

# Composition et origine des matériaux constituant les sols

---

## IV.1. Introduction

La variabilité spatiale des sols, et notamment leur épaisseur, découle de l'équilibre entre deux types de processus (Huggett, 1997) :

- les processus de pédogenèse *in-situ* qui impliquent un développement majoritairement vertical du sol du haut vers le bas. Lorsque de tels processus dominant, le sol possède une parenté importante avec le substrat (autochtonie) considéré alors comme roche-mère.
- les processus d'érosion-dépôt qui contrôlent les départs et apports latéraux de matière, et donc le « rajeunissement » du profil à sa surface. Dans de tels cas, il peut exister des dissimilitudes importantes entre le substrat et le sol (allochtonie).

Sur les versants cultivés soumis à l'érosion, les phénomènes de dépôt sont favorisés localement par les bordures de parcelles (haies, bandes enherbées, chemins...). Tout type de bordure a un effet anti-érosif vis-à-vis du labour, mais également vis-à-vis du vecteur hydrique lorsqu'il est végétalisé (Govers *et al.*, 1996 ; Dabney *et al.*, 1999; De Alba, 2003; Knapen *et al.*, 2008). De plus, cet effet est accentué lorsque les bordures ont une orientation proche de celle des courbes de niveau. Ces dépôts locaux induisent la formation de figures morphologiques linéaires caractéristiques, comme les crêtes de labour et les banquettes agricoles (Callot, 1980 ; Zadora-Rio, 1991 ; Salvador-Blanes, 2002). L'étude développée dans le Ch. III a mis en évidence l'existence de deux types de figures morphologiques linéaires sur le site d'étude, les banquettes agricoles et les ondulations. Les premières sont associées à des bordures de parcelles encore présentes actuellement. Les secondes sont liées à des bordures de parcelle disparues principalement lors d'un remembrement effectué en 1967.

Le substrat est également susceptible d'influencer les caractéristiques topographiques et l'épaisseur des sols au droit des figures morphologiques étudiées. En contexte carbonaté, la juxtaposition d'affleurements de substrat de faciès lithologiques différents peut entraîner des variations non négligeables de la nature des sols et de la forme du toit de l'altérite. La nature du substrat favorise en effet plus ou moins les processus pédogénétiques *in-situ*, induisant une variation spatiale des sols et de leur épaisseur.

Ce chapitre est consacré à **la caractérisation de la composition des sols au niveau des figures morphologiques identifiées sur le site d'étude et à la détermination de l'origine de ces composants**. La nature et la variabilité spatiale du substrat géologique seront précisées afin de mettre en évidence des indices de redistribution prouvant un certain degré d'allochtonie de ces matériaux (SEDI ; *cf.* Ch. I). En d'autres termes, cette approche permettra de définir dans quelle mesure des SEDI de types minéralogique, granulométrique ou autres (Pedological, physical SEDI ; *cf.* Ch. I) pourront être employés pour caractériser, voire quantifier, la redistribution de matière au niveau des figures morphologiques sur le site d'étude.

## IV.2. Matériel et méthodes

Les données traitées dans ce chapitre ont été récoltées principalement sur le site d'étude de 16 ha. Seule la prospection électromagnétique a été effectuée sur la zone d'extrapolation de plus de 100 ha (Fig. II-1) ce qui permet une réflexion quant à l'extrapolation des méthodes et conclusions apportées par ces travaux (*cf.* Ch. VI). Les informations générales sur la localisation et les paramètres physiographiques (topographie, lithologie) du site d'étude et de la zone d'extrapolation sont présentées dans le Ch. II.

### IV.2.1. Cartographie géo-électrique de la variabilité lithologique des substrats

L'extension spatiale des formations géologiques constituant le versant a été étudiée par une approche géo-électrique. Les méthodes électromagnétiques et électriques utilisées

dans cette étude permettent la mesure rapide, en surface, de la résistivité/conductivité électrique du sol et du sous-sol. La résistivité électrique et son inverse, la conductivité électrique, dépendent des caractéristiques physico-chimiques des matériaux (lithologie, teneur en eau et solutés, taille des constituants...). Dans les cas favorables, ces méthodes géophysiques aident à discriminer les formations constituant le sol et le sous-sol par la mesure des différences de leurs résistivités électriques (Dupis *et al.*, 1996 ; Gourry *et al.*, 2003). Le choix des outils électriques et électromagnétiques est justifié ici par la diversité de nature physico-chimique des formations géologiques du versant.

#### IV.2.1.1. Résistivité électrique d'un matériau et facteurs influents

La **résistivité électrique  $\rho$**  (en  $\Omega.m$ ) d'un matériau quantifie sa capacité physique à s'opposer au passage d'un courant électrique ; son inverse est la conductivité  $Q$  (en  $S.m^{-1}$ ) telle que  $Q = 1/\rho$ . Les formations superficielles (sols et roches) sont composées d'une « matrice » solide, d'une phase liquide, et d'une phase gazeuse.

La matrice minérale est souvent considérée comme isolante électriquement. Cependant, les argiles possèdent une capacité d'échange cationique (CEC) plus ou moins élevée en fonction de leur nature (Caillère *et al.* 1982 ; Newman and Brown, 1987) qui va influencer leur conductivité électrique (Tabbagh and Cosenza, 2006). La quantité et la nature des diverses argiles dans le volume de solide sont donc à considérer. De plus, la matière organique (MO) libre, lors de sa décomposition, des composants (acides organiques, lignine...) qui possèdent des propriétés d'échange ionique ; la quantité d'ions échangeables augmente alors avec le degré d'humification (Rydin and Jeglum, 2006). L'arrangement spatial (structure) des particules solides minérales et organiques détermine la porosité d'un matériau qui contient les deux phases, liquide et gazeuse. L'air est un isolant électrique, tandis que l'eau est souvent conductrice. La nature des ions contenus dans les eaux d'imbibition, et la concentration de chacun, contrôlent nettement la conductivité, dite électrolytique, d'une roche ou d'un sol (Bertrand, 1967 ; McNeal *et al.*, 1970). Lorsque la température augmente, la mobilité des ions s'accroît et favorise la dissociation des molécules. Ainsi, une augmentation de température de  $1^{\circ}C$  du matériau induit une baisse de résistivité de 2% pour les températures entre 0 et  $20^{\circ}C$  (Keller and Frischknecht, 1966).

Les mesures de résistivité électrique vont donc nous renseigner sur le sol et le sous-sol en intégrant leurs caractéristiques minéralogiques, hydrologiques et de porosité. Il est important de noter qu'étant donné le nombre de paramètres physico-chimiques impliqués dans les propriétés électriques d'un matériau, deux formations de nature différente sont susceptibles de présenter des valeurs de résistivité proches (Bertrand, 1967).

#### IV.2.1.2. Méthode électrique

Des **sondages électriques (SE)** ont été effectués par F. Hirschberger et E. Aldana-Jague pour évaluer la variabilité verticale de résistivité électrique des matériaux le long du versant. Les SE ont été réalisés grâce à un résistivimètre SYSCAL Jr. de Iris Instruments®. Il s'agit d'un quadripôle électrique à courant continu : deux électrodes (A et B) émettent un courant d'intensité  $I$  connue, les deux autres (M et N) mesurent la différence de potentiel ( $\Delta V$ ) liée au passage du courant dans le sol et le sous-sol. Un facteur géométrique est alors intégré à la loi d'Ohm pour tenir compte de la configuration spatiale des électrodes. Dans un milieu supposé homogène, la différence de potentiel correspond alors à :

$$\Delta V = F * \rho_a * I * 1 / 2 * \pi , \quad (1)$$

avec  $\Delta V$  : différence de potentiel entre M et N (en mV),  $F$  : facteur géométrique (en  $m^{-1}$ ),  $\rho_a$  : résistivité apparente du sous-sol (en  $\Omega.m$ ) et  $I$  : intensité du courant envoyé (en mA).

La configuration spatiale « Wenner » a été utilisée ici, où les quatre électrodes sont alignées et équidistantes telles que  $AM = MN = NB = a$  (m) (Fig. IV-1). En mode Wenner, la profondeur d'investigation correspond environ au quart de la distance AB (Samouëlian *et al.*, 2005). La variation de l'écartement  $a$  des électrodes permet donc d'enregistrer les variations de résistivité apparente à la verticale du point sur lequel est centré le dispositif. La résistivité apparente est un signal intégrant de façon pondérée les résistivités vraies des différents matériaux traversés entre la surface et la profondeur maximale atteinte par les lignes de courant. Pour chaque SE, l'espacement maximum  $a$  atteignait 7 à 10 m : les mesures concernaient alors principalement le substrat géologique compte tenu d'une épaisseur moyenne de sol de 62 cm sur le site (Cf. Ch. III).

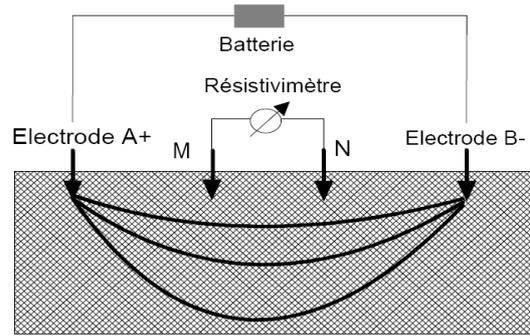


Figure IV-1. Schéma d'un dispositif électrique en mode Wenner :  $AM = MN = NB$ . Les courbes noires représentent les lignes de courant. (Source : Jenny *et al.*, 1999)

La prospection électrique a été effectuée le long d'un transect parallèle à la plus grande pente (Fig. IV-2), perpendiculairement aux limites d'affleurement des formations géologiques cartographiées par Alcaydé *et al.* (1989). Le transect se décompose en deux sous-transects Am et Av localisés en amont et aval du site, respectivement. Pour chaque SE, les quatre électrodes ont été alignées parallèlement aux courbes de niveau pour limiter l'influence de variations lithologiques latérales. 38 SE ont été réalisés sur une longueur totale de 600 m. L'espacement entre les SE a été adapté en fonction des variations topographiques. Pour des raisons pratiques, 2 SE ont été décalés vers l'ouest de la partie Am du transect (Fig. IV-2).

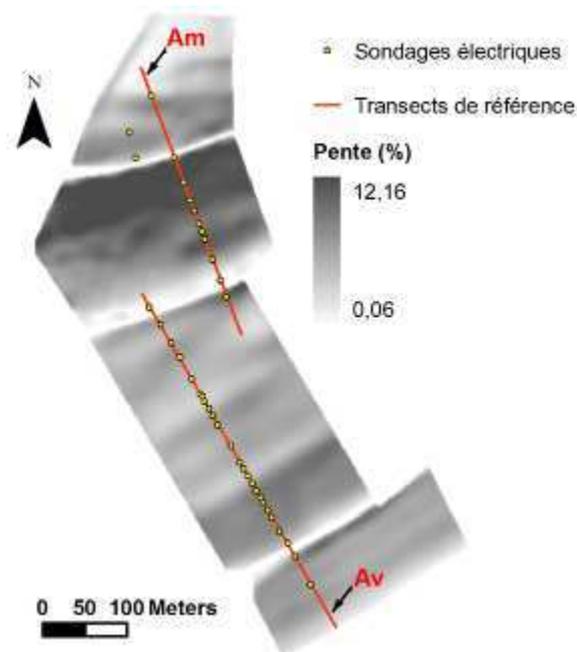
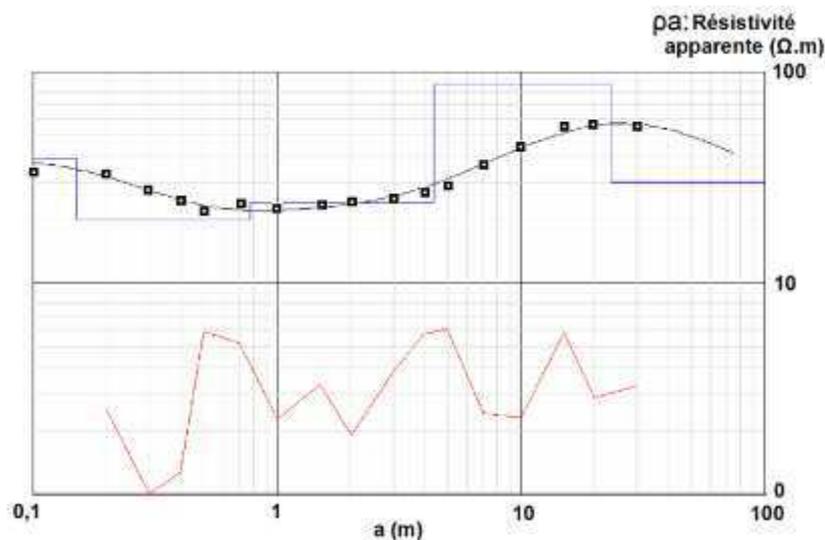


Figure IV-2. Localisation des sondages électriques effectués sur le site d'étude.

Chaque SE a ensuite été inversé avec le logiciel WinSev 6 de W-Geosofts® selon la méthode décrite par Das and Verma (1980). L'**inversion** permet de déterminer un modèle théorique de terrain (nombre de couches, épaisseur et résistivité « vraie » de chacune des couches) expliquant au mieux les valeurs de résistivité apparente mesurées en surface (Fig. IV-3). L'inversion des SE présente des limites comme le phénomène de « suppression » où les couches minces, facilement détectées en surface, sont presque indétectables en profondeur. Il faut également considérer la loi « d'équivalence » où un même sondage électrique peut être interprété par différents modèles théoriques de terrain. Il est donc nécessaire de contraindre l'inversion des SE par des données complémentaires mesurées *in-situ* (épaisseur, profondeur et résistivité « vraie » de couches). Ainsi, l'épaisseur de la première couche, le sol, a été intégrée grâce à une observation à la tarière sur chaque point de SE. De plus, les profondeurs des couches profondes et leur résistivité « vraie » ont été progressivement intégrées pour inverser les SE effectués le long du transect. En effet, les SE ont été inversés du bas vers le haut du versant afin de modéliser les couches géologiques des plus anciennes vers les plus récentes. Les informations relatives aux couches profondes (résistivité « vraie » et épaisseur) ont d'abord été obtenues ainsi. Ces informations ont alors été utilisées pour contraindre l'inversion des SE situés en amont : la profondeur des couches a été recalculée en chacun de ces SE grâce à la connaissance du pendage précis des couches. Le pendage utilisé est de 1,9° avec l'azimut 312°N (Aldana-Jague, 2010).



**Figure IV-3. Exemple d'inversion d'un sondage électrique sous WinSev6.** Les carrés sont les valeurs mesurées de résistivité électrique apparente ( $\rho_a$ ) en fonction de l'écartement ( $a$ ) des électrodes. La courbe noire est la courbe théorique modélisée. La ligne bleue indique les paramètres associés à la courbe théorique (résistivités  $\rho$  et épaisseurs « vraies » des couches). La courbe rouge est l'écart entre modèles calculé et mesuré.

IV.2.1.3. Méthode électromagnétique

La **prospection électromagnétique** a été effectuée avec un conductivimètre EM31-MK2 de Geonics Limited®. Elle a permis la mesure en surface de la conductivité apparente ( $Q_a$  en  $\text{mS.m}^{-1}$ ) des formations situées principalement entre la surface du sol et environ 6 m de profondeur. Cette mesure donne un « résumé » des informations obtenues ponctuellement par SE. La méthode électromagnétique permet par contre d'obtenir une information en deux dimensions des caractéristiques électriques du substrat : cette approche est donc complémentaire de l'analyse ponctuelle par SE verticaux. L'EM31 est une perche d'environ 3,7 m de long qui possède à chaque extrémité une bobine, l'une émettrice, l'autre réceptrice, orientées parallèlement (Fig. IV-4a). La bobine émettrice crée un champ magnétique primaire d'induction ( $H_p$ ), qui crée à son tour des courants électriques dits « de Foucault » en profondeur (Mc Neill, 1980). Ces courants induisent un champ magnétique secondaire ( $H_s$ ) de fréquence identique à  $H_p$ . L'intensité de  $H_s$  dépend de la distance interbobine, de la fréquence des champs et de la conductivité apparente du sous-sol  $Q_a$  telle que (Eq. 2) :

$$Q_a = \frac{4}{\omega * \mu_0 * s^2} * \left[ \frac{H_s}{H_p} \right], \quad (2)$$

avec  $Q_a$  : conductivité apparente du sous-sol (calculée en  $\text{mS.m}^{-1}$  pour l'EM31),  $\omega = 2*\pi*f$  ( $f$  étant la fréquence : 9,8 kHz pour l'EM31),  $\mu_0$  : perméabilité magnétique du vide ( $4\pi*10^{-7}$  T.m.A<sup>-1</sup>),  $s$  : distance interbobine (3,66 m pour l'EM31),  $H_s$  : champ magnétique secondaire mesuré (T) et  $H_p$  : champ magnétique primaire (T).

La prospection EM31 a été effectuée en mode vertical (HCP) : les deux bobines étaient alors horizontales coplanaires, et les dipôles magnétiques verticaux. La profondeur d'investigation était de l'ordre de 5 à 7 m avec une sensibilité de réponse plus marquée pour les formations situées entre 1 m et 3 m de profondeur (Fig. IV-4b). La prospection EM31 est donc peu sensible aux variations d'épaisseur et de résistivité du sol, et particulièrement sensible aux premiers mètres du substrat et à son altération éventuelle.

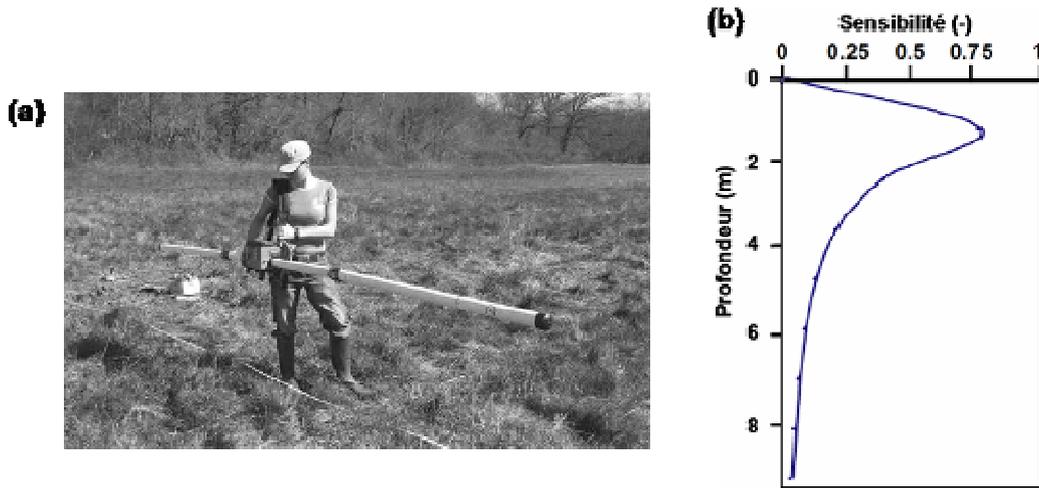


Figure IV-4. Mesure de conductivité apparente du sous-sol par induction électromagnétique avec le conductivimètre EM31-MK2 de Geonics Limited. (a) Vue de l'appareil (non prise sur le site). (b) Sensibilité de la réponse en fonction de la profondeur pour le mode « HCP ».

La prospection a été effectuée sur la zone d'extrapolation qui intègre le site d'étude (Fig. II-1c). Les mesures ont été effectuées tous les 5 m environ sur des profils espacés de 30 m en moyenne afin d'obtenir une cartographie rapide et précise (Fig. IV-5). 6278 points de mesures ont été pris sur plus de 85 ha en 10 jours. Les mesures s'étant échelonnées sur plusieurs jours, les variations temporelles (pouvant être dues à des changements de température ou de teneur en eau des formations) ont été corrigées grâce à la mesure systématique, chaque jour de prospection, de la conductivité en des points de références (50 points). Cette prospection permettra une extrapolation à la zone de 104 ha, des informations liées à la variabilité du substrat déduites de l'analyse des SE sur le site d'étude.

Les enregistrements corrigés ont permis d'estimer la conductivité apparente sur la zone d'extrapolation via un krigeage ordinaire (ESRI® ; Goovaerts, 1997; Chilès et Delfiner, 1999). Les données interpolées ont été recalculées sur une maille carrée de 2 m.

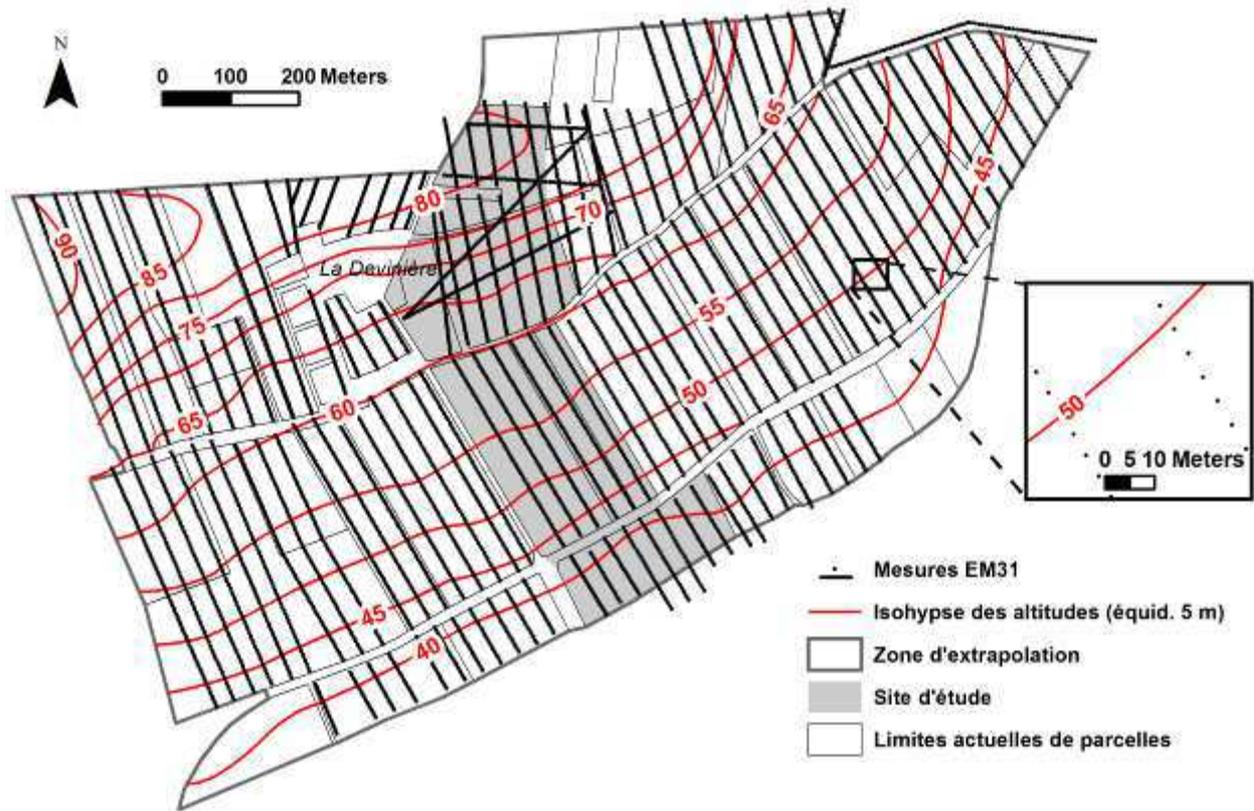


Figure IV-5. Points de mesure de la conductivité apparente du sous-sol par induction électromagnétique (EM31) sur la zone d'extrapolation

#### IV.2.2. Localisation des tranchées d'observation et des points de prélèvements pour analyses

Des tranchées ont été creusées pour **observation directe du sol et du sous-sol**. Des échantillons ont été prélevés pour analyses dans ces tranchées et par forage carotté en divers points du site d'étude. Les tranchées et forages ont été localisés le long des transects de référence Am et Av définis pour la caractérisation géo-électrique du versant par SE (cf. § IV.2.2.2). Ceci permet une comparaison entre les caractéristiques granulométrique et minéralogique du substrat et ses caractéristiques géo-électriques. D'autre part, la description et l'analyse de profils sur tranchées et forages permet de caractériser le matériel situé sous les figures morphologiques mises en évidence, et son lien avec les différentes formations lithologiques du substrat qui auront été identifiées dans le versant.

Les deux tranchées ont été creusées pour observer précisément les sols associés aux deux types de figures morphologiques linéaires identifiés : banquettes agricoles et ondulations (*cf.* Ch. III). La localisation des tranchées a été guidée par la représentativité des figures morphologiques associées, mais leur localisation précise a été dépendante des autorisations des propriétaires et exploitants. Les toposéquences choisies ont une morphologie et des épaisseurs de sol représentatives des banquettes agricoles et ondulations prospectées lors de la campagne exhaustive de sondages à la tarière sur le site d'étude (*cf.* Ch. III). Les tranchées ont été orientées perpendiculairement à l'axe des figures. La première tranchée (TL1) est sécante à la banquette agricole L1 et s'étend sur une longueur de 25 m vers l'amont depuis l'axe de cette banquette (Fig. IV-6). La seconde tranchée (TU2) est sécante à l'ondulation U2, et s'étend sur 20 m de part et d'autre de l'axe de cette figure. Chaque tranchée a été creusée sur une largeur de 2 m jusqu'à l'altérite, voire la roche saine localement. Les profils échantillonnés et/ou décrits dans les tranchées TL1 et TU2 ont été nommés comme suit :

- les trois premiers caractères désignent la tranchée où est localisé le profil, TL1 ou TU2 ;
- les caractères suivants indiquent à quelle distance  $x$  (en m) le profil se situe par rapport à l'axe ( $x = 0$  m) de la figure étudiée, c'est-à-dire la bordure de parcelle pour une banquette et le sommet de la convexité pour une ondulation (Fig. III-3). Lorsque la distance est négative, précédée du signe (-), le profil est situé en aval de l'axe, sinon en amont.

Ainsi, le point TL104, situé à 4 m en amont de l'axe de la banquette L1, a été échantillonné dans la tranchée TL1. Les points TU212 et TU2-14, situés respectivement à 12 m en amont et 14 m en aval de l'axe de U2, ont été échantillonnés.

Les **forages complémentaires (F2 à F6)** pour l'observation et l'analyse des sols et du substrat ont été concentrés sur les banquettes L1, L2 et L3. Les banquettes étant distribuées tout au long du versant, cela a permis de caractériser le substrat en divers points. Ceci a également permis d'observer les contrastes entre chaque banquette et son aval direct, de part et d'autre des ruptures de pente (Fig. IV-6). Pour terminer, le forage F1 a été effectué en amont de L3 afin d'obtenir des informations complémentaires sur le sous-sol en amont de versant.

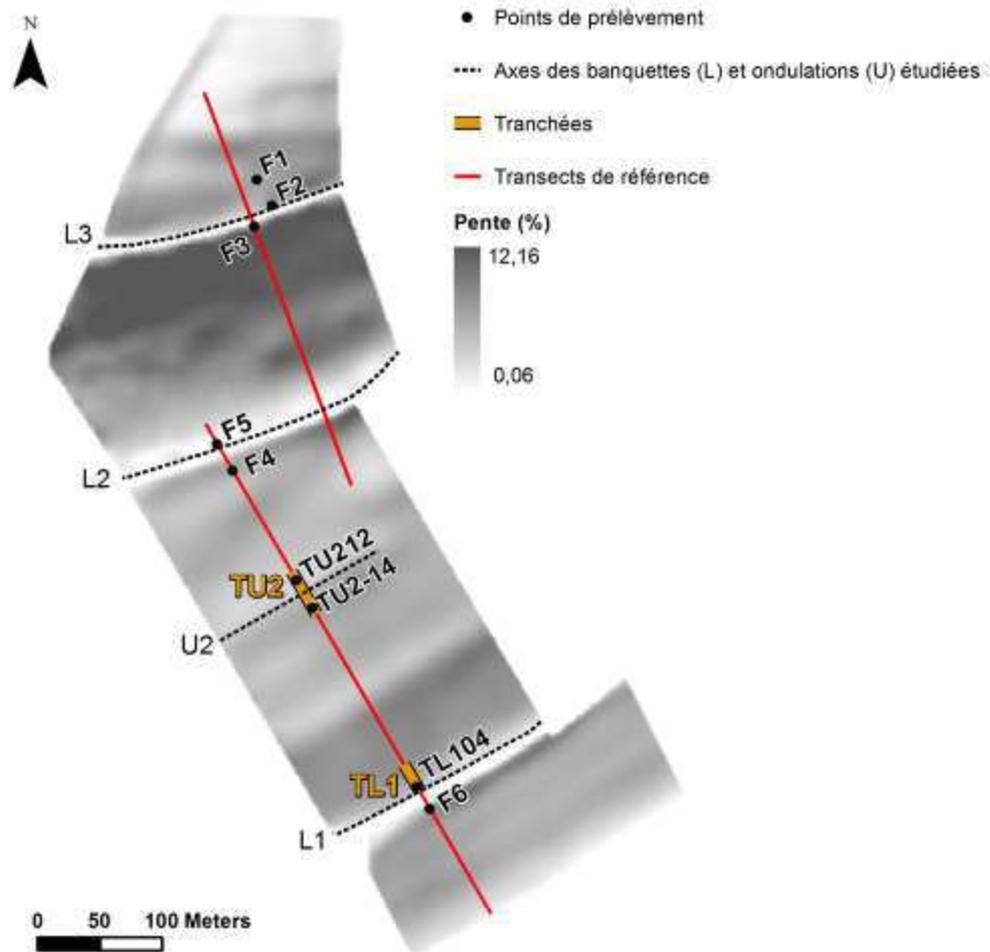


Figure IV-6. Localisation des tranchées et points de prélèvements par carottage pour l'analyse des sols et substrats sur le site d'étude

### IV.2.3. Etude morphologique des horizons pédologiques

Une **description précise des horizons pédologiques** au niveau des figures morphologiques linéaires a été effectuée dans les tranchées TL1 et TU2. Les tranchées apportent une vision continue du sol, mais également de la morphologie du toit de l'altérite (horizons C) du substrat sous-jacent, sur plusieurs mètres de distance. L'analyse en toposéquence permet d'observer précisément les relations existant entre la topographie de la surface et l'épaisseur du sol (horizons L et S), mais également entre la topographie de la surface et celle du toit de l'altérite.

La procédure d'étude des tranchées utilisée ici est proche de celle proposée par Boulet *et al.* (1982a, 1982b) et récemment mise en œuvre par Follain (2005) dans un contexte similaire. Après creusement d'une tranchée, la paroi décrite a été rafraîchie sur plus d'une dizaine de centimètres d'épaisseur afin de s'abstraire des perturbations induites par l'engin de creusement. Le fond de la tranchée a été dégagé à la pelle afin d'évacuer la matière accumulée lors du rafraîchissement de la paroi, et de manière à observer distinctement la transition entre sol et altérite (limite supérieure de l'horizon C) ou roche saine (limite supérieure de la couche R) en bas de la paroi. Un relevé topographique de la surface du sol au droit de la paroi a été effectué par DGPS. Les deux tranchées ont été jalonnées tous les mètres. A chaque jalon, les limites entre les horizons ont été déterminées en s'appuyant sur le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008) ; l'épaisseur de chacun des horizons a été mesurée au centimètre près.

#### **IV.2.4. Analyses des sols et des altérites**

Des **analyses granulométrique et minéralogique** sur chacun des horizons de sols identifiés au point TL104 de la tranchée TL1, aux points TU212 et TU2-14 de la tranchée TL2, et aux points F1 à F6 (forages) ont été effectuées (Fig. IV-6). L'analyse des horizons minéraux profonds (horizons C d'altération) a été effectuée afin d'appréhender la nature des roches du substrat par leurs altérites. La granularité et la composition minéralogique de ces horizons profonds ont ensuite été comparées avec celles des horizons organo-minéraux et minéraux superficiels en chaque point afin de tenter d'évaluer les parts d'autochtonie et/ou d'allochtonie dans les sols.

Les prélèvements d'échantillons ont été effectués de deux façons, d'une part par forage à percussion aux points F1 à F6, d'autre part dans les parois des tranchées TL1 et TU2. Le diamètre interne du carottier était de 8,96 cm entre 0 et 1 m de profondeur et de 6,46 cm entre 1 et 3 m. Les horizons observés dans chacun des forages ont été déterminés et décrits sur le terrain d'après le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008).

IV.2.4.1. Analyses granulométriques

Une **estimation de la teneur en éléments grossiers (EG)**, c'est-à-dire les particules supérieures à 2 mm, a été effectuée sur les échantillons. La terre fine (TF, < 2 mm) et les EG ont été séparés par tamisage à l'eau. La préparation des sols n'a en effet pas pu être effectuée selon la norme ISO 11464 : les EG étant ici trop fragiles, l'application d'un émottage classique ou l'utilisation d'un émotteur-tamiseur mécanique était prohibée.

L'estimation de la teneur en EG a été effectuée après séchage à 105°C de la façon suivante (Eq. 3) :

$$EG = \frac{mr_{2mm}}{m_{echt}} * 100 , \quad (3)$$

avec EG : teneur en éléments grossiers en % de la masse totale de l'échantillon ( $m_{echt}$ ),  $mr_{2mm}$  : masse (g) du refus de tamis à 2mm et  $m_{echt}$  : masse totale (g) de l'échantillon séché à l'air.

La répartition de la teneur en EG dans les carottes (F1 à F6) et les profils TL104, TU212 et TU2-14 des tranchées a été employée comme indice d'apport de matériaux allochtones par colluvionnement.

Afin de déterminer le degré de lien existant entre les horizons pédologiques et le substrat, la fraction inférieure à 2 mm de chaque échantillon (Terre Fine = TF) a subi une décarbonatation à l'HCl (N/6) dosé suivant les résultats obtenus par calcimétrie Bernard (ISO 10693). En effet, les carbonates sont une fraction peu stable du sol, or l'étude de la filiation entre sols et substrats doit être effectuée à partir de composants minéralogiques relativement stables. La matière organique (MO), qui favorise l'aggrégation, a ensuite été détruite au peroxyde d'hydrogène (à 30%). Les 5 fractions granulométriques de la TF ont donc été déterminées sur les constituants non carbonatés (essentiellement siliceux). Les proportions de sables grossiers (SG : 200-2000  $\mu\text{m}$ ) et de sables fins (SF : 50-200  $\mu\text{m}$ ) ont été évaluées par tamisage à l'eau puis séchage à l'étuve à 105°C. Les proportions des fractions inférieures à 50  $\mu\text{m}$ , c'est-à-dire les argiles (A : 0-2  $\mu\text{m}$ ), les limons fins (LF : 2-20  $\mu\text{m}$ ) et les limons grossiers (LG : 20-50  $\mu\text{m}$ ), ont été mesurées par microgranulométrie laser (CILAS 920<sup>®</sup>). La granulométrie laser donne des teneurs en fraction argileuse (A) sensiblement inférieures à celles obtenues par la méthode classique de la pipette d'Andreasen

(Konert and Vandenberghe, 1997; Beuselinck *et al.*, 1998). Des tests comparatifs à partir d'échantillons prélevés sur le site ont confirmé que l'appareil CILAS 920 mesure régulièrement des teneurs en fraction argileuse (A) environ deux à trois fois moins importantes que celles obtenues par la méthode de la pipette – norme NF X 31-107 (Billant, 2009).

#### IV.2.4.2. Analyses minéralogiques

Les analyses minéralogiques effectuées sur les échantillons de sols et altérites ont différé suivant les fractions granulométriques considérées, isolées lors des analyses granulométriques précédentes (*cf.* § IV.2.5.1).

- Tri des EG (> 2 mm)

Les éléments carbonatés et éléments siliceux des EG de chaque échantillon d'horizons superficiels ont été séparés. La proportion d'EG carbonatés a été calculée comme suit (Eq. 4) :

$$EG_{ca} = \frac{m_{EGca}}{mr_{2mm}} * 100, \quad (4)$$

avec  $EG_{ca}$  : teneur en éléments grossiers carbonatés en % de la masse totale d'éléments grossiers de l'échantillon ( $mr_{2mm}$ ),  $m_{EGca}$  : masse (g) d'éléments grossiers calcaires et  $mr_{2mm}$  : masse (g) du refus de tamis à 2mm de l'échantillon.

De même, la proportion d'EG siliceux est égale à (Eq. 5) :

$$EG_{si} = \frac{m_{EGsi}}{mr_{2mm}} * 100 \quad (5)$$

avec  $EG_{si}$  : teneur en éléments grossiers siliceux en % de la masse totale d'éléments grossiers de l'échantillon ( $mr_{2mm}$ ),  $m_{EGsi}$  la masse (g) d'éléments grossiers siliceux et  $mr_{2mm}$  : la masse (g) du refus de tamis à 2mm de l'échantillon.

- Teneur en carbonates ( $CaCO_3$ ) de la TF totale (< 2 mm)

La teneur en carbonates de la TF totale d'un échantillon a été déterminée au calcimètre Bernard selon la norme ISO 10693. La décarbonatation de la TF permet d'une part de caractériser les sols relativement aux altérites. D'autre part, comme indiqué au paragraphe précédent, cette décarbonatation a permis de récupérer les phases non carbonatés, siliceuses,

et supposées peu solubles. Les caractéristiques granulométrique et minéralogique de celles-ci apporteront pour chacun des profils étudiés des informations sur la filiation substrat-sol.

- Analyses minéralogiques de la phase sableuse décarbonatée (500  $\mu\text{m}$  – 2 mm)

Les fractions sableuses (SG : 200  $\mu\text{m}$  – 2mm et SF : 50  $\mu\text{m}$  – 200  $\mu\text{m}$ ) de chaque échantillon de sol prélevés dans les tranchées TL1 et TU2, et dans les forages F1 à F6, ont été d’abord observées à la loupe binoculaire afin d’identifier les principaux constituants des grains d’après leurs couleur, aspect de surface et angularité. Un comptage par point des sables a ensuite été effectué sur lames minces pour un certain nombre d’échantillons (Tab. IV-1) répartis tout le long du versant. La proportion relative des minéraux dans les horizons superficiels (L) par rapport aux horizons profonds peut en effet préciser les parts des apports hérités de la roche mère sous-jacente (autochtones) relativement aux apports latéraux (allochtones). Pour des raisons de temps de comptage, cette opération n’a pu être effectuée sur tous les échantillons.

**Tableau IV-1. Liste des échantillons soumis à une analyse minéralogique par comptage par point de la fraction sableuse (SF : 50-200  $\mu\text{m}$ , Sm : 200-500  $\mu\text{m}$  et Sg : 500  $\mu\text{m}$  – 2 mm). Voir Fig. IV-6 pour la localisation des points.**

	Point	Horizon prélevé
Amont	F1	L
	F5	L
		C
	F4	L
		C
	TU212	L
C		
Aval	TU2-14	L
		C
	TL104	L
		C

Pour effectuer un comptage, la lame mince, posée sur la platine du microscope, a été déplacée latéralement selon un pas régulier après chaque point identifié et comptabilisé. Le pas a été variable et proportionnel à la taille des grains de la fraction comptée. Afin d’être plus précis dans la caractérisation des sables, la fraction grossière SG a été subdivisée en deux sous-fractions Sm (200-500  $\mu\text{m}$ ) et Sg (500  $\mu\text{m}$  - 2 mm). De ce fait, pour chacun des échantillons sélectionnés, trois lames distinctes (SF, Sg et Sm) ont été comptées. Les

comptages ont été effectués sur 300 points pour les fractions Sg et Sm, 450 points pour la fraction SF (nombre de points représentatif).

- Analyses de la fraction argileuse (< 2 µm) par diffraction des rayons X

La nature des minéraux contenus dans la fraction inférieure à 2 µm (argiles = A) a été déterminée par diffraction des rayons X (DRX) selon la méthode classique des préparations orientées (Brown, 1961). En même temps que le tamisage des sables de la TF lors de l'analyse granulométrique d'un échantillon, une partie de la fraction restante (< 50 µm) a été conservée pour préparation à l'analyse par DRX. L'échantillon a été dispersé par ajout d'hexamétaphosphate de sodium [(NaPO<sub>3</sub>)<sub>6</sub>] à 5%, puis saturé en Ca<sup>2+</sup> par l'ajout de chlorure de calcium (CaCl<sub>2</sub>) à 100 g/l (2 saturations et rinçages). Les particules inférieures à 2 µm ont été prélevées à la pipette dans la suspension du matériau ainsi traité (4 cm de profondeur après deux heures de sédimentation). Le prélèvement a été déposé sur une lame de verre. Après évaporation du ménisque d'eau, un film de minéraux orientés a été obtenu. Ces échantillons ont été analysés avec un diffractomètre (RIGAKU GEIGERFLEX) avant, et après chauffage à 550°C, et après saturation dans des vapeurs à l'éthylène glycol (donc analyse DRX de trois lames d'un même échantillon). La lecture comparée des trois diagrammes obtenus pour chaque échantillon est nécessaire pour une interprétation complète des spectres minéralogiques (Brown, 1961).

## IV.3. Résultats

### IV.3.1. Nature et variabilité spatiale du substrat

#### IV.3.1.1. Caractérisation du substrat le long du versant

Le substrat a été caractérisé par l'analyse granulométrique et minéralogique des éléments non carbonatés (considérés comme peu solubles) des échantillons prélevés dans les horizons C au niveau des figures morphologiques L1, L2, L3 et U2 (Tableaux IV-2 et IV-3). Les résultats sont présentés dans le texte d'après la position de celles-ci sur le versant, d'aval en amont, afin de présenter les couches du substrat de la plus ancienne à la plus récente.

- Granularité et teneur en carbonates

Le tableau IV-2 nous donne les granularités et teneurs en carbonates des échantillons d'altérite (horizons C). La teneur en EG varie de 1 à 20% dans les horizons C aux points analysés le long du versant. Les teneurs sont supérieures à 10% dans l'échantillon le plus profond de F6, et dans les échantillons de F4, F5 et F3.

Concernant la teneur en carbonates de la fraction  $< 2$  mm (Tab. IV-2), on remarque de fortes variations le long du versant, sans tendance particulière, les valeurs allant de 66,5% dans l'échantillon le plus profond de F6 à 0,7% dans celui de F1 : le forage F1, situé en haut de versant, montre ainsi les teneurs en carbonates les plus faibles.

On observe dans le tableau IV-2 que la teneur en fraction argileuse de la TF décarbonatée présente de grandes variations : entre 2,3% et 11,6%. Les classes granulométriques LF et LG ont des valeurs très variables mais sans tendance le long du versant : les LF varient entre 24,1% et 64,9%, tandis que les LG varient entre 5,3% et 33,5%. Rappelons que l'utilisation du microgranulomètre laser sous-estime les teneurs en argiles au profit des limons. Les SF et SG montrent quant à eux une variabilité avec une tendance notable. Alors que les SG sont plus abondants (20,9 à 23,9%) que les SF (9,7 à 16,3%) dans les échantillons de F6 et TL104 prélevés en bas de versant ( $SG/SF > 1,4$ ), la tendance s'inverse nettement dans les échantillons TU212 à F1 prélevés plus en amont ( $SG/SF < 0,6$ ). La somme des SF et SG varie de 25 à 40% sur l'ensemble des prélèvements sans tendance particulière le long du versant.

Deux échantillons ont été prélevés dans les altérites des profils F6 et F1, afin d'observer la variabilité des altérites (horizons C) au même point de mesure. Le substrat du profil F6 présente une variabilité importante pour les EG, la teneur en carbonates, les LF, les LG et les SF. Dans le forage F1, la variabilité est aussi forte dans les deux échantillons analysés pour les LF et les LG, mais aussi pour les SG qui décroissent de 14,9% à 2,0% vers la profondeur. Dans les deux cas (F6 et F1), on note que les LF augmentent fortement avec la profondeur, tandis que les LG et la fraction sableuse (SF ou SG) baissent.

**Tableau IV-2. Granularité et teneur en carbonates des horizons C.**

Localisation	Profil	Profondeur (cm)	EG *	CaCO <sub>3</sub> **	Classes granulométriques (%) *** - insolubles à l'HCl					
					A	LF	LG	SF	SG	
Unité 4 (amont)	F1	125-135	9,0	6,1	2,8	28,7	29,6	23,9	14,9	
		190-200	1,0	0,7	7,6	56,8	10,4	23,1	2,0	
	L3	F2	160-170	3,0	57,4	3,6	45,9	19,1	27,3	4,0
Unité 3	F3	40-47	10,0	22,7	6,4	62,6	5,3	24,7	1,0	
		L2	F5	90-100	18,0	8,8	2,3	24,1	33,5	35,2
		F4	70-80	20,0	65,5	5,2	36,8	22,7	28,9	6,4
Unité 2	U2	TU212	35-40	-	37,0	10,8	52,8	12,0	17,4	7,0
		TU2-14	40-50	-	19,2	11,6	64,9	10,6	9,3	3,7
	L1	TL104	135-145	9,0	31,2	8,8	48,5	10,6	11,3	20,9
Unité 1 (aval)	F6	40-45	5,0	26,7	4,8	37,7	18,2	16,3	22,9	
		68-75	20,0	66,5	4,8	52,5	9,0	9,7	23,9	

\* EG : > 2 mm, exprimé en % de la masse totale de l'échantillon.

\*\* en % de terre fine (TF < 2 mm).

\*\*\* en % du total des 5 classes granulométriques dans la TF décarbonatée.

A : argiles (< 2 µm) ; LF : limons fins (2 µm – 20 µm) ; LG : limons grossiers (20 µm – 50 µm) ; SF : sables fins (50 µm – 200 µm) ; SG : sables grossiers (200 µm – 2 mm).

(-) : non déterminé

**Les analyses ponctuelles de granularité et de teneurs en carbonates des horizons C n'ont donc pas permis de détecter de grandes tendances le long du versant.** Les EG sont plus nombreux dans les altérites aux points F4, F5 et F3 qui se succèdent directement sur le transect d'échantillonnage. Les roches carbonatées peuvent montrer une grande variabilité de leur degré d'altération au niveau des altérites (horizons C), ce qui affecte fortement les taux de carbonates. On note tout de même de faibles teneurs en carbonates en haut de versant (F1). La taille des particules après décarbonatation de la TF est très variable au sein des horizons C. Le substrat est probablement assez hétérogène, les conditions de dépôt ayant varié. De plus, le substrat étant constitué de roches sédimentaires stratifiées, il peut y avoir des différences de composition entre le matériau initial au détriment duquel s'est formé l'horizon C étudié et le matériau sain qui lui est sous-jacent. On notera juste que le rapport SG/SF diffère nettement pour les altérites en F6 et TL104 ( $SG/SF < 0,6$ ), situés en partie aval de versant, par rapport aux altérites échantillonnées plus en amont ( $SG/SF > 1,4$ ).

- Composition minéralogique

Dans les horizons C, les EG sont à plus de 95% carbonatés dans les altérites de F6 à F2, et entièrement siliceux en F1 (Tab. IV-3). Le tableau IV-4 présente la composition

minéralogique des fractions sableuses décarbonatées (SF et SG) des horizons C, déduite d'une observation à la loupe binoculaire. Seuls les principaux minéraux rencontrés sont présentés. Il est à noter que feldspaths, muscovite et oxydes ont été identifiés en traces sur l'ensemble des échantillons. Le quartz, essentiellement détritique, constitue l'élément principal de la fraction sableuse (SF et SG) des échantillons analysés le long du versant. Des bioclastes, principalement des spicules constitués d'opale, sont présents dans la fraction sableuse de chacune des altérites analysées, excepté en T212. On a observé des proportions plus ou moins importantes de ces bioclastes dans les deux fractions sableuses, et leur absence de la fraction SG aux points TL104, F4 et F1. La glauconie, minéral authigène dans les craies, est présente depuis le point TU212 jusqu'en haut du versant (F1), excepté en F5. Ce minéral est présent sous sa forme saine, en grains verdâtres à noirs, de façon significative dans les altérites des profils F4 et F2. Des grains de glauconie ont aussi été observés dans l'horizon le plus profond de F1 entre 190 cm et 200 cm, mais manquent au dessus entre 125 cm et 135 cm. Pour terminer, l'opale CT est présente dans les échantillons d'altérite prélevés de F6 à F3.

**Tableau IV-3. Nature des EG (> 2 mm) contenus dans les horizons C.**

Localisation	Profil	Profondeur (cm)	EGca (%)	EGsi (%)	
Unité 4 (amont)	F1	125-135	0,0	100,0	
		190-200	0,0	100,0	
L3	F2	160-170	99,6	4,0	
Unité 3	F3	40-47	95,6	4,4	
		L2	F5	90-100	99,0
U2	F4	70-80	100,0	0,0	
		T212	35-40	-	-
		TU2-14	50-60	-	-
L1	TL104	135-145	99,7	0,3	
Unité 1 (aval)	F6	40-45	99,0	1,0	
		68-75	98,5	1,5	

\*EGca : EG carbonaté ; EGsi : EG siliceux en % de la totalité des EG.

**Tableau IV-4. Composition minéralogique de la fraction sableuse (50 µm – 2 mm) des horizons C d’après observation à la loupe binoculaire.**

Blanc : absence ; gris clair : présence (hors traces).

Localisation	Profil	Profondeur (cm)	Classe de sables*	Quartz	Bioclastes	Glauconie	Opale CT
Unité 4 (amont)	F1	125-135	SF				
			SG				
		190-200	SF				
			SG				
<i>L3</i>	F2	160-170	SF				
Unité 3	F3	40-47	SF				
			SG				
	<i>L2</i>	F5	90-100	SF			
Unité 2	F4	70-80	SF				
			SG				
	<i>U2</i>	TU212	35-40	SF			
				SG			
	<i>L2</i>	TU2-14	50-60	SF			
			SG				
	TL104	135-145	SF				
			SG				
Unité 1 (aval)	F6	40-45	SF				
			SG				
		68-75	SF				
			SG				

\* SF : sables fins (50 µm – 200 µm); SG : sables grossiers (200 µm – 2 mm).

Le Tableau IV-5 présente les résultats d’analyses par DRX de la fraction argileuse (< 2 µm). Les spectres obtenus étant souvent de mauvaise qualité (bruit de fond important), une analyse, même semi-quantitative, a été exclue. Ce bruit de fond n’a parfois pas permis d’affirmer la présence du quartz : un point d’interrogation a alors été inséré dans le tableau IV-5. La présence de quartz dans les altérites de TL104 et F5 est confirmée dans la fraction fine. Le quartz est en revanche absent de la fraction argileuse des altérites prélevées en partie amont du site d’étude (F3, F2 et F1). Les argiles minéralogiques de type illite et smectite sont présentes dans tous les échantillons d’altérite analysés le long du versant. Les travaux de Bellemlh en 2001 ont montré la présence dans les roches altérées de ce versant de faibles quantités de kaolinite : sa présence n’est pas à exclure. Ces minéraux argileux sont communs. Les analyses par DRX permettent de détecter la présence de clinoptilolite dans les échantillons en partie aval du versant (de F6 à F5).

**Tableau IV-5. Composition minéralogique de la fraction argileuse (< 2 µm) des horizons C analysée par DRX.**

Blanc : absence ; gris : présence ; ? : possible présence (bruit de fond important).

Localisation	Profil	Profondeur (cm)	Quartz	Illite	Smectite	Clinoptilolite
Unité 4	F1	125-135	?			
		190-200	?			
L3	F2	160-170				
Unité 3	F3	40-47				
L2	F5	90-100				
	F4	70-80	?			
U2	T212	35-40	?			
Unité 2	TU2-14	50-60	?			
L1	TL104	135-145				
Unité 1	F6	40-45	?			
		68-75	?			

**Les analyses minéralogiques montrent donc une évolution de bas en haut du versant.** Les horizons C prélevés en parties basse et moyenne du versant (de F6 à F5) contiennent de l'opale CT et de la clinoptilolite (Tab. IV-4 et IV-5). Dans la région, ces minéraux ont été observés ensemble uniquement dans le « tuffeau blanc » du Turonien moyen (C3b), (Macaire *et al.*, 1977 ; Alcaydé *et al.*, 1989). Le « tuffeau blanc » est une calcarénite blanchâtre, légèrement piquetée de glauconie qui est présente en faible quantité dans les échantillons TU212 et F4. Les échantillons prélevés dans les horizons C des profils F6, TL104, TU212, TU2-14, F4 et F5 pourraient donc correspondre à des altérites issues de ce « tuffeau blanc » du Turonien moyen, ce qui est relativement en accord avec la carte géologique.

Les horizons C observés en parties moyenne et haute du versant en F4, F5, F3, et F2, présentent régulièrement des coloris jaunâtres marqués (5 Y 8/2) qui diffèrent nettement des échantillons blanchâtres, voire grisés, situés plus bas dans le versant. On note également une plus forte proportion de glauconie en F4, F3, F2, et dans l'échantillon le plus profond de F1 (Tab. IV-4). Le « tuffeau jaune » du Turonien supérieur se caractérise, outre sa fraction sableuse détritique plus importante, par une proportion plus marquée de glauconie que dans le « tuffeau blanc » (Alcaydé *et al.*, 1989). Les faciès du Turonien supérieur, formant le « tuffeau jaune », ont aussi des coloris particuliers, jaunâtres voire rougeâtres lorsque la glauconie est sous forme oxydée. Ces altérites analysées en parties moyenne et haute du versant (F4 à F2) semblent donc issues du « tuffeau jaune » du Turonien supérieur. De ce fait,

les altérites analysées en F4 et F5 (partie moyenne du versant) présentent des caractéristiques intermédiaires entre celles héritées du « tuffeau jaune » et du « tuffeau blanc ». F4 et F5 seraient localisés dans la zone de transition progressive entre ces deux formations. Les limites géologiques observées sont en accord avec la carte géologique.

Les échantillons prélevés en F1, tout en haut du versant, contiennent très peu de glauconie et peu de carbonates (Tab. IV-2 et IV-4). Tous les éléments grossiers, peu abondants, sont siliceux (Tab. IV-3). Une altération poussée du « tuffeau jaune » pourrait être à l'origine de ces horizons C. On peut également envisager qu'ils proviennent de l'altération de formations plus récentes, sénoniennes ou éocènes.

#### *IV.3.1.2. Identification du substrat par ses propriétés géo-électriques*

La figure IV-7 présente les résultats des prospections géophysiques effectuées sur le site d'étude : sondages électriques et induction électromagnétique. Une coupe géo-électrique du sous-sol a été modélisée à partir de l'inversion des SE (Fig. IV-7a ; Aldana-Jague, 2010). Elle permet d'apprécier la variabilité verticale des caractéristiques électriques (résistivités vraies) des matériaux le long du versant. Des sondages électriques ont été effectués sur les points de forages et au niveau des tranchées, ou bien en léger décalage latéral aux mêmes cotes (pour F2 et F1) : l'emplacement de ces forages et tranchées est indiqué sur la carte de résistivité apparente estimée sur le site d'étude (Fig IV-7b). La résistivité apparente a été calculée à partir des données de conductivité apparente (l'une étant l'inverse de l'autre) enregistrées sur le terrain par induction électromagnétique (EM31).

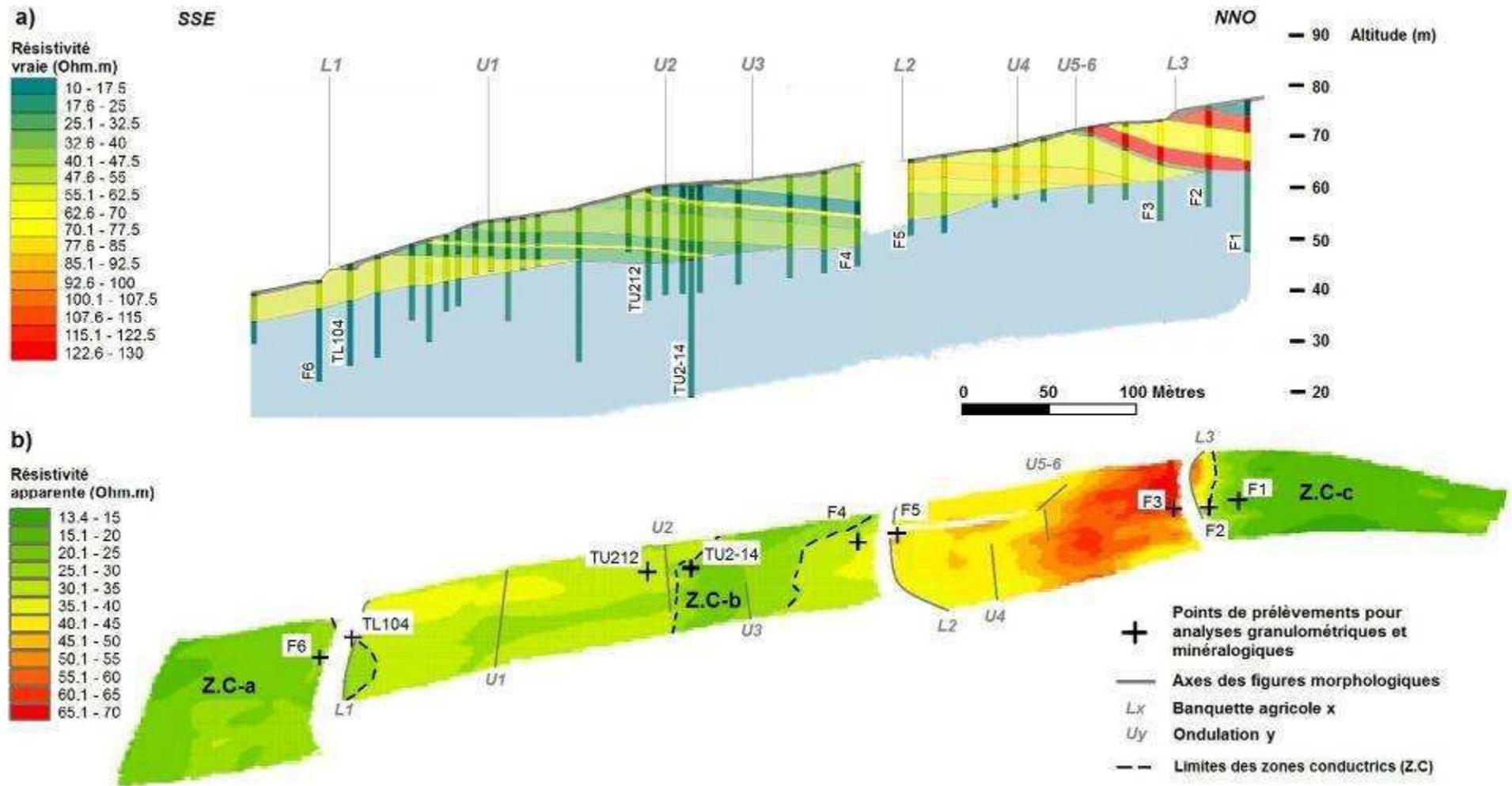


Figure IV-7. Résultats des prospections géo-électriques sur le site d'étude. (a) Coupe géo-électrique du versant (résistivité vraie des couches) réalisée à partir de l'inversion de sondages électriques (d'après Aldana-Jague, 2010). (b) Estimation spatiale de la résistivité apparente d'après la prospection EM31 sur le site d'étude.

- Variabilité verticale géo-électrique du substrat le long du versant

La figure IV-7a montre une succession de nombreuses couches de différentes résistivités le long du versant. Les résistivités modélisées varient d'une dizaine de  $\Omega.m$  pour les plus conductrices à presque 130  $\Omega.m$  pour les plus résistantes. Le pendage de ces couches varie très peu spatialement. La résistivité de chaque couche peut varier sur une gamme de +/- 10%.

Dans le versant, le substrat présente des résistivités modélisées différentes entre l'amont et l'aval. La moitié aval du site, du bas de versant jusqu'à F4, montre des couches de résistivité assez homogène variant entre environ 25  $\Omega.m$  et 60  $\Omega.m$ , sans tendance marquée de variation univoque le long du versant. Une couche plus conductrice d'une dizaine de  $\Omega.m$  (vert foncé sur la Fig. IV-7a) affleure dans cette partie aval du versant au niveau de l'ondulation U2. La partie amont du versant, entre F5 et F2, montre principalement des couches à résistivités vraies supérieures à 60  $\Omega.m$ . Deux couches de résistivité relativement élevée (rouge sur la Fig. IV-7a), supérieures à 100  $\Omega.m$ , affleurent vers l'amont de la séquence (en amont de U5-6 et au niveau de L3). Cette différence entre amont et aval du versant se vérifie jusqu'au niveau de la banquette L3 qui montre en son amont une couche très conductrice d'une dizaine de  $\Omega.m$  immédiatement sous le sol.

**Cette différence de propriétés électriques sur le versant semble correspondre aux changements lithologiques entre « tuffeau blanc » (en aval) et « tuffeau jaune » (en amont) observés dans les analyses minéralogiques des horizons C (cf. § IV.3.1.1).** Ces changements ont été observés en milieu de versant, au niveau des forages F4 et F5 encadrant la banquette L2. D'après Alcaydé *et al.* (1989), le « tuffeau blanc » sain est une craie à grains fins, plus pauvre en quartz détritique que le « tuffeau jaune ». Sa porosité est donc moins grossière que celle du « tuffeau jaune », entraînant une plus forte capacité à retenir les eaux plus ou moins chargées en ions. De plus, le « tuffeau blanc », plus tendre et riche en carbonates, a libéré par altération une plus grande quantité d'argiles que le « tuffeau jaune », ce qui peut expliquer sa résistivité plus faible. En revanche, la richesse du « tuffeau jaune » en phase détritique sableuse peut expliquer la résistivité électrique plus élevée de ce matériau en amont de versant. Alcaydé *et al.* (1989) ont par ailleurs noté également qu'au sein de cette calcarénite (« tuffeau jaune »), des niveaux beaucoup plus sableux, parfois consolidés en grès peuvent être observés. De tels matériaux pourraient expliquer les niveaux les plus résistants observés en amont de U4 et au niveau de L3 (Fig. IV-7a).

Enfin, l'inversion de l'ensemble des SE montre la présence en profondeur d'un niveau conducteur ( $\rho < 17 \Omega.m$ , bleu ciel sur la figure IV-7a). La limite supérieure de ce niveau suit approximativement la topographie du versant en recoupant l'ensemble des autres couches (contre-pendage) et en se rapprochant de la surface topographique en bas de versant.

- Cartographie de la résistivité apparente du substrat sur le versant

La cartographie de la résistivité apparente du substrat (Fig. IV-7b) reflète de façon atténuée les variations de résistivité observées par inversion des SE le long du versant. Le signal enregistré par l'EM31 étant intégrateur des résistivités vraies rencontrées entre la surface topographique et 6 m de profondeur environ, la gamme des valeurs de résistivité apparente (13,4-70  $\Omega.m$ ) n'est pas la même que celle des résistivités vraies (10-130  $\Omega.m$ ).

En moitié aval du site d'étude, le sol et le sous-sol sont relativement conducteurs ( $\rho_a < 40 \Omega.m$ ) jusqu'au forage F4 (Fig. IV-7b). De plus, la résistivité apparente tend à baisser en aval du forage F6 (unité morphologique 1, Fig. II-6) alors que la résistivité vraie modélisée apparaît homogène (Fig. IV-7a). Cette zone aval s'apparente au « tuffeau blanc » d'après les analyses lithologiques faites en TL104 et F6 (cf. § IV.3.1.1). Le signal EM31 pourrait refléter le rapprochement progressif du niveau très conducteur (bleu ciel) de la surface (Fig. IV-7a). Ce niveau pourrait correspondre à une nappe d'eau souterraine courant le long du versant à travers les formations carbonatées poreuses et venant se raccorder à la nappe d'eau des alluvions associée au ruisseau situé en bas de versant (Le Quincampoix). La présence de formations du Turonien inférieur C3a en aval de F6 (craie blanche à Inocérames à interlits marneux d'après Alcaydé *et al.*, 1989) pourrait également accentuer cet effet. Cette zone conductrice de bas de versant est notée ZC-a sur la figure IV-7b. On observe une autre zone relativement conductrice ( $\rho_a < 25 \Omega.m$ ), notée ZC-b sur la figure IV-7b, longeant l'amont de l'ondulation U2. Cette zone correspondrait à la couche la plus conductrice modélisée par inversion des SE au sein du « tuffeau blanc » (Fig. IV-7a).

Plus haut dans le versant (de F4 à F3), les formations montrent une résistivité apparente plus forte qu'en aval ( $40 < \rho_a < 70 \Omega.m$ ). Cette résistivité tend à augmenter fortement en amont des ondulations U4, U5 et U6 où ont été modélisées les deux couches de résistivités vraies élevées signalées précédemment (Fig. IV-7a).

En haut de versant, dans une zone conductrice (ZC-c ; Fig. IV-7b) peu étudiée lors de la campagne de SE, on observe des valeurs de résistivité apparente inférieures à 20  $\Omega$ .m. Il semblerait que l'ultime couche supérieure très conductrice modélisée par inversion des SE juste en amont de F1 (Fig. IV-7a) se poursuive plus en amont, marquant un changement très net de substrat par rapport au « tuffeau jaune » sous-jacent beaucoup plus résistant rencontré jusque là (Fig. IV-7b). La résistivité apparente étant un signal intégrateur, les valeurs très faibles observées dans cette partie sommitale du versant laissent penser à la présence de formations très conductrices sur plusieurs mètres de profondeur. Le forage F1 a d'ailleurs montré des horizons C riches en argiles, dépourvus de carbonates. Parmi les formations géologiques identifiées localement par Alcaydé *et al.* (1989), plusieurs pourraient expliquer ces valeurs conductrices : les argiles blanches sableuses à grains fins du Sénonien (C4-6S), les argiles bariolées plus ou moins riches en sables et graviers quartzeux de l'Eocène détritique continental (formées à partir du remaniement des formations crétacées). Les formations du Sénonien et de l'Eocène ont été ponctuellement observées en sommet de ce versant lors de la prospection pédologique (*cf.* Ch. III). Leur répartition en lentilles superficielles discontinues paraît cependant aléatoire. Des silex et éléments siliceux éocènes ont été observés en plus grande quantité dans les horizons S du forage F1 que dans l'altérite sous-jacente, et que dans les autres forages du versant. Il existe notamment entre l'altérite et les horizons superficiels du sol (entre 82 cm et 116 cm de profondeur) un horizon en majorité composé d'EG type silex, certainement issus de l'« argile à silex » (C4-6S). Il est à noter que des silex peuvent également être fournis par le « Tuffeau jaune » (C3c) mais en plus faible quantité.

**Les différences pétrographiques existant entre les différentes formations du substrat permettent donc leur cartographie par ces approches géophysiques (SE et méthode électromagnétique).**

#### IV.3.1.3. Résumé

Les analyses granulométriques et de teneurs en carbonates des altérites du substrat géologique (horizons C) n'ont pas montré de tendances marquantes le long du versant : elles ne permettent pas de distinguer les roches du substrat, excepté le rapport SF/SG. En revanche, les analyses minéralogiques des altérites et la prospection géo-électrique jusqu'à 5 à 7 m de profondeur ont permis non seulement de reconnaître les différences lithologiques des

formations du substrat, mais également de distinguer et de délimiter ces formations, et de mettre en évidence des marqueurs minéralogiques spécifiques à ces formations.

La figure IV-8 présente l'estimation spatiale de la résistivité apparente jusqu'à 5 à 7 m de profondeur sur la zone d'extrapolation. Les limites géographiques entre « tuffeau blanc », « tuffeau jaune » et formations probablement issues du Sénonien et de l'Eocène en haut de versant (zone conductrice Z.C.c), ont été déterminées à partir des observations précédentes et de l'analyse des variations du signal. Des marqueurs spécifiques du « tuffeau blanc » (clinoptilolite et/ou quartz dans la classe granulométrique A, opale-CT dans les classes SF et SG), et des marqueurs des formations argilo-siliceuses sénoniennes (silex en grande quantité dans les EG, et les SG) ont majoritairement été identifiés (Tab. IV-14). Le « tuffeau jaune » n'est caractérisé que par une plus forte proportion de glauconie dans les sables par rapport au « tuffeau blanc », notamment sous forme oxydée. De plus, des marqueurs minéralogiques spécifiques de formations plus récentes ont été observés ponctuellement dans la Z.C-c : des silex en grande quantité (Sénonien) et des éléments siliceux corrodés et souvent rubéfiés caractéristiques de l'Eocène. **Ces particularités minéralogiques peuvent constituer des SEDI minéralogiques - leurs zones sources étant localisées – qui nous permettront de préciser ultérieurement l'intensité des redistributions de sols sur le versant.**

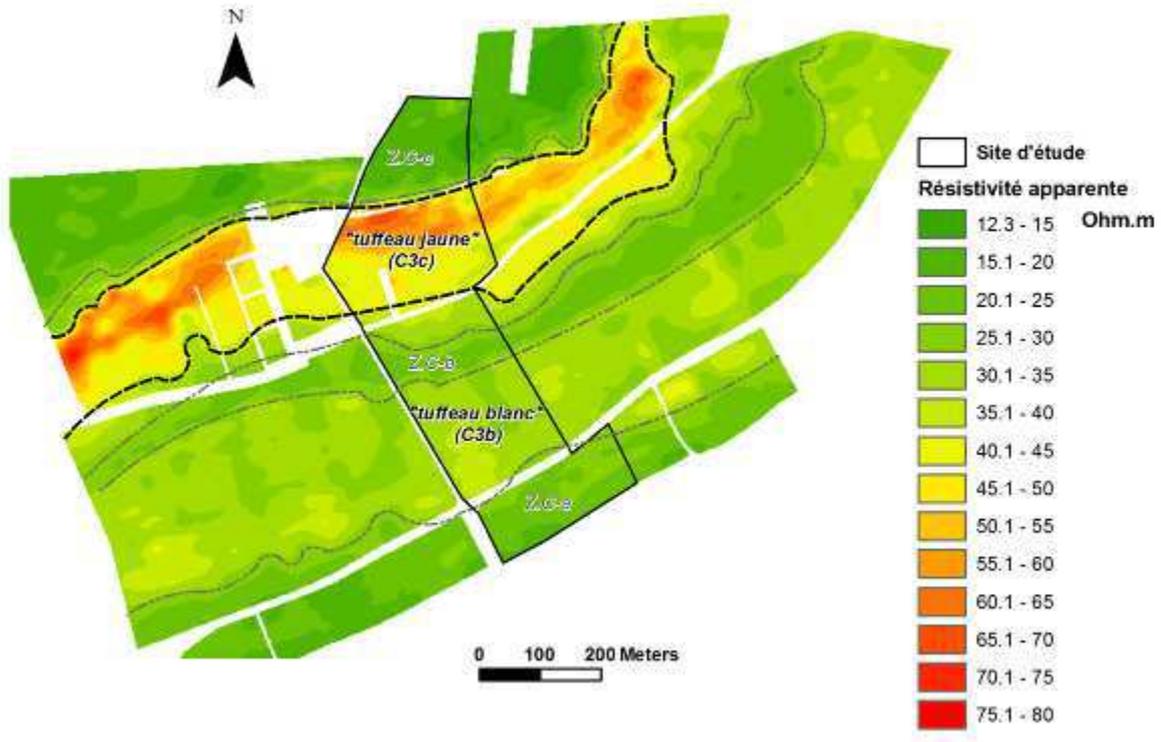


Figure IV-8. Estimation spatiale de la résistivité apparente ( $\Omega.m$ ) des 5 à 7 premiers mètres de profondeur sur la zone d'extrapolation, et délimitation des formations géologiques.

### IV.3.2. Organisation et caractérisation des sols liés aux figures morphologiques linéaires

Ce paragraphe est consacré à la **caractérisation des matériaux composant les sols au niveau de figures morphologiques, banquettes et ondulations**, dans le site d'étude. La composition des sols sera comparée à celle du substrat (horizons C) afin de déterminer des caractères allochtones et autochtones. On s'appuiera sur les analyses granulométriques et minéralogiques dont les résultats sont présentés dans les tableaux IV-6, IV-7, IV-8 et IV-9. Dans le Tab. IV-8, **seuls les minéraux constituant des marqueurs minéralogiques (SEDI) et permettant ainsi d'indiquer d'éventuels caractères allochtones des sols sont considérés**. L'influence du substrat sur le développement des figures morphologiques étudiées sera aussi étudiée, notamment grâce aux observations effectuées dans les tranchées.

**Tableau IV-6. Granularité et teneur en carbonates des profils pédologiques.**

Localisation	Profil	Profondeur (horizon)	EG * (%)	CaCO3 ** (%)	Classes granulométriques (%) ***						
					A	LF	LG	SF	SG		
Unité 4 (amont)	F1	10-13 (Lci)	12,0	0	2,1	17	17,8	40,8	22,4		
		70-80 (Sci)	9,0	2	16,2	30,2	7,2	24,5	21,9		
		125-135 (Cca)	9,0	6,1	2,8	28,7	29,6	23,9	14,9		
		190-200 (Cca)	0,0	5,2	7,6	56,8	10,4	23,1	2,0		
	L3	F2	10-20 (Lci)	10,0	4,7	11,9	24,3	8,8	29,4	25,6	
			60-70 (Sci)	8,0	2,4	10,3	20,8	7,9	31,6	29,5	
			110-120 (Sci)	9,0	2,4	8,0	29,3	1,3	32,1	29,3	
		L2	F3	10-20 (Lca)	8,0	13,9	3,9	27,3	20,3	30,2	18,4
				27-35 (Sca)	7,0	9,9	4,2	34,8	19,1	25,5	16,4
Unité 3	F5	40-47 (Cca)	10,0	22,7	6,4	62,6	5,3	24,7	1,0		
		10-20 (Lci)	4,0	4,7	2,9	20,9	30,3	33,1	12,8		
		60-70 (Sci)	6,0	2,6	1,6	17,6	25,2	43,6	12,0		
Unité 2	L2	90-100 (Cca)	18,0	8,8	2,3	24,1	33,5	35,2	4,8		
		F4	10-20 (Lca)	5,0	8,5	4,4	30,7	23,6	29,3	11,9	
			34-45 (Sca)	5,0	12,8	4,9	29,0	22,6	30,2	13,4	
	70-80 (Cca)		20,0	65,5	5,2	36,8	22,7	28,9	6,4		
	U2	TU212	20-30 (Lca)	-	22,9	9,9	49,4	10,6	20,7	9,4	
			30-35 (Sca)	-	27,8	10,5	51,4	11,8	18,4	7,9	
		L1	TU2-14	35-40 (Cca)	-	37,0	10,8	52,8	12,0	17,4	7,0
				20-27 (Lca)	-	15,1	10,6	50,1	10,5	18,6	10,2
				27-35 (Sca)	-	22,1	11,2	53,4	8,2	17,2	10,0
			40-50 (Cca)	-	19,2	11,6	64,9	10,6	9,3	3,7	
	LI	TL104	20-28 (Lca)	23,0	14,2	9,9	54,4	5,6	15,3	14,9	
			50-60 (Sca)	22,0	11,4	12,4	54,5	7,1	12,9	13,0	
100-110 (Sci)			19,0	3,6	10,0	49,2	3,4	16,2	21,3		
Unité 1 (aval)	F6	135-145 (Cca)	9,0	31,2	8,8	48,5	10,6	11,3	20,9		
		0-10 (Lci)	3,0	2,8	6,5	43,2	9,6	17,9	22,8		
		40-45 (Cca)	5,0	26,7	4,8	37,7	18,2	16,3	22,9		
		68-75 (Cca)	20,0	66,5	4,8	52,5	9,0	9,7	23,9		

\* EG : > 2 mm, exprimé en % de la masse totale de l'échantillon.

\*\* en % de terre fine (TF < 2 mm).

\*\*\* en % du total des 5 classes granulométriques de la TF décarbonatée.

A : argiles (< 2 µm) ; LF : limons fins (2 µm – 20 µm); LG : limons grossiers (20 µm – 50 µm); SF : sables fins (50 µm – 200 µm); SG : sables grossiers (200 µm – 2 mm).

(-) : non déterminé

**Tableau IV-7. Nature des EG (> 2 mm) des profils pédologiques.**

Localisation	Profil	Profondeur (horizon)	EG * (%)		
			EGca	EGsi	
Unité 4 (amont)	F1	10-13 (Lci)	92,5	8,5	
		70-80 (Sci)	79,0	21,0	
		125-135 (Cca)	0,0	100,0	
		190-200 (Cca)	0,0	100,0	
	L3	F2	10-20 (Lci)	4,7	95,3
			60-70 (Sci)	2,8	97,2
			110-120 (Sci)	7,6	92,4
		L3	160-170 (Cca)	99,6	0,4
Unité 3	F3	10-20 (Lca)	34,9	65,1	
		27-35 (Sca)	66,2	33,8	
		40-47 (Cca)	95,6	4,4	
	L2	F5	10-20 (Lci)	47,8	52,2
			60-70 (Sci)	86,7	13,3
		L2	90-100 (Cca)	99,0	1,0
Unité 2	F4	10-20 (Lca)	92,3	7,7	
		34-45 (Sca)	88,2	11,8	
		70-80 (Cca)	100,0	0,0	
	U2	TU212	20-30 (Lca)	-	-
			30-35 (Sca)	-	-
			35-40 (Cca)	-	-
	L1	TU2-14	20-27 (Lca)	-	-
			27-35 (Sca)	-	-
			40-50 (Cca)	-	-
	L1	TL104	20-28 (Lca)	98,6	1,4
			50-60 (Sca)	96,9	3,1
			100-110 (Sci)	97,1	2,9
135-145 (Cca)			99,7	0,3	
Unité 1 (aval)	F6	0-10 (Lci)	69,2	20,8	
		40-45 (Cca)	99,0	1,0	
		68-75 (Cca)	98,5	1,5	

\*EGca : EG carbonaté ; EGsi : EG siliceux en % de la totalité des EG.

(-) : non déterminé

**Tableau IV-8. Composition minéralogique de la fraction sableuse décarbonatée (50 µm – 2mm) des profils pédologiques, obtenue par observation qualitative (présence/absence) et le cas échéant par comptages des grains sur lames minces.**

blanc : absent \*\* ; gris : présent.

Localisation	Profil	Profondeur (horizon)	Classe de Sables *	Silice **	Silex **	Glauconie **	Opale-CT **
Unité 4	F1	10-13 (Lci)	SF	2	1	5	30
			Sm	27	4	0	0
			Sg	13	10	0	0
		70-80 (Sci)	SF				
			SG				
			125-135 (Cca)	SF			
	F2	190-200 (Cca)	SG				
			SF				
			SG				
		10-20 (Lci)	SF				
			SG				
			60-70 (Sci)	SF			
L3	110-120 (Sci)	SG					
		SF					
	160-170 (Cca)	SG					
		SF					
Unité 3	F3	10-20 (Lca)	SF				
			SG				
			27-35 (Sca)	SF			
		40-47 (Cca)	SG				
			SF				
			SG				
	F5	10-20 (Lci)	SF	3	2	3	26
			Sm	10	7	0	9
			Sg	7	18	0	7
		60-70 (Sci)	SF				
			SG				
			90-100 (Cca)	SF	2	0	2
L2		Sm	6	2	0	31	
		Sg	4	4	0	62	
		Unité 2	F4	10-20 (Lca)	SF	6	2
Sm	7				6	2	22
Sg	6				15	1	16
34-45 (Sca)	SF						
	SG						
	70-80 (Cca)			SF	0	1	8
TU212	20-30 (Lca)		Sm	2	0	6	70
			Sg	0	0	0	98
			SF	0	0	0	0
	30-35 (Sca)		SF	1	2	0	11
			SG	2	1	0	10
			SF	-	-	-	-
U2	35-40 (Cca)	SG	-	-	-	-	
		SF	0	0	7	1	
		Sm	1	0	0	5	
	TU2-14	20-27 (Lca)	Sg	0	1	0	1
			SF	0	0	4	0
			Sm	0	2	0	30
TL104	27-35 (Sca)	Sg	2	4	0	14	
		SF	-	-	-	-	
		SG	-	-	-	-	
	40-50 (Cca)	SF	0	0	2	0	
		Sm	0	0	2	0	
		Sg	1	8	0	11	
L1	20-28 (Lca)	SF	0	1	0	19	
		Sm	1	5	0	10	
		Sg	1	5	0	16	
	50-60 (Sca)	SF					
		SG					
		100-110 (Sci)	SF				
135-145 (Cca)	SG						
	SF	0	0	0	46		
	Sm	0	1	0	41		
Unité 1	F6	0-10 (Lci)	Sg	3	1	0	37
			SF				
			SG				
	40-45 (Cca)	SF					
		SG					
		68-75 (Cca)	SF				
SG							

\* SF : 50 µm – 200 µm ; Sm : 200 µm - 500 µm ; Sg : 500 µm – 2mm ; SG : 200 µm – 2 mm.

\*\* Les chiffres correspondent au pourcentage du nombre de grains comptés dans la fraction considérée. Un pourcentage < à 3% est considéré comme non significatif et l'élément a alors été considéré comme absent de la fraction pour les interprétations ultérieures.

**Tableau IV-9. Composition minéralogique de la fraction argileuse (< 2 µm) des profils pédologiques, analysée par DRX.**

blanc : absent ; gris : présent ; ? : possible présence (bruit de fond important).

Localisation	Profil	Profondeur (horizon)	Argiles (DRX)			
			Quartz	Illite	Smectite	Clinoptilolite
Unité 4	F1	10-13 (Lci)	?			
		70-80 (Sci)	?			
		125-135 (Cca)	?			
		190-200 (Cca)	?			
L3	F2	10-20 (Lci)				
		60-70 (Sci)				
		110-120 (Sci)				
		160-170 (Cca)				
Unité 3	F3	10-20 (Lca)				
		27-35 (Sca)				
		40-47 (Cca)				
L2	F5	10-20 (Lci)				
		60-70 (Sci)				
		90-100 (Cca)				
Unité 2	F4	10-20 (Lca)	?			
		34-45 (Sca)	?			
		70-80 (Cca)	?			
U2	TU212	20-30 (Lca)	?			
		30-35 (Sca)				
		35-40 (Cca)	?			
L1	TU2-14	20-27 (Lca)	?			
		27-35 (Sca)	?			
		40-50 (Cca)	?			
		TL104	20-28 (Lca)			
L1	TL104	50-60 (Sca)				
		100-110 (Sci)				
		135-145 (Cca)				
Unité 1	F6	0-10 (Lci)	?			
		40-45 (Cca)	?			
		68-75 (Cca)	?			

*IV.3.2.1. Analyse détaillée de toposéquences : banquette L1 et ondulation U2*

La figure IV-9 représente l'organisation des sols au niveau des tranchées creusées dans L1 (TL1) et U2 (TU2). Des profils de sols ont été décrits aux points TL104, TL116, TL126, TU2-14, TU200 et TU212 selon les normes précisées dans le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008) afin de permettre d'autres développements dans le cadre du projet LANDSOIL (Fig. IV-9). Ces descriptions sont résumées Annexe 1. Elles montrent que seuls des horizons de type Lca et Sca sont présents dans les tranchées TL1 et TU2 (Tab. IV-10).

Leurs propriétés s'avèrent relativement homogènes : les sols ont donc des profils peu différenciés d'un point de vue pédogénétique.

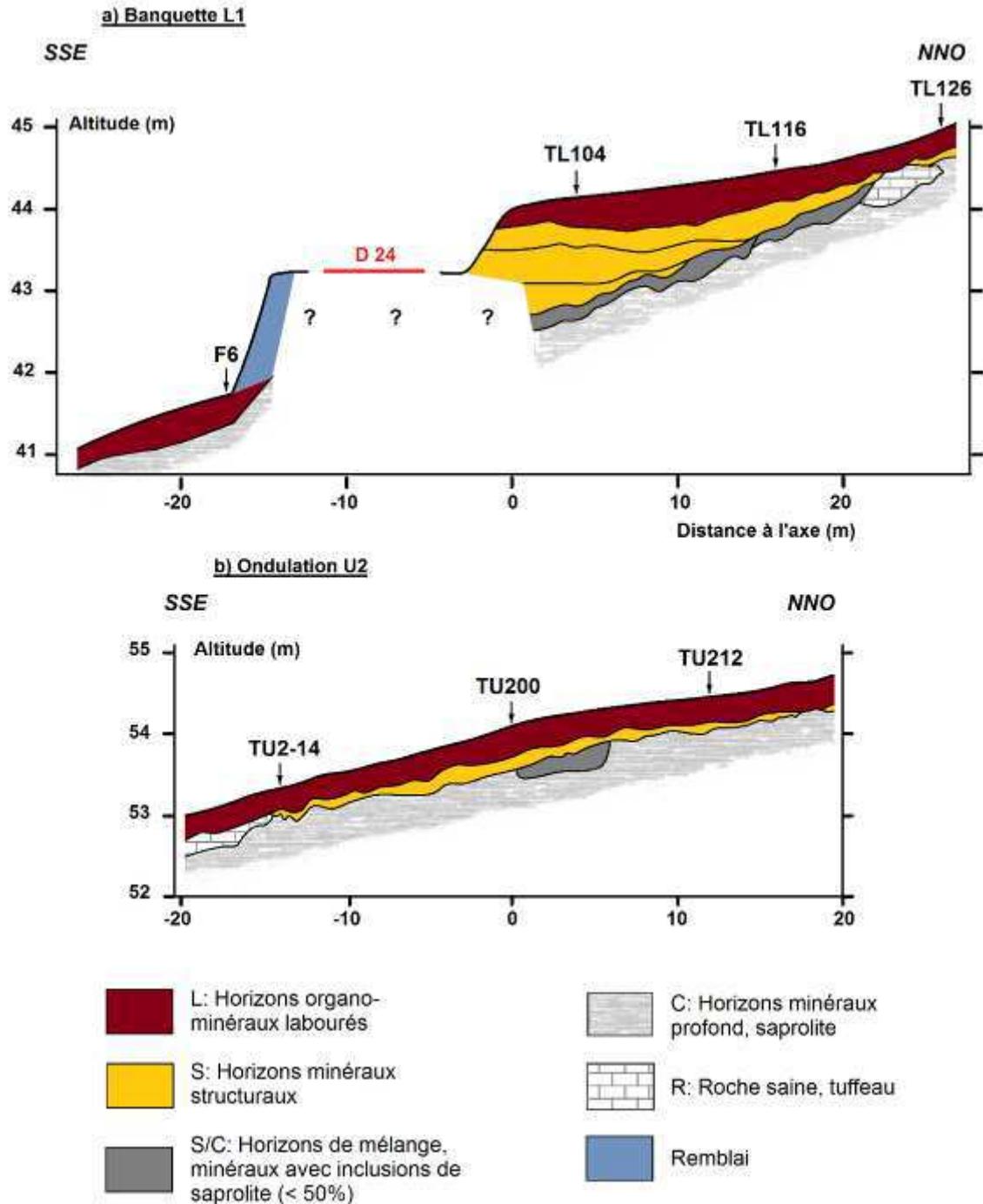


Figure IV-9. Distribution des horizons dans les toposéquences TL1 et TU2 (localisation des toposéquences : voir Fig. IV-6). (a) Toposéquence TL1. (b) Toposéquence TU2.

**Tableau IV-10. Caractéristiques des horizons identifiés sur les toposéquences TL1 et TU2 selon les normes du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008).** Les horizons de type Cca rencontrés ne sont pas détaillés du fait de leurs caractéristiques trop diverses.

Horizon (Baize et Girard, 2008)	Couleur de la matrice (Munsell, 1923)	Texture (Jamagne, 1967)	Structure
Lca	10YR4/2	A (LAS en T126)	Polyédrique sub-anguleuse
Sca	2.5Y5/2 - 2.5Y4/3	A	Polyédrique - Prismatique

#### a) Toposéquence TL1

La figure morphologique L1 (banquette ; Fig. IV-7a) est située sur le « tuffeau blanc » dans une zone de remontée de la nappe d'eau souterraine (*cf.* § IV.3.1.2).

##### - Topographie et épaisseur des sols

En amont de la rupture de pente, la banquette L1 est caractérisée par une diminution de pente d'amont en aval, de 6,7% à 2%, qui marque la concavité caractéristique d'une banquette (Fig. IV-9a). Une légère convexité apparaît sur les 4 mètres précédant la limite de parcelle (entre  $x = 0$  m et  $x = 4$  m, distance par rapport à l'axe de la figure morphologique). Sur cette section en amont de la rupture de pente, la succession verticale d'horizons pédologiques est généralement la suivante : L - S - S/C - C avec un nombre variant d'horizons structuraux. Cette succession est perturbée en partie amont de la toposéquence par la présence d'un niveau de roche saine R. L'épaisseur de sol (horizons L + S) augmente régulièrement d'amont en aval passant de 35 cm à plus de 140 cm au niveau de la bordure aval de la parcelle. Cet épaissement a deux causes. D'une part, on observe un épaissement de l'horizon organo-minéral L de 25 à 50 cm (notamment entre  $x = 24$  m et  $x = 8$  m). D'autre part, le nombre d'horizons S augmente, passant d'un horizon structural en amont ( $x = 26$  m) à trois à proximité de la bordure aval de la parcelle ( $x = 2$  m). La limite supérieure des horizons d'altération S/Cca et Cca, bien qu'ondulante, montre une pente générale d'environ 6,5%. L'épaisseur de sol apparaît donc ici comme le principal facteur à l'origine des caractéristiques morphologique de la banquette.

En aval de la bordure de parcelle (distance  $x$  notée négativement par rapport à l'axe  $x = 0$  m), la rupture de pente engendre une dénivelée topographique de plus de 2 m avec la parcelle située en contrebas : la route N24 « s'encastre » dans cette dénivelée, et est supportée

par des remblais (Fig. IV-9a). Dans la parcelle située en contrebas, la pente décroît sur quelques mètres dessinant une légère convexité, pour devenir ensuite plus régulière avec une valeur d'environ 5,5%. L'épaisseur de sol, variant de 20 à 35 cm, évolue sous la forme d'une lentille, accentuée par une limite supérieure d'altérite (horizons C) fortement concave.

*- Profils pédologiques et composition des sols*

La composition des sols a été analysée dans les profils TL104 et F6 (Fig. IV-9a). Sur le profil TL104, l'horizon Lca atteint 35 cm d'épaisseur et les horizons Sca se développent jusqu'à environ 130 cm de profondeur. La teneur en EG (fraction > 2 mm) évolue peu dans le profil (de 23 à 19% : Tab. IV-6) ; ces EG sont constitués à plus de 95% d'éléments carbonatés crayeux blanchâtres centimétriques semblables aux craies turoniennes (Tab. IV-7). Les taux de carbonates de la fraction <2 mm varient de 14,2% dans les 20 premiers centimètres du profil à 3,6% entre 100 et 110 cm de profondeur (horizon Sci calcique) tandis que l'horizon Cca sous-jacent comporte 31,2% de carbonates entre 135 et 145 cm de profondeur (Tab. IV-8). Les analyses granulométriques effectuées sur la TF (fraction <2 mm) décarbonatée ne montrent aucune évolution significative le long du profil. Quelques fragments de briques et d'ardoises, pluri-millimétriques à pluri-centimétriques ont été vus à différentes profondeurs dans le profil. D'un point de vue minéralogique, la composition du sol ne varie pas entre la surface et l'altérite Cca (Tab. IV-8 et IV-9). La fraction sableuse contient principalement du quartz, de l'opale-CT, des bioclastes et quelques grains de muscovite. Des silex sont présents dans les fractions Sm et Sg de l'horizon Lca en faibles quantités (5% ; Tab. V-8), alors qu'il n'y en a pas dans le reste du profil. L'opale-CT est présente dans l'ensemble de la fraction sableuse sur tout le long du profil, mais en plus faible quantité en surface que dans l'altérite : l'opale-CT représente 46% de la fraction SF dans l'horizon Cca contre 19% dans l'horizon Lca (Tab. IV-8). La fraction argileuse est essentiellement composée de quartz, illite, smectite et clinoptilolite. Le profil TL104 présente donc un sol épais peu évolué, que la présence de constituants allochtones (briques, ardoises et silex) permet de classer en Colluviosol.

En aval du front de la banquette (à x = -18 m), le forage F6 a traversé un sol peu épais (20 à 25 cm) avec un horizon Lci directement sus-jacent à un horizon Cca (Fig. IV-9a). L'horizon Lci contient peu d'EG, mais également peu de carbonates (3% et 2,8% respectivement ; Tab. IV-6). Environ 20% des EG sont de nature siliceuse (Tab. IV-7). L'altérite (Cca) présente des taux de carbonates plus importants qu'en surface (Lci). La teneur

en  $\text{CaCO}_3$  augmente avec la profondeur dans Cca, de 26,7% entre 40 et 45 cm à 66,5% entre 68 et 75 cm de profondeur. La granularité de la TF dans l'horizon Lci ne diffère pas grandement de celles de l'horizon Cca. D'un point de vue minéralogique, le sol (horizon Lci) comporte les mêmes constituants que l'altérite Cca (Tab. IV-8 et IV-9). Ce sol peu épais et peu évolué est un Rendisol issu de craie.

### b) Toposéquence TU2

#### *- Topographie et épaisseur des sols*

D'amont en aval, la topographie de la toposéquence TU2 est caractérisée par un léger ralentissement de pente, de 3,4 à 2,8%, formant ainsi une légère concavité entre  $x = 20$  m et  $x = 10$  m (Fig. IV-9b). Elle est prolongée en aval par une convexité marquée, caractéristique des figures morphologiques de type ondulation, qui se raccorde au profil général du versant d'une pente d'environ 6% vers  $x = -10$  m. La succession verticale d'horizons varie peu d'amont en aval de la toposéquence. On observe principalement la succession suivante : Lca – Sca – Cca. On observe localement, en amont de l'axe (entre  $x = 0$  m et  $x = 5$  m environ), la présence d'un horizon de transition Sca/Cca. On trouve également, entre  $x = -13$  m et  $x = -2$  m, un horizon Lca superposé à un niveau de craie R (Fig. IV-9b). L'épaisseur de sol varie d'amont en aval, d'environ 40 cm au profil TU212, à 60 cm au profil TU200, puis s'abaisse à environ 30 cm à TU2-14. L'horizon organo-minéral Lca forme l'essentiel de cette épaisseur totale (entre 30 cm et 40 cm), et tend à s'amincir irrégulièrement d'amont en aval de la toposéquence. L'horizon structural Sca a une épaisseur qui varie lenticulairement de 0 à 22 cm. Cet horizon s'avère, contrairement aux horizons Lca, plus épais en partie aval ( $x < 0$  m). Le toit de l'altérite (horizon Cca) montre une légère convexité entre  $x = 12$  m et  $x = 0$  m. Celle-ci participe à la forme globale convexe de l'ondulation dans ce secteur, bien que décalée de quelques mètres en amont.

#### *- Profils pédologiques et composition des sols*

La composition des sols a été analysée dans les profils TU212 et TU2-14 (Fig. IV-9b). Le profil TU212 comprend un horizon Lca et un mince horizon Sca (35 cm d'épaisseur au total). La teneur en carbonates de la fraction  $< 2$  mm augmente de haut en bas du profil, passant de 22,9% à 37,0% (Tab. IV-6). On observe très peu de variations dans la granularité entre les différents horizons de sols et l'altérite, avec une fraction LF dominante ( $> 49\%$ ). La glauconie apparaît au niveau de l'ondulation U2 (Tab. IV-8) dans la fraction SF de Lca et Cca

(6 et 7%, respectivement). On note la présence d'opale-CT dans les fractions Sm et Sg de l'horizon Sca (11 et 10% respectivement : Tab. IV-6), alors qu'elle est rarement présente dans l'altérite sous-jacente (5% dans la fraction Sm). Les analyses par DRX de la fraction argileuse montrent qu'elle est essentiellement composée de quartz, illite, smectite et clinoptilolite (Tab. IV-9). Quelques artefacts archéologiques (clous, poteries récentes) ont été observés aux abords de ce profil à la limite Sca/Cca. Le sol observé s'apparente à un Calcisol.

Le profil TU2-14 situé dans la zone aval de l'ondulation U2 ( $x = -14$  m ; Fig. IV-9b) montre la même succession d'horizons que le profil TU212 situé en amont. Les horizons Lca et Sca ont une épaisseur totale de 35 cm, dont 27 cm représentés par l'horizon organo-minéral. Dans le Tab. IV-6, on observe que la teneur en carbonates varie entre 15,1% et 22,1% dans le profil sans tendance particulière. Les horizons Lca et Sca sont un peu plus sableux que l'altérite Cca : les fractions SF et SG représentent ensemble plus de 27% de la phase non carbonatée dans Lca et Sca contre 13% dans Cca. L'analyse des sables montre la présence de silex dans le profil (Tab. IV-8). Alors que les silex proviennent essentiellement des formations récentes sénonienne et éocène et, dans une moindre mesure, du « tuffeau jaune » turonien situés plus en amont de versant (*cf.* § IV.3.1.3), ils représentent 8% de la fraction Sg de l'horizon Cca (Tab. IV-8). Des phénomènes de cryoturbation ont pu engendrer par le passé des mélanges entre les différents horizons et ainsi permettre l'incorporation de silex dans l'altérite sous-jacente. L'opale-CT n'apparaît que dans la fraction Sg en profondeur (11% ; Tab. IV-8), mais est très présente dans Lca (30% des Sm et 14% des Sg). Des charbons de bois ont été observés dans la fraction Sg. La glauconie a été observée dans la fraction SF de l'horizon Cca (4%). Les résultats de DRX (Tab. IV-9) montrent la présence d'illite, smectite et clinoptilolite dans la fraction argileuse tout le long du profil. Le quartz a été détecté dans l'horizon Sca. Ce sol est donc un Calcisol, tout comme celui du profil précédent TU212.

#### *IV.3.2.2. Les sols dans les banquettes L2 et L3*

Il n'a pas été fait de tranchée dans les banquettes L2 et L3. La distribution des sols y a été établie d'après les forages (F4 et F5 dans L2, F2 et F3 dans L3) et des données estimées d'après l'étude développée dans le Ch. III. La figure IV-10 localise les forages effectués dans et en aval des banquettes L2 et L3 représentées en coupe verticale selon les transects de

référence (Fig. IV-6). Les profils topographiques ont été extraits du MNT au pas de 2 mètres. La limite entre horizons structuraux (S) et altérites (C) a été tracée d'après les sondages manuels et l'estimation spatiale d'épaisseur de sol effectuée sur le site d'étude (Fig. III-8a). Le forage F2 décalé de quelques mètres vers l'est par rapport au transect de référence sécant à L3 (Fig. IV-6), a été remplacé par projection sur ce transect. Les coupes de la Fig. IV-10 sont en accord avec les observations faites sur ces banquettes L2 et L3 lors de la campagne de mesure de l'épaisseur de sol par sondages manuels à la tarière (*cf.* Ch. III). Elles nous permettent d'apprécier les variations d'épaisseur du sol et du toit de l'altérite, et de discuter de leur influence sur le signal topographique de ces banquettes.

a) Banquette L2

D'après les données géophysiques acquises précédemment, L2 se trouverait dans la zone de transition entre « tuffeau blanc » en aval et « tuffeau jaune » en amont (Fig. IV-7 ; *cf.* § IV.3.1). La route départementale D117 longe le pied de la rupture de pente de la banquette.

*- Topographie et épaisseur des sols*

En amont de la route, la topographie de la banquette présente la forme concave classique des banquettes (Fig. IV-10a) où la pente décroît, en une vingtaine de mètres (de  $x = 20$  m à  $x = 8$  m), de 4% en amont à une valeur quasi nulle en aval. Un petit bourrelet convexe large de 3 m marque la transition avec la rupture de pente située en aval, d'une dénivelée d'environ 1,40 m jusqu'à la route. L'épaisseur de sol croît régulièrement d'amont (30 cm) en aval (un peu plus de 1 m). Contrairement à la situation observée pour la banquette L1 (Fig. IV-9a), la rupture de pente n'est donc pas entièrement expliquée par l'épaississement du sol. En effet, le toit de l'altérite (limite entre S et C) recoupe la surface topographique à un peu plus de 30 cm au-dessus du pied de la rupture de pente, plus haut que le niveau de la route (Fig. IV-10a). Le toit de l'altérite en amont de la route a une morphologie concave, avec une pente qui diminue d'environ 5,5% en amont jusqu'à une valeur proche de 2% au niveau de la rupture de pente.

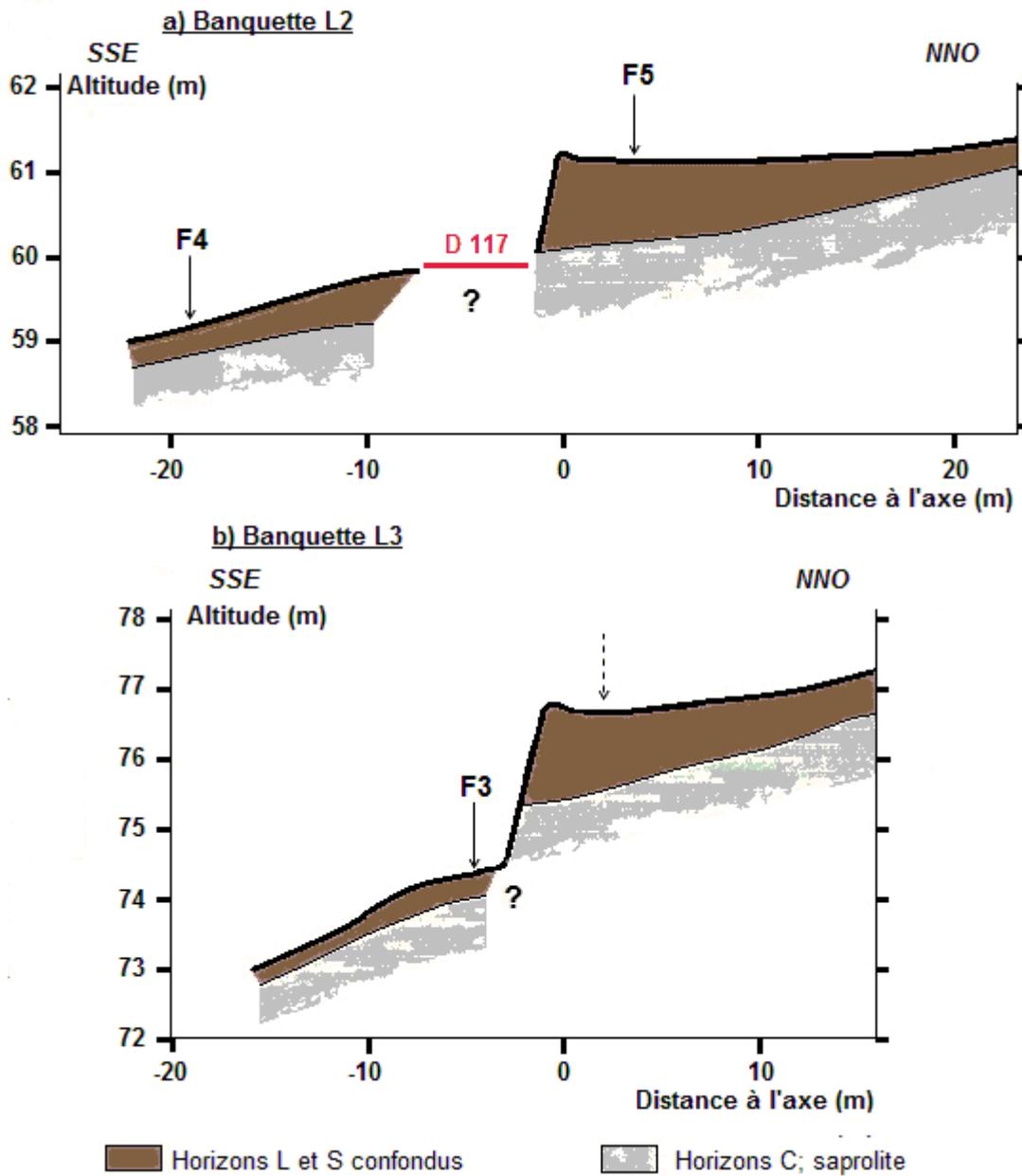


Figure IV-10. Localisation des forages F2, F3 F4 et F5 sur les banquettes L2 et L3 représentées en coupe verticale (localisation des forages et banquettes : voir Fig. IV-6). (a) Banquette L2. (b) Banquette L3.

En aval de la route D117, la surface topographique montre une évolution convexo-concave d'amont en aval jusqu'à atteindre une pente plus régulière d'environ 5%. Le sol tend à s'amincir (d'environ 65 à 40 cm) à ce niveau dans cette même direction. Le toit de l'altérite a une pente plutôt régulière ici (5%). Les variations de la surface topographique en aval de la

route sont donc globalement expliquées par un amincissement de l'épaisseur de sol d'amont en aval.

La morphologie de la banquette L2 n'est donc pas entièrement contrôlée par l'épaisseur du sol. L'épaississement de sol correspond à une diminution de la pente du toit de l'altérite en amont de la limite de parcelle, qui pourrait elle-même traduire un changement dans la lithologie du substrat : du « tuffeau jaune » plus sableux et résistant en amont au « tuffeau blanc » plus carbonaté, tendre et conducteur donc plus sensible à l'érosion en aval. De plus, on observe une rupture de pente dans le toit de l'altérite entre l'amont et l'aval de la route. Des phénomènes d'érosion en aval de la route, suffisamment intenses pour que le substrat soit atteint, pourraient avoir accentué la rupture de pente observée dans le toit de l'altérite. De plus, les sols en aval de la route ont tendance à s'amincir d'amont en aval du transect.

*- Profils pédologiques et composition des sols*

La composition des sols a été analysée dans les profils F5 et F4 (Fig. IV-10a). Les données analytiques sont présentées dans les Tab. IV-6, IV-7, IV-8 et IV-9. Le forage F5 montre un sol à un horizon Lci au dessus de Sci (chacun épais d'environ 35 et 55 cm respectivement), et surmontant un horizon Cca. Les EG sont peu nombreux dans les horizons du sol (moins de 6% ; Tab. IV-6). Ils sont en quantités à peu près égales calcaires et siliceux dans l'horizon Lci, mais majoritairement calcaires dans l'horizon Sci (Tab. IV-7). Dans le Tab. IV-6, on observe que le profil est peu carbonaté dans son ensemble, tout comme l'altérite (8,8%) : les horizons sont considérés comme calciques ( $\text{CaCO}_3 < 5\%$ ). Les caractéristiques granulométriques de la TF (< 2 mm) non carbonatée ne montrent pas d'évolution marquée dans le profil, mise à part une teneur en SG un peu plus importante dans les horizons Lci et Sci (environ 12%) que dans l'altérite (4,8%). Hormis l'absence de clinoptilolite, les horizons Lci et Sci présentent les mêmes constituants que l'altérite Cca dans les fractions argileuses et sableuses (Tab. IV-8, IV-9). Quelques silex apparaissent dans l'altérite (4% de la fraction Sg) : ils peuvent être présents dans le « tuffeau jaune ». Toutefois, l'horizon Cca a pu être contaminé par des phénomènes de cryoturbation, tout comme l'altérite du profil TU2-14. En effet, on remarque aussi la présence de silice éocène dans les fractions Sm et Sg (6 et 4% respectivement). L'horizon Lci présente une proportion de silex non négligeable dans la fraction Sg (18%). Quelques charbons de bois ont été observés à la base de l'horizon Sci. Comme en TL104 (Fig. IV-9a), on observe ici un sol épais peu évolué de type Colluviosol.

En aval de la route, le profil F4 montre un sol épais d'environ 45 cm, avec un horizon Lca épais d'environ 30 cm sur un horizon Sca mince (Fig. IV-10a). Le sol contient 5% d'EG dont près de 90% sont calcaires (92,3% et 88,2% pour les horizons Lca et Sca respectivement). Dans le Tab. IV-6, on voit que les taux de carbonates sont faibles dans la TF par rapport à ceux de l'altérite : 8,5 et 12,8% dans les horizons Lca et Sca respectivement, contre 65,5% dans l'horizon Cca. Les caractéristiques granulométriques sont similaires à celles observées dans le profil F5 (Tab. IV-6) et les principaux constituants de la phase sableuse dans les horizons Lca, Sca et Cca sont identiques (Tab. IV-8). On a observé à la loupe binoculaire une plus grande quantité de glauconie saine et de bioclastes dans l'altérite Cca alors que la glauconie est souvent oxydée dans les horizons Lca et Sca. Inversement, les silex sont plus abondants dans les horizons Lca et Sca que dans l'altérite. La clinoptilolite est quant à elle présente dans la fraction argileuse (A) sur l'ensemble du profil, contrairement à F5 (Tab. IV-9). Ce sol correspondrait à un Calcosol.

b) Banquette L3

D'après les observations présentées dans le § IV.3.1, la banquette L3 se situe dans la zone de transition entre « tuffeau jaune » en aval et des formations peu carbonatées et électriquement très conductrices (Z.C.-c ; Fig. IV-7) en amont. Contrairement aux banquettes L1 et L2, L3 n'est associée à aucune route actuelle.

*- Topographie et épaisseur des sols*

La concavité associée à la banquette L3 est nette, et entraîne une diminution de pente de 6% en partie amont à presque 0 % à  $x = 3$  m de la rupture de pente (Fig. IV-10b). On observe également une sorte de bourrelet légèrement convexe en front de banquette. La rupture de pente, qui se développe sur moins de 4 m de largeur, entraîne une dénivelée topographique d'environ 2 m. L'épaisseur de sol varie progressivement de 60 cm en amont ( $x = 15$  m) à plus de 130 cm au niveau de la bordure de parcelle ( $x = 0$  m). Tout comme pour la banquette L2, l'épaississement de sol n'explique pas la totalité de la rupture de pente de 2 m mesurée : les 70 cm inférieurs de la rupture de pente apparaissent avoir été façonnés ici dans le substrat (Fig. IV-10b).

La topographie en pied de banquette est nettement convexe : la pente passe de 8 à 12% d'amont en aval (de  $x = -4$  m à  $-11$  m ; Fig. IV-10b). Les sols ont une épaisseur peu variable

(de 25 à 35 cm). La topographie en aval de la rupture de pente est surtout influencée par la forme du toit de l'altérite. Au total, une rupture de pente d'environ 1 m existe dans le toit de l'altérite entre  $x = 0$  m et  $x = -4$  m.

La topographie de la banquette L3 apparaît donc fortement influencée par la morphologie du toit de l'altérite : sur 200 cm de rupture de pente 70 se sont développés dans l'altérite. Cette altérite, en aval comme en amont de la rupture de pente, semble issue du même type de formation : le « tuffeau jaune » (cf. § IV.3.1.1). La banquette ne paraît donc pas liée à un changement de lithologie du substrat à son niveau même. Cependant l'analyse des horizons C dans le forage F1, situé à un peu moins de 40 m en amont de L3 (Fig. IV-6), et l'observation des cartes de résistivité du substrat sur le site d'étude (cf. § IV.3.1 ; Figs. IV-7b et IV-8) montrent un changement net de substrat, quasi parallèle à L3, quelques mètres en amont de sa rupture de pente. Tout comme pour L2, l'hypothèse d'une forte érosion en aval de l'axe de la banquette L3 (limite de parcelle) expliquerait l'important surcreusement du substrat. De plus, la pente en aval de cette banquette L3 est plus forte qu'en aval de L2 (Fig. IV-6), ce qui a pu permettre une érosion plus intense dans ce secteur, et donc entraîner la rupture de pente observée plus marquée.

*- Profils pédologiques et composition des sols*

La composition des sols a été analysée dans les profils F2 et F3 (Fig. IV-10b). Les données analytiques sont présentées dans les Tab. IV-6 à IV-9. Dans le forage F2, le sol est constitué de trois horizons : Lci (0-40 cm), Sci (40-145 cm) et Cca. Quatre échantillons ont été prélevés dans ce forage. La teneur en EG varie entre 8 et 10% dans le sol (Tab. IV-6), avec des éléments majoritairement siliceux (Tab. IV-7) qu'on ne trouve pas dans l'altérite sous-jacente. Les EG contiennent aussi des bioclastes (coquilles de gastéropodes, spicules) et des fragments d'ardoise qui n'ont pas été pris en compte dans le tri entre siliceux et carbonatés (Tab. IV-7). Les horizons Lci et Sci, considéré comme calciques, ne contiennent que 4,7% et 2,4% de  $\text{CaCO}_3$  respectivement ; l'altérite en contient plus de 50%. Les analyses granulométriques montrent une nette différence entre l'altérite (Cca) et les horizons sus-jacents (Lci et Sci). Alors que les limons fins et grossiers sont moins abondants dans les horizons L et S que dans l'altérite Cca, on note en revanche une nette augmentation des sables grossiers passant de 4% dans l'altérite Cca à plus de 25% dans les horizons Lci et Sci. La glauconie foncée, non altérée, est bien nette dans les sables de l'altérite (Tab. IV-8) ; elle est apparue moins abondante dans les horizons Lci et Sci. L'opale-CT est absente du profil entier

(situé sur « tuffeau jaune »). Enfin, on a observé un enrichissement en silex dans les sables (SF) des horizons Lci et Sci alors qu'il est rare dans l'altérite. Le long du profil, on note aussi une baisse régulière des proportions d'argile de haut en bas (Tab. IV-6). Le quartz est absent de la fraction < 2 µm en profondeur (Tab. IV-9). L'illite et la smectite sont présentes dans l'ensemble du profil. Le sol étudié ici est, comme aux points F5 et TL104, épais et peu évolué ; il pourrait s'apparenter à un Colluviosol sur craie.

Le forage F3 effectué en pied de rupture de pente (Fig. IV-10b) a traversé un sol épais de 35 cm au dessus de l'altérite Cca : ce sol comprend un horizon organo-minéral Lca épais de 27 cm et un l'horizon Sca sous-jacent de 8 cm. D'après les Tab. IV-6 et IV-7, les teneurs en EG sont d'environ 8% dans les horizons Lca et Sca : dans Lca 2/3 des EG sont siliceux, silex essentiellement, le tiers restant étant constitué d'éléments carbonatés. On observe la tendance inverse dans l'horizon Sca. Les taux de CaCO<sub>3</sub> de la fraction inférieure à 2 mm sont de 13,9% dans l'horizon Lca et 9,9% dans Sca, contre environ 23% dans l'altérite Cca. La granulométrie montre, comme dans le forage F2, des différences très marquées selon les horizons. Le LF représente environ 30% de la TF décarbonatée dans les horizons Lca et Sca contre plus de 60% dans l'altérite Cca (Tab. IV-6). D'un point de vue minéralogique, on observe dans le Tab. IV-8 les mêmes composants que dans le profil F2 en amont de rupture de pente : le quartz domine la fraction sableuse des horizons Lca et Sca. On trouve cependant des silex dans l'horizon profond Sca, issus du « tuffeau jaune », silex plus abondants dans l'horizon Lca. La glauconie observée est plus saine dans l'horizon Cca que dans les autres horizons où elle est en grande partie sous forme oxydée. La fraction argileuse augmente de 3,9% dans l'horizon Lca à 6,4% dans Cca (Tab. IV-6). Elle est principalement composée d'illite et de smectite (Tab. IV-9). Le quartz est absent de cette fraction < 2 µm en profondeur. Ce sol situé en aval de la banquette L3 est un Calcosol.

## **IV.4. Indices d'autochtonie et/ou allochtonie des sols**

### **IV.4.1. Dominance des phénomènes d'érosion-dépôt sur le développement des sols**

Les analyses granulométrique et minéralogique des sols et des altérites sur le site d'étude a permis de mettre en évidence des **indices de déplacement de matière avec érosion**

**et dépôt de matériau** le long du versant (cf. § IV.3.2). Les différentes preuves sont discutées ci-après.

- Banquette L1 (Fig. IV-6 et IV-9a)

- Le profil **TL104** présente un sol épais et peu évolué, s'apparentant à un Colluviosol. Il ne présente pas de caractères logiques d'autochtonie relativement au substrat local. Bien que l'horizon sus-jacent à l'altérite soit calcique et nettement décarbonaté relativement à l'altérite ( $\text{CaCO}_3 < 5\%$  dans Sci entre 100 et 130 cm contre 30% dans l'altérite). Les horizons sus-jacents Sca et Lca ont des teneurs en carbonates supérieures à 10% ce qui montre des apports de matière carbonatée. De plus, des fragments d'ardoise et de brique ont été observés dans les EG à des niveaux différents du sol. Ces composants n'étant pas présents dans le substrat local, prouvent des apports d'origine anthropique. Leur présence jusqu'à plus 80 cm de profondeur confirme le remaniement historique du matériau formant les sols, et non leur formation par des processus de pédogenèse *in-situ* (altération, brunification, illuviation/éluviation...). Cependant, l'abondance de fragments de « tuffeau blanc » dans les EG montre que la zone source des matériaux de ce profil est située sur le même type de substrat que le profil lui-même, plus en amont dans le versant : ces fragments de tuffeau très sains ne peuvent dériver du substrat immédiat plus profond.
- Le profil **F6** est peu épais et peu évolué (Rendisol). D'un point de vue minéralogique, le sol présente les mêmes caractéristiques que l'altérite. Aucun composant allochtone n'apparaît (Tab. IV-8 et IV-9). Le sol paraît donc ne dériver que du substrat local. D'ailleurs, le toit de l'altérite, de forme concave, apparaît comme creusé (Fig. IV-9a) : il semble donc avoir alimenté le sol par mélange mécanique (labour).

La banquette L1 paraît donc résulter de phénomènes de dépôt en amont de la rupture de pente (route) où le sol est nettement allochtone par rapport au substrat. En aval, le sol très mince dérive directement du substrat qui semble également marqué par l'érosion. Le développement de la forme banquette, qui est lié essentiellement à des variations d'épaisseur de sol, semble donc résulter de processus d'érosion-dépôt dans les sols.

- Ondulation U2 (Fig. IV-6 et IV-9b)

- **TU212** : ce profil est un Calcosol (35 cm). Les artefacts archéologiques (fragments de briques et poteries) observés dans le profil jusqu'à la limite entre les horizons Sca et Cca montrent que ce sol a été remanié. De plus, l'opale-CT, plus abondante dans les horizons Lca et Sca que Cca (Tab. IV-8) indique des apports depuis des matériaux frais de l'amont. On sait que l'opale-CT, mal cristallisée, est une forme de silice relativement soluble (Jones and Segnit, 1971 ; Kastner *et al.*, 1977).
- Le profil **TU2-14** (Calcosol épais de 35 cm) situé à 14 m en aval de l'axe de l'ondulation U2 montre un enrichissement en opale-CT de l'horizon Lca par rapport à l'altérite Cca (Tab. IV-8) indiquant des possibles transferts latéraux de matière. On note également la présence de charbons de bois dans les sables.

Les sols de l'ondulation U2 présentent donc aussi des indices de transferts latéraux possibles de matière, mais ceux-ci ne sont pas indiscutables. La faible épaisseur des sols fait que le labour, en remontant des éléments du substrat a dilué le possible signal d'allochtonie.

- Banquette L2 (Fig. IV-6 et IV-10a)

- Nous avons vu que le forage **F5** présente un sol épais de 90 cm, localisé sur la zone de transition du « tuffeau blanc » en aval au « tuffeau jaune » en amont. Ce sol présente par définition un caractère fortement allochtone. En effet, il contient peu d'EG mais ceux-ci sont de plus en plus siliceux (silex) de bas en haut du profil (Tab. IV-7). La même observation peut être faite pour la fraction SG et sa teneur en éléments siliceux relativement à l'altérite Cca (où les silex sont très peu abondants ; Tab. IV-8). La clinoptilolite caractéristique du « tuffeau blanc », bien que résistante à l'altération puisqu'on peut la retrouver dans les alluvions de la région (Macaire *et al.*, 2006) est absente dans Lca et Sca alors qu'elle est présente dans l'horizon Cca (Tab. IV-9). Pour terminer, des charbons ont été observés à la base de l'horizon Sca. Il est donc clair que des apports de matériaux depuis l'amont (« tuffeau jaune » et formations argilo-siliceuses plus récentes), enrichis en composants anthropiques, sont à l'origine de l'épaississement de sol au niveau de la banquette L2.

- Dans le profil **F4** (Calcosol épais de 40 cm), il y a aussi des indices d'allochtonie : des silex sont présents dans l'horizon Lca (Sg et Sm) bien qu'absents dans l'altérite Cca, ce qui dénote un apport depuis l'amont. Cependant, le toit de l'altérite montre une rupture de pente abrupte relativement à l'amont de la route (Fig. IV-10a) indiquant des départs de matière en aval de la banquette ayant atteint le substrat (cf. § IV.3.2.2). Les silex n'ont pu être apportés qu'en lien avec le développement de la banquette.

La forme de la banquette L2 paraît donc s'être développée par des dépôts dans le sol en amont de la rupture de pente (route), et avoir été accentuée par des départs de matière depuis les sols en aval, qui contiennent des reliques d'allochtonie (silex).

- Banquette L3 (Fig. IV-6 et IV-10b)

Les sols de la banquette L3 présentent des indices de genèse similaires à ceux des banquettes L1 et L2, traduisant des apports de matière en amont de la limite de parcelle et de possibles départs en aval.

- Dans le profil **F2** (Colluviosol épais d'environ 90 cm), les horizons Lci et Sci contiennent plus de 95% d'EG siliceux (silex) ne provenant pas du substrat (Tab. IV-8). Les phases sableuses du sol sont également riches en silex contrairement à l'altérite. La fraction argileuse de l'altérite ne présente pas de quartz contrairement aux horizons sus-jacents. Enfin, des fragments d'ardoises ont été vus dans le profil. Le sol du profil F2 possède donc des indices d'apports de matériaux depuis l'amont, notamment des formations C4-6S et e (cf. Ch. II et ZC-c sur les figures IV-7 et IV-8).
- De la même façon, dans le profil **F3** (Calcosol peu épais), le sol est enrichi en silex (sables et EG) par rapport à l'altérite. Le quartz est présent dans la fraction granulométrique argileuse des horizons Lci et Sci alors qu'il est absent dans celle de l'horizon Cca. Le toit de l'altérite montre aussi une rupture de pente nette entre l'amont et l'aval de la bordure de parcelle (cf. § IV.3.2.2 ; Fig. IV-10b) qui suggère des départs de matière importants en aval de la limite de parcelle. Le profil F3, comme le profil F4, montre donc des indices d'apports latéraux de matière depuis l'amont, mais également de départ vers l'aval encore plus marqués.

L'analyse des banquettes L1, L2, L3 et de l'ondulation U2 a permis de souligner **l'importance des phénomènes d'érosion-dépôt sur le développement des sols associés aux figures morphologiques étudiées**. Peu d'indices (décarbonatation, illuviation-éluviation, altération différentielle des minéraux...) indiquent des phénomènes de pédogenèse *in-situ*. Des indices d'apport (dépôt) et de départ (érosion) de matière paraissent coexister parfois au sein des profils, notamment ceux situés en aval de banquettes (F4 et F3). Cette observation pourrait indiquer différentes phases d'apport ou de départ, en lien avec la mise en place de la banquette.

On observe également une différence nette entre les figures morphologiques linéaires L1 et U2 d'une part, et les figures L2 et L3 d'autre part. Dans L1, le profil TL104 est épais et résolument allochtone, tandis que F6 est mince et ne montre pas nettement d'indice d'allochtonie. De même dans U2, l'allochtonie n'est pas nette partout. De plus, l'aval de L1 et U2 ont en commun de ne pas présenter de rupture de pente dans le substrat (Fig. IV-9), contrairement à l'aval de L2 et L3 (Fig. IV-10). La pente du substrat au niveau de L1 et U2 était donc plus faible qu'au niveau de L2 et L3 avant la mise en place des bordures associées à ces figures morphologiques. Les transferts latéraux de matériau d'amont en aval étaient alors plus favorisés au niveau de L2 et L3 qu'au niveau de L1 et U2 (restes d'apports bien visibles en F4 et F3). De plus, lorsque les sols sont minces, il y a **dilution progressive des éventuels apports par des remontées du substrat par le labour** (F6, TU2-14, TU212, F4 et F3).

#### **IV.4.2. Identification de différents types d'indicateurs d'érosion-dépôt des sols (SEDI)**

Parmi ceux mentionnés dans le Ch. I (§ 3 de l'article I.2), deux SEDI ont été mis en évidence dans les sols associés aux figures morphologiques étudiées sur le site d'étude : les traceurs minéralogiques et les artefacts archéologiques. De plus, la nature du profil permet également de renseigner sur le départ ou l'arrivée de matière dans le sol.

- Les traceurs minéralogiques que l'on peut considérer comme SEDI physique des sols (physical pedological ; cf. Ch. I). Ils nécessitent une étude à l'échelle de l'ensemble du versant, le principe de leur utilisation étant basé sur la notion d'hétérogénéité lithologique du substrat. L'absence ou la présence de tels traceurs dans le sol par

rapport au substrat traduit un phénomène d'érosion ou de dépôt respectivement. Des marqueurs spécifiques du « tuffeau blanc » ont été identifiés : clinoptilolite dans la classe argile et opale-CT dans les classes sableuses. Le « tuffeau jaune » est caractérisé par la présence d'une plus forte proportion de glauconie souvent oxydée dans les sables par rapport au « tuffeau blanc ». Les formations argilo-siliceuses sénoniennes induisent une présence marquée de silex dans les EG et SG essentiellement. Les formations argilo-sableuses éocènes sont caractérisées par la présence de grains de silice corrodés et colorés bruns à rougeâtres. De plus, l'étude des propriétés géo-électriques du substrat a permis de délimiter ces différentes formations géologiques, et donc les sources des marqueurs minéralogiques (cf. § IV.3.1).

- Les SEDI archéologiques correspondent à l'ensemble des artefacts et fragments de matériaux d'origine anthropique ou ayant été modifiés par/pour un usage anthropique (cf. Ch. I). Ces composants ne sont pas présents originellement dans le sol. Ils ont principalement été incorporés au sol par l'ajout de fumures. Les agriculteurs jetaient sur leur tas de fumier les fragments de vaisselles cassées, cendres et charbons de bois... Ce fumier a été ensuite épandu dans les champs. Ces artefacts peuvent aussi résulter du démantèlement de bâtiments. L'étude de ces SEDI s'effectue à l'échelle locale : leur présence et leur profondeur d'incorporation nous informent sur l'existence d'un remaniement du sol (labour *in-situ* ou apport latéral de matière) et éventuellement leur âge. Ils peuvent aussi permettre le traçage de déplacements de matière si ces artefacts pouvaient être mis en relation avec une source identifiée en amont : par exemple un bâtiment antique (cf. § 3.3.3. de l'article I.2).
- La nature du profil pédologique elle-même peut renseigner sur des apports ou départs de matière même en l'absence de traceurs minéralogiques ou de SEDI archéologiques. En effet, l'identification de sols jeunes et peu évolués, d'apport ou d'érosion (Colluviosol ou Rendosol par exemple), appuyée par une analyse des caractéristiques physico-chimiques du sol, constitue également un SEDI. Lorsqu'il y a absence de traceurs minéralogiques dans de tels sols, mais des apports avérés dans un Colluviosol, ces apports proviennent de zones sources situées sur le même type de substrat que celui du sol étudié (Exp. du forage TL104).

## IV.5. Conclusion

Le but de ce chapitre était d'apporter de nouvelles informations concernant les composants des sols et leur origine, notamment au niveau des différents types de figures morphologiques étudiées sur le versant (banquette agricole et ondulation). Cette analyse a nécessité de caractériser les formations du substrat géologique sur le versant, par l'intermédiaire des produits de l'altération (horizons C).

Les **figures morphologiques** (banquettes L1, L2, L3 et ondulation U2) sur le site d'étude semblent localisées sur des **zones de transition de faciès ou de changements de propriétés physiques du substrat** (effet de la nappe pour L1). Les phénomènes d'érosion-dépôt semblent avoir dominé dans le développement des sols, non seulement dans les banquettes et ondulations étudiées, mais également en aval des banquettes : accumulation de matériau allochtone en amont des limites de parcelles associées aux banquettes et érosion d'un matériau surtout autochtone en aval, avec parfois cependant des indices d'allochtonies. Les indices d'allochtonie mis en évidence constituent différents types de SEDI (Soil Erosion-Deposition Indicators).

On note également que l'analyse sur toposéquence a permis d'observer que la **morphologie d'une banquette** paraît avoir été essentiellement contrôlée par **l'épaississement du sol en amont** de la bordure de parcelle associée. Cependant, cette rupture peut être accentuée dans certaines conditions topographiques **par érosion en partie amont de la parcelle située en aval de la banquette**. La variabilité naturelle de la forme du toit de l'altérite semble avoir joué un rôle secondaire dans la genèse des figures morphologiques type banquettes. Les ondulations présentent des sols moins épais que ceux des banquettes ; en conséquence, la forme du toit de l'altérite joue un rôle plus important dans la morphologie de cette figure d'origine anthropique.

La caractérisation de l'autochtonie relativement à l'allochtonie des matériaux constituant les sols était une étape indispensable à la poursuite de ces travaux. Les sols du site s'avèrent essentiellement allochtones (allochtonie plus ou moins fortement estompée dans les zones érodées), ce qui pose deux questions essentielles qui seront traitées dans les chapitres suivants :

#### *Chapitre IV – Composition et origine des matériaux constituant les sols*

- quelles ont été les quantités de matière concernées par ces déplacements latéraux de matière ?
- quels ont été les processus à l'origine du déplacement de matière ?

Dans cette optique, les SEDI identifiés sur le site d'étude de Seully seront étudiés plus précisément dans le chapitre suivant.