la butte à l'ouest,
- les sables limoneux plus ou moins graveleux (unité [S]) et les graviers sableux [M] qui les sous-tendent,
- les sables et limons sableux qui comblent la dépression à l'est (unités [V], [Y] et [Z]).

• *Les sables limoneux supérieurs (unité [X])*

Les lames E 23-1 & 2, E 28-2 et E 35-1 & 2 ont été extraites des sables limoneux [X] qui recouvrent l'unité [S] (fig. 80).

Le squelette est constitué de grains sableux à limoneux dominés par des quartz et quelques feldspath, mêlés à des sparites et microsparites pour la fraction limoneuse. La charge sableuse tend à augmenter progressivement en profondeur. On note la présence discrète d'un petit gravier crayeux, associé à quelques papules et pédoreliques, des nodules d'oxyde roulés, ainsi que de nombreux débris coquilliers. Des esquilles osseuses ont été repérées dans les lames E 28-2 et E 23-1. Du fait de leur position dans la stratigraphie, elles paraissent associées au niveau d'occupation « S ». L'ensemble est emballé dans un plasma constitué de particules micritiques de couleur jaune. À la base de l'unité, dans les

lames E 23-2, E 28-2 et E 35-2, le plasma revêt un aspect plus confus sous lumière polarisée analysée. Les particules micritiques sont de moins en moins discernables, conférant au fond matriciel une apparence plus ou moins « brouillée ». Seules peuvent être isolées les particules carbonatées les plus grossières, microsparitiques à sparitiques. Les teintes du plasma apparaissent alors plus soutenues. La distribution est globalement porphyrique.

L'ensemble est perforé par des pores d'un diamètre moyen compris entre 200 et 400 μm , à partir desquels s'organise un réseau en étoile de fissures fines (diamètre de 5 à 20 μm) non connectées entre elles. Ces vides sont associés à quelques chenaux courts et étroits (100 à 200 μm). La structure est globalement massive mais une agrégation s'amorce à la base de l'unité sédimentaire, tandis que la porosité et les chenaux sont mieux exprimés et connectés.

Un certain nombre de traits a été individualisé :

– Les premiers relatent la circulation de l'eau dans le profil. Ainsi, des taches d'oxydation sont disséminées dans le matériau sédimentaire. Elles sont apparues plus nombreuses à l'est et à la base de l'unité [X], au plus près de la dépression comblée par les sables des unités [V], [Y] et [Z]. D'autres, moins nombreux, sont représentés par des quartz auréolés d'une couronne de microsparites. Dans les milieux continentaux, ces traits apparaissent dans des sédiments calcaires soumis aux oscillations d'une nappe d'eau (Freytet et Plaziat, 1982).

– Les seconds sont induits par l'activité biologique. Peu fréquents au sommet de l'unité, ils sont apparus plus nombreux en profondeur. Aussi des imprégnations micritiques ont été repérées dans les pores qui perforent le sédiment. Elles sont produites par l'activité métabolique des champignons (Verrecchia, 1990). Les pseudomorphoses racinaires sont présentes. Elles correspondent à la calcitisation des utricules des tissus racinaires de graminées (Jaillard, 1983 ; Jaillard et Callot, 1987). Enfin, des biosphères de lombric sont disséminés dans le fond matriciel. Ils sont produits par la glandes calcifères des lombrics (Becze-Deak *et al.*, 1997).

• Les sables limoneux plus ou moins graveleux et les graviers sableux inférieurs (unité [S])

Les sables limoneux plus ou moins graveleux [S] ont été observés sous microscope à partir de lames minces prélevées le long des colonnes E 14 (lames n° E 14-1 & 2), E 23 (lames n° E 23-2, 3 & 4), E 28 (lames n° E 28-2 & 3) et E 35 (lame n° E 35-3) (fig. 80).

Le squelette ne se différencie pas de celui observé dans les lames minces de l'unité supérieure. Cependant la charge grossière (sables et graviers) est plus importante et tend à augmenter en profondeur. Les éléments les plus grossiers sont roulés et représentés essentiellement par des calcaires à grains fins (craie) et quelques bioclastes. Cette fraction apparaît plutôt concentrée à la base de la couche où les particules peuvent atteindre 5 mm de diamètre.

Le squelette est emballé dans un plasma micritique de couleur claire. La structure est apparue globalement massive. Cependant, on note l'amorce d'un arrangement plus polyédrique à grumeleux et la taille des agrégats varie de 2 à 5 mm. L'agrégation est surtout remarquable au sommet de l'unité sédimentaire où le fond matriciel, d'une manière générale, apparaît plus tassé. En parallèle, les particules micritiques constitutives du plasma sont apparues nettement moins bien individualisées au sommet de l'assise, ce même à fort grossissement. La non individualisation des particules micritiques confère au plasma un aspect « brouillé » où seules les microsparites et les sparites, plus grossières, ont été isolées.

Cet aspect « brouillé » du plasma s'accompagne d'une tonalité du fond matriciel plus brunâtre par rapport aux teintes plus claires qui dominent à la base de la couche. Aux tonalités plus soutenues (non observées sur le terrain) s'ajoutent des traits d'oxydation aux contours diffus et situés en périphérie de la porosité. Ces traits d'oxydation sont d'autant mieux exprimés et nombreux que l'on se rapproche de la dépression qui borde à l'est la butte (lame E 35-3, fig. 80).

L'ensemble est traversé par un réseau de chenaux qui relie les vides. Certains comprennent des entassements lâches de boulettes matricielles brunâtres (diamètres compris entre 50 et 100 μm) associées à des micro-agrégats et des grains sableux. La densité des chenaux s'accroît progressivement vers le sommet de l'assise mais aussi vers le sommet de la butte (lames E 25-3 ; E 28-3 ; E 35-3 et E 14-1 et 2, fig. 80). Certains montrent un remplissage matriciel en « pile d'assiettes » qui matérialise des striotubules (galeries de lombrics ; Fitzpatrick, 1993), tandis que d'autres, plus nombreux mais aussi plus fins, sont enduits par des revêtements micritiques qui s'organisent en ruban soyeux gris. On note également la présence de nombreuses imprégnations micritiques associées à des feutrages d'aiguilles de calcite. Ces traits se développent en périphérie du réseau racinaire sous l'influence de colonies mycéliennes (Verrecchia, 1990).

À ces traits carbonatés de 1 à 2 mm de diamètre en moyenne associés à la porosité canaliculaire, s'ajoutent des pseudomorphoses racinaires, elles aussi nombreuses, qui représentent des parenchymes calcifiés où la calcification est réalisée du vivant de la racine (Jaillard et Callot, 1987). Ces traits sont logés dans les mêmes catégories de vides que ceux qui accueillent les imprégnations micritiques.

Les observations montrent que la fraction la plus fine et carbonatée du sédiment (les micrites) est en voie d'altération. La décarbonatation, surtout sensible pour les particules les plus solubles est conditionnée par la présence d'eau chargée en gaz carbonique dont la production est d'autant plus importante que l'activité biologique est intense (Duchaufour, 1977). Les argiles produites par la décarbonatation ne paraissent pas avoir été entraînées en profondeur par les processus d'illuviation. Par contre, la reprécipitation des bicarbonates semble clairement attestée d'après l'occurrence des revêtements micritiques de type calcitane.

L'individualisation peu marquée de l'horizon montre le stade précoce de l'altération. Elle est à mettre en relation avec l'activité biologique. Celle-ci se manifeste par la présence de très nombreux traits de recarbonatation produits par l'activité microbienne, fongique, ou les lombriciens. Les pseudomorphoses racinaires signalent en outre la végétalisation du milieu tandis que la reconnaissance de structures micro-agrégées associées à de nombreux chenaux traduisent le brassage de l'unité par la méso- et macrofaune du sol. L'acquisition de ces traits et structures ne peut être réalisée qu'en contexte émergé.

En bordure de la dépression, des figures de tri et de décantation sont insérées dans cet horizon pédologique immature (lames E 35-3 et E 35-4, fig. 80).

L'examen de la lame E 35-4, positionnée dans l'horizon sableux à graviers [S], au dessus du lit de galets [Q], a permis d'observer un lit limoneux développé sur 4 à 5 cm d'épaisseur. Le lit est constitué de lamines sub-horizontales à obliques d'une épaisseur comprise entre 100 à 200 μm . Elles sont constituées de micrites grises à brunâtres ou de particules argileuses brunâtres plus ou moins orientées. Le microlitage se manifeste aussi par des lits plus épais, de l'ordre de 2 à 3 mm, constitué d'un limon micritique associé à des grains quartzeux plus grossiers et plus ou moins alignés. Le lit limoneux n'est pas perturbé par la bioturbation et l'altération des micrites et microsparites, contrairement aux matériaux sablo-limoneux qui l'encadrent au sommet et à la base de la lame. Son homogénéité texturale, localement structurée par des lits plus sableux, montre que le dépôt est granoclassé. La présence de liserés, constitués de particules triées dont les tailles n'excèdent pas 2 μm , précise que ces particules ont été décantées.

Dans la lame E 35-3 supérieure, de tels lits n'ont pas été rencontrés. Seuls, ont été repérés, des liserés fins, épais de quelques centaines de microns et constitués de particules argileuses à poussiéreuses brunâtres plus ou moins bien orientées. Les liserés s'organisent en rubans sub-horizontaux qui soulignent certaines discontinuités structurales du sédiment.

Les analyses menées sous microscope dans les sédiments [S] situés au pied de la butte ont révélé la présence interne de matériaux fins et triés issus d'un mode de dépôt par

décantation. Ils montrent que les processus pédologiques repérés dans l'unité [S] ont été contemporains d'une phase d'immersion qui a touché le pied de la butte.

Le pied est prolongé à l'est par une banquette emboîtée, armée par des galets [T] et recouverte par des sables lités et oxydés [U]. D'après les observations recueillies, le façonnement et l'emboîtement de la banquette ont procédé de la retouche du pied de la butte par des courants hydriques. Ils ont été responsables du dépôt des sables [U] et des galets [T] qui recouvrent la banquette. Sa morphologie désigne une ligne de rivage au niveau de laquelle les galets mais aussi les *artefact* paléolithiques ont été redistribués (distribution en ruban nord-sud).

D'après les données micromorphologiques, le niveau supérieur du plan d'eau s'est avancé jusqu'à 5 m (E 35) au moins vers l'intérieur de la butte, alors que celle-ci était soumise aux agents météoriques et biologiques.

• ***Les sables et limons sableux qui comblent la dépression orientale (unités [V], [Y] et [Z])***

L'examen des lames micromorphologiques prélevées dans les sédiments qui comblent la dépression orientale (colonne E 48, fig. 80) montrent que le matériau est globalement plus limoneux que celui observé sur la butte et son replat latéral. Toutefois, la charge en sables est plus importante dans l'unité [V] de la base du profil. L'ensemble apparaît plus homogène et dépourvu de toute porosité. Seules quelques cavités ont été repérées, localisées plutôt au sommet de l'ensemble (unité [Z]).

Ce qui distingue fondamentalement les matériaux qui comblent la dépression en E 48 de ceux qui recouvrent la butte de graviers [2] est la quasi absence de traits pédologiques, notamment les traits carbonatés. En effet, on ne rencontre pratiquement aucune figure d'imprégnation micritique, ni de calcitane, ni de pseudomorphose racinaire. Quelques biosphères de lombric ont été reconnues çà et là. Lorsqu'ils ont été distingués, ces traits ont plutôt été identifiés au sommet de la séquence (unités [Y] et surtout [Z]). Là, on constate également que les particules micritiques constitutives du sédiment ne sont pas toutes décelables. Si le plasma présente un aspect « brouillé », il ne l'est pas dans les proportions de celles rencontrées dans l'unité [S]. L'aspect « brouillé » est en effet limité à quelques zones infra-centimétriques observées dans la lame sommitale E 48-1 (fig. 80).

Les observations recueillies dans les lames minces de la colonne E 48 montrent que le sédiment qui comble la dépression orientale est globalement plus fin et homogène que celui qui recouvre la butte de graviers [2]. Mieux trié, il apparaît également beaucoup moins perturbé à la fois par les vides biologiques (chenaux) et les traits de recarbonatation secondaire. Ces observations montrent que les processus pédologiques qui ont affecté

l'unité [S] du sommet de la butte n'ont pas touché les matériaux plus limoneux qui comblent la dépression en E 48. Deux raisons peuvent être avancées, soit le dépôt des matériaux dans la dépression est intervenu après les processus d'altération pédologique sur le sommet de la butte, soit le comblement sédimentaire a été épargné par la pédogenèse du fait de l'enfouissement de la séquence ou de la présence d'une lame d'eau.

3.3.4 - Les données de l'analyse malacologique

L'analyse malacologique a été conduite par N. Limondin-Lozouet (1999). La malacofaune reconnue se regroupe selon deux ensembles distincts :

- Le premier provient des échantillons prélevés sur la butte (unités [S] et [X] ; colonne E 14, échantillons Ma-1 à 4 ; colonne E 28, échantillons Ma-1 à 10 ; fig. 80).
- Le second est issu des échantillons prélevés dans la dépression qui limite à l'est la butte (unités [V], [Y] et [Z] ; colonne E 48, échantillons Ma-1 à 11 ; fig. 80).

• *Les assemblages malacologiques issus de la butte*

Les associations de malacofaunes contenues dans les sables limoneux [X] et sables limoneux plus ou moins graveleux [S] constitutifs du sommet de la butte, sont dominées par des taxons terrestres (colonne E 14, échantillons Ma-1 à 4 ; colonne E 28, échantillons Ma-1 à 7 ; fig. 80 et tabl. 5.1 et 5.2). De bas en haut une évolution a été mise en évidence (Limondin-Lozouet, 1999).

Dans les sables limoneux plus ou moins graveleux [S], les mollusques de milieu ouvert et les mésophiles constituent les deux composantes essentielles de cet assemblage (colonnes E 14 Ma-1 à 4 et E 28 Ma-4 à 7). Ils sont complétés par un troisième groupe, plus minoritaire, à connotation semi-forestière à forestière. L'ensemble décrit une couverture herbeuse associée à un taillis. La sous-représentation des espèces aquatiques montre que le milieu était terrestre et situé à l'écart des inondations en accord avec l'interprétation pédo-stratigraphique précédemment établie.

Par rapport à la succession des malacozones établie sur l'ensemble de la séquence alluviale fine de la gravière des « Grandes-Pièces », l'assemblage reconnu, s'intègre dans la malacozone Scy2 (Limondin-Lozouet, 1999 et *in* Chaussé *et al.*, 2000). Néanmoins, les

assemblages étudiés s'en distinguent par une diversité spécifique moindre (Limondin-Lozouet, *in oralis* 1999).

Les sables limoneux plus ou moins graveleux [S] sont surmontés par un lit de cailloutis fluviatiles associé à des amas coquilliers [W]. L'analyse de l'un de ces amas de mollusques, prélevé en D 29 (fig. 80 et tabl. 5.1 et 5.2), a montré que l'assemblage est dominé par des espèces terrestres dont les proportions, entre les taxons semi-forestiers, mésophiles et de terrain découvert, sont bien réparties sur un effectif de 382 individus (Limondin-Lozouet, 1999).

Cette donnée tranche avec celle issue de l'analyse malacologique élaborée à partir des faunes contenues dans les unités sédimentaires inférieures⁶⁰, où la composante forestière ou semi-forestière est nettement minoritaire face aux deux autres. Cette singularité s'oppose également à l'ensemble des biozones établies à partir des échantillons prélevés en périphérie immédiate des différents systèmes d'écoulement reconnus à Soucy (cf. *supra*) et qui décrivent pour les malacozones Scy2 et Scy3 un milieu globalement ouvert (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000).

Par ailleurs, le groupe des semi-forestiers en D 29 est composé d'une seule espèce (*Arianta arbustorum*), essentiellement représentée par des individus de grande taille. La quasi monospécificité du groupe des taxons semi-forestiers collectés dans un amas en D 29 montre que cette malacofaune est issue d'un tri et ne peut être représentative d'un biotope particulier. L'interprétation est corroborée par l'association systématique des amas de mollusques à un lit de cailloutis fluviatiles [W] qui s'apparente à un dépôt de type laisse de crue.

Dans les sables limoneux supérieurs [X], les malacofaunes rencontrées (colonne E 28, Ma-1, 2 et 3 ; fig. 80, tabl. 5.1 et 5.2) décrivent un environnement terrestre où les mollusques de terrain découvert et les mésophiles se partagent le milieu. Parmi les taxons forestiers et semi-forestiers, les taxons forestiers hygrophiles disparaissent des assemblages (colonne E 28 Ma-1). D'après N. Limondin-Lozouet (1999), cette disparition pourrait correspondre à l'amorce de la transition vers un milieu plus ouvert, correspondant à la biozone Scy3.

• *Les assemblages malacologiques issus du comblement de la dépression orientale*

La malacofaune reconnue dans les sables et limons sableux (unités [V], [Y] et [Z]) qui remblaient la dépression située à l'est de la butte est dominée par des espèces vivant dans un milieu aquatique calme à stagnant (colonne E 48, Ma-1 à 11, fig. 80 et tabl. 5.1 et

⁶⁰ Mais aussi dans l'unité sédimentaire supérieure, comme nous le verrons ci-après.

5.2 ; Limondin-Lozouet, 1999). Une évolution progressive et discrète des assemblages a également été enregistrée.

À la base du remblaiement sableux [V], les assemblages malacologiques (E 48, Ma-6 à 10) sont constitués par des espèces qui vivent dans des eaux calmes. Dans l'échantillon Ma-9, celles-ci représentent 72 % des effectifs aquatiques contre 26 % pour les espèces vivant en eau stagnante (tabl. 5.1 et 5.2). Vers le sommet des sables [V], la progression des dernières aux dépens des mollusques d'eau calme est nettement enregistrée. Le rapport tend vers l'équilibre dans l'échantillon Ma-6 où les taxons vivant dans des eaux stagnantes et des eaux calmes représentent respectivement 47 % et 52 % des effectifs de la malacofaune aquatique.

Dans les limons sableux supérieurs [Y] et [Z], les assemblages de mollusques, toujours dominés par des faunes aquatiques, sont composés majoritairement par des espèces vivant dans des eaux stagnantes. Celles-ci représentent entre 50 et 60 % des effectifs aquatiques (colonne E 48, Ma-1 à 5). La transition d'un milieu aquatique calme vers un milieu stagnant, amorcée dans l'unité sédimentaire inférieure [V] qui comble l'entaille, apparaît accomplie lors de la mise en place des limons sableux [Y] et [Z]. Ces matériaux à faunes de mollusques aquatiques recouvrent latéralement l'unité [S] entre E 35 et E 40. Le milieu aquatique qui baignait à l'est la butte végétalisée lors de la construction de l'unité [S] a perduré après l'abandon du site par les Hommes.

3.3.5 - Synthèse des observations réalisées sur le site

La stratigraphie de détail, ainsi que les premiers résultats de l'analyse malacologique (Limondin-Lozouet, 1999), montre le passage d'un environnement aquatique à un environnement terrestre. Cette évolution est réalisée peu après le dépôt du gravier lité [2], qui constitue le sous-bassement lithologique du site (fig. 80). La position du dépôt dans la stratigraphie de plaine alluviale, la grossièreté des matériaux et leur organisation sub-horizontale constituent autant d'éléments qui permettent de le raccorder aux graviers sableux de l'unité [2]. Cette formation s'intègre dans les différents remblaiements du lit fluvial à chenaux multiples repéré plus au sud, au niveau du gisement de Soucy 5 (fig. 78a).

L'éloignement latéral des écoulements ou la diminution des débits autorise l'émersion partielle du secteur, tandis que le maintien d'une lame d'eau le long de la façade est du gisement de Soucy 3 contribue à l'élaboration d'une morphologie de berge, baignée par des eaux calmes devenant stagnantes, d'après l'analyse des malacofaunes.

Les processus pédogénétiques (unité [S] ; fig. 80) et de colluvionnement (unité [O]) permettent une horizonation du profil lithologique initial le long de la partie haute de la berge. Le long du contact avec le lit mineur, la rive est touchée régulièrement par le débordement des flots qui déposent des sables [R] et [U] ou des galets [Q] et [T] sur une quinzaine de mètres vers l'intérieur de la berge. Non perçue dans les assemblages malacologiques, cette activité apparaît être le fait de crues épisodiques.

L'occupation du site par les Hommes du « niveau P » s'inscrit à un moment où l'incidence des crues est limitée à une bande riveraine étreécie (large de 5 m en moyenne). L'émergence d'un milieu de plus en plus stagnant dans le chenal qui longe la façade est du gisement, sans doute combinée à la végétalisation du milieu le long de la partie haute de la berge d'après les nombreux traits de recarbonatation, révèlent que l'amplitude latérale des crues s'est restreinte. Le dépôt des sédiments, sableux de l'unité [U] en l'occurrence, est limité à une banquette étroite emboîtée dans la berge, qui montre que celle-ci fut au moins une fois immergée sous une lame d'eau suffisamment courante pour permettre la redistribution en ruban des cailloutis fluviaux et *artefact* préhistoriques.

3.3.6 - La coupe K1

La coupe K1 correspond à une portion du transect K (fig. 67), située à l'ouest du gisement de Soucy 3. Elle s'étend latéralement sur une quarantaine de mètres et a été relevée selon une douzaine de colonnes stratigraphiques distantes les unes des autres 2 à 5 m environ (fig. 81). Les relevés ont été établis avant la fouille du gisement de Soucy 3, le long d'un front de taille en cours d'extraction. Le profil observé complète les informations stratigraphiques réalisées sur le gisement de Soucy 3.

• *Les données de l'observation stratigraphique*

Les observations menées le long du profil K1 distinguent quatre unités sédimentaires développées sur 2,50 m d'épaisseur. Ces différentes unités remblaient un système d'écoulement dont l'extension vers l'est n'a pas été reconnue du fait de la destruction des profils⁶¹ situés entre la coupe K1 et le gisement de Soucy 3.

La granulométrie des sédiments constitutifs de chacune des unités tend globalement à s'affiner vers l'est et vers le sommet du comblement au fur et à mesure de l'aggradation sédimentaire. Plus précisément, le comblement du chenal K1, des dépôts les plus anciens aux dépôts les plus récents s'organise comme suit (fig. 81) :

⁶¹ Pour l'aménagement d'une voie de desserte destinée aux engins du chantier.

- **[1]** : Les sédiments les plus anciens [1] appartiennent aux comblements sableux qui tapissent la base du chenal A situé sur la moitié ouest de la gravière. Il s'agit de sables à structure entrecroisée qui se raccordent, latéralement à l'ouest, aux matériaux sableux déposés par accrétion latérale le long de la bordure orientale du chenal A (fig. 67 et 81).

- **[2]** : Les sables à structure entrecroisée qui tapissent la base du chenal A le long du profil K1 (fig. 81) sont recoupés à l'est et en discordance par une assise constituée en alternance d'un empilement globalement vertical de bancs de graviers et de bancs sableux [2]. Cette unité est construite sur une épaisseur de 1 m à 1,20 m et s'étend latéralement entre 30 et 40 m au moins.

- **[3a/b]** : Ce comblement plus ou moins grossier est recoupé à l'est par une incision remblayée par des dépôts plus sableux et lités [3a], eux même recoupés à l'est par des sables également lités [3b] mais globalement plus fins. L'édifice est construit sur une épaisseur moyenne de 1,20 à 1,40 m et s'étend latéralement d'après les levés sur au moins une trentaine de mètres.

- **[3c]** : L'ensemble est recouvert par des sables plus fins [3c] interstratifiés de lits peu épais constitués de matériaux relativement plus fins ou plus grossiers. Les litages, au fur et à mesure de l'aggradation, tendent vers l'horizontale. Cette formation est développée sur une épaisseur variant de 60 cm à 1,40 m. Latéralement, elle s'étend sur une trentaine de mètres.

- **[4]** : Un horizon grisâtre [4] est développé au sommet des sables fins lités [3c]. Sa base est jalonnée par des concrétions carbonatées. Cet horizon souligne une paléotopographie en dépression à l'est du profil. Cet horizon est situé dans la même position stratigraphique que celui qui a été repéré sur les profils du secteur de Soucy 5 et le long du transect M (fig. 77).

- **[5]** : L'ensemble est recouvert par les sables limoneux jaunes [5]. Ils sont localement interstratifiés de lentilles constituées de sables ou de graviers.

• *Les raccords stratigraphiques avec le gisement de Soucy 3*

La coupe K1 présente le comblement d'un système d'écoulement chenalisé installé à l'ouest du gisement de Soucy 3. La géométrie des dépôts situés entre la butte de graviers de Soucy 3 et les remblaiements sableux du profil K1 ayant été détruite avant même la découverte du site paléolithique de Soucy 3, il n'a pas été possible d'établir les raccords stratigraphiques. Toutefois, une reconstitution est possible à partir de la succession stratigraphique enregistrée et de l'établissement de corrélations avec les profils méridionaux (coupes M1/M2, fig. 77).

Les sables et graviers [2] repérés à la base du paléochenal sont recouverts latéralement par des sables lités à structure lenticulaire [3a], recoupés latéralement par des dépôts sableux lités [3b]. Ces derniers passent progressivement à des sables fins lités [3c] sur lesquels un sol grisâtre [4] se développe. Il est scellé par des sables limoneux jaunes [5].

La succession stratigraphique observée le long du profil K1 s'apparente à celle mise en évidence le long des coupes M1/M2 et coupe Sud du gisement de Soucy 5, située à moins de 200 m plus au sud (fig. 77). Si sur le secteur du gisement de Soucy 5 cette séquence est apparue installée dans une incision façonnée dans la nappe de galets inférieure [0], le long de la coupe K1, elle comble une entaille qui recoupe les remblaiements sableux à structure entrecroisée [1] du fond du chenal A.

Le sol grisâtre [4] reconnu au sommet des sables fins lités [3c] est associé sur les autres profils analysés (coupes D, M1/M2, sud Soucy 5, fig. 77 et annexe B) au développement de la malacozone Scy3 (cf. *supra* et Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000). L'élaboration de ce sol [4], du point de vue biostratigraphique, apparaît donc postérieure à l'occupation paléolithique du « niveau P » de Soucy 3 qui, elle, est contemporaine de la biozone Scy2 précédente. En dépit de la destruction des unités sédimentaires situées entre le gisement de Soucy 3 et le profil K1, il semble que la surface qui a accueilli l'occupation « P » ait été bordée à l'ouest par une incision fluviale où circulaient des écoulements qui ont déposés les sables lités [3a/b] puis fins lités [3c] (fig. 67).

À partir de cette dernière observation et compte tenu de la mise en évidence de traits de sédimentation fluviale contemporains de l'occupation « P » le long de la bordure orientale du gisement de Soucy 3, il semble que l'installation paléolithique « P » ait pu être établie sur une butte de graviers cernée à l'est et à l'ouest par des écoulements fluviaux. Si la géométrie des dépôts permet d'avancer une telle hypothèse, celle-ci n'est pas en contradiction avec les données malacologiques recueillies sur le gisement de Soucy 3. La variété des espèces représentées dans l'assemblage Scy2 de Soucy 3 est moins diversifiée que celle enregistrée dans les autres profils étudiés de la gravière des « Grandes-Pièces » (tabl. 3.1 et 3.2 ; 5.1 et 5.2). Cette particularité peut refléter un biotope plus restreint qui pourrait s'accorder avec l'hypothèse d'une position insulaire du secteur, sub-contemporaine de l'occupation « P » de Soucy 3 (Limondin-Lozouet, *in oralis* 2000).

3.3.7 - Conclusions synthétiques pour le gisement de Soucy 3

Le gisement de Soucy 3 est localisé sur une butte de graviers [2] (fig. 80). Ceux-ci ont été déposés par des écoulements énergiques qui circulaient dans l'ancien lit fluvial avant d'être ré-incisés par des entailles fluviales responsables d'un modelé en butte.

À Soucy 3, le toit des graviers [2] s'enrichit progressivement en particules fines et en matériaux colluvionnés depuis le sommet de la butte (unités [M] à [S]). Cet enrichissement s'accompagne d'une légère brunification du profil et de la végétalisation du milieu d'après les résultats malacologiques et micromorphologiques. C'est dans ce contexte que les Hommes préhistoriques du « niveau P » se sont installés. D'un point de vue biostratigraphique, le milieu était globalement ouvert mais admettait des zones de boisement d'après les caractéristiques de la malacozone Scy2. Au niveau de la station, les caractéristiques de la biozone Scy2 décrivent un milieu terrestre peu touché par les inondations et composé par une couverture herbeuse associée à quelques taillis et buissons (Limondin-Lozouet, 1999).

À l'est et en contrebas de la butte végétalisée et occupée par les Hommes s'étendait une berge baignée par des eaux calmes à stagnantes d'après les données malacologiques. Toutefois, la présence de dépôts nettement sableux [U] à caillouteux [T] le long d'une banquette emboîtée dans la berge ainsi que l'observation de figures de tri et de décantation dans la partie la plus externe de la berge montrent que l'activité fluviale a pu être épisodiquement plus dynamique. Cette activité a de toute évidence participé à la retouche de la berge et à la redistribution d'une partie du mobilier préhistorique localisé au plus près du rivage.

À l'ouest du gisement (coupe K1, fig. 81), des écoulements ont également été reconnus. Ils empruntaient un système de chenaux dont la géométrie globale n'a pu être appréciée dans le détail. Leur fonctionnement est à l'origine du dépôt des unités [3a] et [3b] et apparaît contemporain de l'occupation « P » de Soucy 3 d'après les données stratigraphiques et biostratigraphiques.

Ainsi, à Soucy 3, la butte de graviers colonisée par une végétation basse apparaît bordée tant à l'est qu'à l'ouest par une lame d'eau. Cette configuration décrit un site en position insulaire, position qui a pu limiter la diversification des faunes de mollusques. L'installation des Hommes paléolithiques du « niveau P » sur cette butte pourrait être contemporaine de cette configuration.

La poursuite des processus d'alluvionnement mettent en place des sables plus fins qui scellent le niveau d'occupation « P » (unité [X] ; fig. 80) et parachèvent le remblaiement des chenaux tant à l'est (unités [Y] et [Z]) qu'à l'ouest du gisement de Soucy 3 (unité [3c], coupe K1 ; fig. 81). Le niveau d'occupation « S » de Soucy 3 est

compris dans ces dépôts. D'après les faunes malacologiques collectées, le milieu est toujours terrestre, bordé à l'est par une lame d'eau stagnante. Sur la butte, les particules de micrites constitutives du sédiment observées sous microscope sont fraîches. Cette observation montre que le rythme des recouvrements fluviaux était suffisamment régulier ou continu pour interdire une brunification des matériaux sédimentaires telle qu'elle est apparue dans l'unité sous-jacente [S].

4 - SIGNIFICATION DYNAMIQUE DES DÉPÔTS ALLUVIAUX FINS DE LA GRAVIÈRE DES « GRANDES-PIÈCES »

La présentation de la géométrie générale des dépôts fluviaux a permis de dégager un premier schéma de l'évolution de cette ancienne plaine alluviale. Ce schéma a été enrichi par un certain nombre de données biostratigraphiques et micromorphologiques obtenues grâce à l'étude détaillée de certains profils. Elles ont permis ainsi de préciser et de nuancer localement la spécificité de certaines unités stratigraphiques.

L'analyse granulométrique de chacune des unités par l'image C-M, présentée ci-après, complète les différentes approches menées jusque là. Cette méthode a été initiée par R. Passega (1957, 1963) et étendue en géomorphologie fluviale par J.-P. Bravard (1983). Elle a été utilisée à Soucy en raison de l'impossibilité matérielle⁶² de réaliser une lecture précise et surtout continue des lithofaciès ainsi que leur organisation de détail nécessaires à leur interprétation en terme de dynamique alluviale telle que cette méthode a été développée par A.D. Miall (1978, 1985).

En précisant la compétence des courants et les modalités du transport des particules, l'analyse C-M permet d'introduire une distinction morphodynamique où les différentes unités sédimentaires sont différenciées selon leur appartenance à des unités morpho-écologiques (Bravard, 1983). À Soucy, la conduite de l'analyse a tenu compte des résultats malacologiques et micromorphologiques présentés ci-avant.

⁶² Nous rappelons que l'intervention s'est déroulée dans une gravière en cours d'extraction. Il était impossible de geler sur plusieurs centaines de mètres les fronts de taille dégagés au fur et à mesure de l'avancement des travaux, aux fins de relevés détaillés.

4.1 - Principe de l'image C-M

Le transport et le dépôt des particules dans un milieu liquide dépend de la vitesse de l'écoulement, de la taille et la masse volumique des particules (Hjulström, 1939 ; Doeglas, 1946). En contexte fluviatile, trois types de transport sont distingués :

- d'une part le roulement au cours duquel, les particules les plus grossières sont traînées sur le fond,
- d'autre part la suspension au cours de laquelle, les particules plus fines, sont déplacées en « apesanteur » dans les tranches d'eau supérieures de l'écoulement,
- et enfin la saltation, mode de transport intermédiaire entre la suspension et le roulement, au cours duquel les particules posées sur le fond progressent par sauts successifs (Walger, 1961).

La caractérisation des conditions de transport et de dépôt des sédiments alluviaux d'un échantillon est fondée sur la distribution des particules par classe granulométrique. Les résultats obtenus permettent la construction de courbes cumulatives à ordonnées arithmétiques ou à ordonnées de probabilité. Le classement des courbes et leur corrélation sont établis sur la base d'indices statistiques texturaux, calculés à partir de la sélection de certains fractiles (Inman, 1952 ; Rivière, 1977).

R. Passega (1957, 1963 et 1977), dans le cadre d'études sur le Mississippi, a développé une méthode d'interprétation dont l'originalité réside dans l'utilisation de deux paramètres simples et indépendants directement extraits des courbes cumulatives :

- d'une part C, le percentile le plus grossier, pris à 99 % sur les courbes granulométriques cumulées. Il mesure la compétence maximale du courant de traction,
- et d'autre part M, la médiane qui décrit la grossièreté moyenne du sédiment.

L'extraction des deux paramètres pour chaque échantillon et leur report sur un diagramme logarithmique forme un nuage de points, l'image C-M, qui caractérise le dépôt (fig. 82a). Cette image, établie à partir d'un nombre minimum de points, se structure selon un certain nombre de segments corrélables avec les différents modes de transport définis (Doeglas, 1946 ; Inman, 1949) et introduit une distinction dans les sédiments transportés par suspension (Passega, 1957, 1963, 1977) :

- Le segment N-O correspond à des dépôts grossiers bien triés uniquement transportés par roulement sur le fond.
- Le segment O-P correspond à des dépôts moins grossiers principalement transportés par roulement sur le fond et admettant des grains transportés par suspension graduée en nombre croissant vers le point O. La valeur C_r indique la limite au-delà de laquelle le matériau est uniquement transporté par roulement.
- Le segment P-Q représente des dépôts issus principalement d'une suspension graduée associée à quelques éléments transportés par roulement sur le fond. L'importance des éléments grossiers détermine la mobilité du percentile dans le graphe.
- Le segment Q-R définit un mode de transport réalisé uniquement par suspension graduée, laquelle est générée par la turbulence créée par le frottement du courant sur le fond. Le dépôt n'admet pas de particule issue d'un transport par roulement et apparaît bien trié ; le segment est parallèle à la droite de tri parfait ($C = M$). La valeur C_s indique la taille maximale des particules transportées en suspension graduée.
- Le segment R-S correspond également à un mode de transport en suspension mais il est qualifié par R. Passega d'uniforme. Le dépôt provient de particules en « apesanteur » dans le courant. La turbulence de fond n'est pas suffisante pour affecter les couches supérieures de la lame d'eau et permettre le classement des particules. Les plus grossières sédimentent en premier, suivies des plus fines. Le percentile reste stable tandis que la médiane est variable. La valeur C_u désigne la taille des particules transportées en suspension uniforme.
- Enfin, en l'absence de courant tractif, les sédiments nécessairement fins, sont en suspension dans toute l'épaisseur de la lame d'eau. Leur mise en place procède de processus de décantation. Ils sont regroupés dans le graphe C-M dans l'ensemble T.

Dans la continuité des travaux de R. Passega, J.-P. Bravard (1983) et Bravard *et al.*, (1986), dans le bassin du Rhône ont appliqué la méthode à l'ensemble du lit majeur. Elle a permis aux auteurs de dissocier les dépôts d'environnements aquatiques (chenal actif, bancs, bras ...) de dépôts d'environnements terrestres (berges, plaine d'inondation ...). Différentes unités morphologiques ont ainsi été définies et complétées par un certain nombre de travaux, notamment ceux de J.-L. Peiry (1988, 1994), P.G. Salvador (1991) et P.G. Salvador *et al.*, (1993). Ces derniers travaux ont permis d'isoler dans les dépôts de plaine d'inondation deux nouveaux segments (fig. 82b) :

- Le segment R-R' est caractérisé par des particules bien triées dont la répartition dans le graphe s'organise parallèlement à la droite de tri parfait ($C = M$). Il représente un dépôt généré par la « *décroissance de la turbulence d'un écoulement chargé de sédiments en suspension (...) lors (de sa pénétration) dans un ancien chenal en eau* » (Peiry, 1988).
- Le segment R-S' représente un dépôt où les particules issues d'un transport en suspension uniforme sont, dans une certaine mesure, mélangées à celles issues d'un transport en suspension graduée. Dans le graphe, la distribution des échantillons s'organise parallèlement et au dessus du segment R-S et rend compte soit de la proximité de la rivière, soit d'une recrudescence de l'activité hydrodynamique lors du dépôt des particules en suspension uniforme (Salvador *et al.*, 1993).

La position de l'image C-M dans le graphe logarithmique est apparue variable selon les différents travaux réalisés. La variabilité dépend soit de la compétence du cours d'eau soit de la concentration de sa charge sédimentaire (Bravard *et al.*, 1986).

4.2 - L'échantillonnage pour le traitement granulométrique et méthodes de traitement des prélèvements

À Soucy, l'échantillonnage a été réalisé dans le but de construire une image C-M la plus complète possible à partir d'une gamme de prélèvements récoltés dans les différents milieux sédimentaires fluviaux rencontrés dans la gravière des « Grandes-Pièces ». Chaque échantillon représente 20 à 50 g de sédiment. Chacun a été prélevé au couteau afin d'éviter tout risque de mélange avec les formations encadrantes. Les sédiments provenant de la nappe de cailloutis grossiers inférieure [0], constituée de galets de taille centimétrique à pluri-décimétrique emballés dans des sables n'ont pas été prélevés. En effet, l'extrême grossièreté des matériaux et leur absence de cohésion ne permettaient pas d'opérer un échantillonnage fiable. L'effondrement des prélèvements sur eux-mêmes pouvait induire des erreurs quant à l'interprétation dynamique de leur assemblage granulométrique, qu'il aurait été difficile de repérer.

Les échantillons granulométriques traités proviennent pour une part des faciès à graviers et sables de l'unité [2] qui remblaient le lit fluvial installé à l'est du chenal A. Ils ont été prélevés sur la coupe Sud du gisement de Soucy 5 (fig. 73 à 75 et 77) ainsi que le

long du profil K1 situé à l'ouest du gisement de Soucy 3 (fig. 81). Vingt-trois échantillons sont présentés ici.

Cette première série a été complétée par vingt-huit prélèvements provenant des sables lités de l'unité [3]. Ils proviennent de la coupe J1 (fig. 71), de la coupe K1 (fig. 81) et de la coupe D (annexe B). Dans cette dernière, les échantillons sont positionnés dans l'horizon grisâtre [4] construit aux dépens des sables lités [3].

Afin d'introduire dans l'analyse qui suit des prélèvements provenant du sommet de l'assise sablo-limoneuse jaune [5], douze échantillons issus des coupes D, K1 et Sud de Soucy 5 ont également été traités (annexe B, fig. 81, 73 à 75 et 77).

Trois échantillons ont été prélevés le long de la coupe C4 (annexe B). Ils proviennent des faciès limono-calcaires situés au sommet de la nappe alluviale.

Les derniers échantillons, au nombre de dix-sept, ont été extraits de la bande E du gisement de Soucy 3 (fig. 80). Sur la butte, ils proviennent des unités [X3c], [S] et [M] (colonne E 14 et E 28). Dans l'entaille orientale, ils ont été prélevés au droit du carré E 48 dans les unités [N], [V], [Y3c] et [Z3c].

D'après les observations réalisées sous lame mince, pour les échantillons consolidés provenant des sables [3] et sables limoneux jaunes [5] (coupes D et A/J1 et bande E de Soucy 3 ; annexe B, fig. 80), le sédiment fluviatile est composé d'une fraction sableuse quartzreuse associée à des fragments crayeux plus grossiers. L'ensemble est emballé dans une fraction limoneuse micritique à micro-sparitique. D'après les données de la calcimétrie (dosage du calcaire total), les sables limoneux jaunes [5] comprennent entre 40 et 50 % de calcaire, tandis que dans les sables [3] qui les sous-tendent, les valeurs sont comprises entre 15 à 25 % de calcaire (annexe B).

Afin de prendre en considération la fraction micritique constitutive du matériau fluviatile, la décarbonatation des matériaux n'a pas été opérée, malgré la présence de carbonates secondaires qui colonisent la porosité du sédiment. Disposés de façon éparse, ces traits ne sont pas apparus dominants dans la plupart des lames à l'exception de celles extraites du gisement de Soucy 3. Enfin, lors des prélèvements sur le terrain et de la sélection des échantillons en laboratoire, les prélèvements présentant des poupées de carbonates ont été écartés de l'analyse granulométrique.

Le traitement granulométrique a été réalisé en deux étapes. Les fractions inférieures à 1 000 μm ont été traitées au coultre. Les fractions supérieures à 1 000 μm ont été séparées, après lavage, sur une colonne de tamis (norme AFNOR) aux mailles comprises entre 1 000 et 4 000 μm , et entre 1 000 et 7 000 μm pour les derniers échantillons traités qui proviennent de la coupe K1 et de la bande E du gisement de Soucy 3 (fig. 80 et 81).

La réalisation de l'image C-M, au fur et à mesure de l'obtention des résultats de la granulométrie, s'est révélée cohérente. Les processus de recarbonatation postérieurs aux dépôts alluviaux dans les sables limoneux jaunes ne paraissent pas interférer de façon notable dans la granulométrie des dépôts fluviaux. L'analyse a donc été poursuivie selon cette méthode.

4.3 - Présentation de l'image obtenue

L'image C-M extraite du traitement granulométrique d'échantillons représentatifs des différentes unités sédimentaires fluviales rencontrées dans la gravière des « Grandes-Pièces » est relativement complète. La quasi totalité des segments définis par R. Passega (1963) est présente (fig. 83). Une caractérisation géomorphologique des différentes unités sédimentaires peut être tentée sur la base du référentiel établi dans le bassin du Rhône (Bravard, 1983 ; Bravard *et al.*, 1986 ; Peiry, 1988 ; Salvador *et al.*, 1993).

4.3.1 - L'image C-M globale

Dans le graphe obtenu (fig. 83), chacun des segments définit une unité lithologique et le passage de l'un à l'autre, autrement dit, d'un mode de transport à un autre, obéit à la succession sédimentaire observée sur le terrain. Ainsi, la baisse progressive de la médiane depuis les segments O-P et P-Q (cailloutis et graviers sableux, unité [2]) jusqu'à l'ensemble T (limons calcaires, unité [6]), en passant par les segments Q-R (sables, unité [3]) et R-S (sables limoneux jaunes, unité [5]) évoque une activité hydrodynamique en voie de ralentissement. Elle implique à terme un processus d'atterrissement également bien perçu par l'évolution des malacofaunes (tabl. 3.2).

Les paramètres Cu et Cs (fig. 83) représente la taille maximale des grains transportés par suspension uniforme et graduée. Leurs valeurs sont des indices de la turbulence des flux (Passega, 1963). Dans le diagramme C-M de Soucy, les valeurs relativement élevées des paramètres Cu et Cs, respectivement 800 et 2 000 μm , expriment une haute activité hydrodynamique générale, mais peuvent rendre compte également d'un flux relativement chargé en sédiment (Bravard *et al.*, 1986). La concentration en sédiment évoque un milieu plutôt découvert qui permet l'entraînement des matériaux détritiques vers les zones d'écoulement. L'ouverture du paysage est corroborée par l'analyse malacologique, qui montre la dominance des espèces de terrain découvert (tabl. 3.2).

4.3.2 - Les sables et graviers [2] dans l'image C-M

Les sables et graviers [2] appartenant au remblaiement du lit fluvial ont été prélevés le long de la coupe K1 (fig. 80) et de la coupe Sud du gisement de Soucy 5 (fig. 73 à 75 et 77). Dans l'image C-M, les échantillons se répartissent préférentiellement le long des segments O-P et P-Q (fig. 82 et 84a).

• *Les sables et graviers [2] de la coupe K1*

Les échantillons prélevés à la base de la coupe K1 (échantillons n° 9, 10, 18, 19, 21, 23, 33, 34, 35, 36 et 37, fig. 81) ont une répartition relativement éclatée dans l'image C-M (fig. 84a).

– Les échantillons n° 9 à 23 sont regroupés principalement autour du segment P-Q et secondairement autour des segments O-P, Q-R et R-R' (fig. 84a). Ils sont constitués de sables moyens⁶³ mêlés à des graviers (échantillons n° 9, 10, 23 ; M compris entre 370 et 450 μm , C compris entre 3 220 et 8 700 μm , segment P-Q), de graviers et cailloutis (n° 21, segment O-P), de sables grossiers mélangés à une population secondaire constituée de sables plus fins (n° 18 ; M = 400 μm , C = 1 160 μm ; segment Q-R) et enfin de sables fins homogènes (n° 19 ; M = 90 μm , C = 1 150 μm , segment R-R').

Ces dépôts bien triés sont essentiellement issus d'une suspension graduée qui admet des particules roulées sur le fond (segment P-Q) (Passega, 1957). Ces dernières sont dominantes dans l'échantillon n° 21. La situation de ces échantillons prélevés dans la partie la plus profonde de l'incision fluviale (fig. 81) définit des matériaux sédimentés dans le fond d'un chenal actif (Passega, 1957 ; Bravard, 1983).

Des sables fins ou grossiers sont interstratifiés dans le comblement (n° 18 et 19). Ils sont disposés, dans l'image C-M, parallèlement à la droite C = M et se caractérisent par l'excellence du classement granulométrique. Celui-ci est contrôlé par la turbulence sur le fond dont les fluctuations sont exprimées par la variation proportionnelle du percentile et de la médiane.

Les dépôts sableux les plus grossiers sont issus d'une suspension strictement graduée mobilisée par un courant relativement vigoureux compte tenu de la grossièreté du matériau (échantillon n° 18). La sédimentation s'est organisée au fur et à mesure de la diminution des vitesses d'écoulement.

Les dépôts les plus fins sont issus en partie d'une suspension uniforme (échantillon n° 19) qui transitait dans une lame d'eau circulant à vitesse réduite. Leur sédimentation

⁶³ Sables fins = [50 - 200 μm [
Sables moyens = [200 - 500 μm [
Sables grossiers = [500 - 2000 μm [

brutale est intervenue après leur pénétration dans un plan d'eau stagnant qui s'est formé à l'amont d'un obstacle interdisant l'évacuation des écoulements (« *sédimentation forcée* [par] *contrôle aval de la sédimentation* » ; Peiry, 1994).

– Les échantillons n° 33 à 37 sont rassemblés le long du segment Q-R (n° 34 et 36) ou bien au dessus du segment R-S (n° 33, 35 et 37). Ils ont été prélevés plus à l'ouest le long du talus qui limite le lit mineur de la berge.

Le premier ensemble est constitué de sables moyens (M compris entre 210 et 380 μm) bien classés (le percentile C ne dépasse pas 750 μm). Ces sables sont placés parallèlement à la droite de tri parfait $C = M$. La sédimentation en masse d'une classe granulométrique se produit lorsque la turbulence des courants sur le fond n'est pas suffisante pour maintenir en suspension les particules. Celles-ci se déposent tandis que les courants entraînent vers l'aval les classes granulométriques plus fines (Passega, 1963, 1977).

Le second ensemble est composé de limons et de sables fins (M compris entre 25 et 120 μm) mêlés à des sables plus grossiers (C compris entre 1 200 et 2 500 μm). Placés au dessus du segment R-S, ils proviennent de sédiments transportés par suspension uniforme enrichie par des apports en suspension graduée issus d'une recrudescence momentanée de l'activité hydrodynamique (Salvador, 1991, 1999).

Les graviers sableux [2] de la coupe K1 (échantillons n° 9, 10, 18, 19, 21, 23, 33, 34, 35, 36 et 37 ; fig. 81 et 84a) associent tous les modes de transport. Deux groupes d'échantillons se détachent :

Les sables et graviers (éch. n° 9, 10, 18, 19, 21, 23) sont issus globalement d'écoulements énergiques qui ont déposé leur charge dans le fond d'un chenal large au moins d'une trentaine de mètres (fig. 67). Ces dépôts grossiers alternent avec des lits sableux plus fins provenant d'une sédimentation forcée qui s'est produite au moment de la pénétration d'un écoulement chargé de particules en suspension dans une lame d'eau stagnante. Les sédiments qui tapissent la base du chenal expriment la variabilité de la compétence de l'écoulement responsable de leur mise en place. Les courants de traction y sont alternativement lents et vigoureux.

Latéralement, vers l'ouest en limite du lit mineur et de la berge, des dépôts (éch. n° 33, 34, 35, 36 et 37) issus d'une suspension ont été mis en place par des eaux plus calmes ainsi que le montre l'affinement des gradients granulométriques. Cependant, l'alternance de modes de transport en suspension graduée et uniforme précisent que ce secteur, plus abrité car proche de la berge, restait néanmoins soumis à la variabilité des débits tels qu'ils sont enregistrés dans les dépôts précédents qui tapissent la base du chenal.

• ***Les sables et graviers [2] de la coupe Sud de Soucy 5***

Les échantillons prélevés dans l'unité [2] de la coupe Sud du gisement de Soucy 5 sont regroupés, dans l'image C-M, principalement le long du segment P-Q et secondairement le long du segment R-R' (fig. 2 à 74 et 76 ; fig. 84a).

– Les neuf échantillons (n° 2, 3, 5, 6, 17, 38, 39, 42 et 44) disposés le long du segment P-Q sont constitués de sables grossiers mêlés à des graviers et cailloutis (M compris entre 490 et 685 μm , C compris entre 3 440 et 4 850 μm). Ces dépôts bien classés, associent un mode de transport par suspension graduée et par roulement des éléments sur le fond (Passega, 1963 ; Bravard *et al.*, 1986). La morphologie du dépôt et sa granulométrie évoquent des matériaux déposés sur le fond d'un lit peu profond, mais relativement large (estimé à une centaine de mètres le long du transect M, fig. 69).

– Les trois échantillons (n° 4, 18 et 41) prélevés dans les lits de sables fins lités bleutés sommitaux se positionnent le long du segment R-R', parallèlement à la droite de tri parfait (C = M). Relativement bien classées, mais fines, (M compris entre 60 et 100 μm), ces dépôts proviennent d'une suspension graduée qui sédimente brusquement. Cette « *sédimentation forcée* », d'après J. L. Peiry (1990, 1994), provient de la pénétration d'une lame d'eau chargée en suspension dans un milieu où les écoulements sont déjà fortement réduits.

La stagnation du milieu intervient dans un second temps, permettant le développement d'un gley qui colore ces sables selon des tonalités bleutées. Le « niveau II » d'occupation du gisement de Soucy 5 se trouve sur l'avant dernier lit sableux bleuté (échantillons 18 et 41, fig. 73, 75 et 77). De toute évidence, la « *sédimentation forcée* » dans un milieu en eau calme, puis stagnante, a été suivie d'un assèchement qui a permis aux Hommes du Paléolithique d'installer leurs ateliers de façonnage de bifaces.

• ***Une activité hydrodynamique contrastée dans un lit fluvial à chenaux multiples***

D'une manière générale, le lit fluvial à chenaux multiples creusé dans la cailloutis grossier [0] ou dans les remblaiements sableux [1] du chenal A, a été le siège d'un alluvionnement relativement vigoureux qui paraît s'être réduit au fur et à mesure de l'aggradation sédimentaire, lorsque se multiplièrent les phases à « *sédimentation forcée* » (sables fins bleutés, coupe Sud Soucy 5, fig. 73 à 75).

Sur le gisement de Soucy 5, cette phase d'alluvionnement apparaît responsable du démantèlement d'une partie des berges végétalisées situées latéralement ou plus à l'amont

dans la mesure où les coquilles de mollusques, pour l'essentiel terrestres, sont remaniées et présentent un état altéré (prélèvement Ma-1, coupe Sud de Soucy 5, fig. 74 ; tabl. 3.1, 3.2).

Par ailleurs, l'interstratification à intervalles réguliers de lentilles/lits moins chargés en éléments graveleux et caillouteux (échantillons n° 3, 17, 39 de Soucy 5, fig. 73 à 75 et 77 ; n° 18, 23 de la coupe K1, fig. 81), et de lits sableux très fins (échantillons n° 4, 18, 41 de Soucy 5, fig. 73 à 75 et 77 ; n° 19 de la coupe K1, fig. 81) relate une variabilité des débits qui ne paraît pas compatible avec la définition d'un chenal principal emprunté par des écoulements réguliers.

Les écoulements qui empruntaient ce lit fluvial, ont été alternativement vigoureux et lents. Ils évoquent des mises en eau cycliques, contrôlées par l'activité d'un chenal principal au moment de crues plus violentes, selon des cycles peut-être saisonniers.

4.3.3 - Les sédiments sableux [3] dans l'image C-M

Les remblaiements sableux de l'unité [3] sont principalement regroupés dans l'image C-M le long du segment Q-R (fig. 83 et 84b). Ils ont été prélevés le long de la coupe Sud de Soucy 5, de la coupe J1 et de la coupe K1 (fig. 73 à 75 et 77 ; fig. 71 ; fig. 81). Nous avons joint à la présentation des résultats granulométriques de la coupe K1 ceux obtenus à partir des échantillons prélevés le long de la bande E du gisement de Soucy 3 (fig. 80).

• *Les remblaiements sableux [3] du profil K1 et les sables du gisement de Soucy 3 (unités [M] et [S])*

Le long du profil K1 (fig. 81), les sables de l'unité [3] sont développés sur une épaisseur maximum de 1,50 m. Dans l'image C-M, les sédiments se regroupent le long du segment Q-R (éch. n° 2, 3, 11, 16, 26, 28, 29) et secondairement le long du segment P-Q près du point Q (éch. n° 12) ou au dessus du segment R-S (éch. n° 17) (fig. 84b).

La base du comblement [3a/b] est remblayée par des sables moyens à grossiers (M compris entre 340 et 730 μm), relativement bien triés (C n'excède pas 2 000 μm), à distribution unimodale. Ils sont regroupés principalement le long du segment Q-R. Les sables fins lités [3c] supérieurs (échantillons n° 3, 16, 17, 29), également bien triés, se caractérisent par des médianes plus basses (M compris entre 46 et 235 μm) car ils admettent une population secondaire de particules en général plus fines (distribution bimodale). Ils sont regroupés également le long du segment Q-R mais certains, situés au dessus du segment R-S (éch. n° 17) ou à l'écart (éch. n° 29) révèlent le mélange de particules issues de deux modes de transport distincts.

D'une manière générale, les sédiments de l'unité [3] proviennent d'un mode de transport en suspension graduée dans laquelle les particules sont en « apesanteur » dans une lame d'eau en mouvement. Les fluctuations de la turbulence engendrées par les frottements des courants sur le fond ou les berges sous-aquatiques permettent la sédimentation des particules appartenant à une même classe granulométrique tandis que les plus fines sont exportées vers l'aval (Passega, 1963).

L'homogénéité globale du dépôt (sables moyens à grossier) évoque une mise en place par des courants continus qui empruntaient alors le chenal. La diminution des vitesses d'écoulement est sensible au fur et à mesure de l'aggradation sédimentaire (unité [3c]) du fait de la baisse des valeurs de la médiane. Elle s'accompagne dans une certaine mesure du mélange de populations granulométriques et paraît exprimer une recrudescence momentanée de l'activité hydrodynamique dans un écoulement en voie de ralentissement.

D'un point de vue stratigraphique et biostratigraphique, la mise en place des sables lités [3a/b] puis des sables fins lités [3c] qui comblent le chenal observé le long du profil K1 (fig. 81) est contemporaine de l'élaboration de l'horizon [S] du gisement de Soucy 3 qui contient le niveau d'occupation « P » (fig. 80). Ainsi, le chenal qui bordait à l'ouest l'occupation préhistorique a été emprunté par des courants plus ou moins énergiques selon que l'installation était contemporaine du dépôt des sables lités [3a/b] ou des sables fins lités supérieurs [3c].

Sur le gisement de Soucy 3, les échantillons granulométriques provenant des unités [M] et [S] se répartissent dans l'image C-M de manière éclatée, essentiellement très au dessus du segment R-S (fig. 84b). Cette distribution évoque un mélange extrême des populations granulométriques (Bravard, 1983) qui s'explique parfaitement d'après les données de l'observation stratigraphique et micromorphologique. Celles-ci ont en effet montré la présence de lits de cailloutis colluvionnés (unité [O]) tandis que de nombreux traits de recarbonatation indiquent le brassage des deux unités par les faunes et flores du sol.

Quant aux échantillons extraits de la colonne E 48 du gisement de Soucy 3 (fig. 80), située dans l'entaille fluviale qui borde à l'est le site, ils occupent dans le graphe C-M sensiblement la même situation (fig. 84b). La proximité (environ 5 m) du talus de la berge n'est peut-être pas étrangère au mélange des populations granulométriques. La détérioration de cette berge sous-aquatique par des courants mêmes faibles a sans doute été responsable du brassage des matériaux ainsi que le montre l'unité [N] inférieure issue pour une bonne part de l'effondrement de l'unité [2] inférieure (fig. 80).

• ***Les remblaiements sableux [3] de la coupe Sud du gisement de Soucy 5***

Les échantillons granulométriques prélevés dans l'unité [3] de la coupe Sud du gisement du Soucy 5 (fig. 73 à 75) sont également regroupés dans l'image C-M le long du segment Q-R (fig. 84b).

Huit premiers échantillons sont relativement bien triés. Ils regroupent des sables grossiers (éch. n° 13, 23 et 53, $M = 500$ à $740 \mu\text{m}$), des sables moyens (éch. n° 25, $M = 440 \mu\text{m}$) et fins (éch. n° 21, $M = 240 \mu\text{m}$). Les échantillons n° 22, 24 et 56, situés près du point R, sont des sables fins (M compris entre 165 et $185 \mu\text{m}$) qui admettent une population secondaire de sables très fins, voire limoneux (diamètre compris entre 40 et $100 \mu\text{m}$), plus ou moins bien représentée selon les échantillons.

Le groupe d'échantillons localisé au plus près du point Q (éch. n° 53, 23, 13) est issu d'une suspension strictement graduée, c'est à dire d'une sédimentation en masse d'une classe granulométrique sous l'effet du ralentissement du courant (Passega, 1963). Ce ralentissement peut être induit par le frottement du flux le long des berges qui s'appuient, ici, contre la butte de graviers dans le secteur central de Soucy 5 (fig. 73). L'extrémité du segment P-Q (fig. 84b), en limite avec la valeur C_s , matérialise des berges sous-aquatique (Bravard *et al.*, 1986) ainsi que le suggère la présence, dans le remplissage sableux de galets mous, de mottes limoneuses pédogénéisées remaniée et de figures de glissement le long du talus graveleux de la butte (fig. 73). Les sédiments sableux fins à limoneux (échantillons n° 22, 24 et 56 ; fig. 84b), situés à la charnière des segments Q-R et R-S, apparaissent en limite du transport en suspension graduée et en suspension uniforme et traduisent un ralentissement récurrent des débits puisque ces échantillons proviennent aussi bien de la base que du sommet du remblaiement sableux.

Le long de la coupe M2, le sommet des sables lités [3c] contient les assemblages de la malacozone Scy2 (fig. 76 ; Ma-3 et 4 ; tabl. 3.1 et 3.2). Elle caractérise un environnement terrestre où les taxons propres au milieu forestier sont les mieux représentés par rapport à l'ensemble des assemblages malacologiques individualisés. Elle indique également que le milieu était peu touché par l'activité hydrodynamique. Si les mollusques aquatiques d'une manière générale, sont peu représentés, on observe localement, dans les assemblages Scy2 de la coupe M2, que la part des malacofaunes vivant dans les milieux stagnants n'est toutefois pas négligeable (tabl. 3.2).

• ***Les remblaiements sableux [3] du gisement de Soucy 1***

Les prélèvements granulométriques réalisés le long du profil J1 (fig. 71) sont distribués dans l'image C-M autour du point R. Ils occupent une position en limite du transport par suspension graduée (segment Q-R) et par suspension uniforme (segment R-S) (fig. 84b).

Plus précisément, les échantillons n° 11, 12, 14 sont placés à la charnière des segments R-S et Q-R. Il s'agit de sables fins ; les médianes sont comprises entre 180 et 210 μm , tandis que le percentile a une valeur moyenne de 870 μm . Dans l'image C-M, ils occupent la même situation que les échantillons n° 22, 24 et 56 du gisement de Soucy 5 (fig. 84b), mais la morphologie de ces dépôts diffère puisqu'ils rattachent le banc de convexité qui flanque la rive occidentale du chenal B aux sables lités [3c] étalés sur le lit majeur le long du transect J (fig. 66). Dans l'image C-M et selon le référentiel établi (Bravard *et al.*, 1986), ces échantillons matérialisent une levée de berge qui borde ici le chenal B en accord avec les observations morphostratigraphiques (fig. 67). Elle a été soumise au limonage en période de hautes eaux, lorsque les débits ont été suffisamment élevés pour produire un transport par suspension graduée.

Les dépôts postérieurs (éch. n° 16, 18 et 20) sont légèrement étalés le long du segment R-S (fig. 84b et 84c). Ils occupent plus une situation de plaine d'inondation. Le passage progressif d'une morphologie de berge à une morphologie de plaine d'inondation rend compte de l'éloignement latéral du chenal B. Les Hommes préhistoriques du gisement de Soucy 1 ont pu occuper le site alors que le secteur débutait sa conversion en plaine d'inondation (éch. n° 18, 20, fig. 72 et 84c).

Les malacofaunes contenues dans les sables [3c] se caractérisent par des taxons forestiers à semi-forestiers (coupe J1, malacozone Scy2, fig. 71 et tabl. 3.1 et 3.2). L'occupation préhistorique peut-être contemporaine du développement de ce milieu. Dans le cadre de cette hypothèse, la partie haute de la berge sur laquelle les Hommes préhistoriques se sont installés, était encore régulièrement recouverte par une lame d'eau d'après la relative représentation des taxons évoluant dans des eaux courantes.

• *Conclusions sur les formations sableuses [3]*

Les formations sableuses [3] dans le graphe C-M sont préférentiellement distribuées le long du segment Q-R (fig. 84b). Par rapport à l'épisode sédimentaire précédent, les écoulements dans le lacs d'entailles qui ont disséqué le lit fluvial, paraissent avoir été moins énergiques et relativement réguliers, comme le précise le dépôt d'une seule fraction composée de sables moyens à grossiers. Aucune accélération des débits, permettant le dépôt de matériaux issus d'un transport par roulement et aucune décélération des débits, permettant le dépôt d'une charge plus fine en suspension, ne sont enregistrées de façon récurrente. Ceci implique que les écoulements étaient relativement continus, observation corroborée par les assemblages malacologiques recueillis à la base des remplissages, qui décrivent des faunes aquatiques de milieu courant inaptes à supporter des phases d'assèchement (malacozone Scy1, coupes M1-M2, fig. 77, tabl. 3.1 et 3.2). Ces écoulements paraissent cependant avoir été suffisamment vigoureux pour permettre d'une part les incisions et d'autre part l'érosion des berges, manifestée par le remaniement, dans

les comblements sableux de mottes limoneuses brunifiées au niveau du gisement de Soucy 5 (fig. 73).

La poursuite de l'aggradation sédimentaire dans le réseau de petits chenaux s'accompagne de la diminution progressive des vitesses d'écoulement enregistrée d'après la baisse générale des médianes dans l'unité [3b]. Elle est également perçue dans les assemblages de la faune malacologique qui enregistre l'installation d'un milieu terrestre et partiellement boisé associée à des plans d'eau résiduels où évoluaient des mollusques de milieu stagnant (biozone Scy2, coupe M2, fig. 77 et tabl. 3.1 et 3.2).

L'étroitesse des chenaux, leur organisation en lacis décrivent un système d'écoulement secondaire emprunté par des flux réguliers en voie de ralentissement. Leur alimentation provient d'un chenal principal qui paraît être le chenal B d'après l'organisation en plan du réseau des chenaux (fig. 78b) mais également d'après la géométrie des dépôts supérieurs.

En effet, dans les comblements, le passage des sables lités [3a/b] aux sables fins lités [3c] est progressif. Issus d'une suspension uniforme (segment R-S, fig. 84c), ces derniers ont été déposés par des écoulements circulant dans le chenal B ainsi que le montre la continuité entre les formations sableuses constitutives du banc de convexité du chenal B et l'étalement des sables fins lités [3c] jusqu'à l'extrémité ouest de la plaine alluviale le long du transect J (fig. 66).

Les sables fins lités [3c] ont ainsi parachevé le remblaiement dans les incisions secondaires tandis que la poursuite de l'aggradation sédimentaire a participé au nivellement de la plaine alluviale.

4.3.4 - Les sables limoneux du segment R-S de l'image C-M

Les échantillons regroupés autour du segment R-S (fig. 84c) proviennent principalement de l'unité sédimentaire [5], prélevés sur les gisements de Soucy 5 (coupe Sud, éch. n° 28, 29, 30, 31, 32 et 58) et sur la coupe K1 (éch. n° 6, 7, 30) (fig. 73 à 75 ; fig. 81). Cependant, d'autres proviennent en partie des unités inférieures tels ceux collectés sur la coupe D (éch. n° 1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7, unités [3], [4] et [5] ; annexe B) où encore sur la coupe J1 (éch. n° 16, 18 et 20, unité [3c] ; fig. 71). Pour ces derniers, leur interprétation n'a pas été dissociée de l'analyse menée sur les sédiments de l'unité [3c] et présentée ci-avant. Aussi ne reviendrons nous pas sur les matériaux sableux de la coupe J1.

Dans l'image C-M de Soucy, les échantillons regroupés autour du segment R-S (fig. 84c) se caractérisent par un percentile stable (800 et 900 μm) et une médiane variable

(40 à 110 μm). Ce type de dépôt provient d'un mode de transport par suspension uniforme (Passega, 1963) caractérisée par une turbulence de fond insuffisante qui n'affecte pas les tranches d'eau supérieures. Lors de la sédimentation, un classement des particules s'opère ; les particules les plus grossières en suspension se déposent les premières suivies des plus fines. Ces formations sont caractéristiques d'une plaine d'inondation (Bravard *et al.*, 1986), en accord avec l'interprétation micromorphologique menée sur la coupe D et les données de l'analyse malacologique qui décrivent pour la malacozone Scy4, un milieu strictement terrestre et ouvert (annexe B et tabl. 3.1 et 3.2).

Dans le détail, un sous-ensemble se détache du segment R-S. Il regroupe les échantillons n° 29, 30, 31 et 32 du gisement de Soucy 5 et est placé au-dessus du segment R-S (fig. 84c). Leur situation dans le graphe indique un mélange relatif de sédiments provenant d'une suspension uniforme et d'une suspension graduée (Bravard *et al.*, 1986). Ce processus intervient à l'issue de la phase de stabilisation marquée par le développement du sol grisâtre [4]. Alors que l'exhaussement de la plaine d'inondation débute et que les malacofaunes forestières et semi-forestières régressent (transition biozone Scy3/Scy4, fig. tabl. 3.2), l'activité hydrodynamique apparaît ponctuellement contrastée ainsi que le montre l'observation locale de lits de petits cailloutis qui recouvrent l'unité [4] le long des profils M1 et D (fig. 77 et annexe B) et la persistance de mollusques de milieu aquatique stagnant qui ont colonisé des « flaques » d'eau subsistantes après le retrait des eaux (Ma-5, coupe D, annexe B).

Dans la coupe D, l'appartenance des unités [3] et [4] à une morphologie de plaine d'inondation peut apparaître surprenante d'après le schéma qui se dégagent peu à peu et qui situe, en l'occurrence, les sables lité [3] dans une morphologie proche du milieu fluvial actif. Située sur une berme de l'extraction de granulats au nord des transects lithostratigraphiques généraux relevés, la position de la coupe D dans la plaine alluviale ne peut pas être précisée. Notamment, nous ne pouvons établir si les formations fluviales [3] sont situées en rive droite ou gauche du chenal B. De la même manière, nous ne pouvons estimer les distances qui les séparent des écoulements.

4.3.5 - Les limons calcaires [6] dans l'image C-M

L'ensemble T (fig. 84d) regroupe trois échantillons qui proviennent de l'unité limono-calcaire [6] située le long de la limite sud-est de l'emprise de la gravière (coupe C4 et transects K et M, annexe B, fig. 67 et 69). Dilatés sur 10 à 30 cm, ces limons qui reposent sur les sables limoneux jaunes [5], ont été repérés sur une surface de 1 000 m² environ. Sur l'image C-M, les échantillons sont groupés à la base du graphe, avec des

médianes qui avoisinent la valeur de 10 μm pour un percentile qui n'excède pas 150 μm (fig. 84d). Ces turbidites proviennent d'une suspension uniforme qui s'est délestée de sa fraction grossière lors de son passage sur la plaine alluviale (Bravard, 1983). Ces flux « *peignés* » sont susceptibles de stagner dans les dépressions qui jalonnent la plaine alluviale autorisant alors la décantation des turbidites en suspension (Passega, 1963).

5 - LES ÉTAPES DE LA CONSTRUCTION DE LA PLAINE ALLUVIALE DE SOUCY

Les levés stratigraphiques généraux à petite échelle établis dans la gravière des « Grandes-Pièces » ont décrit à grands traits la géométrie d'ensemble de l'édifice alluvial. L'étude détaillée des formations fines a permis de préciser certains aspects de l'évolution morpho-sédimentaire et biostratigraphique de la plaine alluviale. Enfin, les différentes occupations paléolithiques fouillées ont pu être positionnées plus précisément aussi bien dans la topographie et le milieu contemporain de chacune des installations que dans l'évolution des paysages qui se sont succédé. D'après les données recueillies, la construction de la plaine alluviale à Soucy s'est déroulée selon au moins huit étapes.

5.1 - Le cailloutis fluviatile grossier

Le cailloutis de base [0] n'a pas fait l'objet d'observations précises. Il présente globalement une organisation litée sub-horizontale, interstratifiée localement de lits plus sableux qui remblaient des talwegs larges de l'ordre de la cinquantaine de mètres au moins) et peu profonds (moins de 1 m). Quasiment stérile en restes fauniques et polliniques, aucune information bioclimatique n'a pu être retirée des quelques études, notamment palynologiques (Leroyer *in* Lhomme *et al.*, 1995b), qui ont été engagées sur cette première unité. Toutefois, on considère que les conditions de dépôt de ce type de matériau ont été réunies au cours des péjorations climatiques du Quaternaire, dans des contextes périglaciaires (Bourdier, 1969 ; Chaline, 1974 ; Sommé *et al.*, 1984 ; Haesaerts, 1984 ; Lautridou *et al.*, 1984 ; Antoine, 1990 ; Antoine *et al.*, 2000a).

La nappe de fond caillouteuse [0] est recouverte par des formations sableuses à limoneuses issues d'écoulements fluviaux distincts tant dans le temps que dans l'espace. Les différents systèmes d'écoulement repérés ponctuent la migration du paléo-cours de l'Yonne vers l'est.

5.2 - Mise en place du chenal A

Le premier système d'écoulement repéré est représenté par le chenal A installé sur la moitié ouest de la gravière (fig. 85a). Le fond du chenal s'étend, à la base sur une largeur de 120 à 130 m. De par son amplitude latérale, le chenal A constitue un écoulement principal. Sa rive occidentale est bordée par un banc de convexité dont la progression latérale a contribué à rejeter les courants les plus turbulents le long de la rive concave. Ce mécanisme participe à l'accentuation de la sinuosité dans les cours d'eau de type méandrique (Leopold *et al.*, 1964).

Le gisement de Soucy 6 a été reconnu dans les sables constitutifs du banc de convexité du chenal A (unité [1]) (Lhomme *et al.*, 2003). Installée sur la rive convexe du méandre, l'occupation apparaît contiguë au lit mineur, donc directement riveraine et synchrone de l'activité fluviale. Le niveau d'occupation est apparu très démantelé en raison du remaniement des formations par les processus d'accrétion latérale. Du fait des mauvaises conditions de conservation, le gisement de Soucy 6 a été traité de façon plus rapide et replacé dans le contexte morphostratigraphique général élaboré d'après les différents transects est-ouest.

5.3 - Mise en place d'un lit fluvial à chenaux multiples

L'étape suivante est caractérisée par l'installation d'un lit fluvial à chenaux multiples. Repéré le long des transects M et K, il est installé à l'est du chenal A dont il recoupe en partie le remblaiement (fig. 85b). Peu profond (1 m) et large de 100 m au moins, il est remblayé par des dépôts grossiers à fins (unité [2]) issus d'un mode d'écoulement énergétique mais intermittent (segments P-Q et R-R' de l'image C-M, fig. 84a). Ce lit à chenaux tressés était jalonné par des bancs caillouteux non végétalisés qui pouvaient être émergés lors des périodes de basses à moyennes eaux.

Lors d'une période d'assèchement, l'un de ces lits a été occupé par les Hommes préhistoriques sur le « niveau II » de Soucy 5. Sur le secteur, les conditions d'écoulement indiquent un milieu instable marqué par l'érosion des berges d'après le remaniement de la malacofaune terrestre et la corrosion des restes coquilliers (malacozone Scy1, tabl. 3.2).

Les caractéristiques placent les chenaux repérés autour du secteur de Soucy 5, dans une situation latérale dans ce lit fluvial, qui n'a pas été identifié dans son intégralité en raison des limites de la gravière.

5.4 - La mise en place du chenal B et ses bras latéraux

L'incision du chenal B est postérieure au fonctionnement du lit fluvial à chenaux multiples (fig. 85c). Sa rive gauche était occupée par des bras secondaires hérités du système d'écoulement en tresse précédent. Les talwegs plus étroits (quelques mètres) et peu profonds, alternativement confluaux et diffluaux, ont disséqué les sables et graviers [2] de l'ancien lit fluvial qui avaient fossilisé le « niveau II » d'occupation de Soucy 5, notamment sur ses bordures est, ouest et nord.

Contrairement à l'épisode précédent, les bras secondaires ont été empruntés par des écoulements moins énergiques mais continus (segment Q-R de l'image C-M, fig. 84b), probablement alimentés directement par le chenal principal. Cependant, du fait de leur situation à l'écart par rapport à l'écoulement principal, ils ont été progressivement remblayés par des sables [3] sous l'effet de la diminution rapide des vitesses d'écoulement des flux qui les empruntaient, combinée probablement à la végétalisation du milieu d'après les assemblages de la malacozone Scy2. Le comblement progressif du système d'écoulement en lacis s'est de toute évidence accompagné de la subsistance momentanée et locale de dépressions résiduelles dans lesquelles stagnait une lame d'eau d'après la reconnaissance ponctuelle de mollusques aquatiques de milieux stagnants compris dans la biozone Scy2 de la coupe M2 (tabl. 3.2). Hérités du lit fluvial à chenaux multiples, ces bras latéraux en voie de comblement, mais encore alimentés par le chenal B, paraissent avoir été directement juxtaposés à des espaces boisés.

Le gisement de Soucy 3 est installé sur une des buttes, détouré à l'est et à l'ouest par deux chenaux à remplissage sableux. D'après les données de la stratigraphie et de la biostratigraphie, l'occupation paléolithique « P » apparaît contemporaine du fonctionnement des écoulements qui empruntaient le bras occidental. Son extension latérale s'étendait sur une trentaine de mètres au moins. Il était emprunté par des courants en voie de ralentissement. La façade est du gisement de Soucy 3 au moment de l'occupation « P », était également baignée par une lame d'eau calme d'après les faunes de mollusques aquatiques et la présence de figures de tri repérées sous lame mince. Les écoulements dans ce bras oriental paraissent cependant avoir été ponctuellement plus énergiques d'après la reconnaissance de dépôts sableux et de galets installés sur un

banquette emboîtée dans la berge. L'extension latérale du bras oriental ne peut être précisée du fait de la destruction des formations sédimentaires avant la découverte du site.

L'occupation du « niveau P » de Soucy 3 apparaît contemporaine de l'insularité du secteur. Sur la section haute de la berge, l'île était largement végétalisée et une amorce d'altération pédologique a même été mise en évidence. Elle montre que le secteur se situait au dessus des niveaux d'eau les plus hauts. L'hypothèse est renforcée également d'après l'analyse de la malacofaune. Si celle-ci se rattache à la biozone Scy2, les assemblages de mollusques s'en distinguent par la pauvreté relative de la diversité spécifique (tabl. 5.1 et 5.2) par rapport aux assemblages recueillis sur les autres secteurs (tabl. 3.1 et 3.2). Les faunes collectées sur le gisement de Soucy 3 témoignent de la présence au sol d'une étendue herbeuse associée à des taillis et buissons. Cette donnée rend compte du développement local d'un biotope plus restrictif qui a pu être induit par l'isolement du secteur.

Comprise dans les sables lités [3b] ou les sables lités fins [3c] qui remblaient les bras latéraux du chenal B, l'occupation paléolithique de Soucy 5 « niveau I » apparaît contemporaine de la mise en place des dernières formations sableuses [3]. Le secteur où les Hommes se sont installés est marqué par la contiguïté immédiate d'un milieu aquatique confiné, d'après l'occurrence de mollusques vivant dans des eaux stagnantes et d'un milieu terrestre plutôt ouvert admettant des zones boisées (biozone Scy2, fig. 77 ; tabl. 3.2). La netteté de la limite nord de la répartition des vestiges du « niveau I » (fig. 72b) et la reconnaissance de lignes de petits galets, suggèrent que le niveau préhistorique a été en partie démantelé par des écoulements qui circulaient dans un bras localisé immédiatement au nord du périmètre de l'occupation paléolithique (fig. 78b).

5.5 - Fonctionnement du chenal B et l'isolement de la plaine d'inondation

Le comblement total du lacis de bras secondaires du chenal B, a abouti au nivellement de sa rive gauche (fig. 85d) qui peu à peu a accueilli des dépôts plus fins lités [3c] issus de processus de limonage (charnière R/R-S et segment R-S, fig. 84b, 84c). Le chenal B était alors bordé par des berges nouvellement libérées du milieu aquatique. Elles ont été peu à peu colonisées par une ripisylve qui a isolé peu à peu le lit mineur de sa plaine d'inondation (coupes J1 et C2/3, fig. 66, 71 et annexe B) d'après l'installation progressive d'une malacofaune terrestre à éléments forestiers hygrophiles (biozone Scy2, tabl. 3.2).

D'après la position stratigraphique du niveau d'occupation de Soucy 1 positionné au sommet de l'unité [3c], les Hommes se seraient installés en rive gauche du chenal B, sur la partie haute d'une levée de berge, en limite avec la plaine d'inondation. L'occupation apparaît légèrement en retrait du lit mineur, d'après l'analyse de l'image C-M et la fréquence des mollusques qui affectionnent les milieux palustres reconnus dans la coupe J1 (fig. 71 et tabl. 3.2). Plus globalement, elle est établie dans un contexte partiellement boisé d'après les assemblages malacologiques (zone Scy2, tabl. 3.2) et les données de la grande faune qui décrivent également un « *environnement mixte de forêt et d'étendues herbeuses* » (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 2000d). Édifiée à partir de processus d'accrétion latérale, la levée a été construite à partir d'écoulements qui circulaient dans le chenal B. Elle était alors régulièrement noyée sous une lame d'eau vive d'après la part des mollusques évoluant dans les milieux courants (Ma-2, coupe J1, fig. 71, tabl. 3.1 et 3.2).

Sur le gisement de Soucy 3, le niveau d'occupation « S », d'un point de vue biostratigraphique, est positionné au sommet de la malacozone Scy2 (fig. 80 ; tabl. 5.2). Compris dans des sables fins [X] comparables à l'unité [3c], l'installation apparaît sub-contemporaine des processus de limonage qui s'organisent à partir du lit mineur du chenal B. Toutefois, l'occupation peut avoir été contemporaine de la phase suivante marquée par la stabilisation de la plaine alluviale (unité [4]). Cette stabilisation qui s'est accompagnée dans le chenal B de l'émergence d'un milieu stagnant (unité [4g], fig. 67) a été enregistrée par les faunes de mollusques comprises dans les derniers sédiments fluviaux qui bordent la façade est du gisement de Soucy 3 (unités [Y] et [Z], éch. Ma-1 à Ma-5, fig. 80, tabl. 5.2).

5.6 - Stabilisation de la plaine alluviale et pédogénèse

L'étape suivante correspond à une phase de stabilisation matérialisée par l'élaboration d'un sol grisâtre qui s'est étendu jusqu'aux confins de la plaine d'inondation le long du transect M (unité [4], fig. 85e). Les faunes malacologiques sont essentiellement terrestres (malacozone Scy3 ; tabl. 3.2). L'élaboration du sol traduit la suspension des processus de recouvrement alluvial sur le lit majeur du chenal B. Ce phénomène pourrait évoquer un éloignement latéral du cours principal qui aurait incisé son lit ailleurs dans la plaine, abandonnant le secteur aux processus d'altérations pédologiques. Il pourrait aussi révéler un abaissement du niveau de l'étiage dans le chenal B en réponse à une réduction générale des débits liquides. Dans un cas comme dans l'autre, le maintien d'une lame d'eau peu épaisse et quasi stagnante est à l'origine de la formation d'un gley dans les sables à graviers [4g] qui tapissent la base du chenal B (fig. 66). C'est au cours de cette

stabilisation que débute la régression des mollusques forestiers au profit de l'extension des espèces de milieux découverts (malacozone Scy3, tabl. 3.2).

L'occupation préhistorique de Soucy 2⁶⁴, repérée le long de la coupe E au nord de la gravière (fig. 65 et annexe B) est également comprise dans un horizon grisâtre qui occupe la même position stratigraphique que l'unité [4]. L'examen des faunes de mollusques a révélé l'appartenance de l'assemblage recueilli à la malacozone Scy3 définie le long des profils M1 et M2 (tabl. 3.2) (Limondin-Lozouet, inédit). Bien que des raccords stratigraphiques formels n'aient pu être établis entre le nord et le sud de la gravière des « Grandes-Pièces », ces observations et données permettent de re-situer cette occupation au cours de la phase de stabilisation de la plaine alluviale (fig. 85e).

5.7 - Limonage sur la plaine alluviale

L'étape suivante correspond au retour des processus de recouvrement alluvial sur la plaine (fig. 85f). Ces processus sont le fait non plus d'écoulement vifs, mais d'un limonage continu, qui permet l'édification continue d'une plaine d'inondation par exhaussement progressif et puissant de lit majeur (unité [5], segment R-S de l'image C-M, fig. 84c). Le début de l'exhaussement paraît s'être accompagné de crues de débordement plus contrastées. Le chenal d'écoulement à partir duquel le limonage s'organise n'a pas été repéré dans l'emprise de la gravière. Il est possible que son tracé soit situé plus à l'est, au plus près du talus sénonien. D'un point de vue malacologique (malacozone Scy4, tabl. 3.2), le milieu s'assèche durablement du fait de l'isolement progressif de la plaine d'inondation par rapport au lit mineur. Le développement de zones marécageuses, circonscrites et temporaires, lui est associé d'après la récurrence locale de mollusques de milieux stagnants. Les Hommes préhistoriques qui ont occupé le « niveau 0 » de Soucy 5 étaient contemporains des premiers épisodes de cette édification.

5.8 - Mise en place d'une cuvette marécageuse

La dernière étape correspond à l'installation d'une cuvette marécageuse résiduelle dans laquelle des matériaux uniquement limoneux sont décantés (unité [6]) (fig. 85g). Les flux qui parviennent jusqu'à cette cuvette sont débarrassés de leurs fractions sableuses

⁶⁴ Ce gisement, qui n'a fait l'objet que d'une évaluation, est actuellement mis en réserve (Lhomme *et al.*, 1995b).

(ensemble T de l'image C-M, fig. 84d). Le milieu est stagnant, éloigné de l'activité fluviale principale et probablement situé très à l'écart dans la plaine d'inondation.

6 - SIGNIFICATION CLIMATIQUE DES DÉPÔTS ALLUVIAUX FINS DE SOUCY

6.1 - Un milieu tempéré continental

Les formations fluviatiles fines analysées dans la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy (unités [2] à [5]) (fig. 66 à 69 ; fig. 49 à 51) se sont mises en place dans un milieu tempéré de type continental d'après la composition spécifique reconnue dans les assemblages malacologiques, la présence de taxons forestiers de répartition actuelle centre européenne⁶⁵ et la dominance des espèces de milieux ouverts (tabl. 3.2) (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001). Ces conclusions sont en accord avec celles issues de l'analyse des assemblages des restes de rongeurs⁶⁶ (van Kolfschoten *in* Lhomme *et al.*, 2000b), tandis que le spectre faunique des grands mammifères⁶⁷ témoigne d'un environnement associant milieux forestiers et prairies (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 2000b et 2000d).

Le milieu tempéré continental défini à partir des faunes collectées est une caractéristique que les remblaiements fluviatiles fins de la nappe à Soucy partagent avec ceux de nombreuses nappes alluviales du Pléistocène moyen de l'Europe du nord-ouest. Actuellement, ce type de milieu se caractérise par des conditions climatiques plus contrastées où les étés sont plus chauds et les hivers plus froids par rapport aux zones tempérées développées le long des façades océaniques ouest.

Dans la vallée de la Somme, la continentalité du milieu tempéré est attestée dans les sédiments alluviaux fins supérieurs de la nappe de Renancourt à Abbeville, carrière Carpentier et de la nappe de la Garenne, carrière du Cimetière et Garenne II (fig. 7), d'après les analyses polliniques (Munaut, 1988 et 1989a ; Antoine, 1990 ; 2001).

⁶⁵ *Aegopis klemmi*, *Clausilia pumila*, *Perforatella bidentata*, *Ena montana*, *Clausilia dubia* (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000)

⁶⁶ *Clethrionomys glareolus*, *Microtus arvalis*, *Microtus agresti*, (van Kolfschoten *in* Lhomme *et al.*, 2000b)

⁶⁷ *Bos primeginius*, *Cervus elaphus*, *Dicerorhinus mercki*, *Palaeoloxodon antiquus*, *Equus* sp., *Capreolus capreolus*, *Sus* sp., *Megaloceros* sp., (Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 2000d ; Bémilli *in* Lhomme *et al.*, 2000b).

Cependant, à la Garenne même, les faunes de mollusques et le spectre palynologique décrivent un milieu plutôt tempéré frais (Antoine, 1990). Enfin, les sédiments fluviatiles fins de la nappe de l'Épinette ont été déposés dans un contexte tempéré continental d'après les cortèges palynologiques et les restes de petits mammifères (Cordy, 1989 ; Munaut, 1989b ; Tuffreau *et al.*, 1995).

Dans la moitié sud de la Grande-Bretagne, dans la vallée de l'Avon, la continentalité du milieu est également attestée pour les sédiments fins de deux nappes distinctes du Pléistocène moyen, sur les gisements de Strensham (de Rouffignac *et al.*, 1995) et de Frog Hall Pit (Keen *et al.*, 1997), d'après les assemblages de mollusques et de coléoptères. Toujours dans la moitié sud de l'Angleterre, une interprétation similaire a été avancée pour des dépôts alluviaux fins appartenant à deux nappes alluviales distinctes du Pléistocène moyen repérées dans les vallées du Nene (Horton *et al.*, 1992) et de Great Ouse (Green *et al.*, 1996). Sur le site de Woodston dans la vallée du Nene, comme sur le site de Stoke Goldington dans la vallée de Great Ouse, la continentalité du milieu ressort d'après les analyses des assemblages de malacofaunes et d'insectes, auxquelles s'ajoutent les données de la palynologie pour le dernier gisement.

6.2 - Un milieu ouvert à l'échelle du bassin versant

L'ensemble des faunes recueillies dans les sédiments fluviatiles fins de la gravière des « Grandes-Pièces » s'accorde pour décrire un milieu ouvert, dominé par des prairies associées à quelques zones boisées, probablement organisées en galerie le long des rives des différents cours d'eau reconnus.

L'ouverture du milieu peut également être appréciée d'après le bilan de la sédimentation fluviatile. La part des carbonates est comprise entre 40 et 50 % pour l'unité [5] de Soucy. Ces matériaux proviennent du démantèlement des craies sénoniennes d'après l'importance des constituants micritiques à coccolithe reconnus dans les lames minces et la présence de nombreux fragments crayeux compris dans le fond matriciel. Ces observations montrent que près de la moitié de la charge sédimentaire déposée par les écoulements provient du démantèlement des talus crayeux qui limitaient la vallée lors du fonctionnement de la plaine alluviale.

Ce bilan peut être également apprécié, bien que plus indirectement, par la critique de l'image C-M obtenue à Soucy.

L'image C-M de Soucy se caractérise par une valeur élevée du paramètre Cu qui s'accompagne d'une position des échantillons vers le pôle nord-est de l'image (fig. 83). La valeur Cu représente la taille maximale des particules transportées en suspension uniforme. Dans la gravière des « Grandes-Pièces », celle-ci atteint 800 à 900 μm sur le graphe présenté. À titre de comparaison, dans le bassin du Rhône les analyses granulométriques réalisées sur des sédiments déposés à partir de la fin du Tardiglaciaire weichselien, ont livré des valeurs Cu comprises entre 200 et 400 μm (Bravard, 1983 ; Peiry, 1988 et 1990 ; Salvador, 1991). Dans la plaine alluviale actuelle de la Seine, entre Montereau et Troyes et à Sèvres en aval de Paris, les valeurs Cu sont comprises entre 400 μm et 500 μm (Gadiolet, 1990 ; Dzana, 1997 ; Chaussé *et al.*, 2001). Dans la plaine alluviale actuelle de l'Oise, les valeurs moyennes sont de l'ordre de 200 μm (Gadiolet et Bravard, 1990a ; 1990b ; 1990c).

La valeur du paramètre Cu est déterminée par les débits liquides, eux-même dépendants de la valeur de la pente du talweg et de la sinuosité du lit mineur. À Soucy, les altitudes prises à la base du chenal A le long des transects d'amont en aval M et J, distants l'un de l'autre de près de 300 m n'enregistrent pas de dénivelé marqué (77,50 m NGF, fig. 66 à 69). Toutefois, la section d'étude n'est pas suffisamment étendue dans l'axe des écoulements pour permettre l'établissement de la valeur de la pente des talwegs au moment du creusement des différents chenaux. Seule la valeur moyenne de la pente longitudinale du plancher rocheux reconstituée pour la Nappe de Soucy, de l'ordre de 0,3 à 0,4 ‰ (fig. 10), permet d'affirmer qu'elle est sensiblement équivalente à celle de la Nappe de Fond (0,45 ‰, cf. *supra*).

Cependant, d'après le profil longitudinal du plancher de la Nappe de Soucy, l'ancienne plaine alluviale des « Grandes-Pièces » se situe immédiatement à l'aval d'une rupture de pente (kilomètres 30 à 34) dont le dénivelé est de l'ordre de 1 ‰ (fig. 10). Il est possible, par conséquent, que la grossièreté des matériaux, illustrée par la haute valeur de Cu, soit l'expression de l'abandon de la charge sédimentaire en transit dans un écoulement dont la pente a diminué brusquement. Toutefois, certains exemples montrent que les sédiments déposés par suspension le long de tracés fluviaux installés sur de fortes pentes ne sont pas aussi grossiers. Ainsi, dans la plaine alluviale actuelle de la haute vallée du Rhône, en aval de sa confluence avec l'Ain, au Pré-de-la-Cour, le long d'une section rectiligne du lit mineur du Rhône, la valeur Cu dans le graphe C-M est de l'ordre de 300 à 400 μm alors que la pente de la nappe caillouteuse de fond au sommet de laquelle sont développées des formations sableuses issues d'un transport en suspension est comprise entre 1 à 1,4 ‰ (Salvador, 1991).

À Soucy, la méconnaissance des paramètres de pente et de sinuosité limite l'exploration des conditions d'écoulements dans l'ancienne plaine alluviale des « Grandes-Pièces ». Mais des exemples, établis notamment le long de plaines alluviales sub-actuelles drainées par des cours d'eau du piémont alpin, montrent que les valeurs du paramètre Cu, telles celle établie aux « Grandes-Pièces » ne sont jamais atteintes.

La compétence du paléo-cours de l'Yonne ne constitue pas une explication pleinement satisfaisante pour interpréter la haute valeur du paramètre Cu et la distribution C-M de Soucy vers le pôle nord-est du graphe. Aussi, la concentration de la charge sédimentaire en transit dans les écoulements constitue-t-elle un second argument qui a déjà été avancé par J.-P. Bravard *et al.* (1986). L'augmentation de la charge sédimentaire dans un écoulement produit la diminution de la vitesse de chute des particules et une augmentation de la viscosité et de la densité du flux. La diminution de la vitesse de chute des particules permet leur maintien en suspension (Costa, 1988), augmentant la capacité d'un écoulement à transporter des particules plus grossières. Cette hypothèse qui privilégie la concentration de la charge sédimentaire en transit induit nécessairement des apports conséquents de matériaux détritiques en provenance du bassin versant.

La turbidité des écoulements décrite par l'image C-M et la part des apports de versant en provenance des talus crayeux immédiats, perçue d'après le dosage des carbonates et la lecture micromorphologique, renvoient l'image d'un milieu sensible aux processus d'érosion, peu à moyennement protégé par une couverture arborée à l'échelle du bassin versant. La définition d'un milieu relativement ouvert au niveau de la plaine alluviale selon les marqueurs biologiques paraît pouvoir être étendue, par conséquent, à l'ensemble du bassin versant.

6.3 - Un enregistrement de fin d'interglaciaire

Dans la gravière des « Grandes-Pièces », des trois systèmes d'écoulement repérés et qui se succèdent dans le temps (chenal A, lit fluvial à chenaux multiples et chenal B), seuls les deux derniers ont pu documenter les observations et analyses lithostratigraphiques. Le lit majeur du chenal A, ainsi que celui associé à chacun des chenaux Nord et Sud repérés au nord de la gravière (coupe E, annexe B), n'ont pas été identifiés dans les limites de l'extraction. Les enregistrements sont par conséquent partiels et ne couvrent qu'une partie de l'évolution de l'ancienne plaine alluviale.

Aussi, les variations des assemblages malacologiques ne paraissent refléter qu'une partie de cet épisode climatique tempéré (Limondin-Lozouet, *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Limondin-Lozouet, 2001). La définition des conditions tempérées est fondée sur l'appréciation, dans la malacozone Scy2, de la diversité spécifique et la reconnaissance de mollusques forestiers à semi-forestier (Limondin-Lozouet, *in* Chaussé *et al.*, 2000). Cependant, à Soucy, la part de cette malacofaune n'excède pas 20 % (tabl. 3.2). Les taxons mésophiles et surtout ceux inféodés aux milieux ouverts, constituent chacun entre 30 et

50 % des cortèges malacologiques. La part importante des taxons à valence écologique large et de terrain découvert, par rapport à celle des groupes forestier et semi-forestier montre l'équilibre inégal de la distribution des mollusques par groupe écologique. Ces caractéristiques excluent de replacer la mise en place des dépôts alluviaux fins au cours de l'optimum de l'épisode tempéré.

Enfin, si le passage d'un environnement fluviatile (unités [2] et [3]) à un environnement terrestre (unités [4] à [6]) (fig. 66 à 69) paraît être la réponse à l'éloignement relatif des écoulements vifs, cet éloignement s'accompagne aussi de l'augmentation de la part des carbonates issus du démantèlement des versants. Comprise entre 15 à 25 % dans les unités inférieures au sol grisâtre [4], celle-ci passe à des valeurs comprises entre 40 et 50 % dans l'unité [5] supérieure, alors que des fragments crayeux non roulés sont introduits dans les dépôts. D'un point de vue malacologique, la transition de la biozone Scy2 à la biozone Scy4 traduit l'assèchement de la plaine et marque l'accentuation de l'ouverture du milieu à mesure de l'aggradation sédimentaire (tabl. 3.2). Les faunes enregistrent une diminution progressive en richesse et en diversité spécifique, et parmi la fraction dominante même les taxons mésophiles régressent de façon notable au profit des steppiques (Limondin-Lozouet, *in* Chaussé *et al.*, 2000). L'assemblage reconnu dans la biozone Scy4 contenue dans l'unité [5] se rapproche des associations malacologiques de début glaciaire, mais s'en distingue par la subsistance des taxons mésophiles et forestiers (tabl. 3.2) (Limondin-Lozouet, 2001).

7 - LES CONDITIONS DU PASSAGE À UNE MORPHOLOGIE DE VERSANT

Le passage à une paléogéographie de versant est marqué par l'élaboration d'un glaciaire qui recoupe les dernières formations alluviales. La mise en place de cette surface d'érosion signe l'abandon définitif de la plaine alluviale par la paléo-Yonne. En effet, le façonnement de ce glaciaire doucement incliné vers l'ouest, c'est à dire en direction de la plaine alluviale actuelle de l'Yonne, apparaît consécutif d'une nouvelle phase d'encaissement de la rivière.

Dans la moitié nord de la France, en Belgique, aux Pays-Bas et en Grande-Bretagne, différentes hypothèses ont été émises quant à la position de l'incision responsable de

l'étagement d'une nappe alluviale dans un cycle climatique. Elles ont été bâties à partir de l'observation de nappes alluviales du Pléistocène moyen et supérieur.

Sur la section aval de la vallée de la Seine, dans la région de Rouen/Elbeuf, la phase d'érosion a été située au cours des phases pléniglaciaires en relation avec l'abaissement des niveaux marins (Lautridou *et al.*, 1984).

Plus en amont, dans la moyenne vallée de la Seine, F. Lécalle (1984b et 1989) situe la phase responsable du creusement à la fin de chaque période froide dans un contexte tardiglaciaire. Elle serait induite par l'importance volumétrique des débits liquides. C'est également le schéma retenu pour l'étagement des nappes alluviales des vallées de l'Indre et de la Vienne au sud-ouest du Bassin de Paris (Macaire, 1984).

À l'inverse, dans le bassin de la Haine en Belgique, l'encaissement du réseau se produit au moment du passage d'un environnement tempéré froid vers des conditions rigoureuses caractérisées par le développement d'un permafrost (Haesaerts, 1984). Ces conclusions rejoignent celles de J. Sommé *et al.* (1984) qui remarquent dans le nord de la France, à Biache-Saint-Vaast dans la vallée de la Scarpe, que les derniers dépôts fluviaux et les premières formations de versant qui leur succèdent enregistrent l'installation d'« *une steppe boisée (...) allant à la forêt claire...* ». Ces données s'accordent avec les dernières observations réunies dans le bassin de la Somme, et plus particulièrement sur le gisement de Cagny-la-Garenne (Antoine, 1990). Celles-ci précisent que le passage à une dynamique de versant est réalisé dans un contexte non périglaciaire, puisque les premiers dépôts immédiatement postérieurs à l'incision (dépôts de versant interstratifiés de dépôts fluviaux) se seraient mis en place dans « *un contexte encore tempéré de type début glaciaire* » d'après les assemblages polliniques et la grande faune.

Enfin, au sud de l'Angleterre, dans les bassins de la Tamise, de la Severn et de l'Avon, l'incision principale est remplacée lors de la transition vers des conditions interglaciaires. Elle résulterait de la fonte globale du permafrost. Cependant, une phase d'érosion secondaire a aussi été reconnue alors que les conditions tempérées froides évoluent vers des conditions périglaciaires. Cette reprise de l'érosion verticale ne paraît pas toutefois responsable de l'étagement des nappes alluviales (Bridgland, 2000).

Des observations similaires ont été collectées par J. Vandenberghe (1993, 1995) dans les bassins de la Meuse et du Dinkel aux Pays-Bas. Mais contrairement aux données britanniques, l'incision est enregistrée lors de chaque phase de transition climatique. Les explications apportées quant au mécanisme du creusement s'inspirent des travaux de

L. Starkel (1983). Il résulte du jeu combiné de variations durables entre les débits liquides et les débits solides dans un écoulement. L. Starkel (1983) montre ainsi que l'érosion est toujours déterminée lorsque :

- La diminution des débits liquides est moins importante que la diminution des débits solides soit : $Ql^- < Qs^-$. Ce cas de figure intervient au début de chaque amélioration climatique lorsque les écoulements sont encore élevés et que l'évapotranspiration reste basse (Vandenberghe, 1993, 1995). Mais l'augmentation globale des températures s'accompagne de l'extension d'une végétation herbacée pionnière qui permet la stabilisation des rives. Le maintien des écoulements de haute énergie, la stabilisation relative du milieu et la diminution conjointe de la charge sédimentaire en transit détermine l'incision par méandrage.
- L'augmentation des débits liquides est plus importante que l'augmentation des débits solides soit : $Ql^+ > Qs^+$. Ce scénario intervient au début de chaque cycle froid selon J. Vandenberghe (1993, 1995) alors que le volume des précipitations se maintient ainsi que la couverture végétale, laquelle stabilise le milieu. Mais la chute des températures entraîne la diminution conjointe de l'évapotranspiration. Une augmentation relative des flux se produit et détermine une tendance à la réduction de la pente des écoulements qui aboutit à l'incision puis à l'étagement.

À Soucy, le raccord entre la surface d'érosion et l'incision qui a précédé la mise en place de la nappe alluviale immédiatement postérieure à celle de Soucy n'a pas été observé dans les limites de l'extraction. Il est donc difficile de préciser la position de l'érosion verticale dans le cycle glaciaire-interglaciaire. Mais, les données litho- et biostratigraphiques recueillies dans les derniers sédiments fluviaux fins de la nappe des « Grandes-Pièces » et les premières formations de versant qui les recouvrent fournissent quelques éléments d'appréciation.

Les études sédimentaires (haute valeur du paramètre Cu, augmentation de la part des carbonates dans la charge sédimentaire et présence de fragments crayeux) et paléontologiques s'accordent pour décrire que la mise en place des dernières formations alluviales fines (unités [5], fig. 49 et 50) s'est déroulée dans un milieu ouvert à l'échelle de la plaine alluviale comme du bassin versant. Les marqueurs malacologiques font apparaître en outre une accentuation de ces conditions. Elle apparaît être une réponse à une dégradation globale des conditions environnementales plutôt qu'une réponse à l'assèchement de la plaine alluviale d'après la diminution constante de la biodiversité, la régression des mésophiles et la présence plus marquée des steppiques.

Compte tenu de ces observations, on peut considérer que les derniers dépôts fluviaux se sont mis en place dans un contexte d'augmentation globale des apports, qui pourrait correspondre à l'amorce d'une péjoration des conditions climatiques globales. En effet, la progression des flux pourrait avoir été induite par l'extension de l'ouverture du milieu à l'échelle du bassin versant. Elle a pu permettre l'augmentation relative des écoulements par diminution de l'évapotranspiration. L'insuffisance de la végétalisation au niveau des sols aurait dans le même temps conditionné l'afflux relatif de sédiments, afflux relativement bien perçu d'après la charge carbonatée contenue dans les apports minéraux. En permettant une tendance à l'approfondissement du lit des écoulements, l'accentuation de la dégradation de la couverture végétale pourrait avoir conditionné l'incision verticale en accord avec les modélisations établies d'après L. Starkel (1983) et J. Vandenberghe (1993, 1995).

Cette interprétation ne contredit pas les données malacologiques rassemblées dans les premières formations de versant constituées par un granulat crayeux (unité [7], fig. 49, 50 et 51). La malacofaune recueillie caractérise une association de fin d'interglaciaire et montre que la mise en place des premières formations détritiques de versant s'est déroulée dans un contexte de transition climatique qui précède encore l'avènement de conditions pleinement périglaciaires (malacozone Scy5 ; cf. *supra*, fig. 51 ; tabl. 4.1 et 4.2) (Limondin-Lozouet, inédit).

L'élaboration du glaciaire d'érosion qui recoupe les dernières formations fluviales et son recouvrement par le granulat crayeux [7] sont intervenus dans un contexte de transition climatique de type fin d'interglaciaire. Les données sont en accord avec les observations établies dans les vallées de la Scarpe (Sommé *et al.*, 1984) et de la Meuse aux Pays-Bas (Vandenberghe, 1993 et 1995). Les caractéristiques paléo-environnementales contemporaines des derniers dépôts alluviaux fins qui ont été déduites des analyses sédimentaires et biologiques, permettent de considérer que les conditions nécessaires à l'érosion verticale modélisées par L. Starkel (1983) et vérifiées par J. Vandenberghe (1993 et 1995) étaient en voie d'acquisition dès les derniers épisodes de la construction de la plaine alluviale de Soucy.

8 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les gisements du Paléolithique inférieur de Soucy constituent un ensemble de neuf niveaux d'occupation rapporté à l'interglaciaire Holsteinien corrélé au stade isotopique 9 (*sensu* Zagwijn, 1992). Ces occupations sont distinctes dans le temps et l'espace. Huit des neuf niveaux d'occupation ont fait l'objet dans ces travaux d'une documentation paléoenvironnementale. Leur hiérarchisation dans le schéma évolutif de la plaine alluviale de Soucy a constitué une priorité dans la recherche que nous avons engagée dans la gravière des « Grandes-Pièces ».

- Les huit niveaux préhistoriques étudiés sont associés au fonctionnement de systèmes d'écoulement distincts et diachroniques qui ponctuent la migration du paléocours de l'Yonne vers l'est.

- À l'ouest, le gisement de Soucy 6 est le plus ancien. Reconnu dans des sables constitutifs d'un banc de convexité qui borde la rive gauche du chenal A, il est apparu partiellement démantelé par les courants relativement dynamiques qui circulaient dans ce chenal. La rive droite du chenal A est recoupée par un lit fluvial à chenaux multiples.
- Le gisement de Soucy 5 « niveau II » correspond à une installation dans l'un des lits du système d'écoulement en tresse. Vraisemblablement en position latéral, ce lit paraît avoir été asséché lors de l'occupation préhistorique.
- Les Hommes du « niveau I » de Soucy 5 s'installent alors que le secteur entame sa reconversion. Elle se matérialise par la mise en place plus à l'est du chenal B associé à des petits bras latéraux plus ou moins profonds développés sur sa rive gauche. Ces bras reprennent plus ou moins le tracé des lits de l'ancien système tressé. Les Hommes ont occupé un petit banc sableux encadré par des écoulements. L'occupation de Soucy 3 « niveau P » apparaît sub-contemporaine. Elle est installée sur un banc émergé plus vaste et surtout végétalisé.
- Les Hommes qui se sont installés sur les gisements de Soucy 1 et Soucy 3 « niveau S » apparaissent également sub-contemporains. L'installation sur le dernier site paraît s'être produite au début des processus de nivellement de la plaine d'inondation par les dépôts de débordement mis en place à partir des écoulements qui empruntaient le chenal B. Les

Hommes sur le gisement de Soucy 1 ont occupé la partie haute d'un banc de convexité qui bordait la rive droite le chenal B.

- L'occupation du gisement de Soucy 2 paraît associée à un épisode de suspension des processus d'alluvionnement sur la plaine alluviale. Au cours de cette période, un petit sol alluvial s'élabore. Il nous faut toutefois rester prudent dans la mesure où ce gisement n'a pas fait l'objet d'observations aussi détaillées que les autres.
- Le dernier niveau d'occupation (Soucy 5 « niveau 0 ») est en position de plaine d'inondation. Le système d'écoulement associé à cette plaine n'a pas été repéré dans les limites de la gravière.

- La proximité avec un écoulement vif paraît régir la distribution des sites les plus importants en termes d'extension et de nombre de restes. Les occupations de Soucy 5 « niveau 0 » et Soucy 3 « niveau P » qui en sont plus ou moins éloignées, ne sont pas étendues et n'ont fourni qu'un nombre restreint de restes y compris lithiques. Seul le gisement de Soucy 2 dont l'occupation *a priori* se déroule lors de la phase de stabilisation de la plaine alluviale paraît faire exception. Toutefois, ce site, dont une partie est encore protégée, n'a été observé qu'en coupe et ses relations ou non avec un système d'écoulement n'ont pas été formellement établies du fait des limites de l'emprise de la gravière.

Il ne peut être avancé que ce constat, qui montre apparemment une relation entre la proximité de la rivière et l'importance du site, soit le résultat d'une recherche exploratoire inégale. Depuis fin 1994, date à laquelle le premier gisement paléolithique a été mis au jour, les travaux de prospection doublés d'une surveillance lors des phases d'exploitation de la gravière ont été systématiques. La distribution des occupations paléolithiques dans la paléo- plaine alluviale de Soucy constitue donc le bilan effectif des occupations humaines sur la quinzaine d'hectares explorée.

Cette répartition contrastée des gisements préhistoriques paraît par conséquent obéir à un choix discriminatoire par les Hommes qui ont fréquenté cette portion de la paléo- plaine alluviale de Soucy.

- La position de ces sites en bordure de chenal ou bras actif paraît avoir été paradoxalement garante de leur bonne conservation globale (Lhomme *et al.*, 2000b et 2000d). Sur les cinq sites bordés par un chenal ou un bras actif au moment de leur occupation par les Hommes (Soucy 1, Soucy 3 « niveau P », Soucy 5 « niveau II », Soucy 5 « niveau I », Soucy 6) seul le gisement de Soucy 6 est apparu suffisamment démantelé par les courants fluviaux pour limiter une approche approfondie de

l'organisation des vestiges. Pour les autres gisements, il ressort que l'impact de la rivière a plutôt permis la conservation globale des restes par le recouvrement des niveaux d'occupation limitant la dispersion des vestiges surtout osseux ainsi soustraits à l'appétit des carnassiers. En effet, la conservation de nombreux restes fauniques en connexion anatomique et la découverte d'esquilles de silex dans ou en périphérie immédiate des ateliers de débitage ou de façonnage attestent de la bonne préservation même si parfois certains des niveaux sont apparus rognés latéralement par les courants fluviaux (Soucy 5 « niveau II », Soucy 5 « niveau I »).

- Les études biostratigraphiques menées sur cette ancienne plaine alluviale s'accordent pour définir un milieu tempéré à connotation continentale, contemporain de l'édification des ensembles sédimentaires sableux à limoneux. Si le milieu apparaît ouvert à l'échelle de la plaine alluviale d'après l'importance des taxons évoluant dans ce type d'environnement, il admet cependant des espaces forestiers clairs, circonscrits dans l'espace, probablement organisés en galerie le long des axes fluviaux.

- L'application dans cette étude de l'analyse C-M à des contextes alluviaux du Pléistocène constitue une originalité dans la mesure où son utilisation a été jusqu'à présent contingentée aux environnements fluviaux de l'Holocène. Bien que les comparaisons que nous présentons s'appuient sur des référentiels C-M établis pour l'Holocène, la bonne corrélation entre la géométrie observée des dépôts alluviaux et leur position dans l'image C-M montre, s'il fallait en douter, que l'utilisation de cet instrument pour la discrimination fine des milieux fluviaux du Pléistocène est concevable. Mais un autre intérêt de cet outil semble pouvoir être dégagé. Il permet en effet de déduire, d'une manière qui reste relative, l'importance volumétrique de la charge sédimentaire transportée par les écoulements et par extension d'estimer l'importance des apports de versant dans le transit fluvial. Ainsi, d'après les données obtenues qui montrent que les eaux de la paléo- Yonne étaient nettement turbides, il nous a été possible d'étendre la définition d'un milieu ouvert établi pour la paléo- plaine alluviale de Soucy à l'échelle du bassin versant. Cette conclusion renforce l'hypothèse selon laquelle les dépôts alluviaux sableux à limoneux qui remblaient le système d'écoulement tressé et le chenal B se seraient mis en place dans le cadre de la fin de l'interglaciaire (Chaussé *et al.*, 2000).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Alors que les formations quaternaires de la vallée de l'Yonne et les gisements paléolithiques en contexte alluvial de cette région n'avaient suscité qu'un intérêt timide, des recherches approfondies et novatrices ont été engagées au milieu des années quatre-vingt-dix. Elles ont été initiées par la découverte de six gisements du Paléolithique inférieur à Soucy et la prise de conscience de la nécessité de positionner précisément ces occupations humaines dans un cadre de référence.

En effet, la ténuité des travaux régionaux antérieurs impliquait une reconnaissance très fragmentaire des formations quaternaires du bassin de l'Yonne, au contraire des bassins de la Somme et de la Seine aval. De fait, les occupations préhistoriques mises au jour à Soucy dans les sédiments fluviatiles appartenant à une nappe alluviale ancienne, ne pouvaient constituer un apport scientifique notable que si les gisements étaient insérés dans un cadre chronostratigraphique et paléogéographique. Seule cette double approche a permis de faire que ces découvertes récentes contribuent à la compréhension des premiers peuplements de l'Europe du nord-ouest (Lhomme *et al.*, 2000c et 2000d ; Lhomme et Connet, 2001).

- L'établissement d'un cadre chronostratigraphique fiable a nécessité de mener l'approche selon deux axes d'étude. Il s'agissait en premier lieu d'insérer les formations fluviatiles qui contiennent les gisements paléolithiques de Soucy dans le système d'étagement des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne. Dans un second temps, l'analyse litho- pédostratigraphique des formations de versant qui scellent les différentes terrasses a fourni les clefs pour finaliser une interprétation chronostratigraphique.

L'étude du système d'étagement des nappes alluviales a exigé préalablement la constitution d'une banque de données géotechniques établie à l'échelle de la basse vallée de l'Yonne, soit le long d'un tracé étendu sur environ 70 km. Son exploitation et le suivi en parallèle des travaux d'exploitation des gravières sont les fondements d'une reconnaissance géométrique et lithostratigraphique du système de terrasses.

Onze nappes alluviales antérieures à la nappe de fond ont ainsi été distinguées. Elles reposent chacune sur des planchers d'érosion altimétriquement distincts et parallèles, pour les cinq derniers, au profil longitudinal de la dernière incision.

Dans le système d'étagement, la Nappe de Soucy, qui contient les sites du Paléolithique inférieur, est la cinquième nappe antérieure à la Nappe de Fond. Parallèlement, d'autres découvertes préhistoriques en contexte alluvial, rapportées au Paléolithique moyen, au début du Paléolithique supérieur, au Paléolithique final puis dernièrement au mésolithique (Séara, 2001), sont venues s'ajouter aux précédentes. Elles ont augmenté considérablement le volume d'informations sur les peuplements

paléolithiques de la région qui jusque récemment, était, rappelons-le, exempte pour partie de telles occupations. Dans le système d'étagement des nappes alluviales, ces découvertes ont été reconnues dans la Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) et la Nappe de Fond.

L'analyse des données stratigraphiques montre que les séquences sédimentaires fluviales débutent par des alluvions grossières mises en place dans un contexte périglaciaire. Elles sont recouvertes par des formations alluviales fines déposées sous des conditions interglaciaires continentales ou interstadières d'après les observations réunies pour les Nappes de Soucy (alt. relative : ± 20 m) et de Gron (alt. relative : ± 3 m). Ainsi, chacune des nappes alluviales représente globalement le bilan sédimentaire d'un cycle glaciaire-interglaciaire ou d'un cycle glaciaire-interstadaire. La position dans le cycle climato-sédimentaire de l'incision responsable de l'étagement et du passage à une morphologie de versant paraît se placer dans un contexte de début glaciaire d'après les données recueillies à Soucy, Bréau-Maladrerie et Gron.

L'étude séquentielle des couvertures de versant qui scellent les six nappes alluviales les plus récentes montre une organisation selon une alternance de dépôts grossiers ou lœssiques et de paléosols. Cette alternance marque également une évolution sédimentaire cyclique dans laquelle se succèdent des matériaux mis en place globalement lors de péjorations climatiques et des sols élaborés pendant les phases d'amélioration climatique. La disparition d'un cycle sédimentaire dans les séquences de versant qui recouvrent une nappe alluviale est systématiquement observée dans les dépôts de couverture de la nappe immédiatement inférieure, donc d'âge plus récent.

Ces observations, qui montrent la cyclicité des dépôts et la diminution progressive du nombre de cycles sédimentaires à mesure de l'encaissement de la vallée, ont permis de finaliser un schéma d'interprétation chronostratigraphique. Il intègre les résultats d'analyses biostratigraphiques et géochronologiques. La proposition est fondée sur l'étude spécifique de deux profils sédimentaires, situés l'un à Bréau et étudié par J.-P. Lautridou (1985), l'autre à Soucy et qui présentent, l'un comme l'autre, des horizons repères calés dans la chronologie du Quaternaire. Le schéma d'interprétation chronostratigraphique du système d'étagement pour les six dernières nappes alluviales couvre ainsi une période de 400 000 ans qui s'étend depuis le milieu du Pléistocène moyen jusqu'à l'Actuel.

La Nappe de Soucy (alt. relative : ± 20 m) qui contient plusieurs gisements du Paléolithique inférieur, est la cinquième nappe antérieure à la Nappe de Fond. Elle s'est mise en place au cours du cycle Elsterien-Holsteinien (*sensu* Zagwijn, 1992) corrélé avec les stades isotopiques 10 et 9 des sondages océaniques.

La Nappe de Gron (alt. relative : ± 3 m) qui renferme plusieurs gisements du Paléolithique moyen et du début du Paléolithique supérieur est une nappe intra-glaciaire,

dont la mise en place a été replacée entre le début du Weichselien ancien et la fin du Pléniglaciaire moyen (stades isotopiques 5d-a/3).

L'ensemble des données recueillies sur les six nappes alluviales les plus récentes de la basse vallée de l'Yonne décrit « *une évolution morphosédimentaire cyclique à commande climatique* » comparable dans ses grandes lignes avec celle mise en évidence dans le bassin de la Somme (Antoine, 1990). Les données dans la vallée de l'Yonne enrichissent même le modèle d'évolution puisqu'elles montrent que la réponse morphosédimentaire peut avoir été également produite au cours de cycles glaciaire-interstadiaire.

De nombreuses données, inédites pour la région, ont pu être rassemblées, mais l'information reste insuffisante pour les nappes les plus anciennes du système d'étagement. La poursuite des études doit s'attacher à corriger cette lacune afin de compléter le schéma géométrique et chronostratigraphique dégagé de l'analyse des formations alluviales les plus récentes.

Après les approches menées sur la basse et moyenne vallée de la Seine et dans le bassin de la Somme, les données nouvellement acquises sur la géométrie et la stratigraphie des formations fluviatiles de la vallée de l'Yonne constituent ainsi un troisième référentiel pour l'analyse de l'évolution des milieux et des hydrosystèmes fluviaux du Bassin de Paris au cours du Quaternaire. Outre un apport considérable à la connaissance des successions pléistocènes régionales, cette recherche contribue également à la compréhension des peuplements préhistoriques du sud-est du Bassin de Paris, région qui jusque récemment n'avait fourni qu'une information rare et souvent détachée de tout contexte stratigraphique.

- L'étude paléogéographique de la plaine alluviale du Pléistocène moyen de Soucy participe au renouvellement des connaissances des occupations humaines du Paléolithique inférieur. Elle s'est appuyée sur une analyse morphostratigraphique détaillée des formations fluviatiles fines, élaborée initialement dans le but de vérifier l'état de conservation des différents gisements préhistoriques repérés. Cette étude a débouché très rapidement à leur hiérarchisation dans une chronologie relative et dans le milieu composite et évolutif de l'ancienne plaine alluviale.

La restitution des paysages et de leur évolution a été réalisée à partir d'observations stratigraphiques et géométriques menées à différentes échelles. Ces observations ont été rassemblées depuis les emprises des gisements préhistoriques couvrant quelques centaines de mètres carré jusqu'à la plaine alluviale qui s'étend sur plusieurs hectares. La reconstitution des différents milieux morphosédimentaires intègre les résultats des analyses

biostratigraphiques. Ces analyses s'accordent pour définir des conditions climatiques de type tempéré continental. L'ouverture du milieu à l'échelle du bassin versant et son accentuation déduites des études sédimentaires sont confortées par les analyses de la malacofaune. Elles situent la construction de la plaine alluviale en fin de période interglaciaire. Les variations latérales des faunes malacologiques ont fourni, en outre, des précisions significatives permettant une discrimination des milieux alluviaux selon des biotopes.

Les observations paléogéographiques ont permis de reconnaître ainsi plusieurs systèmes d'écoulement qui jalonnent d'ouest en est la migration du paléo-cours de l'Yonne. Installé à l'ouest, le chenal A, est de type méandriforme. Il est recoupé sur sa rive droite par un système d'écoulement tressé, composé de plusieurs lits fluviaux instables. La mise en place du chenal B se produit plus à l'est. Probablement mis en place à partir d'écoulements préférentiellement concentrés dans l'un des bras du lit en tresse précédent, il associe un certain temps, un écoulement chenalisé admettant sur sa rive gauche des bras secondaires. Le remblaiement progressif des bras latéraux a conduit au nivellement de sa plaine d'inondation. Sa mise en place et son fonctionnement correspondent à l'extension maximale enregistrée des mollusques forestiers. L'incision d'un quatrième système d'écoulement plus à l'ouest ou l'avènement d'une période d'assèchement marquée a abouti à la stabilisation relative de la plaine alluviale signalée par l'élaboration d'un sol grisâtre. Cette stabilisation s'accompagne de la régression des mollusques forestiers. L'aggradation sédimentaire se poursuit ensuite par la mise en place de dépôts de plaine d'inondation à partir d'un écoulement non identifié dans les limites de la gravière. Les malacofaunes sont alors exclusivement dominées par des taxons terrestres évoluant dans des milieux ouverts.

L'insertion des différents niveaux d'occupation du Paléolithique inférieur de Soucy montre que les Hommes se sont installés préférentiellement en bordure de rivière, le long des berges du chenal A (Soucy 6) et du chenal B (Soucy 1). Ils ont occupé également des bancs sableux, végétalisés ou non, coincés entre le lit principal du chenal B et ses bras latéraux (Soucy 3 « niveau P » et Soucy 5 « niveau I »). À Soucy 5, « niveau II », ils ont occupé l'un des lits momentanément asséché d'un système d'écoulement en tresse. L'extension de ces quatre niveaux d'occupation, leur richesse en vestiges contrastent avec les deux autres. Les occupations de Soucy 3 « niveau S » et Soucy 5 « niveau 0 » apparaissent en effet de moindre importance de par leur faible développement au sol et leur pauvreté en restes tant lithiques que fauniques. L'une et l'autre occupent une position de plaine d'inondation et étaient par conséquent situées à l'écart des écoulements. Seul, paraît faire exception le gisement de Soucy 2. Repéré le long de la limite d'emprise de la gravière et mis en réserve, il n'a pas fait l'objet toutefois d'une approche stratigraphique détaillée.

Notre étude a permis d'établir la chronologie relative des sites préhistoriques et de préciser leur position dans la morphologie évolutive de cette plaine alluviale du Pléistocène moyen. Bénéficiant d'un cadre paléogéographique pleinement restitué, l'analyse des occupations du Paléolithique inférieur peut s'engager dans diverses voies, parmi lesquelles la confrontation des données archéologiques peut être établie à l'échelle d'une vallée ce qui constitue une opportunité rare en préhistoire.

BIBLIOGRAPHIE

- Allen J. R. L., 1965** - A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediment. *Sedimentology*, 5, 89-191, 36 fig., 5 tabl.
- Antoine P., 1988** - Contribution à l'étude des lèss du Pléistocène supérieur du Bassin de la Somme. In « Culture et Industrie en milieu lèssique ». *Revue Archéologique de Picardie*, 1-2, 25-44, 15 fig.
- Antoine P., 1989** - Le complexe de sols de Saint-Saufliu (Somme), micromorphologie et stratigraphie d'une coupe type du début Weichselien. *Publications du Centre d'Études et de Recherches Préhistoriques*, n° 1, Villeneuve d'Ascq, 51-60, 5 fig.
- Antoine P., 1990** - Chronostratigraphie et environnement du Paléolithique du bassin de la Somme. *Publications du Centre d'Études et de Recherches Préhistoriques*, n° 2, Villeneuve d'Ascq, 231 p., 187 fig, 3 annexes.
- Antoine P., 1993** - Le système de terrasses du bassin de la Somme : modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléo-environnemental pour le Paléolithique. *Quaternaire*, vol. 4, (1), 3-16, 9 fig.
- Antoine P., 1995** - Stop 4 : « Cagny la Garenne ». - gravel pit. In W. Schirmer [ed.] : *Quaternary field trips in Central Europe*. INQUA, XIV International Congress, vol. 1 : Regional field trips, August 3-10, 1995, Berlin, Germany. Verlag Dr. F. Pfeil, München. 566-577, 1 fig.
- Antoine P., 1997** - Évolution Tardiglaciaire et début Holocène des vallées de la France septentrionale : nouveaux résultats. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Sciences de la terre et des planètes*, Paris, 325, 35-42, 4 fig., 1 photo.
- Antoine P., 2001** - La stratigraphie de la séquence fluviatile de Cagny-La Garenne II (Somme). In A. Tuffreau [dir.] : *L'Acheuléen dans la vallée de la Somme : données récentes*. Publications du Centre d'Études et de Recherches Préhistoriques, Université des Sciences et Technologies de Lille (ed.), n° 6, 46-49, 4 fig.
- Antoine P., Lautridou J.-P., Sommé J., Auguste P., Auffret P., Baize S., Clet-Pellerin M., Coutard J.-P., Dewolf Y., Dugué O., Joly F., Laignel B., Laurent M., Lavollé M., Leuret P., Lécolle F., Lefèbvre 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, 3 fig., 2 tabl., 1 carte couleur hors texte.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Lautridou J.-P., Hatté Ch., 1999** - Last interglacial-glacial climatic cycle in lèss-palaeosol successions of north-western France. *Boreas*, vol., 28, 551-563, 5 fig.
- Antoine P., Lautridou J.-P., Laurent M., 2000a** - Long-term fluvial archives in NW France : response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea-level changes. *Geomorphology*, 33, 183-207, 12 fig., 1 tabl.
- Antoine P., Fagnart J.-P., Limondin-Lozouet N., Munaut A. -V., 2000b** - Le Tardiglaciaire du bassin de la Somme : éléments de synthèse et nouvelles données. *Quaternaire*, 11, (2), 85-98, 5 fig.
- Antoine P., Rousseau D.-D., Zöller L., Lang A., Munaut A.-V., Hatté Ch., Fontugne M., 2001** - High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch lèss-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. *Quaternary International*, 76/77, 211-229, 9 fig., 2 tabl.
- Antoine A., Auguste P., Bahain J.-J., Coudret P., Depaepe P., Fagnart J.-P., Falguères Ch., Fontugne M., Frechen M., Hatté Ch., Lamotte A., Laurent M., Limondin-Lozouet N., Loch J.-L., Mercier N., Moigne A.-M., Munaut A.-V., Ponel Ph., Rousseau D.-D., 2003** - Paléoenvironnements

pléistocènes et peuplements paléolithiques dans le bassin de la Somme (nord de la France). *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, tome 100, n° 1, 5-28, 13 fig.

- Bahain J.-J., Falguères Ch., Laurent M., 2001** - Datation par Résonance Paramagnétique Électronique (RPE) de sédiments et par combinaison des méthodes RPE/U-Th de restes paléontologiques provenant des sites paléolithiques de Cagny. In A. Tuffreau [dir] : *L'Acheuléen dans la vallée de la Somme et Paléolithique moyen dans le Nord de la France : données récentes*. Publications du Centre d'Études et de Recherches Préhistoriques, n° 6, 2001, Université des Sciences et Technologies de Lille (ed.), Villeveuve d'Ascq, 37-40, 1 fig., 2 tabl.
- Bal. L., 1977** - The formation of carbonate nodules and intercalary crystals in the soil by earthworm *Lumbricus rubellus*. *Pedobiologia*, Bd. 17, 102-106, 4 fig.
- Balescu S., 1988** - Apports de la thermoluminescence à la stratigraphie et à la sédimentologie des loess saaliens du Nord-Ouest de l'Europe. Thèse de l'Université Libre de Bruxelles, 176 p., 104 fig., 13 tabl.
- Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y., 1994** - The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126, 91-108, 7 fig., 4 tabl.
- Bates M.R., 1993** - Quaternary aminostratigraphy in northwestern France. *Quaternary Science Reviews*, vol. 12, 793-809, 9 fig., 10 tabl.
- Beaulieu de J.-L., Andrieu-Ponel V., Reille M., Eberhard G., Tzedakis Ch., Svobodova H., 2001** - An attempt at correlation between the Velay pollen sequence and the Middle Pleistocene stratigraphy from central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1593-1602, 3 fig.
- Becze-Deak J., Langohr R., Verrecchia E.P., 1997** - Small scale secondary CaCO₃ accumulation in selected sections of the European Loess Belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma*, 76, 221-252, 9 fig., 5 tabl.
- Benoit P., Grisoni J.-M., 1992** - Aspects de la tectonique profonde de subsurface et de surface dans le sud-est champenois. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 29, n° 4, 75-83, 9 fig.
- Berglund B.E., Björck S., Lemdahl G., Bergsten H., Nordberg K., Kolstrup E., 1994** - Late Weichselian environmental change in southern Sweden and Denmark. *Journal of Quaternary Science*, 9 (2), 127-132, 2 fig.
- Bohncke S.J.P., 1993** - Lateglacial environmental changes in The Netherlands: spatial and temporal patterns. *Quaternary Science Reviews*, vol. 12, 707-717, 6 fig.
- Bosinski G., 1995** - Palaeolithic sites in the Rheinland. In W. Schirmer [ed.] : *Quaternary field trips in Central Europe*. INQUA, XIV International Congress, 3-8 August 1995, Berlin (Germany) 1995, vol. 2 : Field trips on special topics, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München (Germany), 536-550.
- Bourdier F., 1938** - Essai de synthèse sur le Quaternaire du Sud-Ouest de la France. *Bulletin de la Société des Études locales de la Charente*, n° 182, 24 p.
- Bourdier F., 1969** - Excursion dans le Bassin de Paris (INQUA). Étude comparée des dépôts quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, n° 21, 169-231, 25 pl.
- Bourdier F., Lautridou J.-P., 1974** - Les grands traits morphologiques et structuraux des régions de la Somme et de la Basse-Seine. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 3-4, 109-115, 3 fig.

- Bravard J.P., 1983** - Les sédiments fins des plaines d'inondation dans la vallée du Haut-Rhône. *Revue de Géographie Alpine*, LXXI, 4, 363-379, 4 fig.
- Bravard J.P., Amoros C., Jacquet C., 1986** - Reconstitution de l'environnement des sites archéologiques fluviaux par une méthode interdisciplinaire associant la géomorphologie la zoologie et l'écologie. *Revue d'Archéométrie*, 10, 43-55, 7 fig.
- Bravard J.P., Petit F., 1997** - *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial*. Armand Colin (ed.), coll. U, Paris, 222 p., 58 fig., 6 tabl.
- Bridgland D.R., 2000** - River terrace systems in north-west Europe : an archive of environmental change, uplift and early human occupation. *Quaternary Science Reviews*, 19, 1293-1303, 6 fig.
- Buraczynski J., 1982** - Étude lithostratigraphique des loess d'Alsace (France). *Annales de l'Université Mariae Curie-Sklodowska*, Lublin, Pologne, sectio B, vol. XXXVII, (1), 1-37, 15 fig., 4 tabl, 9 photo.
- Buraczynski J., Butrym J., 1984** - La datation des loess du profil d'Achenheim (Alsace) à l'aide de la méthode de thermoluminescence. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 4, 201-209, 6 fig., 1 tabl.
- Canti M., 1998** - Origin of calcium carbonate granules found in buried soils and Quaternary deposits. *Boreas*, vol. 27, 275-288, 8 fig., 2 tabl.
- Catt J.A., 1996** - Recent work on quaternary palaeosols in Britain. *Quaternary International*, vol. 34-36, 183-190, 2 tabl.
- Cavelier Cl., Chateaufneuf J.-J., Scolari G., 1971** - Mise en évidence par la palynologie dans le Sud du Bassin de Paris d'argiles et lignites lacustres, d'âge Néogène et Quaternaire ancien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, tome 273, série D, 2445-2448.
- Cavelier Cl., Mégnien Cl., Pomerol Ch., Rat P., 1979** - *Le Bassin de Paris*. 26^{ème} Congrès géologique international, Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris, 16, n° 4, 3-52, 22 fig., 1 tabl.
- Chaline J., 1974** - Les Rongeurs, l'âge et l'environnement de la très haute terrasse de Grâce à Montière (Somme). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 3/4, 151-156, 2 fig., 2 tabl.
- Chaussé Ch., 1996** - *La « Belle-Oreille », commune de Saint-Denis-lès-Sens (Yonne)*. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 4 p., 1 fig.
- Chaussé Ch., 1997** - Les nappes alluviales de la vallée de l'Yonne entre Joigny et la confluence Seine/Yonne. Approches géométrique et altimétrique. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 14 p., 17 fig.
- Chaussé Ch. 1998** - *Opération de diagnostic archéologique. Saint-Julien, « la-Voie-Creuse » (Yonne)*. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 4 p., 2 fig.
- Chaussé Ch., Limondin N., 1995** - Le contexte chronostratigraphique et paléoenvironnemental du gisement paléolithique inférieur des « Grandes-Pièces » à Soucy dans l'Yonne. État des premières données. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 22 p., 14 fig.
- Chaussé Ch., Limondin-Lozouet N., Occhietti S., Voinchet P., Bacon Ch., (2000)** - La nappe alluviale de Soucy-les-Grandes-Pièces (Yonne, France). Reconstitution pluridisciplinaire du fonctionnement d'un cours d'eau du Pléistocène moyen. *Géographie Physique et Quaternaire*, vol. 54, n° 2, 187-208, 12 fig. 4 tabl.

- Chaussé Ch., Leroyer Ch., Allenet G., 2001** - *Opération d'évaluation archéologique, stratigraphique et palynologique du Port de Sèvres (Haut de Seine)*. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie d'Ile de France, Saint-Denis (93), 33 p., 9 fig.
- Colbeaux J.-P., Dupuis Ch., Robaszynski F., Auffret J.P., Haesaerts P., Sommé J., 1980** - Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe nord-occidentale. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 17, n° 4, 41-54, 9 fig.
- Collet S., Chaussé Ch., Labeaune R., Muller F., Pautrat Y., Poyeton A., 1997** - *Gron « Fond des Blanchards »*. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, Juillet 1997, 40 p., 14 fig.
- Commont V., 1910** - Note préliminaire sur les terrasses fluviales de la vallée de la Somme. Époque de l'apparition de l'homme quaternaire. *Annales de la Société Géologique du Nord*, tome 39, 185-210, 1 fig.
- Commont V., 1911** - Les terrasses fluviales de la vallée de la Somme. *Bulletin Archéologique*, 173-195, 1 pl.
- Connet N., Lhomme V., Allenet G., Bémilli C., Chaussé Ch., Leroyer Ch., Limondin-Lozouet N., 1999** - *Le gisement du Paléolithique supérieur final du « Brassot » à Étigny (Yonne)*. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 69 p.
- Connet N., Lhomme V., Chaussé Ch., Bémilli C., 2001** - Diagnostic archéologique sur la première phase d'exploitation du Chemin-de-l'Évangile à Gron (Yonne). Évaluation des sites magdaléniens du Chemin-de-l'Évangile 1 et 2 et du site aurignacien du Chemin-de-l'Évangile 3. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, décembre 2001, 57 p., 25 fig., 1 tabl. hors texte.
- Cordy J.M., 1989** - Les micromammifères de Cagny-l'Épinette. In « Livret Guide de l'excursion dans la vallée de la Somme », Saint-Riquier, juin 1989, 80-81.
- Costa J.E., 1988** - Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. In R. Baker, R.C. Kochel and P.C. Patton [ed.] : *Flood geomorphology*. John Wiley & Sons (ed.), 113-122, 5 fig.
- Cremaschi M., Fedoroff N., Guerreschi A., Huxtable J., Colombi N., Castelleti L., Maspero A., 1990** - Sedimentary and pedological processes in the upper Pleistocene loess of northern Italy. The Bagaggera sequence. *Quaternary International*, 23-38, 9 fig., 2 appendices.
- DDE/CETE, 1990** - *R.N. 60. Déviation de la R.N. 60 à Sens ; Étude Géotechnique*. DDE de l'Yonne, CETE de Lyon, Laboratoire Régional des Ponts et Chaussées d'Autun, Réf. Dossier : 90 - 2651.
- De Rouffignac C., Bowen D.Q., Coope G.R., Keen D.H., Lister A.M., Maddy D., Robinson J.E., Sykes G.A., Walker M.J.C., 1995** - Late Middle Pleistocene interglacial deposits at Upper Strensham, Worcestershire, England. *Journal of Quaternary Science*, 10 (1), 15-31, 10 fig. 8 tabl.
- Deloze V., Depaepé P., Gouédo J.-M., Krier V., Loch J.-L., 1994** - Le Paléolithique moyen dans le nord du Sénonais (Yonne). Contexte géomorphologique, industries lithiques et chronostratigraphie. Document d'Archéologie Française, n° 47, Maison des Sciences de l'Homme (ed.), Paris, 259 p., 177 fig., 26 tabl.
- Descombes L., 1982** - Les gisements alluvionnaires de la Seine et de ses principaux affluents : topographie et granulométrie d'après les données d'exploitation. Document du BRGM, n° 48, Orléans, 102 p.,

- 51 fig. 6 tabl., 30 fig. annexes.
- Dewolf Y., 1982** - Le contact Ile de France-basse Normandie, évolution géodynamique. Mémoires et Documents de Géographie, CNRS (ed.), 253 p., 11 fig., 16 pl. photo hors texte.
- Dewolf Y., 1987** - Interprétations et perceptions de la morphologie du Bassin parisien. In Cl. Cavelier et J. Lorenz [dir.] : *Aspects et évolutions géologiques du Bassin parisien*. Mémoire hors-série n° 6 du Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 19-38, 6 fig.
- Dewolf Y., Freytet P., Plet A., 1988** - La Montagne de Trin (Fontainebleau Est). Découverte de formations alluviales de haut niveau, leurs relations avec les terrains antérieurs et postérieurs. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 25, n° 2, 25-29, 4 fig., 5 photo.
- Dewolf Y., Freytet P., Plet A., avec la collaboration de Couradin A. et Sylvestre F., 1994** - Âge anté-quadernaire des grésifications des sables de Fontainebleau (Stampien) au sommet de la Butte de Trin (Seine et Marne, Bassin de Paris). *Géologie de la France*, n° 1, 52-55, 2 fig., 4 photo.
- Doeglas D.J., 1946** - Interpretation of the results of mechanical analyses. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 16, n° 1, 19-40, 30 fig., 1 tabl.
- Doridot M., Lesauvage M., 1972** - Méthodologie et recherche de matériaux alluvionnaires. Estimation qualitative et quantitative : Application à la vallée de l'Yonne. Ministère de l'Équipement et du Logement, Laboratoire Régional de l'Est Parisien, fiche programme n° 1/35/51/0, G.S.C.35 « Granulats », Vaux-Le-Pénil (77), 26 p., 13 fig., 7 tabl.
- Duchaufour Ph., 1977** - *Pédologie. Vol. 1 : Pédogenèse et classification*. Masson (éd.), Paris, 477 p., 92 fig., 8 tabl., 16 pl. photo.
- Duplais S., Pomerol Ch., 1948** - Sur les associations des minéraux lourds des sables granitiques miocènes à l'Ouest de Paris. *Compte Rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 37-39.
- Dzana J.-G., 1997** - *Le lit de la Seine de Bar à Montereau. Étude morphodynamique, rôle des aménagements*. Thèse de l'Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, 321 p., 92 fig., 26 tabl., 14 pl. photo.
- Fedoroff N., 1979** - Organisation du sol à l'échelle microscopique. In B. Bonneau et Ph. Souchier : *Pédologie. Vol. 2 : constituants et propriétés du sol*, Masson (ed.), 251-265, 6 fig.
- Fedoroff N., Goldberg P., 1982** - Comparative micromorphology of two late pleistocene paleosols (in the Paris basin). *Catena*, vol. 9, n° 3/4, 227-251, 7 fig., 2 tabl., 10 photo.
- Fedoroff N., Tursina T., 1983** - *Micromorphologie des sols lessivés de France et des sols derno-podzoliques d'Union Soviétique*. Colloque franco-soviétique INRA-Institut Dokuchaev, Moscou, 32 p., 7 fig.
- Fitzpatrick E.A., 1993** - *Soil microscopy and micromorphology*. J. Wiley and Sons (ed.), New York, 304 p., 206 fig., 13 tabl., 24 pl., 3 appendices hors texte.
- Foucault A., Raoult J.-F., 1984** - *Dictionnaire de géologie*. Masson (ed.), Paris, 345 p.
- Fourniguet J., 1980** - Mouvements verticaux actuels en Bassin de Paris révélés par les comparaisons de nivellements. *Bulletin de la Société géologique de France*, tome XXII, n° 4, 685-693, 8 fig.
- Fourniguet J., 1987** - Géodynamique actuelle dans le Nord et le Nord-Est de la France. Apport des comparaisons de nivellements. *Mémoire du B.R.G.M.* n° 127, 173 p., 34 fig., 10 fig. hors-texte, 16 tabl., 9 pl., 10 annexes.
- Freytet P., 1988** - Les surfaces d'aplanissement tertiaires et leurs relations avec les grès de Fontainebleau.

- Arguments en faveur d'un âge anté-Pliocène pour les grès. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 25, n° 4, 47-52, 3 fig.
- Freytet P., Plaziat J.-C., 1982** - *Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of southern France*. Contribution to Sedimentology, 12, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (ed.), Stuttgart, 212 p., 59 fig., 49 pl. photo.
- Freytet P., Dewolf Y., Joly F., Plet A., 1989** - L'évolution du secteur Loire - Loing - Seine à la fin du Tertiaire. Ré-interprétation géomorphologique des relations entre Sables de Sologne et Sables de Lozère, et signification du complexe alluvial de la Montagne de Trin. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 26, n° 2, 49-57, 5 fig.
- Gadiolet P., 1990** - *Rapport d'étude géomorphologique dans la plaine alluviale de la Seine à Montereau-Fault-Yonne*. Rapport interne du Laboratoire de Géographie Physique de l'Université Jean Moulin Lyon 3. 10 p., 9 fig., 2 annexes.
- Gadiolet P., Bravard J.-P., 1990a** - Approche morphodynamique des paléochenaux du ruisseau de « la Flaque-Plaquet » sur le site des « Esquillons » à Houdancourt (Oise) : Étude préliminaire. *Revue Archéologique de Picardie*, n° spécial 8, 67-72, 3 fig. 1 tabl.
- Gadiolet P., Bravard J.-P., 1990b** - Approche morphodynamique et sédimentologique du paléochenal de « la Butte de Rhuis II » à Longueil-Sainte-Marie (Oise) : Étude préliminaire. *Revue Archéologique de Picardie*, n° spécial 8, 115-117, 3 fig. 1 tabl.
- Gadiolet P., Bravard J.-P., 1990c** - Approche sédimentologique et morphodynamique du site du « Pré des Iles » à La-Croix-Saint-Ouen (Oise) : Étude préliminaire. *Revue Archéologique de Picardie*, n° spécial 8, 179-193, 3 fig. 1 tabl.
- Gebhardt A., 1997** - A86, Evolution géomorphologique de la vallée de la Seine au Closeau. Rapport synthétique sur l'ensemble des données géomorphologiques collectées sur l'ensemble des secteurs depuis 1995. Document Final de Synthèse, AFAN, Service Régional de l'Archéologie d'Ile de France, Saint-Denis, 43 p.
- Girard-Farizy C., 1984** - Le Paléolithique ancien et moyen de l'Yonne. In « *L'Yonne un département* ». Dijon, CRDP, 98-101.
- Gouédo J.M., 1999** - Le technocomplexe micoquien en Europe de l'Ouest et Centrale. Exemples de trois gisements du Sud-Est du Bassin parisien, Vinneuf et Champlost (Yonne), Verrières-le-Buisson (Essonne). Thèse de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, 266 p., 177 fig.
- Green C.P., Coope G.R., Jones R.L., Keen D.H., Bowen D.Q., Currant A.P., Holyoak D.T., Ivanovich M., Robinson J.E., Young R.C., 1996** - Pleistocene deposits at Stoke Goldington, in the valley of the Great Ouse, UK. *Journal of Quaternary Science*, 11 (1), 59-87, 9 fig. 11 tabl.
- Gullentops F., 1954** - Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain*, tome XVIII, 125-152, 23 fig., 6 tabl., 6 pl. ill. h.t.
- Haesaerts P., 1984** - Les formations fluviatiles pléistocènes du bassin de la Haine (Belgique). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2/3, 19-26, 6 fig.
- Haesaerts P., van Vliet-Lanoë B., 1974** - Compte rendu de l'excursion du 25 mai 1974 consacrée à la stratigraphie des limons aux environs de Mons. *Annales de la Société Géologique de l'Université de Louvain*, tome 97, 503-516, 7 fig.

- Haesaerts P., van Vliet-Lanoë B., 1981** - Phénomènes périglaciaires et sols fossiles observés à Maisières-Canal, à Harmignies et à Rocourt. *Biuletyn Peryglacjalny*, n° 28, 291-324, 13 fig.
- Haesaerts P., Balescu S., Dupuis C., van Vliet-Lanoë B., 1984** - Contribution à la stratigraphie des gisements paléolithiques de Cagny (Somme). *Cahiers de Géographie Physique*, Lille, 5, 77-94, 6 fig.
- Haesaerts P., Dupuis C., 1986** - Contribution à la stratigraphie des nappes alluviales de la Somme et de l'Avre dans la région d'Amiens. *Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, n° 26, 171-186, 7 fig.
- Haguenaer B., Hilly J., 1987** - Naissance et déclin du Bassin de Paris sur ses marches orientales. In Cavellier Cl. et Lorenz J. [dir.] : *Aspects et évolutions géologiques du Bassin parisien*. Mémoire hors-série n° 6 du Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris, 105-115, 6 fig.
- Heim J., Lautridou J.-P., Maucorps J., Puisségur J.-J., Sommé J., Thévenin A., 1982** - Achenheim : une séquence-type des lœss du Pléistocène moyen et supérieur. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 2/3, 147-159, 5 fig.
- Hjulström F., 1939** - Transportation of detritus by moving water. In P.D. Tarsk (ed.) : *Recent marine sediments*. American Association of Petroleum Geologists. 5-31.
- Horton A., Keen D.H., Field M.H., Robinson J.E., Coope G.R., Carrant A.P., Graham D.K., Green C.P., Phillips L.M., 1992** - The Hoxnian Interglacial deposit at Woodston, Peterborough. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 338, 131-164, 11 fig., 12 tabl.
- Huijzer A.S., Mùcher H.J., 1993** - Micromorphology of the intra-Saalian interglacial pedocomplex and Eemian Rocourt soil in the Belvédère pit (Maastricht, The Netherlands). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, n° 47, 31-40, 3 fig.
- Hure A., 1912** - Notes géologiques et archéologiques sur la vallée de la Vanne. *Bulletin de la Société des Sciences Historiques et Naturelles de l'Yonne*, Auxerre, vol. 66, 55-79, 1 fig. 1 pl.
- Hure A., 1922** - *Le Sénonais préhistorique*. Duchemin et Mondou (ed.), Sens, 550 p., 1037 fig.
- Hure A., 1924** - Origine et formation du limon des plateaux du nord de l'Yonne. Ses industries préhistoriques. *Bulletin de la Société des Sciences Historiques et Naturelles de l'Yonne*, Auxerre, vol. 78, 13-16.
- Hure A., 1926** - Le préhistorique et le protohistorique du territoire de Vinneuf. *Bulletin de la Société des Sciences Historiques et Naturelles de l'Yonne*, Auxerre, volume 80, 121-130.
- Hure A., 1927a** - Notes sur la géographie et sur les terrasses des vallées du nord de l'Yonne. *Bulletin de la Société des Sciences Historiques et Naturelles de l'Yonne*, Auxerre, vol. 81, 2-35.
- Hure A., 1927b** - Les terrasses alluviales du nord de l'Yonne et leurs dépôts préhistoriques. *Compte Rendu de la Société Géologique de France*, mars 1927, 66-68.
- Huxtable J., Aitken M.J., 1985** - Thermoluminescence dating results for the palaeolithic site Maastricht-Belvédère. In Kolfshoten Th. van, Roebroeks W. [ed.] : *Maastricht-Belvédère : Stratigraphy, palaeoenvironment and archaeology of the middle and late Pleistocene deposits*. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 1985, vol. 39-1, 41-44, 2 tabl.
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J., 1984** - The orbital theory of pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In A.L. Berger *et al.*, [ed.] : *Milankovitch and Climate*. Reidel Publishing Company, part. I, 269-305.

- Inman D.L., 1949** - Sorting of sediment in light of fluvial mechanics. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 19, n° 2, 51-70, 5 fig.
- Inman D.L., 1952** - Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 22, n° 3, 125-145, 9 fig.
- Jaillard B., 1983** - Mise en évidence de la calcitisation des cellules corticales de racines de Graminées en milieu carbonaté. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, tome 297, série II, 293-296, 6 fig.
- Jaillard B., 1985** - Activité racinaire et rhizostructure en milieu carbonaté. *Pédologie*, XXXV-3, 297-313, 5 fig., 1 pl. photo.
- Jaillard B., Callot G., 1987** - Action des racines sur la ségrégation minéralogique des constituants du sol. In N. Fedoroff, L.M. Bresson et M.A. Courty [ed.] : *Micromorphologie des sols*. Actes de la VII^{ème} Réunion Internationale de Micromorphologie des Sols, Paris, juillet 1985, Association Française pour l'Étude des Sols, 371-375, 4 fig.
- Jamagne M., 1972** - Caractères micromorphologiques des sols développés sur formations limoneuses. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Sol*, n° 1-2, 9-32, 23 cl. photo, 1 tabl.
- Keen D.H., Coope G.R., Jones R.L., Field M.H., Griffiths H.I., Lewis S. G., Bowen D.Q., 1997** - Middle Pleistocene deposits at Frog Hall Pit, Stretton-on-Dunsmore, Warwickshire, English Midlands, and their implications for the age of the type Wolstonian. *Journal of Quaternary Science*, 12 (3), 183-208, 7 fig., 5 tabl.
- Khokhlova O.S., Kovalevskaya I.S., Oleynik S.A., 2001** - Records of climatic changes in the carbonate profiles of Russian Chernozems. *Catena*, vol. 43 (3), 203-215, 4 fig. 1 tabl.
- Koenigswald W. von, Kolfshoten Th. van, 1996** - The *Mimomys-Arvicola* boundary and the enamel thickness quotient (SQD) of *Arvicola* as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene. In Ch. Turner [ed.] : *The early Middle Pleistocene in Europe*. Balkema, Rotterdam, 211-226, 7 fig.
- Kolfshoten Th. van, 1993** - Die Vertebraten des Interglazials von Schöningen 12B. *Etnographisch-Archäologische Zeitschrift*, 34, 623-629.
- Kolfshoten Th. van, Roebroeks W. [ed.], 1985** - Maastricht-Belvédère : Stratigraphy, palaeoenvironment and archaeology of the middle and late Pleistocene deposits. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, vol. 39-1, 121 p., 57 fig., 8 tabl.
- Kolfshoten Th. van, Turner E., 1995** - Stop 6 : Miesenheim I near Andernach. Middle Pleistocene site. In W. Schirmer [ed.] : *Quaternary field trips in Central Europe*. INQUA, XIV International Congress, 3-8 August 1995, Berlin (Germany) 1995, vol. 2 : Field trips on special topics. Verlag Dr., Friedrich Pfeil, München (Germany), p. 718, 1 tabl., 1 fig.
- Kuntz G., Lautridou J.-P., Cavelier Cl., Clet M., 1979** - Le Plio-Quaternaire de Haute Normandie. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 16, 3, 93-126, 10 fig.
- Laurent M., Falguères Ch., Bahain J.-J., Yokoyama Y., 1994** - Géochronologie du système de terrasses fluviales quaternaires du bassin de la Somme par datation RPE sur quartz, déséquilibres des familles de l'uranium et magnétostratigraphie. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, tome 318, série II, 521-526, 1 tabl.
- Lautridou J.-P., 1985** - *Le cycle périglaciaire Pléistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse de Doctorat d'État de l'Université de Caen, 1984, 2 tomes, 908 p., 191 fig., 60 tabl., 19 pl. photo., 4 cartes hors texte.

- Lautridou J.-P., Verron G., 1970** - Paléosols et lœss de Saint-Pierre-lès-Elbeuf (Seine Maritime). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 2/3, 145-164, 7 fig.
- Lautridou J.-P., Masson M., Paepe R., Puisségur J.-J., Verron G., 1974** - Lœss, nappes alluviales et tuf de Saint-Pierre-lès-Elbeuf, près de Rouen ; les terrasses de la Seine de Muids à Caudebec. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 3/4, 193-201, 5 fig.
- Lautridou J.-P., Lefèbvre D., Lécolle F., Carpentier G., Descombes J.-C., Gaquerel C., Huault M.-F., 1984** - Les terrasses de la Seine dans le méandre d'Elbeuf. Corrélations avec celles de la région de Mantes. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2/3, 27-32, 6 fig., 1 tabl.
- Lautridou J.-P., Sommé J., Heim J., Puisségur J.-J., Rousseau D.-D., 1985** - La stratigraphie des lœss et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace) : nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences pléistocènes de la France du Nord-Ouest. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 2/3, 125-132, 2 fig.
- Lautridou J.-P., Sommé J., Heim J., Maucorps J., Puisségur J.-J., Rousseau D.-D., Thévenin A., van Vliet-Lanoë B., 1986** - Corrélations entre sédiments quaternaires continentaux et marins (littoraux et profonds) dans le domaine France septentrionale - Manche. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, vol. 27, fasc. 2, 105-112, 3 fig.
- Lautridou J.-P., Auffret J.-P., Baltzer A., Clet M., Lécolle F., Lefèbvre D., Lericolais G., Roblin-Jouve A., Balescu S., Carpentier G., Descombes J.Cl., Occhietti S., Rousseau D.-D., 1999** - Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bulletin de la Société Géologique de France*, tome 170, n° 4, 545-558, 7 fig.
- Lebret P., 1984** - La bordure nord de la province normande, évolution quaternaire, sédimentation loessique et tectonique récente. Thèse de 3^{ème} cycle, Rouen, 194 p, 59 fig., 20 tabl.
- Lécolle F., 1980** - Le Pléistocène moyen et supérieur alluvial de la vallée de la Seine en aval de Mantes (Yvelines) : paliers d'érosion et nappes alluviales. Méthodologie. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 3, 117-128, 8 fig.
- Lécolle F., 1982** - Profil transversal et variations de la dynamique de la Seine dans la partie moyenne de son cours pendant le Quaternaire : le modèle de la région mantaise (Yveline). *Cahiers Géologiques*, n° 99, Université P. et M. Curie, Paris, 525-529, 3 fig.
- Lécolle F., 1984a** - Les formations alluviales quaternaires de la Seine entre Paris et Rouen. *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, n° 29, 19-36, 8 fig.
- Lécolle F., 1984b** - Phases érosives et cycles sédimentaires : les alluvions de la Seine au sud du Vexin. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2/3, 33-36, 2 fig.
- Lécolle F., 1989** - *Le cours moyen de la Seine au Pléistocène moyen et supérieur. Géologie et Préhistoire*. Thèse de Doctorat d'État, Université Paris 6 (1987). Groupe Seine, Centre de Géomorphologie (édit.), Caen, 505 p., 223 fig.
- Lécolle F., Rousseau D.-D., Lautridou J.-P., Puisségur J.-J., Occhietti S., Quinif Y., 1990** - Le tuf de Vernon : nouvelles données (stratigraphie, paléoclimatologie, datations, corrélations). *Bulletin du Centre de Géomorphologie de Caen*, n° 38, « Les tufs et travertins quaternaires des bassins de la Seine et de la Somme, et des régions limitrophes », 131-149, 7 fig., 2 tabl.
- Lefèbvre D., 1988** - La basse vallée de la Seine, méandres et terrasses, *in* compte rendu de l'excursion de l'AGBP des 10 et 11 octobre 1987 : Dépôts continentaux et influences marines, rôle de la tectonique, au Tertiaire et au Quaternaire dans la région de Rouen. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de*

Paris, 25, n° 1, 67-72, 3 fig.

- Lefèbvre D., Antoine P., Auffret J.-P., Lautridou J.-P., Lécolle F., 1994** - Réponse de la Seine et de la Somme aux événements climatiques, eustatiques et tectoniques du Pléistocène moyen et récent : rythmes et taux d'érosion. *Quaternaire*, 5, (3-4), 165-175, 7 fig.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964** - *Fluvial process in geomorphology*. Freeman, London, 522 p.
- Leroyer Ch., 1997** - Homme, climat, végétation au Tardi- et Postglaciaire dans le Bassin parisien : Apports de l'étude palynologique des fonds de vallée. Thèse de l'Université de Paris I Panthéon-Sorbonne, 492 p., 205 fig., 4 annexes.
- Lhomme V., Chaussé Ch., Connet N., 1994** - *Le site paléolithique inférieur des « Grandes-Pièces » à Soucy (Yonne) et son contexte géologique*. Rapport de diagnostic archéologique, AFAN, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 15 p., 8 pl.
- Lhomme V., Connet N., Chaussé Ch., David F., Guérin Cl., 1995a** - *Soucy 1, site préhistorique du Pléistocène moyen*. Document Final de Synthèse de Sauvetage Urgent, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 99 p., 38 pl., 9 schéma, 1 fig., 6 tabl., 4 graphiques, 4 annexes.
- Lhomme V., Connet N., Guadelli J.-L., Leroyer Ch., 1995b** - *Le site paléolithique inférieur de Soucy 2 « les Grandes-Pièces », les « Coudrières » à Soucy (Yonne)*. Rapport de diagnostic-évaluation, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 23 p., 11 pl., 2 tabl., 2 graphiques, 3 annexes.
- Lhomme V., Connet N., Chaussé Ch., David F., 1995c** - *Le site paléolithique inférieur de Soucy 3 « les Grandes-Pièces » à Soucy*. Rapport de diagnostic approfondi. Convention Gravières de l'Yonne, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 3 p., 2 fig.
- Lhomme V., Chaussé Ch., 1996** - Le gisement de Soucy (Yonne, France) : Un site paléolithique inférieur et une chronoséquence Pléistocène moyen. Actes du Colloque de Périgueux, 1995, *Supplément à la Revue d'Archéométrie*, 223-227, 5 fig.
- Lhomme V., Connet N., Chaussé Ch., David F., Guadelli J.-L., 1996a** - La gravière des Grandes-Pièces et les sites paléolithiques inférieurs de Soucy (Yonne). Premiers résultats. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, tome 93, n° 4, 482-493, 17 fig.
- Lhomme V., Connet N., Bémilli C., Chaussé Ch., 1996b** - *Soucy 3. Site préhistorique du Pléistocène moyen*. Document Final de Synthèse de Sauvetage Urgent, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie, Dijon, 71 p., 26 fig., 9 tabl., 4 graphiques, 4 annexes.
- Lhomme V., Bémilli C., Chaussé Ch., Connet N., Listrat P., Limondin-Lozouet N., 1997** - *Soucy 5, trois occupations préhistoriques du Pléistocène moyen*. Document Final de Synthèse de Sauvetage Urgent, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie, Dijon, 77 p., 30 fig., 8 tabl., 14 tabl., 5 graphiques, 5 annexes.
- Lhomme V., Chaussé Ch., 1998a** - Compte rendu de surveillance de terrassement et d'évaluation du risque paléolithique sur la phase 1998 de la gravière de Saint-Julien-du-Sault (Yonne). Document Final de Synthèse, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon.

- Lhomme V., Chaussé Ch., 1998b** - *Emprunt de Gron. Surveillance archéologique sur la phase 2 de la R.N. 60 (Yonne). Rapport de surveillance archéologique.* Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Janvier 1998, Dijon, 17 p., 8 fig., 1 pl., 6 clichés photo., 5 annexes.
- Lhomme V., Bourguignon L., Chaussé Ch., Delagnes A., Bémilli C., David F., Plisson H., 1999** - *Le gisement Paléolithique moyen du Fond-des-Blanchards à Gron (Yonne).* Rapport d'Évaluation Archéologique, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Mars 1999, Dijon, 28 p., 14 fig.
- Lhomme V., Connet N., Chaussé Ch., 2000a** - *Diagnostic archéologique sur l'extension du centre Leclerc à Saint-Denis-lès-Sens (Yonne).* Rapport de Diagnostic Archéologique, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, juillet 2000, Dijon, 8 p., 9 fig, 5 photo.
- Lhomme V., Bémilli C., Chaussé Ch., Connet N., van Kolfshoten Th., Limondin-Lozouet N., 2000b** - *Le gisement Paléolithique inférieur de Soucy 5 (Yonne).* *Revue d'Archéologie de l'Est*, 49, 5-31, 24 fig.
- Lhomme V., Bemilli C., Connet N., 2000c** - *Approche synthétique des fonctionnements des sites paléolithiques inférieurs de Soucy (Yonne, France).* Société Préhistorique Française, XXV^e Congrès Préhistorique de France « Approches fonctionnelles en Préhistoire », programmes et résumés des communications, Nanterre (Hauts-de-Seine), du 24 au 26 Novembre 2000, 57-58.
- Lhomme V., Connet N., Bémilli C., Chaussé Ch., Beyries S., Guérin Cl., 2000d** - *Essai d'interprétation du site paléolithique inférieur de Soucy 1 (Yonne).* *Gallia Préhistoire*, 42, 1-44, 30 fig., 3 tabl.
- Lhomme V., Bémilli C., Chaussé Ch., Connet N., Argant A., Bahain J.-J., Beyries S., Guérin Cl., Limondin-Lozouet N., Louguet S., Voinchet P., 2000e** - *Soucy 3 ; Bilan intermédiaire de l'étude.* Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 43 p., 20 fig., 22 tabl., 38 cl. photo
- Lhomme V. et Connet N., 2001** - *Observations sur les pièces bifaciales et les chaînes opératoires de façonnage dans les sites du Pléistocène moyen de Soucy (Yonne).* In D. Cliquet [dir.] : *Les industries à outils bifaciaux du Paléolithique moyen d'Europe occidentale.* Actes de la table-ronde internationale, Caen (Basse-Normandie, France) 14 et 15 octobre 1999. ERAUL 98, Liège, 43-50, 8 fig.
- Lhomme V., Chaussé Ch., Connet N., Allenet G., Leroyer Ch., 2002** - *Diagnostic archéologique sur la seconde phase d'exploitation du « Chemin de l'Évangile » à Gron (Yonne).* Document Final de Synthèse, Institut National de la Recherche Archéologique Préventive, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Novembre 2002, Dijon, 34 p., 8 fig., 7 clichés.
- Lhomme V., Connet N., Chaussé Ch., 2003** - *le gisement de Soucy 6 (Yonne) et son industrie lithique dans le contexte des industries à éclats du Paléolithique inférieur en Europe du Nord-Ouest.* *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, tome 100, n°2, 241-251, 8 fig.
- Limondin-Lozouet N., 1999** - *Étude des malacofaunes du gisement de Soucy 3, gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy (Yonne).* Document Final de Synthèse, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, Septembre 1999, Dijon, 16 p., 4 fig., 1 tabl.
- Limondin-Lozouet N., 2001** - *Une malacofaune nouvelle du Pléistocène moyen à Soucy (Yonne, France) : biogéographie et paléoécologie.* *Géobios*, 34 (3), 303-313, 6 fig., 2 tabl.
- Locht, J.-L., Bahain J.-J., Drwila G., Raymond P., Antoine P., Caspar J.P., Debenham N.,**

- Gauthier A., Krier V., Limondin N., 1997** - *Le gisement paléolithique moyen du « Petit-Saule » et la séquence Pléistocène du « Chamesson » de Villiers-Adam (Val d'Oise)*. Document Final de Synthèse de sauvetage urgent programmé, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service Régional de l'Archéologie d'Ile de France, Saint-Denis (93), 142 p., 116 pl., 8 tabl., 2 graph., 4 photo., 49 doc. annexes h. t.
- Macaire J.-J., 1981** - Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Touraine et abords). Thèse de l'Université de Tours, U.E.R. des Sciences exactes et naturelles, vol. I texte : 304 p., 57 fig., 10 tabl., vol. II annexes : 23 fig., 98 tabl.
- Macaire J.-J., 1983** - Évolution du réseau hydrographique dans le sud-ouest du Bassin de Paris pendant le Pliocène et le Quaternaire. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 4, 183-195, 5 fig., 1 tabl.
- Macaire J.-J., 1984** - Les vallées et formations alluviales plio-quaternaires dans le sud et le sud-ouest du Bassin de Paris : genèse et signification dynamique. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2/3, 37-40, 1 fig.
- Mania D., 1995a** - Stop 16 : Ehringsdorf. Travertine complex with relicts of human activities. In W. Schirmer [ed.] : *Quaternary field trips in Central Europe*. INQUA, XIV International Congress, 3-8 August 1995, Berlin (Germany) 1995, vol. 2 : Field trips on special topics, Verlag Dr., Friedrich Pfeil, München (Germany), p. 780.
- Mania D., 1995b** - Stop 19 : Bilzingsleben N of Erfurt - Middle Pleistocene hunting site of Homo erectus; Stop 15 : Bilzingsleben - Travertine complex with relics of human activities ; B5 : Travertine complex and fauna at Bilzingsleben. In W. Schirmer [ed.] : *Quaternary field trips in Central Europe*. INQUA, XIV International Congress , 3-8 August 1995, Berlin (Germany) 1995, vol. 2 : Field trips on special topics, p. 739 et 777 ; vol. 3 : Field trips in Berlin and its environs, p. 1078 ; Verlag Dr., Friedrich Pfeil, München (Germany).
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore Th., Shackleton N.J., 1987** - Age dating and orbital theory of the ice ages : Development of a high-resolution 0 to 300 000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-29, 19 fig., 2 tabl., 1 appendice.
- Mégnién Cl., 1960** - Observations hydrogéologiques sur le sud-est du Bassin de Paris. Les circulations aquifères dans le Jurassique et le Crétacé de l'Yonne. Thèse de Doctorat d'État de la faculté des Sciences de Paris. Mémoires du BRGM n° 25, 1964, 274 p, 77 fig., 23 tabl.
- Mégnién Cl., 1979.** - *Hydrogéologie du centre du Bassin de Paris*. Mémoire du B.R.G.M., n° 98, 456 p., 275 fig.
- Mégnién Cl., 1980** - Tectogenèse du Bassin de Paris : Étapes de l'évolution du bassin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, tome XXII, n° 4, 669-680, 8 fig.
- Mégnién Cl. [ed.], 1980** - *Synthèse géologique du Bassin de Paris. Stratigraphie et paléogéographie*, vol. I, Mémoire du B.R.G.M. n° 101, 455 p., 107 fig. et Atlas, volume II, Mémoire du B.R.G.M. n° 102, 50 cartes, 5 annexes.
- Meijer T., 1985** - The pre-weichselian non-marine molluscan fauna from Maastricht-Belvédère (southern Limbourg, The Netherlands). In Th. van Kolfschoten & W. Roebroeks [ed.] : *Maastricht-Belvédère: stratigraphy, palaeoenvironment and archaeology of the middle and late pleistocene deposits*. Mededelingen Rijks Geologische Dienst, vol. 39-1, 75-98, 6 fig., 3 tabl.

- Mellars P., 1986** - A new chronology for the French Mousterian period. *Nature*, vol. 322, 31 july 1986, 410-411, 2 fig.
- Miall A. D., 1978** - Lithofacies types and vertical profil models in braided river deposits : a summary. In A.D. Miall [dir.] : *Fluvial sedimentology*. Calgary, Can. Soc. of Petrol. geol., 597-604, 1 fig., 2 tabl.
- Miall A. D., 1985** - Architectural-element analysis : A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22, 261-308, 20 fig.
- Michel J.-P., 1972.** - *Le Quaternaire de la région parisienne*. Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles, Université de Paris VI, 580 p.
- Motti E., Vincent P.L., Vogt J., Cavalier C., Médioni R., Neau G., 1973** - Notice explicative de la carte géologique 1/50 000 de Sergines, XXVI-17.
- Muller F., Chaussé Ch., Connet N., Lhomme V., 1999** - *Un site paléolithique et une nécropole du Bronze final à Étigny « Le Brassot (Ouest) »*. Rapport de diagnostic, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 37 p., 9 fig., 6 pl. photo.
- Munaut A.-V., 1988** - L'environnement végétal de quelques dépôts quaternaires du bassin de la Somme. In Actes du Colloque « *Cultures et industries paléolithiques en milieu lœssique* ». Amiens, 9-11 décembre 1986. *Revue Archéologique de Picardie*, n° 1-2, 45-56, 10 fig., 8 tabl.
- Munaut A.-V., 1989a** - Analyse palynologique de la carrière-Carpentier à Abbeville. In Livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme : Colloque « *l'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe* », Saint-Riquier, juin 1989, 11-14, 1 fig.
- Munaut A.-V., 1989b** - Cagny-l'Épinette : analyses palynologiques. In livret-guide de l'excursion dans la vallée de la Somme : Colloque « *l'Acheuléen dans l'Ouest de l'Europe* ». Saint-Riquier, juin 1989, 75-79, 1 fig.
- Neau G., Scolari G., Vincent P.-L., Bouiller R., Vogt J., Mégrien Cl., 1971** - Notice explicative de la carte géologique 1/50 000 de Sens, XXVI-18.
- Neau G., Turland M., Vincent P.-L., Vogt J., 1973** - Notice explicative de la carte géologique 1/50 000 de Montereau-Fault-Yonne, XXV-17.
- Neau G., Turland M., Fleury R., Vincent P.-L., Bouiller R., 1976** - Notice explicative de la carte géologique 1/50 000 de Joigny, XXVI-19.
- Nowicki P., Chaussé Ch., 1996.** - *Déviations sud de Sens, phase I*. Rapport d'Évaluation Archéologique, Association pour les Fouilles Archéologiques Nationales, Service de l'Archéologie de Bourgogne, Dijon, 9 p., 18 fig.
- Ouchi S., 1985** - Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 96, 504-515, 15 fig., 1 tabl.
- Paepe R., 1969** - Notice préliminaire sur la géologie quaternaire du site de Pincevent et ses environs. In Livret Guide : « *Excursion A2, Somme Région parisienne* ». 8^{ème} congrès INQUA, Paris, 61-66, 6 fig.
- Paepe R., 1971** - Dating and position of fossil soils in the Belgian Pleistocene stratigraphy. In D.H. Yaalon [ed.] : *Paleopedology, origin, nature and dating of paleosoils*. International Society of Soil Science and Israel Universities Press, Jerusalem. 261-269.
- Paepe R., Sommé J., 1970** - Les lœss et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le nord de la France et la Belgique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 90, 191-201, 3 fig.
- Passega R., 1957** - Texture as characteristic of clastic deposition. *Bulletin of the American Petroleum*

- Geologists*, vol. 41, 1952-1984, 17 fig.
- Passega R., 1963** - Analyses granulométriques, outil géologique pratique. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XVIII, n° 11, 1489-1498, 7 fig.
- Passega R., 1964** - Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34, 830-847.
- Passega R., 1977** - Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspension. *Sedimentology*, 24, 723-733, 3 fig.
- Pastre J.-F., Fontugne M., Kuzucuoglu C., Leroyer Ch., Limondin-Lozouet N., Talon M., Tisnérat N., 1997** - L'évolution tardi- et postglaciaire des lits fluviaux du nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. *Géomorphologie - Relief, Processus, Environnement*, n° 4, 291-312, 8 fig.
- Pastre J.-F., Leroyer Ch., Limondin-Lozouet N., Chaussé Ch., Fontugne M., Gebhardt A., Hatté Ch., Krier V., 2000** - Le Tardiglaciaire des fonds de vallée du Bassin Parisien (France). *Quaternaire*, 11, (2), 107-122, 6 fig.
- Pastre J.-F., Cantagrel J.M., 2001** - Téphrostratigraphie des Monts Dore (Massif Central, France). *Quaternaire*, 12, (4), 249-267, 10 fig.
- Peiry J.-L., 1988** - Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-montagnard : l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie). Thèse de l'Université Jean Moulin - Lyon 3.
- Peiry J.-L., 1990** - Paléodynamique fluviale et chronologie de l'incision Holocène de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). *Revue Géographique de l'Est*, 1, 77-92, 5 fig.
- Peiry J.-L., 1994** - Application de l'analyse statistique multivariée et de l'image C-M des dépôts fluviatiles à la reconstitution des paléoenvironnements fluviaux. L'exemple d'un bras mort du Rhône en amont de Lyon. *Quaternaire*, 5, (2), 59-67, 5 fig.
- Pissart A., 1970** - Les phénomènes physiques essentiels liés au gel, les structures périglaciaires qui en résultent et leur signification climatique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, tome 93, 7-49, 23 fig.
- Pomerol Ch., 1965** - Néotectonique dans la région parisienne. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 4, 231-234.
- Pomerol Ch., 1973** - Stratigraphie et paléogéographie ; Ère Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Doin (ed.), Paris.
- Pomerol Ch., 1978** - Évolution paléogéographique et structurale du Bassin de Paris, du Précambrien à l'Actuel, en relation avec les régions avoisinantes. *Geologie en Mijnbouw*, 57, (4), 533-543, 15 fig.
- Porcher M., 1975** - Lithostratigraphie des alluvions fluviatiles holocènes de la basse vallée de la Seine. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et Amis du Museum du Havre*, tome LXIV, fasc. 4, 4^{ème} trimestre, Journées Lennier n° 1, 181-193, 10 fig., 6 pl. h.t.
- Preece R., 1994** - Radiocarbon dates from the « Allerød soil » in Kent. *Proceeding of the Geologists' Association*, 105, 111-123, 9 fig., 2 tabl.
- Puisségur J.-J., 1976** - *Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne, significations stratigraphiques et climatiques*. Mémoire Géologique de l'Université de Dijon, 3, Doin (ed.) Paris, 241 p., 89 fig., 33 tabl., 28 pl. photo. h.t.

- Rivière A., 1977** - *Méthodes granulométriques, techniques et interprétations*. Masson (ed.), techniques et méthodes sédimentologiques. 170 p., 11 fig., 1 appendice, 4 tables, 18 tabl.
- Roberts M.B., Stringer C.B., Parfitt S.A., 1994** - A hominid tibia from Middle Pleistocene sediments at Boxgrove, UK. *Nature*, vol. 369, 311-313, 3 fig., 1 tabl.
- Roblin A. épouse Jouve, 1980** - *Le paysage paléolithique de la vallée de la Seine de Corbeil à Bray-sur-Seine*. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle de l'Université Paris 7. Vol. 1 : texte, 161 p., 3 annexes, vol. 2 : 58 fig., 20 pl. photo.
- Roblin-Jouve A., 1984** - La très basse nappe alluviale de la Seine dans la région du site Archéologique de Pincevent (Montereau, Seine et Marne). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2/3, 45-51, 7 fig.
- Roblin-Jouve A., Girard C., 1982** - Le gisement paléolithique d'Armeau (Yonne) et son environnement. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 2/3, 125-128, 2 fig.
- Roblin-Jouve A. en collaboration avec Rodriguez P., 1997** - Paléogéographie des occupations humaines du centre du Bassin parisien à partir du Tardiglaciaire. In J.-P. Fagnart et A. Thévenin [dir.] : *Le Tardiglaciaire en Europe du Nord-Ouest*. Actes du 119^{ème} cong. nat. soc. hist. scient., Amiens 1994, C.T.H.S (éd.), Pré- et Protohistoire, 141-150, 5 fig.
- Rousseau D.-D., 1989** - Estimation quantitative des paléotempératures hivernales en Alsace depuis 340 000 ans à partir de l'analyse des associations malacologiques. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, tome 309, Série II, 1623-1628, 2 fig.
- Rousseau D.-D., Puisségur J.-J., Lécolle F., 1992** - West European molluscs assemblages of isotopic stage 11 (Middle Pleistocene) : climatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92, 15-29.
- Salvador P.-G., 1991** - Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère - bassin de Malville et ombilic de Moirans - (Bas-Dauphiné). Thèse de l'Université Jean Moulin-Lyon III, 498 p., 126 fig., 418 tabl., 14 photo.
- Salvador P.-G., 1999** - L'édification holocène de la plaine alluviale du Rhône dans le bassin de Malville-Saint-Brénez (Ain et Isère, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n° 1, 3-22, 9 fig., 2 tabl.
- Salvador P.-G., Bravard J.-P., Vital J., Voruz J.-L., 1993** - Archaeological evidence for Holocene floodplain development in the Rhône valley, France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge Supplementbände 88, 81-95, 7 fig.
- Schirmer W., 1995** - Stop 46 : Gravel pit Ariendorf. In W. Schirmer [ed.] : *Quaternary field trips in Central Europe*. INQUA, XIV International Congress, 3-8 August 1995, Berlin (Germany) 1995, vol. 1 : Regional field trip, Verlag Dr., Friedrich Pfeil, München (Germany), p. 536
- Schmider B. [dir.], 1992** - Marsangy. Un campement des derniers chasseurs magdaléniens sur les bords de l'Yonne. ERAUL 55, Liège 275 p., 146 fig., 39 tabl.
- Schumm S.A., Kahn H.R., 1972** - Experimental study of channel patterns. *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1755-1770, 22 fig.
- Schumm S.A., Dumont J.F., Holbrook J.M., 2000** - *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge University Press (ed.), 276 p., 165 fig., 6 tabl.
- Schwarcz H.P., Grün R., Latham A.G., Mania D., Brunnacker K., 1988** - The Bilzingsleben

- archaeological site : new dating evidence. *Archaeometry*, 30, 1, 5-17, 3 fig., 3 tabl.
- Séara F., 2001** - *les occupations mésolithiques et protohistoriques du sites des « Basses-Veuves » à Pont-sur-Yonne*. Rapport d'Évaluation du Programme d'Interventions Archéologiques dans les Carrières de Granulats de l'Yonne, Service Régional de l'Archéologie de Bourgogne, 35 p.
- Sommé J., 1977** - *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Étude géomorphologique*. Thèse de Doctorat d'État de l'Université Paris I, 15/05/1975, 2 Volumes. Vol. texte, 697 p., 18 tabl. ; Vol. Illustrations : 185 fig.
- Sommé J., 1984** - Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles dans l'Europe du Nord-Ouest. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2/3, 9-12.
- Sommé J., Paepe R., Lautridou J.-P. , 1980** - Principes, méthodes et systèmes de la stratigraphie du Quaternaire dans le Nord de la France et la Belgique. In J. Chaline [ed.] : *Problèmes de stratigraphie quaternaire dans le Nord-Ouest de la France et la Belgique*. Supplément au Bulletin de l'Association Françaises pour l'Étude du Quaternaire, 1, 148-162, 1 fig., 1 tabl.
- Sommé J., Fagnart J.-P., Léger M., Munaut A.-V., Puisségur J.-J., Tuffreau A., 1984** - Terrasses fluviatiles du Pléistocène moyen en France septentrionale : Signification dynamique et climatique. *Bulletin de l'Association pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2/3, 52-58, 1 fig.
- Sommé J., Lautridou J.-P., Heim J., Maucorps J., Puisségur J.-J., Rousseau D.-D., Thévenin A., van Vliet-Lanoë B., 1986** - Le cycle climatique du Pléistocène supérieur dans les lœss d'Alsace à Achenheim. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2, 97-104, 4 fig.
- Starkel. L., 1983** - The reflexion of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. In K.J. Gregory [ed.] : *Background to palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd (ed.), 21-235, 5 fig.
- Thieme H., Mania D., Urban B., Kolfschoten van Th., 1995** - Stop 35 : Brown coal opencast mining e of Schöningen/Elm. In W. Schirmer [ed.] : *Quaternary field trips in Central Europe*. INQUA, XIV International Congress , 3-8 August 1995, Berlin (Germany), vol. 1 : Regional field trips, Verlag Dr., Friedrich Pfeil, München (Germany), p. 593, 1 fig.
- Tourenq J., 1972** - L'augite, indicateur stratigraphique et paléogéographique des épandages détritiques en provenance du Massif Central au Cénozoïque. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, série D ; Sciences naturelles, 275, 9-12, 1 fig.
- Tourenq J., Ambroise D., Blot G., Turland M., 1978** - Étude des minéraux lourds des alluvions actuelles et anciennes des bassins de l'Yonne, du Loing et de la Seine en amont de Paris. Utilisation de l'analyse factorielle des correspondances. Résultats paléogéographiques. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, vol. 12, n° 14, 25-33, 5 fig., 4 tabl.
- Tourenq J., Pomerol Ch., Pupin J.-P., 1993** - Découverte de zircons d'origine montdorienne dans des alluvions anciennes de la Montagne de Trin (Seine et Marne, France), un nouvel élément de datation des premières nappes alluviales du bassin de la Seine. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, tome 316, série II, 1099-1106, 5 fig.
- Tourenq J., et Pomerol Ch., 1995** - Mise en évidence, par la présence d'augite du Massif Central de l'existence du Pré-Loire Pré-Seine coulant vers la Manche au Pléistocène. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, tome 320, Série II, 1163-1169, 1 fig., 2 tabl.
- Tricart J., 1949** - *La partie orientale du Bassin de Paris, étude morphologique*. Tome 1 : La genèse du

- bassin. Société d'Édition d'Enseignement Supérieur, Paris, 210 p., 30 fig.
- Tuffreau A., [dir.] , 2001** - *L'Acheuléen dans la vallée de la Somme et Paléolithique moyen dans le Nord de la France : données récentes*. Publications du Centre d'Études et de Recherches Préhistoriques, Université des Sciences et Technologies de Lille (ed.) Villeneuve d'Ascq, n° 6, 237 p.
- Tuffreau A., Antoine P., Chase Ph., Dibble H.L., Ellwood B.B., van Kolfschoten Th., Lamotte A., Laurent M., McPherron Sh. P., Moigne A.-M., Munaut A.-V., 1995** - Le gisement acheuléen de Cagny-l'Épinette. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 92, 169-191, 18 fig.
- Urban B., 1995** - Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, n° 52, 175-186, 7 fig.
- Urban B., Thieme H., Mania D., Kolfschoten van Th., 1995** - B4 : Middle and Late Pleistocene and Holocene in the open-cast pit of Schöningen/Niedersachsen. In W. Schirmer [ed.] : *Quaternary field trips in Central Europe*. INQUA, XIV International Congress, 3-8 August 1995, Berlin (Germany), vol. 3 ; Field trips in Berlin and its environs, Verlag Dr., Friedrich Pfeil, München (Germany), p. 1075, 3 fig.
- Vandenberghe J., 1993** - Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge Supplementbände 88, 17-28, 7 fig., 2 photo.
- Vandenberghe J., 1995** - Timescales, climate and river development. *Quaternary Science Reviews*, vol. 14, 631-638, 7 fig.
- van Geel B., Coope G.R., Van der Hammen T., 1989** - Paleoecology and stratigraphy of the Late Glacial type section at Usselo (The Netherlands). *Review of Paleobotany and Palynology*, 60, 25-129, 14 fig., 4 fig. h.t., 2 tabl., 19 pl. photo, 1 appendice.
- van Vliet-Lanoë B., 1976** - Traces de ségrégation de glace en lentilles associées aux sols et phénomènes périglaciaires fossiles. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, 42-55, 2 fig., 3 tabl., 2 pl. photo.
- van Vliet-Lanoë B., 1986** - Le pédocomplexe du dernier interglaciaire (de 125 000 à 75 000 BP). Variations de faciès et signification paléoclimatique du sud de la Pologne à l'ouest de la Bretagne. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 1/2, 139-150, 5 fig.
- van Vliet-Lanoë B., 1987** - Cryoptation, gélifluxion et coulées boueuses : une dynamique continue en relation avec le drainage et la stabilité de l'agrégation cryogénique. In M. Pésci, H.M. French [ed.] : *Læss and Periglacial Phenomena*. Akadémial Kiado, Budapest, 203-225, 6 fig., 2 tabl., 3 photo.
- van Vliet-Lanoë B., 1988** - *Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages*. Thèse de Doctorat d'État de l'Université de Paris I-Sorbonne, 1987, publication du Centre de Géomorphologie du CNRS de Caen, 2 volumes, 854 p., 349 fig., 36 tabl., 26 pl. photo.
- van Vliet-Lanoë B., 1990** - Le pédocomplexe de Warneton : ou en est-on ? Bilan paléopédologique et micromorphologique. *Quaternaire*, 1, 65-76, 4 fig.
- van Vliet-Lanoë B., Valadas B., 1983** - À propos des formations déplacées des versants cristallins des massifs anciens : Le rôle de la glace de ségrégation dans la dynamique. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, 4, 153-160, 4 fig.
- van Vliet-Lanoë B., Coutard J.-P., Pissart A., 1984** - Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments : a comparison of active, fossil and experimental data. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 9, 553-565, 12 fig.

- Vazart M.-H., 1983** - Paléodynamiques weichséliennes des provinces normandes et séquanienne. Analyse micrographique de 5 coupes de lœss : Roumare, Mesnil-Esnard, Iville, Mantes-la-Ville, Chaudon. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle de géographie physique, Université de Paris 7, Laboratoire de Géographie Physique, 2 tomes, 130 p., 6 cartes, 12 fig., 5 fig. non numérotés, 4 schémas, 5 levés de coupes, 21 tabl., 19 pl. photo.
- Verrecchia E. P., 1990** - Incidence de l'activité fongique sur l'induration des profils carbonatés de type calcrète pédologique. L'exemple du cycle oxalate-carbonate de calcium dans les encroûtements calcaires de Galilée (Israël). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, tome 311, Série II, 1367-1374, 5 fig. 1 pl. photo.
- Verrecchia E. P., Verrecchia K. E., 1994** - Needle-fiber calcite : a critical review and a proposed classification. *Journal of Sedimentary Research*, vol. A64, n° 3, 650-664, 12 fig.
- Veyret Y., Valadas B., 1988** - L'eau sous la forme solide. In Y. Veyret [coord.] : *L'érosion entre nature et société*. Dossiers des Images Économiques du Monde, dossier n° 22, SEDES (éd.), Paris, 109-149, 21 fig.
- Voinchet P., 2002** - Datation par résonance paramagnétique électronique (RPE) de quartz blanchis extraits de sédiments fluviatiles pléistocènes : contribution méthodologique et application aux systèmes de la Creuse, du Loir et de l'Yonne. Thèse de Doctorat du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, Unité de Géochronologie, 234 p., 114 fig., 66 tabl., 4 annexes h.t. de 94 p.
- Walger E., 1961** - Die Korngrößenverteilung von einzelligen sandiger Sedimente und ihre genetische Bedeutung. *Geologische Rundschau*, 494-507, 4 fig.
- Walker M.J.C., Bohncke S.J.P., Coope G.R., O'Connell G.R., Usinger H., Verbruggen C., 1994** - The Devensian/Weichselian Late-Glacial in northern Europe (Ireland, Britain, north Belgium, The Netherlands, northwest Germany). *Journal of Quaternary Science*, 9 (2), 109-118, 4 fig.
- Wyns R., 1977** - Tectonique récente dans l'Ouest du bassin de Paris : méthode d'étude et bilan des déformations plio-quadernaires. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, tome XIX, n° 5, 1093-1101, 3 fig.
- Zagwijn W. H., 1973** - Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian beds in the northern Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, n° 24, 139-156, 13 fig., 2 tabl.
- Zagwijn W. H., 1992** - The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions. *Quaternary Science Reviews*, vol. 11, 583-591, 10 fig.

Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne, approches géométrique et chronostratigraphique. L'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des occupations du Paléolithique inférieur de Soucy.

Mots clefs : Yonne, Bassin de Paris, France, Quaternaire, terrasses alluviales, lithostratigraphie, chronostratigraphie, Paléolithique, Pléistocène moyen, paléoenvironnement, paléogéographie.

Les nappes alluviales de la vallée de l'Yonne ont livré des gisements paléolithiques. Parmi ces découvertes, les occupations du Paléolithique inférieur de Soucy sont les mieux connues.

Ces découvertes ont nécessité de replacer chacun des sites dans un contexte chronostratigraphique. L'étude combine des approches géométriques, géochronologiques, biostratigraphiques et litho- pédostratigraphiques. Onze nappes alluviales ont été reconnues. L'analyse séquentielle des dépôts de versant qui recouvrent les plus récentes permet de proposer un calage chronologique pour les dernières terrasses. La proposition couvre les derniers 400 000 ans.

Les sites paléolithiques de Soucy sont compris dans les sables d'une terrasse datée de la fin d'un interglaciaire du Pléistocène moyen (SIM 9). Les observations distinguent trois systèmes d'écoulement. Chacune des occupations a été insérée dans le milieu évolutif de la plaine alluviale. Une chronologie relative des différents sites a pu être ainsi établie.

The terrace system of the river Yonne valley : geometrical and chronostratigraphical studies. Contribution to the study of the Soucy Formation for the understanding of the lower Palaeolithic sites of Soucy.

Key words : River Yonne, Paris Basin, France, Quaternary, fluvial terraces, lithostratigraphy, chronostratigraphy, Palaeolithic sites, Middle Pleistocene, palaeoenvironment, palaeogeography.

The terraces of the lower Yonne valley have yielded several prehistoric sites of which the Lower Palaeolithic sites of Soucy are the best known.

Each prehistoric discovery has been replaced into a chronostratigraphical framework using geometrical, geochronological, biostratigraphical and litho-pedostratigraphical data. Eleven alluvial sequences have been identified. The study of the hillslope sequences overlying the last alluvial sheets leads to propose a chronological interpretation for the last 400 000 years.

The Soucy Palaeolithic sites are included in the fine fluvial sedimentary sequence allocated to the end of a middle Pleistocene terrace (MIS 9). Three successive channels are evidenced and each prehistoric level is included within the alluvial plain evolution. These studies allow to establish the relative chronology of the Palaeolithic settlements.

M. Paul HAESAERTS, Examineur
M. Jean-François PASTRE, Examineur
M. Alain TUFFREAU, Directeur

UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE 1
U.F.R. DE GÉOGRAPHIE

THÈSE

Discipline : Quaternaire et Préhistoire

Christine CHAUSSE

**Les nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne,
approches géométrique et chronostratigraphique
et
l'apport de l'étude de la Nappe de Soucy à la compréhension des
occupations du Paléolithique inférieur de Soucy**

Soutenue le 26 Novembre 2003 devant un jury composé de :

M. Jean SOMMÉ, Président
M. Alain TUFFREAU, Directeur de Thèse
M. Jean-Pierre LAUTRIDOU, Rapporteur
M., David LEFÈVRE, Rapporteur
M. Paul HAESAERTS, Examineur

Illustrations et annexes

- 1 - Liste des figures et figures annoncées dans le texte.....p. 3**
- 2 - Annexe A – Tableau des données géotechniques et cartes de localisation.....p. 104**
- 3 - Annexe B – Profils stratigraphiques détaillés observés dans la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy.....p.146**

1- Illustrations indexées dans le texte

Figure 1 - Cartes géologique et morphologique simplifiées du Bassin de Paris, d'après Cavelier *et al.*, 1979, modifiées. Localisation de la vallée de l'Yonne.

Figure 2 - Carte géologique simplifiée du Bassin de Paris oriental et localisation du secteur d'étude (source BRGM, modifiée).

Figure 3 - Carte géomorphologique et géologique simplifiée de la basse vallée de l'Yonne (source BRGM, modifiée).

Figure 4 - Répartition des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne d'après les cartes géologiques au 50 000^{ème}.

Figure 5 - Déroulement théorique du cycle climato-sédimentaire dans la région mantaise, d'après F. Lécalle, 1989.

Figure 6 - Étagement des nappes alluviales dans la vallée de la Seine, méandre de Moisson, d'après F. Lécalle, 1984b.²

Figure 7 - Profil stratigraphique synthétique du système d'étagement des nappes alluviales de la moyenne vallée de la Somme (géométrie, géochronologie et chronostratigraphie, d'après P. Antoine *et al.*, 2000a et 2003).

Figure 8 - Basse vallée de l'Yonne - Localisation des secteurs étudiés.

Figure 9 - Tableau lithostratigraphique du Pléistocène septentrionale d'après P. Antoine *et al.*, 1998.

Figure 10 - Profil longitudinal de la vallée de l'Yonne (et Seine - Bassée) de Joigny à la confluence Seine-Yonne et étagement des nappes alluviales.

Figure 11 - Répartition cartographique des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne.

Figure 12 - Transect TGV/A5 ; étagement des nappes alluviales sur le secteur de la confluence Seine-Yonne.

Figure 13 - Transect Vinneuf ; étagement des nappes alluviales.

Figure 14 - Transect Pont-sur-Yonne/Aérodrome ; étagement des nappes alluviales.

Figure 15 - Transect A160-Sens nord ; étagement des nappes alluviales.

Figure 16 - Transect contournement sud de Sens - Plaine de Chambertrand ; étagement des nappes alluviales.

Figure 17 - Transect Gron/Étigny ; étagement des nappes alluviales.

Figure 18 - Transect Saint-Julien-du-Sault ; étagement des nappes alluviales.

Figure 19 - Transect déviation de Joigny ; étagement des nappes alluviales.

Figure 20 - Localisation des différents gisements paléolithiques dans la boucle de méandre d'Étigny-Gron.

Figure 21 - Étigny « le-Brassot ». Localisation des niveaux d'occupation du Paléolithique final et des profils stratigraphiques.

Figure 22 - Étigny « le-Brassot ». Bloc diagramme stratigraphique synthétique.

Figure 23 - Étigny « le-Brassot ». Levé stratigraphique de la coupe A et du sondage I.

Figure 24 - Étigny « le-Brassot ». Plan de répartition des vestiges paléolithiques mis au jour dans le *locus* sud (d'après N. Connet *et al.*, 1999).

Figure 25 - Saint-Denis-lès-Sens, « Pré-Aubert ». Profil stratigraphique des sables et limons de couverture.

Figure 26 - Saint-Denis-lès-Sens, « la-Belle-Oreille ». Profil stratigraphique synthétique des formations fluviales.

Figure 27 - Saint-Julien-du-Sault, localisation des parcelles des « Boulins » et de la « Voie-Creuse » et des profils stratigraphiques relevés.

Figure 28 - Saint-Julien-du-Sault, la « Voie-Creuse ». Profils stratigraphiques du paléochenal principal « P ».

Figure 29 - Saint-Julien-du-Sault, les « Boulins ». Profil stratigraphique synthétique du paléochenal latéral « L ».

Figure 30 - Étigny « le-Brassot-Ouest ». Localisation de l'amas paléolithique et du sondage A.

Figure 31 - Étigny « le-Brassot-Ouest ». Profil stratigraphique synthétique du sondage A.

Figure 32 - Étigny « le-Brassot-Ouest ». Amas de débitage lithique isolé et plan de remontage de l'amas (d'après Muller *et al.*, 1999).

Figure 33 - Gron « Fond-des-Blanchards ». Localisation des sondages et extension des niveaux d'occupation.

Figure 34 - Gron « Fond-des Blanchards ». Répartition des vestiges paléolithiques du niveau d'occupation « C » fouillé en T96 en 1996 (d'après Collet *et al.*, 1997).

Figure 35 - Gron « Fond-des-Blanchards ». Coupe stratigraphique Nord - Localisation des deux bras repérés.

Figure 36 - Gron « Fond-des-Blanchards ». Profils stratigraphiques des tranchées de sondage T1 et T2. Localisation des niveaux d'occupation préhistoriques.

Figure 37 - Gron « Fond-des-Blanchards ». Profils stratigraphiques des tranchées de sondage T2 et T3. Localisation des niveaux d'occupation préhistoriques.

Figure 38 - Gron « Fond-des-Blanchards ». Détail du plan de répartition des vestiges paléolithiques dans les tranchées T1 à T4 (d'après Lhomme *et al.*, 1999, modifié).

Figure 39 - Gron « Chemin-de-l'Évangile ». Localisation des emprises de diagnostic, des gisements paléolithiques et des coupes stratigraphiques observées.

Figure 40 - Répartition des vestiges paléolithiques sur le gisement du « Chemin-de-l'Évangile 3 » (d'après N. Connet *et al.*, 2001).

Figure 41 - Gron « Chemin-de-l'Évangile ». Transect stratigraphique synthétique.

Figure 42 - Gron « Chemin-de-l'Évangile ». Synthèse des données stratigraphiques détaillées.

Figure 43 - Sens « Plaine-de-Chambertrand ». Transect stratigraphique.

Figure 44 - Sens « Plaine-de-Chambertrand ». Profil stratigraphique synthétique de la couverture limoneuse.

Figure 45 - Coupe de « Bréau - la Maladrerie » au sud de Montereau et corrélations avec le profil du « Haut-Chambertrand » et la coupe 4 de Saint-Pierre-lès-Elbeuf.

Figure 46 - Profil stratigraphique d'Armeau, d'après A. Roblin-Jouve et C. Girard (1982), modifié.

Figure 47 - Silo de Véron. Profil stratigraphique synthétique.

Figure 48 - Gron « emprunt » (RN 60 - déviation sud de Sens). Profil stratigraphique schématique de la nappe alluviale et de sa couverture limoneuse.

Figure 49 - Soucy « les-Grandes-Pièces ». Coupe stratigraphique synthétique des formations fluviatiles et de la couverture de versant. Position stratigraphique des gisements du Paléolithique.

Figure 50 - Transect stratigraphique synthétique de la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy.

Figure 51 - Raccords lithostratigraphiques et biostratigraphiques entre les différents profils étudiés dans la gravière « Grandes-Pièces » de Soucy.

Figure 52 - Transect synthétique litho- pédostratigraphique du système de terrasses de la basse vallée de l'Yonne (stratigraphie, géochronologie et archéologie).

Figure 53 - Positionnement des résultats des datations RPE et U-Th par rapport à la courbe isotopique océanique de Bassinot *et al.* (1994), d'après P. Voinchet (2002), modifié.

Figure 54 - Transect synthétique litho- pédostratigraphique du système de terrasses de la basse vallée de l'Yonne. Hypothèse chronostratigraphique.

Figure 55 - Profil sud du talus de Sergines, d'après J.-P. Lautridou, 1985.

Figure 56 - Coupe stratigraphique synthétique de la couverture limoneuse du plateau du Sénonais, d'après V. Deloze *et al.*, 1994, modifié.

Figure 57 - Proposition de corrélations lithostratigraphiques des profils du Sénonais.

Figure 58 - Saint-Pierre-lès-Elbeuf - Profil stratigraphique des lœss, d'après J.P. Lautridou (1985), modifié.

Figure 59 - Stratigraphie et industries paléolithiques des lœss d'Achenheim, d'après Lautridou *et al.*, 1986 et Heim *et al.*, 1982.

Figure 60 - Mautort 86 : levé détaillé et pédologie, d'après P. Antoine, 1990.

Figure 61 - Profil lœssique de Cagny-la-Garenne, d'après P. Antoine, 1995 (modifié).

Figure 62 - Hypothèse de corrélations stratigraphiques avec la séquence de Soucy.

Figure 63 - Synthèse cartographique des accidents tectoniques.

Figure 64 - Synthèse cartographique des rejeux tectoniques quaternaires.

Figure 65 - Plan de la gravière des « Grandes-Pièces » à Soucy. Localisation des profils stratigraphiques et des gisements paléolithiques.

Figure 66 - Soucy « les-Grandes-Pièces ». Profil stratigraphique du transect J.

Figure 67 - Soucy « les-Grandes-Pièces ». Profil stratigraphique du transect K.

Figure 68 - Soucy « les-Grandes-Pièces ». Profil stratigraphique du transect L.

Figure 69 - Soucy « les-Grandes-Pièces ». Profil stratigraphique du transect M.

Figure 70 - Répartition des vestiges sur la fouille du gisement de Soucy 1.

Figure 71 - Soucy « les-Grandes-Pièces ». Profil stratigraphique de la coupe J1-4.

Figure 72 - Plan de répartition des vestiges paléolithiques des gisements de Soucy 5, « niveau 0 », « niveau I » et « niveau II ».

Figure 73 - Coupe sud Soucy 5, berme occidentale.

Figure 74 - Coupe sud Soucy 5, berme médiane.

Figure 75 - Coupe sud Soucy 5, berme orientale.

Figure 76 - Coupe Nord-Sud, Soucy 5.

Figure 77 - Soucy « les-Grandes-Pièces ». Coupes stratigraphiques M1, M2 et synthèse coupe Sud de Soucy 5.

Figure 78 - Hypothèses de reconstitution du tracé du lit fluvial à chenaux multiples et du chenal B et de ses bras latéraux.

Figure 79 - Répartition des vestiges paléolithiques sur le gisement de Soucy 3 (d'après Lhomme *et al.*, 1996).

Figure 80 - Coupe stratigraphique du gisement de Soucy 3.

Figure 81 - Relations stratigraphique et altimétrique entre la bande E et la coupe K1 du chenal latéral.

Figure 82 - Images théoriques CM des dépôts fluviatiles.

Figure 83 - Vue générale de l'image CM obtenue à Soucy « les-Grandes-Pièces ».

Figure 84 - Détails de l'image CM de Soucy.

Figure 85 - Schéma de l'évolution morphologique de la plaine alluviale de Soucy et position des différentes occupations du Paléolithique inférieur repérées.

.....

Tableau 1 - Résultats des datations par Résonance Paramagnétique Électronique (RPE) sur quartz, d'après P. Voinchet, 2002.

Tableau 2 - Résultats des datations U-Th sur dents, d'après J.-J. Bahain, inédit.

Tableau 3.1 – Soucy, liste des malacofaunes des coupes B/J1, D, C3, Sud Soucy 5, M1 et M2, d'après N. Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000.

Tableau 3.2 - Diagrammes malacologiques des coupes B/J1, D, C3, Sud Soucy 5, M1 et M2, d'après N. Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000.

Tableau 4.1 - Soucy, liste des malacofaunes des coupes E et C2, d'après N. Limondin-Lozouet, inédit.

Tableau 4.2 - Diagrammes malacologiques des coupes E et C2 d'après N. Limondin-Lozouet inédit.

Tableau 5.1 - Soucy 3, liste des malacofaunes, d'après N. Limondin-Lozouet, inédit.

Tableau 5.2 - Diagrammes malacologiques des associations de Soucy 3, d'après N. Limondin-Lozouet inédit.

Tableau 5.3 - Soucy 3, répartition des effectifs terrestres et aquatiques dans les malacofaunes.

Tableau 6 - Rapports d'épimérisation de l'isoleucine (Ala/Ile) comparés aux rapport de concentration Thréonine/Acide glutamique (Thr/Glu) et aux concentrations des acides aminés acidophiles et neutrophiles de coquilles de gastéropodes continentaux du gisement de Soucy (analyses de l'hydrolysate des acides aminés totaux), d'après S. Occhietti, *in* Chaussé *et al.*, 2000.

fig. 1 - Cartes géologiques et morphologiques simplifiées du Bassin de Paris
d'après Cavalier *et al.*, 1979, modifiées.
Localisation de la vallée de l'Yonne

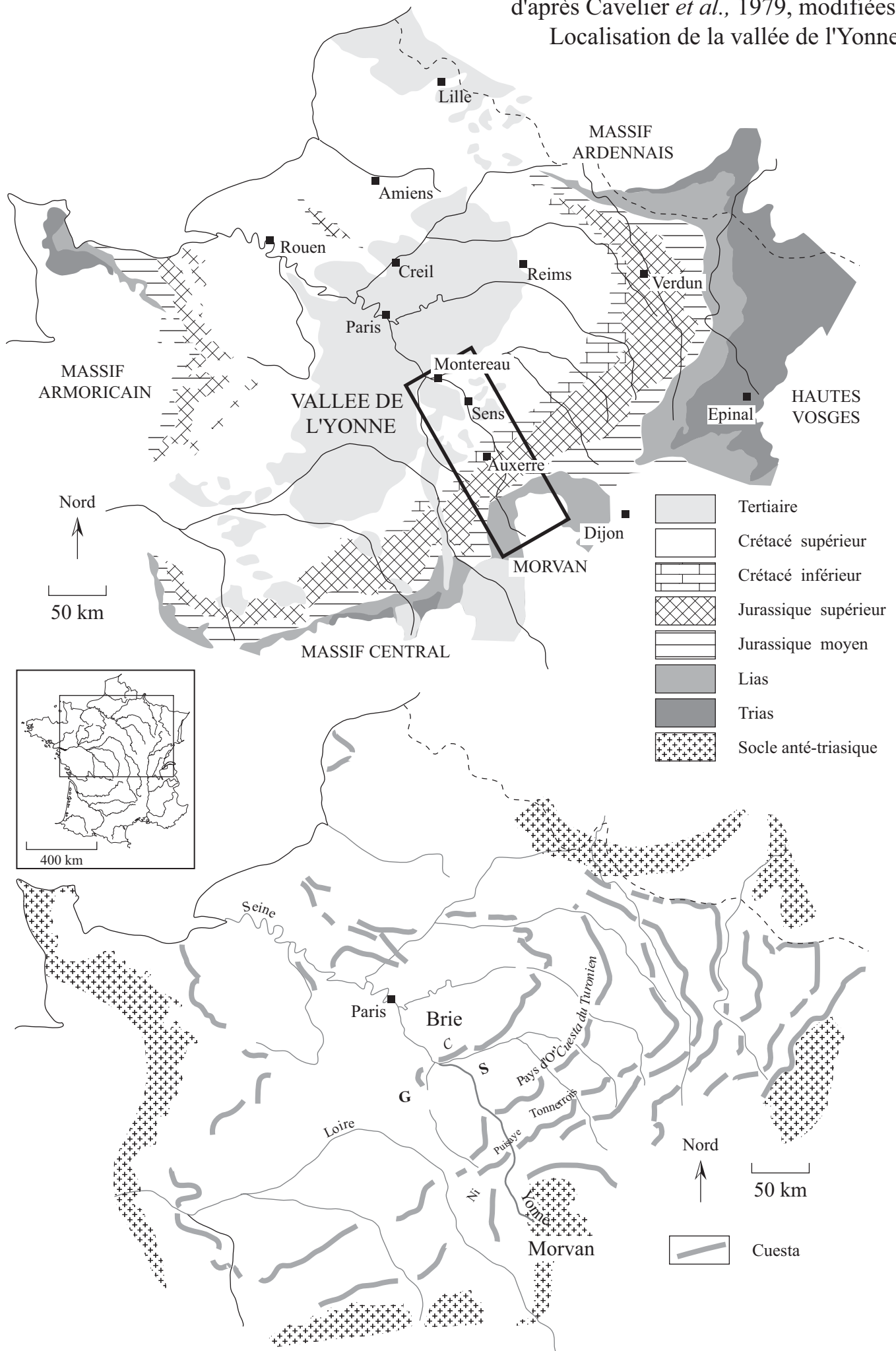
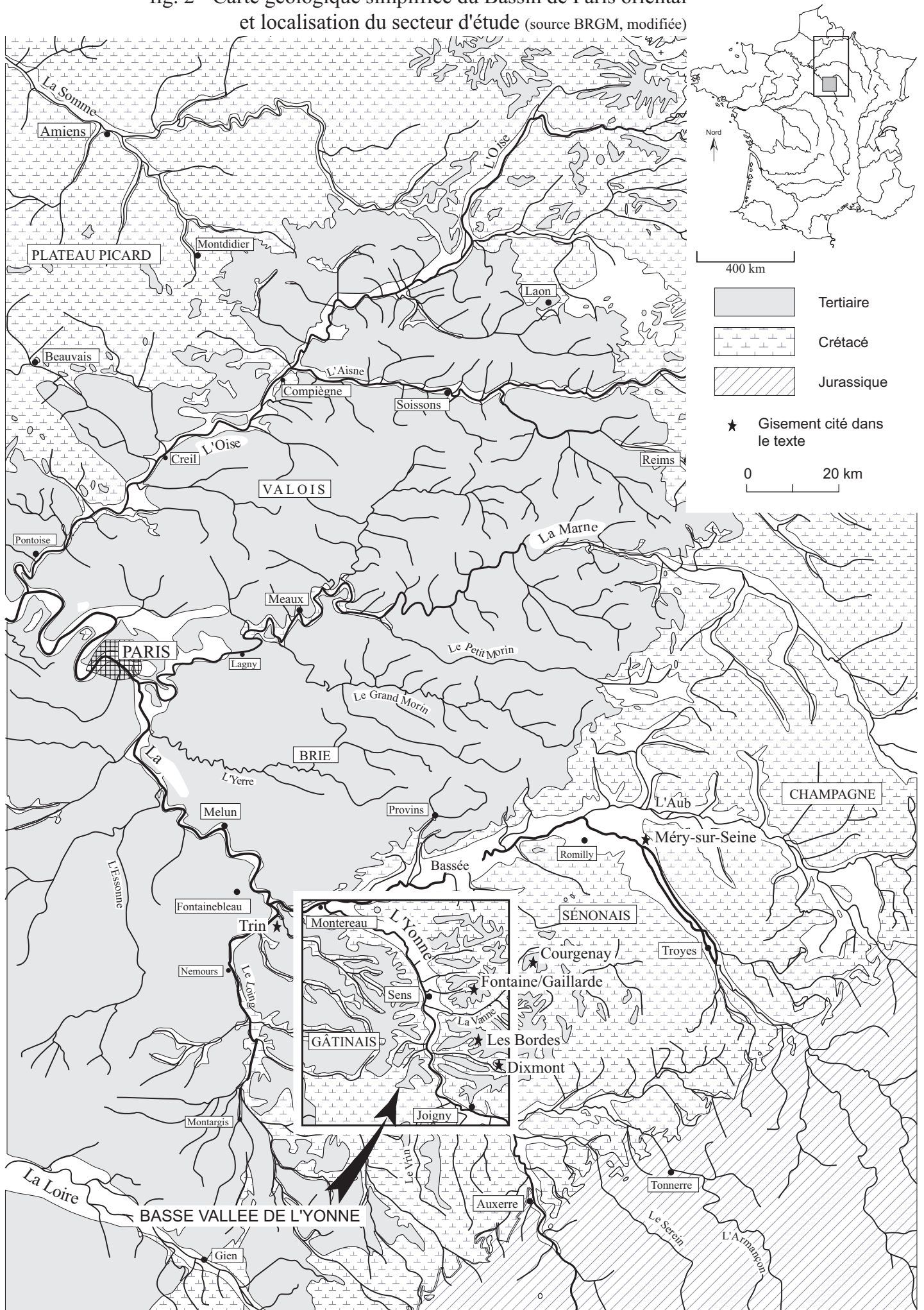


fig. 2 - Carte géologique simplifiée du Bassin de Paris oriental et localisation du secteur d'étude (source BRGM, modifiée)



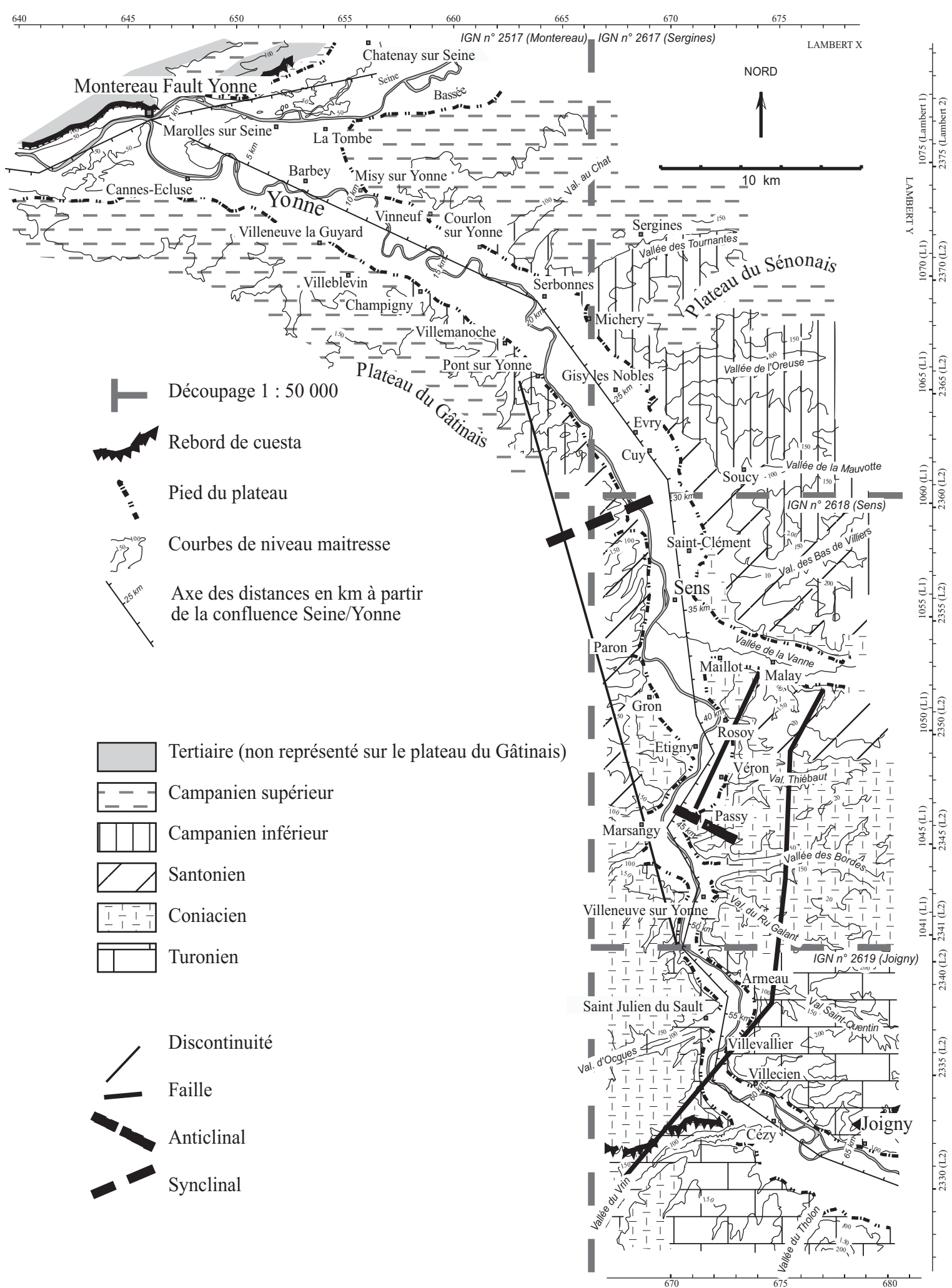


fig. 3 - Carte géomorphologique et géologique simplifiée de la basse vallée de l'Yonne (Source BRGM modifiée)

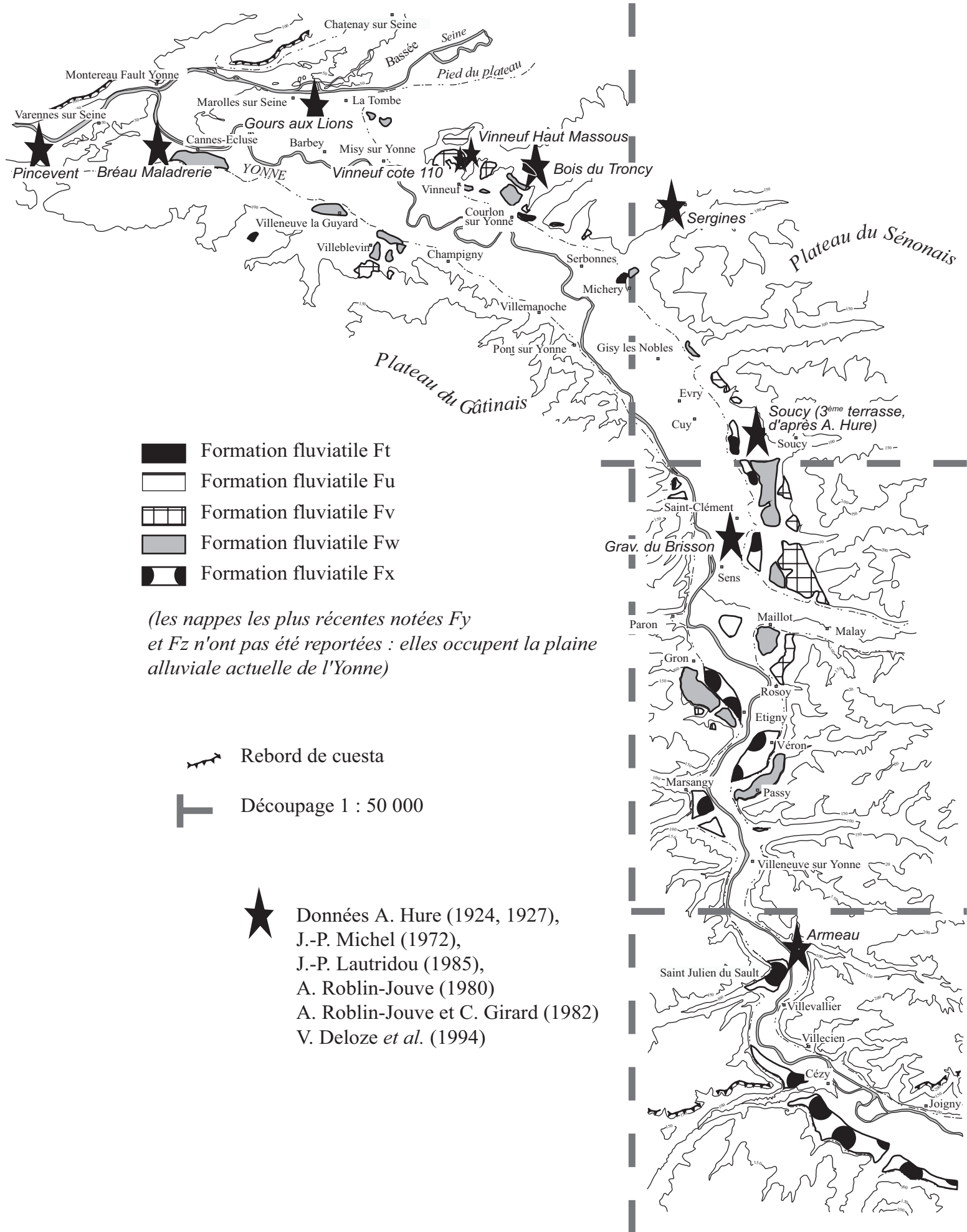


fig. 4 - Répartition des nappes alluviales d'après les cartes géologiques 1 : 50 000

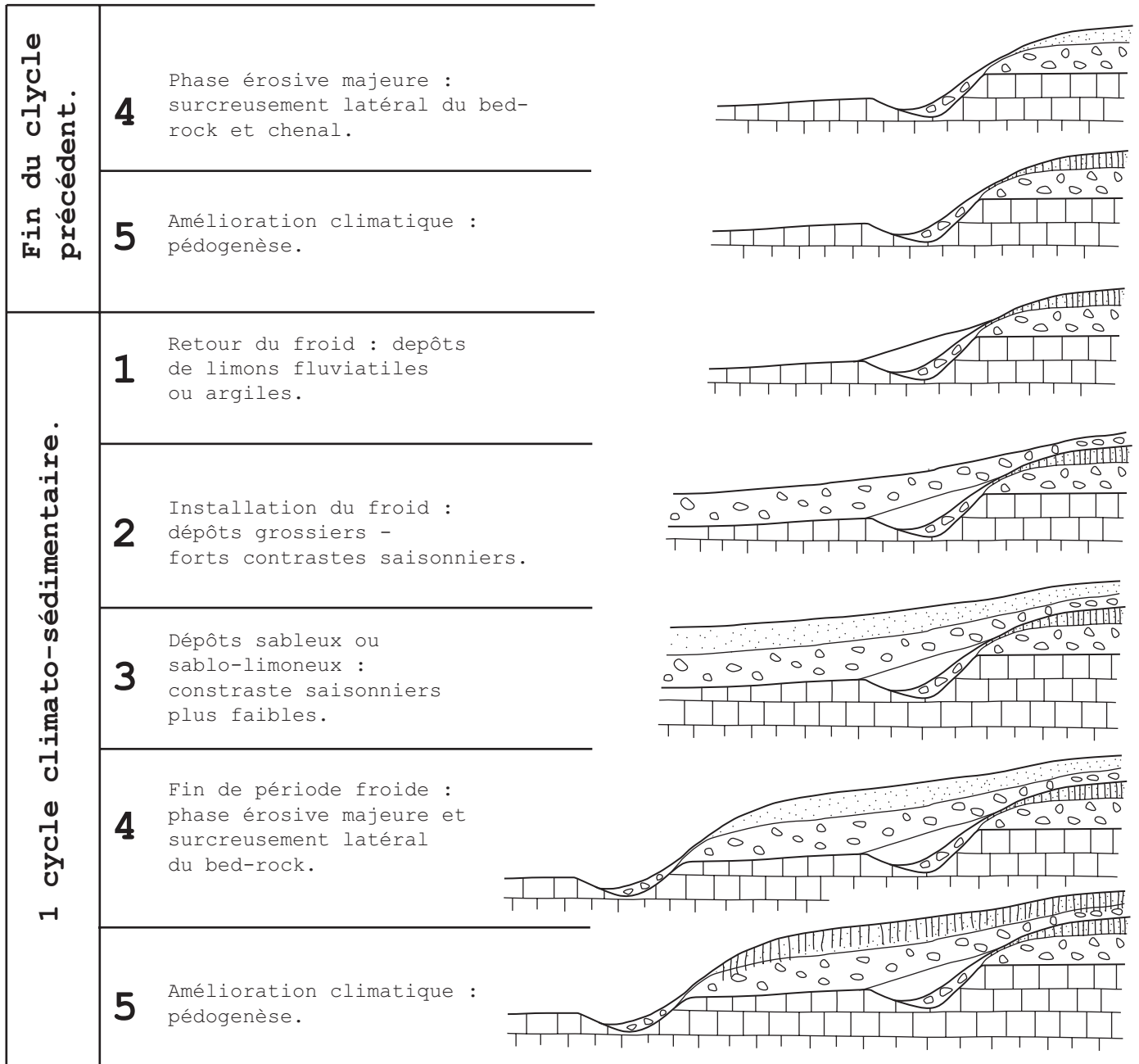


fig. 5 - Déroulement théorique du cycle climato-morphosédimentaire dans la région mantaise d'après F. Lécalle, 1989

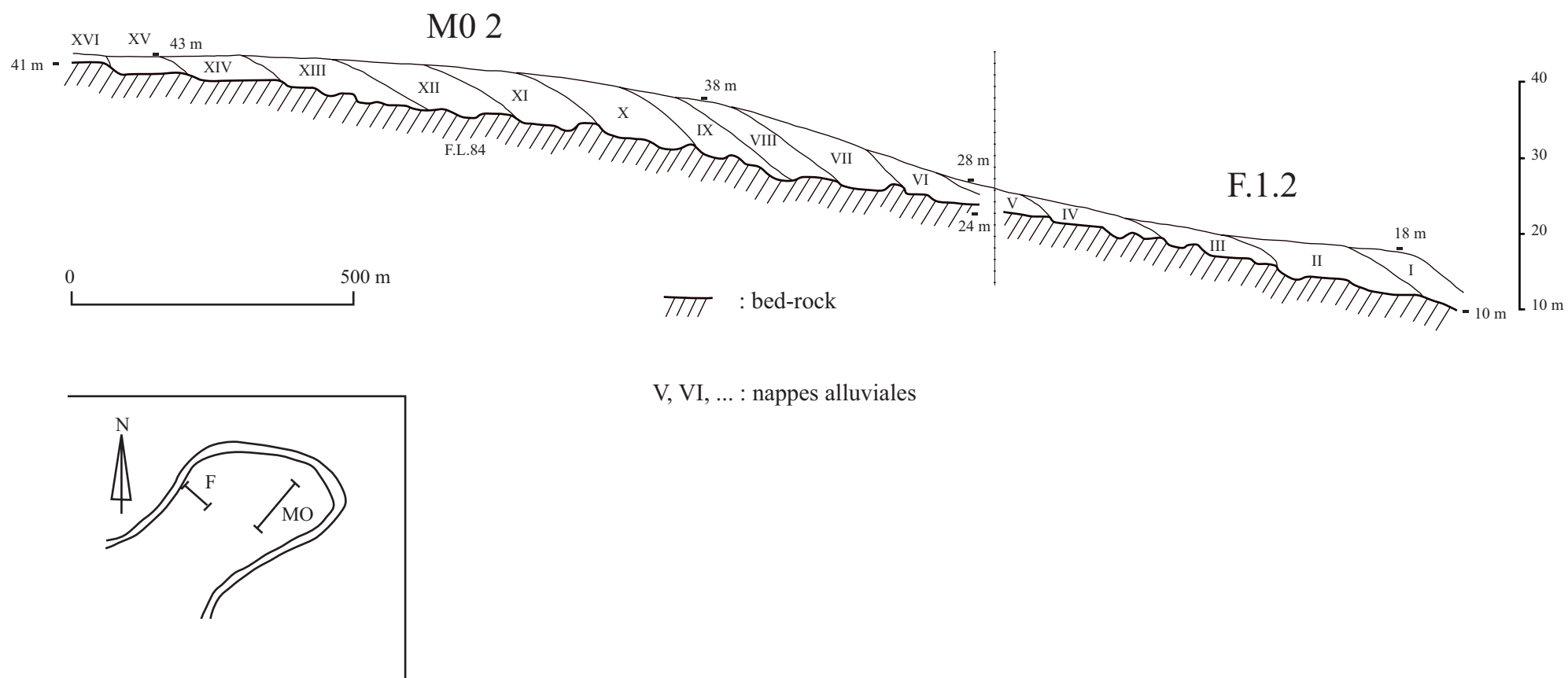


fig. 6 - Etagement des nappes alluviales dans la vallée de la Seine, méandre de Moisson, d'après F. Lécalle, 1984b.

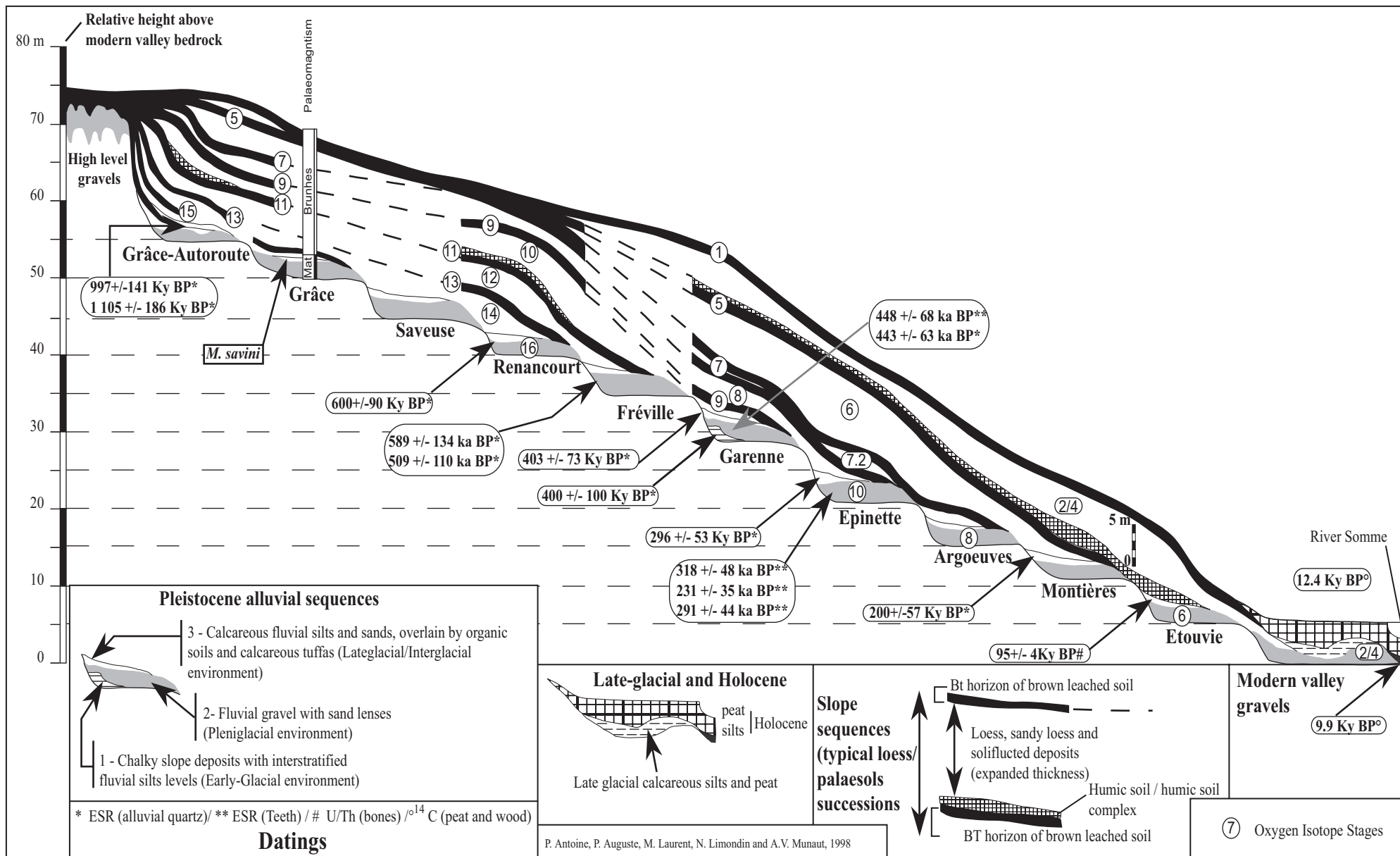


fig. 7 - Profil stratigraphique synthétique du système d'étagement des nappes alluviales de la moyenne vallée de la Somme (géométrie, géochronologie et chronostratigraphie), d'après P. Antoine *et al.*, 2000a et 2003

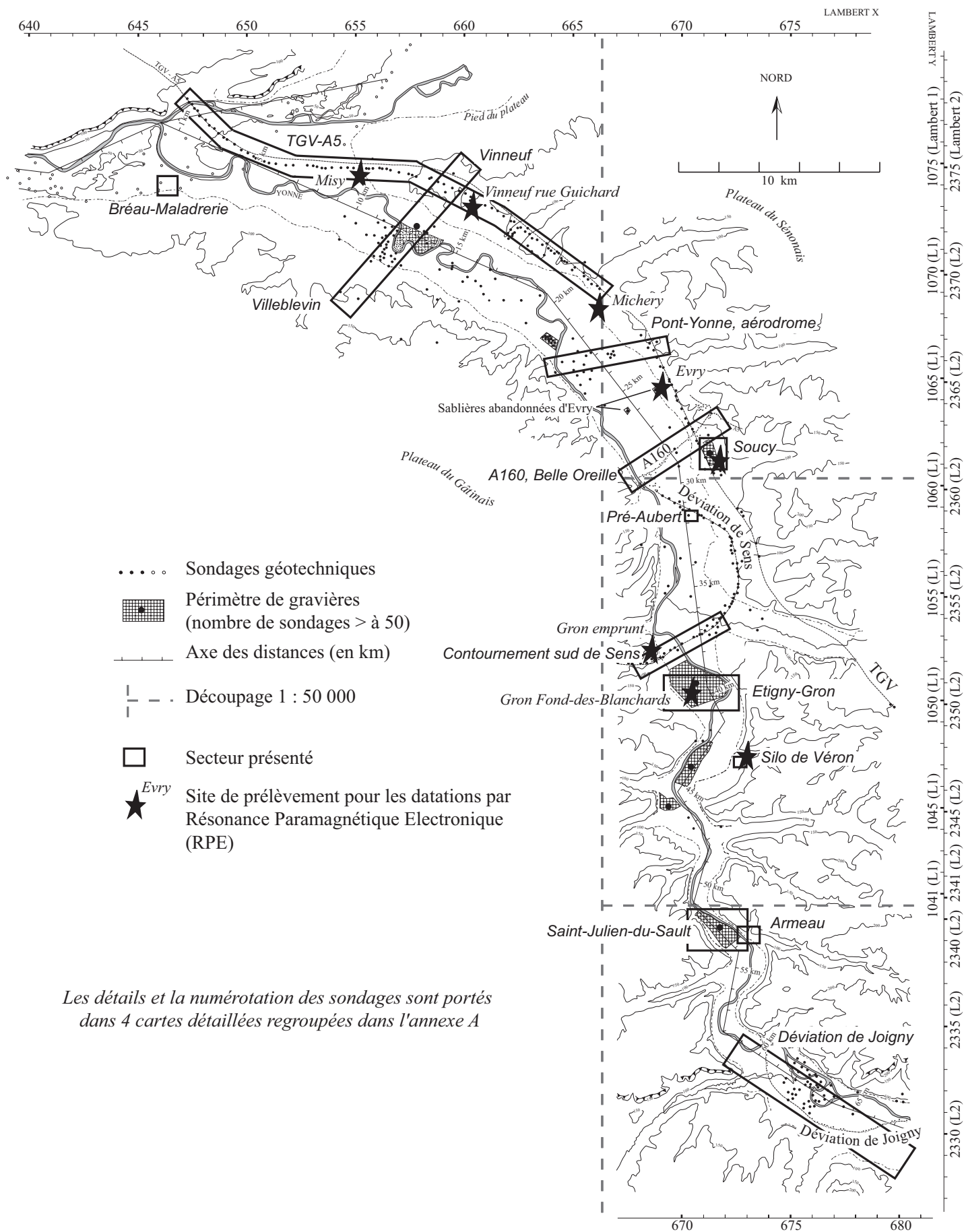


fig. 8 - Basse vallée de l'Yonne - Localisation des secteurs présentés

P.M.	Age Ma	SIM	Chronostratigraphie		Lithostratigraphie										Pédostratigraphie							
			Sous Système	Etage	Marin/Est./Lagun.			Fluviatile				Eolien/versant			Normandie	Picardie						
					Normandie	Nord	Rég. Mantaise	Normandie	Picardie	Nord	Normandie	Picardie	Nord									
		1	HOLOCENE	Flandrien	Form. du Mt St Michel	Form. Marais Vernier	Form. des Flandres	Form. de Léry		Amiens												
			PLEISTOCENE	Sup.	Weichselien				Freneuse	Rouen 1	Conty											
		5e			Eemien	Annoville Port Racine	Le Havre	Form. d'Ostende	Moisson													
		7			Réc. ent	Saalien	Ecalgrain	Tancarville		Guernes												
		9					Holsteinien		Fs. Marmitaine		Tosny											
		11			Moy.	Elsterien			Formation d'Herzeele	Mantes												
							Anc. ien	Cromerien	Crom. IV													
									Glac. C													
		13							Crom. III													
									Glac. B													
		15							Crom. II													
		17			Glac. A																	
		19			Réc. ent	Bavelien	Crom. I															
							Dorst Gl.															
		24					Leerdam Igl.															
							Linge Gl.															
		25			Inf.	Menapien	Bavel Igl															
							Waalien															
							Eburonien															
		1.75		Anc	Tiglien		Saint-Vigor	Fourmetot														
		2.00				Prétiglien																
		2.60	PLIOCENE	Reuverien	F. de Marchesieux	F. de la Londe																

fig. 9 - Tableau lithostratigraphique du Pléistocène de la France septentrionale d'après P. Antoine *et al.* (1998)

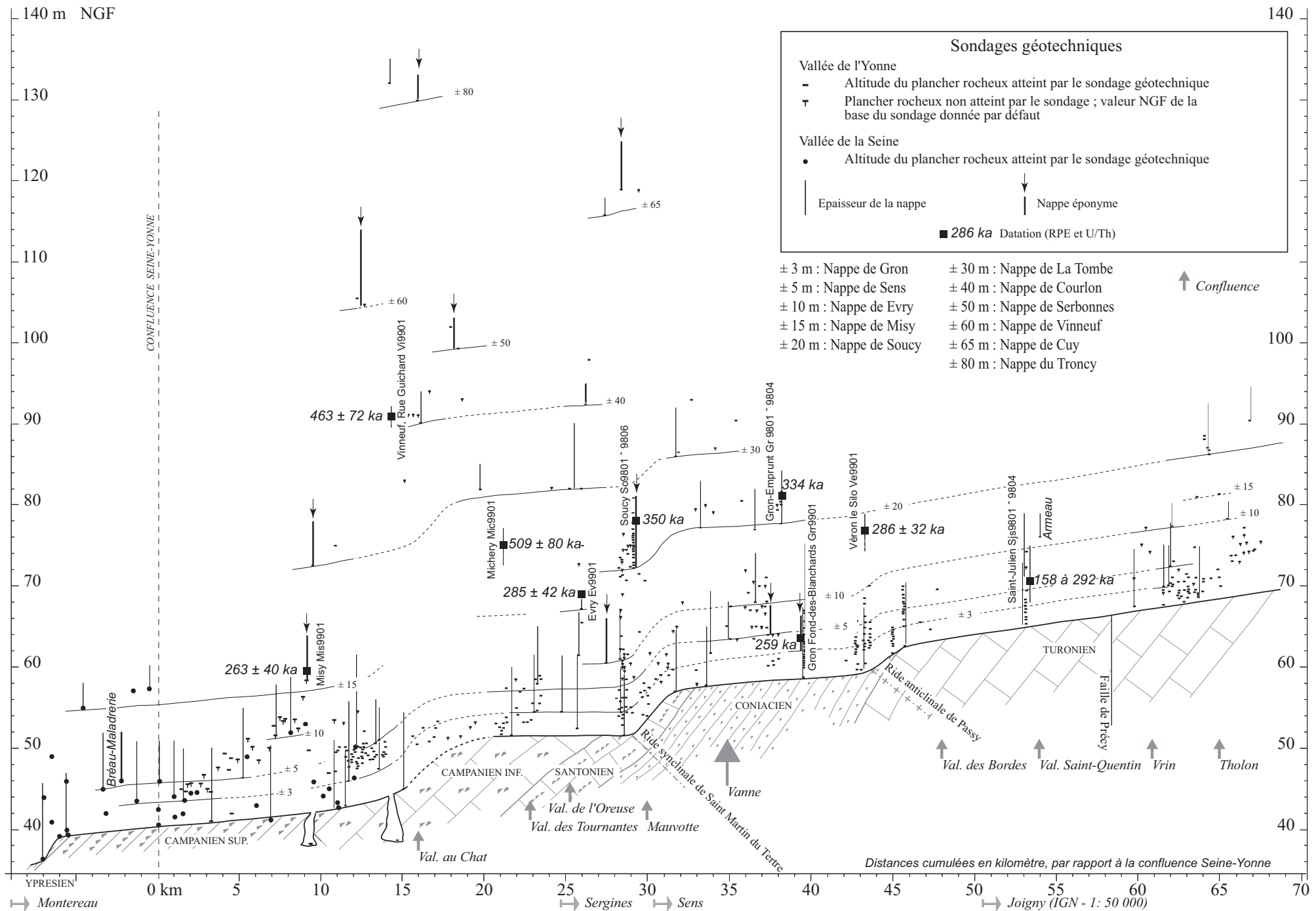


fig. 10 - Profil longitudinal de la vallée de l'Yonne (et Seine - Bassée) de Joigny à la confluence Seine/Yonne et étage des nappes alluviales

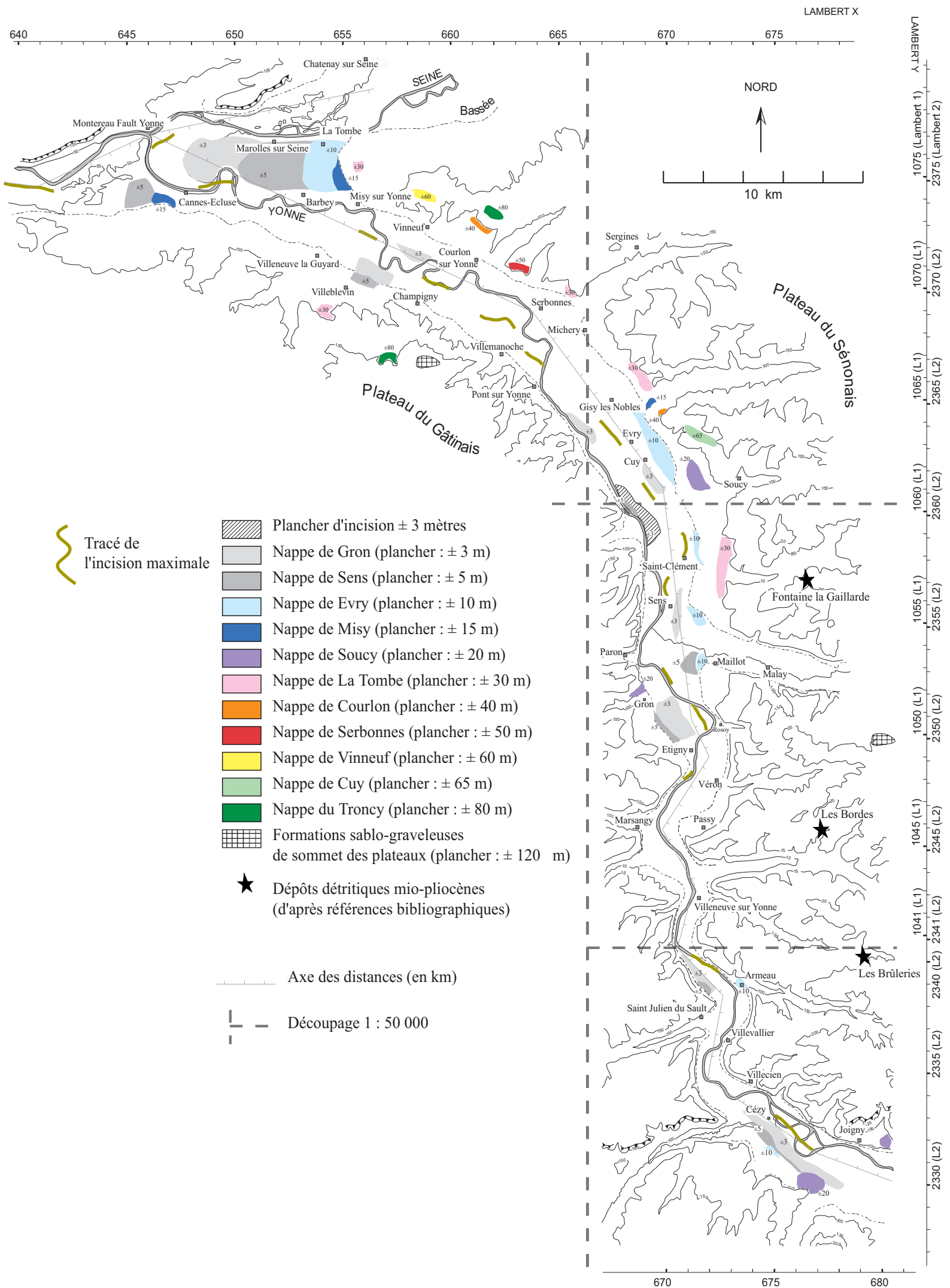


fig. 11 - Répartition cartographique des nappes alluviales de la basse vallée de l'Yonne

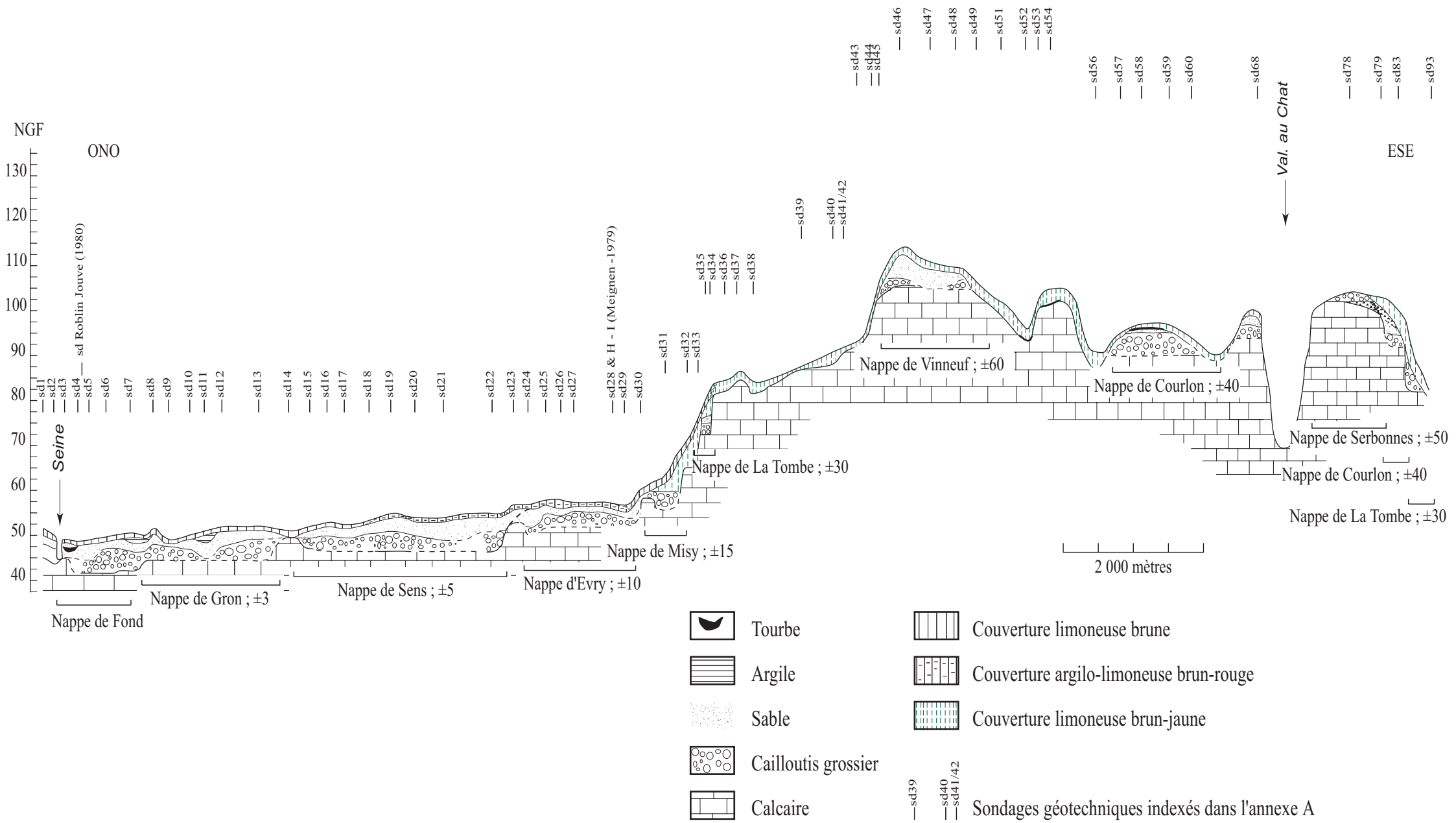


fig. 12 - Transect tracé TGV/A5 : étagement des nappes alluviales sur le secteur de la confluence Seine / Yonne

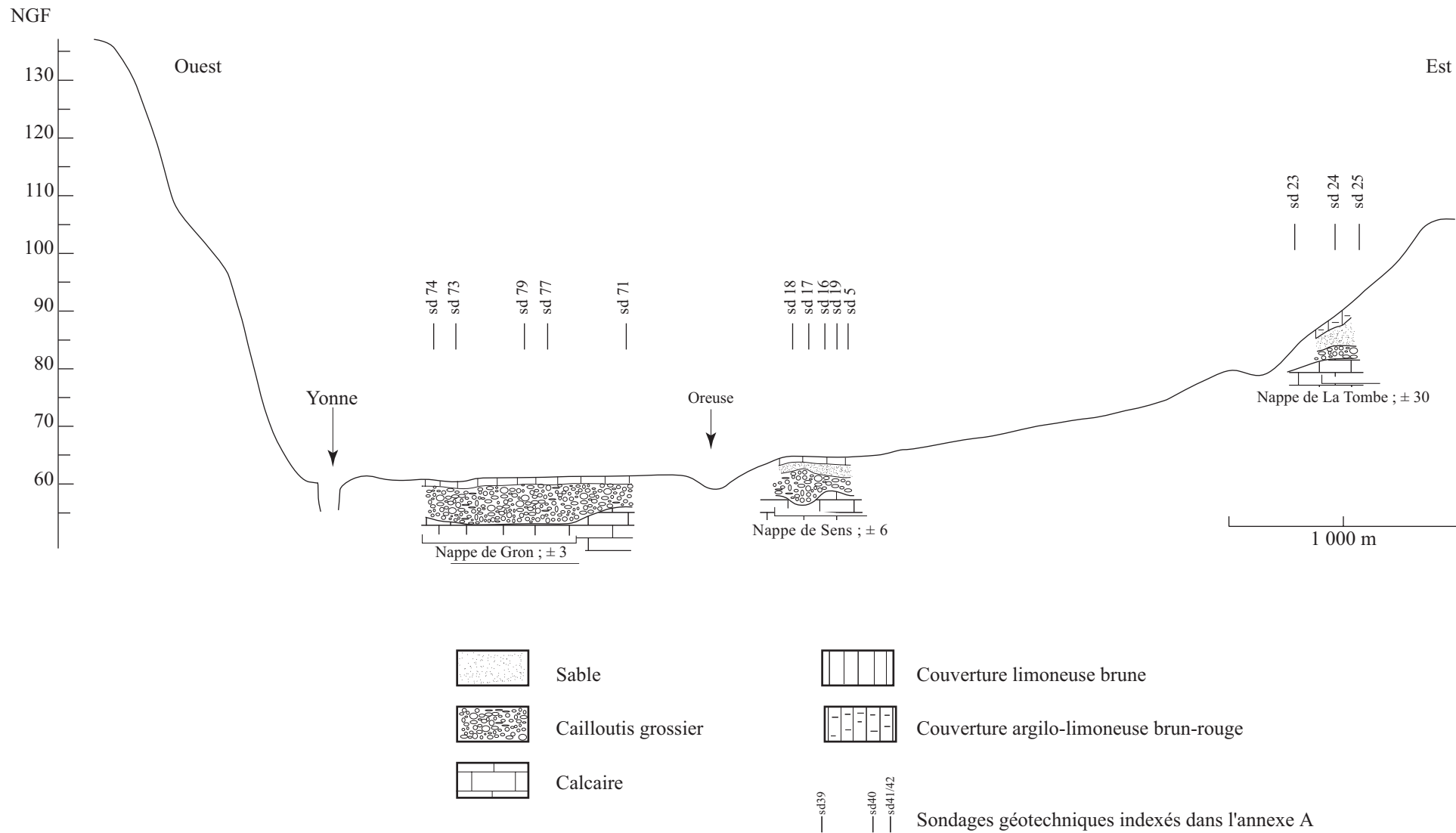


fig. 14 - Transect Pont-sur-Yonne / Aéroport ; étage des nappes alluviales

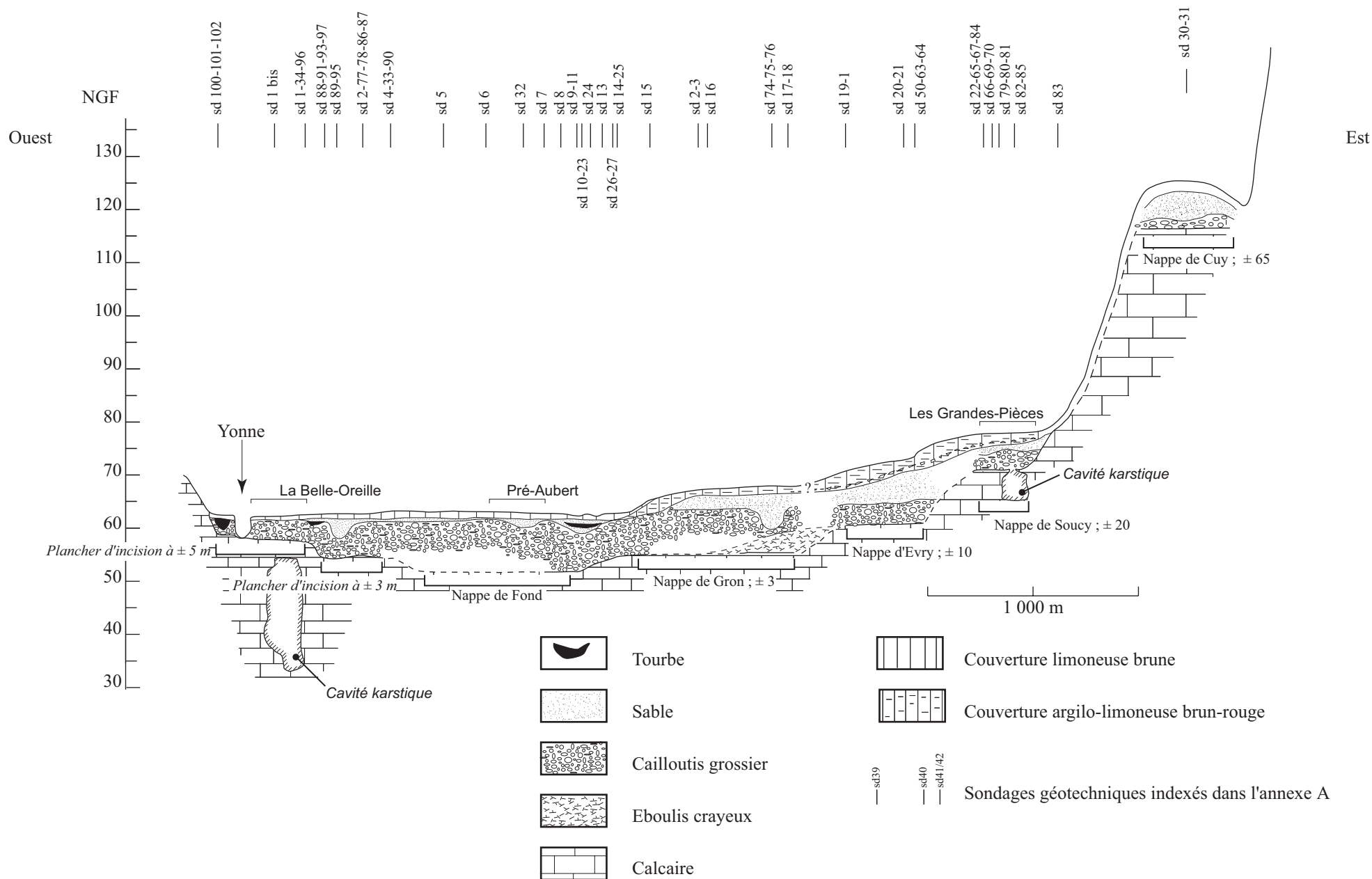


fig. 15 - Transect A 160 - Sens Nord ; étagement des nappes alluviales

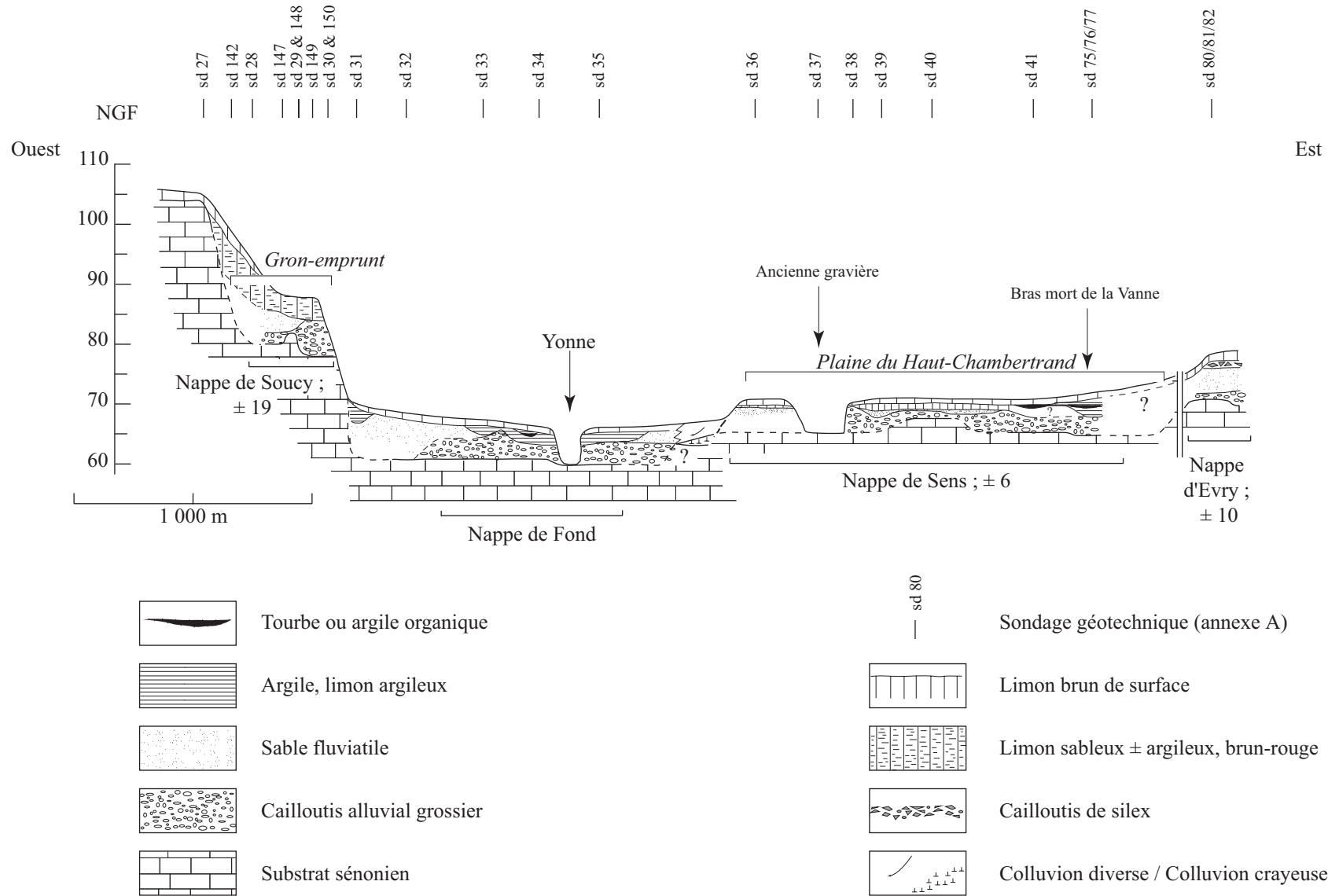


fig. 16 - Transect contournement Sud de Sens, Plaine de Chambertrand-Gron Emprunt ; étagement des nappes alluviales

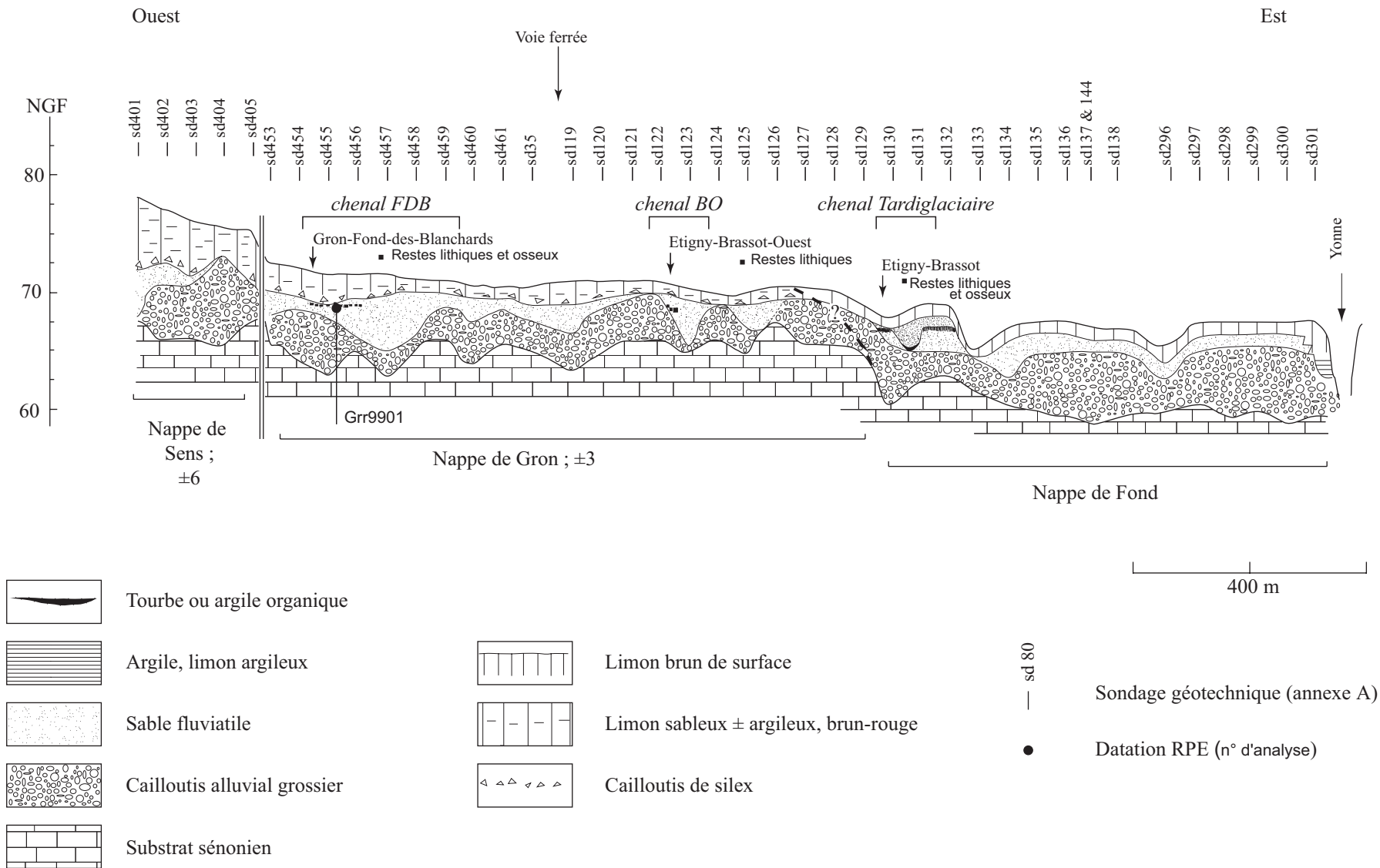
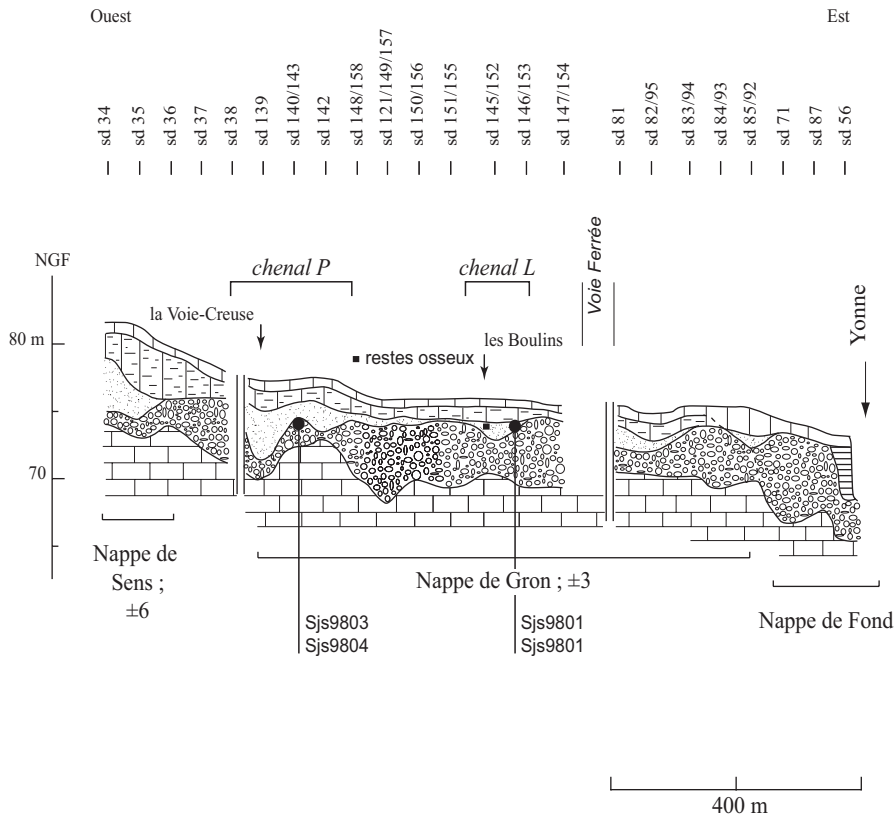


fig. 17 - Transect Gron/Etigny ; étagement des nappes alluviales











-  Argile
-  Couverture limoneuse brune
-  Sable
-  Couverture argilo-limoneuse brun-rouge
-  Cailloutis fluviatile grossier
-  Calcaire
-  Datation RPE (n° d'analyse)
-  Sondages géotechniques indexés dans l'annexe A

fig. 18 - Gravière de Saint-Julien-du-Sault ; étagement des nappes alluviales

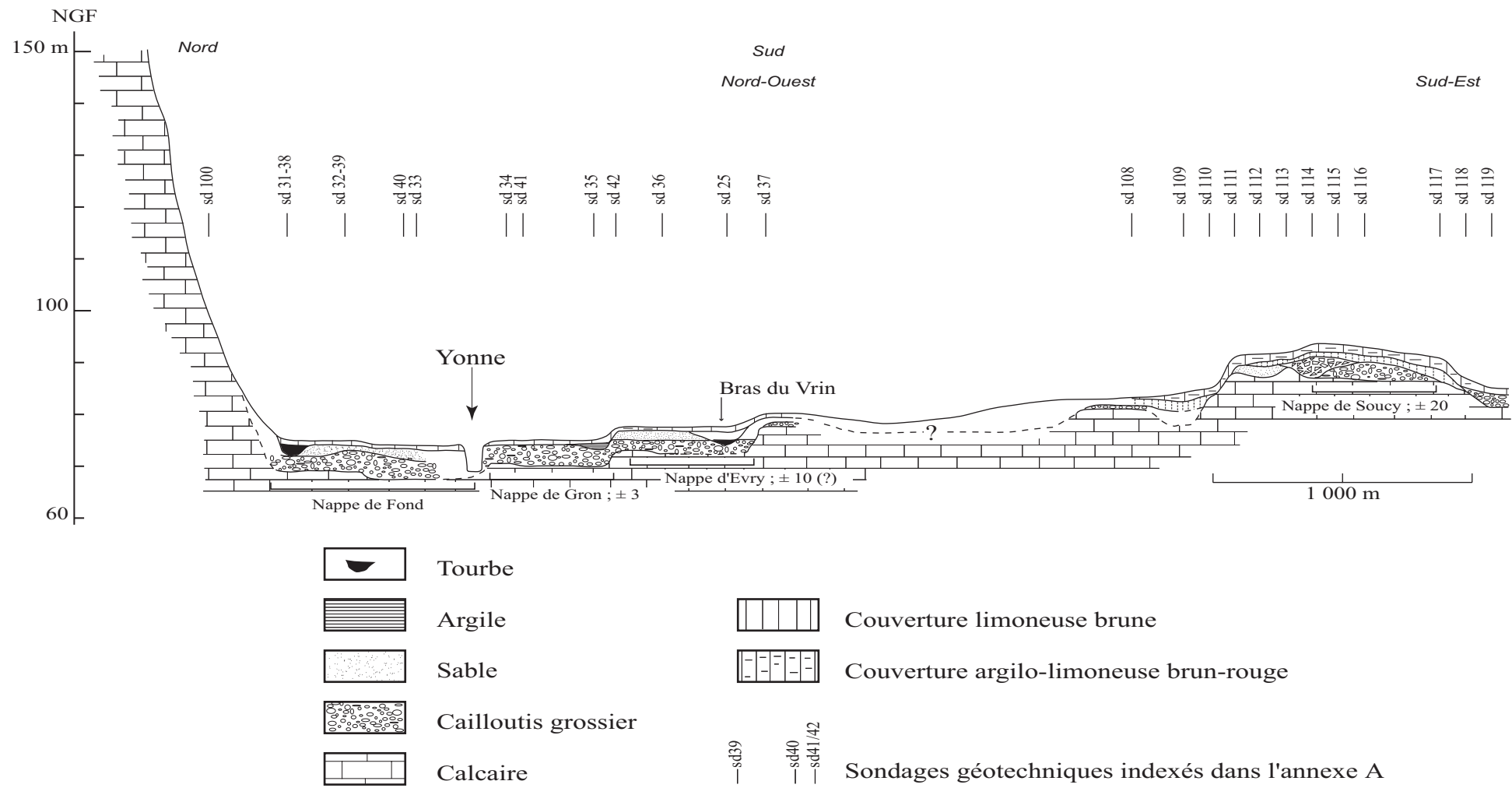
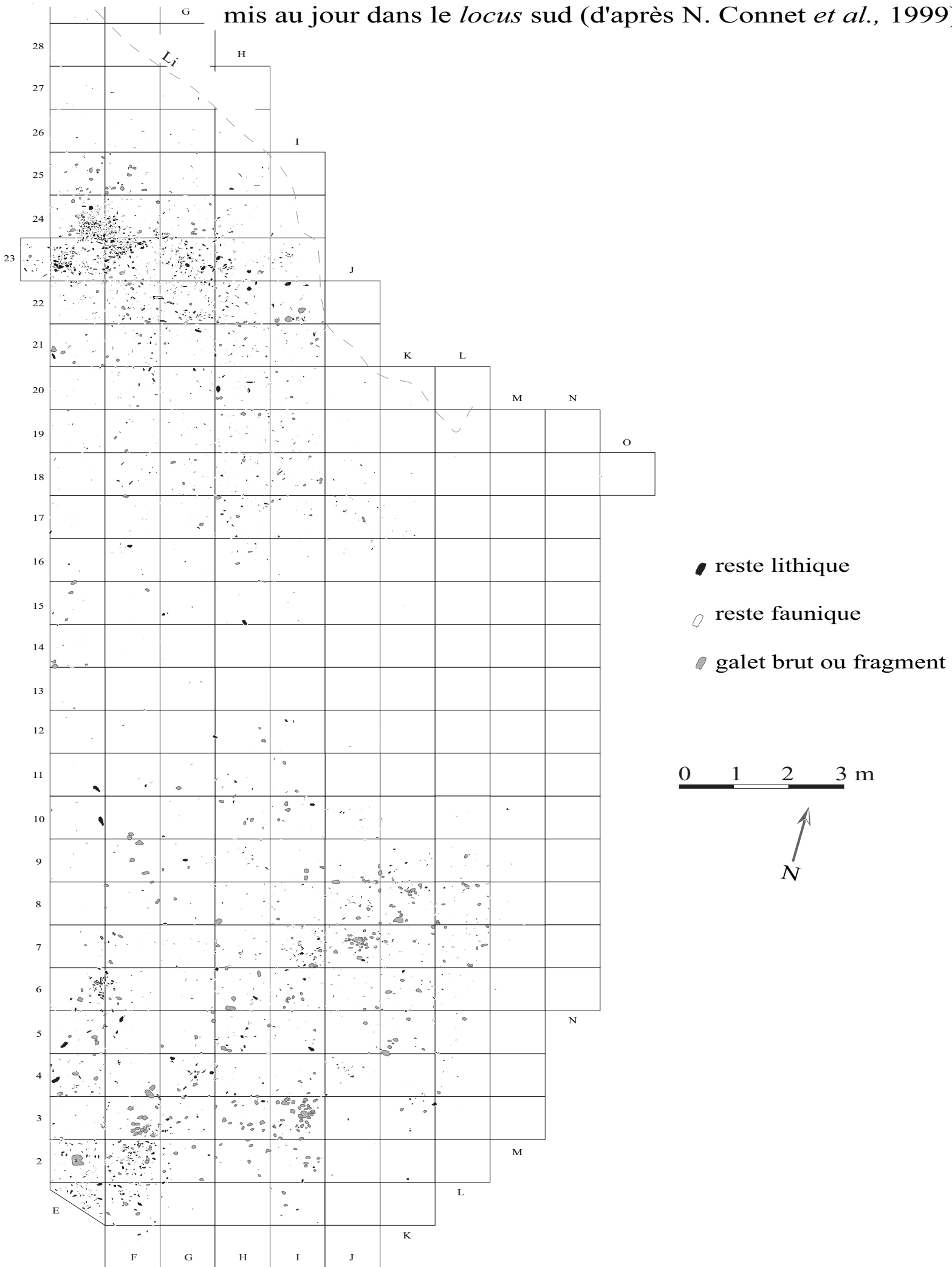


fig. 19 - Transect déviation de Joigny ; étagement des nappes alluviales

fig. 24 - Etigny "le Brassot"- Plan de répartition des vestiges paléolithiques mis au jour dans le *locus* sud (d'après N. Connet *et al.*, 1999)



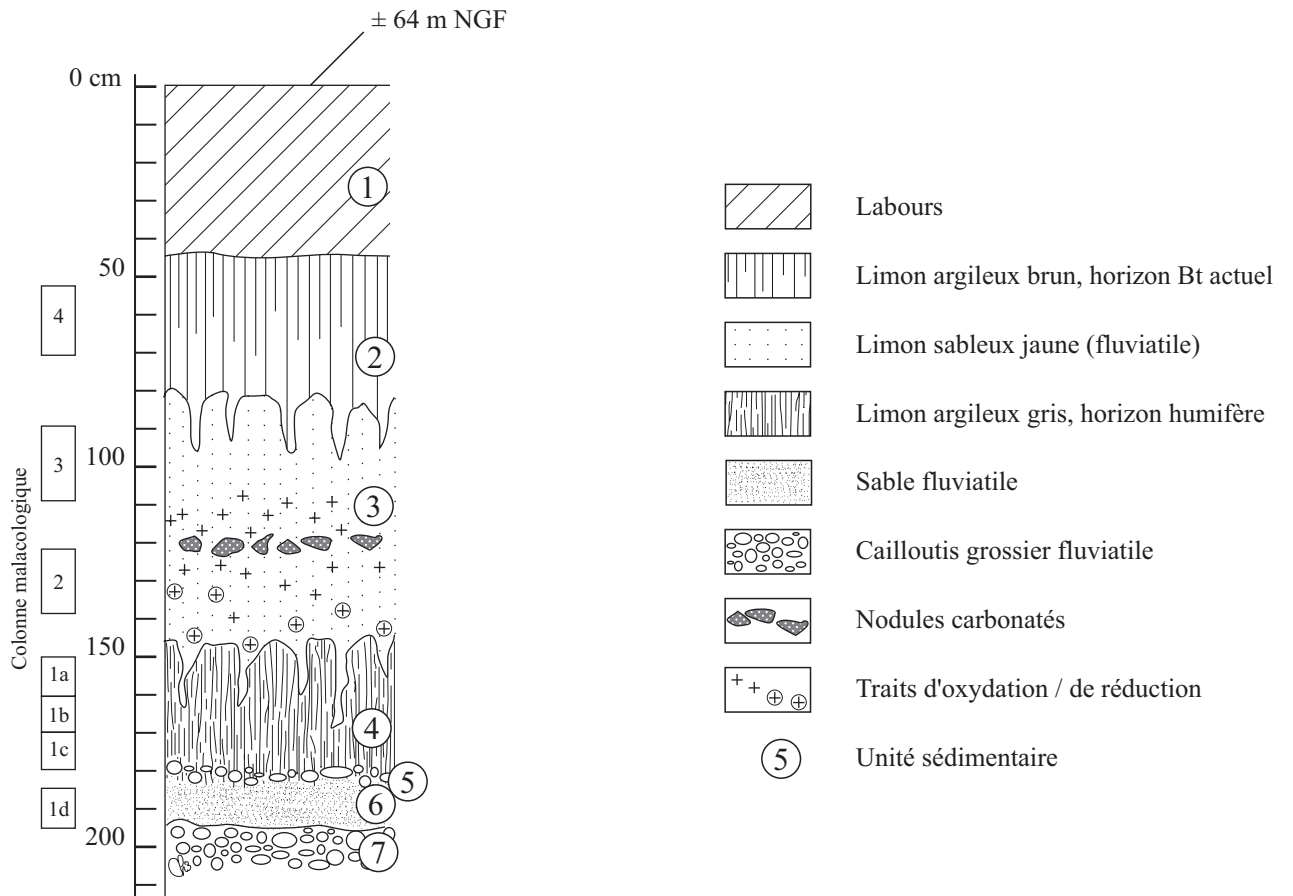


fig. 25 - Saint-Denis-lès-Sens, le "Pré-Aubert"
 Profil stratigraphique synthétique

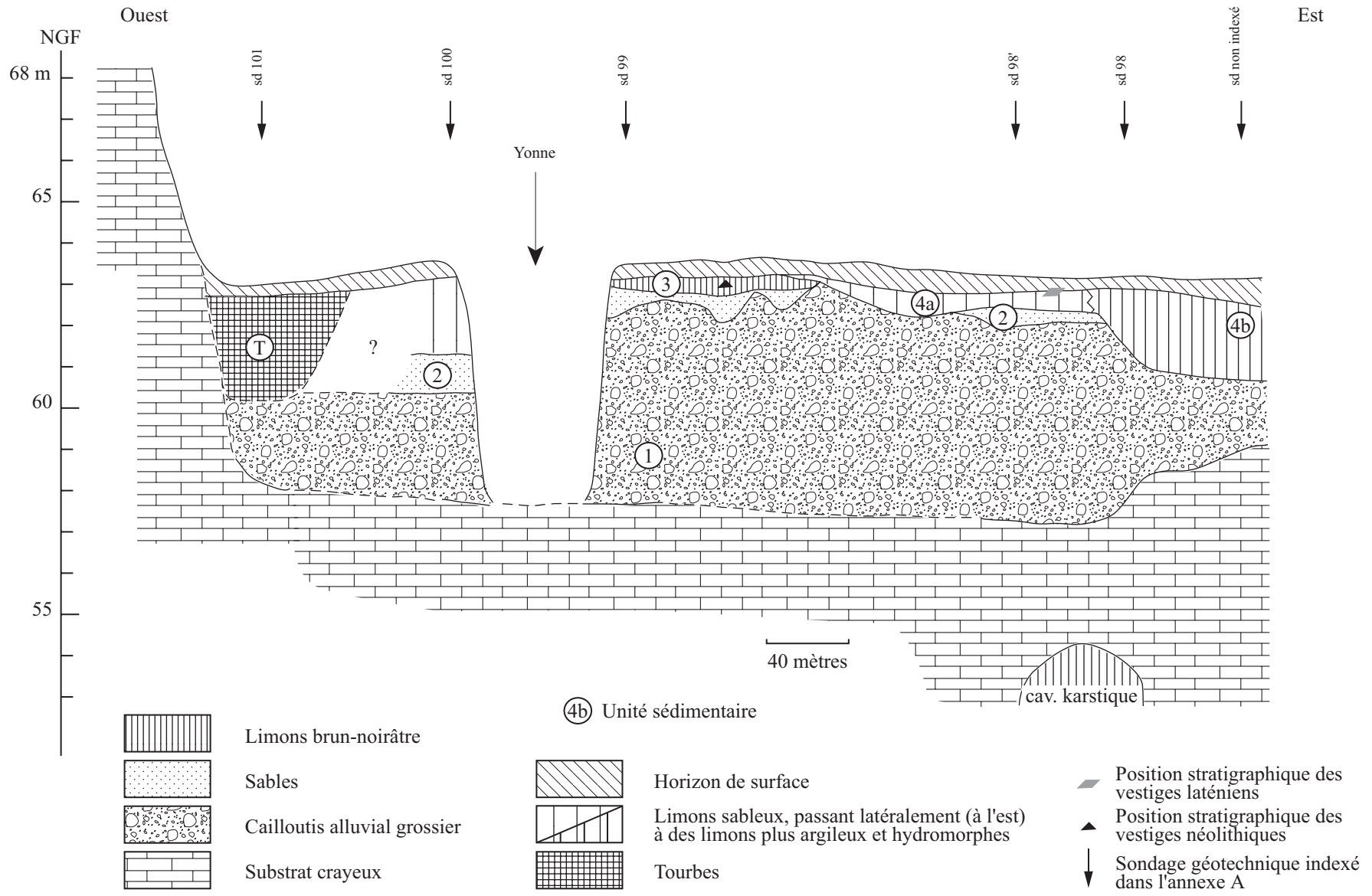
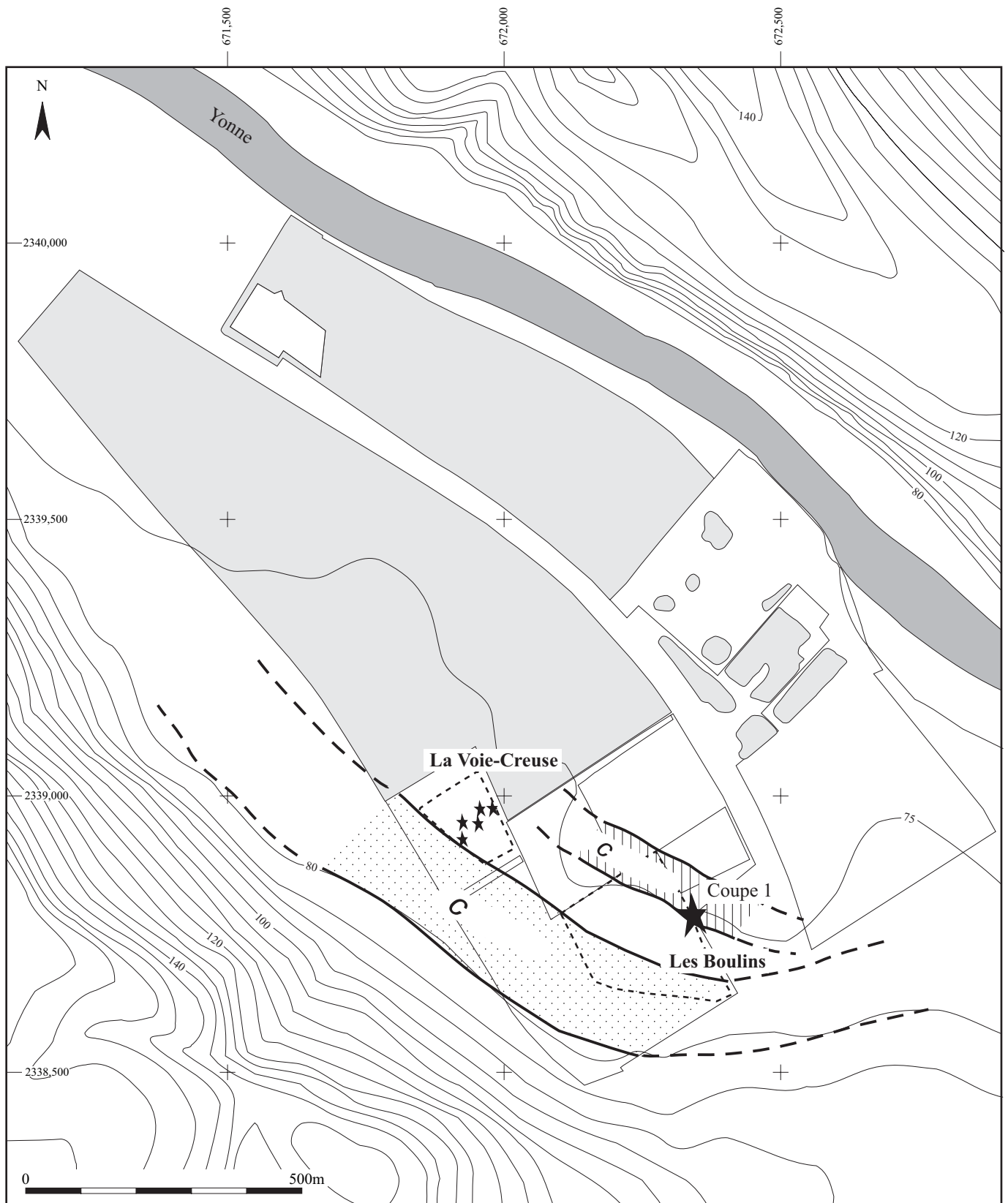


fig. 26 - Saint-Denis-lès-Sens, "la-Belle-Oreille" - Profil stratigraphique des formations fluviales



- ★ ★★ Coupes relevées
- Anciennes gravières
- ⋯ Tracé du paléochenal principal
- ⋮ Tracé du bras latéral
- ⋯⋯ Parcelles du diagnostic archéologique

fig. 27 - Saint-Julien-du-Sault, localisation des parcelles des "Boulins" et de la "Voie-Creuse" et des profils stratigraphiques relevés

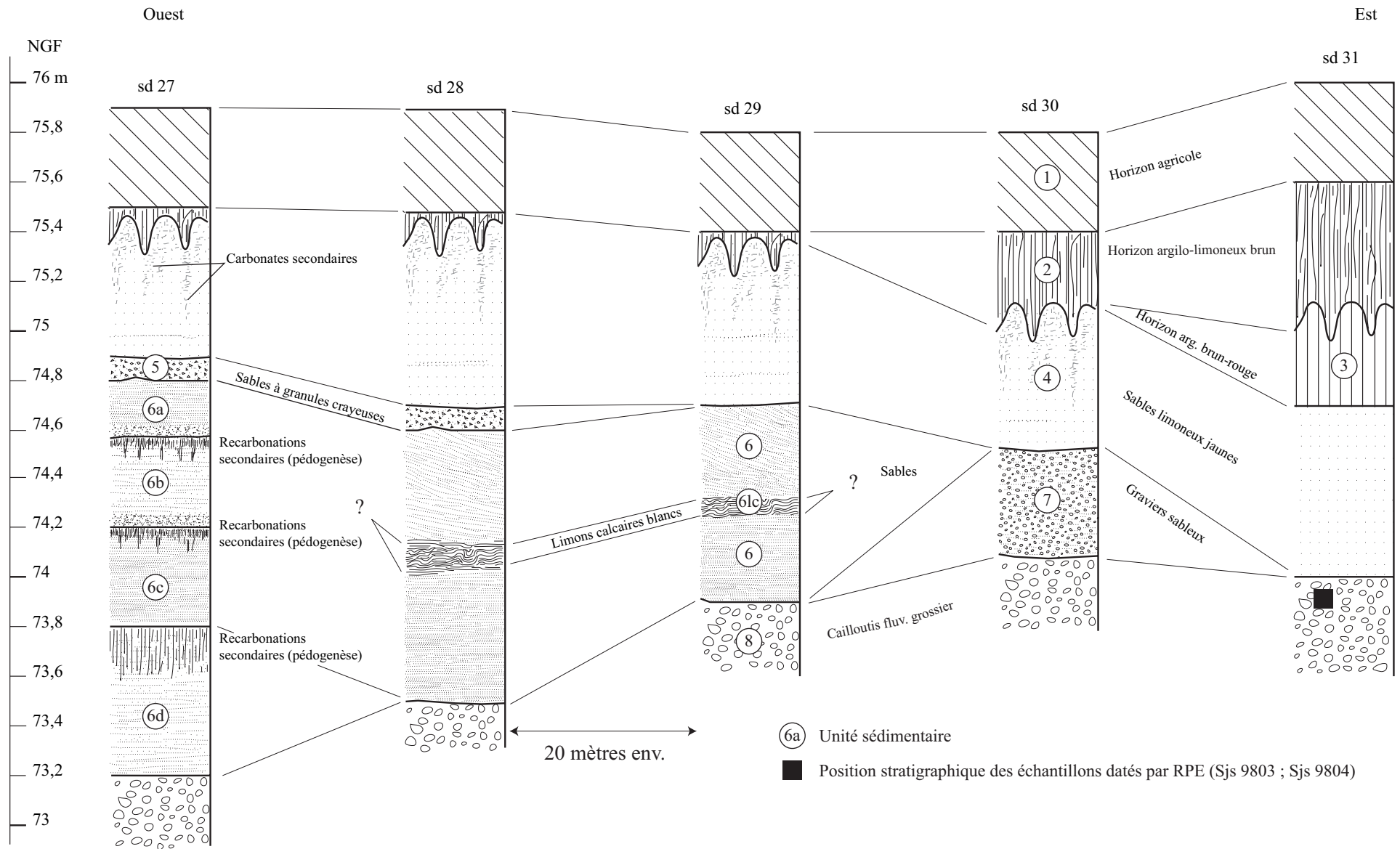


fig. 28 - Saint-Julien-du-Sault "la-Voie-Creuse" - Profils stratigraphiques du paléochenal principal "P"

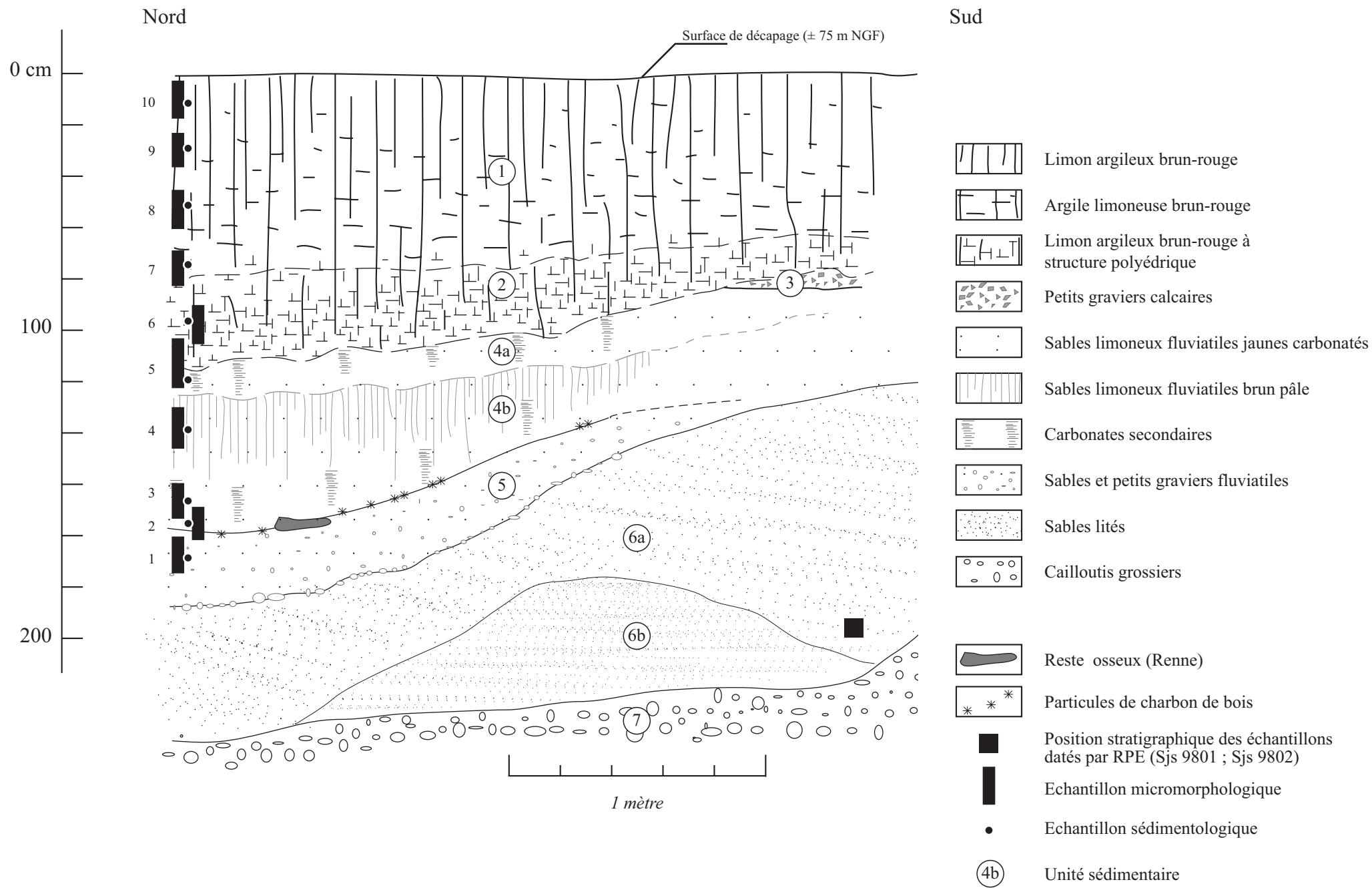


fig. 29 - Saint-Julien-du-Sault, "les Boulins" - Profil stratigraphique synthétique du paléochenal latéral "L"

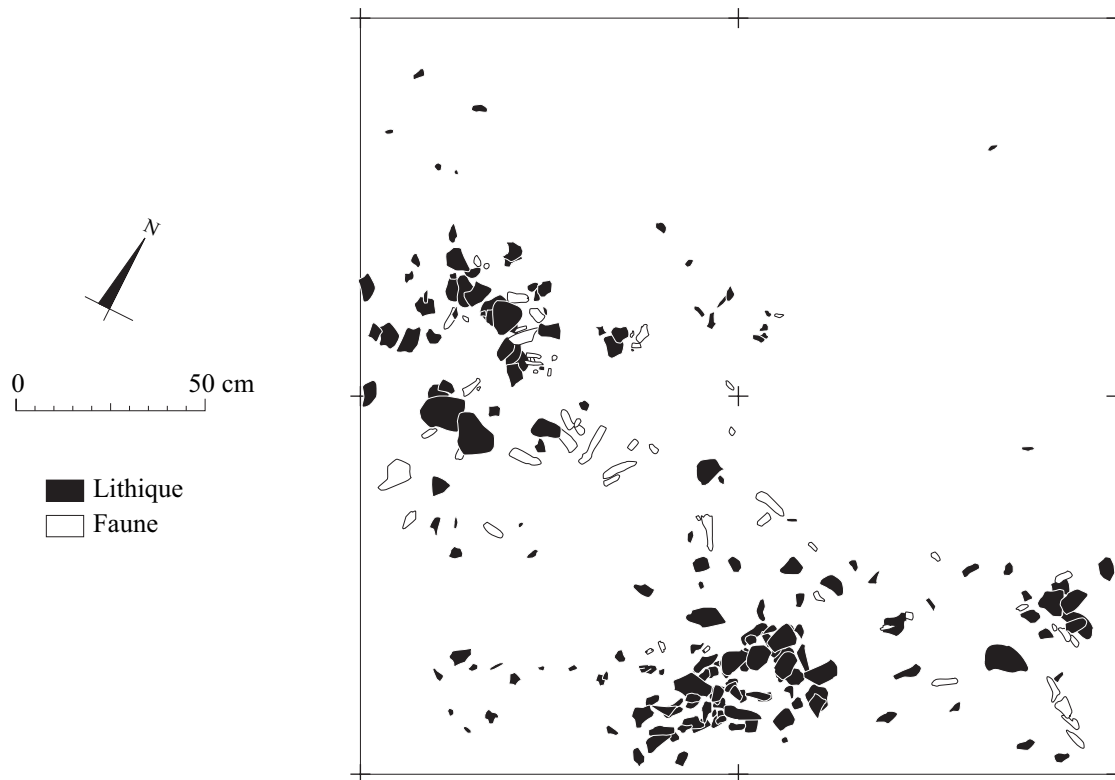


fig. 34 - Gron "Fond-des-Blanchards" ; répartition des vestiges paléolithiques
du niveau d'occupation "C" fouillé en "T96" en 1996
(d'après F. Muller *in* Collet *et al.*, 1997, modifié)

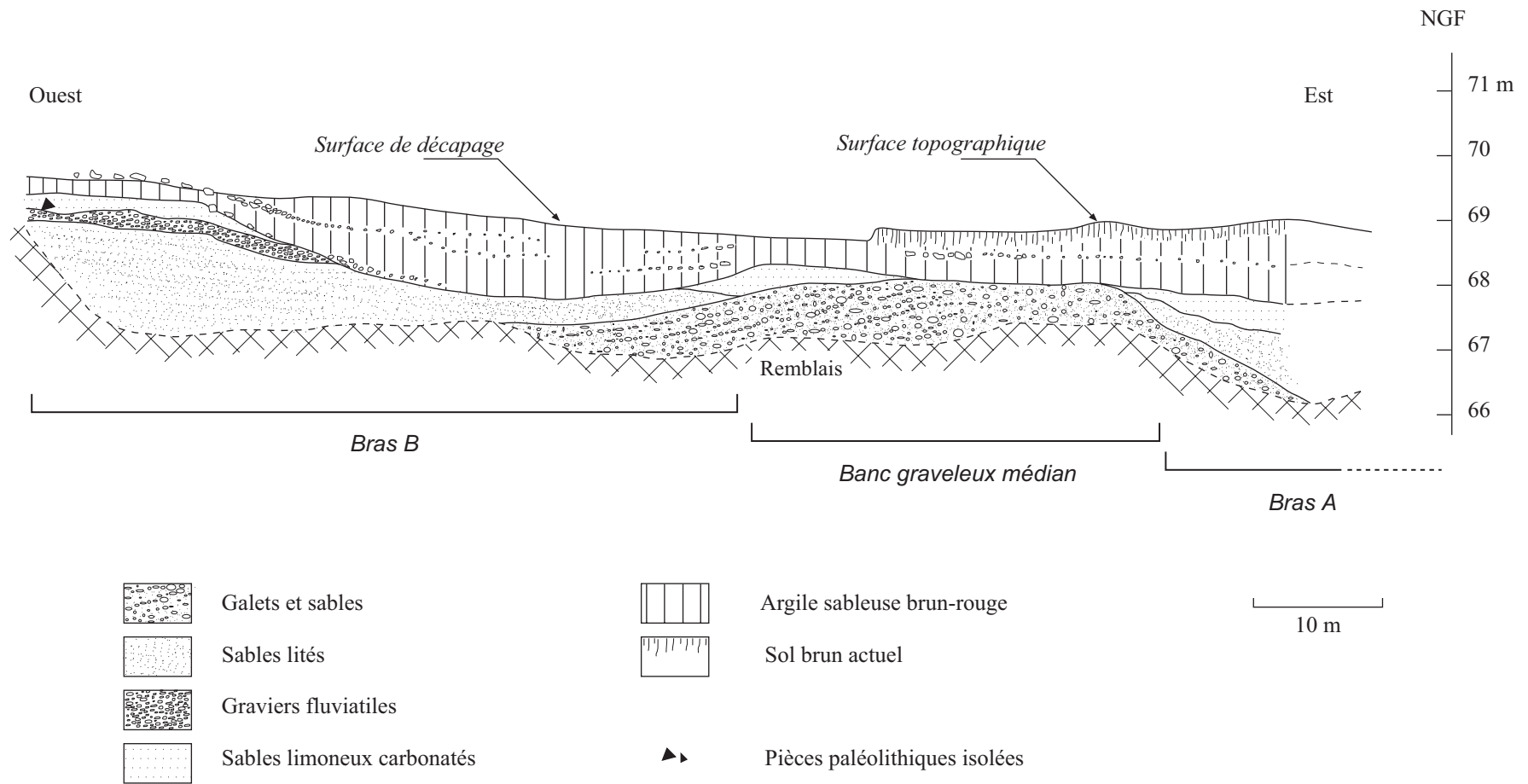


fig. 35 - Gron "Fond-des-Blanchards" ; coupe stratigraphique Nord - Localisation en coupe des deux bras repérés

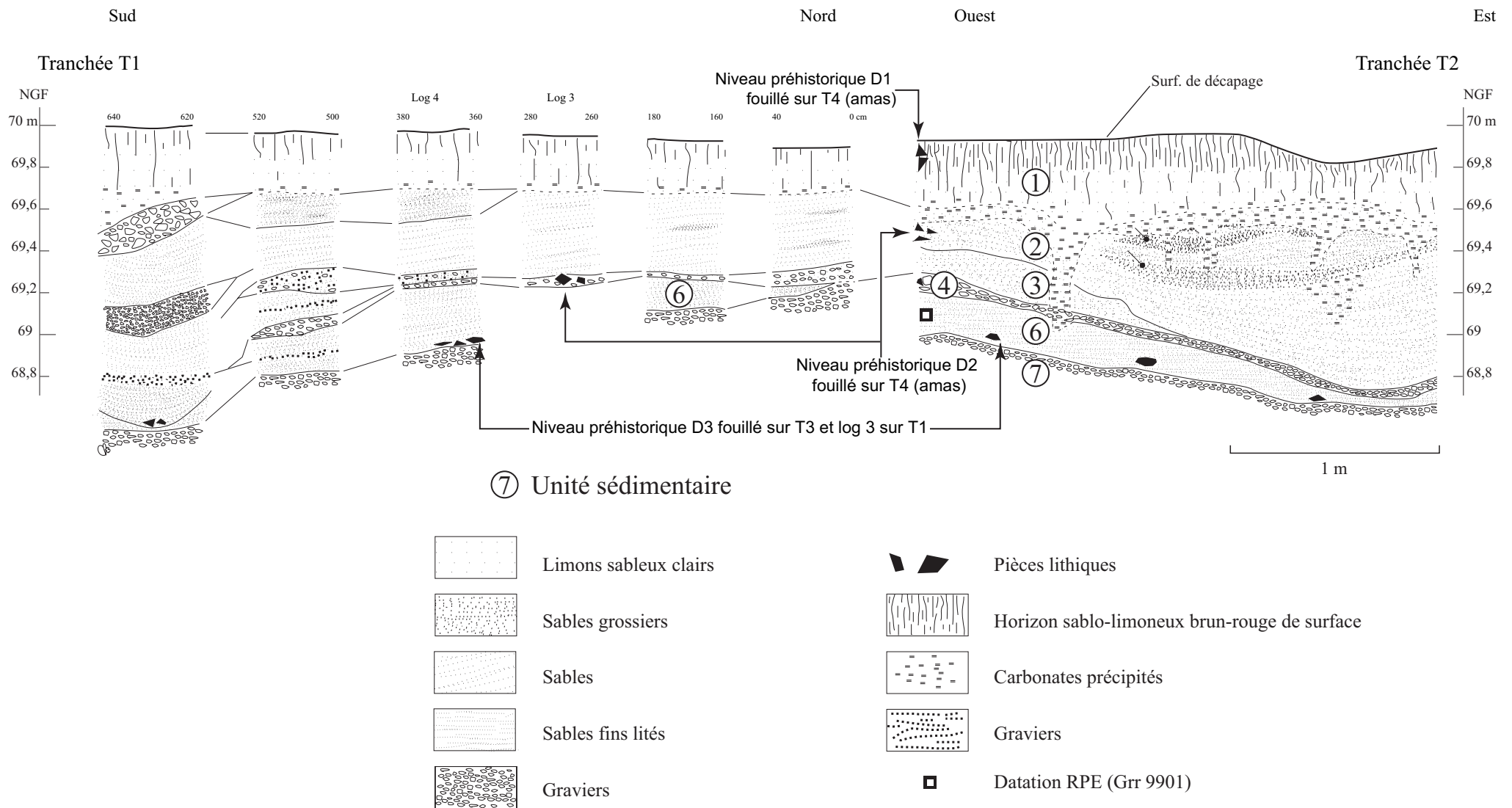


fig. 36 - Gron "Fond-des-Blanchards" - Profils stratigraphiques des tranchées de sondage T1 et T2
Localisation des niveaux d'occupation préhistoriques

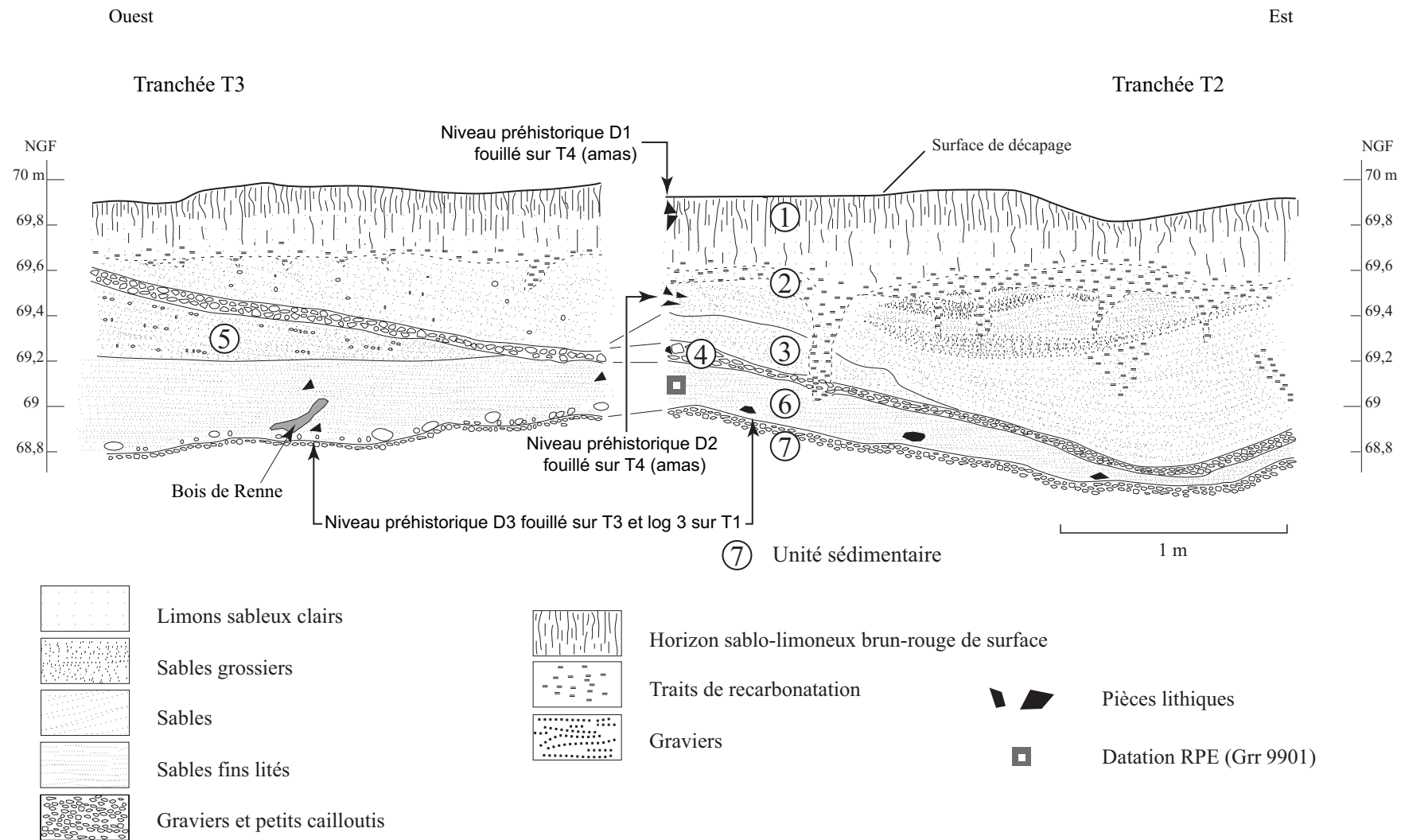
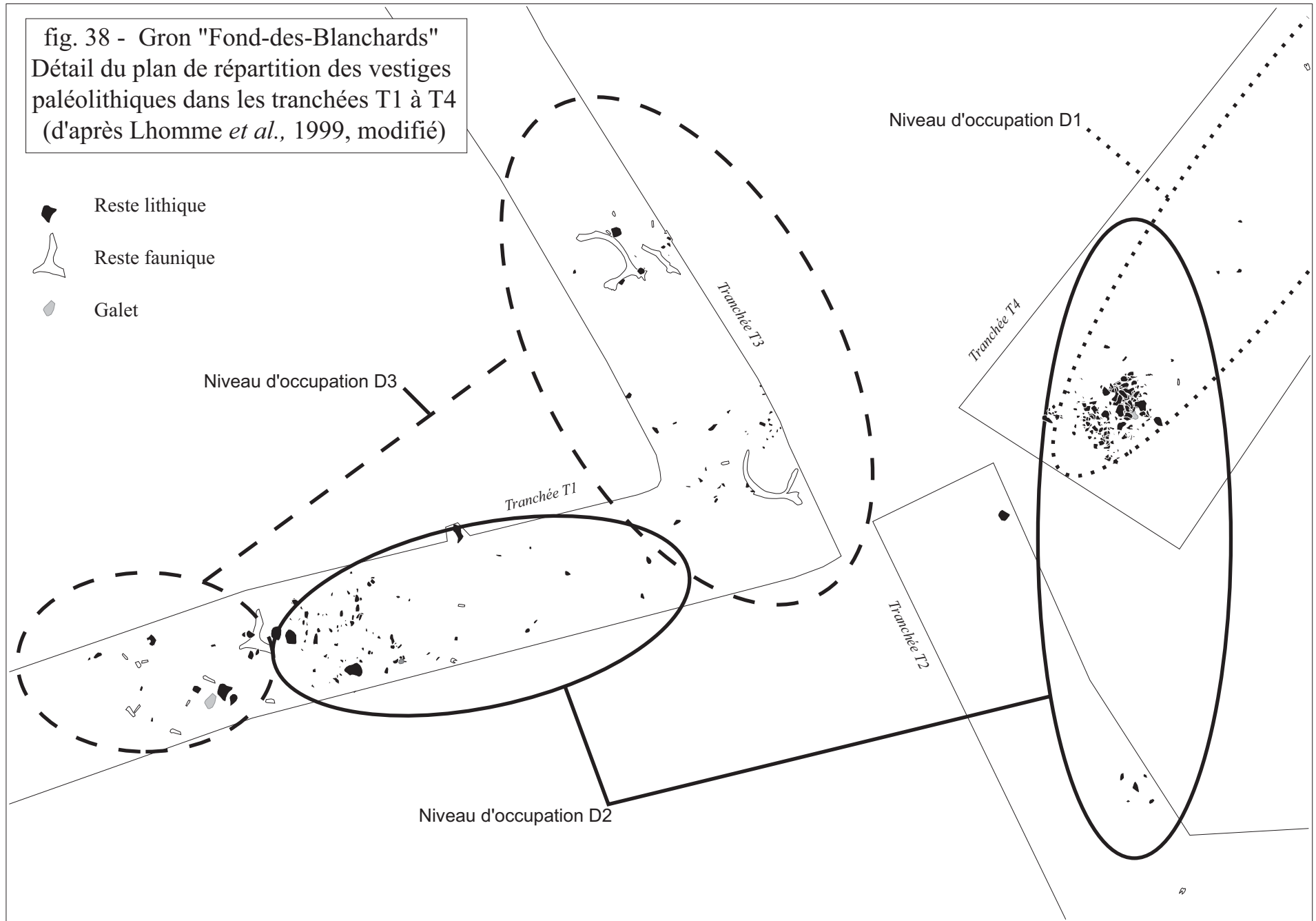
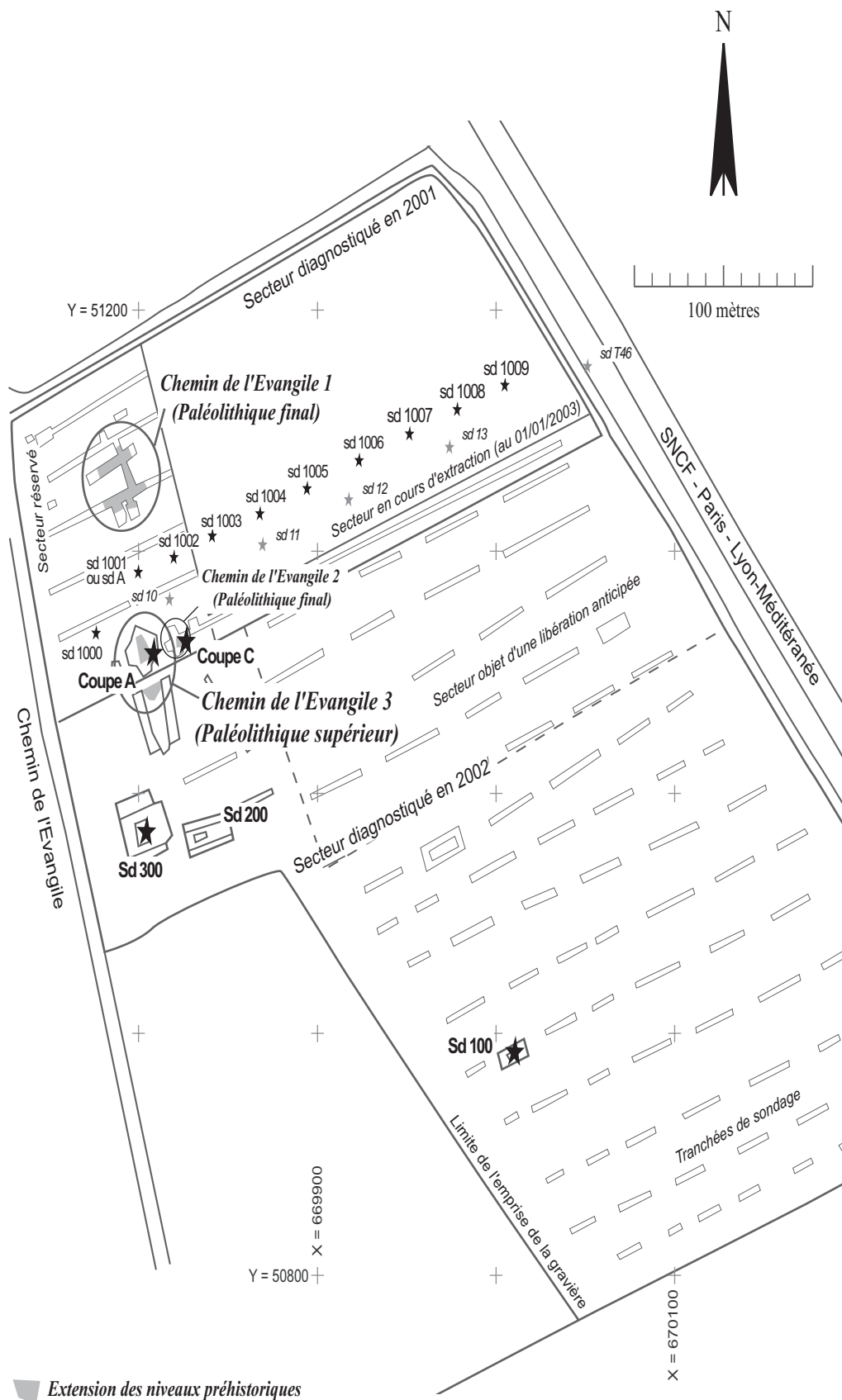


fig. 37 - Gron "Fond-des-Blanchards" - Profils stratigraphiques des tranchées de sondage T2 et T3
Localisation des niveaux d'occupation préhistoriques

fig. 38 - Gron "Fond-des-Blanchards"
Détail du plan de répartition des vestiges
paléolithiques dans les tranchées T1 à T4
(d'après Lhomme *et al.*, 1999, modifié)





■ Extension des niveaux préhistoriques

★ ★ Profils stratigraphiques présentés, réalisés dans le cadre du diagnostic archéologique

★ ★ Coupes stratigraphiques présentées et montées à partir des minutes de sondages réalisés par l'exploitant de granulats

fig. 39 - Gron "Chemin-de-l'Évangile" - Localisation des emprises de diagnostic, des gisements paléolithiques et des coupes stratigraphiques observées

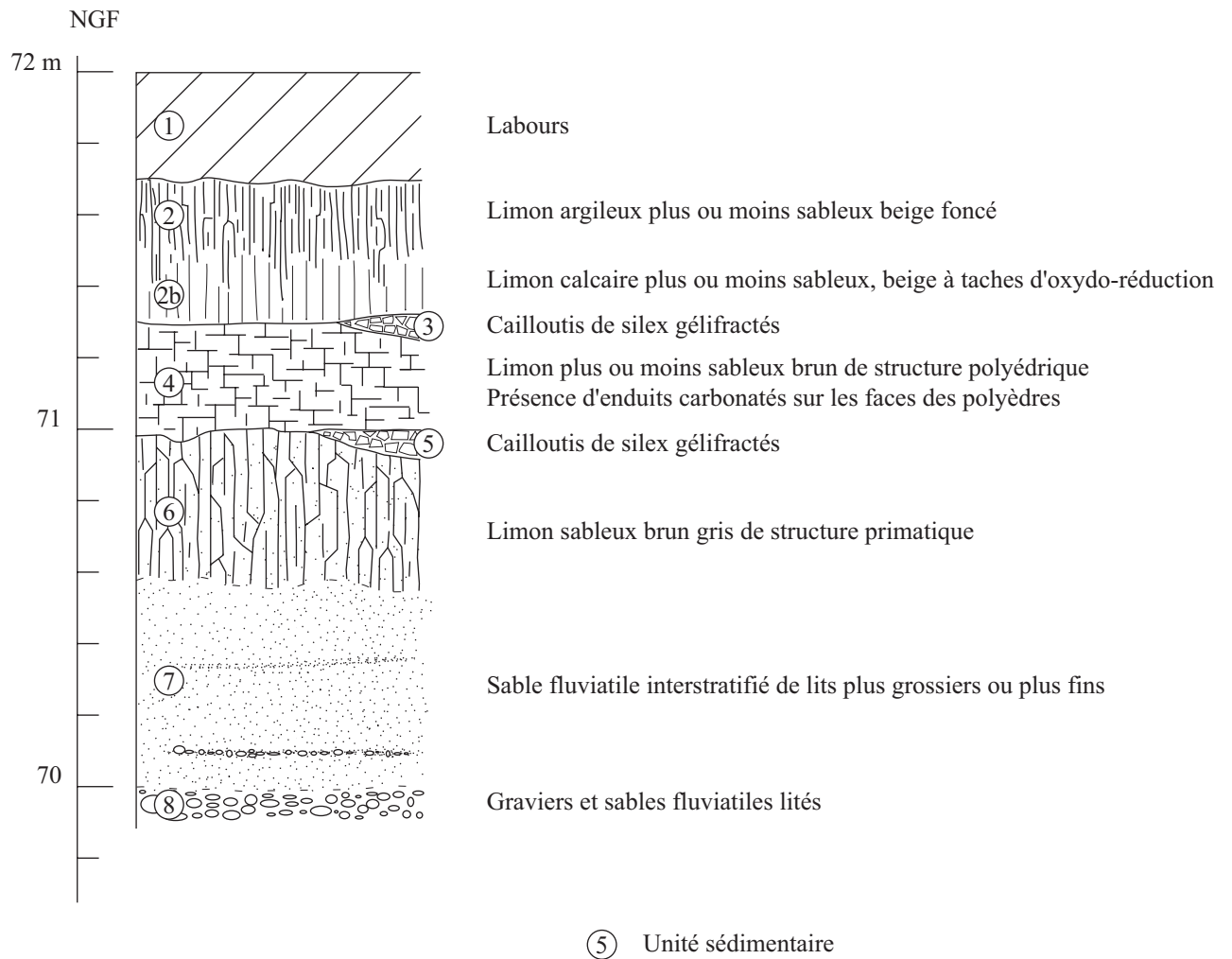
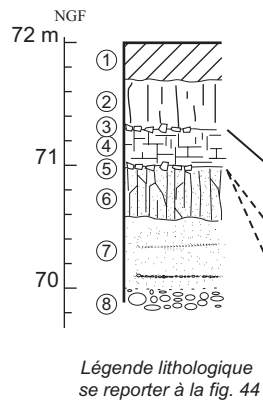
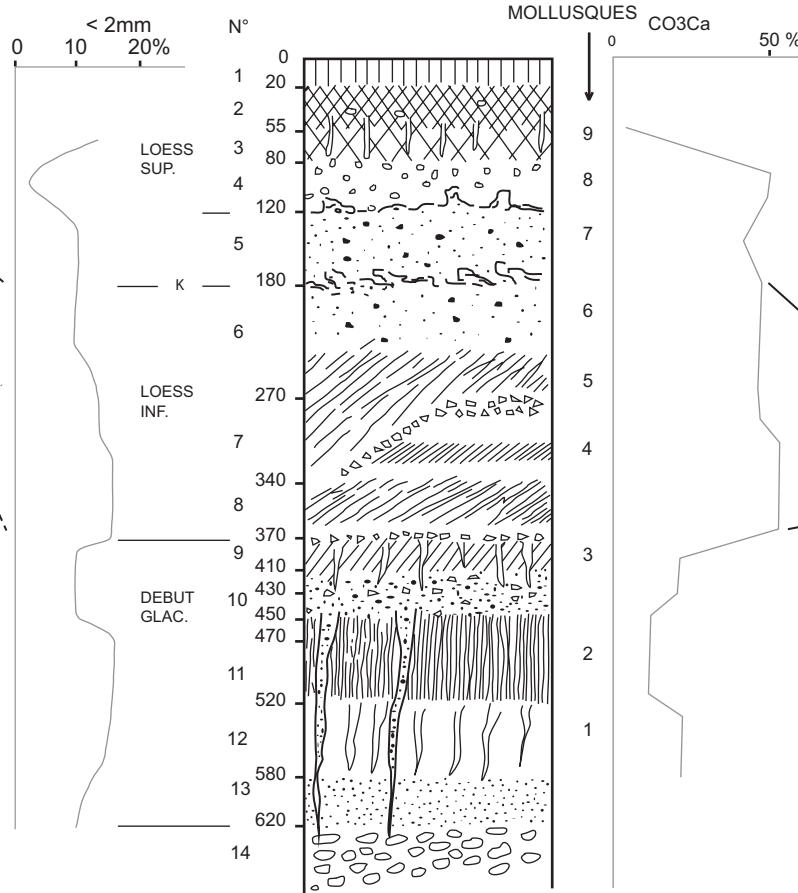


fig. 44 - Sens, "Plaine-de-Chambertrand"
 Profil stratigraphique synthétique de la couverture limoneuse

Coupe du "Haut-Chambertrand"



Profil de "Bréau-Maladrerie"
(d'après J.-P. Lautridou, 1985)



Légende lithologique :
cf. texte

Coupe 4 de Saint-Pierre-lès-Elbeuf
(d'après J.-P. Lautridou, 1985 et
Fedoroff et Goldberg, 1982)

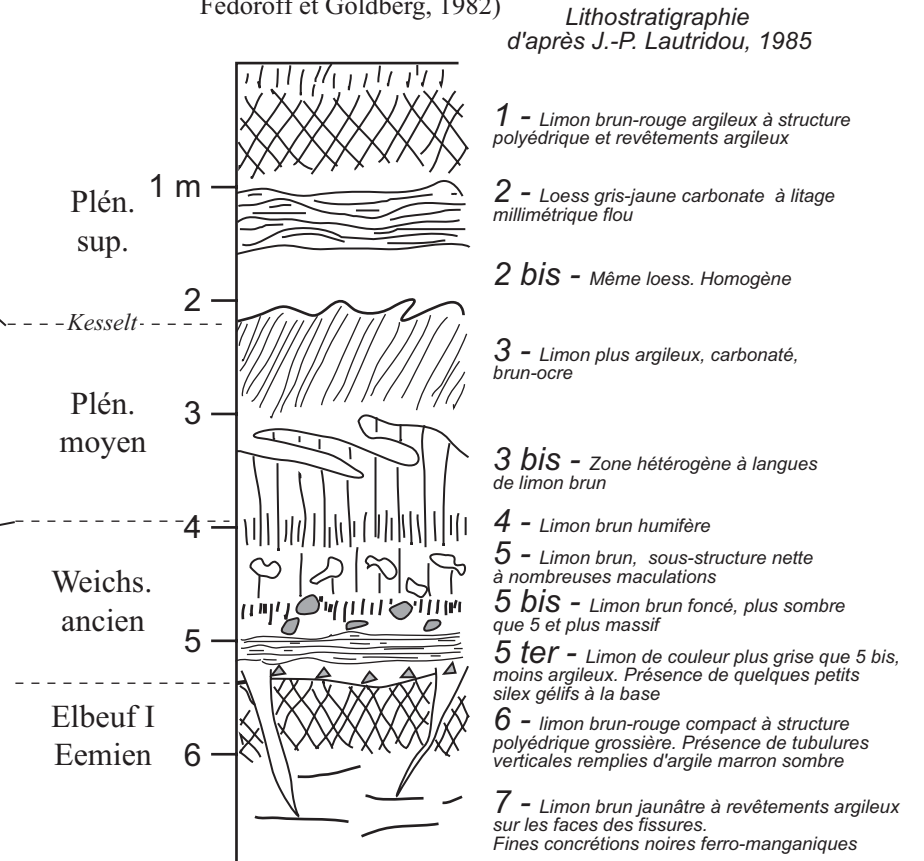
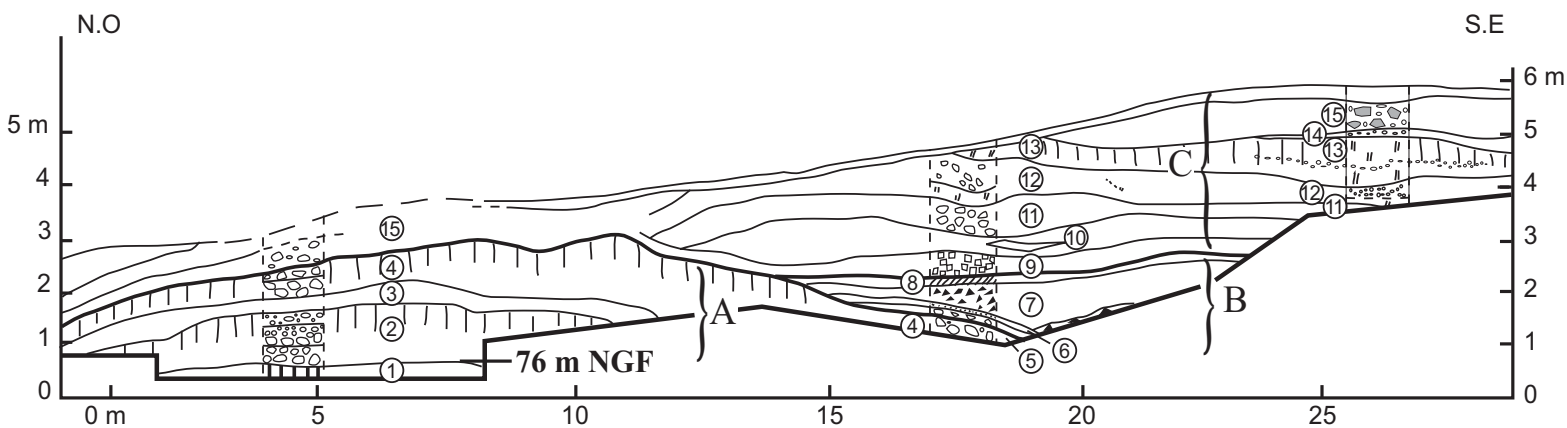


fig. 45 - Coupe de "Bréau - La Maladrerie" au Sud de Montereau et corrélations avec le profil du "Haut-Chambertrand" et la coupe 4 de Saint-Pierre-lès-Elbeuf



[1], craie ; [2], [4], [5] rognons de silex et graviers ; [3], [10], craie solifluée ; [6], sables ; [7], graviers type grèze ; [8], vase ; [9], [14], cailloutis violacé ; [11], [12], [13], limons ; [15], craie et rognons de silex.

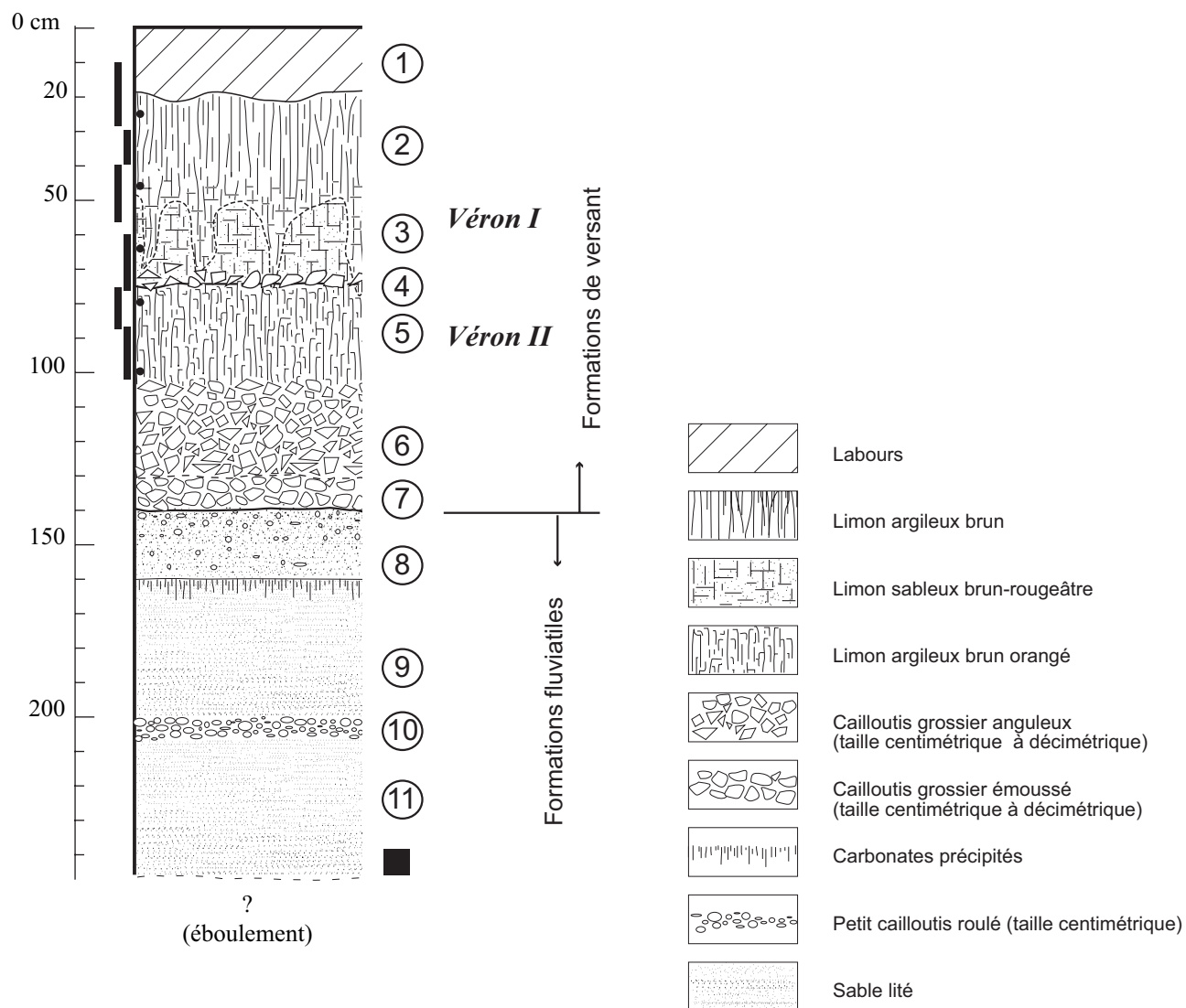
D'après A. Roblin-Jouve et C. Girard (1982), la succession stratigraphique se caractérise par :

Formation alluviale A : couches [2] et [4] : galets et rognons de silex d'origine alluviale emballés dans des argiles brun-rouge. La couche [3] intermédiaire est constituée d'une boue crayeuse. De nombreux *artefact* lithiques (paléolithique moyen) ont été retrouvés en place au sommet des deux niveaux à galets.

Formation de versant B : Ensemble de couches constituées de sables crayeux ou petits graviers calcaires anguleux. Ne contient pas de vestiges paléolithiques.

Formation de versant C : Ensemble de couches constituées de galets mêlés à de la craie jaune poudreuse ou à du loess [9], [10], [11], puis d'un limon jaune crayeux riche en graviers au sommet [12] et enfin d'un limon brun [13]. Quelques outils de facture Paléolithique supérieur ont été retrouvés aux limites des couches [9] et [10].

fig. 46 - Profil stratigraphique d'Armeau, d'après A. Roblin-Jouve et C. Girard, 1982, modifié



- ① Unité sédimentaire
- Echantillons micromorphologiques
- Echantillons sédimentologiques
- Datation RPE (Ve9901)
- Véron I* Paléosol

fig. 47 - Silo de Véron - Profil stratigraphique synthétique

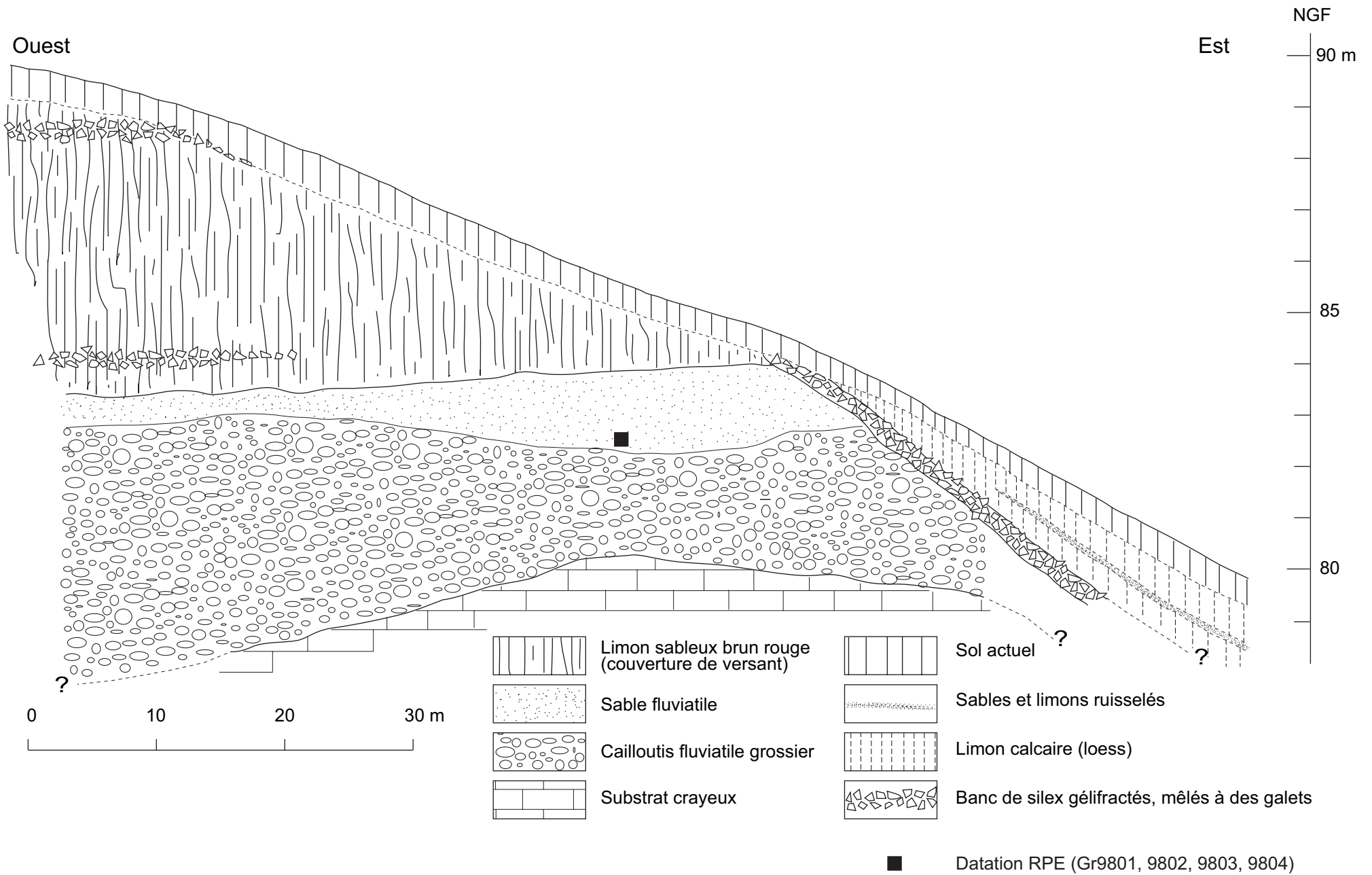


fig. 48 - Gron "Emprunt" (RN 60 - déviation sud de Sens)
 Profil stratigraphique schématique de la nappe alluviale et de sa couverture sablo-limoneuse

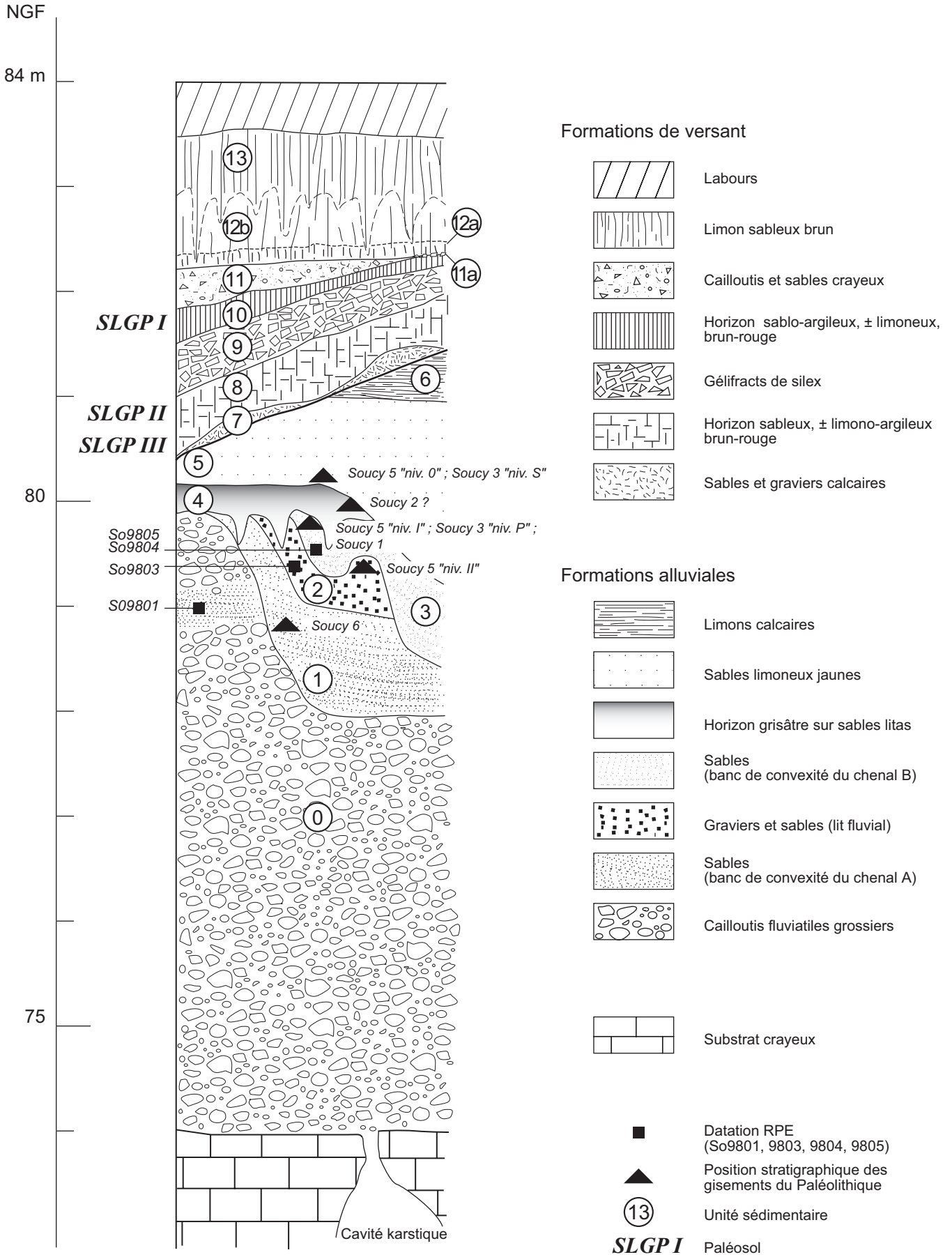


fig. 49 - Soucy "les-Grandes-Pièces" ; coupe stratigraphique synthétique des formations fluviales et de la couverture de versant - Position stratigraphique des gisements du Paléolithique

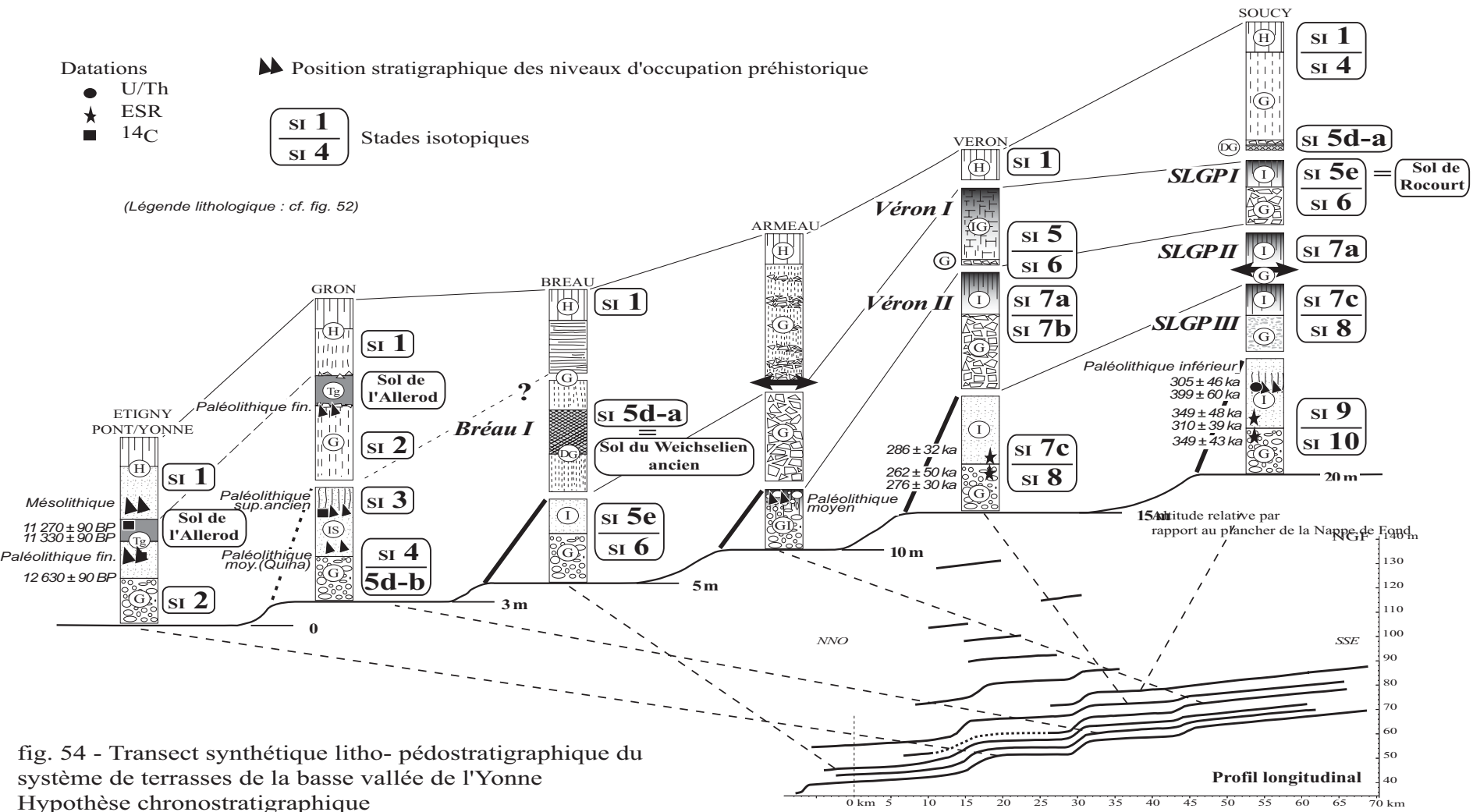


fig. 54 - Transect synthétique litho- pédostratigraphique du système de terrasses de la basse vallée de l'Yonne
Hypothèse chronostratigraphique

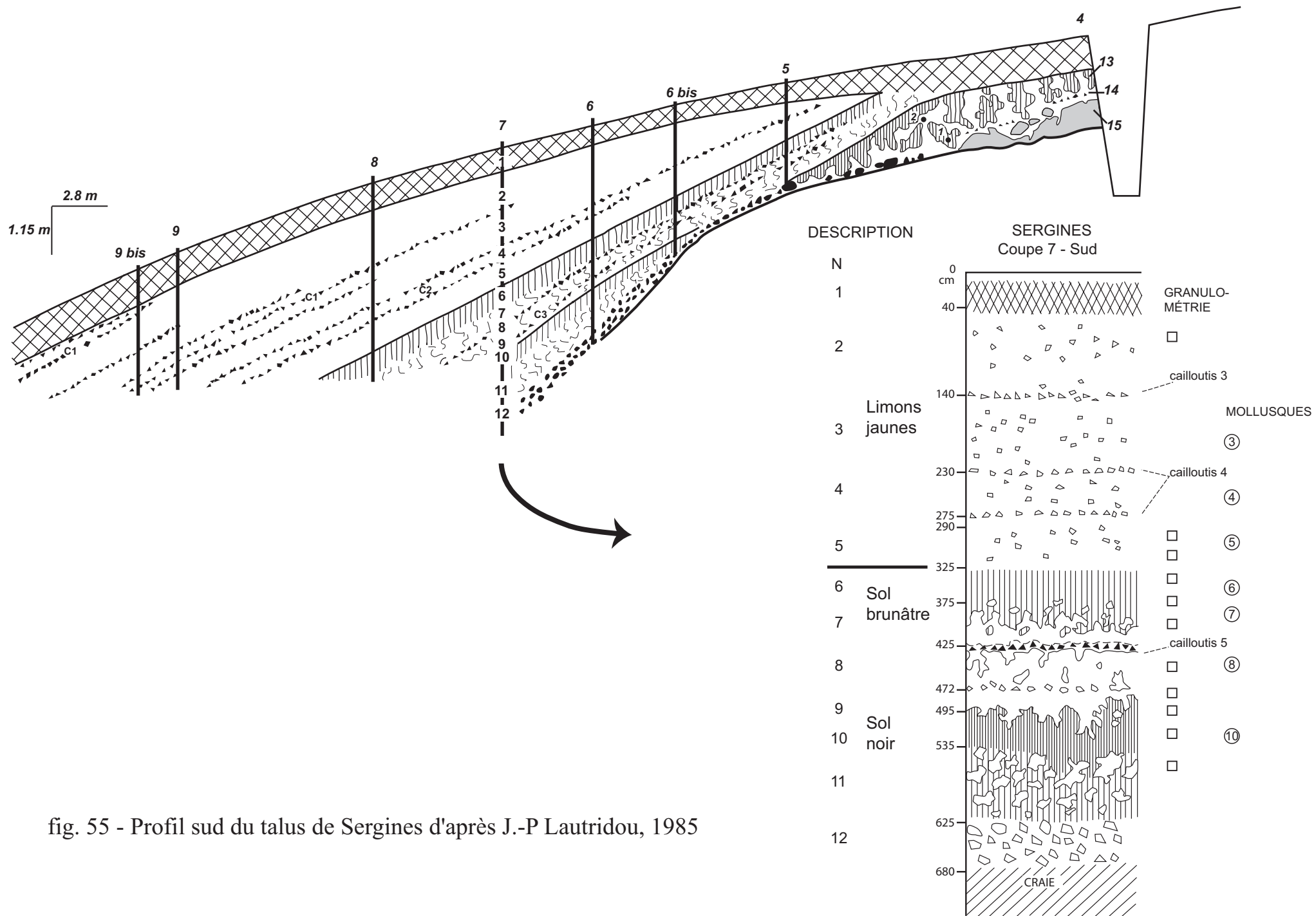


fig. 55 - Profil sud du talus de Sergines d'après J.-P Lautridou, 1985

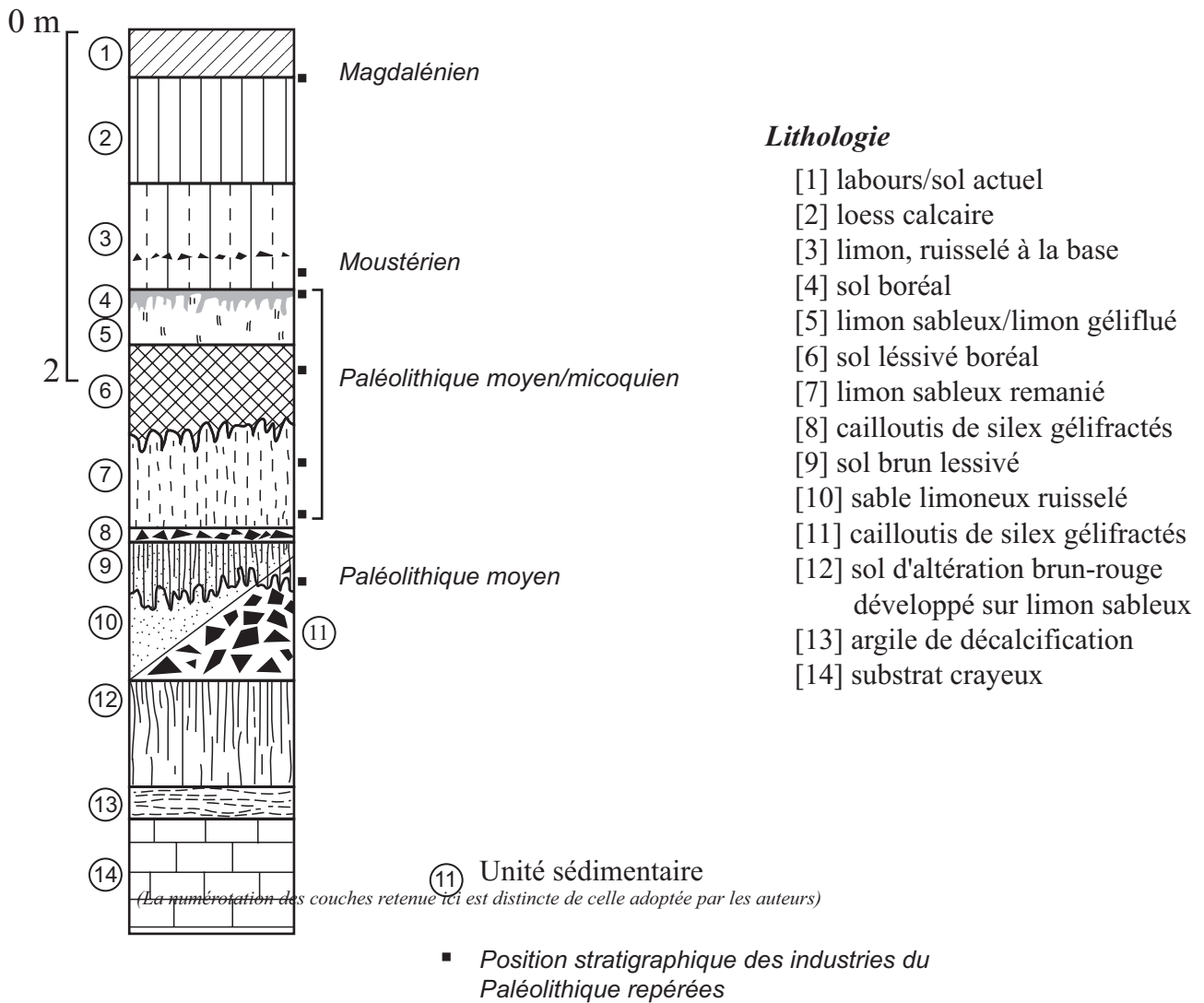


fig. 56 - Coupe stratigraphique synthétique de la couverture limoneuse du plateau du Sénonais, d'après V. Deloze *et al.*, 1994, modifié

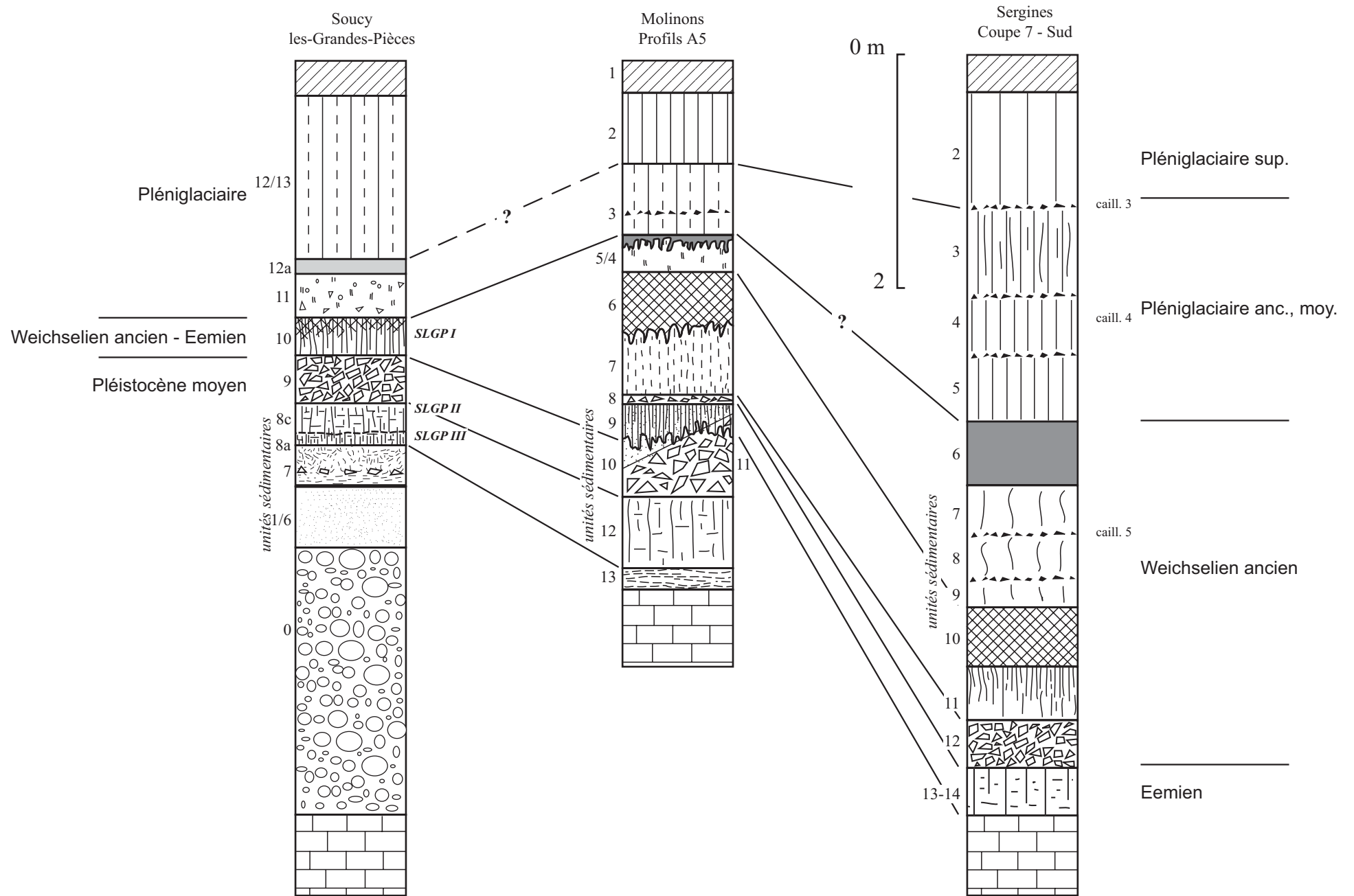
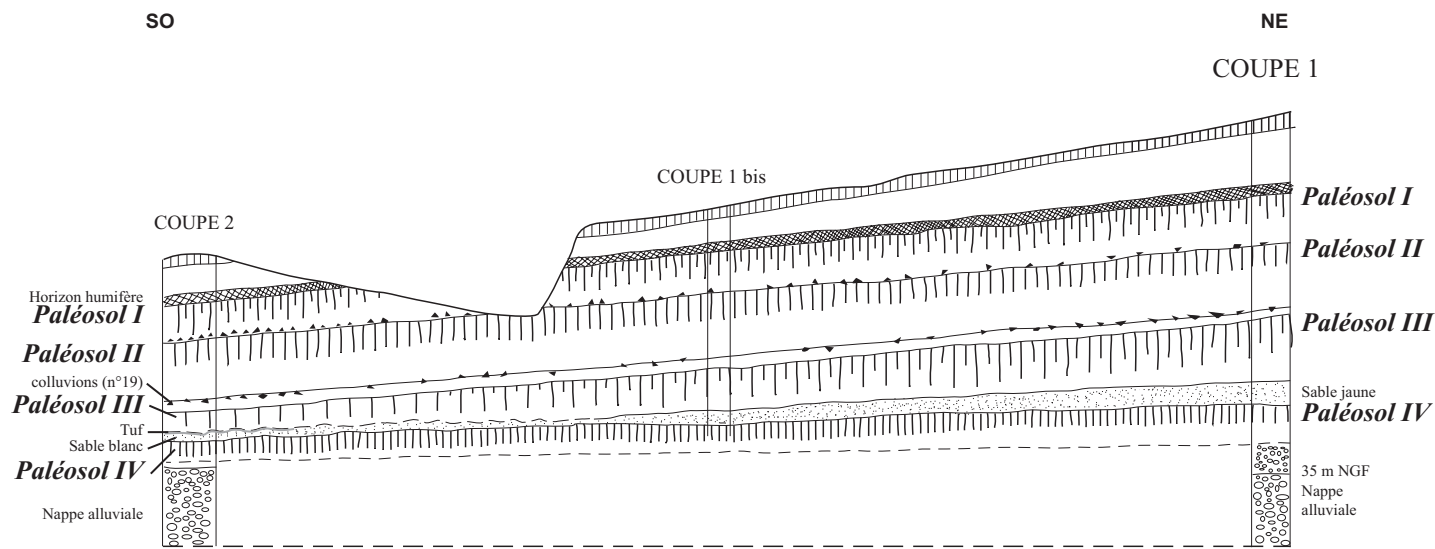


fig. 57 - Proposition de corrélations lithostratigraphiques des profils du Sénonais



Profil de la grande paroi de Saint-Pierre-lès-Elbeuf,
d'après J.-P. Lautridou, 1985

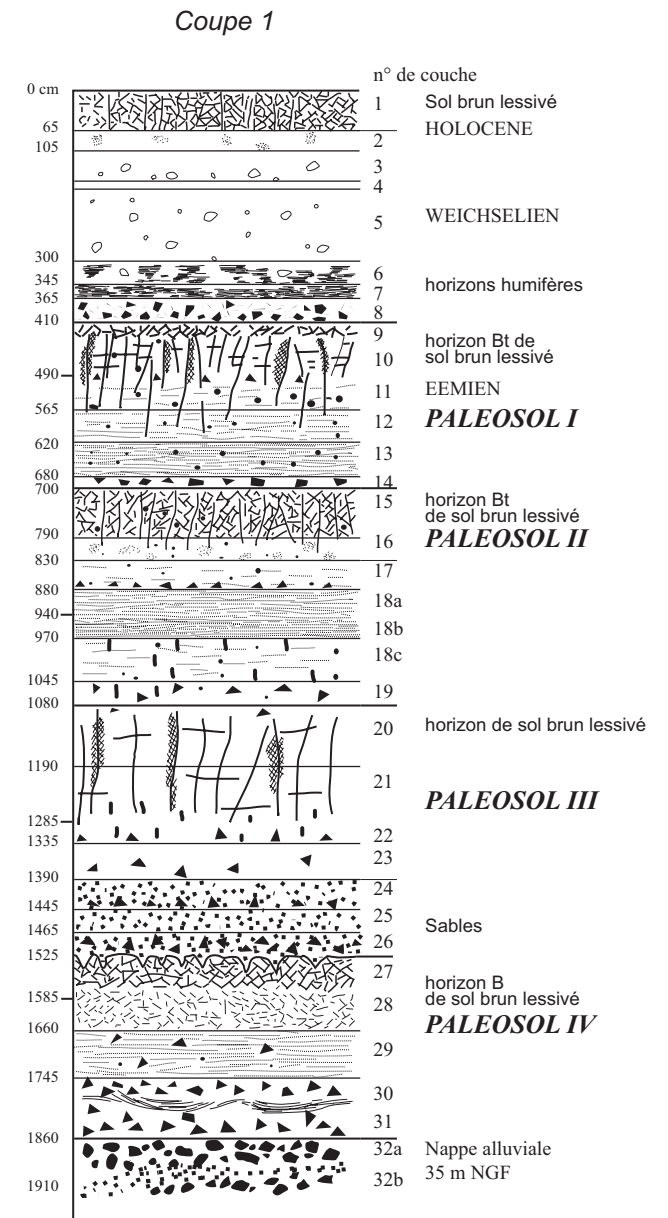
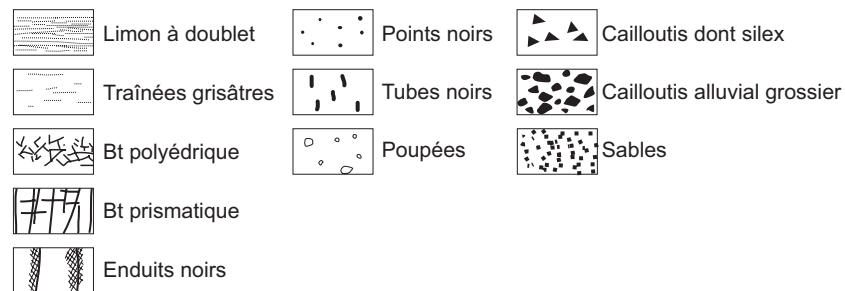


fig. 58 - Saint-Pierre-lès-Elbeuf - Profil stratigraphique des loess, d'après J. -P. Lautridou (1985), modifié

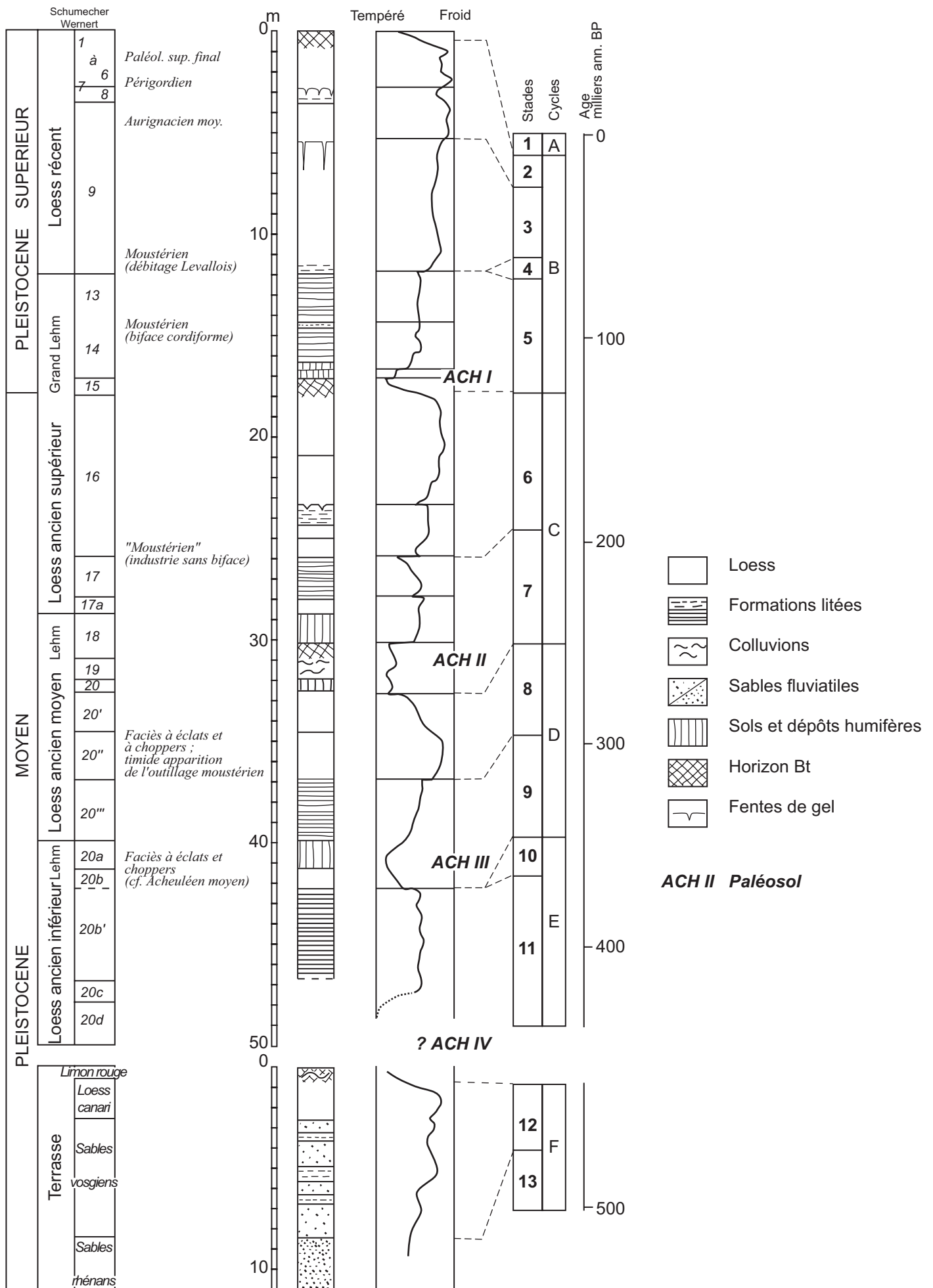
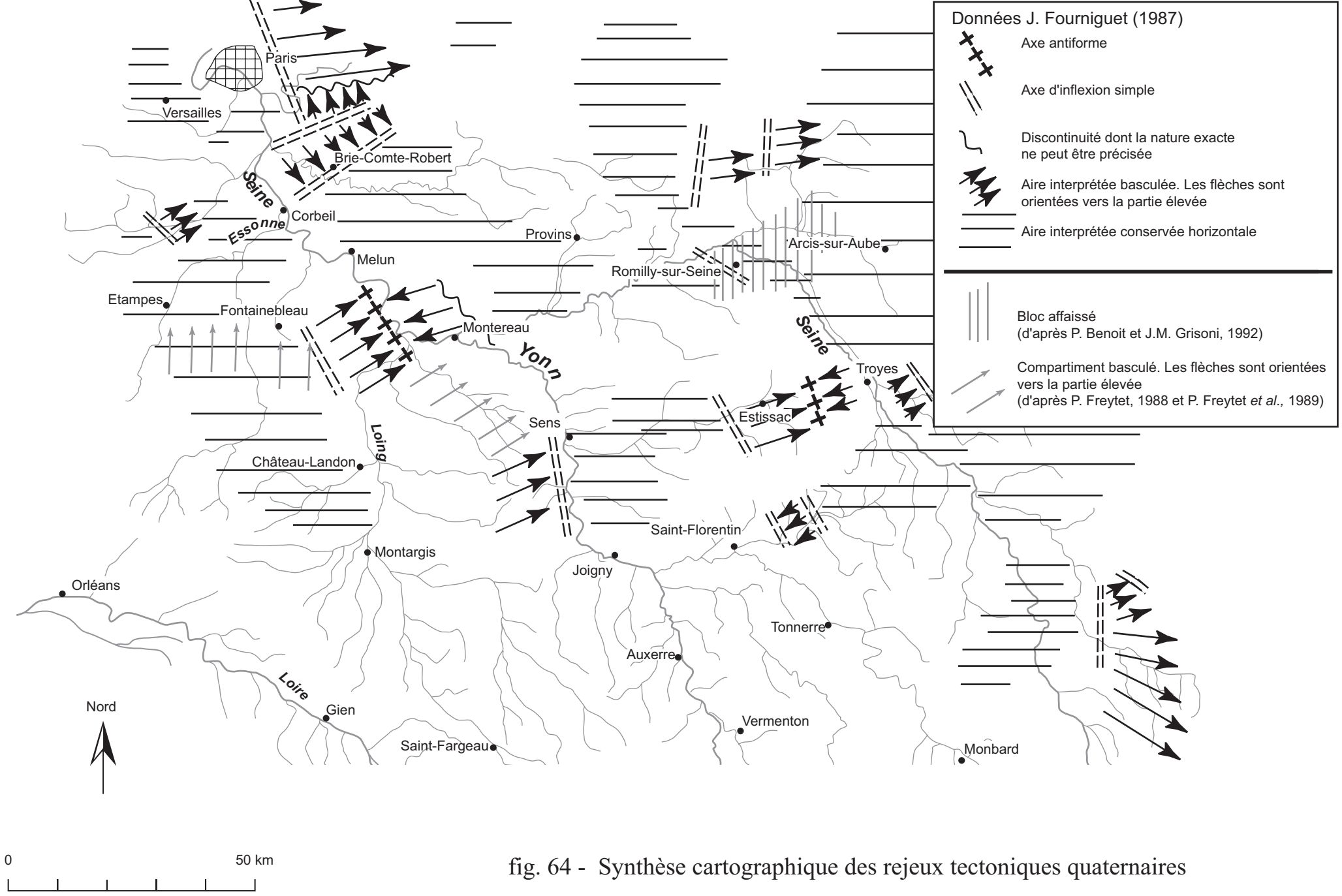


fig. 59 - Stratigraphie et industries paléolithiques des loess d'Achenheim, d'après Lautridou *et al.*, 1986 et Heim *et al.*, 1982



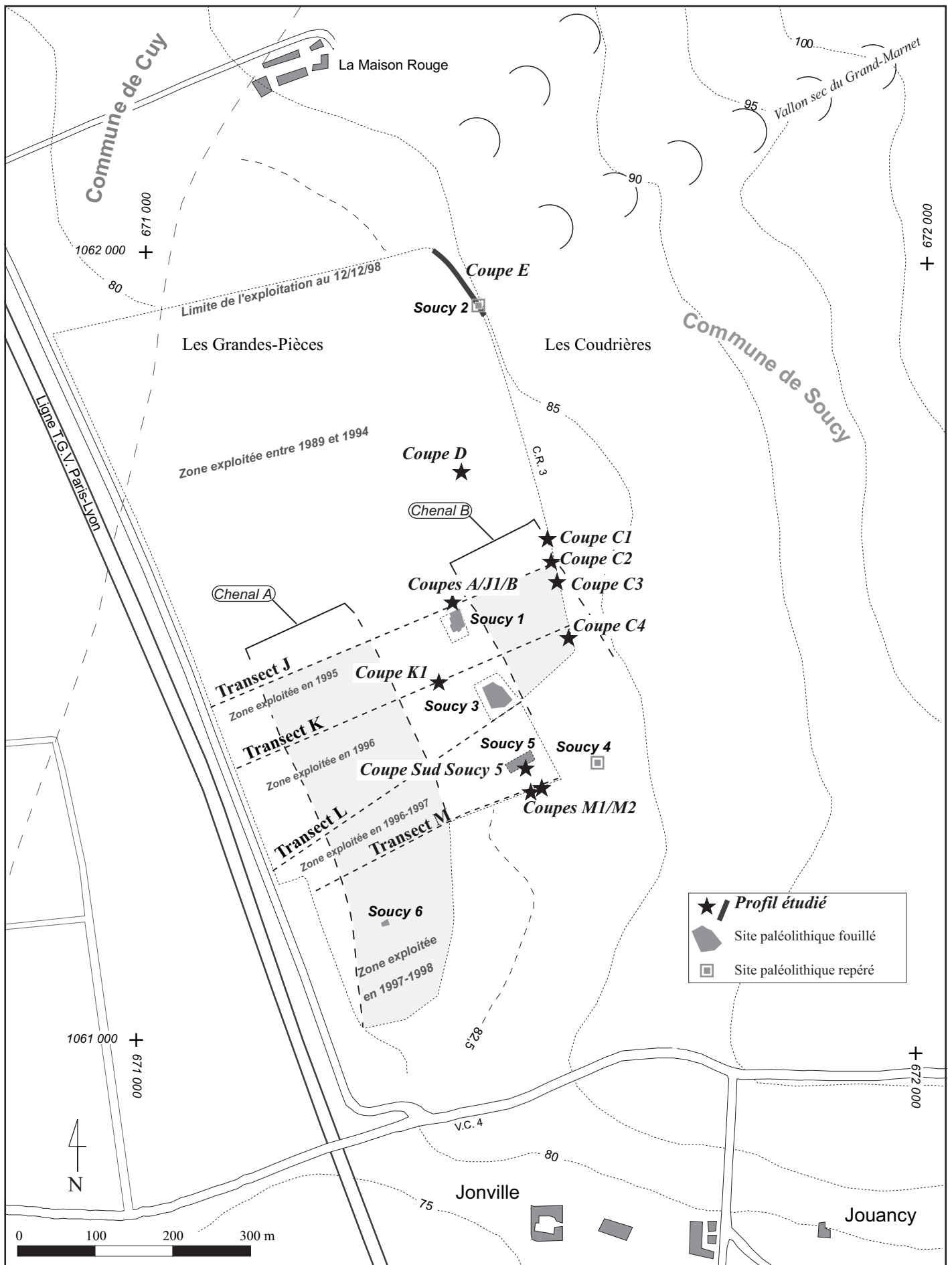


fig. 65 - Plan de la gravière des "Grandes-Pièces" à Soucy
Localisation des profils stratigraphiques et des gisements paléolithiques

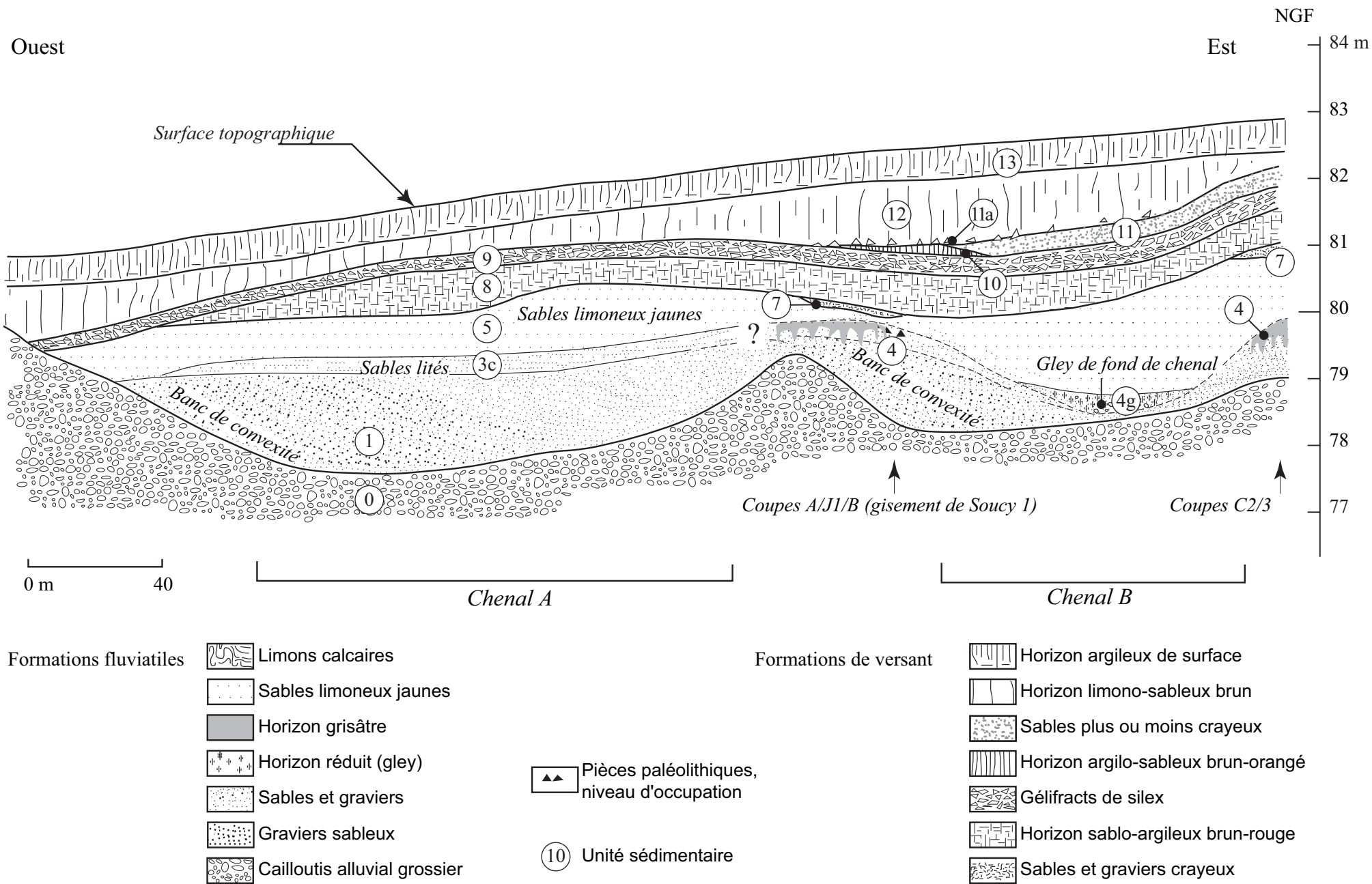


fig. 66 - Soucy "les-Grandes-Pièces" - Profil stratigraphique du transect J

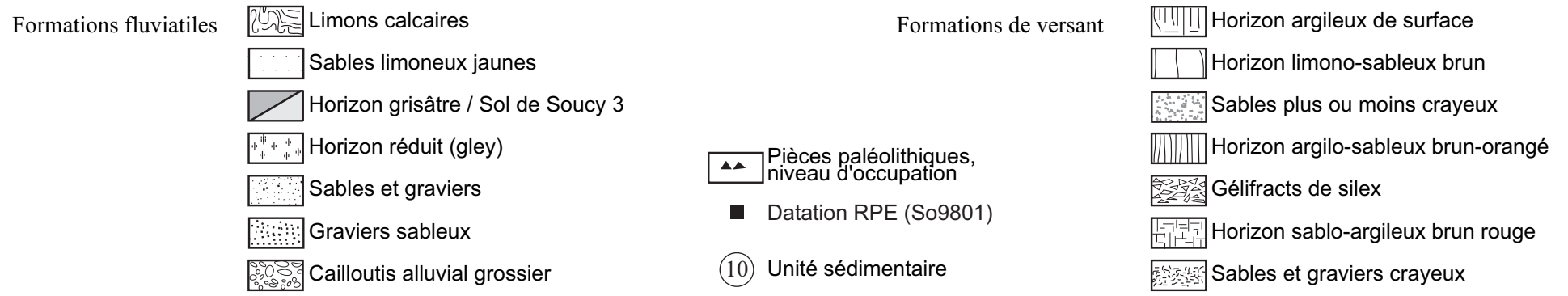
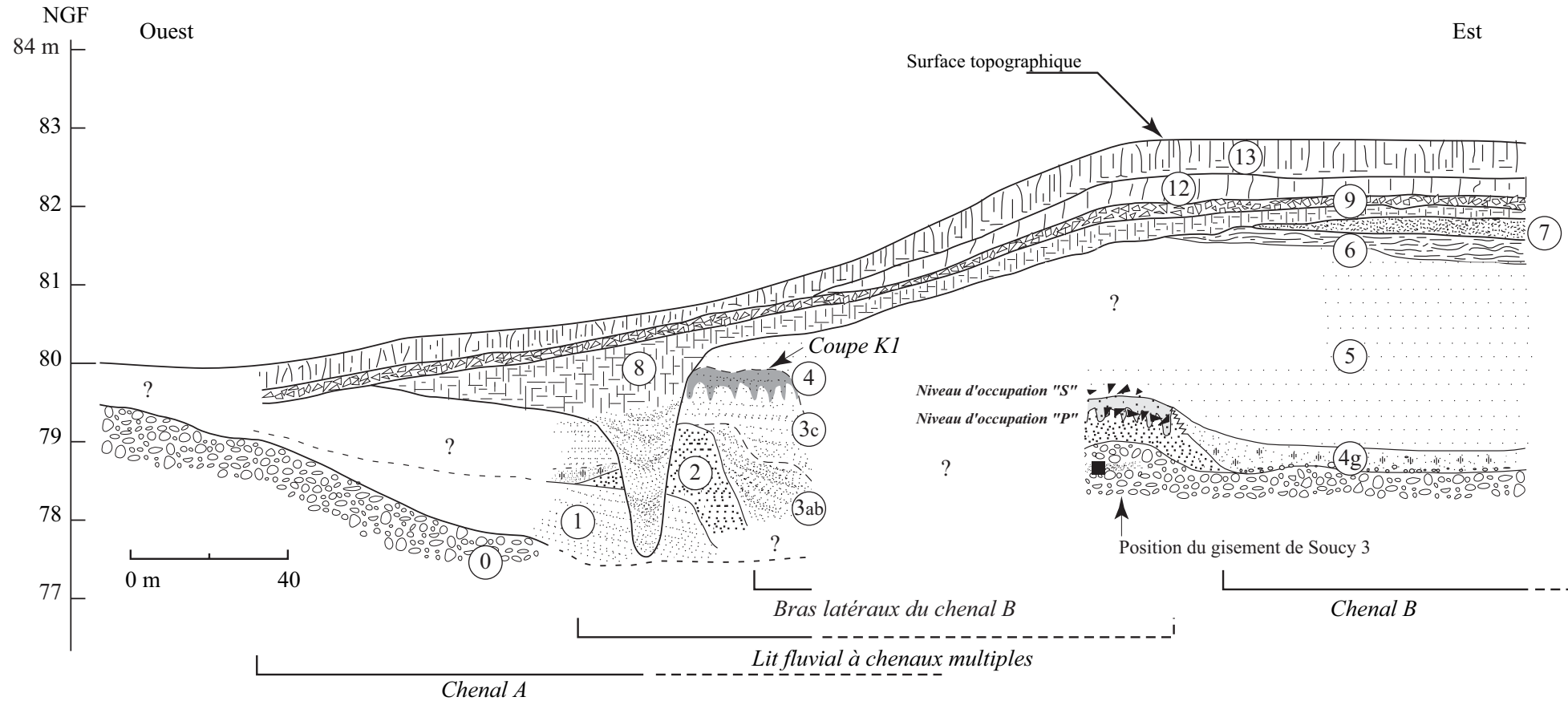


fig. 67 - Soucy "les-Grandes-Pièces" - Profil stratigraphique du transect K

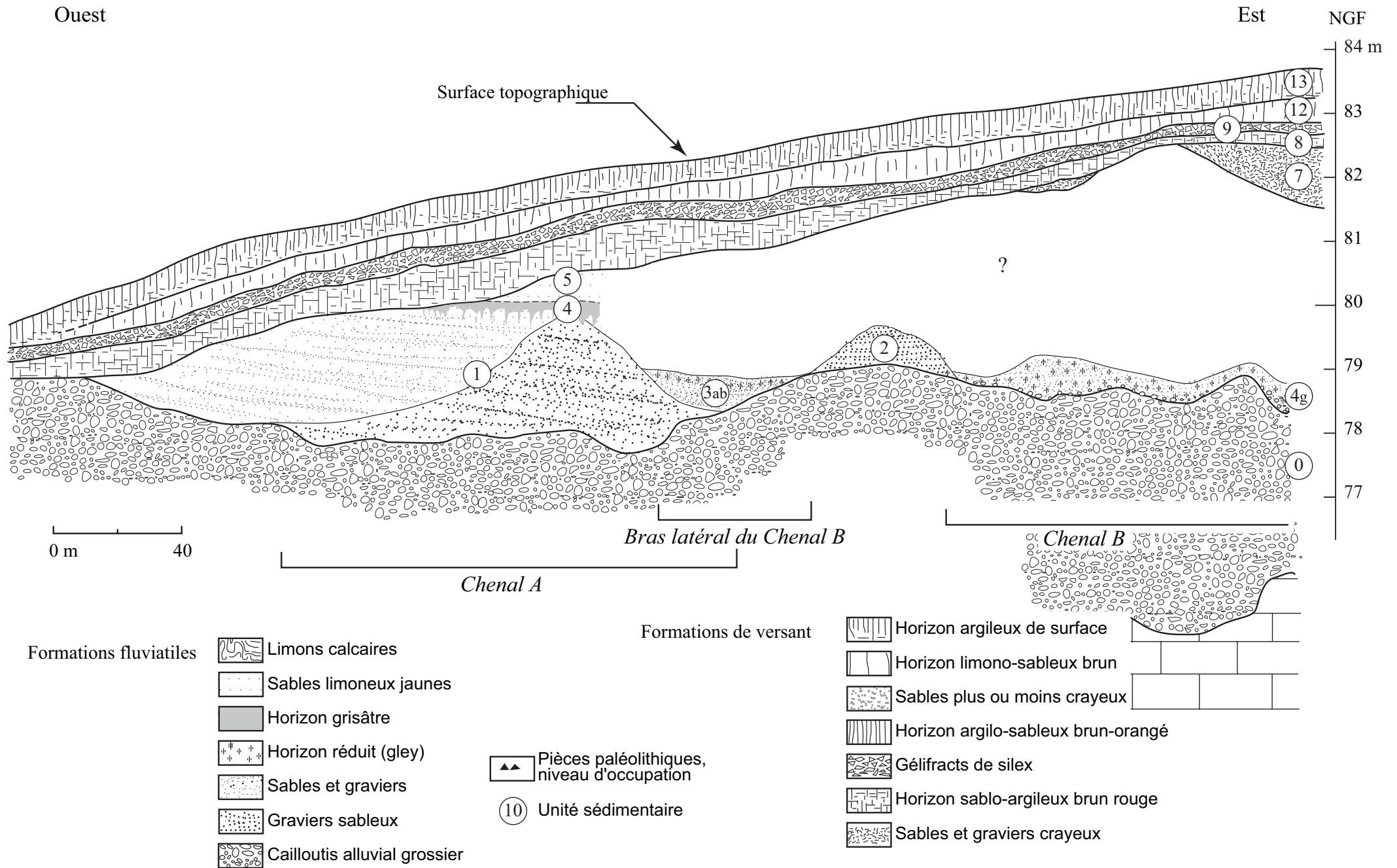


fig. 68 - Soucy "les-Grandes-Pièces" - Profil stratigraphique du transect L

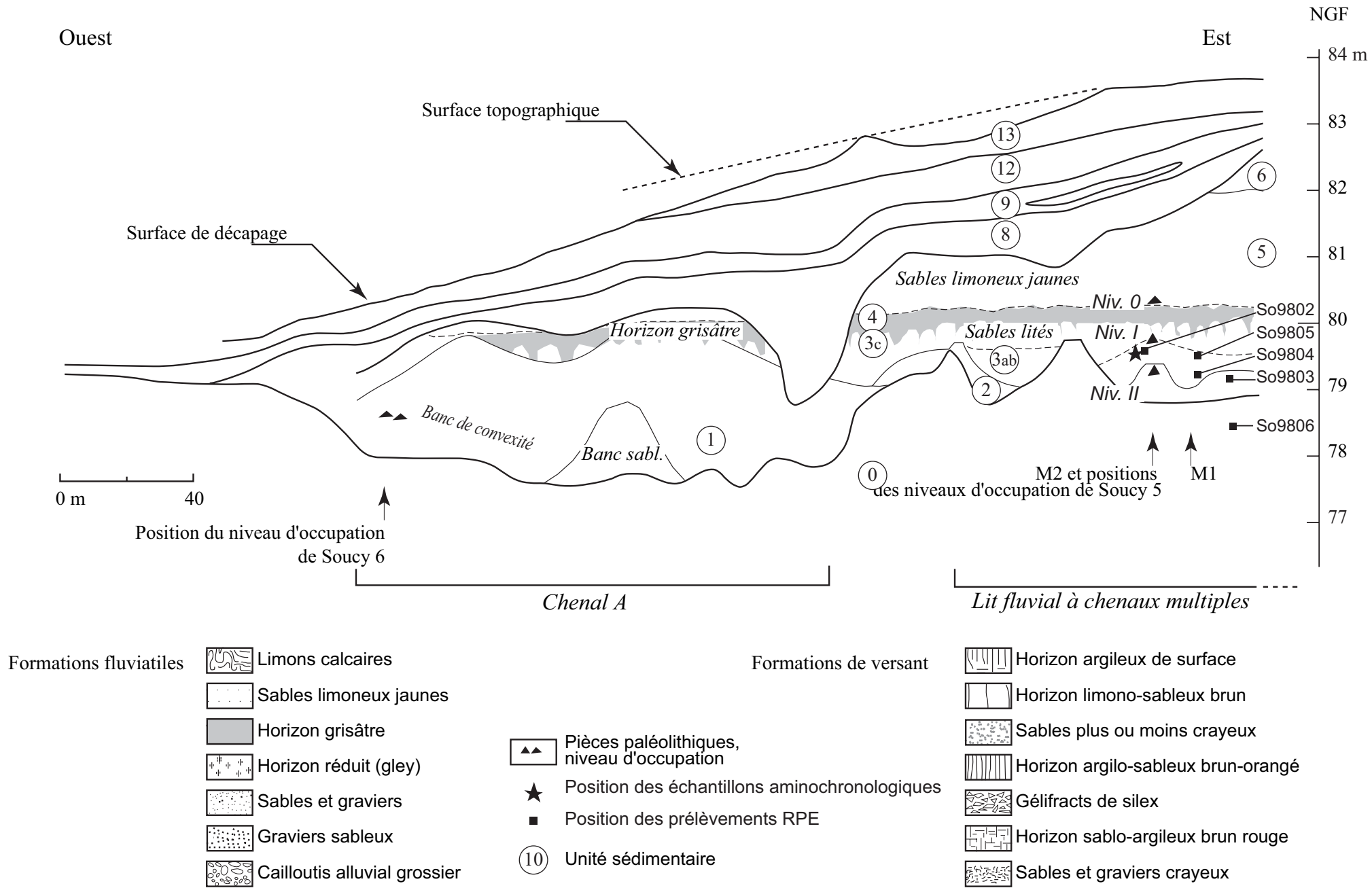


fig. 69 - Soucy "les-Grandes-Pièces" - Profil stratigraphique du transect M

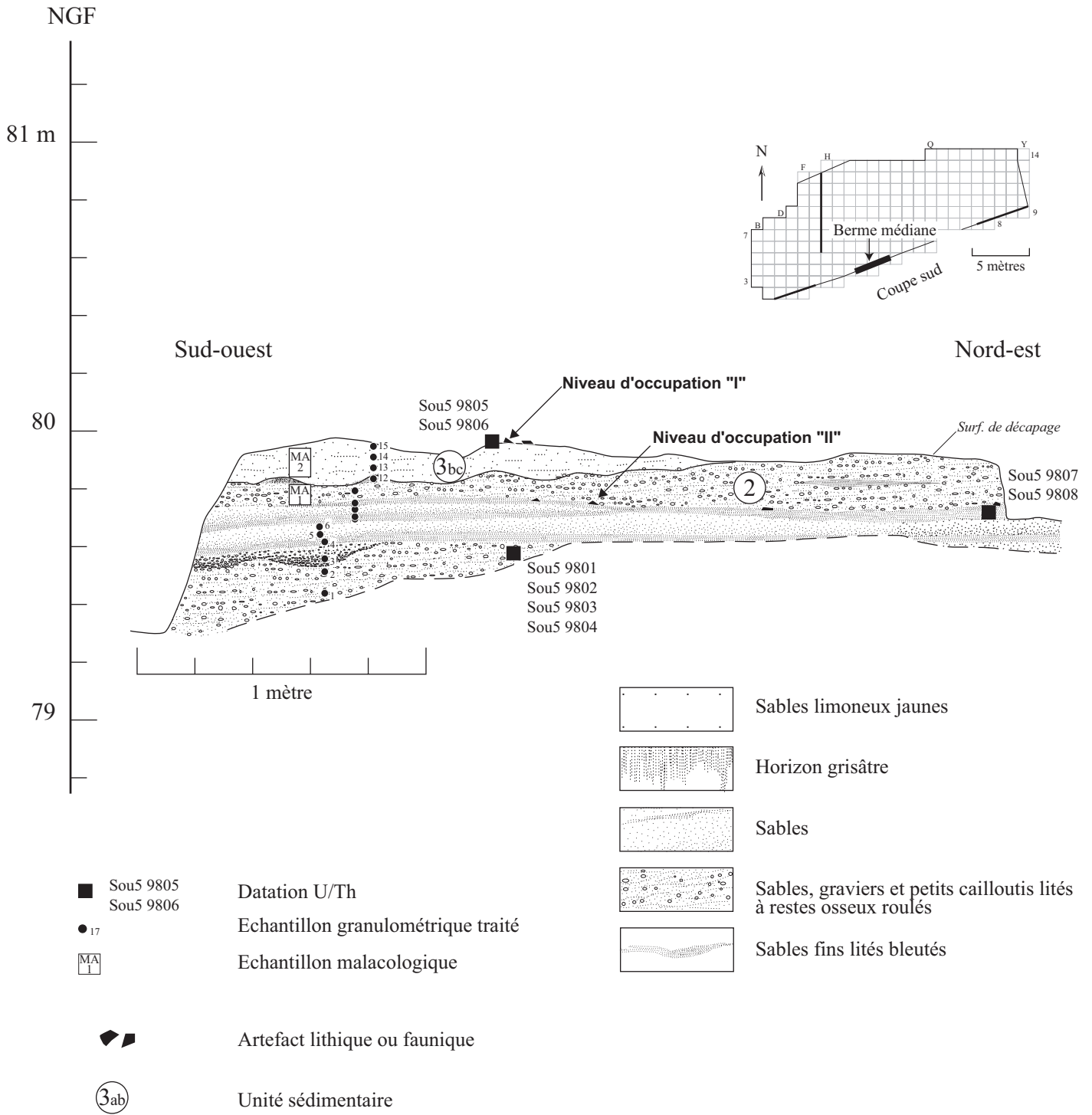


fig. 74 - Coupe sud Soucy 5 - Berme médiane

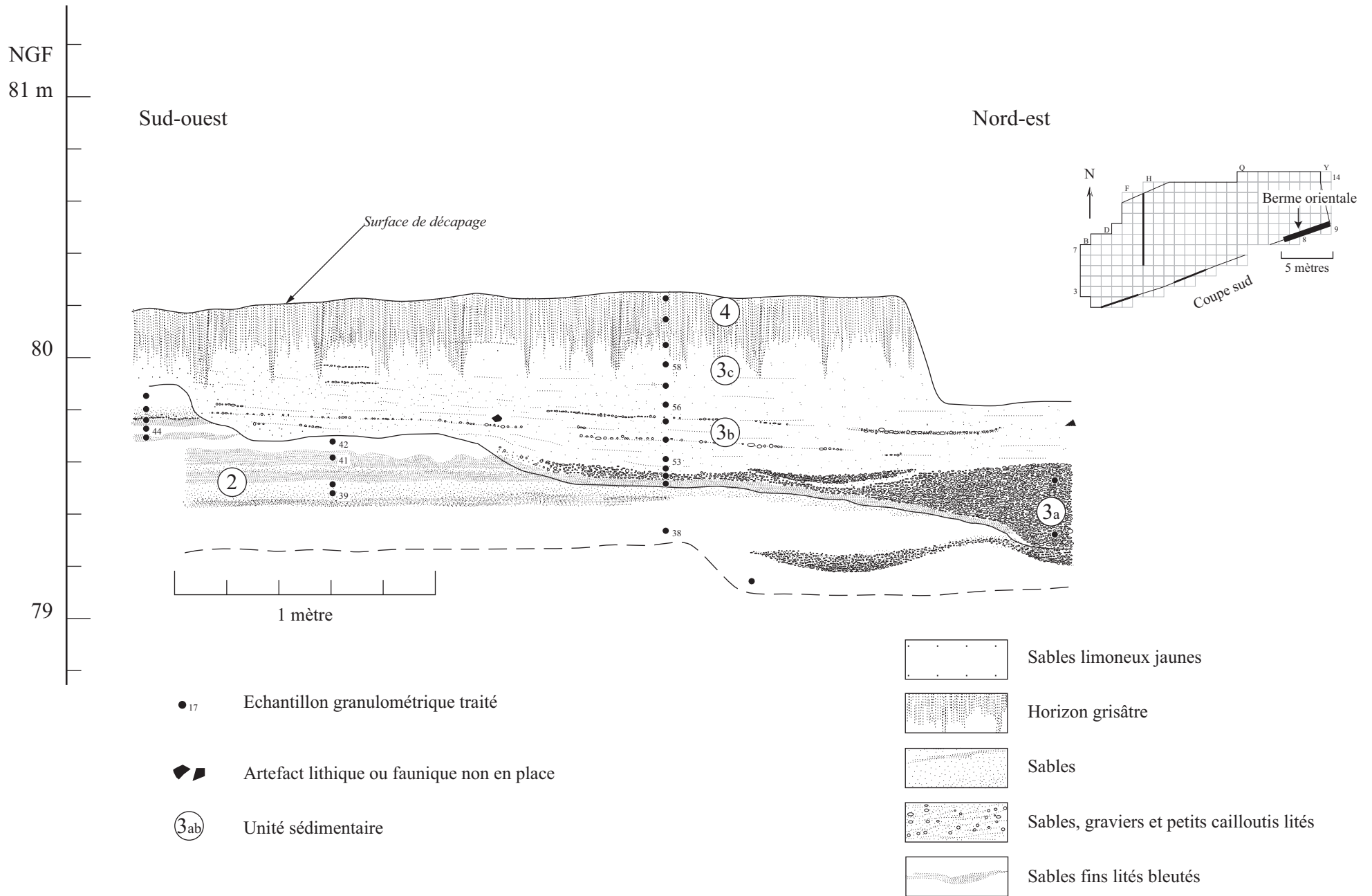


fig. 75 - Coupe Sud Soucy 5 - Berme orientale

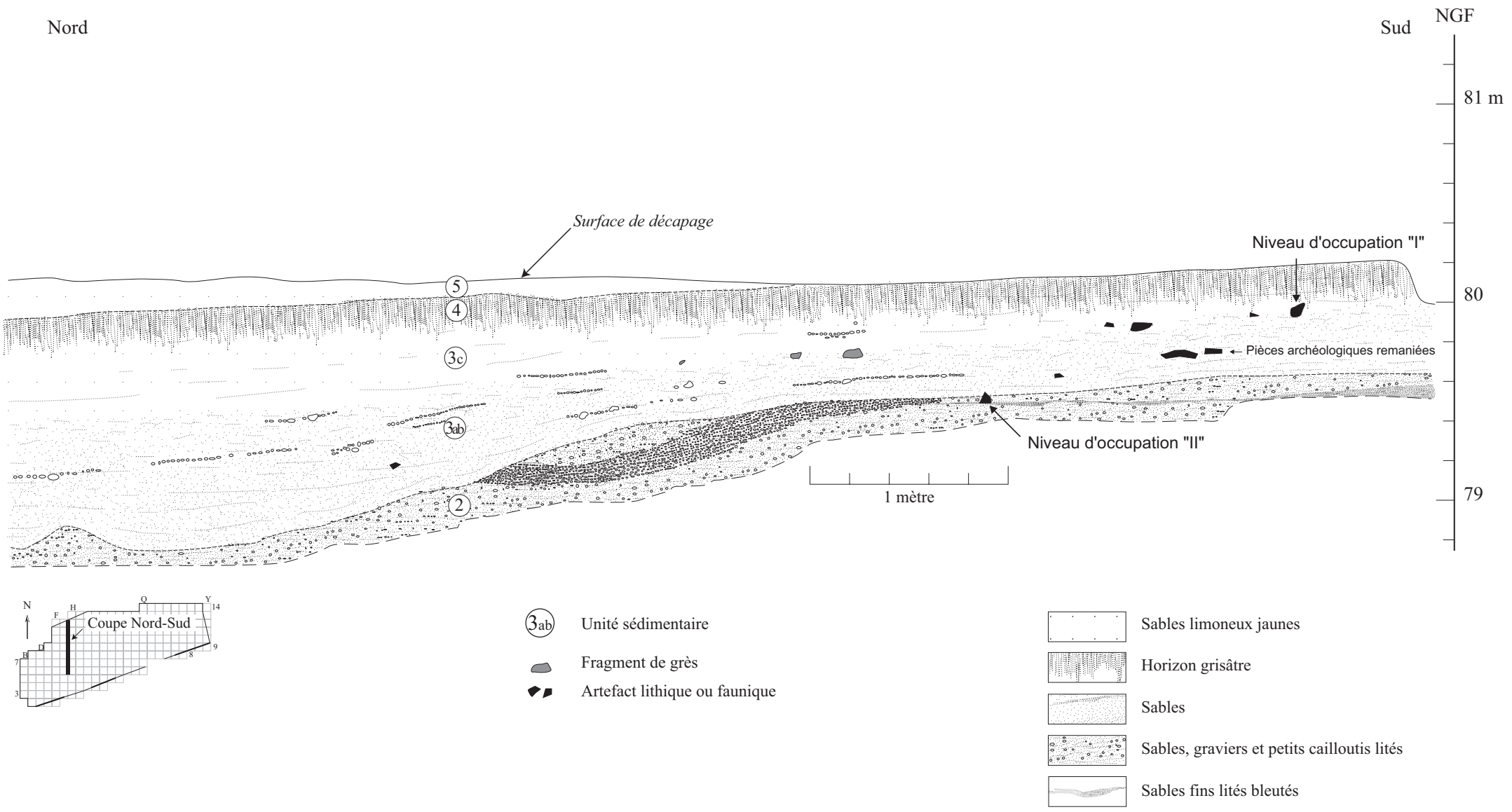
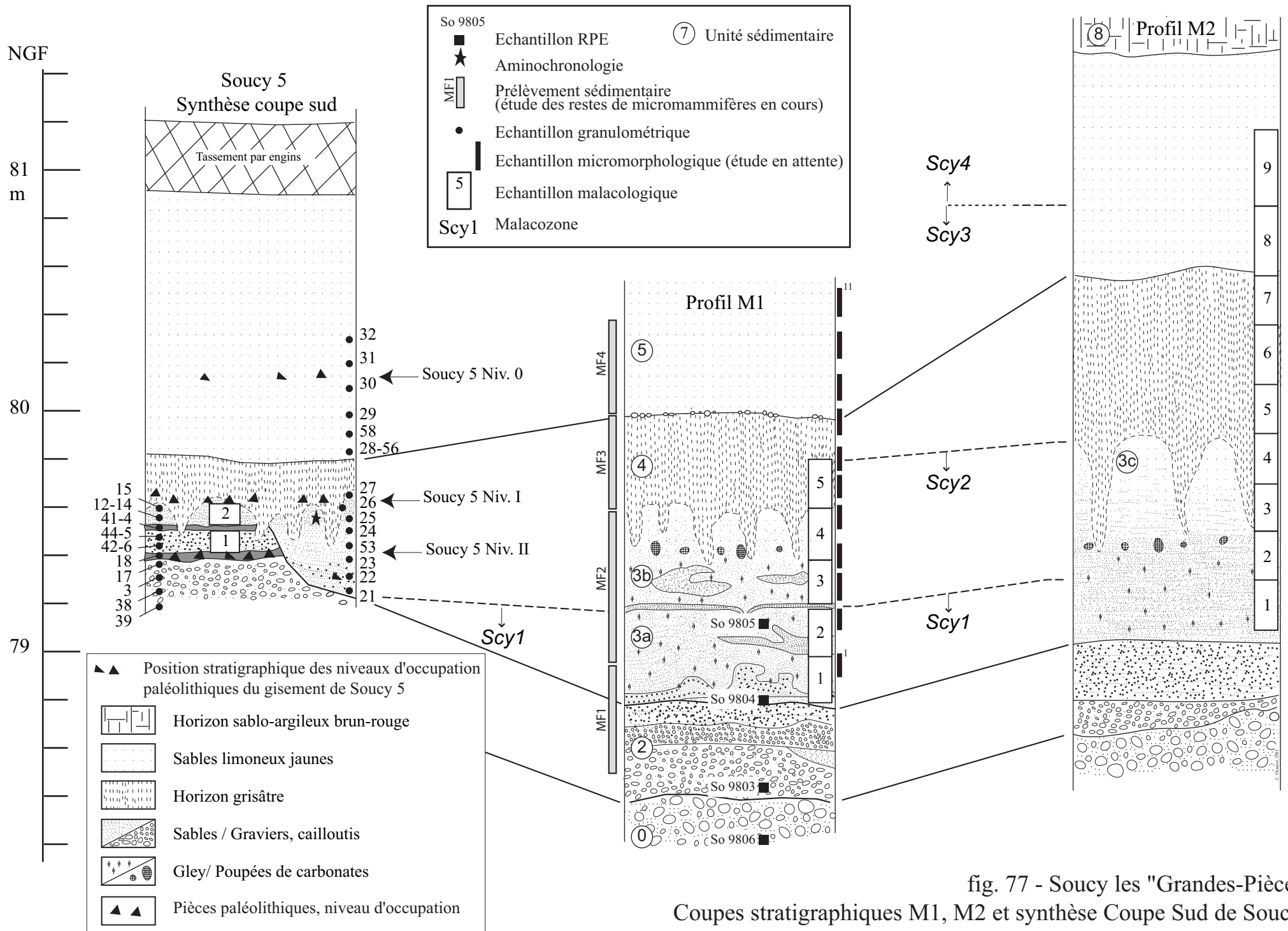


fig. 76 - Coupe Nord-Sud, Soucy 5



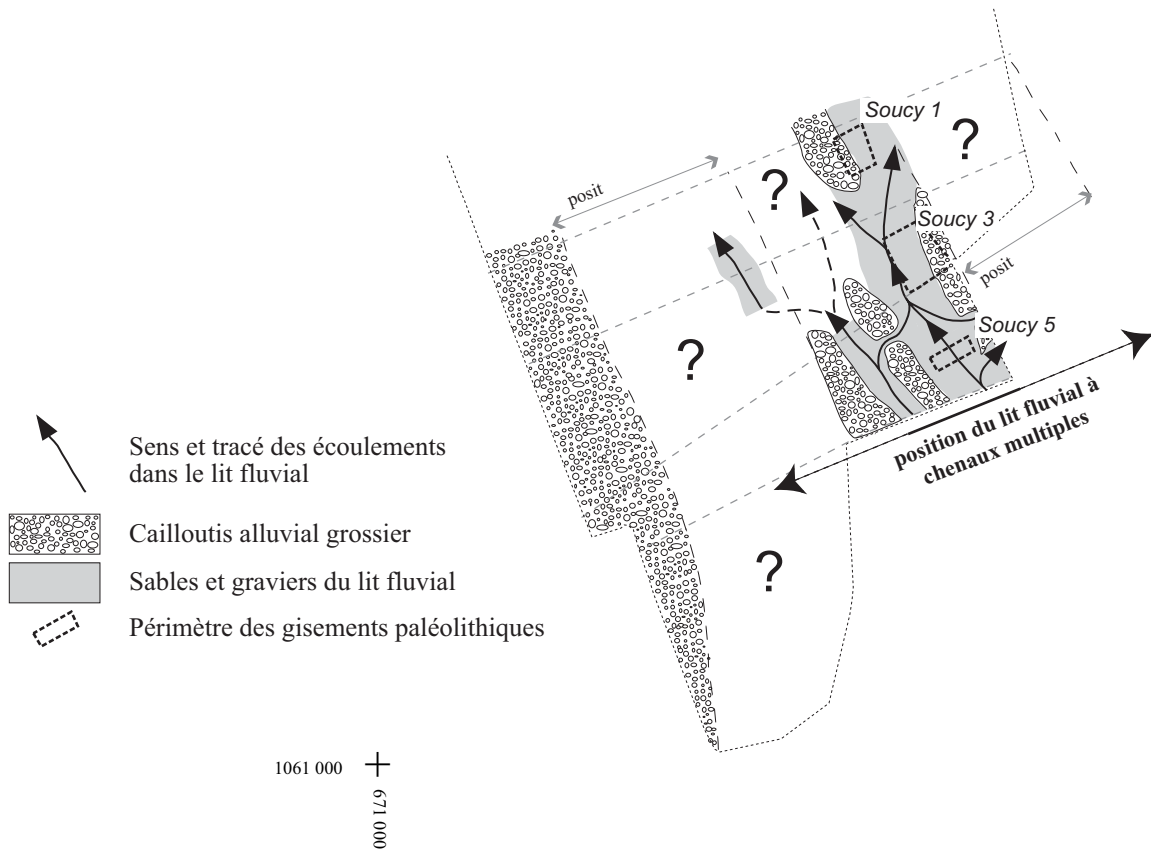


fig. 78a - Hypothèse de reconstitution du tracé du lit fluvial à chenaux multiples

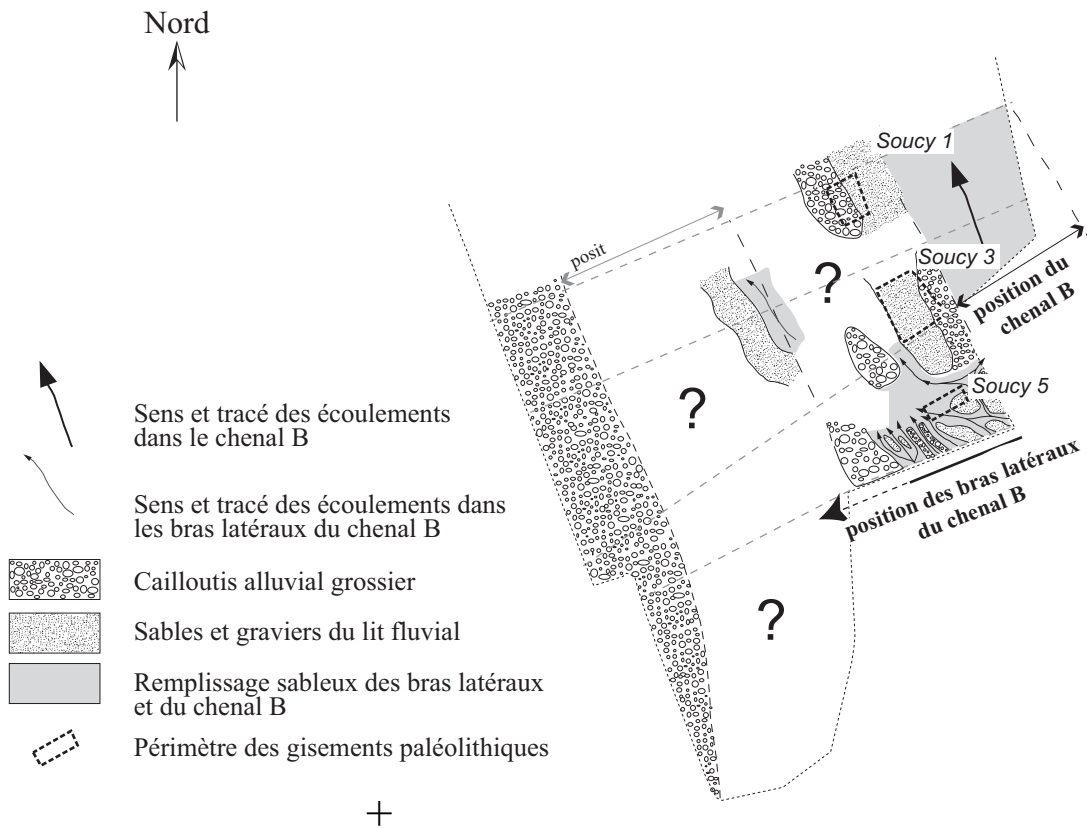


fig. 78b - Hypothèse de reconstitution du tracé des bras latéraux du chenal B

Site	Nappe	Unité sédimentaire	N° d'analyse	Paléodose	% blanchiment	Age ka
Saint-Julien-du-Sault "les-Boulins"	Nappe de Gron ± 3 m	[6a] sables	Sjs 9801 Sjs 9802	39,699 45,431	11,80 9,91	146 ± 25 159 ± 24
Saint-Julien-du-Sault "la-Voie-Creuse"		[8] sables	Sjs 9803 Sjs 9804	47,444 81,868	10,55 17,73	242 ± 31 270 ± 34
Gron "Fond-des-Blanchards"		[2] sables	Grr 9901	88,237	10,55	259 ± 29
Evry	Nappe de Misy ± 15 m		Ev 9901	108,002	22,58	276 ± 37
Véron "le-Silo"			Ve 9901	106,237	17,1	286 ± 37
Misy			Mi 9901	86,420	25,13	262 ± 30
Gron "Emprunt"	Nappe de Soucy ± 20 m	sables	Gr 9801	68,612	12,13	355 ± 51
Soucy "les-Grandes-Pièces"			Gr 9802	90,474	20,51	350 ± 52
			Gr 9803	75,839	22,56	306 ± 45
			Gr 9804	55,864	23,71	339 ± 48
		[0]	So 9801	45,800	32	349 ± 43
		[3]	So 9802	26,200	12,5	171 ± 26
		[2]	So 9803	85,801	22,14	314 ± 42
[3]	So 9804	103,035	24,72	349 ± 48		
[3]	So 9805	82,421	29,12	310 ± 39		
[0]	So 9806	38,931	12,5	105 ± 21		
Michery			Mic 9901	123,535	22,16	446 ± 64
Vinneuf "rue-Guichard"	Nappe de Courlon ± 40 m		Vi 9901	67,860	10,51	428 ± 61

Tableau 1 - Résultats des datations par Résonance Paramagnétique Electronique sur quartz, d'après P. Voinchet, 2002

Nom du site		Nom de l'échantillon	Paléodose (gray)	Age (ka)	Age moyen (ka)	
SOUCY 3 niveau «P» (unité [3])	Z. nord	SOU3 9801(ZNI17-19)	610.8 ± 22.7	367 ± 55	Moy. Pond. 378 ± 28 <i>Moy. Arithm.</i> 386 ± 49	Moy. Pond. (-2) 361 ± 31 <i>Moy. Arithm. (-2)</i> 362 ± 15
	Z. sud	SOU3 9802 (ZSZ36-59)	654.4 ± 21.7	457 ± 69		
	Z. nord	SOU3 9803 (ZNL24-4)	602.2 ± 19.6	374 ± 56		
	Z. nord	SOU3 9804 (ZNL29-24)	529.6 ± 23.3	345 ± 52		
Unité [2] (sous-jacente au gisement de Soucy 5)		SOU5 9801	554.4 ± 22.5	333 ± 50	Moy. Pond. 362 ± 27 <i>Moy. Arithm.</i> 365 ± 26	
		SOU5 9802	703.2 ± 35.3	369 ± 55		
		SOU5 9803	513.5 ± 25.5	362 ± 54		
		SOU5 9804	704.2 ± 25.	396 ± 59		
SOUCY 5	« Niveau I » (unité [3])	SOU5 9805 (G7-54)	631.7 ± 25.7	345 ± 52	Mp 323 ± 34 <i>Ma 325 ± 28</i>	Moy. Pond. 344 ± 26 <i>Moy. Arithm.</i> 351 ± 39
	« Niveau II » (unité [2])	SOU5 9806 (N6-32)	610.2 ± 30.9	305 ± 46		
		SOU5 9807 (N5-4)	678.4 ± 23.8	356 ± 53	Mp 323 ± 34 <i>Ma 325 ± 28</i>	
		SOU5 9808 (K/L – 10-12)	657.3 ± 29.2	399 ± 60		

Tableau 2 – Résultats des datations U-Th sur dents d'après J.-J Bahain, inédit

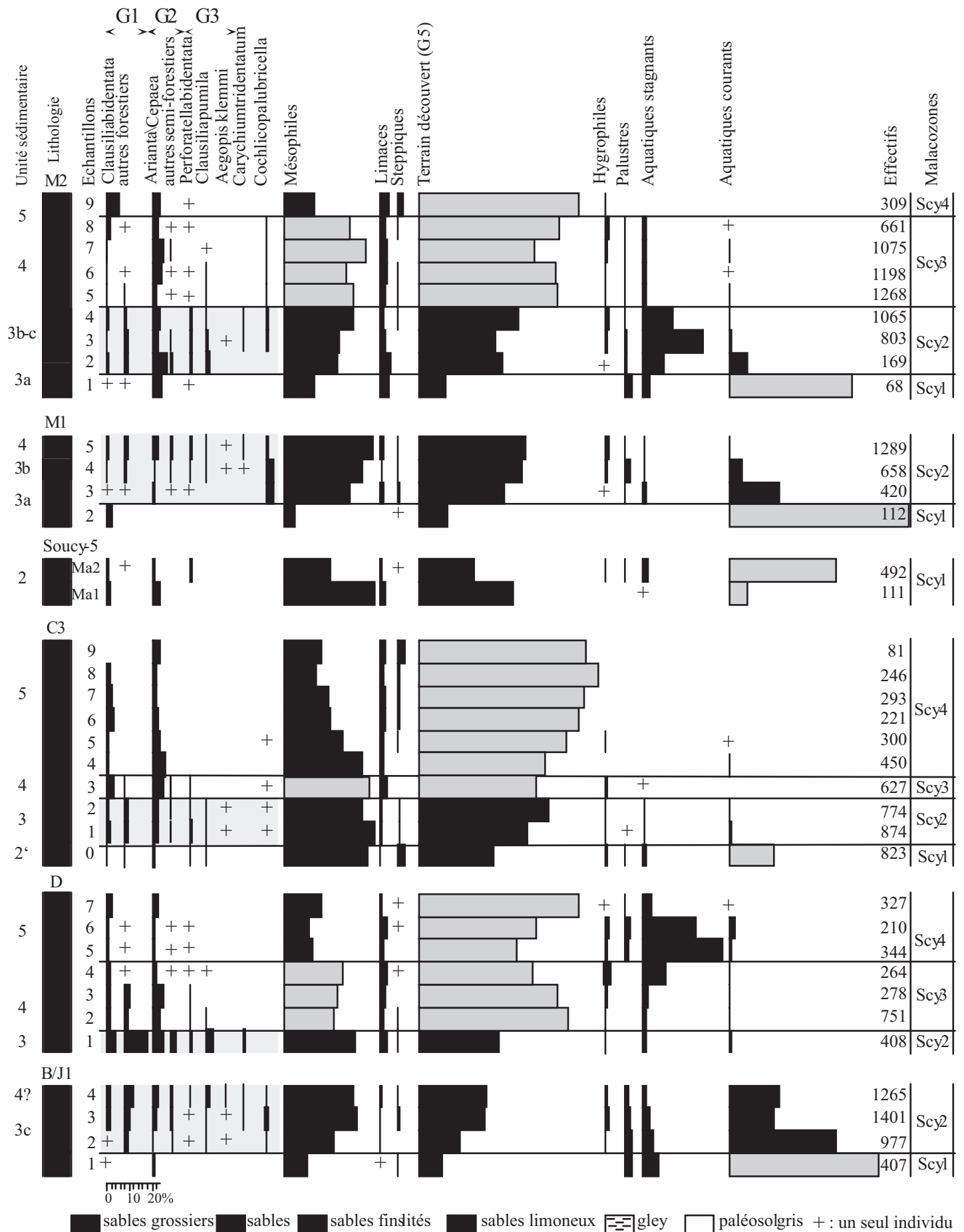


Tableau 3.2 : Diagrammes malacologiques des séquences de Soucy. Pour chaque malacozone, le groupe des espèces le plus représentatif apparaît en grisé.

SOUCY	Coupe E1							E5	Coupe C2	
	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7		M1	M2
<i>Cochlostoma sp.</i>	3	5	8		1	1				
<i>Succinella oblonga</i>	6	7	11	4		1				1
<i>Azeca goodalli</i>	2	4	15	3	1	1				
<i>Cochlicopa lubrica</i> agg.	5	10	21	5	7	5	3	1		
<i>Vertigo pygmaea</i>	2	9	16	3	1	1	1			
<i>Pupilla muscorum</i>	95	152	259	175	64	39	114	227	119	162
<i>Pupilla sterri</i>				1	10	2	34			
<i>Vallonia costata</i>	92	448	530	168	57	51	162	633	3	4
<i>Vallonia pulchella</i>										2
<i>Vallonia excentrica</i>	66	71	108	44	5	12	9	85	2	3
<i>Ena montana</i>	4	3	7			1		1		
<i>Punctum pygmaeum</i>	5	9	5	3	2			1		
<i>Discus rotundatus</i>	1									
<i>Vitrea crystallina</i>	1	2	3							
<i>Perpolita hammonis</i>			1		1					
<i>Aegopinella nitidula</i>	2	2	2							
Limaces	3	4	5	3	4	4	1	3	9	22
<i>Cochlodina laminata</i>	5									
<i>Clausilia bidentata</i>	44	88	161	35	7	9	11	7		
<i>Clausilia dubia</i>	2	9	11	10						
<i>Clausilia pumila</i>		3								
<i>Ruthenica filograna</i>	5	3	1	1						
<i>Helicella itala</i>		6	13	3						
<i>Xerocrassa geyeri</i>		1	4	1						
<i>Perforatella bidentata</i>	9	7	18	12	3	1	1	1	1	
<i>Trichia hispida</i>	37	99	144	55	11	11	47	96	184	204
<i>Arianta arbustorum</i>	17	10	23	12	2	3	1	1		
<i>Helicigona lapicida</i>			1	1						
Effectifs terrestres	406	952	1367	549	176	142	384	1056	318	398
Nbe d'espèces	21	22	23	19	15	15	11	11	6	7
<i>Valvata piscinalis</i>	1									
<i>Bithynia tentaculata</i>	2		1							
<i>Galba truncatula</i>	5	1		1						
<i>Radix sp.</i>				1				1		
<i>Planorbis sp.</i>		1								
<i>Anisus spirorbis</i>	1	1								
<i>Gyraulus albus</i>	1									
<i>Planorbarius corneus</i>	1		1	3				1		
Effectifs aquatiques	11	4	2	5				2		
Nbe d'espèces	6	3	2	3				2		
Effectifs	417	956	1369	554	176	142	384	1058	318	398

Cecilioides acicula 7 13 8 3 1 1

Tableau 4.1 : Soucy, liste des malacofaunes des coupes E et C2. L'espèce *C. acicula*, souvent intrusive, est mentionnée mais n'est pas incluse dans les comptages.

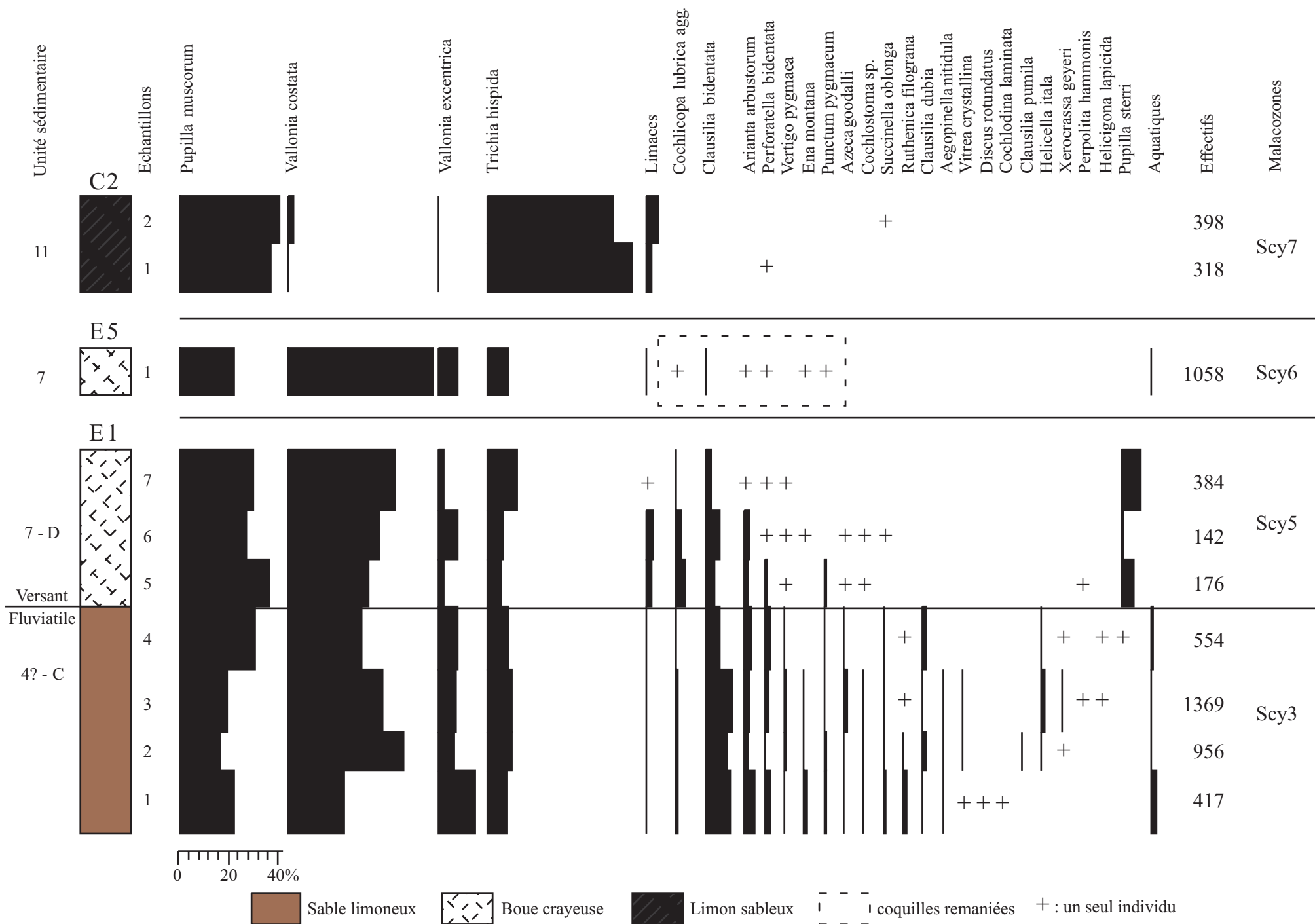


Tableau 4.2 : Diagramme malacologique des coupes E et C2 de Soucy.

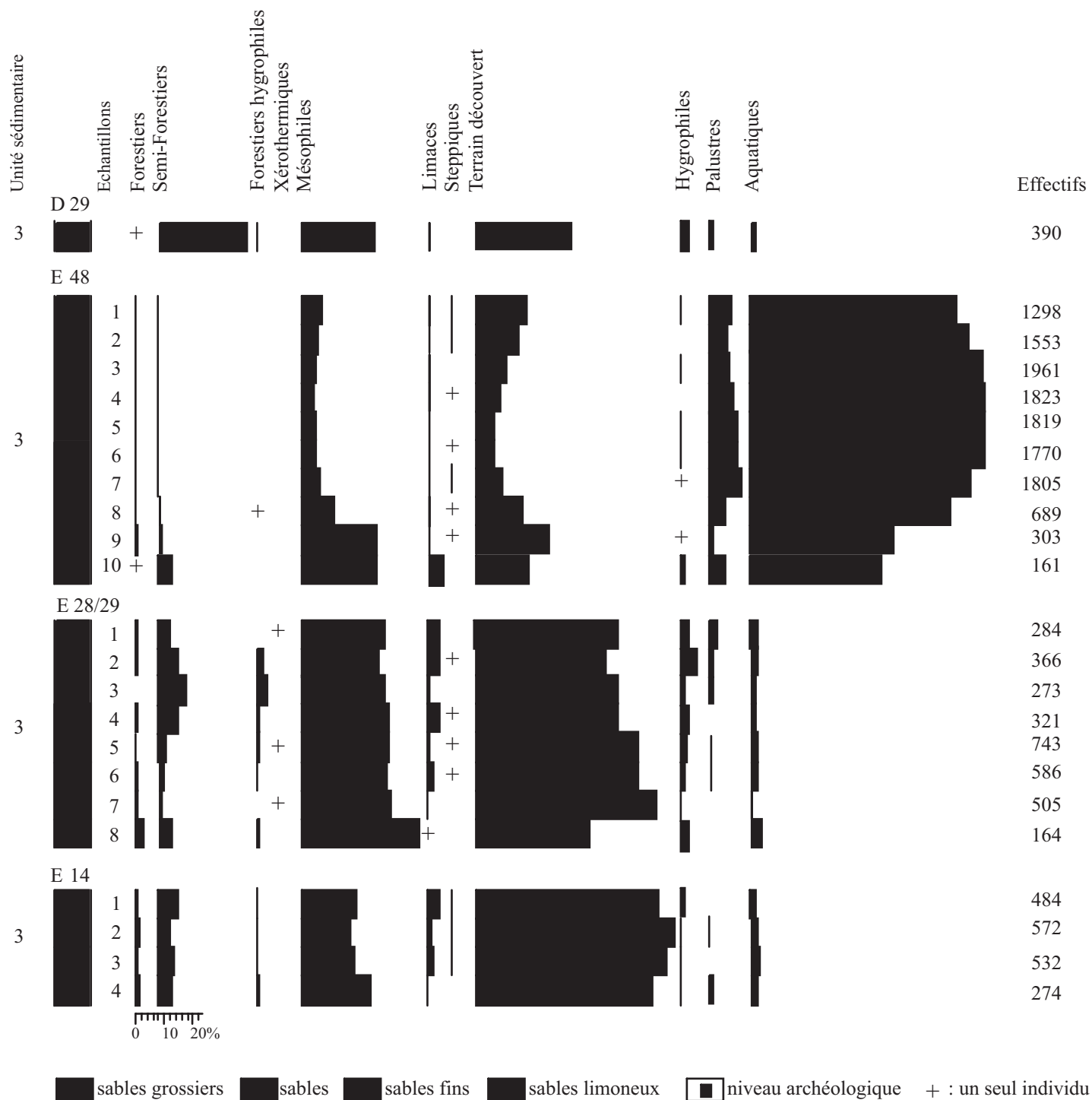


Tableau 5.2 : Diagramme malacologique des associations de Soucy 3.

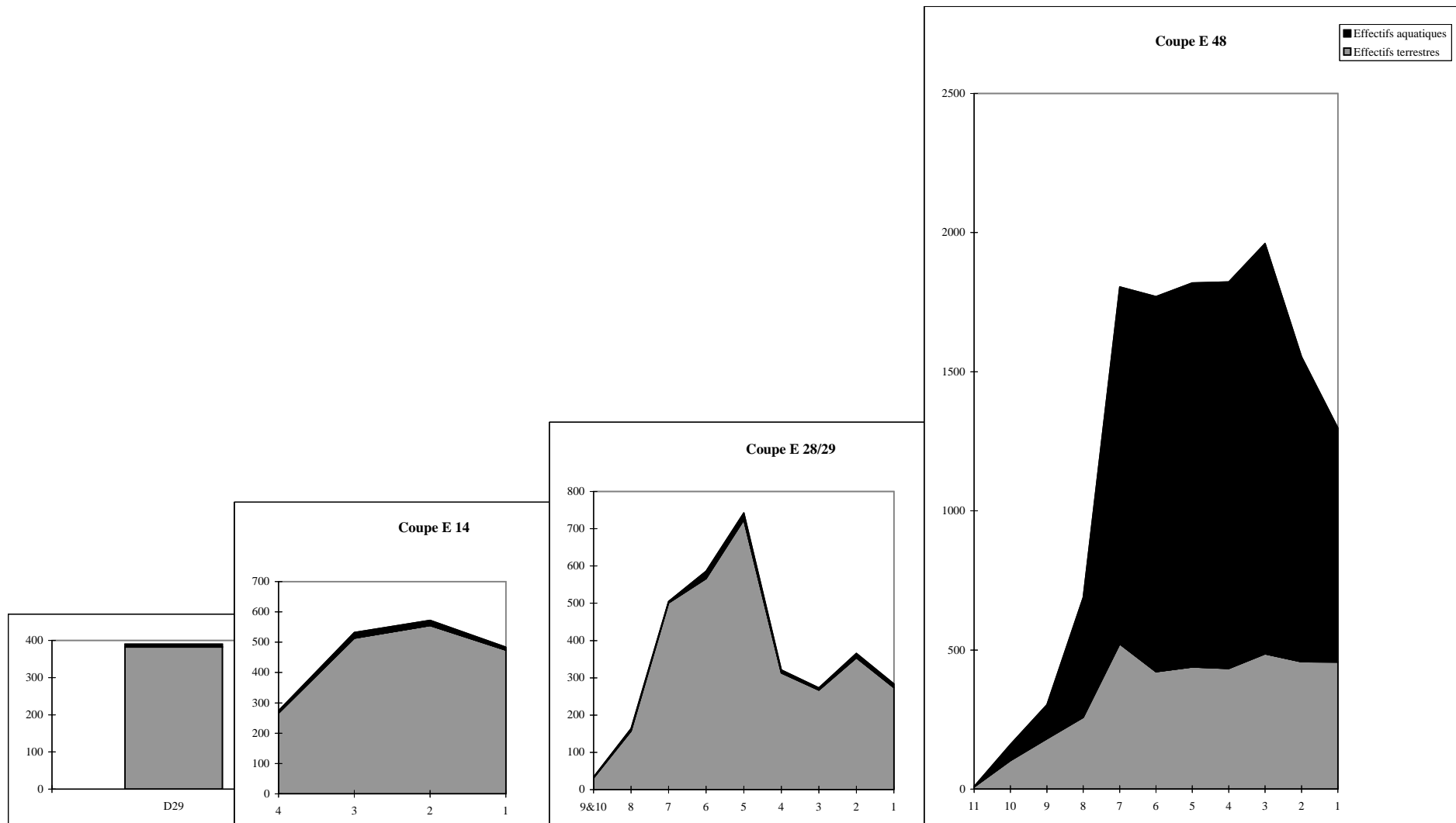


Tableau 5.3 : Soucy 3, répartition des effectifs terrestres et aquatiques dans les malacofaunes.

Unité	N° labo. UQA	Espèces	Concentration pmole/mg	Alle/Ile	Alle/Ile		Thr/Glu	Thr/Glu	
					moyenne	écart-type		moyenne	écart-type
Soucy 5 Unité [3]	3196	<i>Pupilla muscorum</i>	3537	0,267	0,190	0,07	0,254	0,273	0,02
	3197	<i>Pupilla muscorum</i>	4142	0,188			0,270		
	3198	<i>Pupilla muscorum</i>	3868	0,184			0,296		
	3190	<i>Arianta arbustorum</i>	1868	0,518	0,369	0,15	0,212	0,249	0,03
	3190b	<i>Arianta arbustorum</i>	1687	0,529			0,229		
	3191	<i>Arianta arbustorum</i>	2079	0,190			0,260		
	3191b	<i>Arianta arbustorum</i>	2263	0,322			0,285		
	3192	<i>Arianta arbustorum</i>	2920	0,287			0,259		
	3186	<i>Trichia hispida</i>	2072	0,183	0,235	0,07	0,281	0,265	0,04
	3187	<i>Trichia hispida</i>	1658	0,217			0,285		
	3188	<i>Trichia hispida</i>	2224	0,207			0,282		
	3189	<i>Trichia hispida</i>	1655	0,331			0,210		
	3182	<i>Bithynia tentaculata</i>	1394	0,245	0,263	0,03	0,192	0,169	0,02
	3183	<i>Bithynia tentaculata</i>	1655	0,233			0,168		
	3184	<i>Bithynia tentaculata</i>	1095	0,304			0,148		
	3185	<i>Bithynia tentaculata</i>	1237	0,271			0,166		
	3193	<i>B. tentacula</i> (opercule)	10514	0,313	0,358	0,05	0,211	0,250	0,06
	3194	<i>B. tentacula</i> (opercule)	10707	0,409			0,321		
	3195	<i>B. tentacula</i> (opercule)	9587	0,353			0,217		

Tableau 6 - Rapports d'épimérisation de l'isoleucine (Alle/Ile) comparés aux rapports de concentration Threonine/Acide glutanique (Thr/Glu) et aux concentrationx des acides aminés acidophiles et neutrophiles de coquilles de gastéropodes continentaux du gisement de Soucy 5 (analyses de l'hydrolysate des acides aminés totaux) d'après S. Occhietti *in* Chaussé *et al.*, 2000.

2 - Annexe A

Tableau des données géotechniques et cartes de localisation

■ Avertissements pour la lecture de la banque de données

■ Distribution des sondages géotechniques de la basse vallée de l'Yonne (89) par cartes 1/50 000 :

– Feuille 1/50 000 de Montereau.

– Feuille 1/50 000 de Sergines.

– Feuille 1/50 000 de Sens.

– Feuille 1/50 000 de Joigny.

■ Inventaire par commune des sondages géotechniques.

Avertissements pour la lecture de la banque de données concernant les sondages géotechniques réalisés en basse vallée de l'Yonne

Les sondages géotechniques rassemblés dans cette annexe proviennent de plusieurs sources :

- Archives du BRGM
- Archives du CETE
- Archives de la SNCF
- Archives des exploitants de granulats

Ces données sont distribuées sur quatre feuilles IGN 50 000^{ème} qui couvrent la basse vallée de l'Yonne. Leur rassemblement et leur dépouillement ont servi à l'élaboration du profil longitudinal de l'étagement des nappes alluviales sur la section aval de la vallée de l'Yonne. L'étagement est établi sur la base du repérage altimétrique des planchers rocheux qui supportent les différentes formations fluviales repérées le long des talus qui limitent la plaine alluviale actuelle des plateaux du Sénonais et du Gâtinais.

Ces données de sondages sont regroupées dans le tableau qui suit. Elles détaillent en ordonnée leur localisation (IGN, numéro spécifique à cette annexe, coordonnées Lambert, altitude NGF), leur identification (provenance du dossier de sondage, année de réalisation). Ce tableau présente enfin les cotes altimétriques des planchers rocheux ainsi que la distance qui sépare chacun des sondages de la confluence Seine/Yonne. Ces deux derniers ensembles de valeurs constituent la base de données qui a servi au montage du profil longitudinal de l'Yonne depuis Joigny à l'amont jusqu'à sa confluence avec la Seine à Montereau. Enfin, quelques données propres à la vallée de la Seine sur le secteur de la confluence ont été ajoutées.

Dans le détail :

Commune : Localisation par commune des sondages. Certaines opérations géotechniques correspondent à des travaux linéaires dont les tracés traversent plusieurs communes. Nous avons préféré laisser regrouper ces données et faire apparaître en lieu et place de la « commune » l'ouvrage qui a suscité la mise en oeuvre des sondages.

N° : Numéro du sondage spécifique à cette annexe. Le numéro d'inventaire originel de chacun des sondages ne permettait pas une utilisation souple des données dans le cadre de ce travail. En effet, nombreux sont les carottages apparaissant sous une identification comportant plus de 5 caractères (chiffres et lettres) (banque du Sous-Sol du BRGM, TGV ...). Pour le traitement rapide des données, nous avons opté pour une re-numérotation en continue de 1 à n pour chaque feuille 50 000^{ème} pour la série I ; cette re-numérotation a été réalisée au fur et à mesure de l'acquisition des données.

La re-numérotation de 1 à n a également été adoptée pour l'ensemble des ouvrages linéaires (voiries), ainsi :

Pour les données du TGV/A5, issues du dépouillement des archives SNCF (**série TGV/A5**), les sondages ont été re-numérotés en continu de 1 à 95 sur la feuille de Montereau.

Pour les données A160 (série A160), issues des archives SAPRR, l'ensemble des sondages a été re-numéroté de 1 à 96 (feuilles de Sens et Sergines, 2617 et 2618).

Pour la déviation de Sens (feuille de Sens, 2618) (**série DEVIA**), les données ont été dépouillées à partir de deux dossiers d'archives. Pour la numérotation des sondages situés sur le tracé est (achevé dans les années 1980), nous avons repris les mêmes numéros que ceux adoptés par le CETE. Des sondages distincts apparaissent par conséquent sous la même identité. Nous les avons discriminés dans le tableau en séparant la déviation en section est et sud. Sur la carte, des polices de caractères spécifiques pour chacune des deux sections du tracé ont été adoptées.

Pour la déviation de Joigny (série DEVIA, feuille de Joigny, 2619), les données de sondages, issues des archives DDE/CETE ont été re-numérotés de 1 à 134.

Outre la localisation à partir des données Lambert, le repérage sur la carte s'établit, d'une part à partir de la représentation des tracés linéaires, d'autre part à partir d'une inscription à polices de caractères et corps distincts.

Pour les gravières, dont les données sont issues directement des archives des entreprises de granulat, la numérotation a été **exprimée en millier**. Ainsi, la gravière de Port-Renard à Vinneuf est numérotée « 1000 », celle des Grandes-Pièces à Soucy « 2000 », etc.... Les trois derniers numéros correspondent aux numéros des sondages inventoriés par l'entreprise ; par exemple le sondage 2070 correspond au sondage n° 70 de la gravière des Grandes-Pièces à Soucy. Font exception à cette règle la ou les gravières de Villeblevin (sondages n° 44 à 69, feuille de Montereau, 2517) dont les données sont issues de la banque du Sous-Sol du BRGM. Les sondages provenant de la plupart des gravières ne font pas l'objet d'un report cartographique précis.

Certains sondages portant la mention "NN" (non numéroté), n'ont pas été numérotés afin de ne pas surcharger les cartes. En aucun cas, ils ne contiennent une information essentielle.

Nous avons fait le choix de présenter dans cette base de données l'intégralité des sondages issus des grands travaux. Si certains révèlent la présence de matériaux alluviaux à plus ou moins grande profondeur, d'autres plus nombreux présentent des **couvertures argileuses et ou limoneuses** qui scellent ou non les différentes formations fluviatiles rencontrées. La présentation de ces couvertures limoneuses ou argileuses permet d'apprécier la qualité du recouvrement, surtout quant à son épaisseur. Ces données ont participé à l'élaboration des profils transverses.

Dist. : Distance exprimée en kilomètre par rapport à la confluence Seine/Yonne. Les distances ont été établies à partir d'un **axe théorique segmenté**, positionné sur le fond de la vallée actuelle. Son origine a été placée sur le point de confluence. La distance est lue grâce à une projection perpendiculaire du sondage sur cet axe. La mention « NR » (non reporté) correspond à des sondages écartés de la représentation cartographique par mesure de lisibilité.

Pour les données provenant de la vallée de la Seine, reprises à partir de sources bibliographiques, nous avons indexé les points selon leur situation amont ou aval par rapport au point de confluence.

Série : Maître d'œuvre et/ou nature des travaux ayant suscité la mise en oeuvre des sondages géotechniques.

- **I (sondages Isolés)** : travaux divers établis pour le compte de personnes privées (recherche de ressources en eaux, hydrocarbure...). Les archives consultées proviennent de la banque du Sous-Sol du BRGM. Certaines données établies dans le cadre de grands travaux (A5, TGV) ont été retrouvées dans les archives du BRGM et non dans les dossiers spécifiques à ces ouvrages. Ils sont répertoriés sous la série TGV/I ou A5/I.
- **TGV/A5** : Voie ferrée "grande-vitesse" (source : SNCF)
- **A160** : Autoroute n°A19 (anciennement A160 et archivée comme telle) (source SAPRR)
- **DEVIA. /Ech RD** : Voirie (sources DDE de l'Yonne - CETE)
- **G : Gravières** (sources : exploitant de granulats)
- **CAPT.** : Adduction d'eau du bassin de la Vanne (sources : BRGM)
- **BL : Base de Loisirs** de Joigny (sources : BRGM).

Année : Année de réalisation du sondage. Certaines archives ne mentionnent pas cette donnée. L'année est remplacée par un point d'interrogation (?).

Lambert X, Lambert Y : Coordonnées Lambert. Le secteur d'étude se situe à cheval sur les zones Lambert I et II. La zone Lambert retenue pour chacun des sondages est signalée par un index « 1 » ou « 2 » qui précède chacune des coordonnées :

- Pour la zone **Lambert I** : X = 1-658,28 ; Y = 1-73,
- Pour la zone **Lambert II** : X = 2-679,7 ; Y = 2-350,01
- *Pour certains sondages, la zone Lambert n'a pu être indiquée par manque de précision sur les documents cartographiques des archives consultées.*

IGN 1 : 50 000 : Répartition des sondages par carte IGN 50 000^{ème}. Quatre cartes IGN couvrent la basse vallée de l'Yonne :

- n° **2517** : feuille de Montereau-Fault-Yonne
- n° **2617** : feuille de Sergines
- n° **2618** : feuille de Sens
- n° **2619** : feuille de Joigny

NGF : Altitude du sommet du sondage. Il s'agit de la cote altimétrique de la surface topographique. Certaines cotes mentionnées sont précédées du signe [+/-] (ex. +/- 74). Il précise que le sondage n'a pas bénéficié d'un repérage altimétrique précis. La valeur NGF est donc une valeur approchée, établies à partir des documents à notre disposition (courbes de niveau, semis de points altimétriques représentés sur les documents consultés).

Pl. Roch. : Plancher rocheux. Altitude atteinte à la base du sondage. Les valeurs suivies d'un point d'interrogation [?] précisent que le substrat rocheux secondaire n'a pas été atteint.

exemple :

- 53,6 = plancher rocheux atteint à la cote altimétrique de 53,6 m.
- 74,6 ? = plancher rocheux non atteint à la cote altimétrique de 74,6 m.

Lithologie : Nature du sédiment remonté par le carottier.

- N : Nappe alluviale** (sables et galets). La mention « tourbe » a été ajoutée à chaque fois que ce matériau a été rencontré dans la carotte.
- **tertiaire** : sables et galets rencontrés sur de fortes épaisseurs (> à 10 m) en situation de plateau. Ces matériaux sont présumés d'âge anté-quadernaire,
- **limon, lim.** : présente des colorations différentes selon les sondages,
- **argile, arg., a.** : présente des colorations différentes selon les sondages,
- **coll, colluvion,**
- **craie** quand elle est sub-affleurante.

Inventaire : numéro d'inventaire dans la documentation consultée.

Sources : origine des archives consultées (SNCF, A160, DDE, BRGM, ...).

Nous tenons à préciser que certaines archives n'ont pas été consultées :

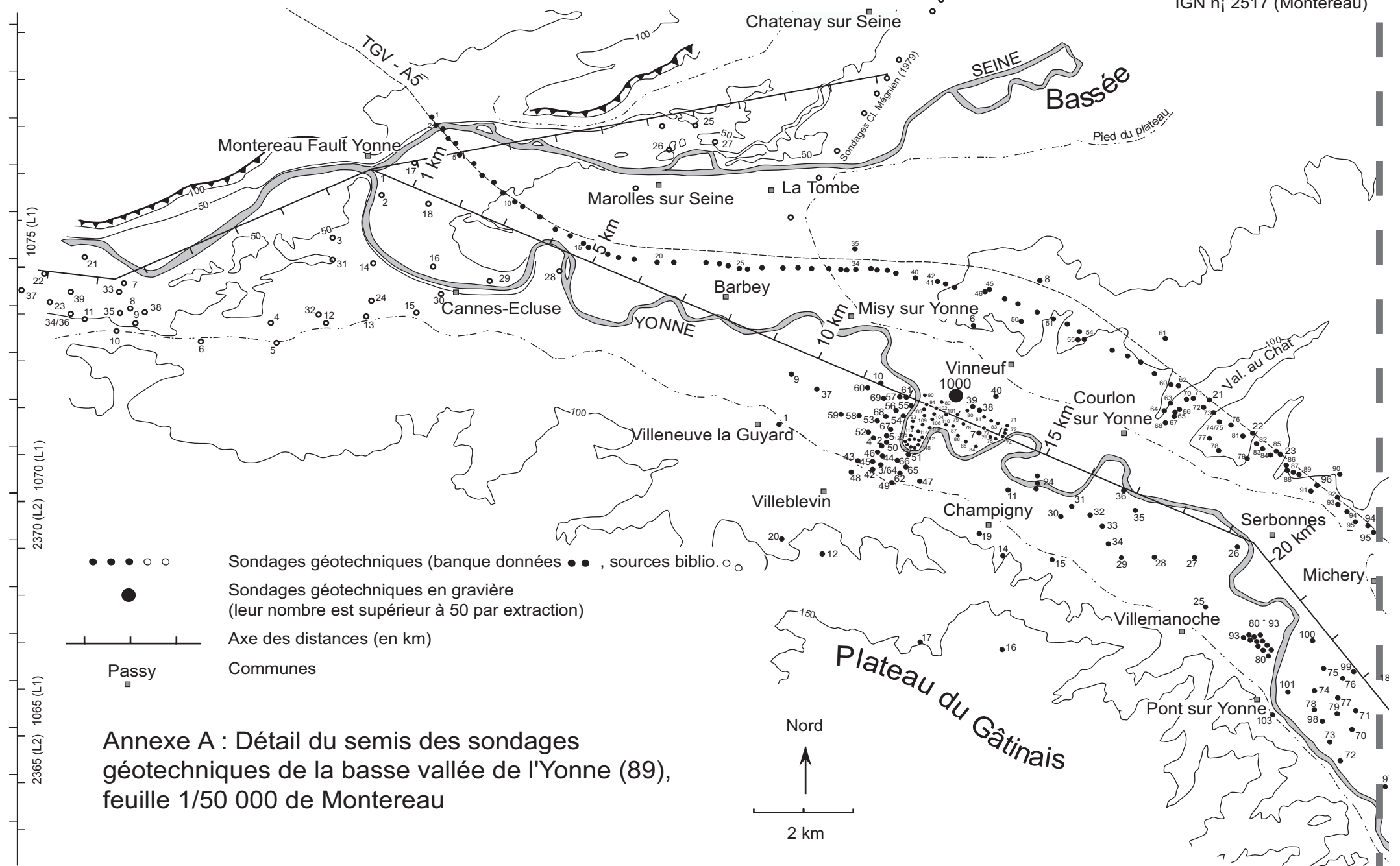
- Autoroute A5
- Aqueduc de la Vanne
- Données du Service de la Navigation
- Gravières de la Bassée (vallée de la Seine, département de Seine et Marne)
- Tracé TGV, section sud à partir de Serbonnes

L'élaboration de ce document n'aurait pas été aisée sans la participation gracieuse de certaines entreprises et personnels, que nous tenons aujourd'hui à remercier :

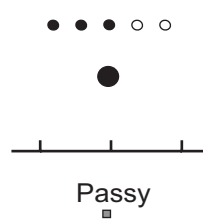
- SAPRR et son personnel basé à Nemours (77),
- Banque du Sous-Sol du BRGM de Dijon (21),
- Les personnels et dirigeants des entreprises d'extraction de granulats de la basse vallée de l'Yonne
- DDE de l'Yonne (Sens, 89).

640 645 650 655 660 665

IGN n° 2517 (Montereau)

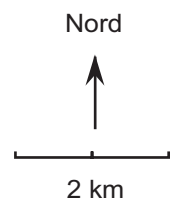


1075 (L1)
1070 (L1)
2370 (L2)
2365 (L2)



● ● ● ○ ○ Sondages géotechniques (banque données ●●, sources biblio. ○○)
 ● Sondages géotechniques en gravière (leur nombre est supérieur à 50 par extraction)
 ———— Axe des distances (en km)
 □ Communes

Annexe A : Détail du semis des sondages géotechniques de la basse vallée de l'Yonne (89), feuille 1/50 000 de Montereau



Annexe A : Détail du semis des sondages géotechniques de la basse vallée de l'Yonne (89), feuille 1/50000 de Sergines

670

675

IGN n° 2617 (Sergines)



Sondages géotechniques (banque données ●● , sources biblio. ○○)

Sondages géotechniques en gravière
(leur nombre est supérieur à 50 par extraction)



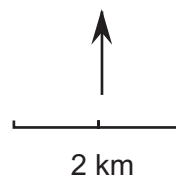
Axe des distances (en km)

Passy

Communes

1075 (L1)
2375 (L2)

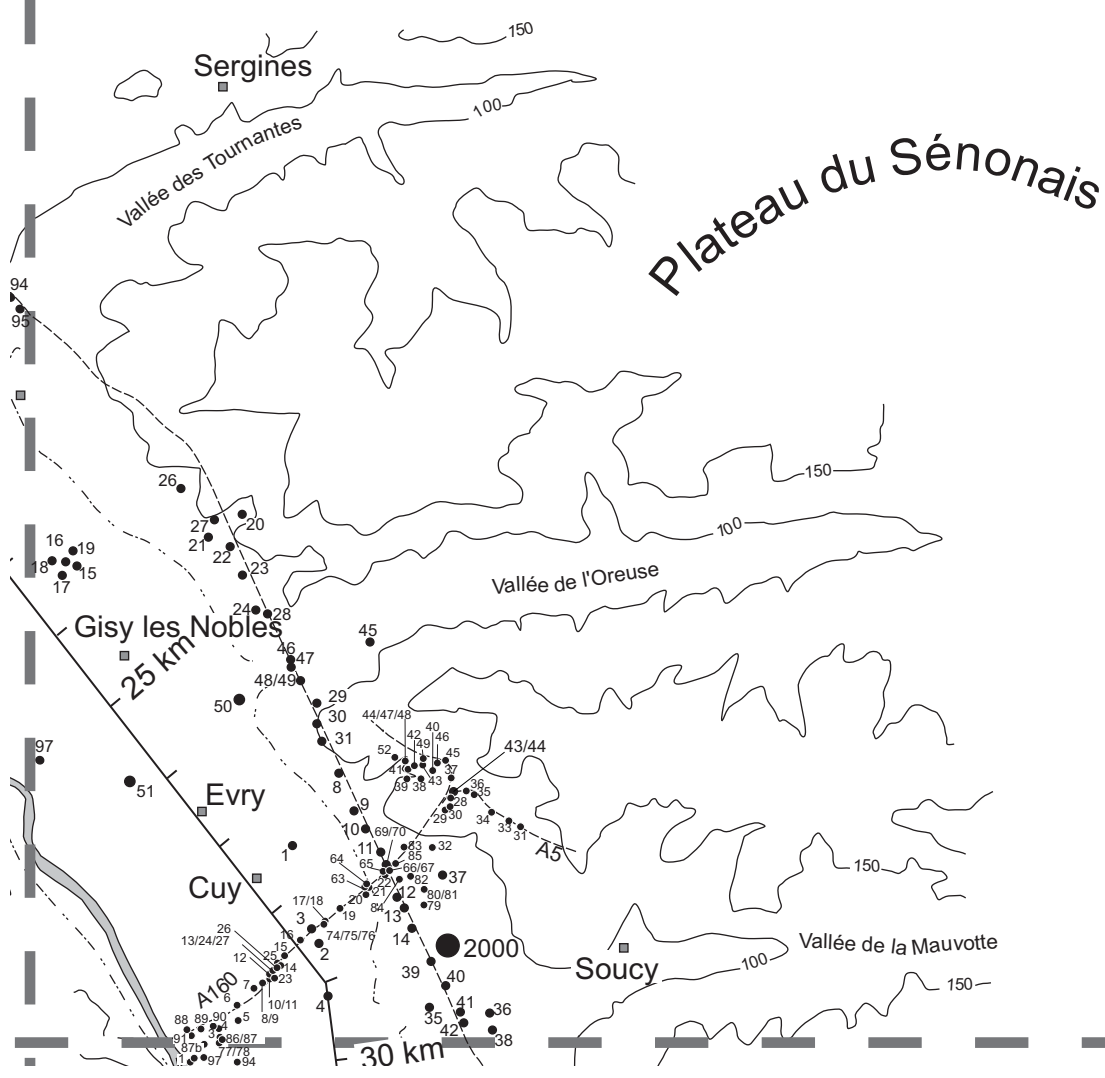
Nord



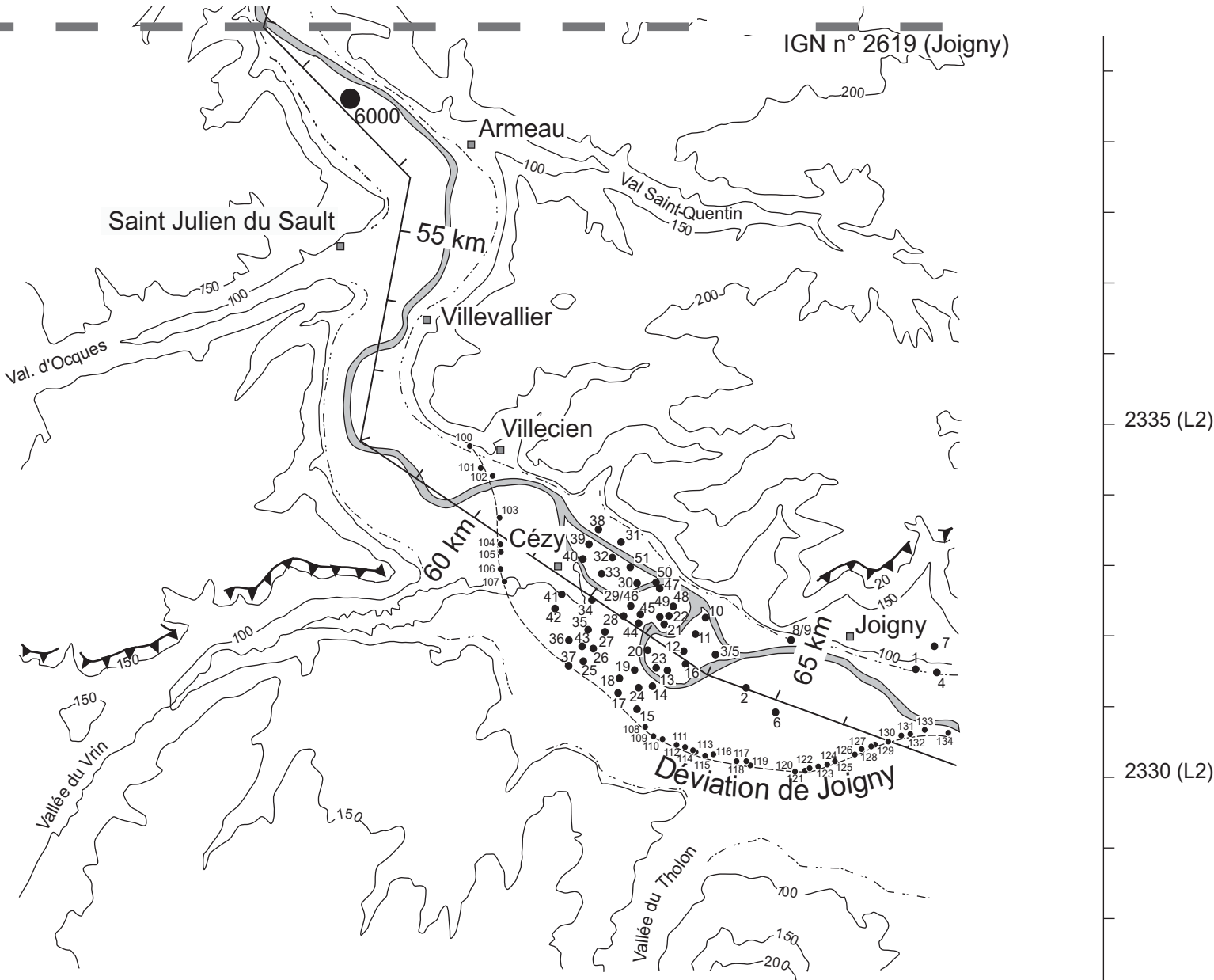
1070 (L1)
2370 (L2)

1065 (L1)
2365 (L2)

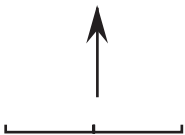
1060 (L1)
2360 (L2)



Annexe A : Détail du semis des sondages géotechniques de la basse vallée de l'Yonne (89), feuille 1/50 000 de Joigny



Nord



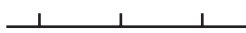
2 km

● ● ● ○ ○

Sondages géotechniques (banque données ● ● , sources biblio. ○ ○)

●

Sondages géotechniques en gravière
(leur nombre est supérieur à 50 par extraction)



Axe des distances (en km)

Passy

Communes



**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Profil long. Seine												
Montereau (77)	1	1,5	TGV/A5	1973	1-647,30	1-77,71	2517	51,1	45,1	N	Montereau B2	SNCF
	1	1,5	TGV/A5	1973	1-647,40	1-77,71	2517	51,3	45,3?	N	Montereau H11	SNCF
	2	1,5	TGV/A5	1973	1-647,50	1-77,57	2517	49,3	43,5	N	Montereau B1	SNCF
	2	1,5	TGV/A5	1973	1-647,51	1-77,6	2517	49,95	43,95?	N	Montereau H12	SNCF
	3	1,7	TGV/A5	1973	1-647,6	1-77,5	2517	48,7	44,7	N	Montereau B6	SNCF
	3	1,7	TGV/A5	1973	1-647,6	1-77,52	2517	48,7	46,5?	N + tourbe	Montereau H13	SNCF
	4	1,8	TGV/A5	1973	1-647,76	1-77,37	2517	48,6	45,6?	N	Montereau H14	SNCF
	5	1,9	TGV/A5	1973	1-647,83	1-77,19	2517	48,9	44,9?	N	Montereau H15	SNCF
Marolles (77)	6	2	TGV/A5	1973	1-648,02	1-76,98	2517	49,7	45,7?	N	Marolles H1	SNCF
	7	NR	TGV/A5	1973	1-648,2	1-76,82	2517	50,4	45,4?	N	Marolles H2	SNCF
	8	2,4	TGV/A5	1973	1-648,475	1-76,6	2517	51,5	44,6	N	Marolles B5	SNCF
	8	2,4	TGV/A5	1973	1-648,48	1-76,62	2517	51,1	46,5?	N	Marolles H3	SNCF
	9	2,4	TGV/A5	1973	1-648,72	1-76,38	2517	49,2	45,7?	N	Marolles H4	SNCF
	10	2,7	TGV/A5	1973	1-648,92	1-76,22	2517	50,2	46,7?	N	Marolles H5	SNCF
	11	3	TGV/A5	1973	1-649,05	1-76,04	2517	51,1	45,1?	N	Marolles H6	SNCF
	12	3,2	TGV/A5	1973	1-649,425	1-75,9	2517	52	44,6	N	Marolles B4	SNCF
	12	3,2	TGV/A5	1973	1-649,42	1-75,9	2517	52	46,8?	N	Marolles H7	SNCF
Profil long. Yonne	13	3,7	TGV/A5	1973	1-649,7	1-75,65	2517	51,75	47,78?	N	Marolles H8	SNCF
	14	4,1	TGV/A5	1973	1-650,05	1-75,46	2517	51	49,4	N	Marolles H9	SNCF
	15	4,4	TGV/A5	1973	1-650,29	1-75,325	2517	51,8	47,4	N	Marolles B3	SNCF
	15	4,4	TGV/A5	1973	1-650,28	1-75,32	2517	51,75	48,25?	N	Marolles H10	SNCF
	16	4,5	TGV/A5	1973	1-650,4	1-75,25	2517	52,8	48,8?	N	Marolles H11	SNCF
	17	4,9	TGV/A5	1973	1-650,77	1-75,125	2517	52,6	48,6?	N	Marolles H12	SNCF
	18	5,2	TGV/A5	1973	1-651,05	1-75,03	2517	53,4	49,4?	N	Marolles H13	SNCF
	19	5,5	TGV/A5	1973	1-651,34	1-75,025	2517	55,1	46,4	N	Marolles B2	SNCF
	19	5,5	TGV/A5	1973	1-651,33	1-75,02	2517	55,1	51,1?	N	Marolles H14	SNCF
	20	5,8	TGV/A5	1973	1-651,775	1-74,93	2517	54,25	50,25?	N	Marolles H15	SNCF
	21	6,2	TGV/A5	1973	1-652,1	1-74,9	2517	54,15	48,85?	N	Marolles H16	SNCF
	22	6,9	TGV/A5	1973	1-652,775	1-74,87	2517	55,1	50,1?	N	Marolles H24	SNCF
	23	7,1	TGV/A5	1973	1-653,075	1-74,875	2517	57,3	52,8	N	Marolles B1	SNCF

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
	23	7,1	TGV/A5	1973	1-653,075	1-74,88	2517	56,85	54,35?	N	Marolles H17	SNCF
	24	7,2	TGV/A5	1973	1-653,225	1-74,85	2517	57,25	51,65?	N	Marolles H18	SNCF
	25	7,5	TGV/A5	1973	1-653,45	1-74,8	2517	57,8	53,8?	N	Marolles H19	SNCF
	26	7,7	TGV/A5	1973	1-653,65	1-74,77	2517	57,9	53,4?	N	Marolles H20	SNCF
	27	7,8	TGV/A5	1973	1-653,9	1-74,81	2517	57,6	53,6?	N	Marolles H21	SNCF
	28	8,4	TGV/A5	1973	1-653,36	1-74,8	2517	57,5	53,5?	N	Marolles H22	SNCF
	29	8,6	TGV/A5	1973	1-654,63	1-74,8	2517	57	52,5?	N	Marolles H25	SNCF
Misy (77)	30	8,8	TGV/A5	1973	1-654,89	1-74,81	2517	60,4	56,4?	N	Misy H1	SNCF
	31	9,1	TGV/A5	1973	1-655,26	1-74,775	2517	64,35	58,35?	N	Misy H2	SNCF
	32	9,4	TGV/A5	1973	1-655,48	1-74,775	2517	70,8	65,3	N	Misy H3	SNCF
	33	9,5	TGV/A5	1973	1-655,66	1-74,775	2517	78,35	78	CRAIE	Misy H4	SNCF
	34	9,7	TGV/A5	1973	1-655,84	1-74,78	2517	84,1	81,5	LIMON + COLL	Misy H5	SNCF
	35	9,5	TGV/A5	1973	1-655,76	1-75,24	2517	78	72,6	N	Misy H15	SNCF
	36	9,8	TGV/A5	1973	1-656,1	1-74,81	2517	84,7	82,7	LIMON	Misy H6	SNCF
	37	10	TGV/A5	1973	1-656,225	1-74,75	2517	86,7	84,7	LIMON	Misy B2	SNCF
	37	10	TGV/A5	1973	1-656,25	1-74,77	2517	86,65	84,55	LIMON	Misy H7	SNCF
	38	10,3	TGV/A5	1973	1-656,475	1-74,76	2517	83,9	81,5	LIMON	Misy H8	SNCF
	39	10,5	TGV/A5	1973	1-656,63	1-74,7	2517	84,5	83	LIMON	Misy H9	SNCF
	40	10,8	TGV/A5	1973	1-657,05	1-74,625	2517	87,35	87	CRAIE	Misy H10	SNCF
	41/42	11,3	TGV/A5	1973	1-657,45	1-74,525	2517	90,4	87,6	LIMON	Misy H11	SNCF
	43	11,5	TGV/A5	1973	1-657,6	1-74,48	2517	92,5	92	CRAIE	Misy H12	SNCF
	44	11,7	TGV/A5	1973	1-657,81	1-74,4	2517	95,3	95	CRAIE	Misy H13	SNCF
Vinneuf (89)	45	11,9	TGV/A5	1973	1-658,05	1-74,375	2517	100,1	98,8	LIMON	Vinneuf H1	SNCF
	46	12,3	TGV/A5	1973	1-658,43	1-74,275	2517	114,2	105,7	N+ TERT	Vinneuf B3	SNCF
	46	12,3	TGV/A5	1973	1-658,425	1-74,35	2517	114,15	110,15?	ARG. SABL	Vinneuf H2	SNCF
	47	12,7	TGV/A5	1973	1-658,82	1-74,14	2517	110,9	104,9?	N	Vinneuf H3	SNCF
	48	13	TGV/A5	1973	1-659,13	1-74,03	2517	109,4	106,4	LIM + SABL	Vinneuf H4	SNCF
	49	13,4	TGV/A5	1973	1-659,44	1-73,88	2517	106	103,3	LIMON	Vinneuf H5	SNCF
	50	13,3	TGV/A5	1973	1-659,11	1-73,67	2517	108,6	104,6	LIMON	Vinneuf H12	SNCF
	51	13,7	TGV/A5	1973	1-659,76	1-73,75	2517	102,2	100,7	LIMON	Vinneuf B2	SNCF

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Vinneuf (89)	51	13,7	TGV/A5	1973	1-659,775	1-73,74	2517	101,5	99,3	LIMON	Vinneuf H6	SNCF
	52	14,1	TGV/A5	1973	1-660,08	1-73,58	2517	96	93,1	LIMON	Vinneuf H7	SNCF
	53	14,4	TGV/A5	1973	1-660,28	1-73,48	2517	103,7	100,8	LIM + ARG ROUG	Vinneuf H8	SNCF
	54	14,45	TGV/A5	1973	1-660,37	1-73,31	2517	105	102,3	LIM + ARG ROUG	Vinneuf H9	SNCF
	55	14,9	TGV/A5	1973	1-660,25	1-73,29	2517	102,5	99,5	LIMON	Vinneuf B1	SNCF
	55	14,9	TGV/A5	1973	1-660,62	1-73,28	2517	102,5	100,5	LIMON	Vinneuf H10	SNCF
Courlon (89)	56	15	TGV/A5	1973	1-660,925	1-73,12	2517	90,5	87,3	LIMON	Courlon H1	SNCF
	57	15,4	TGV/A5	1973	1-661,21	1-72,95	2517	95	91?	N	Courlon H2	SNCF
	58	15,7	TGV/A5	1973	1-661,525	1-72,76	2517	97	91?	N	Courlon H3	SNCF
	59	16	TGV/A5	1973	1-661,85	1-72,55	2517	97	91?	N	Courlon H4	SNCF
	60	16,2	TGV/A5	1973	1-662,14	1-72,35	2517	94	90	N	Courlon H5	SNCF
	61	16	TGV/A5	1973	1-662,03	1-73,32	2517	133	130	N	Courlon H14	SNCF
	62	16,5	TGV/A5	1973	1-662,26	1-72,28	2517	100	99,2	LIMON	Courlon H6	SNCF
	63	16,5	TGV/A5	1973	1-662,16	1-71,93	2517	100	98,25	ARG DÉCARB	Courlon B4	SNCF
	64	16,5	TGV/A5	1973	1-662,045	1-71,775	2517	96,5	95,4	ARG DÉCARB	Courlon B5	SNCF
	65	16,5	TGV/A5	1973	1-662,215	1-71,77	2517	101,5	100	ARG DÉCARB	Courlon B3	SNCF
	66	16,5	TGV/A5	1973	1-662,325	1-71,78	2517	97	95,7	ARG DÉCARB	Courlon B6	SNCF
	67	16,8	TGV/A5	1973	1-662,2	1-71,66	2517	100,8	99,3	ARG DÉCARB	Courlon B7	SNCF
	68	16,7	TGV/A5	1973	1-662,05	1-71,5	2517	100	94?	N	Courlon H15	SNCF
	70	16,8	TGV/A5	1973	1-662,46	1-72,075	2517	105	105	CRAIE	Courlon H7	SNCF
	71	17	TGV/A5	1973	1-662,6	1-71,99	2517	90	88,7	LIMON	Courlon H8	SNCF
	72	17,3	TGV/A5	1973	1-662,825	1-71,81	2517	73	70,5	LIMON	Courlon H9	SNCF
	73	17,5	TGV/A5	1973	1-662,97	1-71,675	2517	84	83,1	LIMON	Courlon H10	SNCF
	74	17,7	TGV/A5	1973	1-663,2	1-71,525	2517	105	105	CRAIE	Courlon B1	SNCF
74	17,7	TGV/A5	1973	1-663,21	1-71,525	2517	105	104,3	LIMON	Courlon H11	SNCF	
75	17,8	TGV/A5	1973	1-663,24	1-71,475	2517	112	111,2	LIMON	Courlon H17	SNCF	
76	17,9	TGV/A5	1973	1-663,34	1-71,43	2517	121	121	CRAIE	Courlon H12	SNCF	
77	17,6	TGV/A5	1973	1-662,93	1-71,15	2517	111,5	101,5	CRAIE	Courlon B8	SNCF	
78	18	TGV/A5	1973	1-663,01	1-70,9	2517	104	102	N	Courlon H16	SNCF	
79	18,5	TGV/A5	1973	1-663,725	1-70,7	2517	102	99,3	N	Serbonnes H12	SNCF	
81	18,2	TGV/A5	1973	1-663,6	1-71,24	2517	115	113	LIMON	Courlon H13	SNCF	

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Serbonnes (89)	82	18,5	TGV/A5	1973	1-663,84	1-71,05	2517	105,5	102,5	LIMON	Serbonnes H1	SNCF
	83	18,7	TGV/A5	1973	1-663,98	1-70,93	2517	99	93?	N	Serbonnes H2	SNCF
	84	18,9	TGV/A5	1973	1-664,16	1-70,8	2517	89	84,85	LIMON	Serbonnes H3	SNCF
	85	19	TGV/A5	1973	1-664,23	1-70,87	2517	90	87	LIMON	Serbonnes B2	SNCF
	86	19,2	TGV/A5	1973	1-664,47	1-70,575	2517	80	79,1	LIMON	Serbonnes H4	SNCF
	87	19,3	TGV/A5	1973	1-664,55	1-70,5	2517	100	99,1	LIMON	Serbonnes H5	SNCF
	88	19,4	TGV/A5	1973	1-664,6	1-70,46	2517	106	104,1	LIMON	Serbonnes H6	SNCF
	89	19,5	TGV/A5	1973	1-664,69	1-70,39	2517	96	93,7	LIMON	Serbonnes H7	SNCF
	90	19,4	TGV/A5	1973	1-665,55	1-70,38	2517	101	99,6	LIMON	Serbonnes B3	SNCF
	91	19,5	TGV/A5	1973	1-664,99	1-70,17	2517	91	89,6	LIMON	Serbonnes B1	SNCF
	91	19,5	TGV/A5	1973	1-664,925	1-70,225	2517	95	93,4	LIMON	Serbonnes H8	SNCF
	92	19,7	TGV/A5	1973	1-665,5	1-69,9	2517	80	74,6?	LIMON	Serbonnes H9	SNCF
	93	19,8	TGV/A5	1973	1-665,55	1-69,76	2517	85	82	N	Serbonnes H10	SNCF
	94	20	TGV/A5	1973	1-665,725	1-69,57	2517	84	79,9?	LIMON	Serbonnes H11	SNCF
Michery (89)	95	20,2	TGV/A5	1973	1-665,89	1-69,4	2517	87	85,1	LIMON	Michery B3	SNCF
	95	20,2	TGV/A5	1973	1-665,875	1-69,4	2517	85	82,7	LIMON	Michery H1	SNCF
Villeneuve/Guyard (89)	1	10	I	1968	2-654,22	2-371,61	2517	57	49,8	N	02953X1003	BRGM
	9	9,7	I	1982	1-654,44	1-72,56	2517	53	38	N	02953X1056	BRGM
	10	11,3	I	1982	1-656,31	1-72,35	2517	54	43	N	02953X1057	BRGM
	37	10,2	I	?	2-655,01	2-372,38	2517	54	47	N	02953X1009	BRGM
Villeblevin (89)	2	11,9	I	1976	1-656,3	1-71	2517	56	50,2	N	02953X1062	BRGM
	3	12	I	1975	1-656,275	1-70,65	2517	55,34	49,86	N	02953X1063	BRGM
	4	11,7	I	1975	1-656,14	1-71,18	2517	54,94	49,12	N	02953X1064	BRGM
	5	11,9	I	1982	1-656,4	1-71,23	2517	55	46	N	02953X1051	BRGM
	12	11,6	I	1982	1-655,24	1-68,57	2517	95 ?	84 ?	Gravillons	02957X0043	BRGM
	20	10,9	I	1982	1-654,65	1-68,89	2517	85?	75?	N	02957X006	BRGM
	42	11,9	I	1974	2-656,12	2-370,7	2517	56	53,5?	N	02953X1018	BRGM
	43	11,6	I	1974	2-655,775	2-370,86	2517	54	50,3	N	02953X1020	BRGM
44	12	G	1975	2-656,32	2-370,99	2517	55,47	48,37	N	02953X1021	BRGM	

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Villeblevin (89)	45	11,9	G	1975	2-656,12	2-370,85	2517	55,44	47,84	N	02953X1022	BRGM
	46	11,9	G	1975	2-656,21	2-371,05	2517	55,41	48,41	N	02953X1023	BRGM
	47	12,9	G	1975	2-657,075	2-370,43	2517	56,2	52,1	N	02953X1024	BRGM
	48	11,6	G	1975	2-655,69	2-370,64	2517	58,97	53,27?	N	02953X1025	BRGM
	49	12,4	G	1975	2-656,48	2-370,4	2517	61,71	54,51?	N	02953X1026	BRGM
	50	12	G	1977	2-656,41	2-371,23	2517	55,22	49,42	N	02953X1027	BRGM
	51	12,45	G	1977	2-656,86	2-371,09	2517	55,71	47,21	N	02953X1028	BRGM
	52	11,55	G	1977	2-656,03	2-371,44	2517	55,03	49,43	N	02953X1029	BRGM
	53	11,6	G	1977	2-656,21	2-371,775	2517	55,27	49,37	N	02953X1030	BRGM
	54	12,1	G	1977	2-656,75	2-371,8	2517	55,53	48,73	N	02953X1031	BRGM
	55	12,1	G	1977	2-656,98	2-371,88	2517	55,02	49,02	N	02953X1032	BRGM
	56	11,9	G	1977	2-656,6	2-371,93	2517	55,03	48,93	N	02953X1033	BRGM
	57	11,8	G	1977	2-656,65	2-372,225	2517	54,43	49,83	N	02953X1034	BRGM
	58	11,2	G	1977	2-655,86	2-371,83	2517	54,98	49,88	N	02953X1035	BRGM
	59	10,9	G	1977	2-655,53	2-371,85	2517	54,82	49,12	N	02953X1036	BRGM
	60	11,1	G	1977	2-656,03	2-372,43	2517	54,32	49,72	N	02953X1037	BRGM
	61	11,9	G	1977	2-656,8	2-372,225	2517	55,05	48,55	N	02953X1038	BRGM
	62	12,35	G	1977	2-656,66	2-370,62	2517	56,2	50,3	N	02953X1039	BRGM
	63	NR	G	1977	2-656,??	2-370,??	2517	55,43	49,93	N	02953X1040	BRGM
	64	12,1	G	1977	2-656,3	2-370,8	2517	55,48	48,28	N	02953X1041	BRGM
	65	12,5	G	1977	2-656,8	2-370,75	2517	55,54	48,14	N	02953X1042	BRGM
	66	12,2	G	1977	2-656,61	2-370,87	2517	55,41	49,61	N	02953X1043	BRGM
	67	12	G	1977	2-656,52	2-371,53	2517	55,42	48,62	N	02953X1044	BRGM
	68	11,7	G	1977	2-656,42	2-371,82	2517	55,73	49,23	N	02953X1045	BRGM
	69	11,5	G	1977	2-656,34	2-372,175	2517	55,72	48,92	N	02953X1046	BRGM
Vinneuf (89)	6	12,6	I	1982	1-658,28	1-73,5	2517	102	80,2	Gravillons	02953X1052	BRGM
	7	13,6	I	1982	1-658,39	1-71,17	2517	55	47,5	N	02953X1053	BRGM
	8	13,5	I	1982	1-659,61	1-74,54	2517	118	90	Gravillons	02953X1054	BRGM
	38	13,4	I	1975	1-658,38	1-71,67	2517	55,5	50,7	N	02953X1015	BRGM
	39	13,35	I	1975	1-658,37	1-71,67	2517	55,5	49	N	02953X1016	BRGM

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Vinneuf (89)	40	13,6	I	1975	1-658,97	1-71,97	2517	56	51	N	02953X1017	BRGM
	1071	14,1	G	1974	1-658,8	1-71,4	2517	56,46	50,46	N	Sd71	GSM
	1072	14,1	G	1974	1-658,8	1-71,35	2517	55,97	49,27	N	Sd72	GSM
	1073	14,1	G	1974	1-658,8	1-71,25	2517	56,05	50,85	N	Sd73	GSM
	1074	14,1	G	1974	1-658,75	1-71,2	2517	56,21	50,71	N	Sd74	GSM
	1075	13,9	G	1974	1-658,6	1-71,15	2517	56,24	49,04	N	Sd75	GSM
	1076	13,8	G	1974	1-658,5	1-71,2	2517	55,91	49,31	N	Sd76	GSM
	1077	13,55	G	1974	1-658,35	1-71,35	2517	55,97	51,27	N	Sd77	GSM
	1078	13,2	G	1974	1-657,9	1-71,45	2517	55,78	50,08	N	Sd78	GSM
	1079	13	G	1974	1-657,8	1-71,65	2517	56,28	49,28	N	Sd79	GSM
	1080	13,2	G	1974	1-658	1-71,75	2517	55,84	48,64	N	Sd80	GSM
	1081	13,5	G	1974	1-658,35	1-71,6	2517	55,73	49,23	N	Sd81	GSM
	1082	13,7	G	1974	1-658,5	1-71,55	2517	56,34	49,14	N	Sd82	GSM
	1083	13,9	G	1974	1-658,65	1-71,5	2517	56,49	49,49	N	Sd83	GSM
	1084	13,55	G	1974	1-658,2	1-71	2517	56,12	49,12	N	Sd84	GSM
	1085	13,3	G	1974	1-658	1-71,05	2517	56,44	49,64	N	Sd85	GSM
	1086	13,2	G	1974	1-657,8	1-71,2	2517	55,6	48,5	N	Sd86	GSM
	1087	13	G	1974	1-657,7	1-71,4	2517	56,21	49,01	N	Sd87	GSM
	1089	12,6	G	1974	1-657,5	1-71,9	2517	55,56	48,76	N	Sd89	GSM
	1090	12,2	G	1974	1-657,15	1-72,1	2517	55,36	49,36	N	Sd90	GSM
	1091	12,3	G	1974	1-657,2	1-71,9	2517	54,47	48,87	N	Sd91	GSM
	1092	NR	G	1974	-	-	2517	55,68	48,48	N	Sd92	GSM
	1093	12,2	G	1974	1-656,95	1-71,5	2517	55,19	48,49	N	Sd93	GSM
	1094	NR	G	1974	-	-	2517	56,01	50,01	N	Sd94	GSM
	1096	NR	G	1974	-	-	2517	55,58	50,58	N	Sd96	GSM
	1101	12,85	G	1974	1-657,6	1-71,7	2517	54,47	49,47	N	Sd101	GSM
	1102	12,6	G	1974	1-657,45	1-71,8	2517	55,61	50,61	N	Sd102	GSM
	1104	12,6	G	1974	1-657,4	1-71,7	2517	55,29	49,49	N	Sd104	GSM
	1105	12,3	G	1974	1-657,15	1-71,8	2517	54,81	47,61	N	Sd105	GSM
	1106	12,6	G	1974	1-657,35	1-71,55	2517	54,87	49,87	N	Sd106	GSM
	1108	12,6	G	1974	1-657,3	1-71,4	2517	55,05	50,25	N	Sd108	GSM

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Vinneuf (89)	1109	12,45	G	1974	1-657,15	1-71,45	2517	55,02	49,02	N	Sd109	GSM
	1110	12,85	G	1974	1-657,55	1-71,45	2517	55,62	50,62	N	Sd110	GSM
	1111	NR	G	1974	1-657,5	1-71,55	2517	55,46	49,86	N	Sd111	GSM
	1112	12,6	G	1974	1-657,1	1-71,2	2517	54,98	50,18	N	Sd112	GSM
	1113	12,2	G	1974	1-656,9	1-71,4	2517	55,55	48,75	N	Sd113	GSM
	1114	12,4	G	1974	1-657	1-71,3	2517	55,09	49,09	N	Sd114	GSM
	1115	12,3	G	1974	1-656,85	1-71,2	2517	55,12	47,92	N	Sd115	GSM
	1116	12,4	G	1974	1-656,95	1-71,15	2517	55,19	47,99	N	Sd116	GSM
	1117	12,5	G	1974	1-657	1-71,1	2517	55,18	48,98	N	Sd117	GSM
	1118	12,6	G	1974	1-657	1-71	2517	55,38	48,18	N	Sd118	GSM
	1119	12,5	G	1974	1-656,95	1-70,95	2517	55,13	50,13	N	Sd119	GSM
	1120	12,4	G	1974	1-656,9	1-70,95	2517	55,07	49,67	N	Sd120	GSM
	1121	12,3	G	1974	1-656,8	1-71,05	2517	54,56	49,26	N	Sd121	GSM
1122	12,25	G	1974	1-656,75	1-71,1	2517	54,82	50,32	N	Sd122	GSM	
1123	NR	G	1974	1-656,9	1-71,1	2517	54,96	49,26	N	Sd123	GSM	
Chaumont (89)	41	12,1	I	1974	2-656,6	2-370,32	2517	61	58?	?	02953x1019	BRGM
Champigny (89)	11	14,6	I	1982	1-658,96	1-70,04	2517	57	39	N	02957X0041	BRGM
	14	15,2	I	1982	1-658,92	1-68,54	2517	+/-88	83 ?	N	02957X0045	BRGM
	15	15,95	I	1982	1-659,81	1-68,53	2517	+/-73	67?	LIMON	02957X0046	BRGM
	16	15,75	I	1982	1-659,21	1-66,59	2517	185	167	TERTIAIRE?	02957X0047	BRGM
	17	14,2	I	1982	1-657,58	1-66,64	2517	141	132	TERTIAIRE?	02957X0048	BRGM
	19	14,5	I	1982	1-658,4	1-69,82	2517	68	56	GRAVILLONS	02957X0062	BRGM
	24	15,1	I	1966	2-659,6	2-370,05	2517	55,5	44,9	N	02957X0034	BRGM
	30	15,75	I	1981	2-660,2	2-369,9	2517	58	51,5	N	02958X0072	BRGM
	31	15,9	I	1981	2-660,47	2-369,5	2517	57	50,5	N	02958X0073	BRGM
	32	16,35	I	1981	2-660,7	2-369,25	2517	57,6	52,5	N	02958X0074	BRGM
Courlon/Yonne (89)	21	17,6	TGV/I	1975	1-663,07	1-71,96	2517	75	73,3	LIMON	02954X1024	BRGM
	29	17,2	I	1981	2-661,1	2-368,71	2517	59	53,3	N	02958X0076	BRGM
	34	17	I	1981	2-661,02	2-369,07	2517	57,8	51,4	N	02958X0075	BRGM
	35	17,1	I	1981	2-661,72	2-369,5	2517	58	52,5	N	02958X0078	BRGM

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
	36	16,7	I	1981	2-661,36	2-370,04	2517	57,9	50,9	N	02958X0077	BRGM
Serbonnes (89)	22	18,6	TGV/I	1975	1-663,95	1-71,28	2517	105	102,2	LIMON	02954X1032	BRGM
	23	19,3	TGV/I	1975	1-664,56	1-70,8	2517	84	80,6	LIMON	02954X1033	BRGM
	96	19,5	TGV/I	1975	1-665,47	1-70,08	2517	87	82,2	LIMON	02958X0110	BRGM
Villemanoche (89)	25	19,5	I	1981	2-663,37	2-367,26	2517	59,7	53,3 ?	N	02958X0082	BRGM
	26	19,25	I	1981	2-663,85	2-368,68	2517	59	52,6 ?	N	02958X0081	BRGM
	27	18,6	I	1981	2-662,92	2-368,46	2517	58	51,5 ?	N	02958X0080	BRGM
	28	17,8	I	1981	2-662,06	2-368,52	2517	58	51,5 ?	N	02958X0079	BRGM
Michery (89)	94	20,6	TGV/I	1974	1-666,48	1-69,23	2517	70	63,5	LIMON	02958X0107	BRGM
	95	20,8	TGV/I	1974	1-666,71	1-69,71	2517	70	66,2	LIMON	02958X0108	BRGM
	99	22,8	CAPT	1963	2-665,84	2-366,38	2517	60,5	57,4	N	02958X0012	BRGM
	100	21,8	CAPT	1963	2-664,95	2-367	2517	60,3	57,2	N	02958X0013	BRGM
Pont/Yonne (89)	71	23,4	CAPT	1976	2-665,85	2-365,56	2517	60,9	55,7	N	?	BRGM
	72	24	CAPT	1976	2-665,55	2-364,66	2517	61,5	55,7	N	02958X0091	BRGM
	73	23,55	CAPT	1976	2-665,33	2-364,9	2517	61,3	54,5	N	02958X0092	BRGM
	74	22,55	CAPT	1976	2-665	2-365,97	2517	60,7	54,2	N	02958X0083	BRGM
	75	22,3	CAPT	1976	2-665,24	2-366,43	2517	59,6	55	N	02958X0084	BRGM
	76	22,75	CAPT	1976	2-665,63	2-366,23	2517	60,5	57	N	02958X0085	BRGM
	77	23	CAPT	1976	2-665,52	2-365,82	2517	60,2	53,2	N	02958X0086	BRGM
	78	22,85	CAPT	1976	2-665,07	2-365,55	2517	60,4	53,2	N	02958X0087	BRGM
	79	23,2	CAPT	1976	2-665,46	2-365,47	2517	60,5	53,3	N	02958X0088	BRGM
	80	21,4	G	1995	1-664,574	1-66,663	2517	+/-60	53,2	N		LETOURNEUR
	81	21,7	G	1995	1-664,505	1-66,725	2517	+/-60	51,6	N		LETOURNEUR
	82	21,2	G	1995	1-664,438	1-66,789	2517	+/-60	52,5	N		LETOURNEUR
	83	21,2	G	1995	1-664,336	1-66,863	2517	+/-60	53	N		LETOURNEUR
	84	21	G	1995	1-664,307	1-66,854	2517	+/-60	52,6	N		LETOURNEUR
	85	21,2	G	1995	1-664,374	1-66,785	2517	+/-60	52,5	N		LETOURNEUR
	86	21,25	G	1995	1-664,45	1-66,713	2517	+/-60	52,2	N		LETOURNEUR

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Pont/Yonne (89)	87	21,3	G	1995	1-664,559	1-66,585	2517	+/-60	52,5	N		LETOURNEUR
	88	21,4	G	1995	1-664,54	1-66,525	2517	+/-60	53,8	N		LETOURNEUR
	89	21,3	G	1995	1-664,48	1-66,582	2517	+/-60	53	N		LETOURNEUR
	90	21,1	G	1995	1-664,309	1-66,786	2517	+/-60	51,7	N		LETOURNEUR
	91	21	G	1995	1-664,171	1-66,819	2517	+/-60	53	N		LETOURNEUR
	92	20,9	G	1995	1-664,142	1-66,853	2517	+/-60	52,8	N		LETOURNEUR
	93	20,8	G	1995	1-664,105	1-66,796	2517	+/-60	53	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,425	1-66,642	2517	+/-60	52,7	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,366	1-66,718	2517	+/-60	52,7	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,229	1-66,752	2517	+/-60	52	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,202	1-66,733	2517	+/-60	54	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,143	1-66,751	2517	+/-60	53,9	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,167	1-66,721	2517	+/-60	54	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,304	1-66,493	2517	+/-60	53,5	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,381	1-66,54	2517	+/-60	52,5	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-664,419	1-66,468	2517	+/-60	51,5	N		LETOURNEUR
	NN	NR	G	1995	1-666,228	1-64,614	2517	+/-60,5	54,5	N		LETOURNEUR
	98	23,1	CAPT	1976	2-665,19	2-365,32	2517	61	53,35	N	02958X0002	BRGM
	101	23,2	CAPT	1963	2-664,46	2-365,95	2517	60,6	58,5 ?	N	02958X0032	BRGM
	102	NR	CAPT	1963	2-664,12	2-365,8	2517	79,6	?	EBOULIS	02958X0033	BRGM
	103	22,4	CAPT	1963	2-664,13	2-365,4	2517	72,5	?	EBOULIS	02958X0034	BRGM
Gisy les Nobles (89)	70	23,65	CAPT	1976	2-665,76	2-365,16	2517	60,6	54,7	N	02958X0089	BRGM
	97	24,95	I	1932	2-666,43	2-363,86	2517	61,5	54,5	N	02958X0048	BRGM
	15	23,5	I	1991	1-666,929	1-65,956	2617	65	58,5	N	02965X0066	BRGM
	16	23,2	I	1991	1-666,827	1-65,991	2617	65	58,5	N	02965X0065	BRGM
	17	23,5	I	1991	1-666,746	1-65,871	2617	65	56,5	N	02965X0064	BRGM
	18	23,3	I	1991	1-666,715	1-65,997	2617	65	58	N	02965X0063	BRGM
	19	23,4	I	1991	1-666,907	1-66,086	2617	65	59	N	02965X0062	BRGM
	20	24,2	TGV/I	1974	1-668,78	1-66,72	2617	94	88?	LIMON	02965X0025	BRGM

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources	
Suite Gisy les Nobles (89)	21	24,2	TGV/I	1974	1-668,63	1-66,43	2617	88	82?	N	02965X0023	BRGM	
	22	24,3	TGV/I	1974	1-668,73	1-66,21	2617	95	86?	LIMON	02965X0024	BRGM	
	23	24,7	TGV/I	1974	1-668,92	1-65,88	2617	84	80,5	LIMON	02965X0026	BRGM	
	24	26	TGV/I	1974	1-669,09	1-65,48	2617	92	82	N	02965X0027	BRGM	
	25	NR	TGV/I	1974	1-669,16	1-65,34	2617	92	86?	LIMON	02965X0028	BRGM	
	26	23,6	TGV/I	1974	1-668,15	1-66,99	2617	93	89	LIM. JAUNE (LOESS?)	02965X0019	BRGM	
	27	23,9	TGV/I	1974	1-668,49	1-66,61	2617	102	98?	LIMON	02965X0022	BRGM	
	28	25,25	TGV/I	1974	1-669,09	1-65,48	2617	92	82	N	?	BRGM	
	50	25,85	G	1992	1-668,8	1-64,5	2617	66,7	61,7	N			
Evry (89)	29	26,3	TGV/I	1974	1-669,78	1-64,26	2617	95	92,4	LIMON + N	02695X0034	BRGM	
	30	26,5	TGV/I	1974	1-669,81	1-64,01	2617	103	98	LIMON + N	02965X0035	BRGM	
	31	26,8	TGV/I	1974	1-669,87	1-63,92	2617	103	95,2	LIMON+COLL	02965X0036	BRGM	
	51	25,8	G	1992	1-667,5	1-63,5	2617	61,5	52,5	N			
Cuy (89)	1	27,5	I	1993	1-669,42	1-62,57	2617	69	60,5	N	02965X0077	BRGM	
	2	28,7	I	1992	1-669,775	1-61,395	2617	67,5	61,5?	N	02965X0071	BRGM	
	3	28,5	I	1992	1-669,625	1-61,525	2617	67	62,17?	N	02965X0061	BRGM	
	4	29,2	I	1992	1-669,85	1-60,75	2617	65	58,8?	N	02965X0060	BRGM	
	8	27,2	TGV/I	1974	1-670,06	1-63,46	2617	86	78?	LIMON	02965X0037	BRGM	
	9	27,6	TGV/I	1974	1-670,27	1-63,04	2617	83	78	LIMON	02965X0039	BRGM	
	10	27,9	TGV/I	1974	1-670,37	1-62,81	2617	83	78,6	LIMON	02965X0040	BRGM	
	11	28,3	TGV/I	1974	1-670,59	1-62,34	2617	76	72,2	N	02965X0041	BRGM	
	12	28,7	TGV/I	1974	1-670,75	1-61,97	2617	78	74,5	N	02965X0042	BRGM	
	13	28,8	TGV/I	1974	1-670,86	1-61,76	2617	78	74	N	02965X0043	BRGM	
	14	29	TGV/I	1974	1-670,94	1-61,61	2617	79	75?	N	02965X0044	BRGM	
La Chapelle/Oreuse (89)	43	28,2	A5/I	1989	1-671,39	1-63,18	2617	124	121,6	LIMON	02965X0059	BRGM	

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
La Chapelle (suite)	44	28,2	A5/I	1989	1-671,35	1-63,25	2617	124	121,5	LIMON	02965X0058	BRGM
	45	26,25	I	1984	1-670,4	1-65,16	2617	80	75	N	02965X0010	BRGM
	46	25,85	TGV/I	1974	1-669,4	1-64,9	2617	75	72,7?	N	02965X0030	BRGM
	47	25,9	TGV/I	1974	1-669,43	1-64,83	2617	71	69,2?	COLL + N	02965X0031	BRGM
	48	26,08	TGV/I	1974	1-669,47	1-64,72	2617	71	67,2	N	02965X0032	BRGM
	49	26,08	TGV/I	1974	1-669,48	1-64,7	2617	69	65,4	N	02965X0033	BRGM
Saint-Denis-Lès-Sens (89)	32	28,6	I	1989	1-669,08	1-60,88	2617	62,5	58,5?	N	02965X0054	A160 BRGM
	33	28,6	I	1989	1-668,6	1-60,46	2617	62,5	58,5	N	02965X0053	A160 BRGM
	34	28,4	I	1989	1-668,1	1-60,3	2617	62,5	57,3	N	02965X0052	A160 BRGM
Soucy (89)	35	29,5	I	1992	1-671,02	1-60,6	2617	73,3	64,3	N	02965X0070	BRGM
	36	29,6	I	1980	1-671,79	1-60,587	2617	78	71,7	N	02965X0069	BRGM
	37	28,8	I	1986	1-671,24	1-62,3	2617	87,5	85,5	LIMON	02965X0068	BRGM
	38	29,9	I	1962	1-671,85	1-60,4	2617	77	70,7	N	02965X0002	BRGM
	39	29	TGV/I	1974	1-671,14	1-61,22	2617	79	75,5?	LIMON	02965X0045	BRGM
	40	29,3	TGV/I	1974	1-671,32	1-60,86	2617	77	72,2	LIMON	02965X0046	BRGM
	41	29,6	TGV/I	1974	1-671,45	1-60,61	2617	75	71,5?	COLLUVION	02965X0049	BRGM
	42	29,7	TGV/I	1974	1-671,49	1-60,48	2617	82	78?	LIMON	02965X0050	BRGM
Grav. Grandes-Pièces (89)	2001	28,8	G	1988	2-671,36	2-60,909	2617	81,3	75	N	Sd1	CSS-REDLAND
	2002		G	1988	2-671,26	2-60,928	2617	77,64	74,34	N	Sd2	CSS-REDLAND
	2003		G	1988	2-671,22	2-61,04	2617	79,81	74,51	N	Sd3	CSS-REDLAND
	2004		G	1988	2-671,18	2-61,15	2617	80,72	74,12	N	Sd4	CSS-REDLAND
	2005		G	1988	2-671,132	2-61,258	2617	79,7	77,9	N	Sd5	CSS-REDLAND
	2006		G	1988	2-671,086	2-61,37	2617	79,44	76,24	N	Sd6	CSS-REDLAND
	2007	à	G	1988	2-671,042	2-61,476	2617	80,37	74,17	N	Sd7	CSS-REDLAND
	2008		G	1988	2-670,99	2-61,6	2617	79,86	74,86	N	Sd8	CSS-REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite	2009		G	1988	2-670,948	2-61,686	2617	78,2	72,9	N	Sd9	CSS-REDLAND
Grav. Grandes-Pièces (89)	2010		G	1988	2-670,9	2-61,778	2617	77,39	73,89	N	Sd10	CSS-REDLAND
	2011		G	1988	2-670,868	2-61,848	2617	78,71	75,2	N	Sd11	CSS-REDLAND
	2012		G	1988	2-671,37	2-61,994	2617	84,29	77,09	N	Sd12	CSS-REDLAND
	2013	29,5	G	1988	2-671,438	2-61,904	2617	85,23	82,43	N	Sd13	CSS-REDLAND
	2014	28,8	G	1988	2-671,484	2-61,792	2617	84,73	82,73	N	Sd14	CSS-REDLAND
	2015		G	1988	2-671,508	2-61,688	2617	84,18	81,68	N	Sd15	CSS-REDLAND
	2016		G	1988	2-671,538	2-61,578	2617	84,29	80,79	N	Sd16	CSS-REDLAND
	2017		G	1988	2-671,564	2-61,472	2617	84,62	82,12	N	Sd17	CSS-REDLAND
	2018		G	1988	2-671,598	2-61,368	2617	85,09	83,09	N	Sd18	CSS-REDLAND
	2019		G	1988	2-671,622	2-61,26	2617	84,49	82,99	N	Sd19	CSS-REDLAND
	2020		G	1988	2-671,654	2-61,15	2617	85,73	83,93	N	Sd20	CSS-REDLAND
	2021		G	1988	2-671,682	2-61,04	2617	87,78	85,28	N	Sd21	CSS-REDLAND
	2043		G	1988	2-671,562	2-60,994	2617	84,83	79,13	N	Sd43	CSS-REDLAND
	2044		G	1988	2-671,522	2-61,104	2617	82,89	76,39	N	Sd44	CSS-REDLAND
	2045		G	1988	2-671,484	2-61,208	2617	81,95	75,75	N	Sd45	CSS-REDLAND
	2046	à	G	1988	2-671,45	2-61,31	2617	82,94	75,94	N	Sd46	CSS-REDLAND
	2047		G	1988	2-671,412	2-61,41	2617	82,43	75,73	N	Sd47	CSS-REDLAND
	2048		G	1988	2-671,374	2-61,524	2617	82,01	75,21	N	Sd48	CSS-REDLAND
	2049		G	1988	2-671,332	2-61,63	2617	81,65	75,15	N	Sd49	CSS-REDLAND
	2050		G	1988	2-671,314	2-61,716	2617	81,15	74,85	N	Sd50	CSS-REDLAND
	2051		G	1988	2-671,262	2-61,838	2617	81,35	75,55	N	Sd51	CSS-REDLAND
	2052		G	1988	2-671,22	2-61,942	2617	81,24	75,44	N	Sd52	CSS-REDLAND
	2053		G	1988	2-671,414	2-60,94	2617	80,23	73,73	N	Sd53	CSS-REDLAND
	2054		G	1988	2-671,49	2-61,04	2617	80,88	76	N	Sd54	CSS-REDLAND
	2055		G	1988	2-671,362	2-61,138	2617	81,49	75,69	N	Sd55	CSS-REDLAND
	2056		G	1988	2-671,336	2-61,23	2617	81,58	74,98	N	Sd56	CSS-REDLAND
	2057		G	1988	2-671,308	2-61,332	2617	81,44	74,64	N	Sd57	CSS-REDLAND
	2058		G	1988	2-671,284	2-61,434	2617	80,91	74,11	N	Sd58	CSS-REDLAND
	2059		G	1988	2-671,256	2-61,522	2617	81,32	74,42	N	Sd59	CSS-REDLAND
	2060		G	1988	2-671,228	2-61,626	2617	81,13	74,33	N	Sd60	CSS-REDLAND
	2061		G	1988	2-671,192	2-61,73	2617	79,87	73,67	N	Sd61	CSS-REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite	2062		G	1988	2-671,162	2-61,834	2617	79,85	75,05	N	Sd62	CSS-REDLAND
Grav. Grandes-Pièces (89)	2063		G	1988	2-671,328	2-61,014	2617	79,34	75,14	N	Sd63	CSS-REDLAND
	2064		G	1988	2-671,284	2-61,124	2617	80,57	74,37	N	Sd64	CSS-REDLAND
	2065		G	1988	2-671,238	2-61,244	2617	80,44	75,04	N	Sd65	CSS-REDLAND
	2066		G	1988	2-671,196	2-61,358	2617	80,4	75,2	N	Sd66	CSS-REDLAND
	2067		G	1988	2-671,154	2-61,474	2617	80,64	74,34	N	Sd67	CSS-REDLAND
	2068		G	1988	2-671,112	2-61,592	2617	80,66	74,26	N	Sd68	CSS-REDLAND
	2069		G	1988	2-671,072	2-61,708	2617	79,27	74,87	N	Sd69	CSS-REDLAND
	2070	29,5	G	1988	2-671,03	2-61,82	2617	78,71	72,6	N	Sd70	CSS-REDLAND
Tracé A160 (ou A19)												
Tracé courant	1	28,65	A160	1992	1-668,33	1-60,19	2618	+/-62,5	59,5?	N	PM0	SAPRR
	1bis	28,65	A160	1992	1-668,3	1-60,19	2618	+/-62,5	57,2	N	PSV	SAPRR
	2	29	A160	1992	1-668,83	1-60,07	2618	+/-62,5	60,5?	N	TAM9	SAPRR
	3	28,65	A160	1992	1-668,6	1-60,425	2617	+/-63	60?	N	PM2	SAPRR
	4	28,6	A160	1992	1-668,62	1-60,49	2617	63,2	61,2?	N	TAM1	SAPRR
	5	28,65	A160	1992	1-668,8	1-60,63	2617	63	60,6?	N	PM3	SAPRR
	6	28,5	A160	1992	1-668,925	1-60,78	2617	62,9	60,9?	N	PM4	SAPRR
	7	28,5	A160	1992	1-669,085	1-60,98	2617	62,7	60,6?	N	TAM6	SAPRR
	8	28,5	A160	1992	1-669,115	1-61,045	2617	62,4	60?	N	PM5	SAPRR
	9	28,5	A160	1992	1-669,16	1-61,075	2617	62,1	58,5?	N + tourbe	PM6	SAPRR
	10	28,55	A160	1992	1-669,18	1-61,125	2617	62,3	56,3?	N + tourbe	SC3	SAPRR
	11	28,55	A160	1992	1-669,19	1-61,09	2617	62	59,9?	N + tourbe	TAM2	SAPRR
	12	28,55	A160	1992	1-669,19	1-61,15	2617	62,7	60,4?	N	PM8	SAPRR
	13	28,5	A160	1992	1-669,23	1-61,225	2617	62,7	60,3?	N	PM7	SAPRR
	14	28,5	A160	1992	1-669,29	1-61,265	2617	62,7	61?	N	TAM3	SAPRR
	15	28,48	A160	1992	1-669,36	1-61,38	2617	65,6	62,3?	N	PM9	SAPRR
	16	28,45	A160	1992	1-669,555	1-61,575	2617	66,8	63,8?	N	PM10	SAPRR
	17	28,45	A160	1992	1-669,84	1-61,785	2617	67,5	63,8?	N	PM11	SAPRR
	18	28,45	A160	1992	1-669,82	1-61,8	2617	67,4	66,3?	N	TAM4	SAPRR
	19	28,45	A160	1992	1-670,08	1-61,95	2617	70,7	67,1?	N	PM12	SAPRR
	20	28,55	A160	1992	1-670,325	1-62,115	2617	72,5	68,9?	N	PM13	SAPRR

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite tracé A160 (ou A19)	21	28,55	A160	1992	1-670,355	1-62,155	2617	72,6	72?	?	TAM5	SAPRR
Tracé courant	22	28,55	A160	1992	1-670,65	1-62,34	2617	76,5	73,1?	N	PM14	SAPRR
	23	28,6	A160	1992	1-669,215	1-61,11	2617	+/-62,2	51,6	N	SE8	SAPRR
	24	28,5	A160	1992	1-669,215	1-61,18	2617	+/-62,2	52,9	N	SE9	SAPRR
	25	28,48	A160	1992	1-669,26	1-61,29	2617	+/-62,2	54,4	N	SE10	SAPRR
	26	28,5	A160	1992	1-669,265	1-61,235	2617	62,7	57,3	N + tourbe	SC2	SAPRR
	27	28,5	A160	1992	1-669,215	1-61,18	2617	+/-62,2	54,1	N	SC1	SAPRR
	28	28,35	A160	1992	1-671,32	1-63,32	2617	+/-120	116,3	LIMON JAUNE (LOESS?)	PM18	SAPRR
	29	28,45	A160	1992	1-671,33	1-63,155	2617	+/-125	123,7	LIMON ARGILEUX	PM21	SAPRR
	30	28,45	A160	1992	1-671,32	1-63,185	2617	+/-125	119	N	89.9B	SAPRR
	31	29	A160	1992	1-672,13	1-62,93	2617	125	119?	N	187	SAPRR
	32	28,65	A160	1992	1-671,12	1-62,775	2617	100	98	LIMON JAUNE (LOESS?)	PM20	SAPRR
	33	29	A160	1992	1-672,01	1-63,015	2617	116	112,6	LIMON JAUNE (LOESS?)	185.2	SAPRR
	34	28,2	A160	1992	1-671,85	1-63,13	2617	+/-115	112,6	LIMON JAUNE (LOESS?)	184	SAPRR
	35	28,52	A160	1992	1-671,605	1-63,305	2617	125,7	124,1	LIMON JAUNE (LOESS?)	181	SAPRR
	36	28,4	A160	1992	1-671,5	1-63,405	2617	125,9	123,5	LIMON JAUNE (LOESS?)	180	SAPRR
	37	28,2	A160	1992	1-671,32	1-63,5	2617	112,1	109,6	LIMON JAUNE (LOESS?)	177	SAPRR
	38	27,95	A160	1992	1-670,94	1-63,515	2617	+/-105	103,4	LIMON	PM19	SAPRR
	39	27,9	A160	1992	1-670,78	1-63,52	2617	+/-98	95?	ARGILE	89.7	SAPRR
	40	28	A160	1992	1-671,095	1-63,615	2617	+/-120	118,6	LIMON JAUNE (LOESS?)	175	SAPRR
	41	27,8	A160	1992	1-670,845	1-63,62	2617	+/-110	107?	?	PM22	SAPRR
	41	27,82	A160	1992	1-670,92	1-63,645	2617	113,6	110,6	ARGILE OCRE	SC7	SAPRR
	43	27,9	A160	1992	1-670,995	1-63,675	2617	+/-108	105,8	ARGILE	174	SAPRR
	44	27,7	A160	1992	1-670,74	1-63,685	2617	100	96,9?	LIMON JAUNE (LOESS?)	PM23	SAPRR
	45	28	A160	1992	1-671,255	1-63,7	2617	127	125,3	ARGILE	89.6	SAPRR
	46	28	A160	1992	1-671,115	1-63,705	2617	+/-115	110,8	ARGILE	89.8	SAPRR
	47	27,7	A160	1992	1-670,78	1-63,715	2617	100,5	95,5	?	SP8	SAPRR
	48	27,7	A160	1992	1-670,845	1-63,77	2617	105	100,7	ARGILE JAUNE (LOESS?)	172	SAPRR
	49	28,2	A160	1992	1-670,985	1-63,775	2617	+/-105	102?	ARGILE JAUNE (LOESS?)	89.4	SAPRR
	50	NR	A160	1992	1-671,12	1-63,79	2617	+/-110	108,6	ARGILE	89.5	SAPRR
	51	NR	A160	1992	1-670,59	1-63,79	2617	118,4	114,9?	ARGILE ROUSSE	PM24	SAPRR
	52	27,45	A160	1992	1-670,62	1-63,79	2617	118,85	115,85	N	SC6	SAPRR

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite tracé A160 (ou A19)	53	NR	A160	1992	1-670,68	1-63,855	2617	+/-115	105?	ARGILE MARRON	170	SAPRR
Tracé courant	54	NR	A160	1992	1-670,705	1-63,925	2617	+/-120	118,8	ARGILE	89,3	SAPRR
	55	NR	A160	1992	1-670,515	1-63,94	2617	+/-115	109?	ARGILE JAUNE (LOESS?)	168	SAPRR
	56	NR	A160	1992	1-670,35	1-63,91	2617	+/-119	115,3?	ARGILE ROUSSE	PM25	SAPRR
	57	NR	A160	1992	1-670,42	1-63,955	2617	+/-118,5	108,5?	ARGILE SABLEUSE	167	SAPRR
	58	NR	A160	1992	1-670,31	1-64,015	2617	121	111?	LIMON JAUNE (LOESS?)	166	SAPRR
	59	NR	A160	1992	1-670,22	1-64,025	2617	119,5	116?	ARGILE ROUSSE	PM26	SAPRR
	60	NR	A160	1992	1-670,4	1-64,04	2617	+/-120	118,8	ARGILE	89,2	SAPRR
	61	NR	A160	1992	1-670,18	1-64,115	2617	116	114,7	LIMON JAUNE (LOESS?)	164	SAPRR
	62	NR	A160	1992	1-670,08	1-64,165	2617	111	109,4	LIMON JAUNE (LOESS?)	PM27	SAPRR
A160/RD23 (89)	63	28,4	A160	1992	1-670,315	1-62,214	2617	74,3	61,8?	N	PR1	SAPRR
	64	28,45	A160	1992	1-670,323	1-62,256	2617	74,6	62,1?	N	PR2	SAPRR
A160/TGV (89)	65	28,48	A160	1992	1-670,553	1-62,401	2617	+/-77,5	71,5	N	PR1	SAPRR
	66	28,5	A160	1992	1-670,583	1-62,434	2617	+/-79,2	73,2	N	SC1	SAPRR
	67	28,5	A160	1992	1-670,572	1-62,437	2617	+/-79,2	70,7	N	PR2	SAPRR
	68	NR	A160	1992	1-670,56	1-62,466	2617	+/-79,2	74,8	?	SC2	SAPRR
	69	28,45	A160	1992	1-670,561	1-62,474	2617	79,2	71,2	N	PR4	SAPRR
	70	28,45	A160	1992	1-670,538	1-62,437	2617	+/-77,5	73,4	N	PR3	SAPRR
A160/A5/RD172 (89)	71	NR	A160	1992	1-670,375	1-64	2617	122,1	103,6	REEMPL. KARST ?	PR1	SAPRR
	72	NR	A160	1992	1-670,355	1-63,96	2617	119,9	102,4	REEMPL. KARST ?	PR2	SAPRR
	73	NR	A160	1992	1-670,345	1-63,95	2617	117,45	104,95	REEMPL. KARST ?	PR3	SAPRR
A160/RD323 (89)	74	28,45	A160	1992	1-669,781	1-61,796	2617	67,8	55,8	N	PR1	SAPRR
	75	28,45	A160	1992	1-669,796	1-61,783	2617	67,3	54,8	N	PR2	SAPRR
	76	28,45	A160	1992	1-669,813	1-61,768	2617	67,7	56,2	N	PR3	SAPRR
A160/RN6 (89)	77	28,72	A160	1992	1-668,595	1-60,345	2617	62,4	55,1	N	PR1	SAPRR
	78	28,72	A160	1992	1-668,575	1-60,365	2617	62,4	54,4	N	PR2	SAPRR
A160/les Branches (89)	79	29	A160	1992	1-670,99	1-61,99	2617	78,5	74,9?	N	PM17	SAPRR
	80	28,95	A160	1992	1-670,94	1-62,19	2617	78,75	72,45	N	SC6	SAPRR
	81	28,95	A160	1992	1-670,91	1-62,22	2617	78,75	75,25?	N	PM16	SAPRR
	82	28,75	A160	1992	1-670,84	1-62,355	2617	+/-80	76,4?	N	PM15	SAPRR
	83	28,4	A160	1992	1-670,75	1-62,72	2617	80	79,1	CRAIE	PM43	SAPRR
	84	28,7	A160	1992	1-670,67	1-62,33	2617	+/-78	74,6?	N	PM14	SAPRR

Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
	85	28,5	A160	1992	1-670,63	1-62,55	2617	+/-79	75?	LIMON CRAYEUX	PM44	SAPRR
RN6/A160 (Ch. Notre Dame)	86	28,7	A160	1992	1-668,6	1-60,36	2617	62,4	54,4	N	PR1	SAPRR
	87	28,7	A160	1992	1-668,585	1-60,385	2617	62,4	55,1	N	PR2	SAPRR
	87bis	28,45	A160	1992	1-668,3	1-60,35	2617	64,5	54,5	N	PR3	SAPRR
	88	28,35	A160	1992	1-668,21	1-60,53	2617	64,9	54,1	N	PR4	SAPRR
	89	28,45	A160	1992	1-668,368	1-60,5	2617	+/-63	55,8	N	SC3	SAPRR
	90	28,52	A160	1992	1-668,52	1-60,53	2617	+/-63	53,8	N	SCE	SAPRR
	91	28,42	A160	1992	1-668,264	1-60,444	2617	+/-63	56,3	N	SCF	SAPRR
	92	30	A160	1992	1-668,942	1-59,66	2618	+/-63	54,1	N	SCA	SAPRR
	93	30,1	A160	1992	1-668,826	1-59,76	2618	+/-63	55,5	N	SC5	SAPRR
	94	29,7	A160	1992	1-668,82	1-60,11	2618	+/-63	56,9	N	SCB	SAPRR
	95	29,8	A160	1992	1-668,72	1-60	2618	+/-63	54	N	SC4	SAPRR
	96	29,7	A160	1992	1-668,562	1-59,96	2618	+/-63	56,3	N	SCD	SAPRR
A160-Franch. Yonne (89)	97	29,8	A160	1992	1-668,38	1-60,165	2617	63	58	N	PR 92.66	SAPRR
	98	29,8	A160	1992	1-668,339	1-60,156	2617	63	57	N	P4./P4.2	SAPRR
	99	30	A160	1992	1-668,187	1-59,981	2617	62,3	56,5	N	PR 92.1	SAPRR
	100	30	A160	1992	1-668,112	1-59,944	2617	62,3	56,5	N	PR 9	SAPRR
	101	30,1	A160	1992	1-668,059	1-59,9	2617	62,3	57,5	N + tourbe	PR 10	SAPRR
	102	30,1	A160	1992	1-668,008	1-59,856	2617	68	68	CRAIE	PR 11	SAPRR
Noé (89)	5	NR	TGV/I	1974	2-679,7	2-350	2618	200	188?	TERTIAIRE	03316X0040	BRGM
	6	NR	TGV/I	1974	2-679,6	2-350,1	2618	195	183,5	TERTIAIRE	03316X0039	BRGM
Saligny (89)	7	34	TGV/I	1974	1-673,56	1-56,54	2618	110	99,5	LIMON	03311X0099	BRGM
Saint-Clément (89)	1	31,8	TGV/I	1974	1-672,69	1-58,61	2618	92	86	N	03311X0089	BRGM
	2	31,7	TGV/I	1974	1-672,54	1-58,81	2618	95	89?	A. JAUNE (LÈSS?)	03311X0088	BRGM
	3	32	TGV/I	1974	1-672,82	1-58,44	2618	94	86,5	N	03311X0090	BRGM
	4	31,7	I	1991	1-670,08	1-58,42	2618	65	57	N	03311X0106	BRGM
Sens (89)	8	32,5	TGV/I	1974	1-673,41	1-57,2	2618	91	87,5	LIMON	03311X0095	BRGM

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Sens (89)	13	35,5	I	1980	1-672,48	1-54,87	2618	92	90,5	N	03311X0034	BRGM
	14	35,1	I	1982	1-671,2	1-55,2	2618	72	67,5	N	03311X0035	BRGM
	15	35,5	I	1980	1-670,375	1-54,725	2618	69	63,4?	N	03311X0105	BRGM
	16	36	I	1980	1-671,925	1-54,25	2618	73	67,4?	N	03311X0104	BRGM
	17	33,9	I	1964	1-670,58	1-56,35	2618	70	61,8	N	03311X0016	BRGM
	18	33,6	I	1983	1-669,96	1-56,63	2618	65	57,8	N	03311X0033	BRGM
	19	33	I	1981	2-669,16	2-357,22	2618	66	59,7	N	03311X0025	BRGM
	19bis	33	I	1981	2-669,16	2-357,22	2618	66	59,6	N	03311X0026	BRGM
	19ter	33	I	1981	2-669,16	2-357,22	2618	66	58?	N	03311X0024	BRGM
Ech. RD 46 Sens est	30	34,15	ECH.	1995	1-672,35	1-56,4	2618	82,3	79,3?	N	Sd 4 & 5	DDE YONNE
	31	34,15	ECH.	1995	1-672,8	1-56,5	2618	91	88?	A. JAUNE (LOESS?)	Sd 11 & 12	DDE YONNE
Déviat ion Est de Sens	36	30,2	DEVIA.	1971	1-668,76	1-59,6	2618	64	61,70?	N	03311X0036	BRGM
	37	30,5	DEVIA.	1971	1-668,96	1-59,44	2618	65	58,5	N	03311X0037	BRGM
	38	30,7	DEVIA.	1971	1-669,35	1-59,22	2618	64	60,5?	N	03311X0038	BRGM
	39	30,9	DEVIA.	1971	1-669,63	1-59,04	2618	65	58,25?	N	03311X0039	BRGM
	40	30,9	DEVIA.	1971	1-669,89	1-59,13	2618	65	58,9	N	03311X0040	BRGM
	41	31,2	DEVIA.	1971	1-669,9	1-58,94	2618	65	61,70?	N	03311X0041	BRGM
	42	31,4	DEVIA.	1971	1-669,9	1-58,84	2618	66	59	N	03311X0042	BRGM
	43	31,3	DEVIA.	1971	1-670,32	1-58,79	2618	65	60,5?	N	03311X0043	BRGM
	44	31,3	DEVIA.	1971	1-670,75	1-58,55	2618	66	60?	N	03311X0044	BRGM
	45	31,6	DEVIA.	1971	1-670,75	1-58,55	2618	65	59,75	N	03311X0045	BRGM
	46	31,6	DEVIA.	1971	1-670,75	1-58,55	2618	68	64,5?	N	03311X0046	BRGM
	47	31,8	DEVIA.	1971	1-670,95	1-58,45	2618	70	65?	N	03311X0047	BRGM
	48	32,1	DEVIA.	1971	1-671,45	1-58,19	2618	74	68?	N	03311X0048	BRGM
	49	32,3	DEVIA.	1971	1-671,78	1-57,99	2618	79	74	A. JAUNE (LOESS?)	03311X0049	BRGM
50	32,5	DEVIA.	1971	1-671,97	1-57,84	2618	82	77	A. JAUNE (LOESS?)	03311X0050	BRGM	
51	32,9	DEVIA.	1971	1-672,51	1-57,53	2618	86	81	A. JAUNE (LOESS?)	03311X0051	BRGM	
52	33	DEVIA.	1971	1-672,28	1-57,43	2618	85	79,5?	A. JAUNE (LOESS?)+N	03311X0052	BRGM	
53	33,2	DEVIA.	1971	1-672,34	1-57,34	2618	78	73,3	A. JAUNE (LOESS?)	03311X0053	BRGM	
54	33,4	DEVIA.	1971	1-672,25	1-57,12	2618	83	77,25	N	03311X0054	BRGM	

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite	55	33,6	DEVIA.	1971	1-672,31	1-56,99	2618	84	78,25	ARG	03311X0055	BRGM
déviations Est de Sens (89)	56	NR	DEVIA.	1971	1-672,54	1-56,98	2618	88	82?	ARG + LIMON	03311X0056	BRGM
	57	33,6	DEVIA.	1971	1-672,42	1-56,92	2618	85	80?	A. JAUNE(LOESS?)+N	03311X0057	BRGM
	58	33,7	DEVIA.	1971	1-672,37	1-56,79	2618	84	80	ARG	03111X0058	BRGM
	59	34,2	DEVIA.	1971	1-672,54	1-56,31	2618	85	79?	A.JAUNE (LOESS?)+N	03311X0059	BRGM
	60	34,4	DEVIA.	1971	1-672,58	1-56,08	2618	93	87?	A. JAUNE (LÆSS?)	03311X0060	BRGM
	61	34,5	DEVIA.	1971	1-672,59	1-55,92	2618	98	95,8	ARG	03311X0061	BRGM
	62	34,9	DEVIA.	1971	1-672,61	1-55,79	2618	98	95,2	ARG	03311X0062	BRGM
	63	35,1	DEVIA.	1971	1-672,61	1-55,54	2618	96	92,5	A. JAUNE (LÆSS?)	03311X0063	BRGM
	64	35,3	DEVIA.	1971	1-672,59	1-55,34	2618	92	88,5	A. JAUNE (LÆSS?)	03311X0064	BRGM
	65	35,6	DEVIA.	1971	1-672,51	1-55,88	2618	91	87,8	A. JAUNE (LÆSS?)	03311X0065	BRGM
	66	35,8	DEVIA.	1971	1-672,44	1-54,71	2618	85	80,5	A.JAUNE (LOESS?)+N	03311X0066	BRGM
	68	36	DEVIA.	1971	1-672,37	1-54,59	2618	78	72?	A.JAUNE (LOESS?)+N	03311X0068	BRGM
	69	36	DEVIA.	1971	1-672,29	1-54,48	2618	76	67,3	LIMON+ARG	03311X0069	BRGM
	70	36,2	DEVIA.	1971	1-672,22	1-54,36	2618	75	69,6	LIMON+N	03311X0070	BRGM
	71	36,4	DEVIA.	1971	1-671,93	1-53,96	2618	74	65?	N +tourbe	03311X0071	BRGM
	72	36,5	DEVIA.	1971	1-671,82	1-53,84	2618	72	63,5	N +tourbe	03311X0072	BRGM
	73	36,5	DEVIA.	1971	1-671,78	1-53,8	2618	72	70,5?	N	03311X0073	BRGM
	74	36,6	DEVIA.	1971	1-671,76	1-53,76	2618	72	68	N +tourbe	03311X0074	BRGM
	75	36,6	DEVIA.	1971	1-671,42	1-53,7	2618	72	65	N +tourbe	03311X0075	BRGM
	76	36,7	DEVIA.	1971	1,671,65	1-53,63	2618	73	67?	N +tourbe	03311X0076	BRGM
	77	37	DEVIA.	1971	1-671,66	1-53,43	2618	72	65?	N +tourbe	03311X0077	BRGM
	78	37	DEVIA.	1971	1-671,45	1-53,43	2618	72	67,5?	N +tourbe	03311X0078	BRGM
	79	36,8	DEVIA.	1971	1-671,2	1-53,44	2618	72	65,5	N	03311X0079	BRGM
	80	37,2	DEVIA.	1971	1-671,58	1-52,97	2618	76	70?	N	03311X0080	BRGM
	81	37,2	DEVIA.	1971	1-671,54	1-52,58	2618	80	77,5	ARG	03311X0081	BRGM
	82	37,3	DEVIA.	1971	1-671,29	1-53,02	2618	76	71	N	03311X0082	BRGM
Déviations sud de Sens (89)	22	38	DEVIA.	1990	1-667	1-51,8	2618	120,2	117,6	ARGILE MARRON	Sd22	DDE YONNE
	23	38,1	DEVIA.	1990	1-667,5	1-51,75	2618	115,7	115,4	CRAIE	Sd23	DDE YONNE
	24	38,1	DEVIA.	1990	1-667,7	1-51,7	2618	116	115,7	CRAIE	Sd24	DDE YONNE
	25	38,15	DEVIA.	1990	1-668,1	1-51,75	2618	120	119,1	CRAIE	Sd25	DDE YONNE

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite dév. sud de Sens (89)	26	38,15	DEVIA.	1990	1-668,35	1-51,75	2618	105	104,8	CRAIE	Sd26	DDE YONNE
	27	38	DEVIA.	1990	1-668,7	1-51,9	2618	105	104,6	CRAIE	Sd27	DDE YONNE
	28	38,15	DEVIA.	1990	1-668,72	1-51,82	2618	95	88?	A. JAUNE (LOESS?)	Sd28	DDE YONNE
	29	38,05	DEVIA.	1990	1-668,9	1-51,91	2618	87,9	80,9?	A. MARRON + N	Sd29	DDE YONNE
	30	38	DEVIA.	1990	1-669	1-52	2618	85,5	79,5	A. MARRON + N	Sd30	DDE YONNE
	31	38	DEVIA.	1990	1-669,1	1-52,05	2618	70	64?	N	Sd31	DDE YONNE
	32	37,9	DEVIA.	1990	1-669,15	1-52,2	2618	68,59	60,89	N	Sd32	DDE YONNE
	33	37,75	DEVIA.	1990	1-669,45	1-52,35	2618	67,5	64?	N	Sd33	DDE YONNE
	34	37,75	DEVIA.	1990	1-669,7	1-52,45	2618	60,82	60,82	N +tourbe	Sd34	DDE YONNE
	35	37,4	DEVIA.	1990	1-670	1-52,65	2618	66	60,3	N	Sd35	DDE YONNE
	36	37,3	DEVIA.	1990	1-670,6	1-52,95	2618	71	68?	N	Sd36	DDE YONNE
	37	37,3	DEVIA.	1990	1-670,7	1-53	2618	68,2	64,7	REMBLAIS GRAV.?	Sd37	DDE YONNE
	38	37,2	DEVIA.	1990	1-670,8	1-53,1	2618	70,1	66,6?	N	Sd38	DDE YONNE
	39	37,2	DEVIA.	1990	1-670,9	1-53,1	2618	71,2	67,7?	N	Sd39	DDE YONNE
	40	37,1	DEVIA.	1990	1-671,02	1-53,25	2618	71,2	67,7	N	Sd40	DDE YONNE
	41	NT	DEVIA.	1990	NR	NR	2618	70,9	65,6	N +tourbe	Sd41	DDE YONNE
	142	38,2	DEVIA.	1990	1-668,59	1-51,76	2618	101,14	92,94	JAUNE (LOESS) + A MARRON	Sd142	DDE YONNE
	147	38,15	DEVIA.	1990	1-668,85	1-51,86	2618	87,7	79,9	A. MARRON + N	Sd 147	DDE YONNE
	148	38,15	DEVIA.	1990	1-668,92	1-51,87	2618	87,9	81,8	A. MARRON + N	Sd 148D	DDE YONNE
	148 bis	38,15	DEVIA.	1990	1-668,86	1-51,91	2618	87,9	80,4	A. MARRON + N	Sd 148G	DDE YONNE
	149	38,15	DEVIA.	1990	1-668,96	1-51,9	2618	88	78,8?	A. MARRON + N	Sd 149D	DDE YONNE
	149 bis	38,15	DEVIA.	1990	1-668,93	1-51,94	2618	88	81,7	A. MARRON + N	Sd 149G	DDE YONNE
	150	38,15	DEVIA.	1990	1-668,99	1-51,93	2618	85,5	79,5	A. MARRON + N	Sd 150D	DDE YONNE
	150 bis	38,15	DEVIA.	1990	1-669,2	1-51,99	2618	85,5	76,8	A. MARRON + N	Sd 150G	DDE YONNE
Saint Martin du Tertre (89)	12	32,8	I	1991	1-668,05	1-57,15	2618	95	93	N	03311X0107	BRGM
Paron (89)	20	36,6	I	1966	1-667,64	1-53,34	2618	82	77	N	03311X0002	BRGM
	21	34,9	I	1963	1-669,16	1-55,17	2618	73	65,1	N	03311X0015	BRGM
	22	35,1	I	1991	1-669,05	1-54,92	2618	73	63,5	N	03311X0109	BRGM
Malay-le-Grand (89)	9	37,4	TGV/I	1969	1-673,48	1-53,18	2618	80	64	N +tourbe	03311X0103	BRGM
	10	36,3	TGV/I	1969	1-673,08	1-54,08	2618	80	67	N	03311X0102	BRGM

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
	11	36,9	TGV/I	1969	1-673,6	1-53,77	2618	81	70	N	03311X0101	BRGM
Gron (89)	23	37,7	I	1991	1-669,69	1-52,28	2618	67	60,3	N	03311X0108	BRGM
Grav. de Gron/Etigny (89)	3024	39,6	G	1990	2-669,5	2-351,6	2618	70,9	65,7	N	Sd24	REDLAND
	3441	39,6	G	1990	2-670,2	2-352,1	2618	70,6	66,7	N	Sd441	REDLAND
	3442	39,6	G	1990			2618	70,4	66,9	N	Sd442	REDLAND
	3443	39,6	G	1990			2618	70,4	64,9	N	Sd443	REDLAND
	3444	39,6	G	1990			2618	70,3	64,8	N	Sd444	REDLAND
	3445	39,6	G	1990			2618	70,6	65,3	N	Sd445	REDLAND
	3039	39,6	G	1990			2618	69,8	64,8	N	Sd39	REDLAND
	3235	39,6	G	1990			2618	69,1	62,75	N	Sd235	REDLAND
	3236	39,6	G	1990			2618	69,1	59,9	N	Sd236	REDLAND
	3237	39,6	G	1990			2618	69,37	58,77	N	Sd237	REDLAND
	3238	39,6	G	1990			2618	69,69	62,19	N	Sd238	REDLAND
	3082	39,6	G	1990			2618	69,62	60,52	N	Sd82	REDLAND
	3085	39,6	G	1990			2618	69,58	60,28	N	Sd85	REDLAND
	3086	39,6	G	1990			2618	69,44	60,24	N	Sd86	REDLAND
	3087	39,6	G	1990			2618	69,21	60,41	N	Sd87	REDLAND
	3088	39,6	G	1990			2618	68,87	61,47	N	Sd88	REDLAND
	3089	39,6	G	1990			2618	68,63	61,83	N	Sd89	REDLAND
	3090	39,6	G	1990			2618	68,63	61,33	N	Sd90	REDLAND
	3091	39,6	G	1990			2618	68,7	60,4	N	Sd91	REDLAND
	3092	39,6	G	1990			2618	68,38	61,38	N	Sd92	REDLAND
	3093	39,6	G	1990			2618	67,83	59,83	N	Sd93	REDLAND
	3094	39,6	G	1990			2618	67,77	61,27	N	Sd94	REDLAND
	3095	39,6	G	1990			2618	68,45	61,15	N	Sd95	REDLAND
	3096	39,6	G	1990			2618	68,71	62,11	N	Sd96	REDLAND
	3097	39,6	G	1990			2618	66,87	60,67	N	Sd97	REDLAND
	3098	39,6	G	1990			2618	66,85	61,15	N	Sd98	REDLAND
	3273	39,6	G	1990			2618	67,9	61,8	N	Sd273	REDLAND
	3274	39,6	G	1990	à	à	2618	68,2	62,4	N	Sd274	REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite grav. Etigny/Gron (89)	3275	39,6	G	1990			2618	68,5	63	N	Sd275	REDLAND
	3401	40	G	1990			2618	77,9	68,2	N	Sd401	REDLAND
	3402	40	G	1990			2618	76,9	65,9	N	Sd402	REDLAND
	3403	40	G	1990			2618	76	66,1	N	Sd403	REDLAND
	3404	40	G	1990			2618	75,3	65,4	N	Sd404	REDLAND
	3405	40	G	1990			2618	75	67,7	N	Sd405	REDLAND
	3453	40	G	1990			2618	72,5	65,3	N	Sd453	REDLAND
	3454	40	G	1990			2618	72,2	63,7	N	Sd454	REDLAND
	3455	40	G	1990			2618	71,6	63,3	N	Sd455	REDLAND
	3456	40	G	1990			2618	71,6	65,1	N	Sd456	REDLAND
	3457	40	G	1990			2618	71,4	63	N	Sd457	REDLAND
	3458	40	G	1990			2618	71,1	66,4	N	Sd458	REDLAND
	3459	40	G	1990			2618	71,1	66,4	N	Sd459	REDLAND
	3460	40	G	1990			2618	70,6	63,9	N	Sd460	REDLAND
	3461	40	G	1990			2618	70,3	65,6	N	Sd461	REDLAND
	3035	40	G	1990			2618	70,6	64,7	N	Sd035	REDLAND
	3119	40	G	1990			2618	71,7	63,47	N	Sd119	REDLAND
	3120	40	G	1990			2618	70,87	65,87	N	Sd120	REDLAND
	3121	40	G	1990			2618	70,87	65,97	N	Sd121	REDLAND
	3122	40	G	1990			2618	71,04	65,84	N	Sd122	REDLAND
	3123	40	G	1990			2618	70,32	65,82	N	Sd123	REDLAND
	3124	40	G	1990			2618	70,01	66,01	N	Sd124	REDLAND
	3125	40	G	1990			2618	70,1	65,04	N	Sd125	REDLAND
	3126	40	G	1990			2618	70,39	66,99	N	Sd126	REDLAND
	3127	40	G	1990			2618	70,41	65,71	N	Sd127	REDLAND
	3128	40	G	1990			2618	70,34	65,44	N	Sd128	REDLAND
	3129	40	G	1990			2618	68,99	65,29	N	Sd129	REDLAND
	3130	40	G	1990			2618	67,87	60,67	N	Sd130	REDLAND
	3131	40	G	1990			2618	68,9	62,7	N	Sd131	REDLAND
	3132	40	G	1990			2618	69,12	63,12	N	Sd132	REDLAND
	3133	40	G	1990			2618	65,6	61,3	N	Sd133	REDLAND
	3134	40	G	1990	à	à	2618	67,1	60,3	N	Sd134	REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite grav. Etigny/Gron (89)	3135	40	G	1990			2618	67,5	60,5	N	Sd135	REDLAND
	3136	40	G	1990			2618	67,7	60,7	N	Sd136	REDLAND
	3137/144	40	G	1990			2618	66,8	58,9	N	Sd137/144	REDLAND
	3138	40	G	1990			2618	66,3	60	N	Sd138	REDLAND
	3296	40	G	1990			2618	65,6	60,1	N	Sd296	REDLAND
	3297	40	G	1990			2618	67,5	60,6	N	Sd297	REDLAND
	3268	40	G	1990			2618	67,6	59,5	N	Sd268	REDLAND
	3299	40	G	1990			2618	67,5	60	N	Sd299	REDLAND
	3300	40	G	1990	2-670,45	2-349,9	2618	67,4	59,2	N	Sd300	REDLAND
	3301	40	G	1990	2-672,95	2-350,35	2618	67,2	59,3	N	Sd301	REDLAND
Etigny (89)	24	42,8	I	1968	2-670,78	2-348,25	2618	68,5	59,1	N	03315X0020	BRGM
	25	42,1	I	1970	2-671,28	2-348,85	2618	68	60,8	N	03315X0015	BRGM
	26	43	I	1965	2-670,76	2-348,28	2618	69	59,6	N	03315X0010	BRGM
Grav. de Passy/Véron (89)	4095	42,8	G	1991	2-671,25	2-348,3	2618	69,3	62,1	N	Sd95	REDLAND
	4096	42,8	G	1991	2-671,4	2-348,2	2618	68,8	62,2	N	Sd96	REDLAND
	4097	42,8	G	1991			2618	68,5	61,8	N	Sd97	REDLAND
	4098	42,8	G	1991			2618	68,3	60,3	N	Sd98	REDLAND
	4099	42,8	G	1991			2618	68,7	61,6	N	Sd99	REDLAND
	4100	42,8	G	1991			2618	69,2	64,2	N	Sd100	REDLAND
	4101	42,8	G	1991			2618	68,6	59,7	N	Sd101	REDLAND
	4102	42,8	G	1991			2618	68,7	63,2	N	Sd102	REDLAND
	4103	42,8	G	1991			2618	69,6	62,6	N	Sd103	REDLAND
	4104	42,8	G	1991			2618	71	65,7	N	Sd104	REDLAND
	4105	42,8	G	1991			2618	69,9	64,3	N	Sd105	REDLAND
	4106	42,8	G	1991			2618	69,5	61,5	N	Sd106	REDLAND
	4107	42,8	G	1991			2618	69,1	63,7	N	Sd107	REDLAND
	4108	42,8	G	1991			2618	68,9	62,9	N	Sd108	REDLAND
	4109	42,8	G	1991			2618	68,9	63,6	N	Sd109	REDLAND
	4110	42,8	G	1991			2618	68,7	63,2	N	Sd110	REDLAND
	4042	43,3	G	1991	à	à	2618	69,5	62,4	N	Sd42	REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite grav. Passy/Véron (89)	4043	43,3	G	1991			2618	69,5	63,3	N	Sd43	REDLAND
	4044	43,3	G	1991			2618	69,6	62,9	N	Sd44	REDLAND
	4045	43,3	G	1991			2618	69,5	63,2	N	Sd45	REDLAND
	4046	43,3	G	1991			2618	69,2	63,2	N	Sd46	REDLAND
	4047	43,3	G	1991			2618	68,9	63,4	N	Sd47	REDLAND
	4048	43,3	G	1991			2618	68,7	60,4	N	Sd48	REDLAND
	4049	43,3	G	1991			2618	68,7	63,1	N	Sd49	REDLAND
	4050	43,3	G	1991			2618	68,4	62,8	N	Sd50	REDLAND
	4051	43,3	G	1991			2618	68,9	64,8	N	Sd51	REDLAND
	4052	43,3	G	1991			2618	69,1	64,1	N	Sd52	REDLAND
	4053	43,3	G	1991			2618	68,9	66,3	N	Sd53	REDLAND
	4054	43,3	G	1991			2618	69,8	64,2	N	Sd54	REDLAND
	4055	43,3	G	1991			2618	70,9	65,5	N	Sd55	REDLAND
	4056	43,3	G	1991			2618	71,1	67,9	N	Sd56	REDLAND
	4057	43,3	G	1991			2618	71,7	68,5	N	Sd57	REDLAND
	4015	43,6	G	1991			2618	69,3	63	N	Sd15	REDLAND
	4016	43,6	G	1991			2618	69,7	63,7	N	Sd16	REDLAND
	4017	43,6	G	1991			2618	69,6	63,3	N	Sd17	REDLAND
	4018	43,6	G	1991			2618	69,5	62,6	N	Sd18	REDLAND
	4019	43,6	G	1991			2618	69,2	62,9	N	Sd19	REDLAND
	4020	43,6	G	1991			2618	69,5	63,2	N	Sd20	REDLAND
	4021	43,6	G	1991			2618	69,6	62,7	N	Sd21	REDLAND
	4022	43,6	G	1991			2618	69	62,3	N	Sd22	REDLAND
	4023	43,6	G	1991			2618	69	64	N	Sd23	REDLAND
	4024	43,6	G	1991			2618	68,9	62,7	N	Sd24	REDLAND
	4025	43,6	G	1991			2618	68,5	62,3	N	Sd25	REDLAND
	4026	43,6	G	1991			2618	68,4	64,7	N	Sd26	REDLAND
	4027	43,6	G	1991			2618	69,3	65,5	N	Sd27	REDLAND
	4028	43,6	G	1991			2618	70,5	68	N	Sd28	REDLAND
Grav. Passy-Richebourg	4300	45,5	G	1992			2618	69,48	64,28	N	Sd300	REDLAND
	4301	45,5	G	1992	à	à	2618	69,42	61,72	N	Sd301	REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite grav. Passy-Rich.	4302	45,5	G	1992			2618	69,57	63,27	N	Sd302	REDLAND
	4303	45,5	G	1992			2618	69,69	64,49	N	Sd303	REDLAND
	4304	45,5	G	1992			2618	69,96	63,96	N	Sd304	REDLAND
	4305	45,5	G	1992			2618	69,82	64,82	N	Sd305	REDLAND
	4306	45,5	G	1992			2618	69,57	63,07	N	Sd306	REDLAND
	4307	45,5	G	1992			2618	69,64	63,84	N	Sd307	REDLAND
	4308	45,5	G	1992			2618	69,69	64,29	N	Sd308	REDLAND
	4309	45,5	G	1992			2618	69,72	64,92	N	Sd309	REDLAND
	4310	45,5	G	1992			2618	70,02	62,92	N	Sd310	REDLAND
	4311	45,5	G	1992			2618	69,83	64,03	N	Sd311	REDLAND
	4312	45,5	G	1992			2618	69,55	62,85	N	Sd312	REDLAND
	4313	45,5	G	1992	2-669,75	2-346,3	2618	69,42	62,82	N	Sd313	REDLAND
	4314	45,5	G	1992	2-670,3	2-346,15	2618	69,86	62,56	N	Sd314	REDLAND
Rousson (89)	27	46,7	I	1985	2-670,42	2-344,70	2618	71	65,5	N		
Marsangy (89)	5001	45,7	G	?	2-669	2-345,8	2618	+/-74	67,4	N	Sd1	REDLAND
	5002	45,7	G	?	2-669,6	2-345,65	2618	+/-74	67,4	N	Sd2	REDLAND
	5003	45,7	G	?			2618	+/-74	67,4	N	Sd3	REDLAND
	5004	45,7	G	?			2618	+/-74	67,4	N	Sd4	REDLAND
	5012	45,7	G	?			2618	+/-74	67	N	Sd12	REDLAND
	5013	45,7	G	?			2618	+/-74	67,4	N	Sd13	REDLAND
	5014	45,7	G	?			2618	+/-74	67,4	N	Sd14	REDLAND
	5015	45,7	G	?			2618	+/-74	67	N	Sd15	REDLAND
	5016	45,7	G	?			2618	+/-74	67	N	Sd16	REDLAND
	5017	45,7	G	?			2618	+/-74	65,8	N	Sd17	REDLAND
	5018	45,7	G	?			2618	+/-74	67	N	Sd18	REDLAND
	5019/20	45,7	G	?			2618	+/-74	68	N	Sd19-20	REDLAND
	5024	45,7	G	?			2618	+/-74	67	N	Sd24	REDLAND
	5025	45,7	G	?			2618	+/-74	66,5	N	Sd25	REDLAND
	5026	45,7	G	?			2618	+/-74	67,4	N	Sd26	REDLAND
	5027/28	45,7	G	?	à	à	2618	+/-74	67,4	N	Sd27-28	REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Marsangy (89)	5029	45,7	G	?			2618	+/-74	67,1	N	Sd29	REDLAND
	5030	45,7	G	?			2618	+/-74	66,5	N	Sd30	REDLAND
	5031	45,7	G	?			2618	+/-74	68,5	N	Sd31	REDLAND
	5034	45,7	G	?			2618	+/-74	69,5	N	Sd34	REDLAND
	5035	45,7	G	?			2618	+/-74	68,3	N	Sd35	REDLAND
	5036	45,7	G	?			2618	+/-74	68,3	N	Sd36	REDLAND
	5037/38	45,7	G	?			2618	+/-74	69,8	N	Sd37-38	REDLAND
	5040	45,7	G	?			2618	+/-74	68,9	N	Sd40	REDLAND
	5041	45,7	G	?			2618	+/-74	68,9	N	Sd41	REDLAND
	5042	45,7	G	?			2618	+/-74	68,4	N	Sd42	REDLAND
	5043	45,7	G	?			2618	+/-74	67,8	N	Sd43	REDLAND
	5044	45,7	G	?			2618	+/-74	68,9	N	Sd44	REDLAND
	5049	45,7	G	?			2618	+/-74	66,9	N	Sd49	REDLAND
	5050	45,7	G	?			2618	+/-74	68,4	N	Sd50	REDLAND
	5005	45,7	G	?			2618	+/-74	66,9	N	Sd5	REDLAND
	5006	45,7	G	?			2618	+/-74	62,5	N	Sd6	REDLAND
	5007	45,7	G	?			2618	+/-74	65,9	N	Sd7	REDLAND
	5008	45,7	G	?			2618	+/-74	65	N	Sd8	REDLAND
	5009/10/21/2	45,7	G	?			2618	+/-74	65	N	Sd9-10-21-22-23	REDLAND
	5011	45,7	G	?			2618	+/-74	65	N	Sd11	REDLAND
5032/33	45,7	G	?			2618	+/-74	69,9	N	Sd32-33	REDLAND	
5039/46/47	45,7	G	?			2618	+/-74	68,5	N	Sd39-46-47-52	REDLAND	
5045	45,7	G	?			2618	+/-74	68,5	N	Sd45	REDLAND	
5048	45,7	G	?		2-669	2-345,15	2618	+/-74	71	N	Sd48	REDLAND
5051	45,7	G	?		2-669,95	2-345,25	2618	+/-74	69	N	Sd51	REDLAND
Villeneuve/Yonne (89)	28	47,4	I	1959	2-670,55	2-344,22	2618	73	64,6	N	03315X0016	BRGM
	29	47,8	I	1984	2-671,91	2-344,29	2618	76	69,5	N	03315X0021	BRGM
Saint-Julien-du-Sault (89)	6034	53,2	G	1992	2-670,6	2-340,25	2619	81,4	74,2	N	Sd34	REDLAND
	6035		G	1992	2-670,8	2-340,4	2619	80,4	73,3	N	Sd35	REDLAND
	6036		G	1992			2619	80	74,1	N	Sd36	REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Saint-Julien (89)	6037		G	1992			2619	79,1	72,6	N	Sd37	REDLAND
	6038		G	1992			2619	78,2	70,8	N	Sd38	REDLAND
	6043	53,2	G	1992			2619	77,9	72,3	N	Sd43	REDLAND
	6047	53,2	G	1992			2619	72,5	65,9	N	Sd47	REDLAND
	6048	53,2	G	1992			2619	72,4	65,9	N	Sd48	REDLAND
	6049	53,2	G	1992			2619	72	67	N	Sd49	REDLAND
	6050	53,2	G	1992			2619	71,5	66,2	N	Sd50	REDLAND
	6052	53,2	G	1992			2619	71,1	66,1	N	Sd152	REDLAND
	6056	53,2	G	1992			2619	73,9	65,5	N	Sd156	REDLAND
	6061	53,2	G	1992			2619	75,6	67,5	N	Sd61	REDLAND
	6063	53,2	G	1992	à	à	2619	74,6	66,7	N	Sd63	REDLAND
	6066	53,2	G	1992			2619	74,4	69,4	N	Sd66	REDLAND
	6065	53,2	G	1992			2619	74,2	68	N	Sd65	REDLAND
	6071		G	1992			2619	74,3	67	N		REDLAND
	6081		G	1992			2619	75,2	70,5	N		REDLAND
	6082		G	1992			2619	75,2	69,4	N		REDLAND
	6083		G	1992			2619	75,4	71,6	N		REDLAND
	6084		G	1992			2619	75,6	71,1	N		REDLAND
	6085		G	1992			2619	75,6	71,3	N		REDLAND
	6086		G	1992			2619	75	71,3	N		REDLAND
	6087		G	1992			2619	74,3	67,5	N		REDLAND
	6088		G	1992			2619	73,5	67,9	N		REDLAND
	6089		G	1992			2619	73,9	68,3	N		REDLAND
	6090		G	1992			2619	74,7	69,6	N		REDLAND
	6091		G	1992			2619	75,7	70,7	N		REDLAND
	6092		G	1992			2619	75,9	71	N		REDLAND
	6093		G	1992			2619	75,9	69,7	N		REDLAND
	6094		G	1992			2619	75,8	70,5	N		REDLAND
	6095		G	1992			2619	75,5	70,5	N		REDLAND
	6128	53,2	G	1992			2619	74,9	68,2	N	Sd128	REDLAND
	6139		G	1992			2619	77,3	70	N		REDLAND
	6140		G	1992			2619	76,7	70	N		REDLAND

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources	
Suite Saint-Julien (89)	6142		G	1992	à	à	2619	77,4	73,1	N		REDLAND	
	6143		G	1992			2619	77,5	72,5	N		REDLAND	
	6145		G	1992			2619	75,9	71,5	N		REDLAND	
	6146		G	1992			2619	75,5	69,5	N		REDLAND	
	6147		G	1992			2619	75,5	70,7	N		REDLAND	
	6148		G	1992			2619	76	70	N		REDLAND	
	6149		G	1992			2619	75,6	71,2	N		REDLAND	
	6150		G	1992			2619	75,9	71,1	N		REDLAND	
	6151		G	1992			2619	75,8	70,4	N		REDLAND	
	6152		G	1992			2619	75,9	70,5	N		REDLAND	
	6153		G	1992			2619	75,8	69,7	N		REDLAND	
	6154		G	1992			2619	75,9	69,4	N		REDLAND	
	6155		G	1992			2619	75,9	69,6	N		REDLAND	
	6156		G	1992			2619	76	70,2	N		REDLAND	
	6157		G	1992	2-672,05	2-338,65	2619	76,2	70,4	N		REDLAND	
	6158		G	1992	2-672,75	2-339,2	2619	76,5	70	N		REDLAND	
	Joigny (89)	1	66,7	I	1970	+/-2-680,2	+/-2-331,75	2619	87	77,2	N (+Tuf?)	03672X.....	BRGM
2		64,5	I	1965	2-677,57	2-331,32	2619	76	70,9	N +tourbe	03672X0010	BRGM	
3		64	I	1965	2-677,16	2-331,775	2619	75	70,5	N	03672X0007	BRGM	
4		67	I	1966	2-680,32	2-331,54	2619	79	74,3	N +tourbe	03672X0011	BRGM	
5		64	I	1968	2-677,22	2-332	2619	75	70,8	N	03672X0012	BRGM	
6		65,1	I	1981	2-678	2-331	2619	76	70	N	03672X0013	BRGM	
7		66,9	I	?	2-680,27	2-332,05	2619	95	90,5	N	03672X0018	BRGM	
8		65	I	1985	2-678,200	2-332,06	2619	80	71	N	03672X0019	BRGM	
9		65	I	1985	2-678,28	2-332,06	2619	80	72	N	03672X0020	BRGM	
Base de Loisirs Joigny (89)	10	63,6	BL	1971	2-676,9	2-332,25	2619	+/-75	68,8	N	03672X....	BRGM	
	11	63,6	BL	1971	2-676,7	2-2332	2619	+/-75	71	N	03672X....	BRGM	
	12	63,6	BL	1971	2-676,6	2-331,8	2619	+/-75	69	N	03672X....	BRGM	
	13	63,6	BL	1971	2-676,3	2-331,5	2619	+/-75	68,9	N	03672X....	BRGM	
	14	63,5	BL	1971	2-676,1	2-331,3	2619	+/-75	69,4	N	03672X....	BRGM	

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Base de Loisirs (89)	15	63,5	BL	1971	2-675,9	2-331,95	2619	+/-77,5	74,8	N	03672X....	BRGM
	16	63,7	BL	1971	2-676,6	2-331,6	2619	+/-75	68,7	N	03672X....	BRGM
	17	63	BL	1971	2-675,6	2-331,2	2619	+/-75	71,4	N	03672X....	BRGM
	18	63	BL	1971	2-675,6	2-331,4	2619	+/-75	69,3?	N +tourbe	03672X....	BRGM
	19	63	BL	1971	2-675,85	2-331,5	2619	+/-75	68,7	N +tourbe	03672X....	BRGM
	20	63	BL	1971	2-676	2-331,8	2619	+/-75	69,5	N	03672X....	BRGM
	21	63,1	BL	1971	2-676,25	2-332,15	2619	+/-75	69	N +tourbe	03672X....	BRGM
	22	63,1	BL	1971	2-676,35	2-332,25	2619	+/-75	71	N	03672X....	BRGM
	23	63,4	BL	1971	2-676,15	2-331,55	2619	+/-75	70,2?	N	03672X....	BRGM
	24	63,4	BL	1971	2-675,9	2-331,25	2619	+/-75	69,3	N	03672X....	BRGM
	25	62,5	BL	1971	2-675,1	2-331,65	2619	+/-77,5	72?	N	03672X....	BRGM
	26	62,5	BL	1971	2-675,25	2-331,8	2619	+/-75	70,5	N +tourbe	03672X....	BRGM
	27	62,5	BL	1971	2-675,4	2-332,05	2619	+/-75	69	N	03672X....	BRGM
	28	62,5	BL	1971	2-675,7	2-332,25	2619	+/-75	68,9	N	03672X....	BRGM
	29	62,6	BL	1971	2-675,8	2-332,4	2619	+/-75	69,4	N	03672X....	BRGM
	30	62,5	BL	1971	2-675,9	2-332,7	2619	+/-74	68,5	N	03672X....	BRGM
	31	62	BL	1971	2-675,65	2-333,35	2619	+/-75	69,2	N	03672X....	BRGM
	32	62	BL	1971	2-675,5	2-333,15	2619	+/-75	70,2	N	03672X....	BRGM
	33	62	BL	1971	2-675,35	2-332,9	2619	+/-74	67,5	N	03672X....	BRGM
	34	62	BL	1971	2-675,2	2-332,5	2619	+/-75	70,5	N	03672X....	BRGM
	35	62	BL	1971	2-675,15	2-332,1	2619	+/-75	70	N	03672X....	BRGM
	36	62	BL	1971	2-674,9	2-331,9	2619	+/-77,5	72,3	N +tourbe	03672X....	BRGM
	37	62,2	BL	1971	2-674,9	2-331,6	2619	+/-80	77,25	N	03672X....	BRGM
	38	61,6	BL	1971	2-675,3	2-333,5	2619	+/-75	69?	N	03672X....	BRGM
	39	61,6	BL	1971	2-675,2	2-333,3	2619	+/-75	69,3	N	03672X....	BRGM
	40	61,6	BL	1971	2-675,1	2-333,1	2619	+/-74	67,7	N	03672X....	BRGM
	41	61,6	BL	1971	2-674,8	2-332,6	2619	+/-75	69,8	N	03672X....	BRGM
	42	62,3	BL	1971	2-674,7	2-332,4	2619	+/-77,5	72,8	N	03672X....	BRGM
	43	62,3	BL	1971	2-675,1	2-332,9	2619	+/-77,5	70,8	N +tourbe	03672X....	BRGM
	44	62,8	BL	1971	2-675,9	2-332,2	2619	+/-74	68	N	03672X....	BRGM
	45	62,8	BL	1971	2-675,9	2-332,3	2619	+/-74	69,5	N	03672X....	BRGM
	46	62,6	BL	1971	2-675,8	2-332,4	2619	+/-75	68,5	N	03672X....	BRGM

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite Base de Loisirs (89)	47	62,8	BL	1971	2-676,2	2-332,7	2619	+/-74	70,5	N	03672X....	BRGM
	48	63	BL	1971	2-676,4	2-332,45	2619	+/-75	70,6	N	03672X....	BRGM
	49	63	BL	1971	2-676,2	2-332,25	2619	+/-75	69,8	N	03672X....	BRGM
	51	62,2	BL	1971	2-675,8	2-333	2619	+/-74	71,2?	N	03672X....	BRGM
Déviations Joigny (89)	100	59,4	DEVIA.	1985	2-673,5	2-334,75	2619	+/-84	81?	ARG. CRAY	Sd. 53	DDE YONNE
	101	59,7	DEVIA.	1985	2-673,66	2-334,36	2619	+/-74,9	70,9?	N+ tourbe	Sd. 50	DDE YONNE
	102	59,95	DEVIA.	1985	2-673,78	2-334,24	2619	+/-74,4	67,4	N	Sd. 48	DDE YONNE
	103	60,3	DEVIA.	1985	2-673,92	2-333,67	2619	+/-78,1	75,1?	N	Sd. 44	DDE YONNE
	104	60,47	DEVIA.	1985	2-673,92	2-333,32	2619	+/-87,2	84,9	A. JAUNE (LOESS?)	Sd. 41	DDE YONNE
	105	60,5	DEVIA.	1985	2-673,92	2-333,22	2619	+/-82,5	79,5?	ARG.	Sd. 40	DDE YONNE
	106	60,62	DEVIA.	1985	2-673,93	2-332,95	2619	+/-80	77?	A. JAUNE + N	Sd. 38	DDE YONNE
	107	60,78	DEVIA.	1985	2-673,97	2-332,75	2619	+/-80	74?	N	Sd. 36	DDE YONNE
	108	63,6	DEVIA.	1985	2-676,01	2-330,72	2619	+/-83	81	N	Sd. 32	DDE YONNE
	109	63,75	DEVIA.	1985	2-676,14	2-330,58	2619	+/-84	81?	A. JAUNE (LOESS?)	Sd. 31	DDE YONNE
	110	63,9	DEVIA.	1985	2-676,28	2-330,54	2619	+/-85	83,5	ARG.	Sd. 30	DDE YONNE
	111	64	DEVIA.	1985	2-676,48	2-330,47	2619	+/-91	88,2	N	Sd. 29	DDE YONNE
	112	64,2	DEVIA.	1985	2-676,58	2-330,44	2619	+/-91,4	87,1	N	Sd. 28	DDE YONNE
	113	64,1	DEVIA.	1985	2-676,67	2-330,41	2619	+/-92	88,7	N	Sd. 27	DDE YONNE
	114	64,15	DEVIA.	1985	2-676,77	2-330,39	2619	+/-93,5	86,8	A. SABLEUSE	Sd. 26	DDE YONNE
	115	64,3	DEVIA.	1985	2-676,9	2-330,33	2619	+/-93,3	86,8	A. JAUNE (LOESS?) + N	Sd. 25	DDE YONNE
	116	64,42	DEVIA.	1985	2-677,01	2-330,34	2619	+/-93	86,5	N	Sd. 24	DDE YONNE
	117	64,8	DEVIA.	1985	2-677,33	2-330,25	2619	+/-90,8	86,3	A. SABLEUSE	Sd. 21	DDE YONNE
	118	64,9	DEVIA.	1985	2-677,44	2-330,25	2619	+/-87	84,9	A. SABLEUSE	Sd. 20	DDE YONNE
	119	64,95	DEVIA.	1985	2-677,5	2-330,2	2619	+/-85	81,5	N	Sd. 19	DDE YONNE
	120	65,55	DEVIA.	1985	2-678,14	2-330,09	2619	+/-80,6	78,3	N	Sd. 15	DDE YONNE
	121	65,7	DEVIA.	1985	2-678,29	2-330,11	2619	+/-79,2	73,7	N	Sd. 14	DDE YONNE
	122	65,75	DEVIA.	1985	2-678,36	2-330,13	2619	+/-79	73	N	Sd. 13	DDE YONNE
	123	65,85	DEVIA.	1985	2-678,48	2-330,16	2619	+/-77	76?	N	Sd. 12	DDE YONNE
	124	65,95	DEVIA.	1985	2-678,59	2-330,19	2619	+/-76,8	73,8?	N + tourbe	Sd. 11	DDE YONNE
	125	66	DEVIA.	1985	2-678,7	2-330,23	2619	+/-76,5	73,8?	N + tourbe	Sd. 10	DDE YONNE
	126	66,25	DEVIA.	1985	2-678,98	2-330,33	2619	+/-76,3	73?	N + tourbe	Sd. 9	DDE YONNE

Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Suite	127	66,32	DEVIA.	1985	2-679,12	2-330,39	2619	+/-77,2	75,2?	N	Sd. 8	DDE YONNE
déviat	128	66,45	DEVIA.	1985	2-679,24	2-330,43	2619	+/-77,5	76,3?	N	Sd. 7	DDE YONNE
	129	66,5	DEVIA.	1985	2-679,31	2-330,46	2619	+/-77,6	74,1?	N + tourbe	Sd. 6	DDE YONNE
	130	66,65	DEVIA.	1985	2-679,5	2-330,52	2619	+/-77	75,4?	N + tourbe	Sd. 5	DDE YONNE
	131	66,8	DEVIA.	1985	2-679,67	2-330,57	2619	+/-77,3	74,3?	N	Sd. 4	DDE YONNE
	132	66,85	DEVIA.	1985	2-679,8	2-330,63	2619	+/-77,3	73,8?	N + tourbe	Sd. 3	DDE YONNE
	133	67,1	DEVIA.	1985	2-680,03	2-330,69	2619	+/-77,7	74,5?	N	Sd. 2	DDE YONNE
	134	67,45	DEVIA.	1985	2-680,35	2-330,65	2619	+/-79,3	75,5?	N + tourbe	Sd. 1	DDE YONNE

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Commune	N°	Dist.	Série	Année	Lambert X	Lambert Y	1/ 50 000	NGF	Pl. Roch.	Lithologie	Inventaire	Sources
Bassée et	1	0					2517		40,5	N		Roblin (1980)
confl. Seine-Yonne (77)	2	0					2517		42,5	N		Roblin (1980)
	3	1,3avS					2517		43,5	N		Roblin (1980)
	4	3,2avS					2517		42	N		Roblin (1980)
	5	3,4avS					2517		45,1	N		Roblin (1980)
	6	4,6avS					2517		55	N		Roblin (1980)
Pincevent (77)	7	5,5avS					2517		39,4	N		Roblin (1980)
	8	5,6avS					2517		40	N		Roblin (1980)
	9	5,6avS					2517		46	N		Roblin (1980)
	10	6,1avS					2517		39,2	N		Roblin (1980)
	11	6,5avS					2517		49	N		Roblin (1980)
Maladrerie (77)	12	2,2avS					2517		46	N		Roblin (1980)
	13	1,5avS					2517		57	N		Roblin (1980)
	14	1 avS					2517		43,9	N		Roblin (1980)
	15	0,5avS					2517		57,3	N		Roblin (1980)
	16	2 amS					2517		44,5	N		Roblin (1980)
	17	1 amS					2517		41,6	N		Roblin (1980)
	18	1,5amS					2517		42	N		Roblin (1980)
	19	6amS					2517		43	N		Roblin (1980)
Marolles (77)	20	5,5amS					2517		49	N		Roblin (1980)
	21	6,5avS					2517		41,1	N		Roblin (1980)
	22	7avS					2517		36,2	N		Roblin (1980)
	23	7avS					2517		44,1	N		Roblin (1980)
Petit Fossard (77)	24	2,2avS					2517		46	N		Roblin (1980)
Marolle/Seine (77)	25	+/-7amS			+/-1-653,05	+/-1-78305	2517	52	41	N		Descombes 1982
Marolle/Seine (77)	26	+/-6,2amS			+/-1-652,1	+/-1-77	2517	50	43	N		Descombes 1982
Marolle/Seine (77)	27	+/-7,5amS			+/-1-653,5	+/-1-77,1	2517	50	43	N		Descombes 1982
Canne Ecluse (77)	28	4,5			1-650	1-74,35	2517	51	42	N		Descombes 1982
Canne aval (77)	29	3,25			1-648,7	1-75,25	2517	51	41	N		Descombes 1982

**Données géotechniques :
Basse vallée de l'Yonne et vallée de la Seine (confluence)**

Suite Canne aval (77)	30	2,3			2-647,39	2-74,43	2517	50,4	44,95	N	le port au Bies	Roblin-Jouve inédit
	31	0			2-645,2	2-75,2	2517	50	43,5	N	la croix 6 varenes	Roblin-Jouve inédit
	32	1			2-645	2-74	2517	52	45	N	Merisier	Roblin-Jouve inédit
	33	5,5avS			2-641	2-74 ou 75	2517	50,56	41,7	N	F20	Roblin-Jouve inédit
	34	6,5avS			2-640	2-74	2517	47,28	40,2	N	F30	Roblin-Jouve inédit
	35	5,5avS			2-641	2-74	2517	47,45	39,2	N	F39	Roblin-Jouve inédit
	36	6,5avS			2-640	2-74	2517	48,01	38,6	N	F63	Roblin-Jouve inédit
	37	7,5avS			2-639	2-74 ou 75	2517	46,85	36,2	N	F56	Roblin-Jouve inédit
	38	5,5avS			2-641-42	2-74	2517	48	40	N	F42	Roblin-Jouve inédit
	39	6,5avS			2-640	2-74 ou 75	2517	47,67	40,7	N	P11	Roblin-Jouve inédit
Chatenay-La Tombe (77)	A	12,2amS					2517	61,17	50,17	N	259/7/5	Mégnyen (1979)
(transect)	B	12amS					2517	51,11	46,4	N	259/7/51	Mégnyen (1979)
	C	11,1amS					2517	51,15	42,65	N	295/3/92	Mégnyen (1979)
	D	11amS					2517	51	44,5	N	295/3/92	Mégnyen (1979)
	E	10,5amS					2517	51,32	45,12	N	295/3/77	Mégnyen (1979)
	F	10,2amS					2517	50,16	43,96	N	295/3/7	Mégnyen (1979)
	G	9,5amS					2517	51	46	N	295/3/84	Mégnyen (1979)
	H	9amS					2517	60,9	52,85	N	295/3/8	Mégnyen (1979)
	I	8,2amS					2517	60,45	51,95	N	295/3/11	Mégnyen (1979)

3 - Annexe B

Détail des profils stratigraphiques de la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy et analyse de la séquence de versant

Figure B1 - Soucy « les-Grandes-Pièces » - Coupe A, profil stratigraphique et données granulométriques.

Figure B2 - Soucy « les-Grandes-Pièces » - Coupe A, synthèse des observations stratigraphiques et micromorphologiques.

Figure B3 - Soucy « les-Grandes-Pièces » - Coupe D.

Figure B4 - Soucy « les-Grandes-Pièces » - Coupes C1, C2 et C3.

Figure B5 - Soucy « les-Grandes-Pièces » - Coupe C4.

Figure B6 - Soucy « les-Grandes-Pièces » - Coupes M1 et M2.

Figure B7 - Soucy « les-Grandes-Pièces » - Levé stratigraphique de la coupe E.

Les profils lithologiques détaillés

Les observations stratigraphiques générales, organisées en transects est-ouest (fig. 66 à 69), ont été accompagnées d'observations et de relevés détaillés qui ont alimenté un certain nombre d'analyses. L'ensemble documente les différents aspects de l'évolution de la plaine alluviale et de sa fossilisation au fur et à mesure de l'aggradation sédimentaire et enrichissent les données stratigraphiques générales acquises à l'échelle de la gravière.

Les profils observés dans le détail se répartissent essentiellement au sud de la gravière. Il s'agit des coupes J1 et A ; D ; C1, C2, C3 et C4 ; M1 et M2 (fig. 65). La coupe E, située à l'extrémité nord-est de l'emprise de la gravière complète les observations. Certaines ont fait l'objet d'analyses sédimentaires (granulométrie, micromorphologie, calcimétrie) plus ou moins complètes selon les profils. Les résultats ont été intégrés aux observations détaillées présentées ci-après. Certains des profils ont fourni du matériel sédimentaire pour l'obtention de calages chronologiques. D'autres, ou parfois les mêmes, ont alimenté des approches biostratigraphiques. Les résultats détaillés des études sur la malacofaune et les micromammifères ainsi que ceux des analyses géochronologiques ont été présentés dans le corps principal du texte.

Par souci de clarté, les coupes stratigraphiques et figures présentées dans l'annexe B sont numérotées de B1 à B7 et distinguées ainsi de celles annoncées dans le texte principal du manuscrit.

Les coupes A et J1

La coupe J1 (fig. 71) est située sur la façade nord qui limite l'emprise du gisement préhistorique de Soucy 1 le long du transect J (fig. 70 et 66). Le sommet du profil initial a été détruit afin de permettre la fouille du gisement préhistorique. La coupe A correspond à une berme située sur la fouille qui a été conservée à l'issue des travaux d'approche du site archéologique (fig. 71). Elle documente les données stratigraphiques pour les formations de versant qui surmontent les matériaux fluviatiles observés le long du profil J1. L'examen de la coupe A a été complétée par une analyse micromorphologique. L'analyse spécifique des faciès sédimentaires de la coupe A, présentée dans l'annexe B (fig. B1) constitue un enregistrement de référence à partir duquel ont été établis les raccords litho-pédostratigraphiques entre les différents profils étudiés (fig. 51).

Lithologie :

De bas en haut on observe :

Formations fluviatiles (coupe J, fig. 71 ; fig. B1 et B2) :

[2] : > 79/79,50 m - Succession de lits de sables, graviers et petits cailloutis alluviaux [2].
L'agencement de détail de ces formations grossières n'a pas été décrit.

[3c] : 79/79,50 - 79,80 m - Sables limoneux lités devenant plus limoneux au sommet de l'unité [3c]. Cette unité est interstratifiée par des lits plus grossiers enrichis progressivement en graviers et petits cailloutis à l'est du profil. Les lits présentent une pente générale inclinée vers l'est. Le niveau d'occupation paléolithique de Soucy 1 est compris au sommet de cette unité. Il est scellé par un lit de petits galets (taille centimétrique à pluricentimétrique) mêlés à des sables et graviers alluviaux. Seule la partie sommitale de cette unité a fait l'objet dans l'immédiat d'une description micromorphologique. Le contact avec les sables argileux brun-rouge supérieurs [8] est festonné, jalonné par des concrétions carbonatées. Certaines peuvent atteindre une taille décimétrique.

Micromorphologie (coupe A, lames A-1 & 2, fig. B2) : *Le matériau est constitué d'un sable siliceux emballé dans des micrites. Il est associé à des restes coquilliers et des sparites à assemblage radial (diamètre : 400 à 1 000 µm). On note la présence de quelques fragments de craie. La structure est lamellaire discontinue. Elle est responsable du débitage du sédiment en polyèdre (centimétrique à pluricentimétrique). Des micro-fentes aux parois tapissées de sables et microsparites lavés sont associés à cette fissuration lamellaire.*

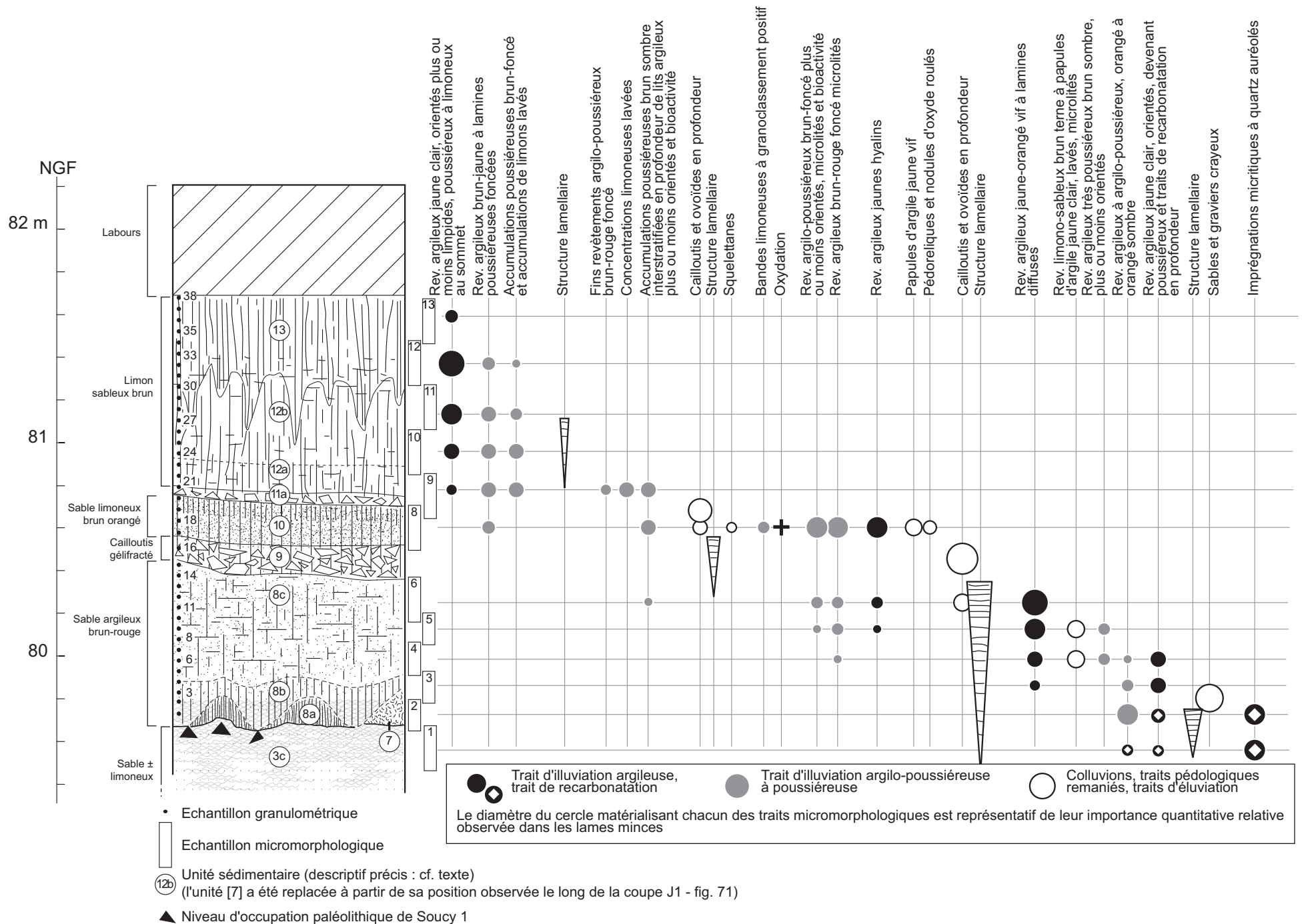


fig. B2 - Soucy "les-Grandes-Pièces" - Coupe A ; synthèse des observations stratigraphiques et micromorphologiques

Rencontrées préférentiellement au sommet de l'assise, elles sont développées sur une profondeur variant de 1 à 5 mm. L'ensemble est recoupé par une porosité canaliculaire surtout exprimée au sommet de l'unité sédimentaire. Les traits dominants sont carbonatés. Les plus nombreux sont des imprégnations micritiques en situation intrapédale. Certains des grains quartzeux piégés dans ces imprégnations sont auréolés d'une couronne microsparitique. D'une taille souvent supérieure au millimètre, ces imprégnations sont recoupées ou détournées par la fissuration plane. Elles sont associées à quelques assemblages microsparitiques en « nid d'abeille ». La mise en place de ces traits apparaît antérieure à l'acquisition de la structure lamellaire. On observe également des calcitanes de couleur grise et d'aspect soyeux constitués de micrites. Logés à la fois dans la porosité canaliculaire et planaire, ces revêtements apparaissent postérieurs à la structuration lamellaire.

Formations de versant (coupe J et A, fig. 71 ; fig. B1 et B2) :

[7] : **79,80 m** - Lambeau d'une trentaine de centimètres d'envergure latérale, constitué de sables et graviers crayeux [7].

[8] : **79,80 - 80,40 m** - Sables argileux brun-rouge [8] à structure polyédrique nette, sous-structure lamellaire. Les teintes des 10 à 20 cm inférieurs de cette unité sont plus foncées. Le matériau compris dans les 20 cm supérieurs de l'unité est apparu, quant à lui, plus tassé et massif.

Micromorphologie (lames A-3, A-4, A-5 et A-6) : *Le squelette est constitué d'un sable siliceux baignant dans un plasma argilo-limoneux. Le sédiment est globalement plus sableux à la base de l'unité. Au sommet de l'unité (lame A-6), le sédiment se structure selon des ovoïdes (500 à 1 000 µm) associés à des grains quartzeux à enrobement matriciel et des agrégats matriciel sub-arrondis (diamètre centimétrique). Plus en profondeur (lame A-5), le sédiment passe à un débitage en agrégat séparés par une fissuration courbe devenant progressivement plane plus discontinue et espacée (lames A-4 à A-1). Au-delà, le débitage finement polyédrique a été enregistré de visu, de manière plus ou moins continue, jusqu'au sommet des sables et graviers fluviaux inférieurs [2] (fig. 71). La fissuration est responsable du débitage finement polyédrique du matériau, selon des agrégats de taille centimétrique à infra-centimétrique, qui s'amenuisent et s'arrondissent vers le sommet de l'unité.*

Localement, et plutôt au sommet de l'unité, on observe des micro-fentes verticales développées sur une profondeur pouvant excéder le centimètre. Leurs parois, évasées vers le haut, sont tapissées de particules limoneuses ou sableuses litées parallèlement aux bordures des fentes. Dans ces fentes sont entassés de façon lâche des ovoïdes, des micro-agrégats matriciels à papules et des grains siliceux nus. On observe également une porosité canaliculaire qui recoupe ou ré-exploite la fissuration courbe et plane.

On observe plusieurs générations de traits et revêtements qui définissent trois sous-unités sédimentaires [8a], [8b] et [8c].

- *Les plus anciens [8a] ont été rencontrés à la base de la couche (lames A-4 et A-3). Ils correspondent à des revêtements argileux jaune-clair microlités, limpides, relativement biréfringents, à orientation continue. Leur sommet présente souvent un empoussièrément progressif.*
- *Ils sont surmontés de lits argilo-poussièreux brun-sombre, passant à des lits limoneux ternes puis sableux lavés qui remanient des papules d'argiles jaune-clair. Ces traits [8b] peuvent atteindre une épaisseur de 2 mm. En profondeur (lame A-3), la phase grossière des revêtements est progressivement remplacée par des argiles poussièreuses, mal à moyennement orientées, de teinte orangé vif à opaque. Ils ont été rencontrés jusque dans les sables limoneux lités fluviaux inférieurs [3c] (lames A-2 et A-1) et sont logés indistinctement dans la porosité canaliculaire et dans la fissuration plane.*
- *Une seconde génération d'argilanes a été observée au sommet de l'unité [8c] (lames A-6, A-5 et A-4). Il s'agit de revêtements argileux jaune-orangé vif, limpides, bien orientés, fortement biréfringents qui incluent des lamines très fines et plus sombres. Ils sont généralement très épais au sommet de l'unité où ils peuvent atteindre une taille comprise entre 1 et 3 mm. Plus en profondeur, ils sont apparus de moins en moins nombreux et épais (moins de 1 mm) et disparaissent dans la lame A-2, au contact avec les sables limoneux lités [3c]. Au sommet de l'unité [8] (lame A-6), ces revêtements apparaissent souvent disloqués, fracturés sur place, ou encore craquelés et recoupés par la fissuration courbe et plane ou perforés par les microfentes. En lumière polarisée analysée, ils présentent une extinction discontinue et tachetée. Localement, ils sont apparus remaniés sous la forme de papules dont certaines sont intégrées dans les ovoïdes. Plus en profondeur (lames A-5, A-4 et A-3), la dislocation et la fragmentation des revêtements sont de moins en moins enregistrées ; seuls persistent des revêtements craquelés.*

[9] : 80,40 - 80,50 m - Banc serré de cailloutis de silex géolifracés à patine blanche emballé dans une argile sableuse brun-orangé très compacte [9]. La taille moyenne des éléments grossiers est de l'ordre de 5 à 7 cm. Ils sont disposés à plat et observent un agencement général plus ou moins lité.

[10] : 80,50 - 80,80 m - Argile sableuse, plus ou moins limoneuse de couleur brun-orangé [10]. La structure est polyédrique grossière à prismatique.

Micromorphologie (lame A-8 ; base lame A-9) : *Le matériau est constitué d'un sédiment argileux plus ou moins poussièreux emballant des sables siliceux. La charge sableuse est nettement moins importante par rapport à celle contenue dans les unités sédimentaires inférieures [8]. On note la présence de nodules d'oxyde roulés (diamètre : 100 à 400 µm) et de quelques débris organiques. La distribution est porphyrique, l'assemblage plasmique est uniformément granostrié. Le sédiment se structure selon des agrégats polyédriques à prismatiques (la taille des agrégats est comprise entre 3 et 5 cm) séparés les uns des autres par des fissures et chenaux verticaux larges (0,5 à 1 mm) relayés par des chambres et cavités. Localement on*

observe des zones de 1 à 2 cm d'envergure constituées de micro-agrégats matriciels (100 à 200 μm) et de boulettes fécales foncées (50 à 100 μm).

Les traits texturaux les plus anciens ont été rencontrés en situation intrapédale. Il s'agit de revêtements argileux jaunes, hyalins, légèrement empoussiérés au sommet, parfois microlités, bien orientés et fortement biréfringents qui colonisent la porosité intrapédale. Ils sont recouverts par des revêtements argileux de couleur brun-rouge foncé et biréfringents souvent interstratifiés de lits fins noirs, riches en matières organiques (isotropes en lumière polarisée analysée). L'ensemble est surmonté par des revêtements argileux nettement plus poussiéreux et sombres, à microlitages de plus en plus diffus et enrichis en particules limoneuses et sableuses au sommet. Cette succession de revêtements dépasse rarement le millimètre d'épaisseur. En profondeur, ils ont été rencontrés jusque dans la lame A-4, logés notamment dans la fissuration plane et courbe qui structure les sables argileux brun-rouge inférieurs [8]. Dans la lame A-8, ces revêtements sont associés à des traits d'oxydation (diamètre : 100 à 200 μm) au contour diffus et à des traits biologiques (structure localement micro-agrégée).

Au sommet de la lame A-8, on observe des bandes épaisses (3 à 4 mm) constituées de lits de particules limoneuses à granoclassement positif, interstratifiés de lits plus poussiéreux et sombres ou des squeletannes. Elles sont systématiquement associées à ces zones éluviées, de taille millimétrique, où sont concentrées particules sableuses à limoneuses nues. Ces bandes sont parfois positionnées en intercalation dans le fond matriciel. Ces traits texturaux grossiers sont recouverts localement par des revêtements argileux à limoneux très poussiéreux et sombres interstratifiés de lits plus argileux moyennement orientés de couleur orangé.

[11] : 80,80 m - Lit mince et plus ou moins continu, constitué d'un cailloutis de silex géoliffractés à patine blanche [11]. La taille des éléments est souvent inférieure à 5 cm.

Micromorphologie (base de la lame A-9) : La partie inférieure du cailloutis concentre un certain nombre d'ovoïdes et des grains siliceux à enrobement matriciel. Les ovoïdes n'excèdent pas un diamètre de 700 μm . Ils sont associés à une structure lamellaire discrète qui s'amortit rapidement en profondeur.

[12a] : 80,80 - 81 m - Sable argileux brun, plus ou moins sableux [12a]. Quelques petits cailloutis de silex émoussés (taille centimétrique) sont disséminés dans l'unité. La structure est polyédrique grossière à massive.

Micromorphologie (sommet de la lame A-9 et base de la lame A-10) : Le fond matriciel argileux est constitué d'une juxtaposition de plages limono-sableuses poussiéreuses et de plages limono-sableuses à plasma argileux et biréfringent (taille pluricentimétrique). On note la présence de nodules d'oxyde roulé (diamètre : 150 à 800 μm) et de quelques débris organiques. L'ensemble est traversé par des fissures et chenaux verticaux larges (0,5 à 1 mm) relayés par des chambres et cavités. Les traits texturaux les plus anciens sont localisés dans les zones plus poussiéreuses. Il s'agit d'accumulations poussiéreuses brun foncé comprises dans le fond matriciel. Elles sont associées à des plages éluviées à petites taches d'oxydation (200 à 300 μm) dans lesquelles se concentrent des particules sableuses à limoneuses nues. Des zones à structure micro-agrégée composées de micro-agrégats matriciels, de boulettes foncées et de grains sableux « en paquet » ou « en

ruban » signalent le brassage des matériaux par les faunes du sol. Localement, on observe également des revêtements fins (200 μm) limoneux à argilo-poussiéreux plus ou moins lités ainsi que des revêtements brun-rouge très foncés, microlités et fins (100 à 200 μm).

[12b] : 81 - 81,70 m - Limon argileux légèrement sableux, brun [12b]. La structure est prismatique à polyédrique, finement grumeleuse à pulvérulente sur les 30 cm supérieurs. Des petits cailloutis de silex émoussés sont toujours disséminés dans l'unité.

Micromorphologie (lames A-13 à A-10) : *Le fond matriciel est constitué d'un limon qui s'enrichit progressivement en argile au sommet de l'unité, essentiellement des lames A-11 à A-12. Cet enrichissement se matérialise par l'extension des plages à plasma argileux et biréfringent aux dépens des plages plus poussiéreuses et ternes. Dans la lame A-13, la fraction argileuse est remplacée par un fond matriciel nettement plus poussiéreux et terne et clair. L'ensemble emballé des grains de sables siliceux, en proportion moindre par rapport à la sous-unité sédimentaire inférieure [12a].*

La structure s'organise selon des agrégats polyédriques à prismatiques en profondeur séparés les uns des autres par une fissuration verticale et des chenaux larges. Plus confuse au sommet de l'unité, l'individualisation des agrégats s'améliore en profondeur (lame A-11). La fissuration et les chenaux recoupent une fissuration courbe à plane, transpédale discrète mais néanmoins remarquable à la base de la lame A-11 et dans la lame A-10. Elle détoure localement des sous-agrégats sub-arrondis d'un diamètre compris entre 400 et 1 200 μm .

Les traits texturaux sont très rares. Ils sont représentés par des limons fortement poussiéreux sombres souvent microlités et peu biréfringents, essentiellement concentrés dans les lames A-11 et A-10. Les lits internes sont constitués soit de particules sableuses et limoneuses relativement lavées, soit de poussières très sombres plus ou moins associées à des particules limoneuses, soit encore de lits légèrement argileux et biréfringents associés à des particules limoneuses et poussiéreuses. D'épaisseur variable (400 à 1 000 μm), ils apparaissent sous la forme de bandes ou de lentilles plus ou moins concaves compris dans le fond matriciel, et plus rarement sous la forme de revêtements logés dans des vides isolés (non connectés à la fissuration ou aux chenaux). Ils sont souvent associés à des zones éluvées caractérisées par une concentration de particules nues.

Les traits texturaux les plus récents sont des revêtements argileux jaune clair observés dans la lame A-12. Épais au mieux de 800 μm , ils se caractérisent par leur limpidité, leur biréfringence et leur bonne orientation. Tous présentent un empoussièrement plus ou moins marqué au sommet. Ils débutent également par une sous-phase poussiéreuse et colonisent toutes les zones à plasma argileux biréfringents rencontrés jusque dans la sous-unité [12a] (lame A-9). Ces revêtements sont préférentiellement installés dans la fissuration et les chenaux verticaux larges.

Interprétation litho- pédostratigraphique :

– Les dernières formations fluviatiles, les sables fins lités [3c] :

Un certain nombre de traits sub-contemporains de la mise en place des sables fins lités a été reconnu d'après l'examen sous microscope. Les premiers sont représentés par des quartz auréolés d'une couronne de microsparites. Ces figures de recarbonatation secondaire sont caractéristiques, en domaine continental, de milieux soumis aux oscillations d'une nappe d'eau (Freytet et Plaziat, 1982).

Les autres traits micromorphologiques rencontrés au sommet de cette unité (lames A-1 & 2, fig. B2) et toujours en situation intrapédale sont représentés par des imprégnations micritiques qui incluent parfois des quartz auréolés, des nodules de sparites et microsparites à assemblage radial et des assemblages de sparites et microsparites en « nid d'abeille ». Ces traits correspondent également à des figures de recarbonatation secondaire.

Les nodules de calcites sont produits par la glande calcifère du lombric commun (*Lombriscus terrestris*) lorsque ces faunes évoluent dans des milieux alcalins (Bal, 1977 ; Meijer, 1985 ; Becze-Deak *et al.*, 1997 ; Canti, 1998). Les nodules sont souvent rejetées à l'entrée des galeries, au niveau de la surface topographique (Meijer, 1985). Du fait de la faible capacité de rétention de l'eau de leur organisme, ces faunes vivent dans des milieux humides, où les écarts de température sont peu importants (Meijer, 1985 ; Becze-Deak *et al.*, 1997). Ils colonisent de préférence des sols supportant une végétation herbacée dense de milieux ouverts de type prairie, mais également des sols développées sous forêt décidue claire à sous bois de broussailles (Meijer, 1985).

Les assemblages en « nid d'abeille » résultent de la calcitisation des cellules corticales de racines de graminées. La mise en place de ces rhizostructures ou pseudomorphoses racinaires est produite du vivant de la plante après dissolution des carbonates sédimentaires au niveau du rhizoplan lors de la croissance de la racine (Jaillard, 1983, 1985 ; Jaillard et Callot, 1987). La calcitisation des cellules racinaires d'après J. Becze-Deak *et al.* (1997) intervient dans les milieux soumis à une saison sèche marquée.

La redistribution de la calcite sous la forme d'imprégnations micritiques est réalisée au niveau des pores empruntés par le réseau racinaire, à l'issue de la mise en solution des carbonates sous l'effet de l'activité fongique qui libère des acides et du gaz carbonique. La

reprécipitation des carbonates s'organise par diffusion dans le sédiment environnant où la pression en CO₂ et les conditions de pH sont plus favorables. Ce processus de redistribution des carbonates est conditionné par la présence de matière organique dans les sols (Verrecchia, 1990 ; Verrecchia et Verrecchia, 1994 ; Becze-Deak *et al.*, 1997).

D'après la géométrie générale de l'unité, les sables fins lités [3c] du profil J1 se raccordent à un banc de convexité qui flanque la rive gauche du chenal B (fig. 66). Les dépôts s'intègrent dans une morphologie de type levée de berge (Allen, 1965). La construction des levées alluviales est réalisée lorsque les crues dépassent le débit de plein bord (Bravard et Petit, 1997).

Dans le profil étudié, l'incidence des variations latérales du niveau du plan d'eau en période de crue est, à cet égard, marquée par des lits de petit cailloutis alluviaux mêlés à des sables interstratifiés dans les sables fins lités [3c] (fig. 71). Sous microscope, elle est également attestée par la présence de quartz auréolés qui signalent un milieu soumis aux oscillations d'une nappe d'eau (Freytet et Plaziat, 1982). En dehors de ces périodes de crues qui ont contribué à la construction de la levée, le secteur était colonisé par les faunes et flores du sol ainsi qu'en témoignent les imprégnations micritiques, les pseudomorphoses racinaires et les biosphères de lombric. Les assemblages de mollusques recueillis dans les trois prélèvements malacologiques du sommet de l'unité [3] de la coupe J1 (Ma-2 à Ma-4, fig. 51 et 70) définissent un milieu terrestre à composante forestière rattachée à la biozone Scy2¹ (tabl. 3.1 et 3.2, Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000). Ils s'en distinguent quelque peu par la part plus importante des mollusques aquatiques évoluant dans les milieux courants.

L'ensemble des données décrit un milieu nécessairement émergé situé en bordure d'un chenal mais régulièrement touché par la montée des eaux lors de périodes d'inondations.

– Les formations de versant

- La première formation issue du démantèlement des versants est représentée par un lambeau constitué d'un sable mêlé à des particules crayeuses [7] repéré vers 79,80 m NGF (fig. 71). Ce lambeau, isolé sur le profil J1 (et repositionné dans le profil A - fig. B1 et B2), se rattache à la couche sablo-crayeuse [7] plus continue observée essentiellement à l'est de la gravière le long des transects J, K et L (fig. 66, 67 et 68). Dans la succession microstratigraphique, cet ensemble détritique coïncide avec l'apparition d'une première structuration polyédrique à lamellaire séparée par une fissuration plane (lame A-2,

¹ L'analyse malacologique par biozone a été présentée de façon complète dans la 2^{ème} partie du manuscrit.

fig. B2). La structuration lamellaire apparaît dans les milieux périglaciaires après la fonte des lentilles de glace de ségrégation. Elle est produite initialement par la cristallisation de l'eau en glace parallèlement au front de pénétration du gel dans un sol (van Vliet-Lanoë, 1976 et 1988 ; van Vliet-Lanoë *et al.*, 1984).

- L'ensemble est surmonté par un premier horizon brun-rouge [8], développé sur une soixantaine de centimètres d'épaisseur (fig. B1 et B2). Dominé à la base par des sables emballés dans des argiles, il s'enrichit progressivement en limon argileux. L'examen micromorphologique de cet ensemble (lames A-2 à A-6) révèle deux phases d'illuviation d'argile [8a] et [8c]. Elles colonisent peu ou prou la fissuration plane qui structure le sommet des sédiments fluviatiles [3c]. Elles apparaissent par conséquent postérieures à la première péjoration climatique.

- La génération de traits la plus ancienne ([8a] ; lames A-4 & 3, fig. B2) est représentée par des revêtements argileux jaune clair microlités. Ces traits uniquement rencontrés en position de revêtement sont caractéristiques des horizons d'illuviation profonds type Bt (Fedoroff et Tursina, 1983) des sols bruns lessivés développés sous couverture forestière de feuillus dans les domaines tempérés océaniques (Jamagne, 1972 ; Duchaufour, 1977 ; Fedoroff, 1979 ; Fedoroff et Goldberg, 1982).

- Ces figures d'illuviation argileuses passent progressivement à des revêtements argilo-poussièreux plus sombres qui marquent un enrichissement en particules de matière organique dans un contexte plus ouvert, frais et humide (Cremaschi *et al.*, 1990). À la base de l'unité [8b], dans les lames A-3, A-2 et A-1, la phase argilo-poussièreuse est remplacée par des revêtements argileux orangés puis des revêtements micritiques en ruban. Ces traits soulignent la progression en profondeur du front d'altération-recarbonatation à un moment où le drainage s'accroît lors de l'avènement des conditions plus fraîches et humides. L'ensemble est directement surmonté de lits limoneux ternes devenant sableux et lavés qui remanient des fragments de revêtements argileux jaune clair ou papules (rencontrés en place dans l'unité [8c]). Ces revêtements grossiers ont été rencontrés en profondeur jusque dans les sables fluviatiles [3c]. Cette évolution des revêtements marque une nette accélération de la percolation de l'eau dans le profil. Du fait de l'absence d'une ré-organisation par le gel, la mise en place de ces traits de lavage ne semble pas s'être accompagnée de conditions nettement rigoureuses et pourraient résulter de la fonte d'un manteau neigeux, dans un milieu ouvert (Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Cremaschi *et al.*, 1990).

- La seconde génération d'argile d'illuviation (sous-unité [8c] ; lames A-6 à A-3) est représentée par des revêtements épais argileux jaune-orangé vif limpides, microlités de façon diffuse installés dans la porosité d'un matériau nettement moins sableux. Ils sont typiques des horizons type Bt (Fedoroff et Tursina, 1983). Ils surmontent localement les

traits précédents et illustrent la mise en place d'une seconde pédogenèse de type brun lessivé dans un contexte tempéré et océanique sous couverture arborée.

En résumé, l'unité [8] est composée de la superposition de deux horizons type Bt de sol brun lessivé [8a] et [8c] développés sous des conditions tempérées. Ils sont séparés par une dégradation des conditions environnementales caractérisée par une accentuation de la percolation de l'eau dans le profil, dans un contexte plus humide et ouvert. Ces dernières conditions ont participé à l'approfondissement du profil d'altération.

- Le dernier horizon d'accumulation d'argile [8c] est recoupé par un banc de cailloutis de silex géolifracés plus ou moins homométriques, grossièrement lités [9] et doucement incliné vers l'ouest le long des transects généraux (fig. 66 à 69). Emballé dans une argile sableuse très compacte, le cailloutis constitue un pavage grossier mais régulier qui souligne la morphologie d'un versant doux et long. La production des géolifracés de silex provient du démantèlement, plus à l'amont sur la pente, du versant crayeux sous conditions périglaciaires. Leur remaniement et leur agencement plus ou moins lité parallèlement à la pente, l'homométrie relative du matériau grossier et son étalement sur une longue distance, résultent d'un transit par géolifluxion. Le déplacement est initialisé par la saturation en eau des formations qui favorise leur décollement (Dewolf, 1982).

La mise en place d'une lame mince dans l'unité [9] de la coupe A n'a pas été possible du fait de l'extrême compacité du matériau. Aussi, les données proviennent-elles de l'examen des lames prélevées au sommet de l'unité [8] (fig. B2). Celles-ci (lames A-6 et A-5) montrent une ré-organisation structurale importante du sommet de l'horizon illuvial [8c] sur les 20 cm supérieurs. Cette ré-organisation se manifeste par le démantèlement des traits d'illuviation et leur remaniement sous la forme d'ovoïdes dont certains atteignent un diamètre millimétrique. Ils sont associés à des grains sableux à enrobage matriciel qui peuvent être inclus dans des agrégats arrondis d'un diamètre centimétrique. Enfin, on note des fentes aux parois tapissées de particules limoneuses litées, dans lesquelles s'entassent de façon lâche ovoïdes, particules sableuses lavées et papules d'argile jaune vif. Ces traits cryogéniques sont associés, sur le terrain, à des fentes étroites, larges à l'ouverture de 5 à 8 cm. Celles-ci n'apparaissent qu'au niveau du front de décarbonatation qui limite à la base le paléosol [8]. Elles pénètrent de 20 à 30 cm dans les sables fluviaux sous-jacents [3c], et sont matérialisées par un remplissage plus sableux de couleur rouille. En plan, elles s'organisent selon un réseau plus ou moins polygonal, d'une maille de l'ordre de 1,50 m.

Les ovoïdes sont des agrégats de forme arrondie. Leur apparition résulte initialement de la formation de lentilles de glace dans les matériaux soumis à un gel lent et progressif qui se propage en profondeur parallèlement aux isothermes de la surface topographique. Les lentilles débitent le sédiment en agrégats lamellaires susceptibles d'être mobilisés vers

l'aval d'une pente lors d'une période prolongée d'alternance gel-dégel. Le déplacement est produit par le glissement plus ou moins cohérent et plan par plan de pans entiers de matériaux à la suite de la lubrification des agrégats par les eaux de fonte. Il est d'autant plus important que l'on se situe à proximité de la surface topographique. L'amplification du déplacement par augmentation de la pression hydrostatique accélère la dislocation des agrégats puis leur rotation à mesure de la progression de l'écoulement laminaire vers l'aval de la pente. La teneur en eaux de fonte qui peut être combinée à des variations texturales, diminue avec l'augmentation de la profondeur. Ainsi, à la base des profils, le déplacement est progressivement freiné, entravé par des frictions plus importantes qui produisent des vitesses de déplacement différentielles à l'échelle des agrégats (Vazart, 1983 ; van Vliet-Lanoë et Valadas, 1983 ; van Vliet-Lanoë, 1987 et 1988).

La généralisation d'une microstructure en ovoïdes, ainsi qu'elle l'a été constatée dans les lames A-6 et A-5, indique une mobilisation accélérée en relation avec une saturation en eau de fusion. Elle est compatible avec un déplacement de type gélifluxion plutôt qu'une mobilisation sous la forme de cryoreptation tels que ces processus ont été définis (van Vliet-Lanoë et Valadas, 1983 ; van Vliet-Lanoë, 1987 et 1988). Le cailloutis gélifracté supérieur [9], son organisation et son étalement à une échelle hectométrique apparaissent ainsi être l'expression d'une mobilisation turbulente dont la vitesse a pu atteindre le décimètre par an d'après les estimations de B. van Vliet-Lanoë et B. Valadas (1983). Plus en profondeur, dans les sables fluviatiles [3c] de la coupe A/J1 (fig. B2 et 71), la conservation du réseau polygonal de fentes de gel et l'absence de ré-organisation globale du matériau sédimentaire selon des ovoïdes montrent que l'unité fluviatile n'a pas été affectée par le déplacement vers l'aval de la pente.

La gélifluxion n'implique pas nécessairement l'existence en profondeur d'un plan imperméable tel un pergélisol (van Vliet-Lanoë, 1988). À cet égard, les observations sous microscope n'ont pas permis d'établir l'existence d'un frangipan dans l'unité [8] située immédiatement sous le plan du déplacement, ainsi que le montre l'espacement régulièrement croissant de la structuration lamellaire avec l'augmentation de la profondeur (Veyret et Valadas, 1988 ; van Vliet-Lanoë, 1988).

Les fortes teneurs en argile de l'unité [8] (32 %) (fig. B1) ont pu par contre constituer un plan d'imperméabilité relatif, qui a limité ou interdit l'évacuation des eaux de fusion en profondeur au profit d'une évacuation latérale autorisée par une morphologie en pente ainsi que le relève également B. van Vliet-Lanoë (1988).

Par contre, l'unité caillouteuse [9] présente une similitude avec les fragipans du fait de son extrême compacité mais s'en distingue en raison de sa position très superficielle dans l'ancienne topographie. La formation gélifluée paraît ainsi avoir été encore engorgée lors des regels saisonniers successifs.

- Le cailloutis géli fracté [9] est recouvert par une unité sédimentaire argilo-sableuse de couleur brun-orangé [10] épaisse d'une quarantaine de centimètres au plus (fig. 66, 71 et B2). Sous lame mince cette unité est colonisée par plusieurs générations de revêtements qui ont été rencontrées en profondeur jusque dans l'unité [8] (fig. B2). La plus ancienne est représentée par des revêtements argileux jaunes hyalins, biréfringents, bien orientés typiques des horizons profonds d'illuviation Bt (Fedoroff et Tursina, 1983).

Elles sont surmontées de revêtements argileux brun-rouge foncé, biréfringents, bien à moyennement orientés, interprétés comme le résultat d'une illuviation minéralo-organique (Fedoroff et Goldberg, 1982).

Elles sont suivies de revêtements argileux à limoneux poussiéreux brun foncé plus ou moins orientés et devenant mal triés qui marquent une pédogenèse lessivée humique plus accentuée. Leur mise en place est réalisée sous des conditions relativement contrastées plus froides et humides dans un milieu plus ouvert (Fedoroff et Goldberg, 1982 ; Cremaschi *et al.*, 1990). Le passage de revêtements argileux jaunes limpides, caractéristiques des horizons brun lessivé développés sous une couverture forestière atlantique, à des revêtements de plus en plus enrichis en particules organiques et grossières traduit une accentuation des transferts mécaniques des particules entraînées. Cette évolution a conduit à l'élaboration d'un sol de type lessivé boréal et marque une détérioration des conditions climatiques globales.

- L'ensemble est recouvert par un lit de cailloutis de silex géli fractés [11a] uniquement repéré sur la coupe A (B1 et B2). En effet, ce lit de cailloutis n'apparaît développé que localement le long du transect J (fig. 66). Il prolonge à l'ouest l'extrémité effilée d'une couche à sables crayeux [11], repérée le long du de la coupe C2 (fig. B4). L'une et l'autre n'ont pas été repérées sur les autres transects stratigraphiques. Sous lame mince (base de la lame A-9, fig. B2), le cailloutis est associé à des ovoïdes et des grains sableux à enrobement matriciel. La mise en place de ces figures est réalisée par fluage des matériaux sur une pente sous conditions périglaciaires (Vazart, 1983 ; van Vliet-Lanoë, 1987). Ces microstructures, uniquement rencontrées au niveau du lit caillouteux, n'ont pas été repérées dans l'unité [10] inférieure, épaisse, rappelons-le, d'une quarantaine de centimètres au plus. Celle-ci présente seulement une fissuration courbe devenant lamellaire en profondeur qui traduit un cisaillement des matériaux et un début de mobilisation générée par la fonte des lentilles de glace. Le fluage ne paraît donc avoir affecté que les couches les plus superficielles d'une ancienne topographie et le mode de déplacement peut être rapproché de la cryoreptation *sensu* B. van Vliet-Lanoë (1987).

- L'unité [12] se caractérise par un enrichissement progressif en particules limoneuses aux dépens des sables (fig. B1). Cette évolution pourrait marquer une part

croissante des apports éoliens dans le stock des matériaux ruisselés sur le versant (sables et petits cailloutis de silex).

La sous-unité [12a] (sommet lame A-9 et lame A-10) est constituée d'un plasma zoné où des plages plus argileuses se sur-imposent à des zones « maigres » de couleur foncé relativement riche en matière organique et bioturbée (microagrégations granulaires). Dans ces zones les traits d'illuviation sont rares et fins (revêtements brun-rouge très foncé). Par contre, elles concentrent un certain nombre de plages éluviées associées à des concentrations limono-poussiéreuses (épaisse de 400 μm au mieux) en forme de bandes comprises dans le fond matriciel. En profondeur, jusqu'au sommet de l'unité [8] (lames A-9 à A-6), elles apparaissent en position de revêtements qui s'enrichissent en argiles très poussiéreuses intercalées de lits argileux orangés de mieux en mieux orientés. Ces éléments d'observation (bioactivité et transfert de particules limoneuses à argileuses si discret soit-il) témoignent d'une amélioration des conditions globales par rapport à l'unité [11a] immédiatement sous-jacente. Par rapport aux caractéristiques pédologiques de l'horizon inférieur [10], cet horizon est marqué par une accentuation relative des conditions froides et d'humidité.

La sous-unité [12b] présentent quelques plages éluviées, matérialisées par des concentrations de particules limoneuses et sableuses nues, associées à de très rares revêtements limono-poussiéreux. Des figures de ségrégation de glace (structure lamellaire) partiellement conservées montrent une réorganisation sous des conditions périglaciaires (lames A-10 et A-11).

- L'unité [13] est envahie par des revêtements argileux jaune clair, limpides, bien orientés et biréfringents (lame A-12) (fig. B2). Ils débutent par une phase à revêtements brun-jaune à lamines poussiéreuses. Leur position en sommet de profil montre que ces traits texturaux correspondent à des illuviations d'argiles mises en place sous les conditions tempérées océaniques actuelles (Fedoroff et Tursina, 1983). Ces traits ont été rencontrés jusqu'au sommet de l'unité [10]. L'horizon d'illuviation repéré est surmonté par un petit horizon éluvial et déstructuré (lame A-13) dont les caractéristiques ont été accentuées par des labours profonds actuels (sous-solage).

La coupe D

La coupe D est située au nord-est de la gravière, à la base d'un pylône électrique EDF laissé sur une berme lors des travaux d'extraction (fig. 65). Le profil initial était développé sur une hauteur de 6 à 7 m au-dessus du plancher sénonien. L'observation détaillée des sédiments qui recouvrent le cailloutis alluvial grossier n'a été possible qu'après le talutage du pied du profil avec pour résultat de masquer la quasi-totalité des formations fluviatiles grossières inférieures. Les observations réalisées distinguent différentes formations fluviatiles fines, surmontées de plusieurs générations de dépôts de versant (fig. B3).

La distinction de plusieurs unités comprises dans les matériaux fluviatiles fins de la nappe alluviale constitue le principal intérêt de cette coupe. Aussi, a-t-elle fait l'objet d'une analyse micromorphologique qui est toutefois incomplète : quatre prélèvements situés à la base des formations fluviatiles fines n'ont pas fait dans l'immédiat d'un montage de lame.

Lithologie :

Dans le détail on observe de la base vers le sommet (fig. B3) :

> **76,20 m** : Substrat crayeux.

Formations fluviatiles :

[2'] – **76,20 à 79,20 m** - Empilement de lits constitués en alternance de sables et de graviers [2']. La structure interne des lits est litée (horizontale à oblique), tandis que les matériaux constitutifs sont apparus triés et non cohérents (sous-structure particulière). Cette succession de dépôts fluviatiles n'a pas été détaillée du fait du talutage de la coupe.

[2''] – **79,20 à 79,30 m** - Petit cailloutis fluviatile emballé dans un sable [2'']. Cet ensemble se distingue des matériaux sous-jacents par son absence de structure et sa cohérence.

[3] – **79,30 à 79,70 m** - Sable légèrement limoneux à structure polyédrique émousée, de couleur pâle [3]. On distingue quelques litages fins et courts constitués de graviers et sables. La part des carbonates dans le sédiment est de 19,8 %².

[4] – **79,70 à 80,10 m** - Sable limoneux grisâtre à structure polyédrique émousée [4]. Cette unité est limitée au sommet (80,10 m) par un lit constitué d'un petit cailloutis alluvial associé à des concentrations de malacofaunes. Un second lit caillouteux discontinu, placé à 79,70 m, souligne sa base. Les teintes jaune-grisâtre de cette unité s'amortissent à la base de la couche. Les carbonates représentent entre 24,8 et 23,5 % du matériau. Le fragment d'une mâchoire d'*Equus* (*in oralis* C. Bémilli, 1998) associé à un éclat de silex ont été repérés dans cet ensemble.

Micromorphologie (lames D-3a et 3b) : Sable siliceux associé à quelques sparites et microsparites, emballés dans un plasma micritique. A fort grossissement, et sous lumière polarisée analysée, le plasma micritique est apparu « brouillé » où seules se distinguent les particules micritiques les plus grossières. On observe la présence de nombreux restes coquilliers ainsi que des fragments plus ou moins roulés de calcaire crayeux (taille des particules : millimétrique à plurimillimétrique). Une esquille osseuse a également été reconnue.

Le sédiment est structuré par une fissuration lamellaire très discontinue sur laquelle se connecte une fissuration fine verticale. Ce dispositif détache de petits polyèdres plus ou moins émousés et aplatis, d'une largeur comprise entre 3 et 5 mm pour une épaisseur variant de 3 à 7 mm. La fissuration plane est recoupée par une porosité canaliculaire qui peut atteindre 1 mm de diamètre.

Les traits dominants sont carbonatés. On observe en situation intrapédale de nombreuses imprégnations micritiques qui cernent les pores. Certaines atteignent une taille centimétrique. De l'extérieur vers l'intérieur des imprégnations, la micrite constitutive passe progressivement à un feutrage d'aiguilles qui s'ordonne de manière concentrique. Au niveau de l'interface avec le vide central, l'agencement des aiguilles devient plus désordonné et observe une disposition hérissée. Ces imprégnations sont associées à quelques grains de quartz auréolés par des cristaux de calcites ainsi que des biosphères de lombric. Les imprégnations micritiques sont recoupées ou détournées par la fissuration plane discrète. En situation interpédale, dans la fissuration plane, ou transpédale, dans la porosité canaliculaire, on observe des revêtements carbonatés de type calcitane qui se présentent sous la forme de remplissages micritiques en ruban gris soyeux, parfois branchus.

[5a] et [5b] – **80,10 à 81 m** - Sables limoneux jaunes [5a], devenant brun clair [5b] sur les quarante derniers centimètres (entre 80,60 et 81 m). La structure est polyédrique grossière. Le matériau est parcouru par un réseau de fissures fines (diamètre inférieur ou égal à 5 mm) qui s'organise selon un quadrillage lâche, plus dense à la base de l'unité (entre 80,10 et 80,60 m). Ce réseau de fissures est colonisé par des revêtements carbonatés blanchâtres et poudreux, associés à quelques concrétions carbonatées. Les pourcentages de CaCO₃ sont compris entre 41 et 49 %. L'ensemble contient une faune malacologique disséminée dans l'unité. Deux éclats de silex ont été repérés vers 80,70 m.

² Dosage du calcaire total.

Micromorphologie (lames D-7a & b, D-8a & b et D-9a) : Le sédiment est constitué d'un sable siliceux associé à quelques grains micro-sparitiques et sparitiques emballés dans un plasma micritique. À la base de la lame D-7a, sous fort grossissement et en lumière polarisée analysée, les micrites constitutives du plasma sont correctement individualisables, à la différence des particules micritiques observées dans les lames supérieures mais également inférieures (lames D-3a et b). La charge sableuse est apparue moins importante par rapport à l'unité inférieure ([4] ; sables limoneux grisâtres) observée dans les lames D-3a & b. On note la présence d'éléments crayeux plus ou moins émoussés d'une taille millimétrique à plurimillimétrique ainsi que de nombreux débris coquilliers.

Le matériau est dominé par une fissuration plane de plus en plus continue et resserrée vers le sommet de l'unité sédimentaire ; l'espacement des fissures horizontales passe de 4 à 6 mm dans les lames D-7 à 1 à 4 mm dans la lame D-9a. Localement, elle est relayée par une fissuration courbe, surtout remarquable au sommet de la l'unité. La porosité planaire est connectée à une fissuration verticale fine. L'ensemble détache des agrégats polyédriques plus ou moins aplatis, émoussés à sub-anguleux en profondeur, d'une taille qui varie de 1 à 0,5 cm vers le sommet de l'unité. L'ensemble est recoupé par une porosité canaliculaire d'un diamètre millimétrique à plurimillimétrique au sommet de l'unité. Localement, elle ré-exploite la fissuration plane.

Les traits dominants sont en situation intrapédale et apparaissent donc antérieurs à la structure lamellaire. Il s'agit d'imprégnations micritiques d'une taille qui varie du millimètre au centimètre. Elles sont également associées à des biosphères de lombric et des quartz auréolés. Les derniers sont apparus plus nombreux par rapport à ceux rencontrés dans les sables limoneux grisâtres inférieurs [4] (lames D-3a & b). Au sommet de l'unité, dans les lames D-8a & b, et toujours en situation intrapédale, on note la présence discrète de pseudomorphoses racinaires. De nombreux calcitanes ont été rencontrés dans la fissuration plane ou les chenaux qui recoupent l'ensemble. Ces revêtements sont associés parfois à des imprégnations micritiques et sont surtout concentrés au sommet de l'unité sédimentaire (lames D-8a & b). Plus haut dans le profil (lames D-8b & D-9a), les chenaux sont colmatés par des revêtements argileux poussiéreux orangés qui ont été rencontrés dans l'unité [12a] de la coupe A (fig. B2).

Au contact avec les sables à granules crayeuses supérieurs [7] supérieurs (lame D-9a), le matériau se structure selon des ovoïdes et des agrégats sub-arrondis, entre lesquels s'entassent de grains nus siliceux et sparitiques.

Formations de versant :

[7] et [9] – **81 à 81,40 m** - Superposition de lits sableux à granules crayeuses et de lits de silex gélifractés à patine blanche [9]. La taille des éléments grossiers n'excède pas 5 cm en moyenne. Le dépôt débute par une couche à graviers crayeux mêlés à des sables comparables à l'unité [7] reconnu également le long des transects méridionaux (fig. 66 à 68).

Micromorphologie (D-10a & b) : Le matériau qui emballe le cailloutis de silex est constitué d'un gravier calcaire (400 à 2 000 μm). Les particules sont émoussées à

rondes. Elles sont associées à des sables siliceux (200 à 1 000 μm) et dans une moindre mesure à des biosphères de lombric plus ou moins fragmentés ou ébréchés. La distribution est géfurique, localement chitonique. La structure est lamellaire à lenticulaire à la base de la formation mais apparaît plus diffuse au sommet bien qu'elle ait été nettement observée de visu lors des observations de terrain.

Ouest

Est

NGF

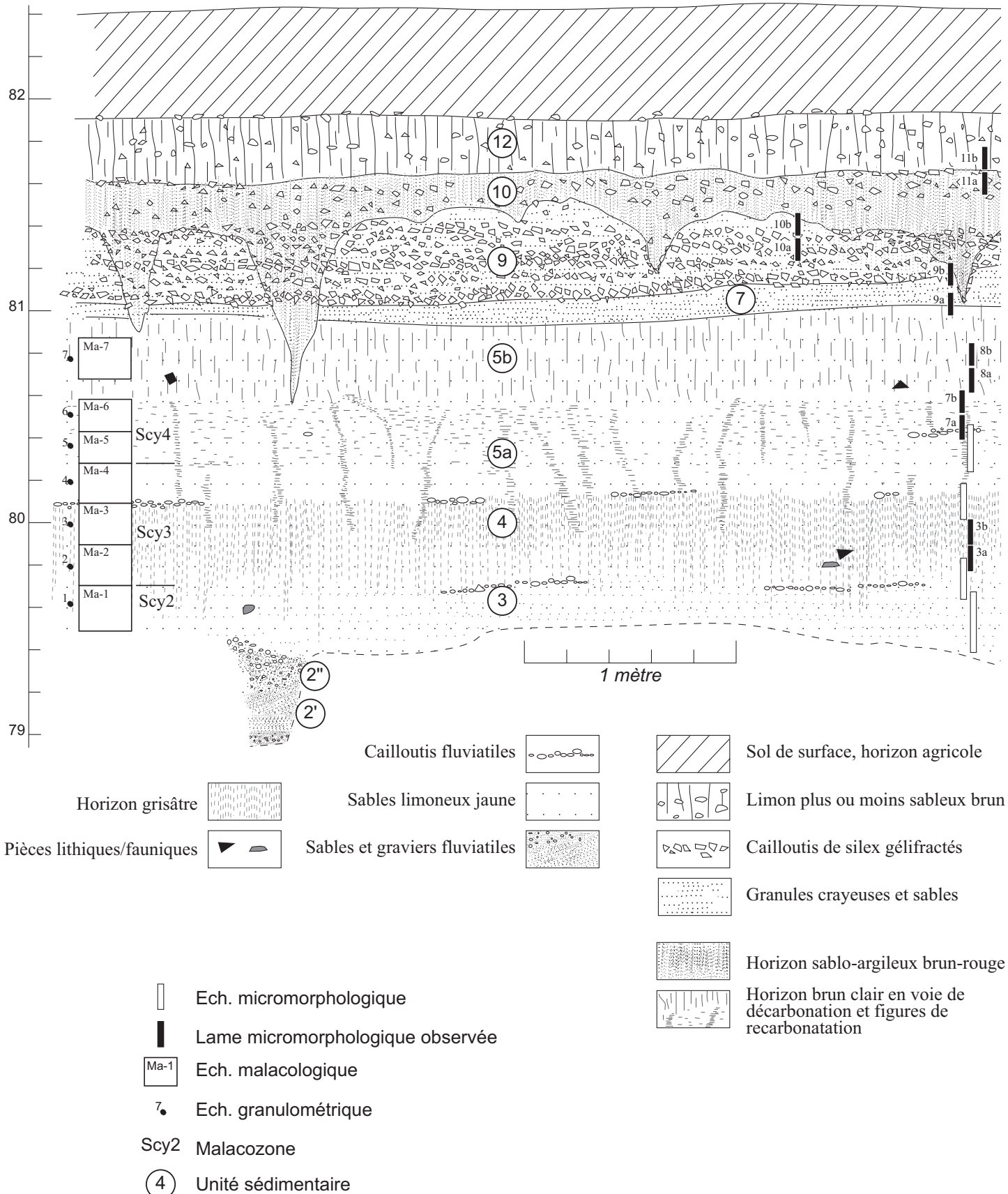


fig. B3 - Soucy "les Grandes-Pièces"- coupe D

Les particules calcaires les plus grossières sont coiffées par des limons siliceux et micritiques qui remanient des papules. Ces coiffes peuvent atteindre une épaisseur de 1 mm. Elles présentent parfois des lits plus micritiques à la base, plus siliceux et squelettiques au sommet. Des revêtements fins plus ou moins argileux, très poussiéreux et sombres jointent les particules crayeuses et sableuses. Ces ponts, d'une épaisseur de 100 à 200 μm , ne présentent aucune organisation interne et recouvrent localement les coiffes limoneuses.

[10] – 81 à 81,60 m - Sable limoneux plus ou moins argileux de couleur brun-orangé [10] installé sur le cailloutis de silex géolifracé à patine blanche. La limite inférieure de l'unité s'organise selon des fentes et poches plus ou moins profondes (jusqu'à 1 m) qui pénètrent dans les sables crayeux à lits de géolifracés de silex jusque dans les sables limoneux jaunes inférieurs [5]. L'agencement lité du cailloutis grossier est apparu localement perturbé le long des limites des poches et fentes qui perforent les sables crayeux ; les géolifracés observent alors une disposition redressée.

Micromorphologie (lames D-11a & D-9b) : Sables limoneux emballés dans un plasma argileux relativement poussiéreux. Localement, on observe un assemblage plasmique granostrié. L'ensemble emballe un cailloutis de silex (taille millimétrique à pluricentimétrique) et des nodules d'oxyde roulés.

Des revêtements argileux jaunes limpides, bien orientés et fortement biréfringents ont été repérés. Peu épais (400 μm au mieux), ils sont logés dans des petites cavités raccordées entre-elles par des fissures fines (diamètre : 250 à 500 μm). Localement, les revêtements argileux sont surmontés par des lits argileux brun-rouge foncé, bien orientés, relativement biréfringents, eux-même recouverts d'argiles très poussiéreuses, sombres, non à mal orientées et peu biréfringentes. La dernière génération de traits texturaux fins est parfois interstratifiée de lits limoneux à sableux, plus ou moins lavés au sommet. Cette succession de revêtements a été rencontrée dans l'unité [10] de la coupe A (fig. B2).

[12] – 81,60 à 81,90 m - Limons sableux, plus ou moins argileux de couleur brun [12]. Ils emballent un cailloutis de silex géolifracé ou alluvial. La taille des éléments grossiers est comprise entre 1 et 10 cm. La structure est grumeleuse. La limite avec l'unité inférieure est diffuse.

Micromorphologie (lame D-11b) : Le matériau sédimentaire est composé d'un limon poussiéreux plus ou moins sableux, de couleur brun plus terne par rapport à l'unité inférieure. L'ensemble emballe des papules d'argile jaune et brun-rouge microlitée, un cailloutis de silex associé à des nodules roulés d'oxyde (taille millimétrique).

Le matériau se structure selon des agrégats polyédriques émoussés (taille comprise entre 2 et 4 cm), séparé par une fissuration verticale large.

Les traits sont peu nombreux et essentiellement regroupés dans la fissuration large interpédale. Il s'agit de revêtements argileux jaunes, légèrement empoussiérés et peu épais (300 μm au mieux), qui peuvent être rapprochés des traits observés dans l'unité [13] de la coupe A (fig. B2).

[13] – **81,90 à 82,40 m** - Limon plus ou moins sableux brun terne de structure grumeleuse à pulvérulente. La limite avec l'unité inférieure est tranchée. Horizon déstructuré par les labours actuels.

Interprétation litho- pédostratigraphique :

– Le sol grisâtre [4] et les sables limoneux jaunes supérieurs [5] des formations fluviatiles fines

- Des lits discontinus constitués de petits cailloutis alluviaux sont régulièrement interstratifiés dans ces deux unités [4] et [5] relativement homogènes. Ils montrent que la construction de l'édifice a été réalisée à partir de processus de recouvrement alluvial. L'absence de litage dans les matériaux révèle une homogénéisation des unités sédimentaires qui suggère que les processus de recouvrement n'étaient pas suffisamment énergiques pour produire une structuration. Dans un contexte de plaine alluviale, ce type de dépôt se rencontre dans les plaines d'inondations éloignées de l'activité hydrodynamique mais soumises aux crues. La présence de grains de quartz auréolés d'une couronne de microsparites corrobore cette interprétation. Ces figures de recarbonatation autour d'un noyau généralement siliceux se rencontrent dans les milieux continentaux soumis aux oscillations d'une nappe d'eau (Freytet et Plaziat, 1982).

Enfin, la baisse constante de la fraction sableuse au profit de la fraction micritique de la base vers le sommet des formations alluviales fines semble traduire la réduction de l'impact des débordements. Ceci pourrait correspondre soit à un éloignement relatif du cours d'eau, soit à l'assèchement de la plaine alluviale par la diminution globale des écoulements.

- De nombreux traits pédologiques ont été rencontrés dans ces sédiments. Ils sont essentiellement représentés par des pseudomorphoses racinaires, des imprégnations micritiques et des biosphères de lombric.

Les biosphères de lombrics sont des nodules produits par la glande calcifère du lombric commun (*Lombriscus terrestris*) (Meijer, 1985). La reconnaissance des biosphères sur toute l'épaisseur du sédiment implique des conditions d'humidité minimum, compatibles avec la faible capacité de rétention de l'eau de leur organisme. Néanmoins, la colonisation d'un sol par ces faunes exclut un enfouissement rapide, un engorgement continu du milieu et des écarts de température importants (Meijer, 1985 ; Becze-Deak *et al.*, 1997). Ces faunes colonisent des sols développés aussi bien sous une végétation

herbacée dense de prairie, que sous forêt décidue claire à sous bois de broussailles (Meijer, 1985).

Les pseudomorphoses racinaires correspondent à des traits de calcitisation des cellules du tissu racinaire de graminée. La calcitisation se produit du vivant de la racine (Jaillard, 1983 ; Jaillard et Callot, 1987) et intervient aujourd'hui dans des sols calcaires soumis à une saison sèche plus ou moins marquée (Becze-Deak *et al.*, 1997 ; Khokhlova *et al.*, 2001).

Les imprégnations micritiques souvent associées à des aiguilles de calcite se développent en périphérie de la porosité du réseau racinaire sous influence de l'activité fongique (Verrecchia, 1990 ; Verrecchia et Verrecchia, 1994).

Biosphères de lombric, rhizostructures et imprégnations micritiques ont été rencontrées uniformément dans les unités [4] et [5] de la coupe D, sans concentration notable dans le profil. La présence de ces traits dans le sédiment induit un milieu qui a été colonisé par les faunes du sol et végétalisé, où croissaient, entre autre, des graminées d'après la fréquence des pseudomorphoses racinaires.

- On ne remarque pas dans la succession stratigraphique une concentration de ces traits à un niveau préférentiel ou un autre. Un tel constat indiquerait alors qu'une phase de stabilisation relative ou un ralentissement des processus d'alluvionnement est intervenu. Le recouvrement alluvial paraît au contraire s'être déroulé de manière régulière et continue. Toutefois, cette appréciation est démentie par l'examen attentif sous microscope du fond matriciel de l'unité [4] et l'étude de la malacofaune recueillies sur ce profil qui distingue nettement la spécificité de cette unité sédimentaire.

La reconnaissance *de visu* d'un horizon plus grisâtre [4], à la base de la coupe relevée, dans des matériaux relativement plus sableux montre *a priori* une maturation pédologique plus aboutie. Elle paraît résulter d'une stabilisation relative et momentanée du milieu alors soumis aux processus d'altération. Bien que la lecture micromorphologique n'ait pas été intégrale pour les formations fluviatiles fines (seules deux lames ont été montées, fig. B3), ces processus d'altération ont été reconnus et se manifestent sous lame mince par l'aspect « brouillé » du fond matriciel comparé au plasma micritique plus sain observé dans la lame D-7a supérieure (unité [5a], fig. B3). En effet, sous fort grossissement, et sous lumière polarisée analysée, l'unité [4] se caractérise par un déficit en particules micritiques, tandis que les espaces interstitiels sont occupés par un gel brunâtre. L'aspect « brouillé » semble correspondre à une argilogenèse *in situ*, première étape de la brunification de l'horizon, intervenue après la mise en solution des particules micritiques plus solubilisables.

L'analyse de la faune malacologique distingue quant à elle trois biozones³ (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000). La zone Scy2 a été reconnue dans les sables lités [3] qui sous-tendent l'horizon grisâtre [4]. Le cortège définit un milieu terrestre et plutôt ouvert admettant toutefois des espaces forestiers humides (tabl. 3.1 et 3.2). La biozone Scy3 a été recueillie dans l'unité [4] et à la base de l'unité [5] supérieure. Elle décrit un environnement spécifiquement terrestre et ouvert, éloigné de tout milieu aquatique (tabl. 3.1 et 3.2). La zone Scy4 reconnue dans l'unité [5] montre une accentuation nette de l'ouverture du milieu qui s'accompagne d'un assèchement de la plaine alluviale. Au niveau de la coupe D, cet assèchement apparaît toutefois relatif dans la mesure où un milieu marécageux s'est momentanément et localement développé d'après l'occurrence des mollusques de milieux stagnants recueillis dans les échantillons Ma-5 et Ma-6 (fig. B3, tabl. 3.1 et 3.2). La biozotation établie permet d'associer à l'unité [4] une malacozone spécifique (zone Scy3) qui décrit un milieu explicitement terrestre. Le maintien de l'assemblage Scy2 à la base de l'unité [5] supérieure pourrait rendre compte d'une réponse différée des faunes face à l'émergence de nouvelles conditions environnementales locales.

– Les formations de versant

Les formations alluviales sont directement surmontées par les sables crayeux de l'unité [7]. Ceux-ci sont représentés par un dépôt peu épais immédiatement recouvert par un banc de silex gélifractés [9] mêlés à des sables crayeux. Leur mise en place a de toute évidence remanié les sables crayeux [7] inférieurs mais également la dernière unité alluviale [5] d'après la présence de biosphères de lombrics communes dans les formations fluviales inférieures [5].

La mise en place du cailloutis gélifracté [9] a été réalisée sous conditions globalement périglaciaires. Elle a procédé de processus de gélifluxion dans des conditions de surcharge hydrostatique importantes générant un fluage qui se rapproche de la coulée boueuse d'après la classification de B. van Vliet-Lanoë (1987, 1988). À leur base, au contact des sables limoneux jaunes [5] et des sables et graviers crayeux [7], une structuration en ovoïdes et agrégats sub-arrondis apparaît et souligne des vitesses de fluage plus lentes. Plus en profondeur, dans l'unité fluviale [5] le déplacement vers l'aval de la pente s'amortit peu à peu ainsi que le montrent les ré-arrangements structuraux qui passent progressivement à une fissuration courbe puis plane générée par la glace de ségrégation.

Les traits texturaux reconnus dans l'unité supérieure sablo-argileuse brun-orangé [10] sont comparables à ceux identifiés dans l'unité [10] de la coupe A (fig. B2). Ils

³ L'analyse malacologique par biozone a été synthétisée dans le corps principal du manuscrit en 2^{ème} partie. Nous ne rappelons ici que les caractéristiques principales des assemblages.

matérialisent un horizon d'illuviation développé sous des conditions tempérées à boréales. En profondeur, dans l'unité [5], l'approfondissement du profil d'altération est marqué par des illuviations argileuses orangé remplacées en profondeur par des traits de recarbonatation de type calcitane qui colonisent la fissuration cryogénique.

L'ensemble est surmonté d'un limon sableux brun dans lequel des revêtements argileux jaunes plus ou moins poussiéreux apparaissent. Ces revêtements sont comparables à ceux rencontrés dans l'unité [13] de la coupe A (fig. B2). Ils figurent un horizon d'illuviation dont le développement, de par sa position dans la stratigraphie, apparaît sub-actuel.

Les coupes C1, C2 et C3

Les coupes C1, C2 et C3 sont situées le long de la limite orientale de l'emprise de l'extraction dans le prolongement oriental du transect J (fig. 65 et 66). Ces trois profils sont distants les uns des autres d'une vingtaine de mètres. Leur base a été talutée afin d'établir les levés des formations fluviales fines et des formations de versant qui les recouvrent (fig. B4). Une colonne de prélèvements malacologiques a été établie et étudiée le long du profil C3. Certaines des unités sédimentaires appartenant à la couverture de versant du profil C2 ont fait quant à elles l'objet d'un examen sous microscope. De la base vers le sommet, on observe (fig. B4) :

Lithologie :

Formations fluviales :

- [0] - La séquence relevée sur la coupe C3 débute par des sables à structure lenticulaire développés sur une épaisseur de l'ordre du mètre. Ils reposent sur un cailloutis grossier non détaillé, dont la base n'a pas été reconnue. Ils sont recouverts par une succession de bancs sub-horizontaux constitués de cailloutis grossiers de silex, granit, grès et calcaire dont les tailles sont comprises entre 5 et 15 cm. L'ensemble est développé sur un peu plus de 1 m d'épaisseur. Les matériaux roulés sont emballés dans un sable siliceux mêlé à des graviers calcaires. La granulométrie des éléments grossiers s'affine globalement au sommet du remblaiement.

- [2] et [2'] – Un gravier et petit cailloutis siliceux et calcaire plus ou moins lité [2] (le diamètre des particules est compris entre 1 et 5 cm) succède aux matériaux grossiers [0]. Développé sur 1 m d'épaisseur environ, ce petit cailloutis est recouvert par un gravier à petit cailloutis épars emballé dans un sable grossier [2']. Épaisse de 30 à 40 cm, cette unité est litée et présente des lits sableux interstratifiés.

- [3] – L'ensemble est nappé par un sable non structuré de couleur gris-bleuté [3] développé sur une trentaine de centimètres d'épaisseur. Les sables sont mêlés à des graviers de calcaire et de granit plus ou moins altérés ainsi que des fragments coquilliers parmi lesquels des bivalves ont été distingués.

- [4] – Des sables limoneux jaunes à grisâtre [4] recouvrent l'ensemble. Ils sont développés sur une épaisseur de 70 cm environ. Le matériau est parcouru par une microporosité envahissante (diamètre des pores : 1 à 2 mm). La structure apparaît grumeleuse (taille des agrégats : 2 à 3 cm). Ces éléments désignent un horizon pédologique.

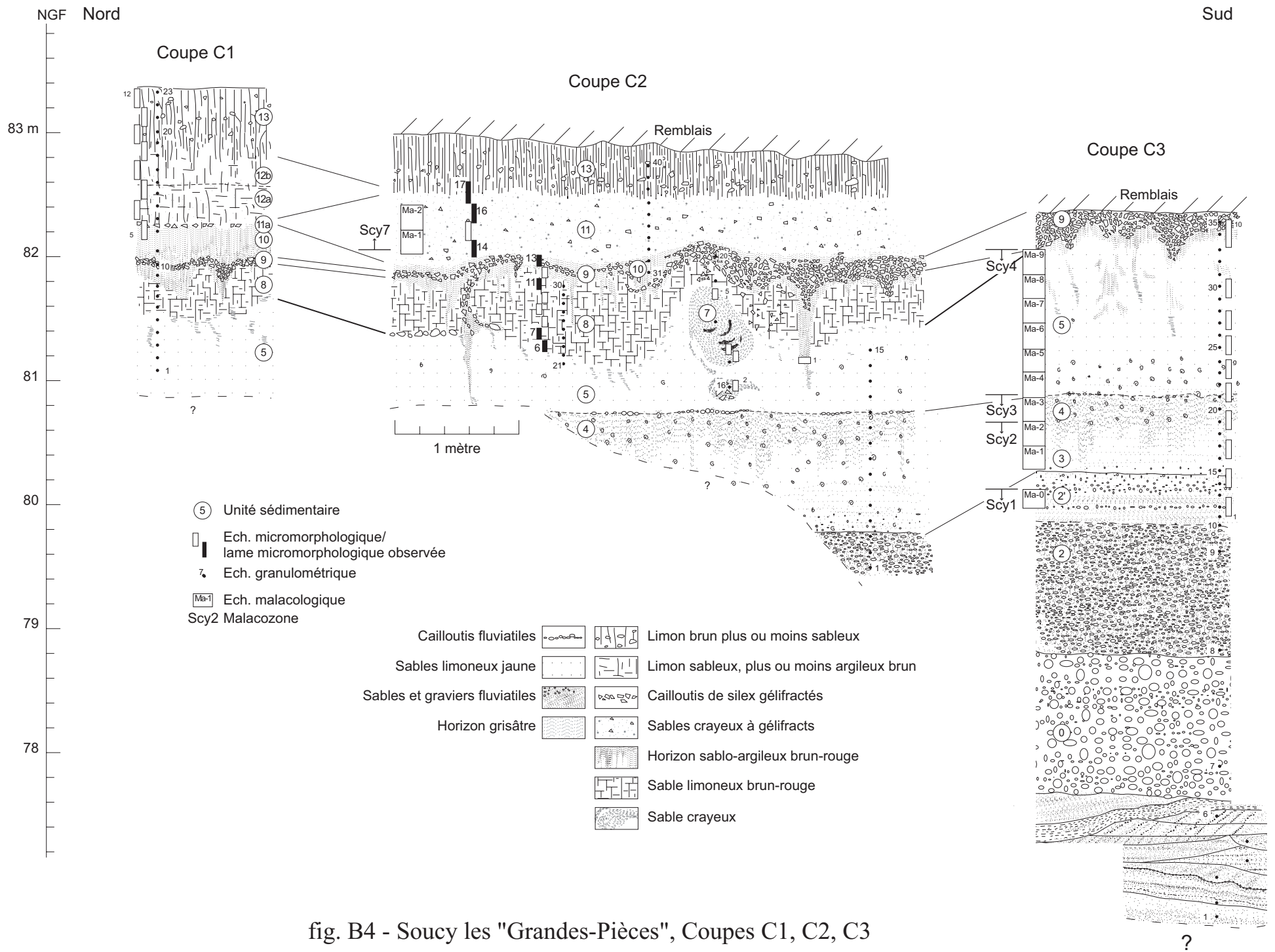


fig. B4 - Soucy les "Grandes-Pièces", Coupes C1, C2, C3

Il contient de nombreux débris coquilliers dont la quantité augmente vers le sommet de l'unité. Les sables limoneux sont séparés de la couche supérieure [5] par un lit discontinu de petits cailloutis alluviaux calcaires (taille des éléments compris entre 2 à 5 cm).

- [5] – Des sables plus limoneux et jaunes [5] surmontent le cailloutis sur une épaisseur de 1 m environ. Par rapport aux sables limoneux inférieurs [4], la microporosité est moins bien exprimée. La structure grumeleuse devient plus polyédrique à lamellaire vers le sommet de la couche.

Formations de versant :

- L'interface entre les premières formations de versant et les dernières formations fluviales correspond à une surface d'érosion, soulignée par un cailloutis grossier de silex (alluvions et géli fractes) repéré le long de la coupe C2. La taille des éléments les plus grossiers peut atteindre la dizaine de centimètres. Ce cailloutis est discontinu sur le profil.
- [7] – Latéralement, on observe la présence d'un sable crayeux [7] qui apparaît sous la forme d'un lambeau globuleux. Cette boule ovalaire de matériau est d'une taille comprise entre 40 et 60 cm. Elle est plus ou moins enchâssée dans les sables limoneux jaunes sous-jacents. Le matériau crayeux constitutif s'organise en « pelure d'oignon ».
- [8] – L'ensemble est nappé par des sables argileux brun-rouge [8] à structure polyédrique nette. Ces matériaux sont développés entre 10 et 60 cm d'épaisseur. La limite inférieure est ondulante, soulignée par des re-précipitations carbonatées.

Micromorphologie (lames C2-11 ; 7 & 6) : *Le sédiment correspond à un sable limoneux emballé dans un plasma argileux fortement biréfringent. Quelques particules et granules calcaires ont été observées, disséminées dans le fond matriciel. Le matériau se structure selon des agrégats polyédriques à sub-arrondis d'une taille moyenne comprise entre 4 et 6 mm qui s'amenuise vers le sommet de la couche (2 à 3 mm).*

Les agrégats sont séparés par une fissuration courbe, localement plane, bien exprimée (diamètre : 200 µm) qui s'élargit progressivement au sommet jusqu'à atteindre un diamètre de 600 µm. A la base de la couche, dans la lame C2-6, la fissuration plane est dominante. Dans la lames C2-11, des ovoïdes, au diamètre compris entre 100 et 1 000 µm, sont associés à ces agrégats. Rencontrés préférentiellement au sommet de la lame, ils occupent la fissuration courbe la plus large en association avec des sables siliceux lavés.

Les revêtements argileux les plus anciens sont nombreux et épais (taille millimétrique). De couleur jaune vif, limpides, parfois microlités, fortement biréfringents et bien orientés, ils sont comparables aux traits argileux reconnus dans l'unité [8c] de la coupe A (fig. B2). Ils ont été rencontrés jusqu'à la base de la couche (lame C2-6). Souvent fragmentés sur place, ils apparaissent, au sommet de la lame C2-11, plutôt remaniés sous la forme de papules comprises dans les ovoïdes. Cette première génération de revêtements est localement surmontée par

des revêtements argileux brun-rouge foncé, également rencontrés jusqu'à la base de la couche (lame C2-6). Relativement moins nombreux, ils peuvent être cependant épais (jusqu'à 1 000 µm) et apparaissent également remaniés sous la forme de papules comprises dans les ovoïdes au sommet de la couche.

- [9] – Les argiles sableuses brun-rouge sont scellées par un lit de cailloutis constitué de géli fractes de silex à patine blanche [9], emballé dans des sables argileux brun-orangé compactes. Ce lit est développé sur 10 à 20 cm d'épaisseur et apparaît parcouru par de faibles ondulations d'une longueur d'onde de l'ordre du mètre. Ces ondulations sont relayées en profondeur par une déformation comparable des volumes sédimentaires sous-jacents, notamment les argiles sableuses brun-rouge. Les éléments les plus grossiers constitutifs de ce lit de silex atteignent une taille de 5 à 7 cm. Ils sont disposés à plat ou parallèlement au profil des ondulations. Localement, le cailloutis est perturbé par des fentes d'une vingtaine de centimètres de largeur à l'ouverture pour les plus importantes. Elles sont développées sur 1 m de profondeur environ et colmatées à la base par un matériau sablo-argileux brun-foncé rouge qui perforent les sables limoneux jaunes fluviatiles [5]. Le long du profil elles se répartissent tous les 1,50 à 2 m.

Micromorphologie (base de la lame C2-13) : *Les cailloutis de silex sont séparés les uns des autres par des vides occupés de façon lâche par des grains siliceux lavés (taille des particules : 1 à 2 mm), des ovoïdes à enrobement matriciel, des pédoreliques et des fragments usés de calcaire crayeux.*

- [10] – Le long du profil C1, le plus septentrional, le cailloutis de silex géli fracté est recouvert par sables relativement argileux de teintes brun-orangé [10]. Ces matériaux sont développés sur une vingtaine de centimètres d'épaisseur. L'ensemble présente des taches d'oxydation de taille centimétrique.

- [11] – Le long du profil C2, le cailloutis de silex géli fracté [9] est recouvert par des sables plus ou moins crayeux à petits géli fractes de silex [11]. La structure est particulière à légèrement grenue. Cette couche est développée sur une soixantaine de centimètres d'épaisseur. Latéralement, vers le nord et le sud, elle s'amincit progressivement jusqu'à disparaître au niveau des profils C1 et C3, remplacée par un lit diffus de petits cailloutis de silex géli fractés (taille centimétrique), usés et patinés [11a]. Ces sables crayeux prolongés par le petit lit de géli fractes comblent une dépression du sommet du cailloutis [9], qui s'étend sur 140 m environ le long du transect J (fig. 66). Leur mise en place paraît avoir démantelé en partie les sables argileux brun-orangé [10], repérés le long du profil C1 et A (fig. B2 et B4 ; fig. 66).

Micromorphologie (lames C2-16 ; 14 & 13) : *Le squelette est constitué d'un sable siliceux associé à des particules sparitiques et micro-sparitiques. Il est emballé dans un plasma argilo-micritique. La charge sableuse apparaît moins importante au sommet de la couche (lame C2-16). On note la présence de quelques fragments de silex et de calcaires crayeux d'une taille millimétrique à plurimillimétrique ainsi que des fragments coquilliers. Des papules d'argilane jaune vif ainsi que des pédoreliques sont également remaniées. Les papules sont essentiellement concentrées à la base de la couche (lame C2-13), au contact avec le lit de silex géli fracté inférieur. Leur*

taille varie de 200 à 800 μm mais diminue (20 à 100 μm) au sommet de la formation.

La microstructure est cavitaire, la taille des pores n'excède pas 400 μm . Ces pores sont plus nombreux à la base de la couche. L'ensemble est recoupé ou associé à des chenaux sub-verticaux dont les diamètres sont compris entre 200 et 5 000 μm ainsi qu'à des striotubules. La porosité canaliculaire est apparue plus développée et large au sommet de la formation (lame C2-16).

Les traits micromorphologiques sont localisés dans la porosité canaliculaire et cavitaire. Dans la porosité cavitaire, on note la présence d'imprégnations micritiques, associées parfois à des calcites aciculaires développées au contact du vide central. Dans la porosité canaliculaire, sont logés des calcitanes qui se présentent sous la forme de rubans micritiques gris soyeux, souvent anastomosés dans les chenaux les plus larges. Au sommet de la couche (lame C2-16), ils sont parfois surmontés par des revêtements argileux jaune-brun plus ou moins poussiéreux, à extinction diffuse ou des revêtements plus épais (jusqu'à 4 mm) et grossiers, où les lits argileux jaune-brun sont interstratifiés dans des sables plus ou moins limoneux et lités.

[12] – L'ensemble est recouvert par des limons argileux, plus ou moins sableux brun [12]. Ils emballent un cailloutis de silex géoliffracté (taille centimétrique à pluricentimétrique), disposé de façon éparse. La structure est prismatique. Plus au nord, le long de la coupe C1, ce cailloutis n'a pas été repéré.

Micromorphologie (lame C2-17) : *Limon sableux à fragments de silex emballés par zones dans un plasma argileux et biréfringent à poussiéreux et terne. L'ensemble remanie des papules jaunes et quelques pédoreliques.*

La structure, essentiellement cavitaire (taille : 200 à 500 μm), est surtout rencontrée dans les zones à plasma plus argileux. Elle est associée à des chenaux au diamètre compris entre 200 à 1 000 μm et des striotubules. Dans les pores fermés, s'entassent des micro-agrégats matriciels plus foncés, tandis que les chenaux colonisent jusqu'à l'unité sédimentaire inférieure.

Les revêtements argileux sont nombreux. Ils sont représentés par des revêtements argileux jaunes, souvent épais (de l'ordre du millimètre), fortement biréfringents, bien orientés, souvent microlités. Ils sont surmontés par des revêtements argileux poussiéreux brun, parfois épais (de l'ordre du millimètre) et interstratifiés de lits limoneux plus ou moins poussiéreux. L'ensemble occupe la porosité canaliculaire. Ces traits sont comparables à ceux reconnus dans l'unité [13] de la coupe A (fig. B2).

Interprétation litho- pédostratigraphique :

– Les formations fluviatiles fines

La succession litho- pédostratigraphique observée dans les formations alluviales fines des coupes C1-C2-C3 est comparable à celle observée le long de la coupe D (fig. B3 ; fig. 51). On retrouve effectivement le même enchaînement d'unités sédimentaires depuis à la base les couches à graviers notées [2] jusqu'aux sables limoneux sommitaux [5]. L'horizon grisâtre [4] a également été reconnu.

L'étude des faunes malacologiques recueillies le long de la coupe C3 (éch. Ma-0 à Ma-9, fig. B4) distingue quatre malacozones Scy1, Scy2, Scy3 et Scy4 (fig. 51 ; tabl. 3.1 et 3.2) (Limondin-Lozouet, *in* Chaussé *et al.*, 2000). Cette évolution est également comparable à celle mise en évidence le long de la coupe D.

Du fait de la similarité de la succession litho- pédosédimentaire et biostratigraphique entre les profils D et C1-C2-C3, nous renvoyons le lecteur aux conclusions émises à l'issue de la présentation stratigraphique de la coupe D.

– Les formations de versant

Dans la couverture de versant, la succession litho- pédostratigraphique reconnue dans les coupes C1-C2-C3 et plus particulièrement C1 est globalement comparable à celle observée le long du profil A (fig. B1 et B2, fig. 51). Le relevé des profils a toutefois été motivé par la reconnaissance dans les formations de versant de la coupe C2 d'une unité sédimentaire spécifique qui n'a pas été reconnue sur l'ensemble des autres profils.

Il s'agit du sable crayeux à gélifracis [11] qui recouvre le paléosol sablo-argileux brun-rouge [10] développé ici au sommet et aux dépens de l'unité caillouteuse [9]. Cette unité sablo-crayeuse [11] qui ravine les sables argileux [10], est épaisse au mieux d'une soixantaine de centimètres. Elle est développée selon un axe nord-sud, sur une largeur de l'ordre de la cinquantaine de mètres. En est-ouest, le long du transect J (fig. 66), elle s'étend sur une centaine de mètres. Latéralement, le long des coupes C1 (fig. B4) et A (fig. B1 et B2), elle passe à un petit cailloutis de silex usés [11a] disposé sur le sommet de l'horizon sablo-argileux [10]. Cette formation sablo-crayeuse à éclats de silex usés est issue du démantèlement des versants.

Son examen sous microscope montre qu'il s'agit d'une colluvion qui remanie des sables et graviers crayeux issus de la démolition des talus calcaires et de leur couverture fluviale. On note également la présence de fragments de sol sous la forme de papules, qui montre le démantèlement de formations superficielles pédogenésées. Cette formation se singularise également par l'absence de trait et de structure. Si on note la présence de quelques revêtements carbonatés (calcitane pour l'essentiel), ils sont principalement logés dans ou associé à une porosité verticale en relation avec celle développée depuis l'horizon pédologique de surface [13] et ne paraissent pas contemporain de la mise en place de cette

unité. L'absence de structure ou d'organisation interne paraît résulter d'une dynamique de mise en place rapide. Toutefois, la texture pauvre en colloïdes et la grossièreté du matériau qui déterminent une construction plutôt particulière, pourraient être à l'origine de cette non structuration.

Dans la coupe C2, cette couche s'est révélée riche en restes coquilliers dont l'analyse a été confiée à N. Limondin-Lozouet (inédit, fig. B4 ; tabl. 4.1 et 4.2). Les deux prélèvements malacologiques réalisés dans cette unité montre, du point de vue de la diversité des faunes représentées, l'extrême pauvreté des assemblages. Ils sont essentiellement dominés par des taxons steppiques représentés par *Trichia hispida* et *Pupilla muscorum*. Cette association, reconnue sous la dénomination locale de biozone Scy7, révèle des conditions climatiques rigoureuses et froides, caractéristiques d'une phase pléniglaciaire (Limondin-Lozouet, *in oralis* 2001).

Les coupes C1-C2-C3, présentent globalement la même succession litho-pédostratigraphiques que celles enregistrées le long des coupes A et D (fig. B1 et B2, B3 ; fig. 51). Elles s'en distinguent par l'individualisation de l'unité [11] le long du profil C2. Intercalée entre le paléosol de l'unité [10] et les limons sableux [12], il s'agit d'une colluvion issue du démantèlement de formations de versant et de paléosol. Sa mise en place paraît s'être produite au cours d'une phase pléniglaciaire d'après l'examen des faunes malacologiques recueillies dans cette formation.

La coupe C4

La coupe C4 est située au sud-est de la gravière, le long de la limite d'emprise de l'extraction (fig. 65). Elle documente le sommet des formations fluviatiles fines et plus particulièrement la couche limono-calcaire (unité [6]) qui coiffe les sables limoneux jaunes [5]. De bas en haut on observe (fig. B5) :

Lithologie :

[5] – Le sommet des sables limoneux jaunes [5] est parcouru par une porosité canaliculaire (diamètre : 2 à 3 mm) envahie par des enduits brunâtres remplacés en profondeur par des carbonates secondaires. Cette porosité est associée à des teintes plus foncées qui s'atténuent à la base du profil relevé. La structure varie du petit polyèdre à la plaquette fine vers le haut de la couche. Elle recoupe les chenaux à remplissage carbonaté.

[6] – Des limons blanchâtres et pulvérulents [6] les recouvrent sur une quarantaine de centimètres d'épaisseur en moyenne. On note à la base des nuances plus brunâtres tirant au sommet sur le verdâtre. La microporosité n'est pas exprimée. Le débitage du sédiment s'organise en plaquette polyédrique. La sous-structure est lamellaire fine.

Micromorphologie : *Le matériau est constitué de micrites qui emballent quelques grains sableux sparitiques et siliceux (taille comprise entre 20 et 50 μm en moyenne). On observe également quelques biosphères de lombric (taille 500 μm à 1 mm). La structure est globalement massive. On distingue néanmoins des litages diffus, discontinus et peu épais (de l'ordre de la centaine de microns) constitués de micrites plus brunâtres. L'ensemble est recoupé par quelques chenaux sub-verticaux (diamètre : 200 à 600 μm) et fissures qui se raccordent à des cavités (taille : 200 à 1 000 μm). Une vertèbre de poisson a été reconnue dans l'une de ces cavités (P. Freytet in oralis, 1998). Quelques fissures ou chenaux sont apparus refermés ou pincés. Des taches d'oxydation (100 à 500 μm) au contour diffus sont disséminées dans le matériau sans relation avec la porosité.*

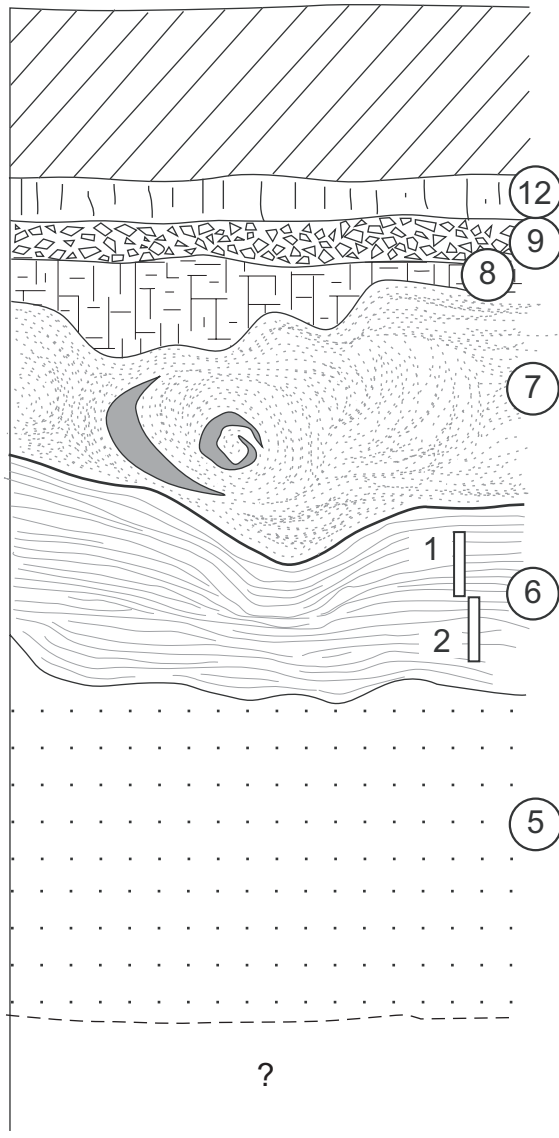
[7] – L'ensemble est recouvert par les premières formations de versant représentées par des sables crayeux lités [7]. Ceux-ci sont développés sur 60 à 80 cm d'épaisseur. Le matériau est apparu déformé par des figures en volute, des festons et des injections qui prennent naissance dans les unités sédimentaires supérieures. Des lambeaux limono-sableux brun-pâle sont remaniés parmi ces figures.

NGF

83
m

82

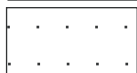
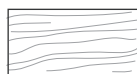
81



Formations alluviales

Limon calcaire finement lité

Sable limoneux jaune



Formations de versant

Remblais/labours

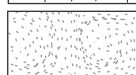
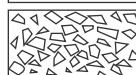
Limon ± sableux brun

Géolifractions de silex

Horizon sablo-argileux brun-rouge

Sables et graviers crayeux

Lambeau sablo-limoneux brun remanié



④ Unité sédimentaire

▭ Ech. micromorphologique

fig. B5 - Soucy "les-Grandes-Pièces" - Coupe C4

- [8] – Des sables argileux brun-rouge à structure polyédrique nette [8] surmontent les formations détritiques. L'épaisseur de la couche ne dépasse pas la vingtaine de centimètres. Elle apparaît également déformée par les mêmes figures repérées dans l'unité inférieure.
- [9] – Un cailloutis de silex géoliffracté à patine blanche [9] recouvre cette unité. Peu épais (de l'ordre la dizaine de centimètres), il est localement parcouru de distorsions qui se présentent sous la forme d'injection ou encore de bourrelets de cailloutis. Ces déformations affectent les volumes sédimentaires sous-jacents.
- [12] – Des limons sableux bruns à structure prismatique [12] scelle l'ensemble. Développés sur une soixantaine de centimètres au plus, ils supportent le sol sub-actuel perturbé par les labours.

Interprétation des limons blanchâtres [6] :

L'homogénéité du sédiment, constitué d'une fraction fine (micritique), sa structuration localement litée, l'absence de traits pédologiques, montrent que le matériau s'est déposé par décantation dans une lame d'eau stagnante. Ce dépôt de décantation [6] s'est mis en place dans un milieu à l'écart de toute activité hydrodynamique. Dans la succession stratigraphique reconnue (fig. 51, 67 et 69), il succède à la mise en place des sables limoneux jaunes [5].

Les coupes M1 et M2

Les profils M1 et M2 sont situés le long du transect M, à 25 m environ au sud du gisement de Soucy 5 (fig. 65). Leur observation a permis l'enregistrement détaillé de la succession sédimentaire fluviale fine. Ces deux coupes ont fait l'objet d'une série de prélèvements sédimentaires en colonne destinés à documenter l'évolution de la plaine alluviale.

Les analyses micromorphologiques et géochimiques ont été différées. Les restes osseux des petits mammifères collectés sont à l'heure actuelle en étude auprès de Th. van Kolfschoten. Seules l'étude de la malacofaune et les datations par Résonance Paramagnétique Électronique (RPE) sur quartz sont aujourd'hui abouties (tabl. 1 ; tabl. 3.1 et 3.2) (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000 ; Voinchet, 2002).

Lithologie :

De bas en haut, on observe (fig. B6) :

[2] – Des sables et graviers [2], développés sur une quarantaine de centimètres d'épaisseur, recouvrent le cailloutis alluvial grossier inférieur [0]. Ces sédiments distinguent plusieurs couches plus ou moins chargées en sables ou en graviers. La taille moyenne des particules les plus grossières est comprise entre 1 et 2 cm. Les graviers comprennent quelques cailloutis d'un module de 5 à 6 cm. Le matériau sédimentaire s'organise selon une organisation litée sub-horizontale. Globalement, on observe un affinement des granulométries vers le sommet de cette première unité.

[3] – Elle est recouverte par des sables fins lités [3] développés sur une épaisseur de 80 cm environ. Deux sous-unités ont été distinguées. La sous-unité inférieure [3a] se caractérise par des teintes bleutées qui matérialisent un horizon réduit (gley). Elle est surmontée par des sables fins plus limoneux [3b/c] envahis par des taches rouille d'oxydation. On observe la présence de petits points noirs de taille millimétrique (nodules ferro-manganiques) surtout concentrés dans l'unité inférieure [3b]. Le long du profil 1, les sables fins limoneux [3b/c] sont interstratifiés de lits sableux plus grossiers déformés par des figures de charge. En contexte fluviale, la mise en place de ces figures se produit lorsque les matériaux qui sédimentent successivement présentent une viscosité différentielle les uns par rapport aux autres. Les corps sédimentaires les plus denses et les plus visqueux s'enfoncent préférentiellement et provoquent la déformation des matériaux sous-jacents moins cohérents (Reineck et Singh, 1973).

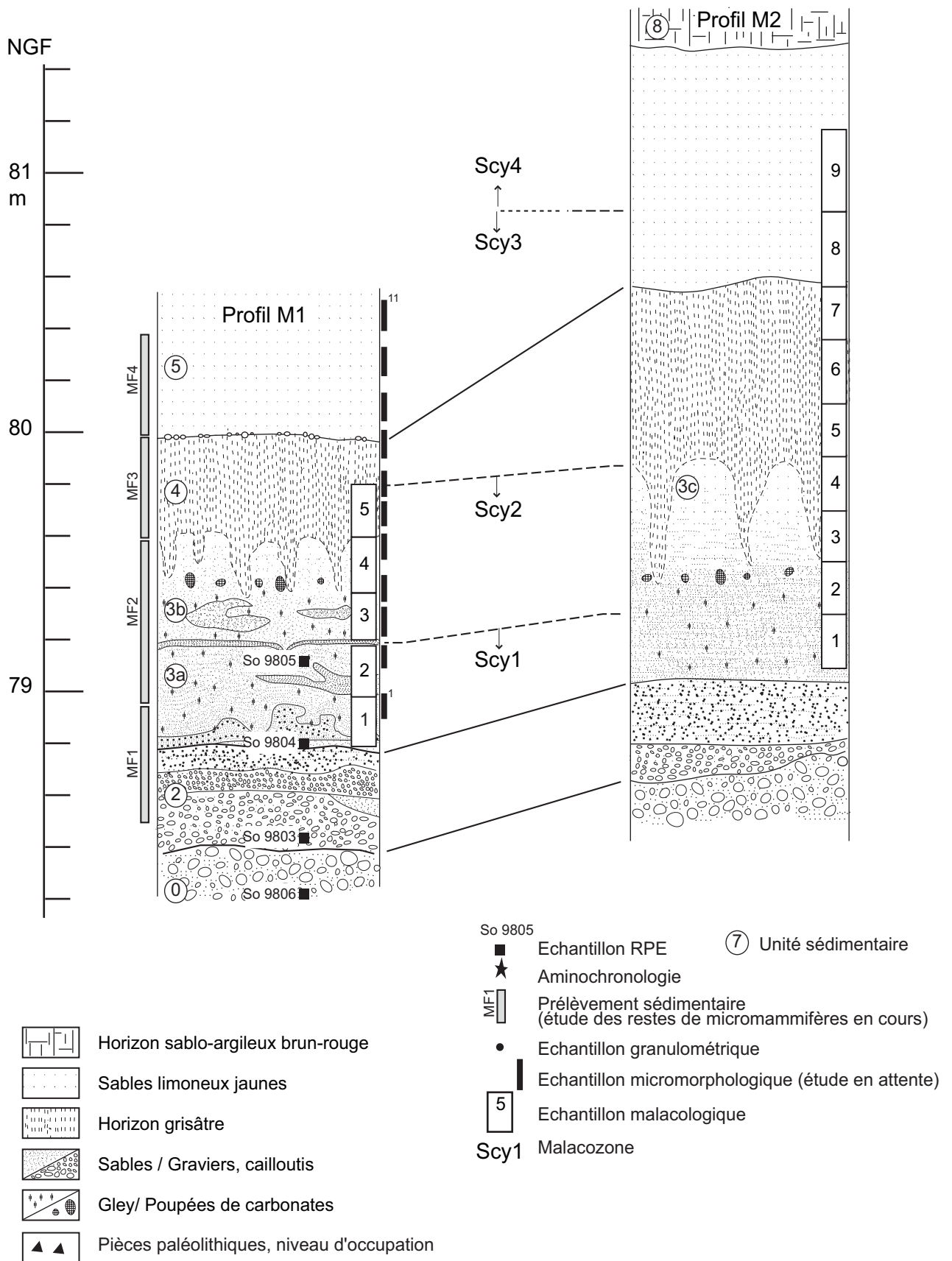


fig. B6 - Soucy "les-Grandes-Pièces", Coupes M1, M2

- [4] – L'ensemble est scellé par un horizon grisâtre ténu [4] développé aux dépens des sables fins limoneux supérieurs [3c] sur 40 à 60 cm d'épaisseur. L'unité est apparue globalement plus cohérente et se caractérise par la présence d'une microporosité bien développée, associée à une structure plus grumeleuse. Certaines surfaces des agrégats sont revêtues par un enduit argileux brun-jaune. La limite inférieure de cet horizon s'organise selon des langues prolongées à la base par des concrétions carbonatées. Celles-ci peuvent atteindre un diamètre de 5 cm.
- [5] – Des sables limoneux jaunes [5], épais d'environ 1 m, surmontent l'ensemble. Le contact avec l'horizon inférieur [4] est franc, parfois jalonné par un lit de petits cailloutis alluviaux (taille centimétrique). Par rapport à l'horizon sous-jacent, la microporosité est moins bien exprimée. On note la présence de quelques traits de recarbonatation (pseudomycélium) compris dans des vides canaliculaires fins.
- [8] – L'ensemble est recouvert par l'horizon sablo-argileux brun-rouge [8]. Son observation ainsi que les unités sédimentaires supérieures n'ont pas été détaillées le long des profils M1 et M2 du fait de l'inaccessibilité du sommet du profil stratigraphique.

Interprétation litho- pédostratigraphiques :

Le profil relevé présente pour les unités fluviatiles fines (unités [2] à [5], fig. B6) la même succession litho- pédostratigraphique observée jusque là, le long des profils D et C1/C2/C3 (fig. B3 et B4).

Ce profil enregistre toutefois plusieurs sous-unités fluviatiles sableuses intercalées entre les graviers [2] et l'horizon grisâtre [4]. Elles ont été numérotés [3a], [3b] et [3c]. La géométrie de ces dépôts a été restituée grâce à l'étude conjointe des profils stratigraphiques relevés sur le gisement de Soucy 5 (fig. 65 ; fig. 73 à 76), autour du gisement de Soucy 3 (coupe K1, fig. 65 et 81) et leur nivellement au fur et à mesure des travaux d'extraction (fig. 78).

Les dépôts sableux [3] remblaient un système d'entailles fluviatiles installé en rive gauche du chenal B, sur le tracé d'un ancien système d'écoulement en tresse (fig. 65 ; fig. 68 et 69). Les sables [3a] et [3b] comblent la base des incisions. Constitués de sables lités et granoclassés, parfois gleyifiés, ces remblaiements sont la manifestation d'écoulements continus qui empruntaient régulièrement ces petits chenaux. Ils passent progressivement au sommet des remplissages à des sables lités [3c]. Ceux-ci se rattachent latéralement au banc de convexité qui bordent la rive gauche du chenal B (fig. 66 et 69). Les sables [3c] parachèvent les comblements sableux dans les incisions secondaires. Du fait du passage progressif des sables [3a-b] aux sables lités [3c], les écoulements circulant dans le chenal B et les incisions latérales apparaissent synchrones.

Ceci n'est pas en contradiction avec l'analyse de la faune malacologique rassemblée dans les coupes M1-M2 (fig. B6) et de sa comparaison avec les assemblages recueillis dans la coupe J1 (fig. 70) (fig. 51). Dans les coupes M1-M2, les sables [3b] et [3b-c] qui remblaient les incisions appartiennent à la même biozone Scy2 que celle reconnue dans les sables lités [3c] du profil J1, appartenant au banc de convexité du chenal B (fig. 66 ; tabl. 3.1 et 3.2). La zone Scy2 définit un environnement ouvert admettant des « *zones à végétation plus développée* » (Limondin-Lozouet *in* Chaussé *et al.*, 2000).

La coupe E

Dans la moitié nord de la gravière des « Grandes-Pièces », l'enregistrement stratigraphique a été beaucoup plus lacunaire en raison de la destruction des profils intervenue avant les découvertes archéologiques (fig. 65). Sur ce secteur, seule la coupe E, située sur une des limites de l'emprise de la ballastière, a pu faire l'objet d'observations avant le remblaiement artificiel du secteur.

Haute d'une dizaine de mètres, la coupe E s'étend sur une cinquantaine de mètres le long de la limite nord-est de l'emprise de la gravière. Les observations distinguent deux grandes unités sédimentaires (fig. B7) :

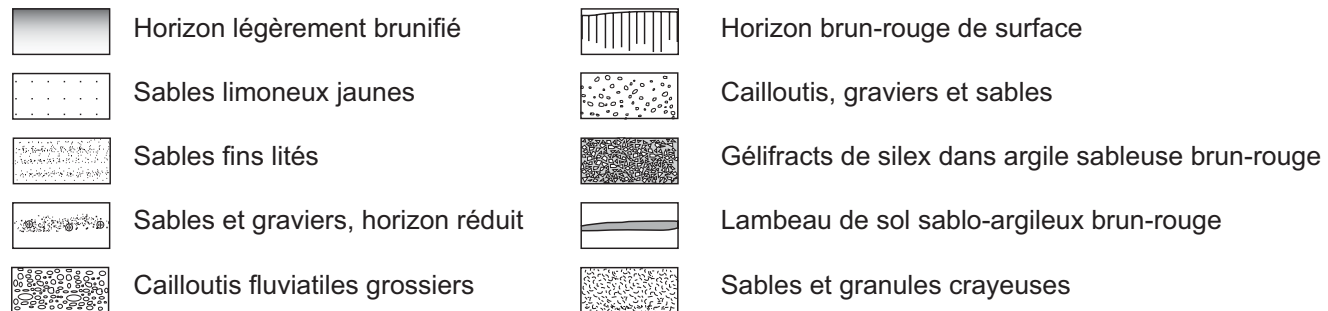
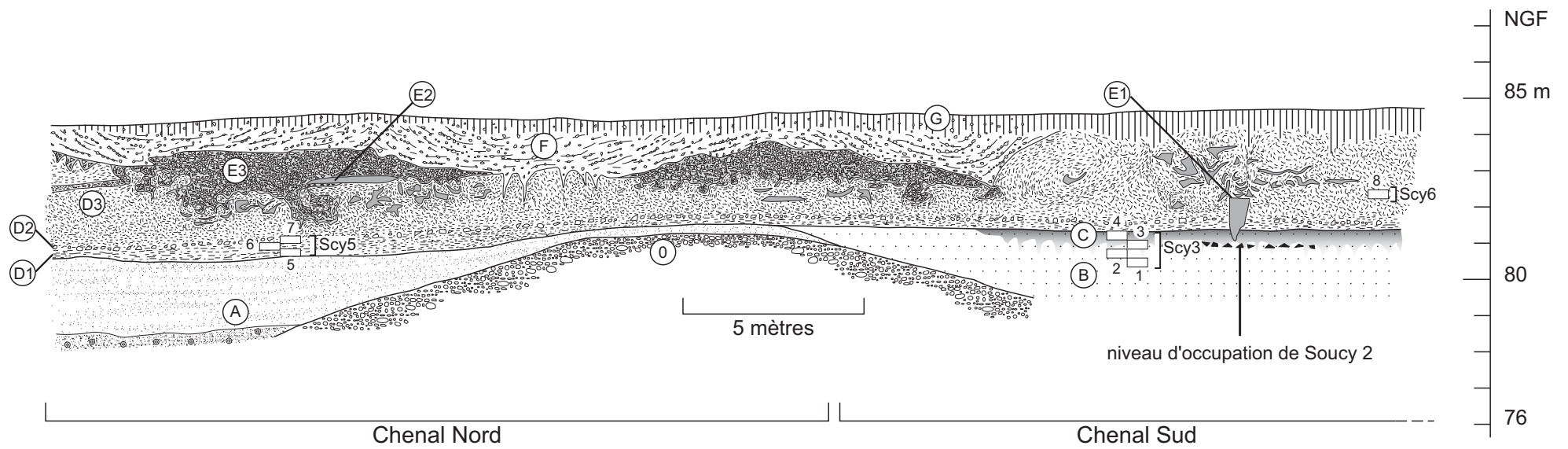
– À la base, des formations fluviales sont développées sur une épaisseur de 4 à 5 m. Les formations alluviales fines supérieures (sables et limons) comblent deux chenaux incisés dans le cailloutis grossier inférieur (chenal Nord et chenal Sud). L'un des comblements comprend le gisement de Soucy 2, reconnu uniquement en coupe (Chaussé et Limondin, 1995 ; Lhomme *et al.*, 1995b).

– Au sommet, des formations de versant ont été observées sur une épaisseur de 4 m en moyenne. Leur observation a nécessité la mise en place d'un talus qui masque le pied de la coupe, notamment la nappe de galets inférieure et une partie du comblement fluviale fin. Une information micromorphologique et malacologique complète l'observation de certaines couches.

Les deux unités principales sont constituées de plusieurs formations. Les raccords stratigraphiques avec les différents transects (transects J à M, fig. 66 à 69) observés plus au sud n'ont pu être établis de manière formelle pour toutes les unités sédimentaires rencontrées. Nous avons adopté, par conséquent, une identification alphabétique des différentes couches stratigraphiques rencontrées. Toutefois, nous mentionnerons au fur et à mesure du descriptif certaines corrélations lithostratigraphiques qui nous sont apparues évidentes (fig. 51).

Nord

Sud



- (B) Unité sédimentaire
- ▲▲ Pièces paléolithiques, niveau d'occupation
- 7 Echantillons malacologiques et malacozone (Scy)
- 5]Scy6

fig. B7 - Soucy "les-Grandes-Pièces" : levé stratigraphique de la coupe E

Lithologie :

Dans le détail, on observe de bas en haut (fig. B7) :

Les formations fluviales :

[0] – A la base, le cailloutis grossier [0] (taille des éléments : centimétrique à pluridécimétrique) surmonte le plancher sénonien. Celui-ci est positionné à la cote 73,5 m NGF. Le cailloutis est développé sur une épaisseur variant de 2 à 6 m. Il présente une stratification générale horizontale.

Le cailloutis grossier est recoupé par deux incisions qui matérialisent deux paléochenaux. Ces deux incisions ont épargné une butte caillouteuse médiane qui sépare les comblements fins de deux chenaux distincts ; le chenal Nord et le chenal Sud.

[A] – Le paléochenal Nord n'a été observé que sur une vingtaine de mètres de largeur environ. Son extension au nord est située en dehors de l'emprise de la gravière. Sa base est tapissée par des sables fins bleutés qui matérialisent un gley. Ils sont surmontés par des sables fins limoneux clairs finement lités [A] et interstratifiés de lentilles plus grossières sableuses à petits cailloutis. L'épaisseur du comblement du chenal Nord est de l'ordre de 4 m. Ce comblement sableux n'a pas d'équivalent dans les chenaux repérés au sud de la gravière (chenal A, chenal B ou lit fluvial à chenaux multiples).

[B] ou [3] – Le paléochenal Sud a été perçu sur une largeur de l'ordre de la vingtaine de mètres également. Son extension au sud a été masquée avant notre intervention du fait d'un remblaiement réalisé par l'exploitant de granulats. Son remplissage sédimentaire supérieur est constitué de sables plus ou moins limoneux jaunes [B]. Le matériau sédimentaire se rapproche de l'unité [3] observée plus au sud dans la gravière (cf. *supra*). Au niveau de la butte graveleuse médiane, l'unité [B] recouvre l'extrémité méridionale des sables fins clairs [A] qui comblent le chenal Nord. La mise en place du comblement du chenal Sud apparaît, par conséquent, postérieure au remblaiement du chenal Nord.

[C] ou [4] – Le sommet des sables [B] se caractérise par une microporosité plus prononcée et des teintes plus foncées [C], prolongées à la base par des concrétions carbonatées. Ces observations définissent un sol qui s'apparente à l'horizon grisâtre [4] défini plus au sud, d'après sa position stratigraphique. Ce parallèle n'est pas en contradiction avec les observations sur les malacofaunes. Leur étude a montré que l'assemblage se rattachait à la zone Scy3 définie dans l'unité [4] des séquences sédimentaires du sud de la gravière (tabl. 4.1 et 4.2, fig. 51 ; Limondin-Lozouet, inédit). Cet horizon [C] contient le gisement paléolithique de Soucy 2. Non menacé, le site archéologique a été mis en réserve. Seules, les pièces lithiques et fauniques apparaissant dans le profil ont été prélevées. La collecte des vestiges paléolithiques rassemble environ 200 pièces (Lhomme *et al.*, 1995b).

Les formations de versant :

- Les formations fluviatiles fines sont recoupées par une surface d'érosion qui est apparue sub-horizontale le long de la coupe E.

[D] ou [7] – Au droit du chenal Nord, cette surface d'érosion est directement recouverte par des graviers sableux et crayeux [D] qui s'apparente globalement à l'unité [7] observée plus au sud (fig. 51 et 66 à 69). Très épaisse (1 à 2 m), plusieurs sous-unités ont été distinguées :

- **[D1]** - La première [D1] est une formation meuble composée d'un granulat lité constitué de particules crayeuses (diamètre des particules ≥ 5 mm) mêlées quelque peu à des sables. L'ensemble est développé sur une trentaine de centimètres d'épaisseur au plus. Les lits qui structurent la couche sont discontinus, épais de 2 à 3 cm et constitués en alternance soit d'un granulat crayeux soit de sables mêlés à des poudres calcaires. L'ensemble du dispositif présente un léger pendage nord. L'agencement de l'ensemble est localement perturbé par des plications d'une envergure verticale d'une dizaine de centimètres qui déforment plus ou moins les litages.

Micromorphologie : *Le sédiment présente une structure litée nette constitué en alternance de lits plus sableux (quartz) ou plus crayeux. Ils s'étendent sur quelques millimètres de longueur et remanient des papules d'argile jaune limpide.*

- **[D2]** - Le dépôt [D1] est recoupé par un lit continu constitué d'un cailloutis de silex usé (gélifraicts et galets) [D2]. La taille des éléments varie du centimètre au décimètre.

- **[D3]** - Il est recouvert par un granulat sablo-crayeux [D3] développé sur une épaisseur variant de 1 à 2,50 m. À la base, les matériaux s'organisent selon un litage grossier en alternance plus sableux ou plus crayeux, analogue à celui rencontré dans l'unité sablo-crayeuse sous-jacente [D1]. La structure litée est lisible jusqu'au sommet du dépôt au nord du profil (sous-unité [D3']). Au sud, elle disparaît progressivement au sommet de la couche, au profit d'une distribution plus homogène des particules sableuses et calcaires. Vers le sommet de l'unité, la taille des particules crayeuses s'amenuise progressivement avec l'augmentation des particules poudreuses. L'homogénéisation et la fragmentation des éléments calcaires s'accompagnent également de l'acquisition progressive d'une structure en plaquette qui confère aux matériaux constitutifs du sommet de la couche une plus grande cohérence.

Micromorphologie : *Sous lame mince le matériau micritique dans lequel baigne des sables siliceux et graviers calcaires est caractérisé par sa compacité. On observe cependant une fissuration horizontale. Celle-ci est fine (de l'ordre de la centaine de microns), souvent pincée bord à bord ce qui lui confère un aspect perlé. Ces fissures discontinues sont espacées verticalement environ tous les 5 mm. Les objets calcaires les plus grossiers, noyés dans le plasma micritique, sont souvent*

arrondis. Ils sont associés (ou parfois les mêmes) à des grains à enrobement matriciel fin (quelques dizaines de microns). Une fissuration courbe discontinue souligne parfois les limites extérieures des enrobements.

Fissuration horizontale et objets à enrobement matriciel signalent une restructuration du matériau sous l'effet de la glace de ségrégation (van Vliet-Lanoë, 1988). L'acquisition de la compacité, responsable de la fermeture des fissures, paraît être intervenue dans un second temps.

[E3] – L'ensemble est recouvert par une unité constituée d'un cailloutis de silex géolifracés emballé dans une argile sableuse brun-rouge très compacte [E3]. Elle est matérialisée par deux lambeaux, chacun d'une envergure latérale de 10 à 12 m pour une épaisseur de 1 m environ. Renflés à leur sommet, et plans à leur base, ces deux lambeaux se présentent sous la forme de deux lentilles convexes.

La limite inférieure des lambeaux est tranchée, structurée par des festons, des boucles et des lobes qui pénètrent voire se détachent dans l'unité inférieure [D3]. Le cailloutis constitutif des festons reprend souvent l'organisation « enroulée » de certains des appendices.

À la base des lambeaux, on observe localement la présence de bandes sablo-argileuses brun-rouge dépourvues de cailloutis géolifracés [E2]. Le contact avec les sables crayeux sous-jacents [D3] est tranché. Les matériaux sablo-argileux brun-rouge ont également été observés sous la forme de lambeaux (de l'ordre de la trentaine de centimètres) compris dans le matériau sablo-crayeux inférieur [D3]. Ils constituent également le remplissage d'une fente de gel profonde de 1 m [E1], comprise également dans les sables crayeux sous-jacents [D3].

Micromorphologie des sables argileux brun-rouge dans la fente [E1] : *Les vides contenus dans le sédiment sablo-limoneux sont occupés par des revêtements argileux jaunes vifs très épais (de l'ordre du millimètre) à lamine diffuses. Les revêtements sont souvent coalescents et envahissants. Ces traits d'illuviation sont comparables à ceux rencontrés dans l'unité [8c] de la coupe A (fig. B2). Ils sont apparus fragmentés sur place ce qui détermine une extinction tachetée en lumière polarisée analysée.*

La relative conservation des figures d'illuviation suggère que le remplissage de la fente provient de l'effondrement par motte d'un paléosol dont la construction est antérieure à la mise en place de la fente. Ce paléosol peut être corrélé à l'unité [8c] de la coupe A (fig. B2). L'ouverture de la fente et la dislocation sur place des revêtements argileux montrent que des processus cryogéniques sont intervenus après l'élaboration du paléosol [8c].

Micromorphologie des sables argileux brun-rouge dans les bandes [E2] : *Le matériau hétérogène, constitué en alternance de bandes à plus ou moins riches en particules sableuses (taille : 300-500 µm en moyenne), emballées dans un plasma poussiéreux terne à argilo-limoneux selon les bandes dans lequel des micro-papules (5-10 µm) ont été observées. Les bandes sont développées sur une épaisseur comprise entre 2 et 5 mm. Elles sont limitées entre elles par des fissures horizontales. La limite inférieure avec le matériau micritique en [D3] est tranchée.*

Ces éléments d'observation permettent de considérer ce dépôt comme une colluvion de sol. Le remaniement paraît avoir été généré par des processus cryogéniques d'après la reconnaissance d'une structure lamellaire.

[F] – L'unité [E3] est recouverte sur les deux tiers nord du profil par une formation hétérogène et non cohérente constituée d'un cailloutis de silex (gélifracsts et galets) (taille moyenne : 5 cm), emballé dans des sables et graviers calcaires [F]. Cette formation détritique est développée sur une épaisseur de 1 m. Elle s'organise selon des poches où les cailloutis constitutifs se structurent en litages concaves successifs, soulignés par un arrangement étiré et redressé des éléments les plus grossiers. Ces poches sont développées sur une envergure latérale de 3 à 6 m à l'ouverture. Au niveau du contact avec l'unité inférieure [E3], le cailloutis de silex observe un étirement marqué, parallèle au tracé de la limite lithologique. Cette organisation est relayée dans l'unité sous-jacente [E3] par un arrangement similaire des gélifracsts de silex, situés au plus près du contact lithologique. La mise en forme de ces structures concaves paraît être à l'origine de l'organisation en lentille convexe du sommet des lambeaux d'argiles sableuses à gélifracsts sous-jacents [E3]. Le sommet de la convexité de chacun des lambeaux [E3] est en effet situé dans le prolongement des branches concaves des cailloutis grossiers supérieurs [F].

[G] – La formation détritique et hétérogène [F] supporte un horizon sablo-argileux brun rouge [G] qui contient quelques éléments grossiers (galets et gélifracsts de silex). Il apparaît développé aux dépens du cailloutis inférieur [F]. La structure est prismatique à tendance polyédrique. Le sommet de l'horizon est déstructuré par les pratiques agricoles.

Micromorphologie : *Le matériau est constitué d'un sable limoneux, associé à des pédoreliques à revêtements argileux qui présentent une extinction tachetée (en lumière polarisée analysée). L'ensemble est emballé dans un plasma plus ou moins poussiéreux à micro-papules d'argile. Des revêtements argileux poussiéreux ont été observés dans la porosité canaliculaire du sédiment. Ces éléments définissent l'horizon d'illuviation actuel développé aux dépens d'une colluvion de sol.*

Interprétation litho- pédostratigraphique :

• Les formations fluviatiles :

En l'état actuel des observations, il n'est pas possible d'établir de relations géométriques entre les tracés des différents systèmes d'écoulement repérés au sud de la gravière et ceux repéré le long du profil E. Il s'avère également délicat de proposer des raccords stratigraphiques entre les remplissages sédimentaires des chenaux Nord et Sud de la coupe E et ceux des deux chenaux principaux (chenaux A et B, fig. 66 à 69) observés dans la moitié sud de la gravière. Ainsi, le remplissage sableux fins et clair [A] du chenal Nord n'a jamais été rencontré dans le sud de la gravière.

Quant à la parenté possible des matériaux sédimentaires constitutifs des unités [B] et [3], elle n'est qu'apparente et non démontrée. Toutefois, l'étude de la faune malacologique prélevée dans l'unité [C] positionnée au sommet du remblaiement du chenal Sud fournit des précisions qui s'accordent avec cette proposition. L'assemblage de mollusques recueillis dans le petit sol aux teintes ténues [C] est comparable, d'un point de vue biostratigraphique, à la biozone Scy3 définie dans l'horizon grisâtre [4] observé dans les profils sédimentaires du sud de la gravière (fig. B3, B4 et B6 ; fig. 51). Cette observation permet d'avancer que dans la coupe E, les sables [B] inférieurs occupent la même position stratigraphique que les sables [3] des profils D, C et M (fig. 51).

• **Les formations de versant :**

La coupe E se distingue des transects est-ouest (fig. 66 à 69) présentés ci-avant par la forte épaisseur des formations de versant qui recouvrent la nappe alluviale. Celles-ci sont épaisses de 4 m en moyenne, contre 2 m au plus, pour les formations de versant qui nappent les matériaux fluviatiles situés sur la moitié sud de la sablière. L'accumulation de ces matériaux paraît avoir été privilégiée sur ce secteur. Celui-ci est situé en effet, dans la topographie actuelle du versant, au niveau du débouché d'un petit vallon sec dit du « Grand-Marnet » orienté SSO (fig. 65). La mise en place de ce talweg ou son fonctionnement apparaît contemporain de l'abandon de l'ancienne plaine alluviale par les écoulements fluviatiles.

La lithologie et la succession des formations de versant observées le long de la coupe E diffèrent sensiblement de celles enregistrées le long des transects situés au sud de la gravière :

– La plus ancienne des formations jalonne une surface d'érosion façonnée dans les formations alluviales sommitales. Elle est constituée de sables et graviers crayeux [D]. La position stratigraphique de cette unité ainsi que ses caractéristiques lithologiques permettent de la corrélérer avec les sables et graviers crayeux [7] repérés à la base de la séquence de versant le long des transects méridionaux J, K, L et M.

Constituée de matériaux détritiques crayeux mêlés à des sables siliceux, cette unité, développée ici sur 1 à 2 m d'épaisseur, est issue du démantèlement des versants crayeux qui ont été mêlés lors de leur transit à des formations sableuses peut-être d'origine fluviatile. L'examen sous microscope mené à la base de la formation (couche [D1]), moins affectée par les remaniements et les déformations qui touchent les volumes sédimentaires supérieurs, montre que l'ensemble remanie également des papules d'argilane jaune et limpides. La mise en place des premiers matériaux, s'est par conséquent accompagnée de

la démolition de paléosols plus anciens. La reconnaissance macroscopique de petites fentes et involutions qui distordent localement les litages précise, que des déformations cryogéniques de petite ampleur ont peu ou prou affecté les matériaux au fur et à mesure du dépôt. Toutefois, la redistribution grain à grain traduit un étalement de proche en proche des matériaux détritiques sous l'effet de processus de ruissellement superficiel. Elle révèle que les conditions climatiques qui présidaient lors de la mise en place des premiers dépôts sablo-crayeux n'étaient pas strictement rigoureuses.

L'étude des assemblages malacologiques corrobore cette idée. L'assemblage recueilli définit la malacozone Scy5 qui associe des espèces de milieu ouvert et sec. Toutefois, la persistance de taxons thermophiles forestiers précise qu'il s'agit d'une faune caractéristique d'une période de transition climatique qui évolue d'une phase interglaciaire vers une phase glaciaire. Prélevé plus haut dans les sables crayeux [D3], l'assemblage caractéristique de la zone suivante Scy6 enregistre l'accentuation des conditions climatiques générales ainsi que le remaniement de la malacofaune (tabl. 4.1 et 4.2 ; Limondin-Lozouet, inédit).

En conclusion, les matériaux sablo-crayeux [D]/[7] proviennent du démantèlement des versants calcaires constitués de craie sénonienne. Repérée systématiquement le long de la limite orientale de la gravière, cette unité résulte de la déstabilisation généralisée du versant. La production des matériaux, leur volume, indiquent globalement l'avènement d'une période de péjoration climatique. La mise en place des premiers dépôts (unité [D1]) se produit toutefois dans un contexte non rigoureux, caractéristique d'une période de transition interglaciaire-glaciaire.

– Au sud de la coupe, une fente de gel a piégé un lambeau de sol [E1]. Sa construction ainsi que son piégeage sont postérieurs au dépôt du granulat crayeux [D]. Le lambeau de paléosol renferme des traits microstructuraux apparentés au sol [8c] dont la mise en place, le long de la coupe A (fig. B2), apparaît d'un point de vue stratigraphique également postérieure au dépôt du gravier [7].

– Le granulat sablo-crayeux [D]/[7] est immédiatement surmonté par un cailloutis de silex géli fractés [E3], emballé dans des argiles sableuses brun-rouge très compactes. La limite est tranchée. L'unité [E3] se présente sous la forme de deux volumineux lambeaux qui ravinent profondément l'unité [D3] inférieure. D'après leurs position stratigraphique et caractéristiques lithologiques, les deux lambeaux caillouteux (unité [E3]) peuvent être corrélés au banc de cailloutis géli fractés [9] repéré au sud de la gravière.

La mise en place des deux lambeaux caillouteux a été réalisée par le glissement en masse sous conditions périglaciaires de formations détritiques et altérée plus anciennes situées initialement plus en amont sur le versant. Le décollement initial paraît avoir affecté des panneaux entiers de cailloutis géli fractés. La mobilisation qui a suivi, a induit nécessairement la présence sous-jacente d'une couche en état de liquidité.

– L'ensemble est couronné par des matériaux détritiques non cohérents (unité [F]), constitués principalement d'un cailloutis de silex (gélifracsts et galets) auquel sont associés quelques éléments gréseux et calcaires. L'ensemble est emballé dans des sables. Cette unité lithologique meuble n'a pas son équivalent dans les profils observés au sud de la gravière. Elle est affectée de figures d'étirement qui restructurent le matériau caillouteux constitutif selon des cellules de convection d'envergure décamétrique. La restructuration est postérieure au dépôt du cailloutis grossier et a touché également le cailloutis de silex gélifractés de l'unité [E3] situé plus en profondeur en la mettant en forme selon deux lambeaux renflés ou convexes. Ces déformations sont le produit de processus de cryoturbation qui ont brassé les formations les plus superficielles soumises aux alternances gel-dégel dans un contexte périglaciaire.

Synthèse de l'information stratigraphique pour les formations de versant de la gravière des « Grandes-Pièces » de Soucy

Nous ne développerons pas ici une synthèse morpho-stratigraphique des formations fluviatiles de la gravière des « Grandes-Pièces » dans la mesure où ce thème fait l'objet d'une attention spécifique développée dans la troisième partie de ces travaux. Nous rappelons cependant, que la mise en place des dépôts fluviatiles fins s'est déroulée lors d'une période tempérée rapportée à une phase interglaciaire de la moitié du Pléistocène moyen.

Les dernières formations fluviatiles fines (unités [5] et [6]) sont recoupées par une surface d'érosion doucement inclinée vers l'ouest (fig. 66 à 69). Elle matérialise le passage définitif à une paléogéographie de versant. Elle est recouverte par des formations de versant dans lesquelles plusieurs étapes ont été reconnues. Elles traduisent la succession en alternance de périodes de péjorations et d'améliorations climatiques :

• La première péjoration climatique

Les sables et graviers crayeux [7] non cohérents qui recouvrent la surface d'érosion ont principalement été localisés à l'est de la gravière, c'est à dire au plus près du talus sénonien. D'après les observations sous microscope (coupe E, unité [D], fig. B7), la formation est compacte et associe des sables crayeux et siliceux, des graviers crayeux. La production du granulat crayeux est issue du démantèlement du talus sénonien et implique des conditions globalement périglaciaires.

Toutefois l'absence de traits strictement cryogéniques à la base de la formation (unité [D1], coupe E ; fig. B7) exclut de situer la mise en place des premiers dépôts dans un contexte strictement rigoureux. La reconnaissance d'une malacofaune spécifique à l'unité [D1] (biozone Scy5, tabl. 4.1 et 4.2) apporte même des précisions supplémentaires. L'assemblage est en effet caractéristique d'une phase de transition climatique interglaciaire-glaciaire (Limondin-Lozouet, inédit).

• **Phase d'amélioration climatique entrecoupée par une dégradation des conditions**

À l'est de la gravière, un horizon sablo-argileux brun rouge [8] à structure finement polyédrique est développé aux dépens des sables et graviers crayeux [7]. À l'ouest, il est installé au sommet des dépôts fluviatiles fins [3] recoupés par la surface d'érosion (fig. 50).

L'examen sous lame mince de l'unité le long de la coupe A (fig. B2) a révélé le caractère polyphasé du paléosol [8], constitué de la superposition de deux horizons d'illuviation de sols brun lessivés, SLGP II (sous-unité [8c]) et SLGP III (sous-unité [8c]).

La phase d'illuviation la plus ancienne est représentée par des revêtements argileux limpides de couleur jaune clair essentiellement rencontrés dans la partie la plus inférieure de l'horizon (unité [8a], fig. B2). Leur position en limite de l'unité fluviatile et carbonatée désigne la base d'un horizon profond de type Bt développé dans un contexte interglaciaire.

L'horizon d'illuviation le plus récent [8c] est développé dans des matériaux légèrement moins sableux qui recouvrent directement l'horizon [8a] précédent. Les nombreux revêtements argileux jaune-orangé sont très épais et occupent la quasi totalité de la porosité du matériaux. Ils marquent le développement d'un horizon Bt sous des conditions tempérés. Leur taille et leur dispersion diminuent avec la profondeur. De couleur plus soutenue que les précédents traits argileux de l'unité [8a], ils apparaissent enrichis en oxydes ou hydroxydes de fer. L'illuviation ferri-argilique est caractéristique des sols bruns lessivés développés sous forêt de feuillus (Jamagne, 1972 ; Vazart, 1983).

Sous lame mince, les deux horizons sont séparés par des traits d'illuviation à dégradation texturale [8b], figurée par des revêtements argilo-poussiéreux orangés qui passent progressivement à des revêtements limoneux puis sableux à papules. Ils marquent une phase de détérioration des conditions climatiques caractérisée par une accentuation de la percolation de l'eau dans le profil et l'ouverture du milieu. Elle s'est accompagnée du démantèlement d'un sol plus ancien et de l'approfondissement du profil d'altération, marqué par l'apparition de revêtements calcitiques associés aux illuviations argilo-poussiéreuses orangé.

L'unité [8] correspond ainsi à deux phases diachroniques de construction d'horizons d'illuviation de sol brun lessivé développés sous des conditions tempérées. Ces deux phases sont séparées dans le temps par un épisode au cours duquel une phase de dégradation des conditions climatiques est enregistrée.

• La seconde péjoration

La mise en place d'un cailloutis géli fracté [9] ravine l'ensemble. Elle signe le retour de conditions nettement périglaciaires. L'agencement grossièrement lité du banc, la grossièreté du cailloutis de silex constitutif, la généralisation d'une microstructure en ovoïde dans les sédiments qui sous-tendent immédiatement l'unité [9] décrivent des matériaux mobilisés sur une paléo-pente par géli fluxion sous des conditions froides et humides. Plus à l'est, là où la pente est le moins accusé, des fentes de gel et des poches en chaudron apparaissent. Elles sont associées à des déformations du banc de silex qui affectent les unités sédimentaires inférieures [8] et [7]. Dans les unités sédimentaires sous-jacentes, le cailloutis géli flué est associé de manière systématique à une structure lamellaire qui s'amortit progressivement en profondeur. Elle signale la présence d'un géli sol dont l'épaisseur, plus ou moins régulière, a pu excéder le mètre.

• La troisième amélioration climatique

Une nouvelle pédogenèse [10] de rang interglaciaire se met en place au-dessus du cailloutis géli fracté. Elle est construite sur des matériaux colluvionnés repérés d'après la présence de papules et de nodules d'oxyde roulés. Elle se signale par des traits d'illuviation argileux jaune en situation de revêtement dans la porosité. Les traits sont surmontés par des argiles d'illuviation brun-rouge foncé microlitées. Ces derniers traduisent une évolution vers une illuviation minéralo-organique sous des conditions plus continentales (Fedoroff et Goldberg, 1982).

• La troisième détérioration climatique

La mise en place du sable et granulats crayeux [11] associé latéralement au cailloutis de silex [11a] (coupe A, fig. B2 ; coupe C2, fig. B4) marquent le retour d'une nouvelle péjoration des conditions climatiques. Le long de la coupe A (fig. B2), le cailloutis s'est mis en place selon des processus de cryoreptation, tandis que la malacofaune contenue dans les sables crayeux [11] évoque des conditions rigoureuses froides et sèches caractéristiques d'une phase pléniglaciaire (biozone Scy7, tabl. 4.1 et 4.2 ; Limondin-Lozouet, inédit).

• La poursuite des apports détritiques

Les unités [11] et [11a] sont recouvertes de dépôts nettement plus fins qui s'enrichissent au fur et à mesure de l'aggradation sédimentaire en particules limoneuse (unité [12]).

À la base de la formation, le long de la coupe A (fig. B2), quelques traits d'illuviation argileux brun-rouge peu épais en situation de revêtement [12a] ont été reconnus. L'ensemble est bioturbé.

Les limons supérieurs [12b] se caractérisent par la quasi absence de traits texturaux. Les rares traits sont constitués de grains limoneux mêlés à des particules de matière organique d'aspect poussiéreux. Ils sont associés à des zones éluviées et une structuration lamellaire générée par la glace de ségrégation. La mise en place de cette colluvion s'est opérée sous des conditions périglaciaires.

Le long de la coupe E, la mise en place de l'unité [F] (fig. B7) pourrait être sub-contemporaine de la mise en place de l'unité [12b] d'après sa position dans la stratigraphie générale. Constituée d'un cailloutis grossier où galets et gélifracsts de silex sont mêlés à des sables, sa mise en place est issue du démantèlement d'une ancienne colluvion alimentée, elle-même et en partie, par la démolition d'une ancienne nappe alluviale. Sa mise en place a été suivie d'un intense remaniement cryogénique dont l'action a profondément perturbé l'agencement des unités sédimentaires sous-jacentes.

• La pédogenèse sub-actuelle

Le sommet des dernières formations détritiques [12] est colonisé par des traits d'illuviation jaune clair devenant poussiéreux au sommet des revêtements (coupe A, fig. B2). Ils matérialisent la dernière pédogenèse élaborée sous les conditions tempérées actuelles.