

# Processus et quantification des redistributions de sols

---

## V.1. Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que la formation des sols associés aux figures morphologiques étudiées (banquettes agricoles et ondulations) sur le site d'étude a été dominée par des phénomènes d'érosion-dépôt au détriment de processus pédogénétiques *in-situ*. Des indices d'allochtonie ont été mis en évidence. Parmi eux, des traceurs minéralogiques (SEDI) liés à la variabilité lithologique du substrat sont apparus. Ceux-ci peuvent être utilisés pour approcher les processus et la quantification des redistributions de sol sur le site d'étude, mais comme nous le verrons dans le paragraphe V.3, leur apport est limité. L'introduction de la dimension temporelle s'avère alors nécessaire pour déterminer des taux de redistribution ( $\text{mm.an}^{-1}$  ou  $\text{t.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ ), et ainsi reconstituer la vitesse et la dynamique des processus à l'origine de l'actuelle organisation des sols et du modelé du paysage. Cette approche quantitative s'appuie sur l'utilisation d'un traceur de redistribution - contrainte dans le temps - le  $^{137}\text{Cs}$ , et sur des datations absolues (OSL et documents historiques). Nous examinerons également dans ce chapitre les facteurs de redistribution des sols (eau, labour) sur le site d'étude et leur implication relative.

L'objectif de ce travail est donc double. D'une part, **identifier les facteurs dominants de la redistribution à l'échelle historique sur l'ensemble du site d'étude**. D'autre part, **évaluer l'implication relative de chacun de ces facteurs quant à la distribution et l'allochtonie actuelle des sols**, notamment grâce à la quantification des redistributions de sols attribuées à chacun de ces facteurs.

## V.2. Rappel des facteurs de déplacement de matière sur les versants cultivés

Le déplacement de matière à la surface du globe terrestre résulte de l'interaction complexe de divers facteurs. Ceux-ci agissent directement comme vecteurs de particules (facteurs actifs), ou indirectement en tant que pourvoyeurs de particules ou facteurs influençant l'énergie nécessaire à leur transport (facteurs passifs) (Campy et Macaire, 2003). Ces facteurs, **actifs et passifs**, varient plus ou moins dans le temps et l'espace. Les facteurs actifs montrent des variations d'intensité à court-terme, de l'échelle de la minute à la saison culturale. Les facteurs passifs tendent à être invariants sur le long-terme, de l'échelle de quelques siècles au millénaire.

De plus, en contexte agricole, des **facteurs anthropiques** apparaissent tandis que les facteurs naturels sont plus ou moins modifiés par l'occupation du sol. Ce paragraphe constitue un rappel des facteurs passifs et actifs contrôlant les déplacements de matière sur les versants cultivés, en soulignant ceux pouvant dominer les redistributions de sol sur le versant étudié.

### V.2.1. Facteurs passifs

#### V.2.1.1. Le relief

Le relief est un facteur qui influence l'intensité des flux de matière sur les versants en favorisant plus ou moins l'action des forces gravitaires. D'une part, le relief détermine l'énergie de transport des particules par le vecteur hydrique via le gradient de pente, les courbures, la longueur de pente et l'aire contributive au ruissellement (Chaplot et Le Bissonnais, 2000; Truman *et al.*, 2001 ; *cf.* Ch. I). Il est également un facteur déterminant pour la concentration des eaux de ruissellement. D'autre part, la variation du gradient de pente contrôle l'intensité du transport de matière solide par le labour (Lindstrom *et al.*, 1990 ; Govers *et al.*, 1994 ; *cf.* Ch. I).

Les variations de relief sur le site d'étude sont présentées dans les § 3.1. et 3.2. de l'article § III.2. Les pentes les plus importantes sont observées entre les banquettes L3 et L2,

c'est-à-dire dans l'unité 3 (Fig. 6 de l'article § III.2). Les aires de drainage sont délimitées par les bordures de parcelles associées aux banquettes L3, L2 et L1. Ainsi l'aire de drainage la plus importante couvre l'unité 2 entre la banquette L2 et L1. Le relief ne montre pas de figures convexes orientées dans le sens de la pente et susceptibles de concentrer les eaux de ruissellement. Les variations de pentes se retrouvent en effet principalement dans le sens de la pente, au droit des figures morphologiques linéaires, banquettes agricoles et ondulations. Les variations de pente associées à ces figures sont susceptibles d'influencer l'intensité des redistributions de sols par les engins de labour.

Le relief est une variable d'état, qui caractérise ici la surface du versant, dont la variabilité temporelle est considérée comme étant à long terme (Probst, 1990). Ainsi, le relief « général » d'un versant paraît relativement stable à l'échelle centennale, et ces variations apparaîtraient sensibles à partir de 1000 ans et plus (Campy et Macaire, 2003), dans un contexte similaire au versant étudié. Cependant, les déplacements de matière d'origine agricole ont pu engendrer des modifications mineures du relief (décimétriques à métriques en altitude) à court-terme (décennal à centennal), ayant pu jouer sur les transferts.

#### *V.2.1.2. Le climat*

Le climat est un « agent double » : il est actif et passif. Il est actif si l'on considère les événements pluvieux, à court-terme. Les précipitations combinées aux caractéristiques d'infiltration des sols (taux et capacité) conditionnent en effet le ruissellement (Horton, R., 1933 ; Hewlett et Hibbert, 1967). Le climat en tant qu'agent actif sera abordé avec le ruissellement dans le paragraphe V.2.2.1.

Le climat est également un agent passif dans le sens où ces paramètres moyens varient peu dans le temps. Le climat est globalement stable dans le sud-ouest du Bassin Parisien dans la seconde partie de l'Holocène, c'est-à-dire depuis l'Atlantique (5000-6000 ans cal BP), avec notamment des précipitations un peu plus élevées que pendant la première partie de l'Holocène (Visset *et al.*, 2005). Le climat a agi en ayant « préparé » à long terme le versant et son modelé général. Les températures et les précipitations ont influencé le degré d'altération des roches, et donc l'ameublissement des roches du substrat par le développement des sols (White and Blum, 1995 ; Egli *et al.*, 2003). Sur le versant étudié, le fait que l'on soit en

contexte tempéré océanique (*cf.* § II.4.) depuis le début de l'Holocène induit que la « craie » sous-jacente a été altérée en « marne » (les horizons C de sol ont d'ailleurs un aspect marneux). Ce matériau est plus argileux, moins cohérent, et donc plus mobile que la craie. Dans des contextes arides ou froids, la craie serait peu altérée, plus solide, et montrerait un comportement différent dans les processus de versant par rapport à la marne issue de son altération en milieu humide, plus sensible à la solifluxion ou à la reptation. Si l'on considère le versant étudié, il ne présente pratiquement aucun dépôt de versant formé en contexte périglaciaire (par exemple, des dépôts de solifluxion, des grèzes ; Bellemlih, 1999). Soit ces dépôts n'ont jamais existé, ce qui paraît peu probable dans cette partie de l'Europe (Macaire, 1981), soit ils ont déjà été fortement décapés par les processus de redistribution sur le long-terme.

#### V.2.1.3. L'exposition du versant

L'exposition d'un versant correspond à l'orientation de sa pente par rapport au nord géographique. Elle conditionne l'altération des roches du substrat, la désagrégation du sol, et les caractéristiques morphologiques de ce versant, par le biais de l'exposition aux vents dominants, aux pluies « fouettantes », et aux variations thermiques, notamment l'alternance de gel et dégel. L'orientation de la pente par rapport au pendage des couches lithologiques joue aussi un rôle important. Ainsi, dans le Bassin Parisien, les versants exposés au sud ou à l'ouest ont généralement des pentes plus fortes et des couvertures de formations superficielles plus minces que ceux exposés au Nord ou à l'Est, héritage des processus périglaciaires quaternaires (Campy et Macaire, 1989). De même, l'exposition d'un versant au rayonnement solaire influence l'humidité des formations superficielles dont les sols (Reid, 1973 ; Famiglietti *et al.*, 1998 ; Gómez-Plaza *et al.*, 2001), et aura ainsi des conséquences sur leur capacité d'infiltration.

La figure V-1 présente l'exposition du site d'étude. On observe une dominance des orientations S et SE. Des changements locaux apparaissent au niveau des banquettes L1, L4, et tout particulièrement L2. L'exposition locale de la pente au niveau des bordures de parcelles associées à L1 et L4 est orientée vers l'est. Au niveau de la banquette L2, des orientations N et NE sont présentes. Cette variabilité locale est attribuée à l'effet plus ou moins marqué de diminution de pente et à l'accumulation de sol associés à chaque banquette

formant localement une contre-pente. La banquette L3 présente une diminution de pente et une accumulation de sol effectives, mais se situe dans une zone de transition convexe entre la crête et une surface aval très pentue ( $> 10\%$ ) : l'accumulation de matière n'a alors pas eu d'effet dans ce secteur sur l'exposition de la pente.

Il est important de noter que le versant exposé N, situé au nord de la crête du versant étudié et donnant sur le village de Cinais, a une couverture de matériaux soliflués épaisse (Bellemlih, 1999). L'exposition des versants a donc induit une variabilité spatiale au niveau régional des modelés des versants et de leur couverture superficielle. Le modèle conceptuel de redistribution de matière qui sera développé dans ce chapitre, ne sera donc peut être applicable qu'aux versants orientés S, SW et SE.

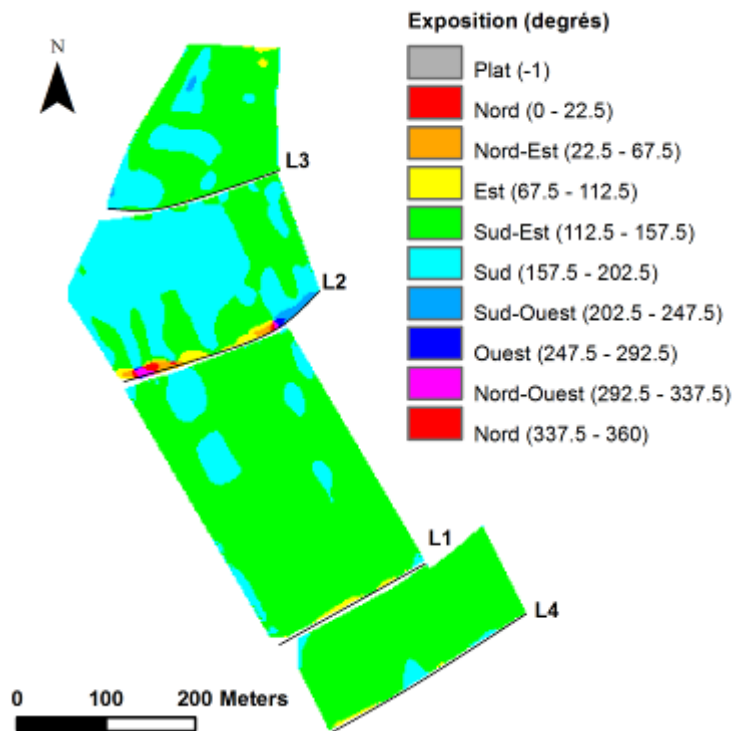


Figure V-1. Exposition du site d'étude.

L'orientation d'ensemble d'un versant, qui conditionne son exposition globale et ses principales caractéristiques lithologiques, varie avec le relief, et donc à long terme (de l'ordre de  $10^6$  ans). Cependant, les expositions locales de détail peuvent varier plus rapidement ( $10^2$  à  $10^3$  ans), notamment sous l'influence de l'agriculture.

*V.2.1.4. La lithologie*

La lithologie des roches du substrat (minéralogie, granularité, fissuration, dureté) conditionne leur résistance à la désagrégation mécanique et à la dissolution chimique (Derruau, 1962; Campy et Macaire, 2003). Elle détermine ainsi, en relation avec l'intensité des agents d'altération, la quantité, le type dominant et la mobilité potentielle de matière produite (Einsele, 1992).

Les travaux effectués ici concernent un versant développé sur craies et calcaires sableux du Crétacé supérieur (voir Ch. II et IV). Les valeurs concernant les bilans de matières issues de l'altération des roches, matières dissoute et particulaire, ont été évaluées pour l'ensemble du bassin versant du Négron (160 km<sup>2</sup>; cf. Ch. II). Ainsi, Oubelkasse (1998) a évalué des taux d'érosion chimique de l'ordre de 34-54 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (soit 0,34-0,54 t.ha<sup>-1</sup>.an<sup>-1</sup>) pour ce bassin versant à partir de l'étude de la composition chimique des eaux de rivière. Ces taux sont en accord avec ceux évalués dans d'autres bassins carbonatés en zone de climat tempéré tels que le bassin de la Seine, de la Loire ou de la Garonne (Probst et Bazerbachi, 1986; Snoussi, 1986; Roy, 1996). En ce qui concerne le bilan particulaire, environ 187 t.an<sup>-1</sup> de MES transitent par le Négron, la moitié étant stockée dans le Marais de Taligny juste en amont de l'exutoire du bassin du Quincampoix où se trouve le présent secteur d'étude (Bellemlih, 1999). Rapporté à la surface totale du bassin, l'érosion mécanique nette pour le bassin est évaluée à 1,17 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (soit 1,17.10<sup>-2</sup> t.ha<sup>-1</sup>.an<sup>-1</sup>). La production de matière arrivant à la rivière est donc essentiellement dissoute, ce qui semble logique pour un contexte de bassin surtout carbonaté où la dissolution chimique domine. Cependant, les conditions subactuelles (depuis quelques décennies) d'érosion et de stockage des sols sur les versants ne permettent peut être pas à la matière solide d'atteindre la rivière en totalité.

La lithologie des roches du substrat apparaît comme un facteur constant dans le temps à long terme, et donc à l'échelle historique.

*V.2.1.5. L'occupation du sol*

L'occupation du sol fait référence à l'usage anthropique des terres. Il implique le management et la modification d'environnements naturels en espaces structurés

artificiellement (champs, prairies, pâtures, vergers...). On distinguera en tant que facteurs passifs de transport de matière, les types de culture appliqués aux surfaces (céréaliculture, viticulture, maraîchage, pastoralisme...), et la fragmentation spatiale de ces surfaces.

*Les types de culture* : actuellement le site est à 99 % cultivé en céréales (orge, blé et maïs) et cultures industrielles (colza, tournesol). Les sols sont donc nus une partie de l'année et soumis à différents traitements suivant les types de cultures pratiqués. Le site comportait par le passé de nombreuses vignes en zone amont. La majorité de ces vignes a été arrachée entre 1890 et 1915 en conséquence des ravages du phylloxéra (Fig. II-12). De même, des vergers (noyers, pommiers, mûriers) et jardins étaient présents sur le site il y a encore un siècle. Les paysages étaient alors beaucoup plus verdoyants et les sols moins souvent nus. La céréaliculture domine ainsi nettement dans le site depuis plusieurs décennies.

*La fragmentation spatiale* des versants cultivés est dictée par la présence de bordures (routes, chemins, fossés, haies, bandes enherbées) séparant les différentes unités exploitées par l'homme, c'est-à-dire les parcelles. Ces limites affectent la connectivité hydraulique des écoulements superficiels le long des versants (Caubel *et al.*, 2003; Van Dijk *et al.*, 1996 b), et définissent des lignes ou surfaces de flux nul en ce qui concerne le vecteur aratoire (Dabney *et al.*, 1999; Van Oost *et al.*, 2000). De plus, la géométrie d'une parcelle tend à imposer le sens de labour, parallèle à l'allongement de la parcelle, de façon à diminuer les demi-tours et travailler plus rapidement. Sur le site d'étude, comme vu dans le Ch. II (*cf.* § II.6) le réseau de limites parcellaires a beaucoup évolué depuis 1836 (cadastres napoléoniens), notamment entre 1945 et aujourd'hui (Fig. II-13). Des remembrements, des changements d'occupation du sol et les progrès de la mécanique agricole ont entraîné une forte diminution du nombre de parcelles.

Parmi les facteurs passifs développés ci-dessus, **seuls les facteurs liés à l'occupation du sol (*types de culture et fragmentation spatiale*) montrent des changements effectifs dans le temps (échelle historique) et dans l'espace sur le site d'étude.** Les informations relatives à ce facteur passif s'étalent de 1836 à nos jours. Elles sont de plus en plus imprécises en remontant le temps, notamment en ce qui concerne la localisation et la nature des activités culturelles. On tentera d'évaluer l'influence des changements d'occupation du sol, et plus particulièrement des parcellaires, sur les facteurs actifs de redistribution des sols (eau et labour).

## V.2.2. Facteurs actifs

Les facteurs analysés ici ne sont considérés que dans le **cadre agricole**. Ainsi, seuls le **ruissellement et le labour** sont présentés car ils définissent les vecteurs dominants de redistribution de sol ces dernières décennies en contexte agricole (Govers *et al.*, 1996 ; Verheijen *et al.*, 2009 ; Cerdan *et al.*, 2010). D'autres facteurs actifs pouvant déclencher le déplacement de matière existent, comme l'activité tectonique, le vent, la gravité seule sur paroi verticale, etc... Aucun d'eux ne paraît avoir d'influence conséquente ni à court-terme, ni à courte-distance sur le versant étudié : ils apparaissent stables depuis de nombreux millénaires.

### V.2.2.1. Le ruissellement

Le ruissellement (*cf.* § I.2) correspond à l'écoulement d'un excès d'eau en surface. Le ruissellement peut être laminaire ou concentré. L'écoulement laminaire, avec l'effet splash, entraîne le déplacement d'une couche plus ou moins uniforme de particules fines, riches en MO si elle n'a pas été perturbée récemment (Fullen and Brandsma, 1995). Les eaux de ruissellement peuvent se concentrer en rigoles et ravines grâce aux hétérogénéités du relief (voies naturelles de drainage), un couvert végétal faible et/ou des figures induites par le labour (raies, traces de roues...) (Cerdan, 2001). Les rigoles sont moins développées et plus aléatoires dans l'espace que les ravines qui ressurgissent fréquemment aux mêmes endroits. Les rigoles sont aisément comblées par un labour, contrairement aux ravines (Poesen, 1996; Casali, 2000). La concentration des eaux dans ces ravines apporte à l'eau de ruissellement une énergie plus importante, et donc une capacité de transport plus forte que l'écoulement laminaire.

Le ruissellement est donc événementiel et dépend fortement des événements climatiques et de l'infiltrabilité des sols. L'infiltration de l'eau dans le sol est contrôlée par le volume, la taille, la distribution et la connectivité des pores, c'est-à-dire par l'arrangement géométrique des particules du squelette et du plasma des sols au sein des agrégats. Cet arrangement est variable, évoluant dans le temps suivant des processus physiques et biochimiques (Horn, 1988 ; Horn *et al.*, 1994). De plus, en contexte cultivé, la matrice et la structure du sol vont être régulièrement désorganisées par le travail mécanique (labour,



déchaumage...). La capacité d'infiltration d'un sol apparaît alors très variable dans le temps et l'espace (Fox et Le Bissonnais, 1998 ; Cerdan, 2001).

Il est important de noter que le site d'étude et la zone d'extrapolation ne présentent pas de ravines. Des écoulements en rigoles ont pu être observés rarement en zone amont du site d'étude lors d'événements pluvieux intenses.

#### V.2.2.2. Le labour

Le passage des instruments utilisés par l'homme pour le travail du sol implique le déplacement de la couche de sol traversée (Cf. Ch. I). La structure du sol est détruite, artificialisée, au passage de l'instrument. L'ensemble des particules, des agrégats et des éléments grossiers, est transporté par l'instrument jusqu'au rejet de ces constituants. Ils vont ensuite glisser, rouler, sous l'effet dominant de la gravité. L'intensité des déplacements de matière est influencée, outre la pente et les conditions initiales du sol, par le sens du labour par rapport à la pente, la géométrie des différents instruments, la fréquence des passages, leur vitesse et profondeur de passage.

Le processus de redistribution de matière par le labour est bien souvent considéré comme un processus diffusif, proportionnel à la variation du gradient de pente (Govers *et al.*, 1994; Van Oost *et al.*, 2000). Le flux net de sol déplacé vers l'aval par le travail du sol sur un versant de longueur infinitésimale et de largeur unitaire s'exprime comme suit :

$$Q_t = kS = -k \frac{dh}{dx} \quad (1)$$

avec  $Q_t$  flux net de sol déplacé vers l'aval par le travail du sol ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ ),  $k$  est un coefficient de transport (« tillage transport coefficient » en  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ ),  $S$  est le gradient de pente local ( $\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$ ),  $h$  est l'altitude d'un point donné, et  $x$  est la distance horizontale (m).

L'érosivité des différents instruments utilisés pour travailler le sol (charrues, ciseaux, déchaumeuse...) est donc caractérisée par un coefficient de transport (« tillage transport coefficient ») exprimé en  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ . De nombreuses expérimentations impliquant ces instruments et différents sens de labour ont été effectuées au cours des vingt dernières années, que ce soit dans le cas de pratiques mécanisées ou non. Van Oost *et al.* (2006) ont recoupé

l'ensemble des données disponibles dans la littérature et révèlent que l'érosivité des différents instruments de travail du sol, pour un passage, est de l'ordre de 400-800 kg.m<sup>-1</sup>.a<sup>-1</sup> et 70-260 kg.m<sup>-1</sup>.a<sup>-1</sup> pour des pratiques mécanisées et non mécanisées, respectivement. La mécanisation des pratiques s'est effectuée après la seconde guerre mondiale en France, entre environ 1945 et 1960 (arrivée des premiers tracteurs payés par le plan Marshall américain).

Les différentes formes de travail du sol (labour, préparation du lit de semence, déchaumage...) liées aux différents instruments, et leur fréquence dans l'année dépendent de la nature des cultures, des éventuels apports de fertilisants et des rotations de culture effectuées. De plus, la vitesse et la profondeur de passage d'un instrument peuvent varier suivant le manipulateur de l'engin agricole.

### **V.3. Approche de la quantification et des processus de déplacement de matière par la composition du sol**

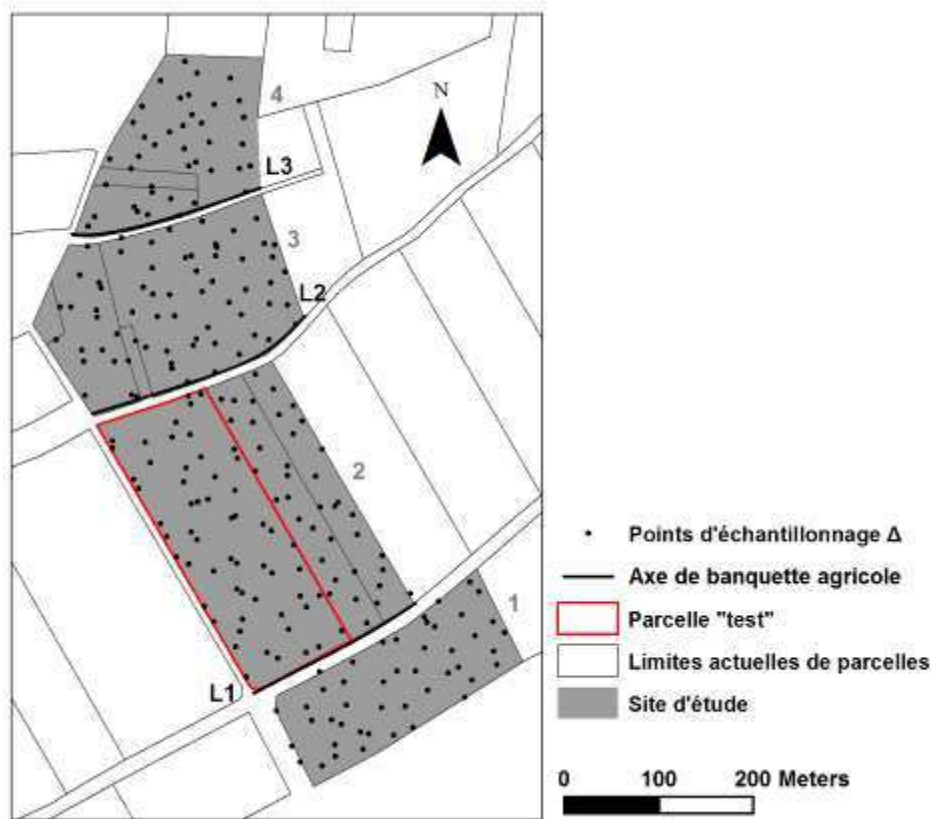
#### **V.3.1. Méthodes analytiques**

##### *V.3.1.1. Analyses granulométriques de la terre fine (TF) des horizons de surface*

Les analyses granulométriques concernent ici l'ensemble des composants minéraux des sols, sans distinction entre phases carbonatée et non-carbonatée. En effet, alors que les analyses granulométriques précédentes (restreintes à la phase non-carbonatée ; cf. § IV.2.4.1 et IV.3.2.) caractérisaient les composants les plus stables des sols pour définir la parenté entre roche-mère et sol, celles effectuées ici visent à caractériser le matériau effectivement déplacé le long du versant, c'est-à-dire toute la matière. La prise en compte de la granularité de la totalité des composants minéraux sera utilisée pour rechercher le ou les processus d'érosion-dépôt de sol concernés. La taille des particules transportées par les processus d'érosion hydrique dépend de la capacité de transport des eaux de ruissellement, mais également de la stabilité des agrégats. Ainsi, les processus d'érosion-dépôt par l'eau sont sélectifs et peuvent entraîner des variations importantes de granularité le long d'un versant. Au contraire, la redistribution de sol via des engins de labour concerne l'ensemble des composants minéralogiques de l'épaisseur labourée quelle que soit leur taille. La variabilité spatiale des

caractéristiques granulométriques du sol sera analysée sur l'ensemble du site d'étude, en considérant les parcellaires passés et actuel.

Ainsi, pour chacun des points du plan d'échantillonnage  $\Delta$ , défini ci-après, les 20 premiers centimètres de sol ont été analysés. Le plan d'échantillonnage  $\Delta$  a été défini en choisissant aléatoirement un point dans chaque carré d'une grille de 25 m x 25 m sur la surface totale du site d'étude (Fig. V-2), soit 243 points. Une granulométrie 5 fractions (A : 0-2  $\mu\text{m}$ , LF : 2-20  $\mu\text{m}$ , LG : 20-50  $\mu\text{m}$ , SF : 50-200  $\mu\text{m}$  et SG : 200  $\mu\text{m}$  - 2 mm) a été réalisée ici selon la norme AFNOR X 316107 sur la terre fine (TF) totale de chacun de ces échantillons de surface. La distribution spatiale de la teneur des 20 premiers centimètres du sol en chacune de ces 5 classes granulométriques a été estimée par krigeage ordinaire sur l'ensemble du site d'étude (Goovaerts, 1997; Chilès and Delfiner, 1999).



**Figure V-2. Plan d'échantillonnage  $\Delta$  des sols sur le site d'étude.** L1 à L3 : banquettes agricoles ; 1 à 4 : unités morphologiques.

V.3.1.2. Essai de cartographie de la couverture en éléments grossiers (EG > 2 mm)

La forme et la concentration des EG à la surface du sol peuvent nous informer sur les processus de redistribution de sol dominants et sur leur variabilité spatiale. Il a été admis que les éléments anguleux sont associés à l'érosion par le labour, tandis que les éléments émoussés sont plutôt associés à des processus hydriques dominants, comme indiqué par les *SEDI Angular rock fragments et Stoniness* présentés dans le § I.3.3.2.

Une méthode de quantification du pourcentage d'EG en surface du sol a été testée (Jacob, 2010). L'essai a concerné une parcelle « test » sur le site d'étude, délimitée en rouge sur la Figure V-2. La méthode suivante a été appliquée au plan d'échantillonnage  $\Delta$  de la parcelle « test », soit 58 points. En chacun des points, un cadre en bois carré de 70 cm de côté (soit une surface de 0,49 m<sup>2</sup>) a été posé au sol. Une photo numérique de la surface du sol à l'intérieur du cadre a été effectuée en RVB (Rouge, Vert, Bleu) à 1 m du sol. Le cadre a été ensuite déplacé deux fois, à proximité du point d'origine, et la procédure renouvelée. Ainsi, pour un point, trois photos ont été prises afin de considérer la variabilité à courte-distance de la couverture en EG. Ainsi, 174 photos (3 x 58) ont été prises le 5 mai 2010, sur sol nu et lavé par la pluie, afin de distinguer au mieux les EG en surface. Les débris organiques étaient minima. Une correction géométrique a ensuite été effectuée sous le logiciel ArcGis9.3®. L'image initialement déformée a été corrigée, par transformation polynomiale de second ordre, de manière à faire coïncider rigoureusement le cadre en bois photographié avec un carré de 70 cm de côté (Fig. V-3). Un comptage par points des EG a été effectué aux nœuds d'une grille à maille carrée (5 x 5 cm) surimposée à la photographie. La taille de la maille a été choisie, après différents tests, pour obtenir le meilleur rapport qualité de l'information – temps d'analyse. En chaque nœud de la grille, la présence de sol (terre fine TF), d'élément végétal ou d'EG a été notée. Le pourcentage surfacique d'éléments grossiers est ensuite obtenu de la manière suivante (Eq. 1) :

$$CEG = \frac{n_{EG}}{n_{total}} * 100 \quad (1)$$

avec CEG : pourcentage de couverture en EG,  $n_{EG}$  : nombre de points de la grille où des EG ont été identifiés, et  $n_{total}$  : nombre total de points de la grille.



**Figure V-3. Illustration de la correction géométrique apportée aux photographies numériques de surface. (a) Photographie avant correction. (b) Photographie après correction.**

#### *V.3.1.3. Quantification des distances de transfert d'après la composition des sols*

Dans le chapitre précédent, des analyses minéralogiques de la fraction sableuse (SF : 50-200  $\mu\text{m}$  et SG : 200  $\mu\text{m}$ -2 mm) et de la fraction argileuse (A : 0-2  $\mu\text{m}$ ) des sols et des altérites ont été effectuées sur plusieurs profils le long du versant étudié (*cf.* § IV.2.4.2). Les EG ont également été triés entre éléments carbonatés et siliceux. Les résultats de ces analyses pour les échantillons d'altérites (Tab. IV.3, IV.4 et IV.5) ont permis de caractériser la nature des roches du substrat et d'identifier des marqueurs minéralogiques leur étant spécifiques. Une caractérisation géo-électrique de ces roches (§ IV.2.1) a ensuite permis de cartographier leurs extensions spatiales sur la zone d'extrapolation. La Figure V-4 rappelle la localisation des points de prélèvement, superposée à la carte des formations géologiques sur le site d'étude. Pour rappel, les marqueurs minéralogiques spécifiques aux différentes formations géologiques sur le versant sont les suivants :

- pour les formations du Sénonien (C4-6S) et de l'Eocène (e) : silex en grande quantité dans les sables, ainsi que de la silice corrodée et souvent rubéfiée (« silice éocène »). Les EG issus de ces formations sont presque essentiellement siliceux (silex ou silice éocène) contrairement aux autres formations géologiques ;

- pour le « tuffeau jaune » (C3c) : plus forte proportion de glauconie dans les sables par rapport au « tuffeau blanc », notamment sous forme oxydée ;

- pour le « tuffeau blanc » (C3b) : clinoptilolite et/ou quartz dans la classe A, opale-CT dans les sables.

La présence ou l'absence de ces marqueurs minéralogiques dans les sols par rapport à l'altérite sous-jacente peut constituer une preuve d'allochtonie des sols (*cf.* § IV.3.2 ; Tab. IV-8 et IV-9). La localisation de ces marqueurs minéralogiques d'allochtonie par rapport à leur zone source sera alors utilisée afin de calculer la distance minimale de transfert des composants des sols sur le versant. Ces distances seront calculées le long des transects de référence (Am et Av) orientés parallèlement à la ligne de plus grande pente (Fig. V-4).

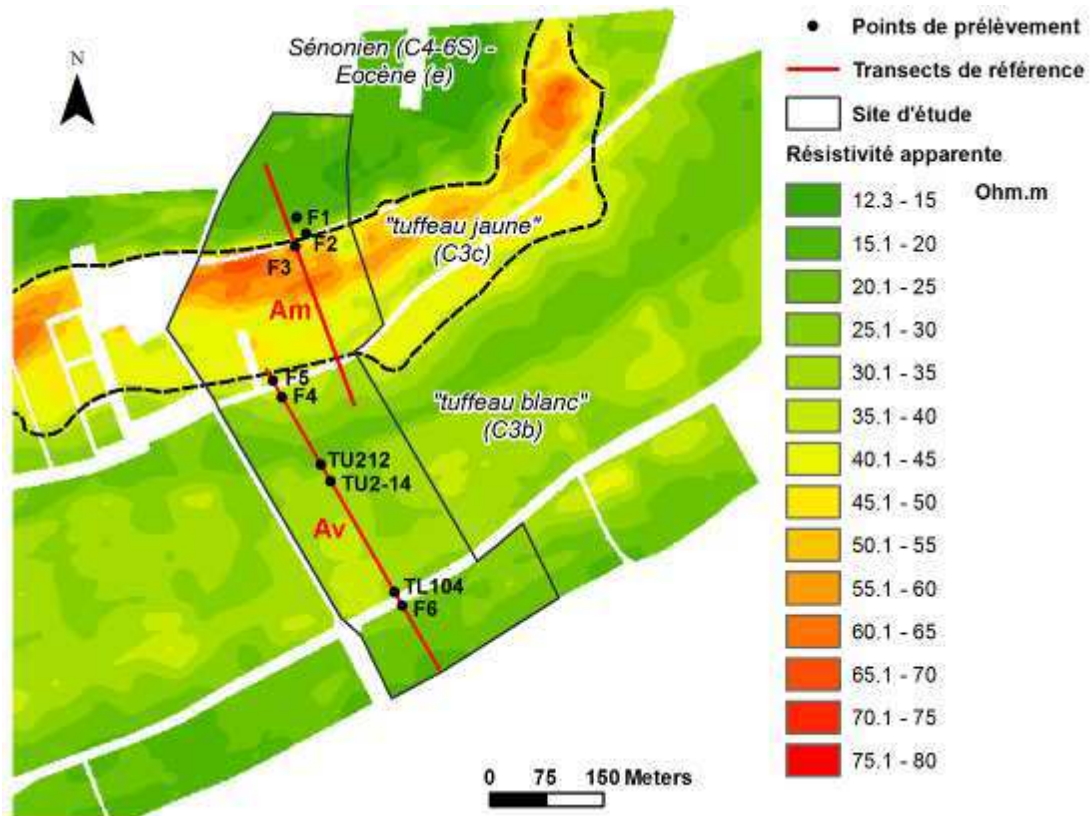


Figure V-4. Localisation des points de prélèvements (analyses minéralogiques) et délimitation des différentes formations géologiques à partir de leurs caractéristiques géo-électriques (Résistivité apparente,  $\Omega.m$ ).

### V.3.2. Variabilité granulométrique spatiale des horizons de surface et liens avec les éléments structurants du paysage

La figure V-5 présente la distribution spatiale des teneurs en chacune des 5 classes granulométriques de la TF de l'horizon superficiel sur l'ensemble du site d'étude (plan d'échantillonnage  $\Delta$ ). Le parcellaire de 1959, intermédiaire entre celui très découpé de 1836 et l'actuel très ouvert, a été ajouté aux cartes. Les principales figures morphologiques linéaires observées sur le terrain sont également portées sur cette figure (Fig. V-5a). Le tableau V-1 présente les moyennes et écart-type de ces cinq classes granulométriques pour chacune des unités morphologiques (surfaces 1 à 4 de la Fig. V-2) délimitées par les ruptures de pente associées aux banquettes agricoles L1, L2 et L3 du site d'étude.

La répartition des teneurs en argiles granulométriques (A, Fig. V-5a) montre une tendance générale à l'augmentation du haut vers le bas. Les teneurs varient d'environ 15,5% à 40,0% de la TF sur le site d'étude. On note que la teneur moyenne en argiles augmente légèrement entre les unités morphologiques 4 et 3 (25,3% à 27,4 %), et se stabilise dans les unités aval 2 et 1 avec une valeur moyenne de 31,1% (Tab. V-1). On observe des variations à courte distance très contrastées dans l'unité morphologique 4, avec une zone pauvre en argiles (< 20%) située au milieu de l'unité, adjacente à une zone plus riche (> 30%) en son aval. A notre connaissance, ces surfaces n'ont pas toujours été séparées par une bordure de parcelle. En effet, les parcellaires ont beaucoup varié depuis 1836 dans cette unité 4, contrairement aux unités 3, 2 et 1 en aval (Fig. 2 de l'article § III.2). Dans l'unité 3, délimitée au nord par la banquette L3 et au sud par L2, la teneur en argiles augmente légèrement d'amont en aval (d'environ 22,5% à un peu plus de 30%). Dans l'unité 2, en aval immédiat de la banquette L2, les teneurs baissent à des valeurs avoisinant les 22,5-25,0% puis, comme dans l'unité 3, augmentent progressivement vers l'aval avec un maximum (A > 35,0% localement) dans la zone comprise entre les ondulations U1 et U2. Ce maximum paraît ensuite s'estomper vers l'aval de l'unité 2. L'unité aval 1, assez homogène, ne montre pas de variabilité structurée pour les argiles granulométriques.

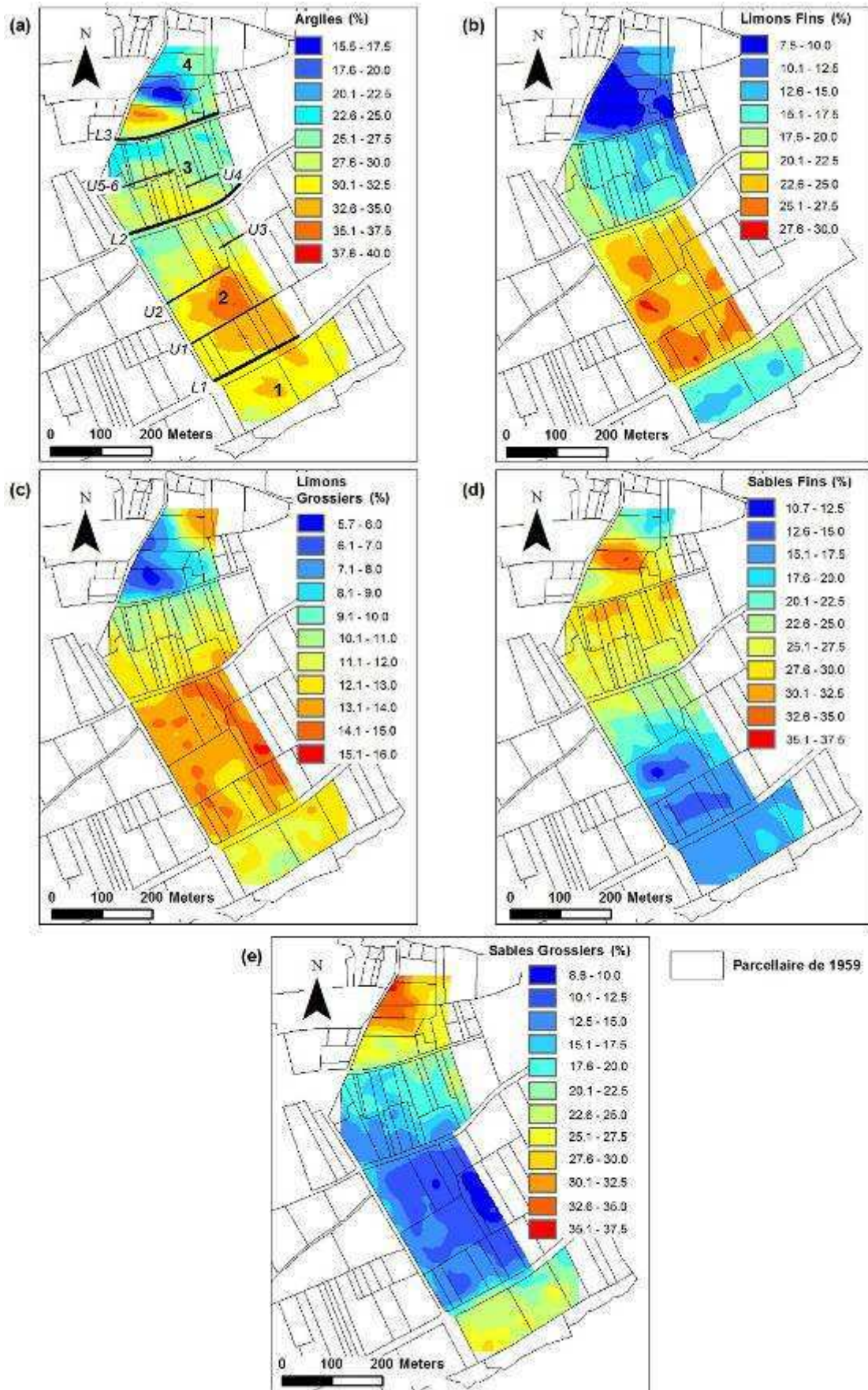


Figure V-5. Distribution spatiale de la granularité de l'horizon superficiel (0-20 cm) par krigeage ordinaire sur l'échantillonnage  $\Delta$  : (a) argiles A ( $< 2 \mu\text{m}$ ), (b) limons fins LF ( $2-20 \mu\text{m}$ ), (c) limons grossiers LG ( $20-50 \mu\text{m}$ ), (d) sables fins SF ( $50-200 \mu\text{m}$ ) et (e) sables grossiers SG ( $200 \mu\text{m} - 2 \text{mm}$ ). L1 à L3 : banquettes agricoles ; U1 à U5-6 : ondulations ; 1 à 4 : unités morphologiques.



**Tableau V-1. Moyennes (et écart-types) des différentes classes granulométriques de la terre fine (TF) des sols (0 – 20 cm), par unité morphologique sur le site d'étude.**

Unité	Effectif	Classes granulométriques (%) *				
		A	LF	LG	SF	SG
4 (amont)	39	25,3 (5,5)	10,2 (1,5)	8,7 (2,3)	27,3 (4,6)	28,4 (3,5)
3	64	27,4 (2,4)	15,9 (2,1)	11,6 (9,0)	27,6 (1,7)	17,5 (3,1)
2	94	31,1 (3,2)	24,1 (1,7)	13,6 (7,0)	18,9 (3,8)	12,3 (1,9)
1 (aval)	46	31,1 (1,5)	16,4 (1,6)	11,9 (7,0)	17,0 (8,0)	23,5 (2,5)

\* 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).

Les teneurs en limons fins (LF, Fig. V-5b) varient d'environ 7,5% à un peu moins de 30% sur le site, et ne montrent pas de variation régulière univoque d'amont en aval du versant. La variabilité spatiale de ces teneurs semble par contre bien liée au parcellaire, notamment aux bordures associées aux banquettes agricoles. Ainsi, l'unité 4 a une teneur moyenne en LF de 10,2% (Tab. V-1), teneur qui ne montre pas de structuration en lien avec les anciens parcellaires à l'intérieur de l'unité. En aval de la banquette L3, la teneur moyenne en LF est de 15,9% en moyenne dans l'unité 3 où on note une augmentation progressive des teneurs en LF du NE au SW. L'unité 2, en aval de la banquette L2, se démarque par une teneur moyenne en LF plus importante ( $24,1 \pm 1,7\%$  ; Tab. V-1) que dans les trois autres unités. On remarque également une structuration en lien avec les parcellaires anciens (notamment celui de 1959) au sein de cette unité 3. En partie amont de l'unité, les plus faibles teneurs en LF suivent les bordures de l'unité (au N et à l'O). Les teneurs augmentent progressivement vers l'aval où les bordures de parcelles, notamment celles associées aux ondulations U1 et U2, semblent séparer les zones les plus chargées en LF du site. En aval de L1, les teneurs en LF chutent avec une valeur moyenne de 16,4% (Tab. V-1).

La variabilité spatiale des limons grossiers (LG, Fig. V-5c) ne montre pas, comme pour les LF, d'évolution univoque le long du versant. Les teneurs en LG y varient de moins de 6,0% à plus de 15,0%. Tout comme pour les LF, les valeurs moyennes en LG augmentent de l'unité 4 à l'unité 2 (de 8,7% à 13,6%), pour baisser ensuite dans l'unité 1 (11,9%). L'unité morphologique 4 présente une baisse importante de la teneur en LG, du NE (plus de 13,0%) vers le SO (moins de 6,0%). Dans l'unité 3, les LG ont tendance à augmenter graduellement d'amont en aval pour atteindre une moyenne de 13,6% dans l'unité 2. En partie aval de cette

unité, la teneur en LG tend à baisser localement pour atteindre la moyenne de 11,9% dans l'unité aval 1. A la différence des LF, la variabilité spatiale des LG ne montre aucune correspondance avec des anciennes bordures de parcelles.

Les teneur en sables fins (SF, Fig. V-5d) montrent une diminution globale progressive d'amont en aval dans la partie supérieure du versant : de plus de 30,0% localement dans l'unité 4 jusqu'à environ 17,5% en amont de U1. Les unités 4, 3 et 2 ont des teneurs moyennes en SF de 28,4%, 17,5% et 12,3%, respectivement. En aval, les teneurs en SF augmentent : la teneur moyenne est de 23,5% dans l'unité 1. On note des effets locaux de parcellaire sur la variabilité des SF. L'unité 4 présente une zone centrale très riche en SF (> 35%) qui s'amenuise en aval jusqu'à la bordure de parcelle associée à L3 (entre 25 et 30%). Cette zone correspond à la zone de minima en argiles observée sur la Fig. V-5a. En contrebas de la banquette L3, la teneur en SG augmente (environ 30-35%) localement le long de la rupture de pente et baisse à nouveau progressivement vers l'aval de l'unité. Dans l'unité 2, la variabilité spatiale des teneurs en SF apparaît liée aux figures morphologiques U1, U2 et L1 qui délimitent deux zones de minima (SF < 17,5%). L'unité aval 1 montre peu de variabilité spécifique concernant les SF.

Les teneurs en sables grossiers (SG, Fig. V-5e), tout comme les teneurs en SF, baissent d'amont en aval du versant dans les unités 4, 3 et 2 (teneurs moyennes respectives de 28,4%, 17,5% et 12,3%, Tab. V-1). Dans l'unité 1, les teneurs en SG augmentent : la teneur moyenne est de 23,5% dans cette unité. On note au sein des unités quelques effets dus aux parcellaires. La diminution d'amont en aval des teneurs en SG dans l'unité 3 semble s'accroître au niveau des ondulations U4 et U-5-6. On remarque également que les SG tendent à être plus abondants le long des bordures de parcelles N et W de l'unité 2, contrairement aux A et LF. Aucune structuration claire des SG n'apparaît dans l'unité 1.

La figure V-6 présente les résultats de la quantification et de la distribution de la couverture en EG (CEG) sur la parcelle « test », localisée dans l'unité 2. Les valeurs y varient d'environ 7% à un peu moins de 40% de la surface du sol. Les valeurs les plus faibles se trouvent en amont de parcelle, le long de la bordure N et W. En aval, les ondulations U1 et U2 ont une CEG variant principalement entre 15 et 20%. Ces figures morphologiques linéaires séparent des zones plus riches en EG (CEG > 25%). Les EG observés dans cette parcelle sont

très majoritairement anguleux et calcaires, comme dans les profils F4 et TL104 analysés précédemment (Tab. IV-7).

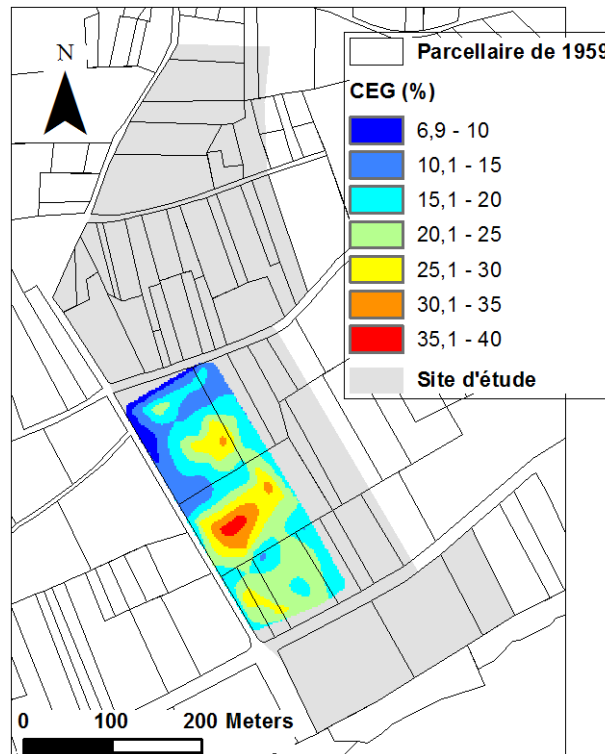


Figure V-6. Carte estimée de la Couverture en Eléments Grossiers (CEG > 2 mm) en % de la surface sur la parcelle « test » du site d'étude.

### V.3.3. Facteurs possibles de la redistribution spatiale des sols

L'analyse de la variabilité spatiale des 5 classes granulométriques de la TF a mis en avant des **variations structurées lisibles** à deux échelles spatiales différentes : l'ensemble du versant et l'unité morphologique. Cette dernière permet de mettre en avant l'influence notable des bordures de parcelles sur les redistributions de sols, notamment les bordures les plus pérennes associées aux banquettes L3, L2 et L1.

A l'échelle du versant, l'analyse de la Fig. V-5 a démontré que les teneurs moyennes en argiles (A), limons fins (LF) et limons grossiers (LG) augmentent de l'unité 4 à l'unité 2, tandis que les teneurs moyennes en sables fins (SF) et sables grossiers (SG) baissent. Cette tendance pourrait témoigner de l'action à long terme, et ce avant la mise en place des bordures

de parcelles associées aux banquettes L3, L2 et L1, de processus hydriques non concentrés de l'amont du versant jusqu'à la banquette L1. En effet, ces processus sont sélectifs (voir § V.2.2.1), et peuvent entraîner des variations dans la granularité des sols, contrairement au labour qui tend à transporter l'ensemble des matériaux sans distinction entre éléments de la TF. Il est également possible que cette tendance observée de l'unité 4 à l'unité 2 ait été induite en partie par la nature même des roches sous-jacentes. En effet, d'aval en amont du versant les roches du substrat se sont déposées au cours d'une phase de régression marine induisant la présence dominante de particules fines en partie basse du versant, puis de particules de plus en plus détritiques et grossières en partie haute (Alcaydé *et al.*, 1989 ; *cf.* § II.2.). En revanche, l'unité 1 montre un enrichissement de la fraction grossière (les sables SF et SG) relativement aux unités amont, et ceci au détriment des particules plus fines (A, LF et LG). Cette unité 1 ne rentre donc pas dans la continuité spatiale observée en amont dans les unités 4, 3 et 2. Le cas de cette unité est discuté ci-dessous.

A l'échelle de chaque unité morphologique, la granularité présente des variations spécifiques. Dans l'unité 4, la bordure de parcelle associée à L3 semble avoir produit une rétention des particules les plus fines (A, Fig. V-5a). Cette rétention s'avère plus marquée sur les  $\frac{3}{4}$  de la partie W de l'unité. Cette unité présente les gradients et les longueurs de pentes les plus faibles du versant (Fig. 6 de l'article § III.2). Dans ces conditions morphologiques, les écoulements laminaires n'auraient pas présenté une forte capacité de transport et auraient permis uniquement le transport des particules les plus fines.

Dans l'unité 3, les teneurs en A, LF et LG augmentent d'amont en aval, tandis que les classes plus grossières SF et SG baissent (Fig. V-5). Ce tri granulométrique pourrait dénoter de redistributions par des processus dynamiques non concentrés au sein de l'unité, favorisés par des valeurs de pente plus importantes (> 8% en amont de l'unité 3; Fig. 6 de l'article § III.2) relativement au reste du site d'étude. L'implication de la nature des roches sous-jacentes sur ces tendances n'est pas à exclure : le « tuffeau jaune » devient de plus en plus sableux de sa base vers son toit. On note tout de même que les teneurs en argiles (Fig. V-5a) au pied de L3 sont inférieures (22,5-27,5%) aux teneurs observées en amont sur L3 (27,5-32,5%). Les teneurs en SF varient de façon inverse (Fig. V-5d). Des redistributions de matière par vecteur hydrique semblent donc avoir eu lieu au sein de l'unité 3, et indépendamment de l'unité amont 4 : la bordure associée à L3 a sans doute empêché une connectivité hydrologique et sédimentologique entre ces deux unités.

En amont de l'unité 2, des tendances similaires à celles observées dans l'unité 3 sont visibles. Les teneurs en argiles granulométriques (Fig. V-5a) au pied de L2 sont plus faibles que sur L2, comme pour la banquette L3. Ces teneurs en A, comme les teneurs en LF (Fig. V-5b), augmentent ensuite progressivement vers l'aval jusqu'à U2, à l'inverse des SF. Ces variations en partie amont de l'unité 2 montrent également une déconnexion hydrologique et sédimentologique effective entre les unités 3 et 2, créées par la bordure de parcelle associée à L2 et la route qui la longe (D117). Bien que ces tendances dénotent de redistributions par vecteurs hydriques, elles ont pu également être accentuées par une évolution naturelle de la granularité dans le « tuffeau blanc » sous-jacent. Plus en aval, les teneurs en LF (Fig. V-5b) montrent une structuration locale en rapport avec les ondulations U1 et U2 et la banquette L1. Les teneurs en A augmentent localement entre les bordures associées à ces figures morphologiques, à l'inverse des SF (Fig. V-5d). Les ondulations correspondent à des épaissements de sols engendrés par la présence d'une bordure de parcelle. Dans le cas d'une accumulation dominée par des processus hydriques, le matériau accumulé a pu être enrichi en particules fines (argiles et limons). La destruction des bordures de parcelles associées aux ondulations a pu permettre la redistribution de ces matériaux vers l'aval et donc l'enrichissement des zones en aval en LF et leur appauvrissement en SF.

L'unité 1 ne montre pas de structuration particulière en son sein, mais apparaît déconnectée de l'amont du site d'étude du fait d'un enrichissement marqué en sables (SF et SG ; Fig. V-5) au détriment des particules plus fines (A, LF et LG). Cet enrichissement en sables pourrait avoir trois origines. i) Il pourrait s'agir de résidus de produits de solifluxion (périglaciale) dont les particules les plus fines auraient été ensuite vannées par les eaux de ruissellement. ii) Ces sables auraient été apportés par ruissellement depuis les formations plus détritiques et sableuses situées en amont du versant avant la mise en place des banquettes L3, L2 et L1. iii) Ces sables proviennent d'apports alluviaux, d'une terrasse éventuellement, du Quincampoix. Les hypothèses i) et ii) paraissent peu probables étant donné qu'elles auraient concerné l'ensemble du versant, et ne peuvent expliquer les tendances observées dans les unités amont 4, 3 et 2. En revanche, on note que l'unité 1 est délimitée en aval par une banquette L4 longeant la plaine alluviale. L4 a été repérée lors de l'analyse statistique des attributs morphométriques et de l'épaisseur de sol sur le site (*cf.* § III.2). Bien que l'épaissement de sol soit conséquent dans L4 (> 1 m), la rupture de pente associée ne dépasse pas quelques décimètres. Des apports latéraux provenant du versant et induisant cette

faible rupture de pente depuis la mise en place de la bordure de parcelle se seraient alors superposés à une terrasse alluviale pré-existante.

Les EG observés sur la parcelle « test » sont majoritairement anguleux et carbonatés. Les EG anguleux sont associés principalement à des redistributions par le labour (SEDI *Angular Rock Fragments*). La variabilité spatiale de la CEG est apparue liée aux ondulations U1 et U2 (Fig. V-6) qui délimitent des zones plus riches en EG. Les parties centrales des ondulations convexes sont associées à des épaisseurs de sol souvent supérieures à la profondeur de labour maximum de 30-35 cm. Cette épaisseur diminue rapidement (en une dizaine de mètres) vers l'extérieur des ondulations. Ainsi, les engins de labour peuvent aisément arracher des EG au substrat dans les zones externes des ondulations (*cf.* Ch. 3). Le labour semblerait donc être à l'origine de la CEG mesurée, mais ceux-ci auraient une origine locale.

Les analyses granulométriques de la TF et de la CEG témoigneraient donc de l'action de différents processus à différentes échelles spatiales et temporelles. **L'analyse de la TF montre de possibles redistributions par ruissellement non concentré depuis l'amont du versant jusqu'à la banquette L1** (unités 3, 2 et 1) qui se seraient produits majoritairement avant la mise en place des bordures de parcelles associées aux banquettes L3, L2 et L1. Il est à noter qu'un effet lié à la nature du substrat a pu accentué les tendances observées. Des processus hydriques non concentrés semblent avoir agi au sein de chacune des unités suite à la mise en place des banquettes. Les tendances montrent un effet net de diminution de connectivité hydrologique et sédimentologique entre les différentes unités. **L'analyse de la CEG semble témoigner de redistributions récentes induites par le travail du sol (labour)** et se produisant à courte distance au sein de chacune des unités.

#### V.3.4. Distances de transfert des matériaux composant les sols

La Fig. V-7 présente la distribution des EG siliceux le long du versant. Ces composants sont caractéristiques des formations du Sénonien (C4-6S) – Eocène (e) localisées en haut de versant dans l'unité 4. Les EG siliceux sont abondants, voire exclusifs, dans ces formations, contrairement aux formations situées en aval où dominent les éléments carbonatés (Tab. IV-3). Le sol en F1 a des teneurs en EG carbonatés supérieures à 75% (Tab. IV-7) alors

que l'altérite sous-jacente ne contient que des éléments siliceux. Ces éléments ne peuvent évidemment avoir remonté la pente naturellement. Les EG observés ici sont crayeux et les sols contiennent également de l'opale-CT caractéristique du « tuffeau blanc » (Tab. IV-8 et Fig. V-9d). Ces indices d'allochtonie traduisent des amendements calciques issus du « tuffeau blanc ». Malgré tout, on observe plus de 50% d'EG siliceux dans les sols du profil F2 jusqu'au profil F5 situés sur du « tuffeau jaune » (Fig. V-8) : pour ces éléments, la distance zone source – F5 est d'environ 200 m. On note également plus de 20% d'EG siliceux dans le sol en F6, alors que les profils F4 à TL104 n'en contiennent que 12% au maximum. Dans ce cas, le déplacement des EG serait de plus de 550 m. Ces EG siliceux ne peuvent pas avoir été transportés par le labour tout le long du versant, en raison de la présence de bordures de parcelles, notamment des banquettes agricoles L3 et L2 qui ont limité ces transferts. Les processus hydriques ne semblent pas avoir pu déplacer ces EG de haut en bas de versant, car ils nécessiteraient des écoulements énergiques donc concentrés. Or, aucune figure d'érosion concentrée n'a été observée sur le site. D'autre part, ils ne pourraient avoir eu lieu qu'avant la mise en place des banquettes. Il est probable que ces EG sont hérités de formations de versants périglaciaires solifluées qui ont pu recouvrir le versant. Ces formations sont abondantes sur le versant orienté N (donnant sur Cinais) et situé au nord du secteur d'étude. En revanche, elles ne sont plus représentées que par des grèzes, surtout calcaires, très minces (10 à 15 cm) localement de façon anecdotique sur le versant étudié (Bellemlih, 1999). Après vannage par l'eau des particules les plus fines, les EG siliceux résiduels ont pu être concentrés et ensuite redistribués au sein des différentes unités par le labour. Ils ont pu aussi être mélangés à des EG calcaires arrachés au substrat local par le labour.

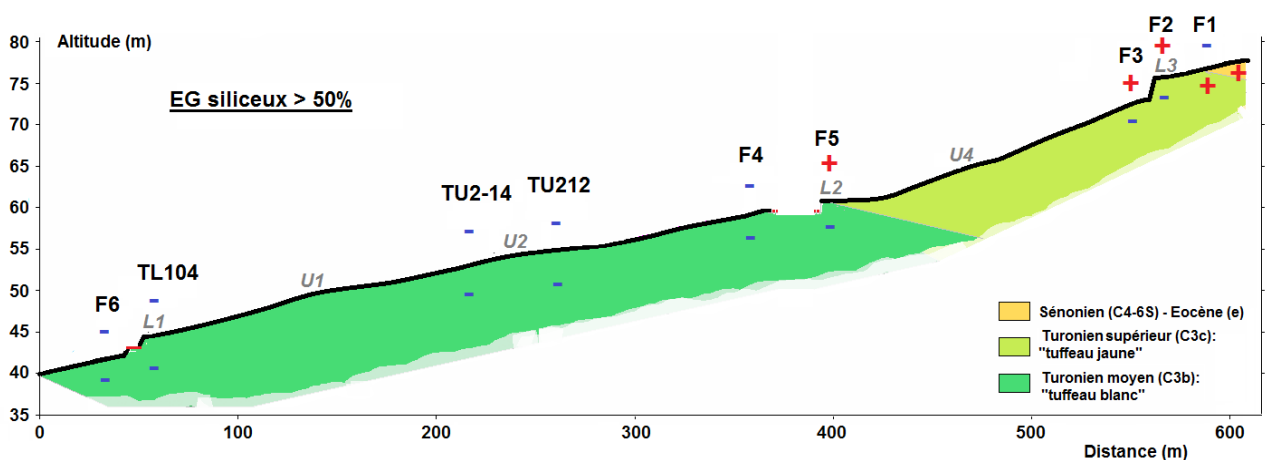


Figure V-7. Distribution spatiale des EG siliceux (> 2 mm) le long du versant étudié, d'après Tab. IV-7. (+ présence, - absence).

La Fig. V-8 présente la distribution le long du versant des différents marqueurs minéralogiques identifiés dans les sables (SF et SG). La silice éocène (e) est caractéristique des formations localisées en haut de versant, au niveau de F1 et plus en amont. Cette silice éocène corrodée et rubéfiée se trouve dans les sols jusqu'au profil F4, c'est-à-dire à environ 220 m en aval de sa zone source. Les banquettes L3 et L2 n'ont pas limité le déplacement d'amont en aval du versant de ce composant : il est donc probable qu'elles n'existaient pas lors du transfert de ces particules. Ces éléments peuvent être aussi des résidus de formations périglaciaires solifluées, mais en raison de leur taille (sables), des processus hydriques de redistribution ne sont pas à exclure. Quoi qu'il en soit, ils témoignent de processus antérieurs à la mise en place des banquettes L2 et L3, avec un déplacement de ces éléments dans le sol sur au moins 220 m depuis la zone source.

La glauconie est caractéristique des « tuffeaux » blanc et jaune (Alcaydé *et al.*, 1989). On la trouve normalement en plus grande quantité et souvent sous forme oxydée dans le « tuffeau jaune » (§ IV.3.1.1.). Sa teneur tend à diminuer dans le « tuffeau blanc », de son toit à sa base : elle n'est d'ailleurs plus présente dans l'altérite des profils TU2-14 à F6 (Fig. V-8c) : l'ondulation U2 souligne la disparition de la glauconie dans l'altérite. En revanche, les sols en surface contiennent de la glauconie de F1 jusqu'à TU2-14. Ce minéral semble donc avoir été transférée de TU212 à TU2-14, soit sur 26 m. Ce transfert n'a pu s'opérer qu'à condition que la bordure de parcelle associée à U2 ne fasse pas barrage au transfert de matière : soit sous l'effet de la solifluxion périglaciaire ou de processus hydriques avant la mise en place de toute bordure de parcelle, soit après la disparition en 1967 de la bordure associée à U2, et ce par des processus hydriques et/ou aratoires.



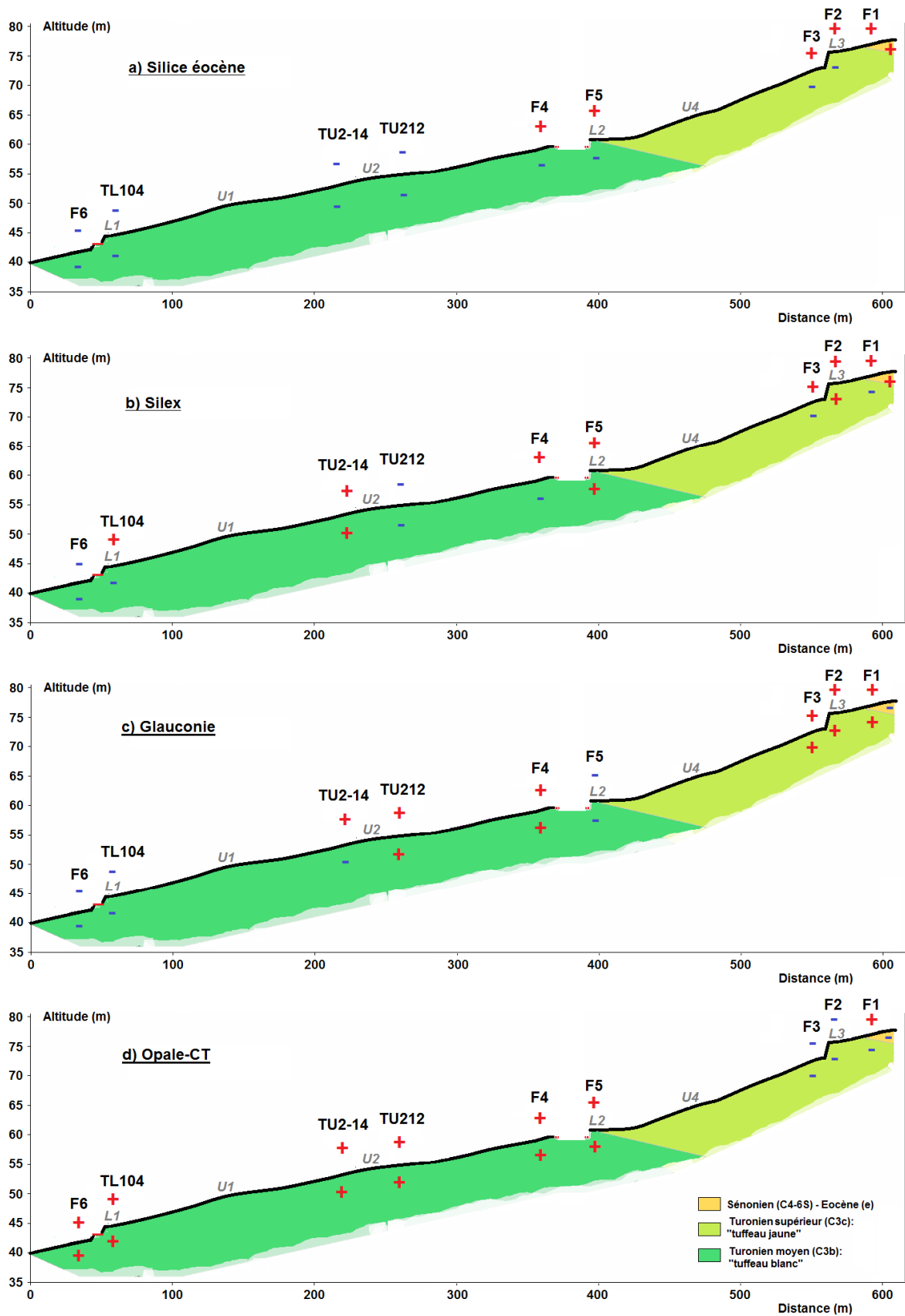


Figure V-8. Distribution spatiale de différents composants minéralogiques, traceurs, des sables (50 µm – 2 mm) le long du site d'étude, d'après Tab. IV-8. (+ présence, - absence).

La distribution des autres marqueurs minéralogiques contenus dans les sables, c'est-à-dire les silex et l'opale-CT, ne permet pas d'obtenir des informations intéressantes quant aux processus de redistribution et les distances de transfert sur le versant. En effet, bien que les formations sénoniennes et éocènes en haut du versant présentent dans les sables des teneurs élevées en silice type silex plus importantes, les sables des tuffeaux turoniens, jaune et blanc, contiennent aussi de tels éléments (Alcaydé *et al.*, 1989 ; voir profils F5 et TU2-14 de la Fig. V-8b). Des comptages de sables n'ayant pas été effectués sur l'ensemble des échantillons, il est difficile d'évaluer ponctuellement si un enrichissement en silex dans les sols sur « tuffeaux » est dû à des apports de l'amont.

L'opale-CT est un minéral caractéristique du « tuffeau blanc ». On la retrouve dans la fraction sableuse des sols du profil F1 (Fig. V-8d), issus de l'amendement calcique évoqué pour les EG de « tuffeau blanc ». En aval, on la retrouve exclusivement dans les sols situés sur « tuffeau blanc » dont l'altérite sous-jacente contient ce minéral. En raison de la faible stabilité de ce minéral vis-à-vis de l'altération, il semble surtout provenir de remontées depuis le substrat local par le labour.

La Fig. V-9 présente la distribution spatiale de la clinoptilolite dans la classe argile granulométrique (A) des sols et des altérites le long du versant. Ce minéral est caractéristique des formations du Turonien moyen (« tuffeau blanc »). Tous les sols étudiés situés sur le « tuffeau blanc » contiennent également de la clinoptilolite, excepté le sol F5 de la banquette L2, situé dans la zone de transition entre « tuffeau jaune » en amont et « tuffeau blanc » en aval : le sol F5 a été alimenté depuis la zone située en son amont direct exempt de clinoptilolite. Comme l'opale-CT, mais de façon plus nette car la clinoptilolite est très résistante à l'altération, ce minéral traduit plutôt des remontées depuis le substrat par le labour sur « tuffeau blanc ». Il ne peut pas prouver de transfert latéral de matière dans les sols sur la zone d'affleurement du « tuffeau blanc ».

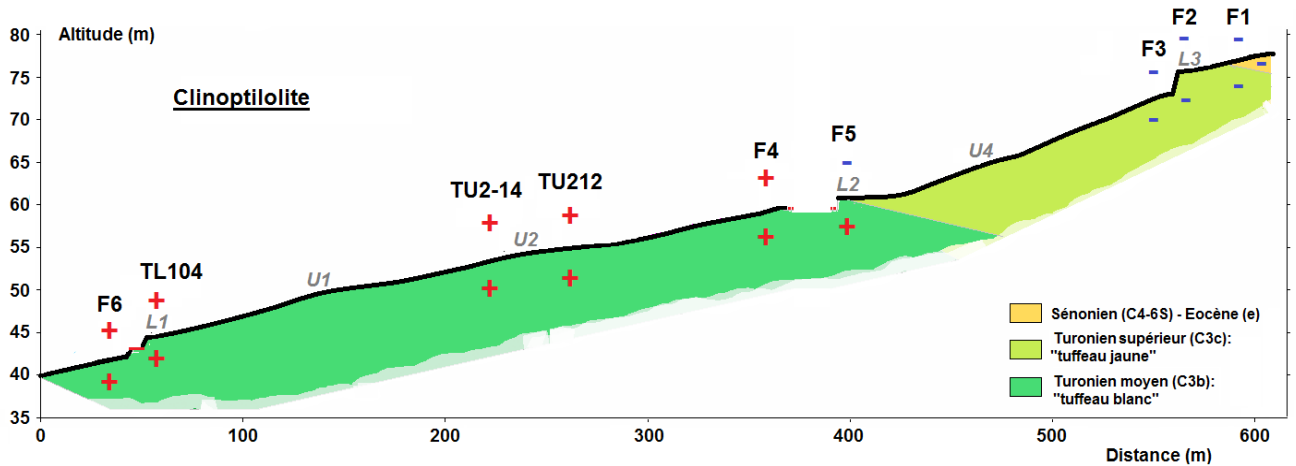


Figure V-9. Distribution spatiale de la clinoptilolite dans les argiles granulométriques (0-2 µm) le long du site d'étude, d'après Tab. IV-9. (+ présence, - absence).

### V.3.5. Conclusion

La **variabilité spatiale de la granularité des horizons de surface** a été étudiée sur l'ensemble du versant, ainsi que la répartition entre sols et altérites de marqueurs minéralogiques associés aux différentes formations géologiques présentes sur le versant. Ces analyses ont permis de révéler **des redistributions de matière, par divers processus probables, à des échelles spatiales et temporelles différentes** sur le versant du site d'étude.

Des redistributions superficielles de matière ont eu lieu avant la mise en place d'un quelconque parcellaire : elles concernent des transferts à longue distance d'amont en aval du versant et sont bien montrées par la distribution des EG siliceux résiduels. Ce premier déplacement a pu se faire par **solifluxion en contexte périglaciaire**.

Durant l'**Holocène**, en contexte climatique tempéré humide, et surtout lors des premières phases de défrichement forestier pour l'agriculture (Néolithique à Antiquité), **le ruissellement non concentré pourrait avoir redistribué la TF sur l'ensemble du versant**, notamment les fractions A, LF et LG qui tendent à augmenter de haut en bas de versant. Les EG siliceux se sont alors trouvés plus concentrés en surface avec peut être un déplacement vers l'aval.

**Puis, la mise en place des parcelles plus pérennes, et plus particulièrement des bordures associées aux banquettes L3, L2 et L1, a engendré un cloisonnement des unités 4, 3 et 2 qui depuis semblent avoir fonctionné en autarcie.** Les bordures de parcelles de L3, L2 et L1 semblent avoir entraîné la quasi déconnection hydrologique et sédimentologique de ces unités. L'étude de la CEG a démontré que des processus aratoires de redistribution des sols, plus ou moins récents, ont agi en complément de processus hydriques (distribution de la TF), au moins dans l'unité 2 du versant. L'unité 1 du site d'étude semble avoir fonctionné dans une toute autre logique, due à la présence probable d'une terrasse alluviale et des interférences sédimentologiques avec la plaine alluviale.

Malgré ces enseignements, cette approche par analyses granulométrique et minéralogique **reste imprécise** avec deux faiblesses majeures :

- elle ne permet pas d'évaluer correctement l'implication relative des processus hydrique et aratoire, notamment parce que les processus aratoires n'engendrent pas de tri granulométrique du matériau déplacé. Les processus aratoires présentent peu de SEDI propres, contrairement aux processus hydriques, en raison de distances de déplacements plus courtes (*cf.* ch I).
- elle ne permet pas d'obtenir des taux de redistribution de sols sur le versant.

L'implication relative plus précise de chacun des processus, hydrique et aratoire, sur les redistributions passées et actuelles des sols reste à préciser. De même, il est nécessaire de quantifier de façon précise ces redistributions (taux d'érosion ou d'accumulation), ce qui implique d'introduire la dimension temporelle dans la suite des travaux. Pour ce faire, la variabilité spatiale du traceur isotopique de redistribution de sol, le  $^{137}\text{Cs}$ , va être étudiée (*cf.* § 3.2.2. et 3.3.3. de l'article § I.2). Quelques datations OSL vont aussi venir appuyer ponctuellement la démarche.

## V.4. Approche de la quantification et des processus de déplacement de matière par l'analyse du $^{137}\text{Cs}$

Cette section V.4 comprend essentiellement un article en préparation constituant *in extenso* le § V.4.2. Cet article sera soumis prochainement au journal « Soil & Tillage Research ». Les principaux résultats de cet article sont présentés et résumés dans le § V.4.1.

### V.4.1. Place dans le développement de la thèse, objectifs et principaux résultats de l'article § V.4.2.

Le transfert de matière sur le versant paraît s'être effectué en plusieurs phases, les plus anciennes en contexte naturel (avant défrichement), les plus récentes en contexte anthropisé. Les déplacements les plus récents ont engendré des figures morphologiques linéaires (banquettes et ondulations) associées aux parcelles agricoles. La recherche restera focalisée ici sur ces dernières phases d'évolution des sols. La question des taux et des processus dominants de redistribution de matière sur le versant étudié est posée, ainsi que celle de l'implication des bordures de parcelles sur les redistributions. Pour répondre à cette question, **l'isotope radioactif  $^{137}\text{Cs}$**  a été utilisé en tant que traceur des redistributions de sols sur les dernières décennies (par exemple, Rogowski and Tamura, 1965; Ritchie and McHenry, 1975; Walling and Quine, 1992). En complément, **des datations OSL** ont été effectuées dans la banquette L1 afin d'obtenir des taux d'accumulation de matière au-delà des dernières décennies, et de mieux comprendre la vitesse et les conditions de développement d'une banquette agricole. Cette étude a été développée sur la parcelle dite « test » du site d'étude (Fig. V-3) et a fait l'objet d'un article, intitulé : « *Quantifying and modelling the impact of land consolidation and associated field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954 – 2009)* ». Cet article comprend toutes les précisions sur les méthodes, les résultats et les interprétations résumés ci-après.

L'isotope radioactif  $^{137}\text{Cs}$  a été produit par fission nucléaire et libéré dans l'atmosphère au cours de tests aériens d'armes nucléaires (de 1945 à 1990) et durant l'accident de la centrale nucléaire de Tchernobyl (1986). Cet isotope s'est alors fortement fixé aux particules du sol, notamment aux argiles minéralogiques et aux constituants organiques

lors de sa retombée progressive (Tamura, 1964). La distribution spatiale actuelle du  $^{137}\text{Cs}$  sur les versants procure des informations spatialisées sur la redistribution des sols depuis le début des retombées de césium (1954). Les sols ont donc été échantillonnés sur la parcelle « test » du site d'étude en 68 points de forages, répartis selon 5 transects orientés dans le sens de plus grande pente, perpendiculairement aux figures morphologiques linéaires localisées sur cette parcelle : la banquette L1 et les ondulations U1 et U2 (Fig. 3 de l'article § V.4.2.). Sur chaque transect, 13 forages ont été échantillonnés en 2009 pour couvrir les différentes configurations topographiques rencontrées (banquette, ondulations et surfaces indifférenciées). Trois forages supplémentaires ont été réalisés le long du transect IV, dans la banquette L1, afin de préciser l'effet de la bordure de parcelle sur les redistributions récentes de sol à courte-distance (Fig. 3b de l'article § V.4.2.). Après séchage et tamisage des échantillons, l'activité en  $^{137}\text{Cs}$  ( $\text{Bq.kg}^{-1}$ ) de chacun d'entre eux a été mesurée via un détecteur à rayons gamma (Annexe 3). Pour finir, l'activité surfacique totale ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ; Annexe 2) en chaque point foré a été calculée (Eq. 1 de l'article § V.4.2.).

Afin d'estimer si les sols sont le siège d'érosion ou de dépôt sur la parcelle depuis 1954, les activités surfaciques estimées ci-dessus ont été comparées à l'activité surfacique de référence : elle correspond à l'activité moyenne mesurée en 4 points échantillonnés sur des sites estimés comme non perturbés par des redistributions de sol (pâtures et vergers) depuis 1954. L'activité de référence ( $1398 \text{ Bq.m}^{-2}$  en 2009), a été soustraite à l'activité surfacique mesurée la même année en chacun des points de forages (Eq. 2 de l'article § V.4.2.) afin d'obtenir les « résidus » de césium. Des résidus négatifs indiquent une érosion majoritaire des sols depuis 1954, alors que des résidus positifs impliquent un dépôt prédominant depuis cette date. La Fig. 5 de l'article § V.4.2. présente la carte des résidus en  $^{137}\text{Cs}$  sur la parcelle, ainsi que la carte des pentes. Les résidus calculés de  $^{137}\text{Cs}$  varient de  $-1030 \text{ Bq.m}^{-2}$  à  $900 \text{ Bq.m}^{-2}$  sur la parcelle « test ». Les variations spatiales de ces résidus sont orientées dans le sens de plus grande pente (NNW-SSE) et concordent nettement avec les figures morphologiques linéaires présentes. Ainsi, les ondulations U1 et U2 sont arasées depuis 1954, tandis que la banquette L1 est majoritairement en accumulation, excepté aux abords immédiats de la bordure aval de parcelle (de 0 à 3 m environ). Les bordures de parcelle associées aux ondulations U1 et U2 ont disparues en 1967 durant une campagne de remembrement (Fig. 6 de l'article § V.4.2.). De plus, on notera que de la matière s'accumule depuis 1954 le long de la limite amont de parcelle, et que les sols des zones indifférenciées ne montrent pas de schéma particulier de variation de leur activité en  $^{137}\text{Cs}$ . Cinquante pourcents du  $^{137}\text{Cs}$  contenu actuellement dans les

sols étant retombé de 1962 à 1964, la variabilité actuelle du césium dans les sols témoigne donc principalement des redistributions de sol apparues après le remembrement de 1967.

**Un modèle de conversion des résidus de  $^{137}\text{Cs}$  en taux de redistribution de sols a été appliqué sur la parcelle « test »** (Van Oost, 2000 ; Van Oost, 2003). Ce modèle combine un modèle ponctuel de conversion (de type « mass-balance ») développé par Quine en 1985, et deux modules spatialisés d'érosion de sol, basés respectivement sur les processus de redistribution par l'eau et par le labour (Govers *et al.*, 1994 ; Desmet et Govers, 1995). Ces processus montrent différentes dépendances relativement aux variations topographiques. Le modèle utilise ces différentes dépendances à travers l'analyse de la répartition spatiale du  $^{137}\text{Cs}$  afin de déterminer l'implication relative de chacun de ces vecteurs (eau, labour) de redistribution. La Fig. 8 de l'article § V.4.2. présente les valeurs simulées de  $^{137}\text{Cs}$ , ainsi que les taux de redistribution de sol par l'eau d'une part et le labour d'autre part sur la parcelle « test ». Le modèle répercute correctement les figures de variation du contenu en césium mesuré des sols sur la parcelle. Les figures convexes (ondulations U1 et U2) présentent des valeurs faibles de  $^{137}\text{Cs}$ , tandis que les formes concaves ont des valeurs simulées beaucoup plus importantes (en amont de parcelle et dans le banquette L1). Seules les faibles valeurs observées au plus près de la limite aval associée à L1 ne sont pas répercutées. Ainsi, la simulation indique que le labour est le vecteur dominant de redistribution de matière depuis 1954. **Les taux de redistribution modélisés pour le labour sont supérieurs d'un ordre de magnitude par rapport aux taux modélisés pour les processus hydriques** (Tab. II de l'article § V.4.2.). Par exemple, le taux moyen d'érosion hydrique modélisé sur la parcelle est de  $-0,42 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  alors que l'érosion moyenne modélisée pour le labour atteint une valeur de  $-2,78 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ . On remarque que les **taux modélisés d'érosion par le labour sur les ondulations U1 et U2 sont plus de 4 fois supérieurs à la moyenne simulée sur la parcelle entière** (Tab. II et Fig. 8c de l'article § V.4.2.). De plus, il s'avère que les pertes moyennes par érosion hydrique ( $-0,42 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ ) ne sont pas totalement compensées par les dépôts moyens d'origine hydrique ( $0,25 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ ), contrairement au labour qui agit uniquement dans les limites de la parcelle (Tab. II de l'article § V.4.2.). D'après le modèle de conversion, la parcelle perdrait donc  $0,17 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$  de matière depuis 1954, ce qui représente une très faible proportion (environ 5%) de l'érosion totale moyenne sur la parcelle. Il est important de noter que le modèle ne prenant en compte que les processus aratoires et hydriques, les pertes modélisées à partir de l'analyse du  $^{137}\text{Cs}$  sont donc attribuées exclusivement au vecteur

hydrique. Or en réalité, l'intensité annuelle des pertes en sol modélisée ici pourrait être également le fait des récoltes et/ou du vent.

Le **développement de la banquette L1** a été étudiée de façon plus détaillée grâce à l'analyse combinée de datations OSL (méthode : voir l'article § V.4.2.) à différentes profondeurs du profil O localisé à 3 m en amont de la bordure de parcelle, et des activités en  $^{137}\text{Cs}$  mesurées le long du transect IV (Fig. 3 de l'article § V.4.2.). La base de la banquette L1 a été datée de  $990 \pm 70$  années. Elle a donc **commencé à s'édifier au Moyen Age central**. Les taux d'accumulation de sol calculés à partir des datations OSL sur ce profil varient entre  $0,7 \text{ mm.an}^{-1}$  et  $1,76 \text{ mm.an}^{-1}$  (Tab. 3 de l'article § V.4.2.). **Le développement de la banquette L1 n'a donc pas été constant** depuis le 11<sup>ème</sup> siècle (Fig. 11 de l'article § V.4.2.). Les activités en  $^{137}\text{Cs}$  à proximité du profil O révèlent d'ailleurs que le sol a été érodé depuis 1954 sur les 3 à 4 premiers mètres amont à la bordure de parcelle (Fig. 10 de l'article § V.4.2.). Ce phénomène d'érosion serait lié aux pratiques agraires (labour) effectuées sur la parcelle ces dernières décennies. On remarque également que de la matière s'est accumulée fortement (jusqu'à  $5,5 \text{ mm.an}^{-1}$ ) entre 5 m et 20 m de distance en amont de cette bordure durant les dernières décennies, ceci conduisant à une réduction de la concavité associée à ce type de figure morphologique linéaire. **Les taux récents d'accumulation calculés à partir du  $^{137}\text{Cs}$ , bien supérieurs aux taux antérieurs déduits des datations OSL**, pourraient avoir été induits par le remembrement de 1967. Cette forte accumulation dans la banquette L1 pourrait correspondre à l'érosion des matériaux stockés auparavant dans les ondulations U1 et U2, depuis 1967. L'évolution des pratiques culturales en amont de L1 semble donc avoir contrôlé l'intensité du développement de L1 et, consécutivement, sa morphologie.

L'analyse de la variabilité spatiale des activités surfaciques en  $^{137}\text{Cs}$  a démontré la **domination des processus aratoires** dans la redistribution des sols depuis 1954. Ceci est appuyé par la nature dominante crayeuse et la distribution spatiale de la CEG, analysées précédemment (*cf.* § V.3.3.). Bien que les redistributions récentes d'origine hydrique soient faibles, elles ont pu participer à l'élaboration des tendances observées dans la distribution spatiale de la TF (*cf.* § V.3.3.). Malgré cela, il semblerait plus probable que ces tendances aient été engendrées par le passé, et sur le long-terme, par des processus hydriques alors dominants (à partir des défrichements : Néolithique - Antiquité). L'influence de la variabilité



naturelle du substrat est également un facteur explicatif de la distribution de la TF à ne pas exclure.

En conclusion, l'étude de la variabilité spatiale des activités surfaciques en  $^{137}\text{Cs}$  a permis de quantifier les redistributions de sol sur la parcelle « test » depuis 1954 et de démontrer qu'elles ont été augmentées suite au remembrement de 1967. **Les phénomènes d'érosion ou de dépôt de sol se sont principalement concentrés sur les figures morphologiques linéaires, banquette et ondulation.** L'application d'un modèle élaboré de conversion démontre que la redistribution des sols est largement dominée par les processus aratoires depuis 1954, les ondulations convexes ont été clairement arasées depuis la disparition en 1967 des bordures associées. **Le remembrement a donc entraîné une accélération de l'érosion des sols en convertissant des zones de dépôt de sol en zones sources.** L'étude combinée de datations OSL et des activités surfaciques de  $^{137}\text{Cs}$  a démontré que l'accumulation de matière en amont de la limite aval de la parcelle s'est effectuée irrégulièrement depuis le 11<sup>ème</sup> siècle, conduisant au développement de la banquette agricole L1 actuelle. Des phénomènes locaux récents d'érosion ont également été observés aux abords de la bordure. Les processus d'érosion et de dépôt locaux de sols induits par la présence ou la disparition des bordures de parcelles et leur disparition apparaissent beaucoup plus importants que les redistributions de sol moyennes opérant sur l'ensemble de la parcelle.

## V.4.2. “Quantifying and modelling the impact of land consolidation and associated field borders on soil redistribution in agricultural landscapes (1954 – 2009)”

Article à soumettre à « Soil & Tillage Research »

Chartin C.<sup>a</sup>, Evrard O.<sup>b</sup>, Salvador-Blanes S.<sup>a</sup>, Hinschberger F.<sup>a</sup>, Macaire J.-J.<sup>a</sup>, Van Oost, K.<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Université François-Rabelais de Tours, Université d'Orléans, CNRS/INSU, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans - UMR 6113, Faculté des Sciences et Techniques, Parc Grandmont, 37200 Tours (France)

<sup>b</sup> LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement), UMR 8212 (CEA-CNRS-UVSQ) Avenue de la Terrasse, 91198 Gif-sur-Yvette (France)

<sup>c</sup> TECLIM, Université catholique de Louvain, Place Louis Pasteur, 1348 Louvain-la-Neuve (Belgium)

**Keywords:** Soil erosion; Lynchets; Land consolidation; Cesium-137; Conversion model; OSL dating

### 1. Introduction

During the last decades, soil erosion has intensified in cultivated hillslopes and has become a problematic issue for farmers and rural communities. When it is triggered by heavy storms, soil erosion and the associated muddy floods can have disastrous and costly consequences (e.g. Pimentel *et al.*, 1995; Evrard *et al.*, 2007). Most concerns about soil erosion are related to its subsequent negative impacts, such as water pollution, a decline in biodiversity and crop yields, the reduction of soil water storage capacity or organic carbon sequestration (e.g. Andraski and Lowery, 1992; Berger *et al.*, 2006; Boardman and Poesen, 2006; Papiernick *et al.*, 2009). Soil is a crucial natural resource, non renewable at human lifespan, and it is therefore important to organise its conservation/protection, which requires an efficient assessment of rates of erosion-deposition processes and their spatial variability.

Traditionally, the recent soil redistribution observed in cropland of western Europe is mainly attributed to water erosion processes. Soil erosion by water requires the detachment of

soil particles and their transport by runoff water. Detachment of particles depends greatly on aggregate stability and on raindrop impact shear stresses (Kemper and Rosenau, 1986; Farres, 1987; Le Bissonnais, 1996). The transport intensity is then controlled by runoff velocity which depends greatly on topographical settings as slope, drainage area and planform curvature (Poesen, 1984; Foster, 1986, Chaplot et La Bissonnais, 2003). However, it has been recently outlined that tillage erosion appears generates significant soil redistribution in intensively farmed cropland (e.g. Lindstrom *et al.*, 1992; Govers *et al.*, 1994; Boardman et Posen, 2006; Cerdan *et al.*, 2010). Tillage erosion corresponds to the translocation of soil during farming operations: soil movement mainly depends on slope gradient change (Lindström *et al.*, 1990; Govers *et al.*, 1994; Montgomery *et al.*, 1999; Van Muysen *et al.*, 1999).

Field borders and associated linear elements, such as hedges, roads, furrows and grass strips, induce landscape fragmentation and have an important role on the spatial variability of soil erosion and deposition processes (Van Oost *et al.*, 2000; Follain *et al.*, 2006; Szilassi *et al.*, 2006). Field borders affect indeed the hydrological and sedimentological connectivity across hillslopes. Vegetated borders (e.g., grass strips, hedges, grassed waterways) can infiltrate surface runoff and trap sediment transported by water (Caubel *et al.*, 2003; Evrard *et al.*, 2008; Van Dijk *et al.*, 1996). Vegetated borders therefore prevent runoff concentration by reducing the effective slope and surface drainage areas. In contrast, convex anthropogenic field borders (e.g., furrows) provide preferential drainage pathways where runoff can concentrate, increasing thereby sedimentological connectivity across the landscape. Linear landscape elements with a compacted surface (e.g. roads, land tracks) have a limited infiltration capacity and they therefore enhance runoff and hydrological connectivity (Wemple *et al.*, 1996; Forman and Alexander, 1998). In fields where tillage is conducted, all types of field borders act as lines of zero-flux (Dabney *et al.*, 1999; Van Oost *et al.*, 2000). Consequently, tillage-induced deposition and erosion mainly occur upslope and downslope of field borders oriented along contour lines.

Field borders can therefore act as barriers to water and sediment fluxes generated by both water and tillage erosion (Dabney *et al.*, 1999; Govers *et al.*, 1999; De Alba, 2003; Van Dijk *et al.*, 2005; Knapen *et al.*, 2008). Interaction of those erosion and deposition processes leads to the development of anthropogenic landforms (e.g., ridges-and-furrows, headlands, and lynchets) that are common in agricultural landscapes of western Europe (Callot, 1980;

Hooke, 1988; Zadora-Rio, 1991; Chartin *et al.*, 2011). Lynchets landforms, also known as terraces, soil banks, or locally as “rideaux” in northern France and Belgium, provide a good example of an anthropogenic landform resulting from agricultural practices. A lynchets is shaped by the progressive accumulation of soil material by water and/or tillage translocation upslope of a field border (Bollinne, 1971; Papendick and Miller, 1977; Van Dijk *et al.*, 2005; Follain *et al.*, 2007). This phenomenon leads to the creation of a gentler slope than in the upslope field area and an associated break-in-slope below the field border. Those landforms (ca. 10 m in size) will keep evolving in landscapes after field border removal, leading for example to the formation (?) of undulations (Houben, 2008; Chartin *et al.*, 2011). Undulations are convex landforms running along former field borders. Impact of field borders location and/or removal is then essential to understand past, present and future spatial patterns/distribution of soils. This is particularly the case in western Europe where agricultural policy and mechanisation led to the massive removal of field borders through the implementation of numerous land consolidation schemes between 1960 and 1990 (Baudry et Burel, 1984; Vitikainen, 2004).

Quantifying soil erosion in agricultural landscapes during the last decades, and outlining its driving processes appears to be particularly difficult, given that erosion monitoring was not conducted over such a long period. Moreover, tillage has not been taken into account as a direct factor of erosion in cultivated areas until late 1980s and early 1990s. It was generally defined as an indirect driver of erosion because of its action on physical soil properties, like porosity, roughness and structure (Burwell *et al.*, 1963; Zobeck and Onstad, 1987).

The use of  $^{137}\text{Cs}$  can therefore offer a solution to evaluate soil redistribution over the last decades (e.g., Rogowski and Tamura, 1965; Ritchie and McHenry, 1975; Walling and Quine, 1992).  $^{137}\text{Cs}$  has been produced by nuclear fission and released into the atmosphere through the test of aerial nuclear weapons (between 1945 and 1980) as well as during the Chernobyl accident (in 1986). This radioisotope is strongly linked to soil particles, and especially to their clay and organic matter fractions (Tamura, 1964). Consequently,  $^{137}\text{Cs}$  redistribution across hillslopes provides spatially-distributed information on soil material transport since the first  $^{137}\text{Cs}$  fallouts in 1954. In this study, we used a specific model to convert  $^{137}\text{Cs}$  residuals into soil erosion and deposition rates ( $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$  or  $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ ). This model consists in a combination of a mass-balance model (Quine *et al.*, 1985) and erosion

models (Van Oost *et al.*, 2000, Van Oost *et al.*, 2003). The erosion models are spatially distributed and process-based. Water and tillage-induced processes of soil redistribution depend on different topographical settings. Tillage erosion will be most intense on landscape positions where water erosion is minimal (on convexities and close to upslope field boundaries) while areas of tillage deposition are often areas of maximal water erosion as hollows (Govers *et al.*, 1994; 1996; Van Oost *et al.*, 2000). The model exploits these differences through the spatial analysis of  $^{137}\text{Cs}$  inventories to assess the respective implication of water and tillage in the soil redistribution. This conversion model has three main advantages (Van Oost *et al.*, 2005): i) it provides independent simulations of soil redistribution by water and tillage erosion, ii) it delivers prediction maps, and iii) it requires a low number of input parameters which makes possible to keep the model structure flexible and transparent.

However, no tracer as useful as  $^{137}\text{Cs}$  exists for tracking soil redistribution for a longer period, i.e. before 1954. However, use of dating tools can give insight about erosion-deposition rates evolution. OSL (Optically Stimulated Luminescence) is a method of “trapped charge” dating (Huntley *et al.*, 1985; Aitken, 1998). Sediments are permanently exposed to low levels of radiation when buried, which excites the free electrons related to the natural isotopes from the lower energy valence band to the higher energy conduction band. Some of electrons get then “trapped” between the two energy levels in the crystal structure. Consequently, the longer a sediment is buried, the more electrons accumulate in traps. If the sediment is exposed to a small amount of energy as the one provided by sunlight, trapped charges are liberated. An amount of proportional extra energy (photons) is released simultaneously, producing thereby a luminescence signal which can be measured and used to determine the date of last deposition (Huntley *et al.*, 1985). An accurate OSL dating then relies on the hypothesis that sediments were exposed to sunlight, and thus bleached, before last burial (Aitken, 1998). OSL appears to be a useful technique as it dates the sediment deposition rather than the source material itself when compared to classic radiocarbon technique. Moreover, OSL covers a wider temporal range (from decades to one million years) than radiocarbon (from 200 to 65 000 years).

The main objective of this paper is to assess the effect of field borders and their potential removal on soil redistribution in an intensively cultivated hillslope of the southwestern Parisian Basin. First, recent patterns of soil redistribution are derived from  $^{137}\text{Cs}$

inventories and analysed with respect to the different topographical settings, especially lynchets and undulations. Then, erosion and deposition rates are calculated using a conversion model that integrates the dominant process of soil redistribution over the last fifty years. Finally, the entire development of an anthropogenic landform induced by a given type of field border (i.e. a lynchet) and the associated spatial variability of soil redistribution are reconstructed by combining OSL dating and  $^{137}\text{Cs}$  inventories.

## **2. Materials and methods**

### *2.1. Study area*

#### *2.1.1. Location and physiographical settings*

This study was conducted on a 3.7 ha area located in the Quincampoix catchment close to Seully village, in the southwestern part of the Parisian Basin, France (47°08.31'N, 0°10.97'E) (Fig. 1). This field is located in the downslope part of a south-east facing hillslope. This hillslope is characterised by an undulating topography that is common in terrains underlain by Cretaceous chalks of SW Parisian basin. In the study area, the elevation range is 43-60 m and the slope range is 0.8-8%. Ten-meter wide and linear anthropogenic landforms are oriented perpendicularly to the main slope direction (see their description in subsection 2.1.2).

Bedrock consists of Upper Turonian yellow sandy limestones in the upslope part of the study site, and of Middle Turonian white chalks in its downslope part (Alcaydé *et al.*, 1989; Bellemlih, 1999). Soils are calcaric Cambisols, epileptic calcaric Cambisols and colluvic Cambisols (Boutin *et al.*, 1990; FAO, 1998). Main soil textures are clay and loam. Mean annual precipitation reaches ca. 600 mm and is evenly distributed throughout the year.

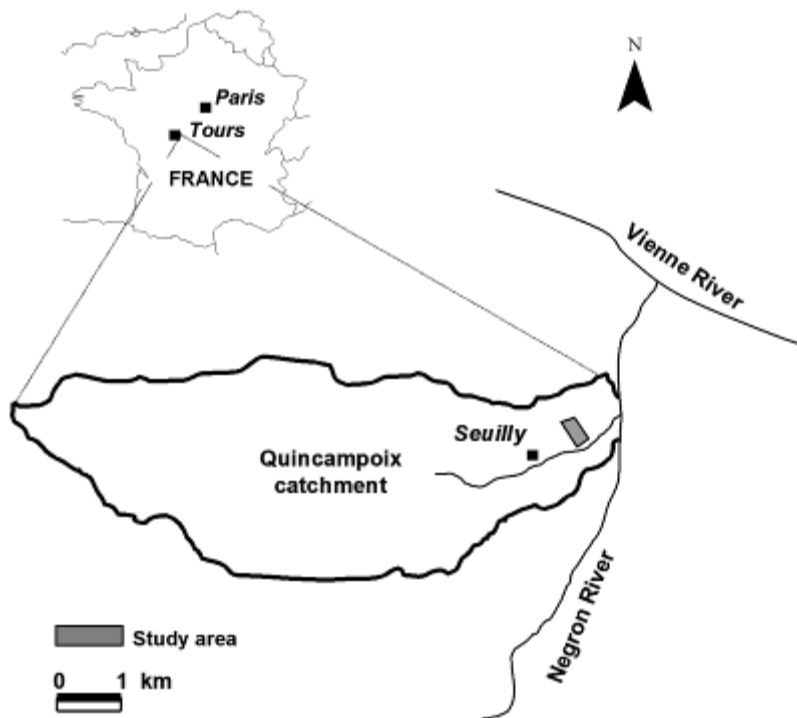


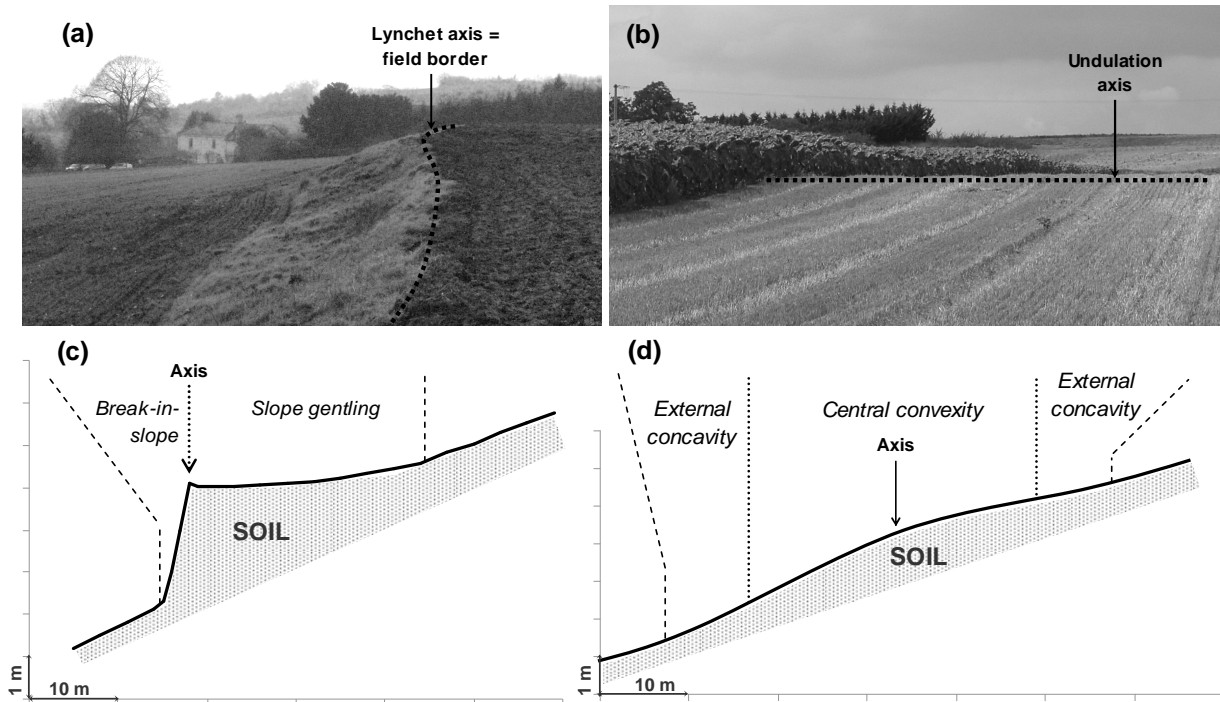
Figure 1. Location of the study area in France.

According to local farmers and aerial photographs, the study area has been planted with cereals and oil-producing crops (maize, sunflower, wheat, barley and rape) since at least 1945.

### 2.1.2. Characteristics of the anthropogenic landforms

Lynchets and undulations are the two types of linear anthropogenic landforms observed in the study area.

Figures 2a and 2c show the geometrical characteristics of a typical lynchet. Its topography can be subdivided into two components separated by the present field border, i.e., its axis. Uphill, the slope is gentle and is 15 to 30-m wide. Downhill, there is a 2 to 5 m-wide break-in-slope. Breaks-in-slope can reach more than 2 m height and create sharp discontinuities within this hillslope. Cross section of soil accumulation within the lynchet evolved as a pseudo right-angle triangle (Fig. 2c).



**Figure 2. Geometrical characteristics of the two types of anthropogenic landforms, and the associated soils, observed in the study field: (a) and (c) provide a picture and a cross-section of a lynchet; (b) and (d) provide a picture and a cross-section of an undulation.**

Figures 2b and 2d show the geometrical characteristics associated with an undulation. This landform does not create sharp discontinuities between both sides of its axis in landscape morphology. An undulation consists of a wide gentle convexity that is gradually connected by slight concavities to the general hillslope morphology. The top of the convexity - considered as its axis - coincides closely with former field borders (Houben, 2008; Chartin *et al.*, 2011). Undulation landforms correspond to more or less thickened soil with a lenticular convex shape (Fig. 2d).

Overall, one lynchet (L1) and two marked undulations (U1, U2) are observed in-field in the study area; they are separated by mostly regular hillslope sections (Chartin *et al.*, 2011). They are oriented perpendicularly to the steepest slope.



## *2.2. Topographical survey*

A detailed topographic survey was performed during the winter 2008 using two DGPS (i.e., a base and a mobile recorder). The sampling strategy was adapted to slope gradient variations so as to increase the density of measurements in the vicinity of lynchet and undulation landforms. Coordinates (with a few-mm accuracy) and elevations (with 1-cm accuracy) were obtained for 400 sites within the study area after the record post-treatment. A Digital Elevation Model (DEM) was computed by ordinary kriging on a regular grid of 2-m cells.

## *2.3. Reconstruction of field border networks in study area since 1954*

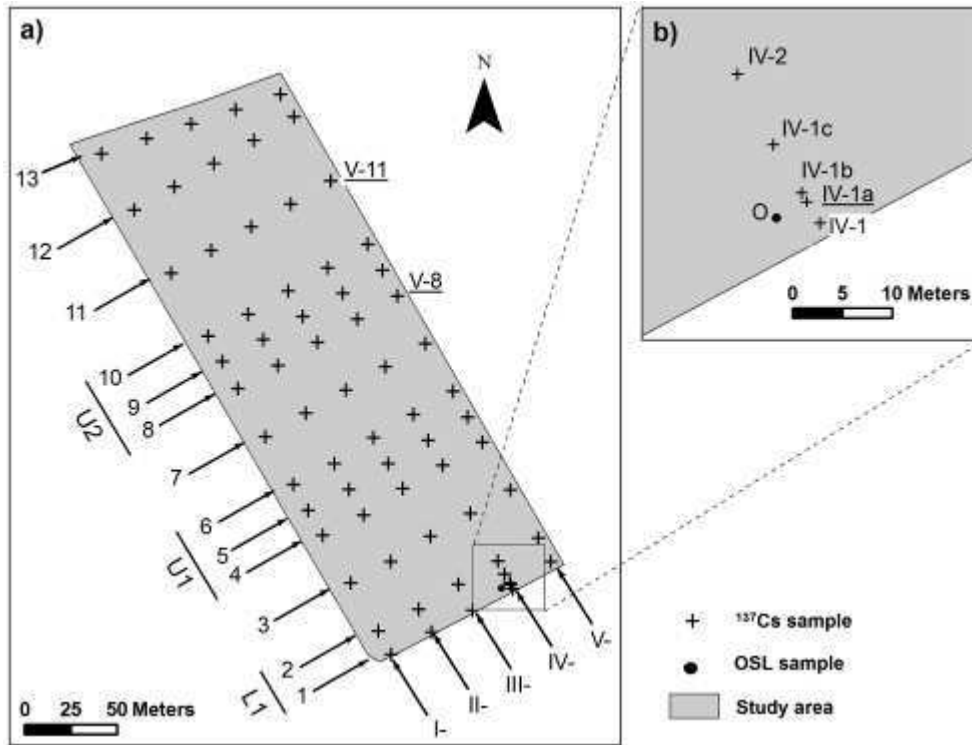
The successive field border networks that have existed in the study area since the beginning of  $^{137}\text{Cs}$  fallout (1954) were reconstructed from the analysis of aerial photographs. The presence of ancient field borders and/or their disappearance were likely to influence soil redistribution from 1954 to 2009 and the subsequent  $^{137}\text{Cs}$  residual patterns.

## *2.4. $^{137}\text{Cs}$ analysis*

### *2.4.1. Field sampling*

Sixty-eight soil cores were sampled in the field along five transects (referred to as I to V in figure 3a) in 2009 to characterise the recent soil redistribution (1954-2009) within the study area. These transects were parallel, separated by 25 m, and oriented perpendicularly to lynchet and undulations in order to coincide with the steepest slope direction. Thirteen cores were sampled along each transect (Fig. 3a), in order to document soil movement in the whole range of the different observed topographic settings. Sample lines 1 and 2 are located in the concavity of lynchet L1; sample lines 5 and 9 are located in the central convexities of undulations U1 and U2 respectively; lines 4, 6, 8 and 10 are located in the external concavities of the latter undulations; and, finally, sample lines 3, 7, 11, 12 and 13 are located in areas characterised by more or less regular slopes. Three additional cores (IV-1a, IV-1b and

IV-1c on figure 3b) were sampled in the lynchet L1 area along transect IV to detail the effect of the associated field border on the recent soil redistribution over a short-distance (Fig. 3b).



**Figure 3.**  $^{137}\text{Cs}$  and OSL sampling schemes. (a) Sampling in the whole study area. (b) Zoom on samples to give details on lynchet L1.

Soil cores (with 8 cm or 10 cm external diameter) were collected with a percussion drilling machine (Eijkelkamp) in the field up to a soil depth of about 70 to 100 cm. All the 68 cores were immediately cut into sections in the field, depending on the local soil thickness. The first section corresponded to the uppermost 20 to 40 cm of the core. Then, the rest of the core was sampled in successive 10-cm sections until bedrock was reached. Three of the sixty-eight soil cores (sample points IV-1a, V-8 and V-11 highlighted in Fig. 3) were cut into 5-cm sections in order to provide details on the vertical distribution of  $^{137}\text{Cs}$  in different topographical situations. The V-11 soil core was collected in an undifferentiated area with a more or less regular slope, and V-8 was collected on the downslope external concavity of undulation U2. Core IV-1a was sampled on the gentle slope of L1 lynchet. Each section of the 68 cores was air-dried for 48 h at 40 °C, sieved and ground to a fine powder. Soil in the

study area contains large quantities of coarser grains and chalk fragments. Attention was paid to collect the fine particle fractions associated with those coarser grains.

#### 2.4.2. Measuring $^{137}\text{Cs}$ activities

$^{137}\text{Cs}$  activity in the soil cores was measured at 661 keV using Germanium gamma-ray detectors (Germanium hyperpure – GeHP, N-type, coaxial model) for 24 to 48 h. An initial qualitative assessment was performed on successive subsamples of each core to determine the maximum depth of the  $^{137}\text{Cs}$  signal. The  $^{137}\text{Cs}$  activity ( $A_i$  in  $\text{Bq.kg}^{-1}$ ) was then derived for each core section. Finally, the  $^{137}\text{Cs}$  total inventory ( $A_{\text{surf}}$ ;  $\text{Bq.m}^{-2}$ ) of each core was calculated according to Eq. (1).

$$A_{\text{surf}} = \sum_{i=1}^n \left( A_i \times \frac{M_i}{S} \right) \quad (1),$$

where  $A_i$  is the  $^{137}\text{Cs}$  activity in the successive sections of the core ( $\text{Bq.kg}^{-1}$ );  $M_i$  is the mass (kg) of the <8 mm soil fraction of the sampled sections;  $S$  is the surface area ( $\text{m}^2$ ) of the soil core cylinder.

In order to estimate whether soil erosion or deposition occurred in the investigated field,  $^{137}\text{Cs}$  inventories were compared to the mean inventory obtained in four cores sampled in neighbouring undisturbed sites (i.e., an orchard and a pasture). This mean inventory provided the  $^{137}\text{Cs}$  reference inventory. Then, we calculated  $^{137}\text{Cs}$  residuals as follows:

$$Cs_{\text{res},x} = A_{\text{surf},x} - A_{\text{surf,ref}} \quad (2),$$

where  $Cs_{\text{res},x}$  are the  $^{137}\text{Cs}$  residuals at the  $x$  core location ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ),  $A_{\text{surf},x}$  is the  $^{137}\text{Cs}$  total inventory at the the  $x$  core location ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ), and  $A_{\text{surf,ref}}$  is the Cs reference inventory ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ).

Negative  $^{137}\text{Cs}$  residuals correspond to areas that underwent dominant soil erosion after the beginning of the  $^{137}\text{Cs}$  fallout (1954). In contrast, areas with positive  $^{137}\text{Cs}$  residuals correspond to zones of dominant soil deposition after 1954.

## 2.5 Converting $^{137}\text{Cs}$ activities into erosion-deposition rates

### 2.5.1. Conversion model description

The model that converts  $^{137}\text{Cs}$  inventories into erosion rates ( $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{yr}^{-1}$ ) was based on the mass-balance model developed by Quine (1985). This model aims to describe accumulation and depletion of  $^{137}\text{Cs}$  at a given location. Mass-balance models account for both the annual fallouts and susceptible losses of  $^{137}\text{Cs}$  due to runoff (before its incorporation within the tilled layer) during the whole period of the radionuclide fallout. This model then takes into account the vertical distribution of the radionuclide in the soil. In this case, soil redistribution by tillage is considered, and both water erosion and tillage erosion modules are spatially-distributed and process-based. They originate from the SPEROS model and the WATEM model, respectively. For a thorough presentation of SPEROS and WATEM models, the reader should refer to the published literature (Van Oost *et al.*, 2000; Van Oost *et al.*, 2003).

The water-induced processes of soil depletion (rill and interrill) are defined as a power function of slope gradient and contributing area,

$$E_{rill} = k_1 \rho_b S^a A^b, \quad (2)$$

$$E_{irill} = c \rho_b S^d, \quad (3)$$

where  $E_{rill}$  and  $E_{irill}$  are rill and interrill potentials, respectively ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ ),  $\rho_b$  is the dry bulk density of the soil ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ),  $S$  is the slope ( $\text{m}\cdot\text{m}^{-1}$ ),  $A$  is the contributing area per unit contour width ( $\text{m}^2\cdot\text{m}^{-1}$ ), and  $k_1$ ,  $a$ ,  $b$ ,  $c$  et  $d$  are coefficients.

The local rate of soil depletion is then calculated as the summation of both potentials for rill and interrill erosion unless the local transport capacity is exceeded. The transport capacity on a given slope segment is then considered as being proportional to the potential for rill erosion (e.g., Desmet and Govers, 1995):

$$T_c = k_2 E_{rill}, \quad (4)$$

where  $T_c$  is the transport capacity ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}$ ) and  $k_2$  is a coefficient (m).

When local sediment inflow exceeds the transport capacity  $T_c$ , deposition occurs. The amount of soil translocated is then equal to  $T_c$ .

Erosion and deposition induced by tillage practices result from variations in tilled layer translocation in the landscape. In many studies (Lindstrom *et al.*, 1990; Montgomery *et al.*, 1999; Van Muysen *et al.*, 1999), the slope gradient was identified as the most influential factor on the intensity of soil translocation by tillage. Here, the net soil flux induced by tillage translocation on a hillslope of infinitesimal and unit width is considered as proportional to the local slope gradient (Govers *et al.*, 1994; Van Oost *et al.*, 2000),

$$Q_t = k_3 S = -k_3 \frac{dh}{dx}, \quad (5)$$

where  $Q_t$  represents the net downslope flux due to tillage ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{a}^{-1}$ ),  $k_3$  is the tillage transport coefficient ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{a}^{-1}$ ),  $S$  is the local slope gradient ( $\text{m.m}^{-1}$ ),  $h$  is the height at a given point of the hillslope, and  $x$  is the horizontal distance (m).

The local soil erosion or deposition rate by tillage ( $E_t$  in  $\text{kg.m}^{-2}$ ) is then calculated as follows,

$$E_t = \rho_b \frac{dh}{dt} = -\frac{dQ_s}{dx} = \frac{d^2h}{d^2t}, \quad (6)$$

where  $t$  is the time.

Tillage appears to be modelled as a diffusive process, where changes in slope gradient control soil depletion and accumulation in the hillslope. Finally, field borders are considered as lines of zero flux. This means that no soil material is translocated from one field to another during tillage.

### 2.5.2. Conversion model application

The conversion model described above was used to simulate soil erosion and deposition in the study area over several decades (i.e., from the beginning of  $^{137}\text{Cs}$  fallout in 1954 until sampling in 2009). Table 1 summarizes coefficient values and parameter ranges used for the model simulation.

The simulation process is iterative and each iteration corresponds to one year. Hence, the punctual mass-balance model incorporated in the conversion model requires data on annual  $^{137}\text{Cs}$  fallouts, as their variations can greatly affect the topsoil  $^{137}\text{Cs}$  content (Quine, 1995). Input annual  $^{137}\text{Cs}$  fallouts were based on mean annual  $^{137}\text{Cs}$  fallouts for the northern hemisphere (Cambrai *et al.*, 1989), that were weighted by the factor  $\alpha$  (-) defined as follows,

$$\alpha = \frac{A_{surf,ref}}{A_{surf,NH}}, \quad (7)$$

where  $A_{surf,ref}$  is the Cs reference inventory ( $Bq.m^{-2}$ ) for the study area and  $A_{surf,NH}$  is the mean Cs reference inventory ( $Bq.m^{-2}$ ) for the northern hemisphere.

**Table 1. Parameter and coefficient values used in the model application.**

Parameter / coefficient	Values	
NL (cm)	0.5	
DF (-)	1	
a (-)	1.45	
b (-)	0.75	
d (-)	0.8	
	Minimum	Maximum
$k_1$ (-)	0	0.40
$k_2$ (m)	20	220
$k_3$ ( $kg.m^{-1}.yr^{-1}$ )	300	1000

$^{137}Cs$  fallouts associated with the Chernobyl accident appear to be negligible in the study area and were therefore not considered in Cs reference inventories of Eq. (7) (Fourmont *et al.*, 2001). Values of complementary parameters (NL and DF) for the mass-balance model were fixed at 0.5 cm and 1 (-) in accordance with Quine *et al.* (1997) (Tab. 1).

No assumptions were made about water and tillage erosion rates. A specific procedure developed by Van Oost *et al.* (2003) and based on the Generalized Likelihood Uncertainty Estimation (Beven and Binley, 1992) was implemented to explore the parameter range for which the model was in close agreement with respect to the observed  $^{137}Cs$  inventories. The key parameters in this application are  $k_1$ ,  $k_2$  and  $k_3$ . The first regulates water erosion intensity, the second controls the spatial patterns and the rates of soil deposition by water, and the third parameter modulates tillage erosion intensity (§ 2.4.1).

Hence, numerous values for parameters  $k_1$ ,  $k_2$  and  $k_3$  were tested over the ranges 0-0.40 (-), 20-220 m and 300-1000  $kg.m^{-1}.yr^{-1}$ , respectively. Range of parameter  $k_1$  and values of coefficients a, b and d (Eqs. 1 and 2) were based on studies carried out by Desmet and Govers (1995,1997), Van Oost et al (2000) and Van Rompaey *et al.* (2001) (Tab. 1). Given the parameter  $k_2$  is affected by soil texture, the range value tested here was adapted for clay-

loamy soils. Transport capacity ( $T_c$ ; Eq. 4) is likely to be low in clay loamy soils because of a good aggregate stability. Key parameter  $k_3$  corresponds to the sum of transport coefficients ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ ; Eq. 5) relative to each tillage treatment performed in the study area during one year. We chose to apply a typical sequence of conventional tillage operations in this region, i.e., one mouldboard and two chisel ploughs per year. Values of  $k_3$  were then based on different tillage experiments carried out on up- and down slope direction and on contour line direction in order to include the maximum of possibilities (Lindstrom *et al.*, 1992; Van Muysen *et al.*, 2000; Van Muysen *et al.*, 2002).

In total, the conversion model was run to compare simulated and observed  $^{137}\text{Cs}$  patterns for 3000 sets of key parameters  $k_1$ ,  $k_2$  and  $k_3$  in the whole study area. The value of likelihood for each set of parameters was determined and associated with the corresponding model output values. The cumulative likelihood distribution of water and tillage erosion rates has then been defined separately for the whole study area. From these cumulative distributions, median (M), 5<sup>th</sup> (P5) and 95<sup>th</sup> (P95) percentile values were calculated to provide a quantification of model uncertainty.

Points located at a distance lower than or equal to 4 m (i.e. size of two grid cells) from the limits of the study area were excluded from the dataset for this simulation: these points were likely to be included in cells corresponding to a field border in the model. Exploratory simulations showed that the inclusion in the study of the points located on simulated field border affect greatly the calculation of uncertainties. Simulated and observed values at these points appeared indeed strongly different when compared to simulated and observed values at points located elsewhere in the study area. Hence, 62 points were used for the conversion of  $^{137}\text{Cs}$  inventories into erosion and deposition rates.

## *2.6. Optically Simulated Luminescence (OSL) dating*

OSL dating was performed in order to compare the recent dynamics on the lynchet L1 development to its older behaviour.

### 2.6.1. Field sampling

OSL samples were taken at different depths along a soil profile in landform L1 in order to estimate the evolution of soil deposition rates along this profile. A trench was dug during autumn 2009 in L1 nearby and parallel to  $^{137}\text{Cs}$  sampling transect IV. In the trench, we determined the profile O located 3 m upslope of the field border. The  $^{137}\text{Cs}$  profile IV-1a is also located 3 m upslope the field border (Fig. 3), then erosion-deposition rates derived from both OSL and  $^{137}\text{Cs}$  analysis could be compared. Three samples were extracted for OSL dating along the profile O at 70 cm, 100 cm and 130 cm depths along the profile O in order to minimize the potential bleaching of grains. Indeed, the uppermost part of the soil should undergo maximum mixing due to tillage, the action of burrowing animals and plants (Heimsath *et al.*, 2002). Soil material of the tilled layer (25 to 30 cm depth) is regularly exposed to sunlight and then “bleached”. The disturbance in luminescence signal due to plant and animal activities is expected to decline rapidly with depth below the tilled layer. The deeper sample was collected at the base of B colluvic horizons (Chartin, 2011). OSL sampling was systematically carried out using 5-cm diameter opaque PVC tubes that were inserted horizontally into freshly exposed vertical sections of the trench. Furthermore, additional samples were extracted and packed into hermetic plastic bags for bulk radioactivity measurements.

### 2.6.2. Laboratory methods

OSL analysis was performed in the luminescence laboratory of the Geological Institute of Hungary. Luminescence was measured on 160-200  $\mu\text{m}$  diameter quartz grains as proposed by Thamó-Bozsó *et al.*, 2010. A Single-Aliquot Regenerative-dose (SAR) protocol (Murray and Olley 2002; Murray and Wintle, 2003; Wintle and Murray, 2006) was applied to estimate equivalent doses  $D_e$  (i.e. post-depositional accumulated absorbed dose in Gy). Dose rates (i.e. local radioactivity in  $\text{Gy}\cdot\text{ka}^{-1}$ ) were calculated based on laboratory high-resolution gamma spectrometry analyses of bulk samples, using the conversion factors of Adamiec and Aitken (1998).

OSL dating was then calculated based on both measured equivalent dose ( $D_e$ ) and dose rate. According to the statistical characteristics of  $D_e$  distributions and their slight



asymmetry (Bailey and Arnold, 2006, Arnold *et al.*, 2007), central age model (CAM) of Galbraith *et al.* (1999) appeared to be appropriate for age calculation.

### 2.7. Reconstructing the development of a typical lynchet

Erosion and deposition rates deduced from OSL dating in profile O and  $^{137}\text{Cs}$  analysis of profiles IV-1, IV-1a, IV-1b, IV-1c and IV-2 were combined to reconstruct lynchet L1 development (Fig. 3).

Considering OSL dating, deposition rates in  $\text{mm.yr}^{-1}$  of soil material in the profile O were calculated for soil increments between 100-130 cm, 70-100 cm and 0-70 cm depth using Eq. (8),

$$MD^{u-d} = \frac{(d_d - d_u)}{(a_d - a_u)} * 10, \quad (8)$$

with  $MD^{u-d}$  is the mean soil deposition rate ( $\text{mm.yr}^{-1}$ ) for the increment located between  $d_u$  cm and  $d_d$  cm depth (u and d mean respectively for up and down), and  $a_u$  and  $a_d$  are the respective mean OSL ages (yr) calculated at  $d_u$  cm and  $d_d$  cm depth.

The punctual Mass-Balance Model as described by Quine (1995) was used to calculate soil erosion and deposition rates ( $\text{mm.yr}^{-1}$ ) from  $^{137}\text{Cs}$  inventories for the recent period 1954-2009 in samples IV-1, IV-1a, IV-1b and IV-2 (Fig. 3b).

Based on erosion-deposition rates and dates obtained as described above, a scenario was constructed to explain the development of lynchet L1. This scenario was also based on available field observations and literature (Salvador-Blanes, 2002; Follain, 2005; Chartin, 2011).

## 3. Results and discussion

### 3.1. Recent soil redistribution patterns and relations with topographical settings

The  $^{137}\text{Cs}$  reference value in Seully reached  $1398 \pm 27 \text{ Bq.m}^{-2}$  in 2009 (mean activity and standard deviation derived from the analysis of four reference cores). Fig. 4 shows the

mean vertical distribution of  $^{137}\text{Cs}$  along a representative reference profile in Seully; the four reference profiles were characterised by the same type of distribution. Approximately 40% to 65% of the total  $^{137}\text{Cs}$  inventory were concentrated in the uppermost 5 cm and 10 cm, respectively. As observed at many other undisturbed locations, the  $^{137}\text{Cs}$  content declines almost exponentially with depth in the soil (Walling and Quine, 1992).

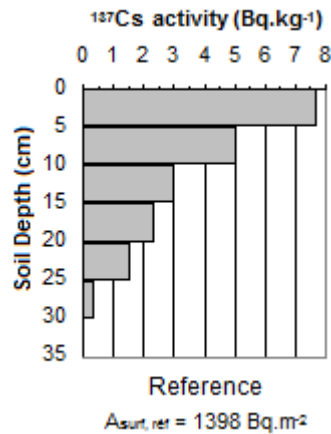


Figure 4. Vertical distribution of  $^{137}\text{Cs}$  in mean reference profile of Seully.

The  $^{137}\text{Cs}$  residuals ranged from approximately  $-1030 \text{ Bq.m}^{-2}$  to  $900 \text{ Bq.m}^{-2}$  in the 68 analysed cores. Figures 5a and 5b show  $^{137}\text{Cs}$  residuals ( $\text{Bq.m}^{-2}$ ) and slope gradient (%) over the whole study area. The variations of cesium residuals are mainly oriented in the same direction as slope gradient, i.e. in the steepest slope direction (NNW-SSE), except in the south-eastern part of the study area. Furthermore, the patterns of  $^{137}\text{Cs}$  were strongly affected by anthropogenic undulations U1, U2, and lynchet L1 linked with former and current field borders, respectively. Field borders associated with undulations U1 and U2 disappeared in 1967 when the last important campaign of land consolidation occurred, i.e. during  $^{137}\text{Cs}$  fallouts (Fig. 6). The study area corresponded to a group of seven individual fields before land consolidation. About 50% of the actual  $^{137}\text{Cs}$  contained in soil was injected between 1962 and 1964. Consequently, current patterns of  $^{137}\text{Cs}$  mostly reflect soil redistribution that occurred after 1967 land consolidation .

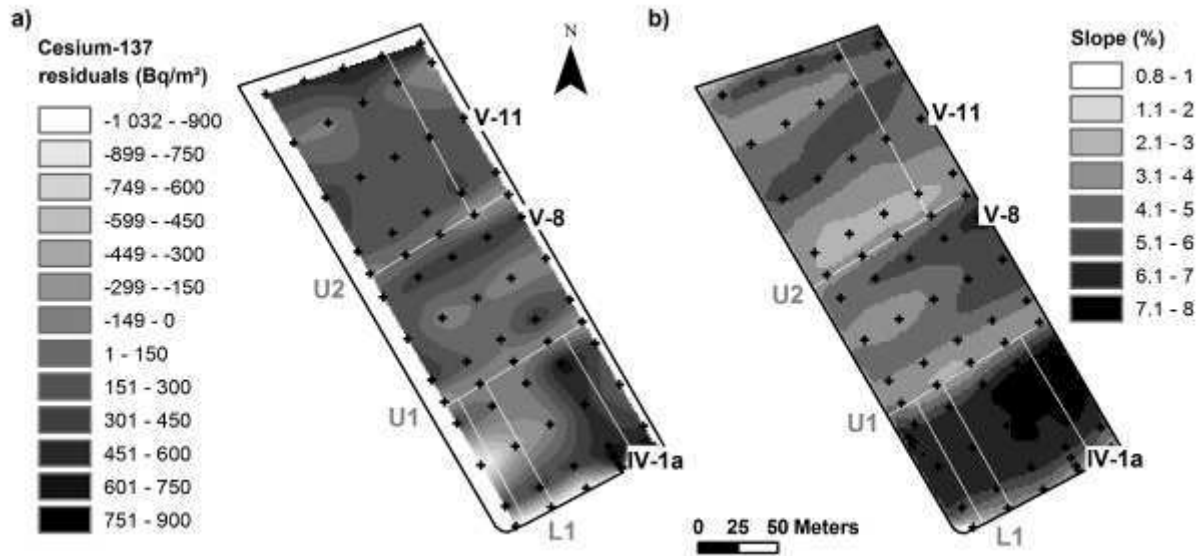


Figure 5. Spatial distribution of (a) measured  $^{137}\text{Cs}$  residuals and (b) slope gradients in the study area. Plus signs indicate the location of sample collection for  $^{137}\text{Cs}$  analyses, and white lines correspond to former field borders of 1959.



Figure 6. Reconstruction of the field borders in 1945, 1959 and 2009.

The  $^{137}\text{Cs}$  residuals measured in the vicinity of older field borders located on undulation axis (sample lines 5 and 9) ranged from  $-50 \text{ Bq.m}^{-2}$  to  $-350 \text{ Bq.m}^{-2}$ . Overall, the uppermost central convex part of U1 and U2 (Fig. 3d) have been eroded since 1954. Cores sampled just upslope and downslope of U1 and U2 axes (sample lines 4, 6, 8 and 10) are associated with residuals ranging from almost null values to more than  $700 \text{ Bq.m}^{-2}$ . This means that external concavities of undulations were net soil deposition areas since the beginning of  $^{137}\text{Cs}$  fallouts. The profile V-8 is located in the downslope external concavity of U2 (Fig. 5) and provides an example of  $^{137}\text{Cs}$  vertical distribution in this depositional context ( $A_{\text{surf, B}} = 1786 \text{ Bq.m}^{-2}$ ; Fig. 7b). The  $^{137}\text{Cs}$  vertical distribution appears to be homogeneous in the uppermost 30 cm and then declines dramatically in the subjacent five centimeters. This homogenization results from the mixing induced by tillage operations (Kachanovski, 1993; Quine *et al.*, 1994). Thus, undulation landforms have probably been levelled for the last five decades. These patterns of  $^{137}\text{Cs}$  residuals were probably induced by dominant tillage processes such as tillage translocation that leads to soil erosion in convexities and soil accumulation in concavities (Govers *et al.*, 1994; 1996). In this case, erosion of the upslope U2 convexity would have supplied sediment to profile V-8 location.

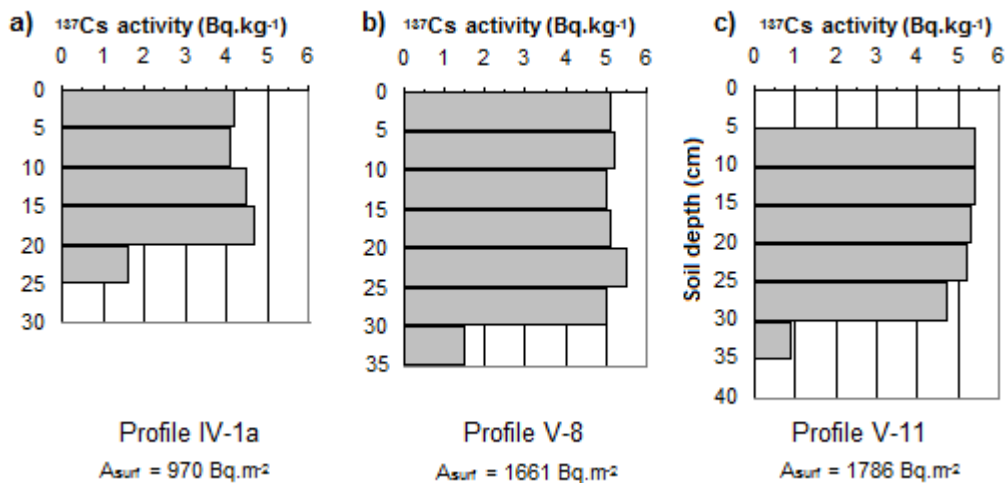


Figure 7. Vertical distribution of  $^{137}\text{Cs}$ : a) in profile IV-1a, b) in profile V-8 and c) in profile V-11.

Soil deposition occurred 16 m upslope of the lynchet L1 axis (sample line 2) where the slope associated with this landform is particularly gentle ( $^{137}\text{Cs}$  residuals ranged from 400 to  $500 \text{ Bq.m}^{-2}$ ). In contrast, residuals measured along the field border of sample line 1 (approximately 2 m upslope) was mainly characterised by soil depletion. From WSW to

ENE, residuals ranged from less than  $-1000 \text{ Bq.m}^{-2}$  to approximately  $-270 \text{ Bq.m}^{-2}$  (Fig. 7a). Soil accumulation only occurred in the SE field corner with residuals of about  $750 \text{ Bq.m}^{-2}$ . Lynchets are mainly developed by the progressive soil accumulation upslope of the field border. Still, soil depletion appears to occur locally along this border. For example,  $^{137}\text{Cs}$  residuals reach about  $970 \text{ Bq.m}^{-2}$  in the profile IV-1a, where the isotope is only present between 0 – 25 cm depth (i.e., the current tillage depth; Fig. 7a). However, soil thickness reaches 135 cm here. This would mean that lynchet L1 mostly developed before 1954 at this point. Further considerations about the development of L1 lynchet will be detailed in section 3.3.

At the upstream edge of the field, sample line 13 is located 10 m downslope of the current upstream field border. These samples are characterised by large values of  $^{137}\text{Cs}$  residuals (from  $445 \text{ Bq.m}^{-2}$  to  $771 \text{ Bq.m}^{-2}$ ; Fig. 7a). The slope gradient is higher than 4% in this area and presents an apparent convex profile curvature (Fig. 7b). This topographical setting and the presence of a road parallel to the field border provide preferential conditions to trigger water erosion. Still, soil accumulation due to tillage practices has been commonly observed upslope and downslope of field borders in environments with low slopes (Callot, 1980; Hooke, 1988; Leturcq, 2008). This phenomenon creates specific longitudinal convex landforms called “headlands”. A detailed soil prospection has shown that soil appears to be thicker in this area than downslope, and that its depth reaches locally more than 80 cm.

Finally, spatial pattern of  $^{137}\text{Cs}$  residuals in undifferentiated areas is rather complex and does not seem to be directly influenced by slope steepness and convexity (Figs. 5a and 5b). The profile V-11 is located in an area with regular slopes (Fig. 7c). The total  $^{137}\text{Cs}$  inventory in V-11 reaches  $1786 \text{ Bq.m}^{-2}$  and is then higher than the reference inventory (Fig. 8c). Soil deposition occurred mainly at V-11 since 1954.  $^{137}\text{Cs}$  has been detected between 5 – 35 cm depth. The uppermost 5 cm of soil material probably originate from a sediment source area that underwent severe erosion and was completely depleted in  $^{137}\text{Cs}$ . In that case, several centimeters of this soil depleted in  $^{137}\text{Cs}$  has deposited since the last tillage treatment, i.e., since the last mixing. It seems particularly important as at least two tillage treatments are performed per year in the study area. Only soil deposition consecutive to a concentrated water erosion processes can bring so rapidly such an important quantity of soil material. Unfortunately, none rill or gully has been observed upslope the point IV-11 when sampling was performed.

3.2. Modelling erosion and deposition rates from 1954 to 2009

The reference inventory reached  $1398 \text{ Bq.m}^{-2}$  in Seuilly in 2009, and then the factor  $\alpha$  (Eq. 7) used to determine mean annual  $^{137}\text{Cs}$  fallouts in this area was 0.785. Fig. 8 shows the mean  $^{137}\text{Cs}$  inventories, water and tillage erosion simulated by the model in the whole study area. The major variations of  $^{137}\text{Cs}$  observed above, mainly related to anthropogenic landforms lynchets and undulations, are reproduced by the simulations, except near the downslope field border where the observed low  $^{137}\text{Cs}$  content is not reproduced. Convex landforms are characterised by soils with low  $^{137}\text{Cs}$  inventories compared to the inventories of concave landforms. Hence, tillage is simulated as the dominant process controlling  $^{137}\text{Cs}$  patterns since 1954. Most areas eroded by tillage correspond to convex parts of undulations U1 and U2 and to a convex area located in upslope-field part. Tillage erosion rates are generally higher than to  $5 \text{ Ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$  and reach locally up to  $10 \text{ Ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$  in these convex areas. Soil accumulation by tillage is simulated in the whole area of lynchet L1 with a maximum deposition rates reaching  $12 \text{ Ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ . As observed, an important phenomenon of soil deposition due to tillage has been also simulated along the present upslope field border: this supports the hypothesis of the progressive development of a headland at that location. Regarding water erosion patterns, they are also greatly influenced by undulation landforms U1 and U2 in simulation. They delimited three areas (noted A,B and C in Fig. 8b) with similar patterns of soil redistribution by water. Upslope parts are mostly eroded whereas deposition occurs gradually in downslope direction. However, erosion starts again in lower parts of areas B and C on U1 and U2 convexities, respectively. Maximum soil deposition by water occurs in lynchet L1 with rates up to  $1.1 \text{ Ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ .

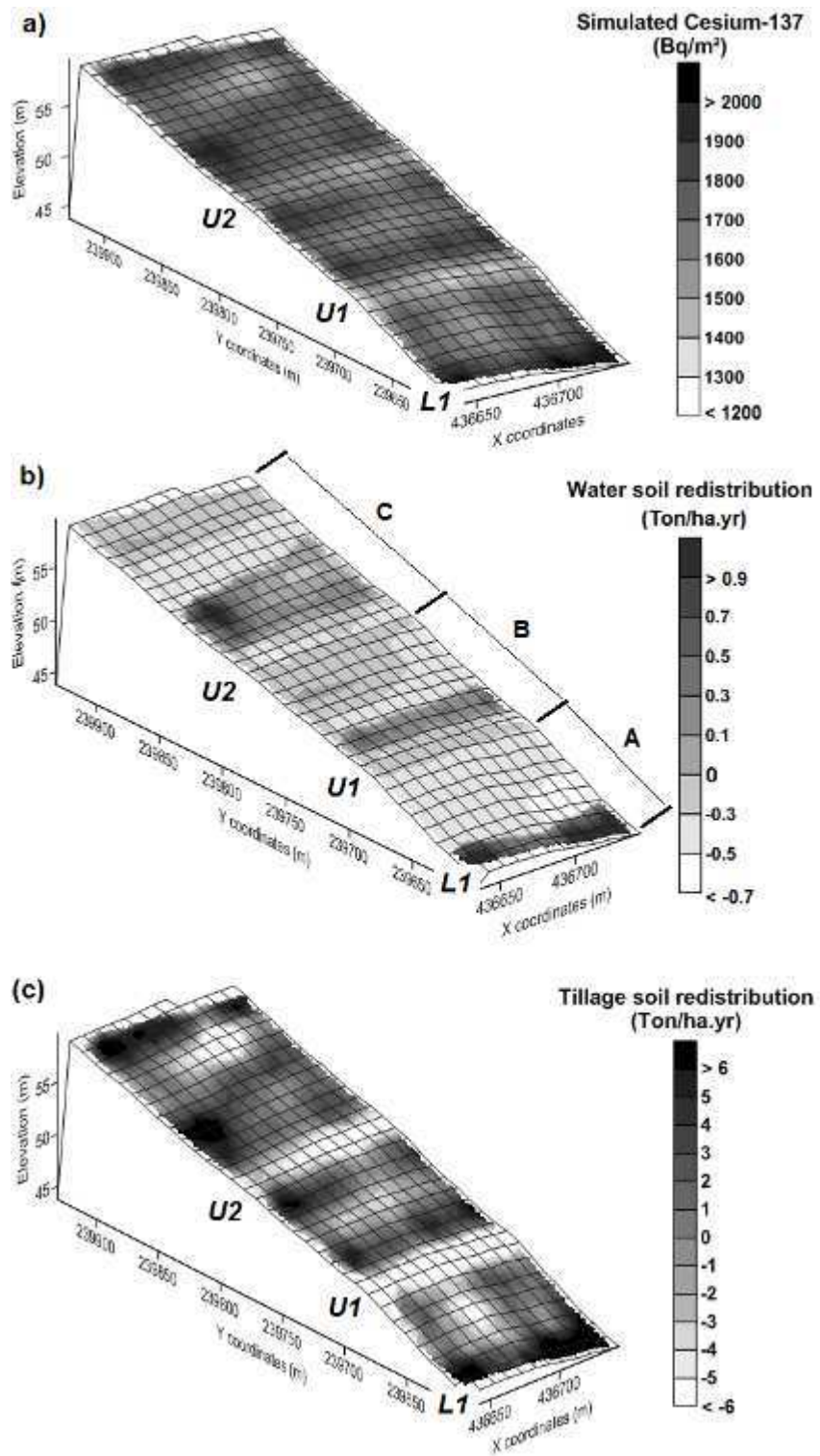


Figure 8. Model outputs overlaid on an isometric projection of the study area topography: (a) simulated <sup>137</sup>Cs inventories, (b) simulated tillage soil redistribution rates by tillage erosion, and (c) simulated soil redistribution rates by water erosion.

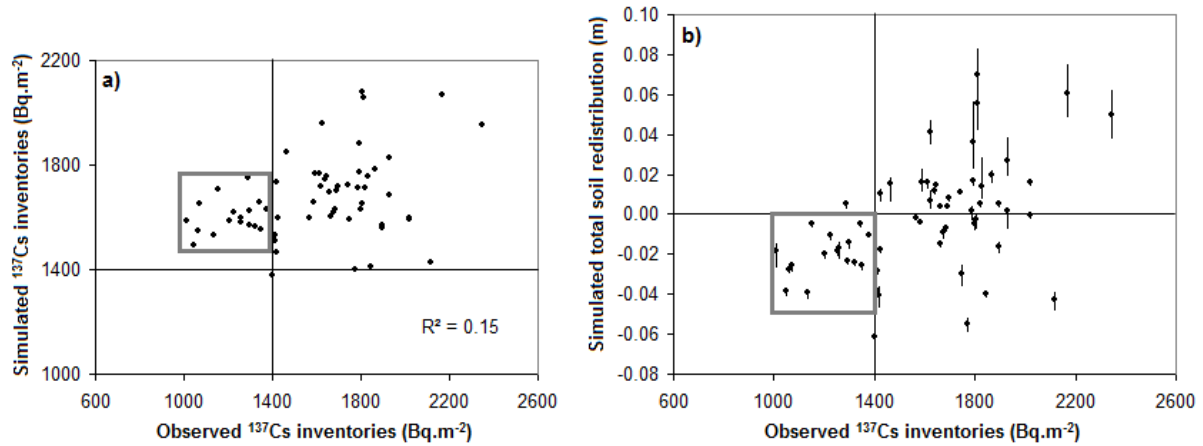
Table 2 shows values of M, P5 and P95 for simulated water and tillage erosion-deposition in the whole study area. The model clearly shows that tillage erosion has an order of magnitude higher than water erosion in both erosional and depositional areas. For example, the median water erosion rates reach  $-0.42 \text{ Ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$  whereas tillage erosion reaches  $-2.78 \text{ Ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ . Mean tillage erosion rate in the whole study area appears then 3 to 4 times less important than maximum erosion rates occurring in undulations (Tab. II; Fig. 8c). Considering the mean tillage deposition rate in the whole study area, it is more than 4 times less important than maximum deposition rates occurring in lynchets L1 (Tab. II; Fig. 8c). The uncertainty associated with the simulation of water erosion and deposition appears to be much higher than the uncertainty associated with tillage simulation (Tab. 2). Dominance of tillage to control soil redistribution can explain this phenomenon. In addition, deposition rates and patterns of water erosion are largely controlled by  $k_2$  when compared to tillage process simulation for which soil redistribution patterns remained stable for the entire range of tested  $k_3$  values (Van Oost *et al.*, 2003).

**Table 2. Simulated soil redistribution rates for the whole study area for the period 1954-2009. P5 and P95 are the 5<sup>th</sup> and 95<sup>th</sup> percentile simulation limits, respectively, and M the median.**

	Mean erosion ( $\text{Ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ )			Mean deposition ( $\text{Ton.ha}^{-1}.\text{yr}^{-1}$ )		
	P5	M	P95	P5	M	P95
Water	-0.96	-0.42	-0.04	0.01	0.25	0.56
Tillage	-2.87	-2.78	-2.72	2.70	2.77	2.85

Even though the model reproduces well the major trends of variation of  $^{137}\text{Cs}$  inventories in the study area, model over-estimates inventories in eroded areas (Fig. 9a). Indeed, points located on observed eroded areas are characterised by simulated  $^{137}\text{Cs}$  inventories larger than the reference inventory of  $1398 \text{ Bq.m}^{-2}$ . Observed and simulated  $^{137}\text{Cs}$  inventories fit then very poorly ( $R^2 = 0.15$ ). However, Whether a given point was affected by erosion or deposition was nevertheless correctly simulated by the model (Fig. 9b).





**Figure 9. Model outputs simulated over the period 1954-2009 plotted against observed data for the same period. (a) Simulated  $^{137}\text{Cs}$  inventories versus observed  $^{137}\text{Cs}$  inventories. (b) Median total soil redistribution rates versus observed  $^{137}\text{Cs}$  inventories. The error bars (i.e. the 5<sup>th</sup> and 95<sup>th</sup> percentile) represent the simulation uncertainties.**

All the points characterised by  $^{137}\text{Cs}$  inventories lower than the reference are located on convex areas, especially on undulations U1 and U2 (Figs. 5 and 9). These landforms correspond to local soil accumulation induced by former field borders that disappeared in 1967. Patterns of actual  $^{137}\text{Cs}$  on undulations show that those areas have been levelled since the campaign of land consolidation in 1967 (Fig. 5). Undulations can correspond to two types of landforms existing until field border removal: i) the undulations are former lynchets that were more or less developed, as suggested by Bollinne (1971) and Houben (2008); ii) undulations are headlands created by an asymmetric accumulation of soil due to tillage translocation on both sides of the borders (Callot, 1980; Leturcq, 2008). In both cases, the local morphology has strongly evolved in the vicinity of the former field borders linked with current undulations. Unfortunately, the topography of the study area was not known for the year 1954, and DEM corresponding to the topography of 2008 was then used by default. Moreover, DEM does not evolve after each iteration (i.e. year) in the model. Hence, convexity and concavity values on undulations are lower than in 1967. Consequently, tillage erosion and deposition rates simulated for the period 1954-2009 in undulation landforms, which correspond to 30 of the 62 points used in simulation, are under-estimated.

In addition, water deposition occurs predominantly in upslope external concavities of undulations U1 and U2. Water processes transport preferentially fine particles from the soil

surface containing the bulk  $^{137}\text{Cs}$ , especially during the radionuclide fallouts (1954-1983). Indeed, the mass-balance model used here simulates that between two tillage experiments practiced from 1954 to 1983, uppermost millimeters of soil contained much more  $^{137}\text{Cs}$  than just after tillage which mixes the isotope in the whole tilled thickness. Soil built up by water erosion on upslope undulation concavities accumulated more and more cesium during this period. Although undulation convexities predominantly underwent erosion, soil translocated from upslope concavities to convexities by tillage was then richest in  $^{137}\text{Cs}$  than thinner soil previously present in undulations. The combination of an under-estimation of tillage redistribution and the patterns of soil redistribution by water can then explain that simulated  $^{137}\text{Cs}$  inventories are higher than observed inventories in undulations even though soil depletion is correctly modelled.

Tillage erosion appears to be underestimated by the conversion model. However, the model runs confirm our observations: soil redistribution by tillage is dominant since 1954, the land consolidation led to the levelling of undulations, and to the redistribution of the soil material stored within them. These results are in agreement with previous findings showing that land consolidation generates a dramatic increase of soil redistribution within cultivated catchments, but to relatively low sediment exports from the catchment (Evrard *et al.*, 2010).

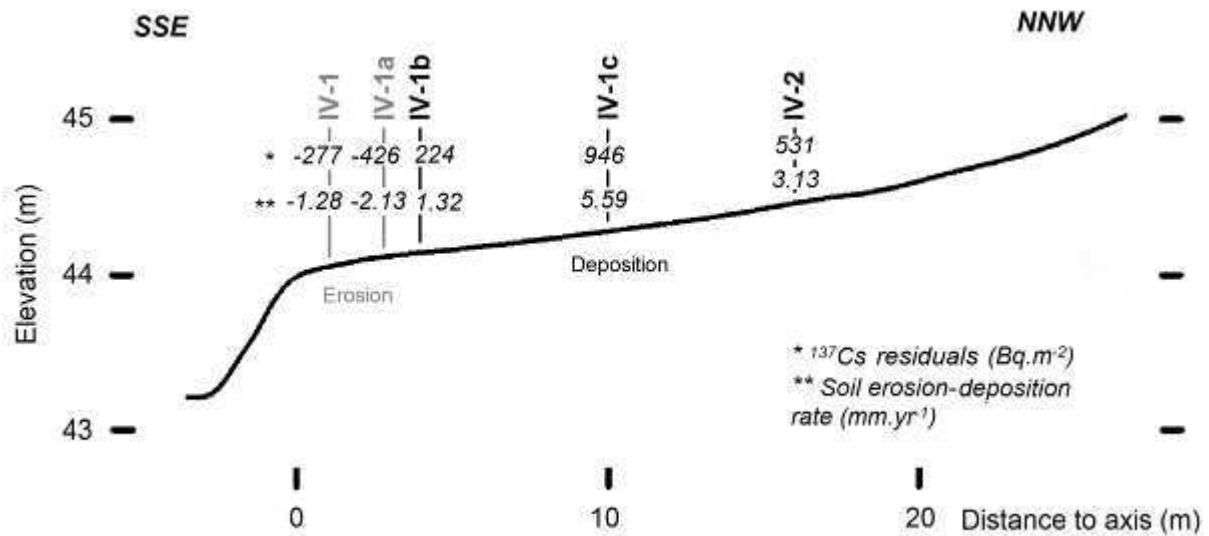
### 3.3. Changing dynamics of a lynchet

According to measured equivalent dose ( $D_e$ ) and dose rate of OSL samples, soil ages were derived along the profile O in lynchet L1. Soil deposition rates were calculated by Eq. (8) for different soil depth intervals, i.e. 100-130 cm, 70-100 cm and 35-70 cm. Both OSL ages and associated deposition rates are detailed in Table 3. An age of  $990 \pm 70$  years has been deduced from OSL analysis at the base of B colluvic horizon. Corresponding mean soil deposition rates are  $0.94 \text{ mm.yr}^{-1}$ ,  $1.76 \text{ mm.yr}^{-1}$  and  $0.7 \text{ mm.yr}^{-1}$  for the three increments 100-130 cm, 70-100 cm and 35-70 cm, respectively. However, the  $^{137}\text{Cs}$  inventories observed close to point O (point IV-1a) reveal that erosion has intensified at that location since 1954 (Fig. 8a). Then, the uppermost soil deposition rate calculated based on OSL dating was probably higher than  $0.7 \text{ mm.yr}^{-1}$ .

**Table 3. Ages and mean soil deposition rates calculated from OSL dating in the profile A'.**

Soil depth (cm)	OSL age (yr)	Mean deposition rate (mm.yr <sup>-1</sup> )
35		0.70
70	500 ± 40	
100	670 ± 50	1.76
130	990 ± 70	0.94

Figure 10 shows a topographic cross-section of L1 comparable to <sup>137</sup>Cs sampling transect IV where <sup>137</sup>Cs residuals range from -426 Bq.m<sup>-2</sup> to 948 Bq.m<sup>-2</sup>. From upslope to downslope directions, soil deposition occurs at points IV-2, IV-1c and IV-1b and soil depletion at final points IV-1a and IV-1 (3 m to 4 m upslope the border). Value of estimated erosion rate is 2.13 mm.yr<sup>-1</sup> for point IV-1a. Approximately 12 cm of soil have then been eroded in IV-1a since 1954, whereas more than 30 cm of soil have been accumulated at point IV-1c. The lynchet L1 is characterised by an important variability of <sup>137</sup>Cs residuals and subsequent erosion-deposition processes over a short distance from it, but it appears to undergo accumulation since 1954. Sampling schemes have to be defined considering this short-distance variability to describe appropriately the major soil redistribution processes (erosion or deposition) occurring in landforms associated with field borders.



**Figure 10. Topographic cross-section along sample transect IV in lynchet L1 and related measured <sup>137</sup>Cs residuals.**

Information detailed above was used to propose a scenario for the development of lynchets L1 (Fig. 11). As the recent period is better documented than older periods, assumptions about lynchets morphology were based on field observations and available literature (Salvador-Blanes, 2002; Follain, 2005; Chartin, 2011). The downslope field border associated with lynchets L1 acts as a barrier to soil translocation since at least the 11<sup>th</sup> century (Tab. 3 and Fig. 11a). Then, material has been accumulated as a pseudo right-angle triangle levelling in the downslope part of the field. This triangle has grown towards upslope direction. We can deduce an important deposition phenomenon between 14<sup>th</sup> to the 16<sup>th</sup> century whereas it remained much more limited between the 16<sup>th</sup> century and 1954 (Figs. 11b, c and d). From 1954 to 2009, erosion occurred just upslope of the field border, and important soil accumulation occurred higher along the slope, at 5 – 20 m distance (Figs. 11d and e). According to the punctual conversion of <sup>137</sup>Cs in profile IV-1c placed 10 m upslope of the border, mean soil deposition rate reached up to 5.5 mm.yr<sup>-1</sup> during this period (Fig. 10). Accumulation in the concavity is largely explained by the soil redistribution induced by both water and tillage erosion. Moreover, the land consolidation of 1967 induced the redistribution of soil material stored in landforms corresponding to current undulations. This can explain the acceleration of accumulation in lynchets L1 compared to the former accumulation rates deduced from OSL dating (Tab. 2) and recent rates derived from <sup>137</sup>Cs inventories (Fig. 10). Field border in 1954 was characterised by a 2 to 3 m wide convexity, limiting thereby the possibility of water erosion triggering. The study field is tilled on up- and downslope direction since land consolidation. We observed that the field has been tilled with a reversible mouldboard plough for several years. When the tractor gets close to the border, it makes a U-turn during which the mouldboard lifts and rotates. The mouldboard plough then deposits soil a few meters upslope of the border. After the U-turn, the mouldboard is reintroduced in the soil close to the border and it translocates soil upslope. Finally, a single passage is conducted along the border. This practice could lead to soil depletion in an area of a few meters width upslope of the border. Consequently, some local erosive phases induced by soil treatments or the evolution of dominant soil redistribution processes have potentially occurred since the 11<sup>th</sup> century. However, these phenomena cannot be confirmed by our analysis.

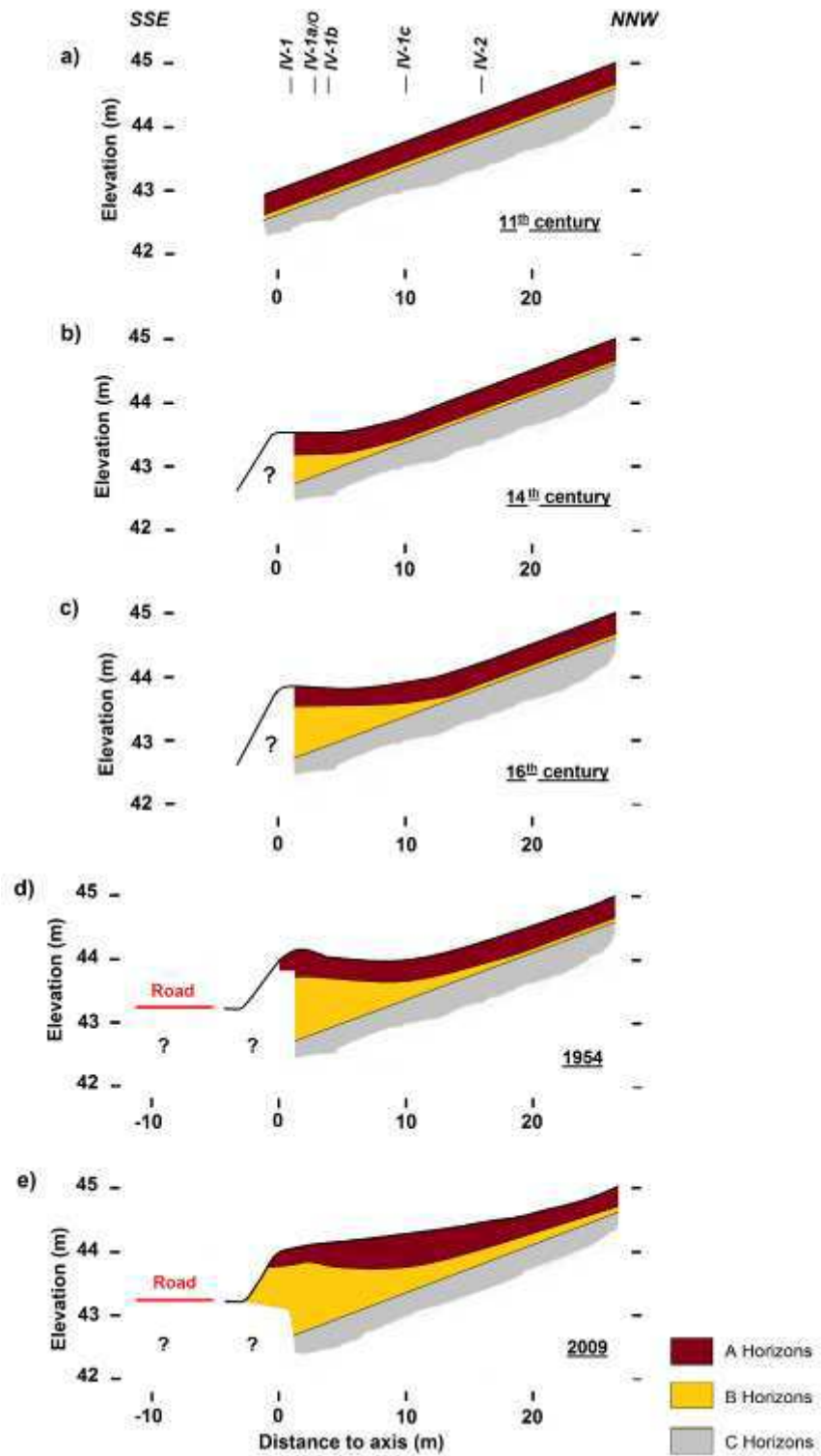


Figure 11. Scenario for lynchet L1 development: L1 morphology in (a) 11<sup>th</sup> century, (b) 14<sup>th</sup> century, (c) 16<sup>th</sup> century, (d) 1954 and (e) 2009. (After Chartin, 2011).

Lynchet landforms appear to be complex changing anthropogenic features that evolve depending on many factors and interactions. Development of the lynchet L1 has not been constant since the 11<sup>th</sup> century. Evolution of agricultural practices implemented upslope and subsequent soil erosion and deposition processes have certainly dominated the intensity of its development and the modification of its morphology. As undulations, lynchet morphology has greatly evolved since 1954: the concavity was strongly attenuated. We can therefore conclude that soil deposition in lynchet L1 is certainly underestimated by the applied conversion model.

#### **4. Conclusion**

This study assessed/quantified the effect of field borders and associated landforms (lynchets and undulations) on soil redistribution in an intensively cultivated hillslope of the southwestern Parisian Basin. The study of <sup>137</sup>Cs patterns provided a way to quantify soil redistribution and to show that it was enhanced by land consolidation that took place in 1967. Areas submitted recently to intensive erosion or deposition are mainly concentrated on linear landforms induced by soil accumulation along field borders, undulations and lynchets. The use of an elaborated conversion model highlights that soil redistribution is strongly dominated by tillage-induced processes. Predominantly convex undulation areas were then clearly levelled after the land consolidation. Land consolidation therefore contributed to the acceleration of soil erosion in this cultivated catchment through the conversion of depositional areas into sediment delivering areas. OSL dating and <sup>137</sup>Cs inventories showed that soil accumulation has mostly occurred along the downslope field border since the 11<sup>th</sup> century, which led to the development of the current lynchet. Despite this acceleration of soil accumulation in the lynchet since 1954, soil erosion occurred locally in the vicinity of the field border. This led to the rapid morphological evolution of the area located close to the lynchet morphology.

Erosion and deposition processes induced by field borders and their removal appear to be very important when compared to mean soil redistribution in the entire study area. The knowledge about these phenomena and their modelling need more attention. Hence, the study and prediction of essential soil properties dependant from soil thickness (e.g. water storage, carbon content), especially horizon A thickness, could be greatly improved.